

1088 Hauenstein

Erläuterungen

HANS-RUDOLF BLÄSI, PETER JORDAN, DANIEL KÄLIN,
CHRISTIAN GNÄGI, HANS BURGER, SIMONE KIEFER,
FABIO TORTOLI und RETO BURKHALTER

Geologischer Atlas der Schweiz



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo
www.swisstopo.ch

2018

158

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

1:25 000

1088 Hauenstein

Erläuterungen

37 Textfiguren, 8 Tabellen und 2 Tafelbeilagen

verfasst von

HANS-RUDOLF BLÄSI, PETER JORDAN, DANIEL KÄLIN,
CHRISTIAN GNÄGI, HANS BURGER, SIMONE KIEFER,
FABIO TORTOLI und RETO BURKHALTER

2018



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo

Empfehlung für die Angabe in einem Literaturverzeichnis

Karte

BLÄSI, H.-R., JORDAN, P., LAUBSCHER, H.P., REBER, D. & BURKHALTER, R. (2018): Blatt 1088 Hauenstein. – Geol. Atlas Schweiz 1:25000, Karte 158.

Erläuterungen

BLÄSI, H.-R., JORDAN, P., KÁLIN, D., GNÁGI, C., BURGER, H., KIEFER, S., TORTOLI, F. & BURKHALTER, R. (2018): Blatt 1088 Hauenstein. – Geol. Atlas Schweiz 1:25000, Erläut. 158.

Titelbilder

Umschlag

Laminierter, schwach deformierter Gips mit angewitterter Oberfläche. Zeglingen-Formation («Anhydritgruppe», Anisien), stillgelegte Gipsgrube Weissbrunn (Weissbrunn) bei Zeglingen, (Koord. ca.2636.200/1251.115). Etwa Originalgrösse. Foto R. Burkhalter, 2018.

Karte

Überlagerung des digitalen Höhenmodells swissALTI^{3D} mit der vereinfachten geologischen Übersichtskarte von Atlasblatt Hauenstein.

Erläuterungen

«Jurensis-Bank»; Aufsicht auf Schichtfläche mit dem Ammoniten *Lytoceras jureense* sowie den Belemniten *Acrocoelites (Odontobelus) pyramidalis* und *A. (Od.) brevisulcatus*. Gross-Wolf-Member (spätes Toarcien), Grabung Fasiswald (Koord. ca.2629.100/1245.100). Originalbreite des dargestellten Ausschnittes 31 cm. Naturmuseum Olten (Sammlungsnr. 8823). Präparation Geowissenschaftliches Atelier Gebr. Imhof, Trimbach. Foto Wolf Fotografie / Naturmuseum Olten, 2017.

Herausgeber

© 2018, Bundesamt für Landestopografie, CH-3084 Wabern. – Alle Rechte vorbehalten. Übersetzungen und analoge oder digitale Vervielfältigungen dieses Dokuments oder von Teilen davon, die nicht ausschliesslich dem privaten Eigengebrauch dienen, sind nur mit Erlaubnis des Herausgebers gestattet.

ISSN 1420-2913
ISBN 978-3-302-40096-9

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort	5
Zusammenfassung	7
Résumé	8
Riassunto	9
Summary	10
Einleitung	11
Bisherige Karten und Kartierungen	12
Geomorphologische Übersicht	13
Stratigraphie	15
Trias	15
Muschelkalk	15
Keuper	22
Jura	26
Lias	26
Dogger	30
Malm	39
Paläogen-Neogen	47
Eozän	47
Oligozän-Miozän	49
Untere Süsswassermolasse (USM)	49
Obere Meeresmolasse (OMM)	57
Obere Süsswassermolasse (OSM)	59
Quartär	64
Pleistozän	75
Pleistozän oder Holozän	79
Holozän	83
Tektonik	86
Einleitung	86
Übersicht und Grundlagen	86
Geschichte der tektonischen Interpretation	88
Bilanzierte Profile	89
Tafeljura	92
Faltenjura	95
Frontale Elemente	97
Passwang-Antiklinale und Hauenstein-Dottenberg- Überschiebung, einschliesslich vorgelagerter Synklinale	103
Farisberg-Kette und Mümliswil-Langenbruck-Hauenstein-Synklinale	106
Weissenstein-Antiklinale und Balsthal-Holderbank-Bärenwil-Synklinale	108
Gäu-Synklinale, Niederamt-Synklinale und Born-Engelberg-Antiklinale	109
Sockelstrukturen	110
Hydrogeologie	113
Lockergesteinsgrundwasser	114
Karstgrundwasser	115
Mineralquellen und Heilbäder	116
Tunnelentwässerungen	121

Mineralische Rohstoffe	122
Archäologie	128
Literaturverzeichnis	133
Geologische Karten	145
Anhang	147

VORWORT

Mit Blatt Nr. 158 Hauenstein des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25000 findet die altgediente Geologische Spezialkarte Nr. 73 von Dr. Friedrich Mühlberg aus dem Jahr 1915 einen Nachfolger, der eine aktuelle, umfassende und detaillierte Bestandsaufnahme der geologischen Verhältnisse in diesem verkehrstechnisch wichtigen Gebiet der Schweiz liefert.

Als externer Mitarbeiter der Schweizerischen Geologischen Kommission (SGK), später der Landesgeologie, nahm Prof. Dr. Hans Peter Laubscher zwischen 1973 und 2003 das Gebiet von Blatt Hauenstein auf, wobei er sich neben der genannten Spezialkarte auf zahlreiche ältere Kartierungen stützen konnte. Seine Manuskriptkarte war allerdings im Wesentlichen auf das Festgestein beschränkt und stellte dieses in stark abstrahierter Weise dar, was eine inhaltliche und graphische Überarbeitung erforderte. Zu diesem Zweck nahm Dr. Hans-Rudolf Bläsi 2007–2010 das Blatt neu auf. 2015–2017 konstruierte PD Dr. Peter Jordan bilanzierte Profilschnitte durch das Kartengebiet und erarbeitete darauf aufbauend ein tektonisches Konzept, das wiederum in die Karte einfloss. Schliesslich präziserte dipl. Geol. Doris Reber 2016 die Darstellung der Schuttbildungen und insbesondere der Massenbewegungsphänomene mithilfe des hochauflösenden digitalen Geländemodells swissALTI^{3D}; Dr. Reto Burkhalter nahm 2017 zahlreiche inhaltliche Ergänzungen und Korrekturen an der Karte vor.

Die Autoren der vorliegenden Erläuterungen verfassten folgende Kapitel: Dr. Hans-Rudolf Bläsi: Einleitung, Stratigraphie Mesozoikum; Dr. Daniel Kälin: Stratigraphie Paläogen–Neogen; Dr. Christian Gnägi: Stratigraphie Quartär; PD Dr. Peter Jordan: Tektonik, mineralische Rohstoffe, diverse Ergänzungen; Dr. Hans Burger: Hydrogeologie; lic. phil. Simone Kiefer und MA Fabio Tortoli: Archäologie; Dr. Reto Burkhalter: zahlreiche Ergänzungen, insbesondere zur Stratigraphie Mesozoikum. Dr. Reto Burkhalter koordinierte ausserdem die Karte und die Erläuterungen inhaltlich und unterzog sie einer umfassenden redaktionellen Bearbeitung.

Im Namen der SGK begutachteten Prof. Dr. Adrian Pfiffner (Präsident der SGK), Prof. Dr. Karl Foellmi (Universität Lausanne), Dr. Anna Sommaruga und Prof. Dr. Jon Mosar (beide Universität Freiburg i. Ü.) sowie Dr. Peter Haldimann (Küsnacht) den Inhalt der Karte und der Erläuterungen.

Weitere wertvolle Informationen lieferten ausserdem Dr. Urs Pfirter und Dr. Daniel Kälin (zahlreiche lokalgeologische Ergänzungen), Prof. Dr. Christian Schlüchter und Dr. Hans Rudolf Graf (Quartär), Dr. Bernhard Hostettler (Fossilfundstellen), Dr. Achim Reisdorf (Staffelegg-Formation), dipl. Geol. Yvonne Kaufmann (Grabung Fasiswald), Dr. Peter F. Flückiger (Huppergrube Rickenbach, Grabung Fasiswald), Matthias Buchenhorner und dipl. Geol. Kai-Uwe Schneemann (Mineralwasserbohrung Eptingen-1) sowie Dr. Andreas Schlatter und Dr. Martin Rickenbacher (Höhenfixpunkte Aarburg).

Dr. Stefan Strasky lektorierte die vorliegenden Erläuterungen. Die Übersetzung der Zusammenfassung ins Französische, Italienische und Englische besorgten Dr. Alain Morard, MSc Eleonora Gygax und Dr. Milan Beres. Die kartografischen Arbeiten führten Bruno Reber, dipl. Geol. Andreas Baumeler und Remo Trüssel durch. Die Tafeln und Textfiguren wurden von Reto Casty und Dr. Reto Burkhalter graphisch bearbeitet, den Schriftsatz gestaltete Renato Howald.

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

September 2018

Bundesamt für Landestopografie swisstopo
Landesgeologie

ZUSAMMENFASSUNG

Blatt Hauenstein umfasst einen Teil des Tafeljuras im Norden und einen Querschnitt durch den Faltenjura im zentralen und südlichen Kartengebiet. Die Breite des Faltenjuragürtels verringert sich innerhalb des Kartengebiets von Westen nach Osten markant, was sich in der Konzentration von Verkehrsachsen, die das Mittelland mit der Region Basel verbinden, widerspiegelt.

Tiefste aufgeschlossene stratigraphische Einheit ist die Zeglingen-Formation («Anhydritgruppe») des Anisiens. Die mesozoische Schichtreihe reicht im südlichen Kartengebiet bis in die Reuchenette-Formation (Kimméridgien), im Nordosten aufgrund (kretazischer-)eoazäner und miozäner Erosion hingegen nur bis maximal in das Effingen-Member (mittleres Oxfordien).

Zwischen der jüngsten mesozoischen Einheit und den ältesten sie überlagernden Molasseschichten (Chattien) besteht eine Schichtlücke, die einen Zeitraum von mindestens 125 Millionen Jahren repräsentiert. Aus der Spätphase dieses festländischen Zeitabschnitts stammen lokale eoazäne Residualbildungen, das Siderolithikum. Die stratiformen paläogenen und neogenen Sedimente sind durch die Elsässer Molasse (USM), die im Bereich des Faltenjuras und lokal am Südrand des Tafeljuras auftritt, sowie die geringmächtige, reliktsche OMM und die Basler Jura-nagelfluh (OSM), die die Hochflächen des Tafeljuras bedecken, vertreten.

Während des Mittleren Pleistozäns wurde ein grosser Teil des Kartengebiets mindestens einmal vom Walliser Gletscher überfahren; ältere Vergletscherungen sind indessen nicht auszuschliessen. Im spätpleistozänen Last Glacial Maximum (LGM) erreichte das Eis des Walliser Gletschers das Kartengebiet nicht. Aus diesem Zeitabschnitt stammen die obersten Abschnitte der Schotterfüllungen (Niederterrasse) im Gäu (Dünnerntal), im Aaretal und in den Seitentälern der Ergolz.

Tektonisch wird das Gebiet von Atlasblatt Hauenstein in den Tafeljura, der von eoazänen-oligozänen, NNE-SSW streichenden Gräben und Horsten gegliedert ist, sowie in den im späten Miozän gebildeten, generell Ost-West bis ENE-WSW gerichteten Faltenjura mitsamt seinen frontalen Elementen unterteilt. Der Faltenjura gliedert sich, von Norden nach Süden, in die Passwang-Antiklinale, die Farisberg-Kette und die Weissenstein-Antiklinale, die alle in östlicher Richtung auslaufen, sowie die Born-Engelberg-Antiklinale.

Zurzeit werden im Gebiet von Blatt Hauenstein keine mineralischen Rohstoffe abgebaut. Die wichtigsten früher gewonnenen mineralischen Rohstoffe sind Mergel und Kalk als Zementrohstoff, Gips, Mergel und Ton, Kies sowie Eisenerz. Ausserdem befinden sich im Kartengebiet drei grosse, kommerziell genutzte Mineralquellen (Eptingen, Lostorf, Bad Ramsach).

RÉSUMÉ

La feuille Hauenstein comprend une partie du Jura tabulaire au nord et traverse le Jura plissé dans le centre et le sud du territoire cartographié. La largeur de la chaîne plissée se réduit fortement entre l'ouest et l'est du territoire de la feuille, ce qui se traduit par une concentration des voies de communication entre le Plateau suisse et la région bâloise.

L'unité stratigraphique la plus profonde est la Formation de Zeglingen («Groupe de l'Anhydrite»), de l'Anisien. La série mésozoïque se poursuit jusqu'à la Formation de Reuchenette (Kimméridgien) dans la partie sud du territoire, tandis qu'au nord-est elle ne dépasse pas le Membre d'Effingen (Oxfordien moyen) du fait de l'érosion (crétacée-éocène et miocène).

Seules des formations éocènes résiduelles – le Sidérolithique – témoignent localement de la fin de cet épisode continental de nature essentiellement érosive. Une lacune stratigraphique d'une durée d'au moins 125 millions d'années est donc présente entre les unités mésozoïques les plus jeunes et les plus anciens dépôts molassiques sus-jacents (Chattien). Les dépôts sédimentaires stratiformes du Paléogène et du Néogène comprennent la Molasse Alsacienne (USM) dans le Jura plissé et localement à la bordure méridionale du Jura tabulaire, ainsi que des dépôts résiduels peu épais de l'OMM et la «Basler Juranagelfluh» (OSM) sur les plateaux du Jura tabulaire.

Au cours du Pléistocène moyen, une grande partie du territoire cartographié a été recouverte au moins une fois par le glacier Valaisan; des glaciations plus anciennes ne sont toutefois pas exclues. Au Pléistocène tardif, lors du Dernier Maximum Glaciaire (LGM), le glacier Valaisan n'a pas atteint le territoire de la feuille. La partie sommitale des remplissages graveleux (Niederterrasse) du Gäu (vallée de la Dünneren), de la vallée de l'Aar et des vallons latéraux de l'Ergolz date de cette période.

D'un point de vue tectonique, le territoire de la feuille Hauenstein comprend le Jura tabulaire, structuré à l'Eocène-Oligocène par des horsts et grabens d'orientation NNE-SSW, ainsi que le Jura plissé et ses éléments frontaux, qui se sont développés au Miocène tardif selon une orientation générale est-ouest à ENE-WSW. Le Jura plissé est subdivisé du nord au sud en: anticlinal du Passwang, chaîne du Farisberg et anticlinal du Weissenstein – structures qui disparaissent toutes en direction de l'est – et anticlinal de Born-Engelberg.

Aucunes matières premières minérales ne sont extraites actuellement sur le territoire de la feuille Hauenstein. Les plus importantes d'entre elles ayant fait l'objet d'une exploitation par le passé sont la marne et le calcaire pour l'industrie du ciment, le gypse, la marne et l'argile, le gravier et le minerai de fer. D'autre part, trois importantes sources minérales exploitées commercialement se trouvent sur le territoire cartographié (Eptingen, Lostorf, Bad Ramsach).

RIASSUNTO

Sul foglio Hauenstein dell'Atlante geologico della Svizzera 1:25000 sono rappresentate a nord una porzione del Giura tabulare, mentre al centro e a sud una sezione trasversale del Giura corrugato. Nella porzione di territorio rappresentata sul foglio, la larghezza del Giura corrugato si riduce fortemente da ovest a est. Questo assottigliamento si riflette nella concentrazione delle vie di comunicazione che collegano l'altipiano svizzero alla regione di Basilea.

L'unità stratigrafica più profonda affiorante è la Formazione di Zeglingen («Gruppo dell'Anidrite»), risalente all'Anisico. La serie di strati mesozoici si estende fino alla Formazione di Reuchenette (Kimmeridgiano) nella parte meridionale della carta, mentre a nord-est essa non va oltre il Membro di Effingen (Oxfordiano medio) a causa dell'erosione (cretacica-)eocenica e miocenica.

Una lacuna stratigrafica di almeno 125 milioni di anni si interpone dunque tra le più recenti unità mesozoiche e i più antichi depositi molassici (Chattiano). Unicamente alcuni residui di formazioni eoceniche, denominati Siderolitico, testimoniano localmente la fine di questo episodio continentale di natura essenzialmente erosiva. I depositi sedimentari stratiformi paleogenici e neogenici sono rappresentati dalla Molassa alsaziana (USM) nell'area del Giura corrugato e localmente sui margini meridionali del Giura tabulare, così come anche da alcuni depositi residui e sottili di Molassa marina superiore (OMM) e della «Basler Juranagelfluh» (OSM) che ricoprono gli altipiani del Giura tabulare.

Nel corso del Pleistocene medio, una grande parte del territorio cartografato è stata ricoperta almeno una volta dal ghiacciaio del Vallese. Glaciazioni antecedenti non sono tuttavia escluse. Nel corso del Tardo Pleistocene, durante l'Ultimo massimo glaciale (LGM), il ghiacciaio del Vallese non ha raggiunto il territorio rappresentato dal foglio Hauenstein. La parte sommitale del riempimento ghiaioso della «Niederterrasse» del Gäu (valle della Dünneren), della valle dell'Aar e delle valli laterali dell'Ergolz data di questo periodo.

Dal punto di vista tettonico, il territorio del foglio Hauenstein comprende il Giura tabulare, strutturato all'Eocene-Oligocene da horst e graben orientati NNE-SSO, come anche il Giura corrugato e i suoi elementi frontali, che si sono sviluppati nel corso del Miocene tardivo secondo un'orientazione generale da est-ovest a ENE-OSO. Il Giura corrugato è suddiviso dal nord al sud in: anticlinale del Passwang, catena del Farisberg e anticlinale del Weissenstein - strutture che scompaiono tutte in direzione est - e anticlinale del Born-Engelberg.

Nessuna materia prima minerale è attualmente estratta nel territorio del foglio Hauenstein. Tra le più importanti che sono state estratte in passato figurano marna e calcare come materie prime per la produzione di cemento, gesso, marna e argilla, ghiaia e minerali ferrosi. D'altro canto, sul territorio sono presenti tre importanti sorgenti d'acqua minerale sfruttate commercialmente (Eptingen, Lostorf, Bad Ramsach).

SUMMARY

The Atlas sheet Hauenstein covers a portion of the Tabular Jura in the northern part and traverses the Folded Jura (Jura fold-and-thrust belt) in the central and southern parts of the map area. The width of the Folded Jura markedly decreases from west to east, which is reflected by a concentration of traffic routes linking the Swiss Plateau with the Basel area.

The deepest stratigraphic unit cropping out is the Zeglingen Formation («Anhydritgruppe») of Anisian age. In the southern part of the map area, the Mesozoic succession extends up to the Reuchenette Formation (Kimmeridgian). In the northeast, however, it only reaches the Effingen Member (middle Oxfordian) because of (Cretaceous-)Eocene and Miocene erosion.

A stratigraphic gap spanning at least 125 million years exists between the youngest Mesozoic unit and the oldest Molasse unit (Chattian). Residual deposits of Eocene age, the Siderolithic, originate from the final phase of this mainly terrestrial interval. The stratiform Paleogene and Neogene sediments are represented by the Alsatian Molasse (Lower Freshwater Molasse, USM), which occurs in the Folded Jura and locally at the southern border of the Tabular Jura, as well as by the relict Upper Marine Molasse (OMM) and the «Basler Juranagelflüh» (Upper Freshwater Molasse, OSM), which overlie the plateaus of the Tabular Jura.

During the Middle Pleistocene, the Valais Glacier extended across much of the map area at least once. Older glaciations, however, cannot be ruled out. At the Last Glacial Maximum (LGM, Late Pleistocene), the ice of the Valais Glacier did not reach the map area. During this time, the uppermost fractions of the gravel fills of the Dünneren, Aare and Ergolz valleys (Niederterrasse) were deposited.

Structurally, the map area is characterized by the Tabular Jura, which is subdivided into NNE–SSW oriented horsts and grabens of Eocene to Oligocene age, and by the generally east–west to ENE–WSW trending Jura fold-and-thrust belt, including frontal elements, which were formed during the late Miocene. From north to south, the Jura fold-and-thrust belt comprises the Passwang Anticline, the Farisberg Chain and the Weissenstein Anticline, all of which taper off towards the east, as well as the Born-Engelberg Anticline.

Currently, no mineral resources are being exploited in the area of the Atlas sheet Hauenstein. The most important formerly exploited mineral resources were marl and limestone as raw material for the production of cement, as well as gypsum, marl and clay, gravel and iron ore. In addition, three large, commercially used mineral springs (Eptingen, Lostorf, Bad Ramsach) are located within the map area.

EINLEITUNG

Das Gebiet von Atlasblatt Hauenstein bietet einen guten Einblick in die vielfältige Geologie des Jura gebirges. Von Ziefen bis Zeglingen erstreckt sich der südliche Abschnitt des Baselbieter Tafeljuras, der durch NNE-SSW streichende Grabenstrukturen und meist durch Hauptrogenstein gebildete Tafelberge charakterisiert ist. Der Tafeljura geht gegen Süden in die Vorfaltenzone über. Südlich anschliessend erstreckt sich vom Dottlenberg bei Titterten bis zum Zig östlich von Zeglingen die Muschelkalk-Schuppenzone mit ihren Reihen von Muschelkalkkretten. Weiter südlich folgt schliesslich der eigentliche Kettenjura im geomorphologischen Sinn mit dem östlichen Ende der Passwang-Antiklinale, der Farisberg-Kette und der Weissenstein-Antiklinale. Die Südostecke des Kartengebiets mit dem Dünnerngäu, dem Aaretal und der Born-Engelberg-Antiklinale leitet zum Mittelland über.

Nicht nur die strukturelle und geomorphologische Vielfalt des Kartengebiets ist gross, sondern auch der stratigraphische Umfang der an der Oberfläche anstehenden Formationen. Von der Zeglingen-Formation («Anhydritgruppe») der Mittleren Trias (ca. 245 Ma) bis zur Basler Juranagelflur der Oberen Süsswassermolasse (ca. 14,5 Ma) und mit den quartären Ablagerungen liegen knapp 60 verschiedene kartierbare Einheiten vor.

Auch hydrogeologisch ist das Gebiet von Blatt Hauenstein vielfältig. Im Süden liegen ausgedehnte und ergiebige Schottergrundwasserkörper, während im mittleren Bereich zum Teil grosse Mineralquellen auftreten (Eptingen, Lostorf, Bad Ramsach).

Mit den beiden Pässen Oberer und Unterer Hauenstein, dem Belchentunnel und den beiden Hauensteintunneln liegt das Gebiet von Atlasblatt Hauenstein im Bereich zahlreicher, zum Teil wichtiger Juraübergänge, die das Mittelland mit der Region Basel verbinden. Für diese Konzentration von Verkehrsachsen spielen die geologischen Verhältnisse eine wichtige Rolle, denn im Gebiet von Blatt Hauenstein verschmälert sich der Gürtel des Faltenjuras – exklusive Born-Engelberg-Antiklinale – von rund 12 km am Westrand des Kartengebiets auf knapp 6 km im Querschnitt Hägendorf–Eptingen und östlich davon (s. Fig. 1).

Diese verkehrstechnisch günstige Situation hatte zur Folge, dass das Hauensteingebiet bereits früh in der geologischen Erforschung der Schweiz ins Zentrum des Interesses gelangte. So lieferte der Bau des Hauenstein-Basistunnels (Durchstich am 10. Juli 1914), neben dem Bau des Grenchenbergtunnels (Durchstich am 27. Oktober 1914), wichtige Erkenntnisse zum tektonischen Bau des Jura gebirges (BUXTORF 1916). Auch der Bau des Belchentunnels der Autobahn A2 (Eröffnung am 23. Dezember 1970) lieferte zahlreiche geologische Daten, vor allem durch die vielen Sondierbohrungen.

Bisherige Karten und Kartierungen

Die wichtigste der als Grundlage für das Atlasblatt Hauenstein relevanten Karten und Kartierungen im Massstab 1:25000 und grösser ist mit Sicherheit die zwischen 1888 und 1912 aufgenommene und 1915 veröffentlichte Geologische Spezialkarte Nr. 73 von F. Mühlberg. Etwas früher, 1912, erschien die geologische Karte von W. Delhaes und H. Gerth, die die Südwestecke des heutigen Kartengebiets betrifft (s. Fig. 37 im Kartenverzeichnis). Auch nach über hundert Jahren haben viele der von F. Mühlberg dargestellten Feldbeobachtungen noch Gültigkeit, auch wenn manche der Konzepte, die seiner Karte zugrunde liegen, heute überholt sind.

1920 kartierte L. Kehrer das Gebiet von Olten, Aarburg und Umgebung.

Ende der 1950er-Jahre leitete L. Vonderschmitt, Universität Basel, eine vollständige Neukartierung von Blatt Hauenstein in die Wege. Zu diesem Zweck nahm L. Hauber den Nordwestquadranten (Bl. Hölstein des Siegfriedatlas) neu auf, H.U. Bartholet den Nordostquadranten (SA-Blatt Läuelfingen) und H. Goldschmid den Südostquadranten (SA-Blatt Olten). Die geologischen Beschreibungen dieser Gebiete wurden wohl publiziert (HAUBER 1960, BARTHOLET 1964, GOLDSCHMID 1965), nicht aber die Kartierungen. Die Dissertation von ELBER (1963), in welcher der Südwestquadrant von Blatt Hauenstein (SA-Blatt Waldenburg) bearbeitet wurde, erschien nur als Kurzfassung; eine Kartierung liegt der Landesgeologie nicht vor. Für seine 1964 erschienene Arbeit über das Tertiär des Basler Tafeljuras kartierte F. Stumm die entsprechenden Ablagerungen unter anderem im Gebiet von Blatt Hauenstein.

Blatt Hauenstein wurde ab 1973 von L. Vonderschmitts Nachfolger H.P. Laubscher weiterbearbeitet. Neben der eigenen Geländeaufnahme betreute H.P. Laubscher verschiedene, von Kartierungen begleitete Diplomarbeiten zu lokalen tektonischen Fragestellungen (z.B. VÖGTLI 1981, BITTERLI 1987, BÖHI 1989, HEROLD 1992). Eine weitere lokale geologische Kartierung entstand bei der von R. Hantke, Universität Zürich, betreuten Diplomarbeit von KÄLIN (1988). 2003 reichte H.P. Laubscher einen – allerdings nicht vollständig ausgearbeiteten – Kartenentwurf bei der Landesgeologie ein.

Zwischen 2007 und 2010 führte H.-R. Bläsi eine Neuaufnahme von Blatt Hauenstein zwecks Überarbeitung und Ergänzung von H.P. Laubschers Kartierung durch. Die Neukartierung wurde 2015–2017 von P. Jordan durch ein auf der Konstruktion bilanzierter Profilschnitte basierendes tektonisches Konzept ergänzt. 2016 präziserte D. Reber die Darstellung der Schuttbildungen und insbesondere der Massenbewegungsphänomene mithilfe des hochauflösenden digitalen Geländemodells swissALTI^{3D}, und schliesslich nahm R. Burkhalter 2017 bei der redaktionellen Bearbeitung der Karte zahlreiche inhaltliche Ergänzungen und Korrekturen vor.

Geomorphologische Übersicht

Der Tafeljura ist durch SSE–NNE verlaufende Abschiebungen geprägt. Die Täler des Fluebachs, der Vorderen Frenke, des Diegterbachs, des Homburgerbachs und – weniger ausgeprägt – des Eibachs und der Ergolz (bei Oltingen) folgen dieser Richtung, ebenso wie die Felskanten der Hauptrogensteintafeln (Fig. 1). Die meisten der Hochflächen sind mit der Basler Juranagelfluh bedeckt, die überwiegend jünger als die Abschiebungen ist und über diese hinweggreift.

Der Übergang in die Vorfaltenzone und die Muschelkalk-Schuppenzone (Taf. II) zeichnet sich im Gelände deutlich durch den Wechsel in der Ausrichtung der morphologischen Elemente aus; insbesondere die Muschelkalkschuppen verlaufen quer zu den Grabenstrukturen des Tafeljuras (Fig. 1). Landschaftsprägend wirkt sich zudem der Kompetenzunterschied der die Schuppen aufbauenden stratigraphischen Einheiten aus: die harten Kalke des Liedertswil- bis Leutschenberg-Members der Schinznach-Formation («Hauptmuschelkalk») bilden die generell gegen Süden einfallenden Felsrippen, wogegen die liegende, weiche Zeglingen-Formation («Anhydritgruppe») zurückwittert und praktisch immer schuttbedeckt ist, wie oft auch das hangende Stamberg-Member der Schinznach-Formation («Trigonodus-Dolomit»).

Die südliche Hälfte des Kartengebiets wird von den Ketten des Faltenjuras eingenommen. Es liegen, von Norden nach Süden, die Passwang-Antiklinale, die Farisberg-Kette – die in der Südwestecke des Kartengebiets von der Klus von Mümliswil durchschnitten wird –, die Weissenstein-Antiklinale sowie die Born-Engelberg-Antiklinale vor. Letztere wird vereinzelt bereits dem Mittelland zugerechnet. Geomorphologisch werden die Ketten, wie im Jura vom Kartengebiet an gegen Westen häufig zu beobachten, durch eine Wechsellagerung von kompetenten und inkompetenten stratigraphischen Einheiten (Fig. 1) und zahlreiche Querstörungen geprägt.

Anhand der Talverläufe, verknüpft mit Klusen, Windklusen und Trockentälern, kann die Entwicklung des Entwässerungssystems der jüngeren geologischen Geschichte abgelesen werden (ZIEGLER & FRAEFEL 2009). Nur die Südostecke des Kartengebiets weist eine noch erkennbare glaziale Überprägung auf. Die glazialen Relikte im übrigen Kartengebiet, die auf mindestens eine Transfluenz des Walliser Gletschers¹ zurückgehen, treten dagegen geomorphologisch kaum in Erscheinung.

Der Born ist ein wichtiger Knotenpunkt im vom Walliser Gletscher geprägten Entwässerungsnetz im Einzugsgebiet der Aare, denn hier geht das breite, mehrspurige glaziale Trog-Rinnen-System des Molassebeckens (BLÄSI et al. 2015) in die Aare-Rinne am Südrand des Faltenjuras über.

¹ SCHLÜCHTER (2009); in der älteren Literatur Rhonegletscher.

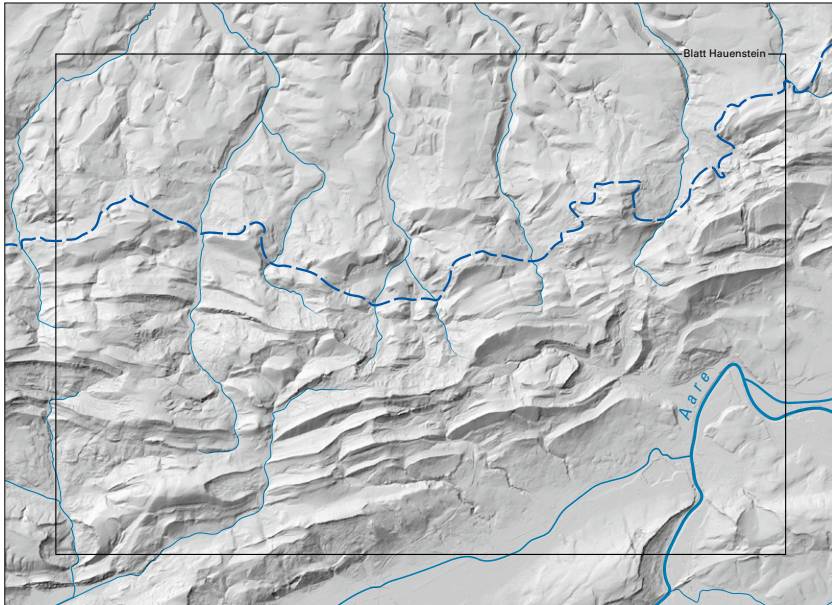


Fig. 1: Digitales Höhenmodell (swissALTI^{3D}) des Gebiets von Atlasblatt Hauenstein und Umgebung, mit vereinfachtem Gewässernetz. Die Jura-Hauptüberschiebung (dunkelblau gestrichelt) trennt den generell Ost-West bis ENE-WSW strukturierten Faltenjura im Süden vom SSE-NNE gegliederten Tafeljura im Norden. Gut zu erkennen ist die deutliche Abnahme der Breite des Faltenjuragürtels von Westen nach Osten.

Der Born an der Grenze zwischen Mittelland und Faltenjura spielt auch im Rahmen der Erforschung rezenter Krustenbewegungen mit Hilfe der Landesnivellementmessungen eine wichtige Rolle. Seit 1975 dient eine Gruppe von Höhenfixpunkten am Fuss des Schlosshügels von Aarburg (etwas südlich ausserhalb des Kartengebiets) als Referenz für die Hebungsraten der Alpen gegenüber Mittelland und Jura (MAP.GEO.ADMIN.CH o.J., schriftl. Mitt. A. Schlatter).

STRATIGRAPHIE

In diesem Kapitel werden die im Gebiet von Blatt Hauenstein auftretenden Kartiereinheiten (im Wesentlichen lithostratigraphische Einheiten) kurz charakterisiert und beschrieben. Für detailliertere, im Fall der mesozoischen Einheiten insbesondere auch biostratigraphische Angaben sei auf die zitierten neueren stratigraphischen Arbeiten verwiesen. Eine Beschreibung der Ablagerungsmilieus und der Paläogeographie findet sich in MÜLLER et al. (1984), für den Späten Jura ausserdem in GYGI (2012).

TRIAS

Muschelkalk

t_{IIIz} **Zeglingen-Formation** («Anhydritgruppe»)
Anisien

Älteste im Gebiet von Blatt Hauenstein aufgeschlossene stratigraphische Einheit ist die Zeglingen-Formation (JORDAN 2016; «Anhydritgruppe», «Mittlerer Muschelkalk», z.B. MÜLLER et al. 1984; weitere Synonyme s. Fig.2 sowie JORDAN 2016, Fig. 3), die in der Muschelkalk-Schuppenzone zwischen Titterten und Zeglingen auftritt. Grossflächigen Einblick in ihre lithologische Zusammensetzung erlaubt einzig die stillgelegte Gips- und Anhydritgrube Weissbrunn (bzw. Wissbrunn) bei Zeglingen (Koord. 2636.250/1251.300), wo sich auch das Typusprofil befindet (JORDAN 2016; s.a. MERKI 1961, Profil 24). Dort besteht die Zeglingen-Formation aus dunkelgrauem bis grünlich schwarzem Tonstein und hellgrauem bis weissem, seltener rötlichem Gips, wobei beide Lithologien oft eine Wechsellagerung aus zentimetermächtigen Lagen bilden. Einzelne, tektonisch angehäuften Bereiche zeigen eine intensive Kleinfältelung. Der ehemals ebene Grubenboden ist infolge von Anhydritquellung bucklig geworden.

Die Mächtigkeit der Zeglingen-Formation beträgt im Kartengebiet rund 130–150 m; sie ist, durch tektonische Akkumulation und Ausdünnung bedingt, starken Schwankungen unterworfen. Im Hauenstein-Basistunnel weist die Einheit eine Mächtigkeit von 70–80 m auf; sie enthielt dort nahe der basalen Überschiebung Spuren von Steinsalz (BUXTORF 1916). Ausserordentlich hohe Mächtigkeiten, wie beispielsweise in der 1848 abgeteuften Bohrung Köhly bei Adliken westlich von Wisen¹ mit einer 270,3 m messenden Folge von «Salzton» (MÜHLBERG 1915b), be-

¹ Der genaue Standort dieser Bohrung konnte nicht eruiert werden; sie ist deshalb nicht in die Karte eingetragen.

Chrono- stratigraphie	Lithostratigraphie		Alte Bezeichnungen				
	Gruppe	Formation	Member (kursiv; informell)	Keuper / Rhät	Oberer Keuper	Rhät-Sandstein	Rhät s. str.
Rhätien	Keuper	Klettgau-Fm.	Belchen-Mb.	Keuper	Oberer Keuper	Sandstein-/Mergelkeuper	Knollenmergel Obere Bunte Mergel
			Gruhalde-Mb.				
			Gansingen-Mb.				
Norian	Keuper	Bänkerjoch-Fm.	Ergolz-Mb.	Mittlerer Keuper	Gipskeuper	Gansinger Dolomit	
			Asp-Mb.	Unterer Keuper	Lettenkohle	Untere Bunte Mergel Schliffsandstein	
Ladinien	Muschelkalk	Schinznach-Fm.	Stamberg-Mb.	Muschelkalk	Oberer Muschelkalk	Hauptmuschelkalk	Grenzdolomit Estherienschiefer
			Liedertswil-Mb.				Trigonodus-Dolomit
			Kienberg-Mb.				Plattenkalk, Nodosus-Kalk
		Leutschenberg-Mb.	Trochitenkalk				
		«Dolomitzone» «Obere Sulfatzone» «Salzlager»					
Anisien	Muschelkalk	Zeglingen-Fm.	Mittlerer Muschelkalk	Anhydritgruppe	Dolomitzone Obere Sulfatzone Salzlager Untere Sulfatzone		

Fig. 2: Gegenüberstellung der aktuellen lithostratigraphischen Einheiten der höheren Nordschweizer Trias und der alten Bezeichnungen (s. LLS o.J. a).

ruhen auf tektonischer Anhäufung. In der Nagra-Bohrung Böttstein, einem Referenzprofil der Zeglingen-Formation (JORDAN 2016), ist diese 63,8 m mächtig. Sie ist von unten nach oben aus den folgenden (informellen, s. JORDAN 2016; Fig. 2) Untereinheiten aufgebaut: 6,2 m «Untere Sulfatzone», 2,1 m «Salzlager», 48,1 m «Obere Sulfatzone» und 7,4 m «Dolomit der Anhydritgruppe» (PETERS et al. 1987) bzw. «Dolomitzone». In den Salzbohrungen von Schweizerhalle-Zinggibrunn bei Muttenz beträgt die Mächtigkeit der «Sulfatschichten», inklusive des 30–60 m mächtigen «Salzlagers», zwischen 72 und 174 m (HAUBER 1971). Eine Anhäufung in der kompressiven Adlerhof-Struktur ist tektonischer Natur.

Im Kartengebiet ist die Zeglingen-Formation kaum natürlich aufgeschlossen. Hier und da können in Weganschnitten Krümel von schwarzem Tonstein gefunden werden, wie beispielsweise nördlich der Winterholden am Wisenberg, wo zudem feingeschichteter Gips auftritt. Der beste Wegaufschluss befindet sich am Strässchen Eptingen–Challhöchi neben dem Nordportal der Belchentunnels, wo vom Gips und der «Dolomitzone» der Zeglingen-Formation bis zum Stamberg-Member der Schinznach-Formation («Trigonodus-Dolomit», s.u.) ein durchgehendes Profil vorhanden ist. Am Westhang des Edlisbergs südlich von Oberdorf befindet sich eine alte Gipsgrube (Koord. 2623.750/1248.610, Fig. 3), aus der MERKI (1961) ein Profil mit ca. 20 m mächtig aufgeschlossener Zeglingen-Formation, wovon 10,1 m «Dolomitzone», beschreibt.

«Dolomitzone»

Bestaufgeschlossene Untereinheit der Zeglingen-Formation ist die «Dolomitzone» (HAUBER 1960, auch «Dolomit der Anhydritgruppe», z.B. MÜLLER et al. 1984; s.a. JORDAN 2016, Fig. 3), ihr oberster, rund 10 m mächtiger karbonatischer Abschnitt. Sie besteht aus hellbeigem, weisslich anwitterndem stromatolithischem, laminiertem und dünnbankigem Dolomit, ist zuweilen porös, selbst rauwackartig, und führt schwarze oder milchig weisse Silexknöllchen und -bänder.

Aufgeschlossen ist die «Dolomitzone» z.B. bei Koord. 2636.540/1251.330 nördlich der Gipsgrube Weissbrunn bei Zeglingen oder, in Form eines Dolomitlaminites mit Silexbändern, beim Kallhof nordöstlich von Zeglingen (Koord. 2636.090/1252.470). Ein weiterer Aufschluss, in welchem auch der Kontakt zur Schinznach-Formation zu sehen ist, liegt an der Strasse nördlich des Unteren Hauensteins bei Koord. 2632.400/1248.330.

Schinznach-Formation

Anisien–Ladinien

Die insgesamt etwa 60–70 m mächtige Schinznach-Formation (PIETSCH et al. 2016) entspricht dem «Oberen Muschelkalk» sowie der bis anhin meist zum Keuper gestellten «Lettenkohle» (Fig. 2). Die Formation wird wie folgt gegliedert (von



Fig. 3: Zeglingen-Formation. Unten Tonstein, darüber lagiger Gips, an dieser Stelle nur schwach deformiert, mit vereinzelt Tonsteinlagen. Gipsgrube (Gipsi) am Edlisberg südöstlich von Oberdorf (Koord. 2623.750/1248.610), Blick in Richtung Nordosten. Höhe der abgebildeten Felswand ca. 8 m. Foto R. Burkhalter, 2018.

unten nach oben): Leutschenberg-, Kienberg- und Liedertswil-Member («Hauptmuschelkalk»), Stenberg-Member («Trigonodus-Dolomit») und Asp-Member («Lettenkohle»).

t_{III} *Leutschenberg- bis Liedertswil-Member («Hauptmuschelkalk»)*

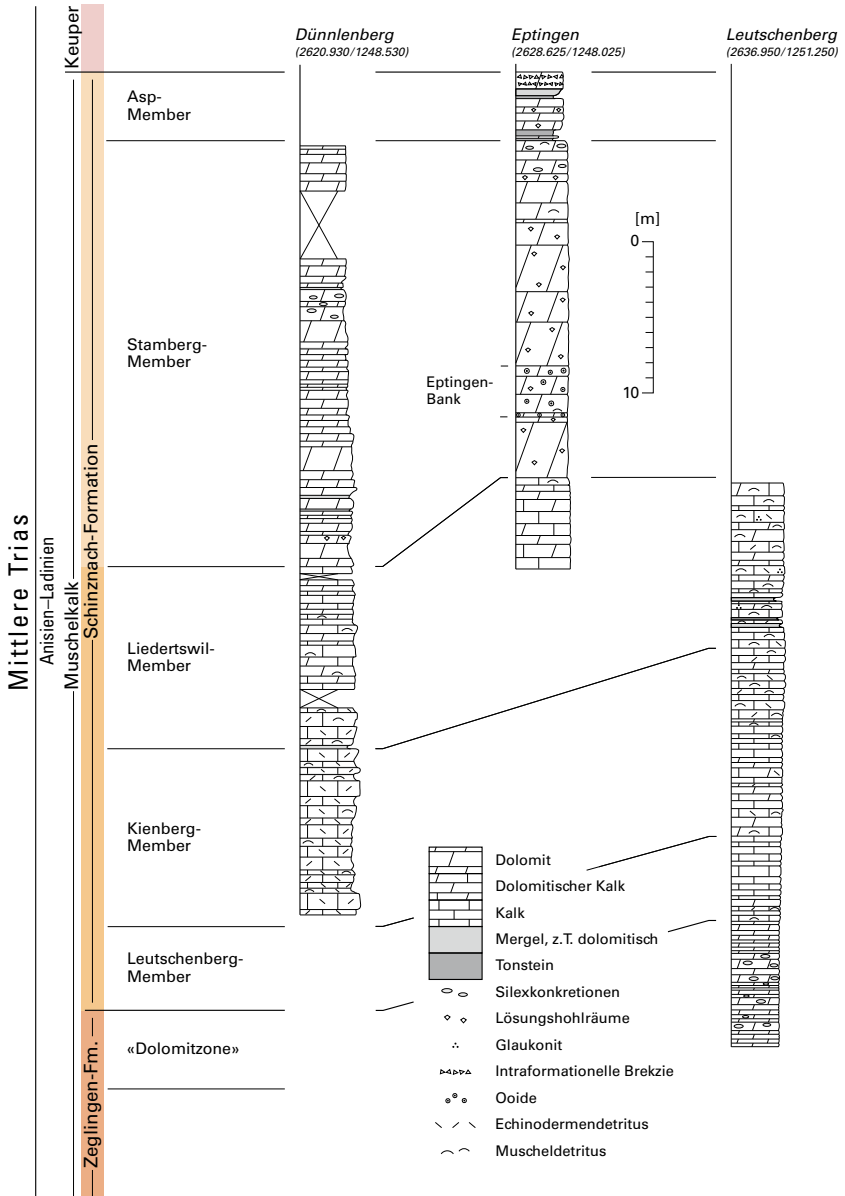
Der «Hauptmuschelkalk» ist die dominierende stratigraphische Einheit in der Muschelkalk-Schuppenzone, wo er Geländerippen bildet, so beispielsweise die markanten Kreden des Dielenbergs, des Walten oder am Wisenberg. Er kommt ausserdem im Südschenkel der Passwang-Antiklinale beim Oberdürrenberg, an der Basis der Spittelberg-Überschiebung sowie an der Basis der Hauenstein-Dotenberg-Überschiebung vor.

Der «Hauptmuschelkalk» besteht aus gut gebanktem, geklüftetem bräunlich grauem («rauchgrauem») mikritischem Kalk mit Bänken aus Muschel- und Echinodermendetritus (Trochitenbänke) und wenigen dünnen dunkelgrauen Mergelagen. Mittels der eingeschalteten Muschel- und Trochitenbänke wird er von unten nach oben in das *Leutschenberg-Member* («unterer Trochitenkalk», MERKI 1961), das *Kienberg-Member* («oberer Trochitenkalk», MERKI 1961) und des *Liedertswil-Member* («Plattenkalk», MERKI 1961; *Nodosus-Kalk*) gegliedert (PIETSCH et al. 2016). Allerdings können Muschel- und Trochitenbänke in der gesamten Schinznach-Formation auftreten, weshalb eine konsequente, flächendeckende Unterteilung des «Hauptmuschelkalks» im Massstab 1:25000 schwierig ist.

Aufgrund der diagenetischen Natur der Obergrenze des «Hauptmuschelkalks» ist dessen Abgrenzung nach oben häufig unscharf, entsprechend kann seine Mächtigkeit oft nicht genau gefasst werden. HAUBER (1960) gibt für das Gebiet zwischen Reigoldswil und Eptingen Werte von 40–50 m an, MERKI (1961, Fig. 2) für das gesamte Kartengebiet solche zwischen 55 m im Süden und knapp 70 m im Norden.

Wichtige Profile durch den «Hauptmuschelkalk» finden sich einerseits im Tobel des Weigistbachs südlich von Liedertswil, der Typlokalität des Liedertswil-Members (Profil Dünnlberg, Fig. 4; PIETSCH et al. 2016, Koord. 2620.930/1248.530), mit insgesamt 40 m «Hauptmuschelkalk» über 1,1 m «Dolomitzone» der Zeglingen-Formation (s.a. MERKI 1961, HEROLD 1992), andererseits entlang der Strassenböschung bei Koord. 2622.525/1249.025 am Wintenberg südlich von Oberdorf, wo das Leutschenberg- und das Kienberg-Member 22 m, das Liedertswil-Member 16,8 m mächtig sind (vgl. MERKI 1961).

Ein weiteres Profil ist am Schuflenberg nordwestlich von Liedertswil vorhanden; dort tritt eine Abfolge von 5–30 cm dicken Bänken aus grauem, teilweise Echinodermenbruchstücke führendem mikritischem Kalk, bräunlichem mikritischem Dolomit sowie 0,8 m mächtigen Bänken aus Trochitenkalk mit bis zu 1 cm grossen Echinodermenbruchstücken auf. Ein guter Aufschluss des «Hauptmuschelkalks» befindet sich ausserdem bei Koord. 2636.150/1250.830 im westlichen Teil der still-



gelegten Gipsgrube Weissbrunn bei Zeglingen. Die gesamte Schinznach-Formation und Teile der Bänkerjoch-Formation («Gipskeuper») sind verschiedenenorts entlang der Waldwege am Leutschenberg östlich von Zeglingen aufgeschlossen, so auch bei Koord. 2636.950/1251.250, der Typokalität des Leutschenberg-Members (Fig. 4; PIETSCH et al. 2016).

Der «Hauptmuschelkalk» ist ein Wasserleiter. Wasser zirkuliert in Klüften und Karsthohlräumen.

t_{11S} *Stamberg- und Asp-Member («Trigonodus-Dolomit» und «Lettenkohle»)*

Das *Stamberg-Member* umfasst den vollständig dolomitischen oberen Teil der Schinznach-Formation (MERKI 1961, PIETSCH et al. 2016). Da die Dolomitisierung als diagenetischer Prozess die liegenden Einheiten unterschiedlich tief erfasst hat, weist das Stamberg-Member zwischen Titterten und Zeglingen eine zwischen 15 und 30 m schwankende Mächtigkeit auf. Es besteht aus bräunlich beigem, oft etwas schmutzig wirkendem, porösem, kroidig anzufühlendem Dolomit. Ausserdem enthält es dolomitische Muschelschillbänke, zum Teil mit grauen Silexknollen und -bändern, zudem auch dolomitische Oolithintervalle (s.u.). Das Stamberg-Member unterscheidet sich von der «Dolomitzone» der Zeglingen-Formation (s.o.) durch das Fehlen der für die «Dolomitzone» typischen Stromatolithe, hingegen führen beide Einheiten Silexkonkretionen.

Infolge seiner Verwitterungsanfälligkeit ist das Stamberg-Member selten aufgeschlossen. Sein Typusprofil befindet sich am Stamberg südlich von Eptingen bei Koord. 2628.625/1248.025 (Fig. 4; PIETSCH et al. 2016, vgl. MERKI 1961). Im heute stillgelegten Steinbruch Egg südlich von Titterten (Koord. 2620.700/1249.625) untersuchte MERKI (1961) das dort 17,8 m mächtige Stamberg-Member; im oberen Bereich des Chuenigrabens fand er bei Koord. 2623.220/1245.430 eine Abfolge von 24 m Leutschenberg- und Kienberg-Member, 16 m Liedertswil-Member, 19,4 m Stamberg-Member und 3,4 m Asp-Member.

Im Gebiet von Eptingen führt der Trigonodus-Dolomit in seinem unteren Teil oder an seiner Basis ein bis 3–8 m mächtiges Intervall aus oolithischem Dolomit, die *Eptingen-Bank* (Fig. 4; PIETSCH et al. 2016, «Eptinger Oolith»). Sein Typusprofil (MERKI 1961) ist mit dem oben genannten Profil am Stamberg identisch. Auch bei Hottenried nordöstlich von Wisen ist bei Koord. 2635.330/1250.370 an der Basis des Stamberg-Members ein oolithischer Dolomit ausgebildet. Vorkommen und stratigraphische Stellung der in der Schinznach-Formation auftretenden Oolithintervalle sind in PIETSCH et al. (2016) beschrieben.

Fig. 4: Stratigraphische Profile der Schinznach-Formation im Kartengebiet (Typusprofil des Liedertswil- [links], des Leutschenberg- [rechts] und des Stamberg-Members sowie der Eptingen-Bank [Mitte]). Nach PIETSCH et al. (2016).

Das im Kartengebiet nur selten aufgeschlossene *Asp-Member* (Fig. 4; PIETSCH et al. 2016, «Lettenkohle») beginnt mit einem Bonebed, über welchem die 0,4–2 m mächtigen «Estherienschiefer» liegen, die aus einer Abfolge von schwarzem bis bräunlichem Tonstein und dünnbankigem Dolomit bestehen (MERKI 1961). Darüber folgt der 1–4 m mächtige «Grenzdolomit», der gegen die Grenze zur hangenden Bänkerjoch-Formation hin in Rauwacke übergeht (MERKI 1961).

Keuper

Die lithostratigraphische Gruppe des Keupers wird in die Bänkerjoch-Formation (JORDAN et al. 2016a, «Gipskeuper»), unten, und die Klettgau-Formation (JORDAN et al. 2016a, «Oberer Mittelkeuper, «Sandsteinkeuper», «Mergelkeuper» u.a.; inkl. «Rhät»), oben, gegliedert (Fig. 2, s.a. JORDAN et al. 2016b). Die Aufschlussverhältnisse im Kartengebiet lassen eine Ausscheidung der beiden Formationen im Massstab 1:25000 nur lokal zu. Aus diesem Grund werden die beiden Formationen auf Blatt Hauenstein meist zusammengefasst und als «Keuper, undifferenziert» dargestellt und entsprechend hier zusammen beschrieben.

t_{III}	Klettgau-Formation Carnien – Rhétien
t_{IIIb}	Bänkerjoch-Formation Ladinien – Carnien

Die Bänkerjoch-Formation besteht aus Tonstein, dolomitischem Mergel, Anhydrit, Gips und Dolomit und weist im Gebiet von Blatt Hauenstein eine Mächtigkeit von ca. 100–110 m auf (JORDAN et al. 2016a). PRASAD (1970) gibt vom nördlichen Teil des Belchentunnels rund 75 m an, wobei zu berücksichtigen ist, dass die Bänkerjoch-Formation in diesem Bereich stark tektonisiert ist. Die vorwiegend aus grünem, rotem, grauem und weisslichem («buntem») Mergel, Sandstein und Dolomit bestehende Klettgau-Formation ist im Kartengebiet rund 40–45 m mächtig (JORDAN et al. 2016a). Im Belchentunnel massen FRÖHLICHER & KEHRER (1968) ca. 45 m (Fig. 5), PRASAD (1970) rund 35 m. FRÖHLICHER & KEHRER (1968) stellten dort zudem vereinzelte, 1–2 cm dicke Gipslagen, ein Vorkommen von Kohle sowie Ölimprägnationen in Dolomitbänken fest (Fig. 5). Für den gesamten Keuper im Kartengebiet kann von einer Mächtigkeit von rund 130–150 m ausgegangen werden, wobei auch hier – wie bei der Zeglingen-Formation – bedeutende Schwankungen durch tektonische Akkumulation und Ausdünnung auftreten.

Mit Ausnahme des Belchen-Members (s.u.) wurden auf Blatt Hauenstein keine Untereinheiten der Klettgau-Formation (s. Fig. 2) ausgeschieden (vgl. Fig. 5). Das *Ergolz-Member* (JORDAN et al. 2016a; «Untere Bunte Mergel» und «Schilfsandstein»)

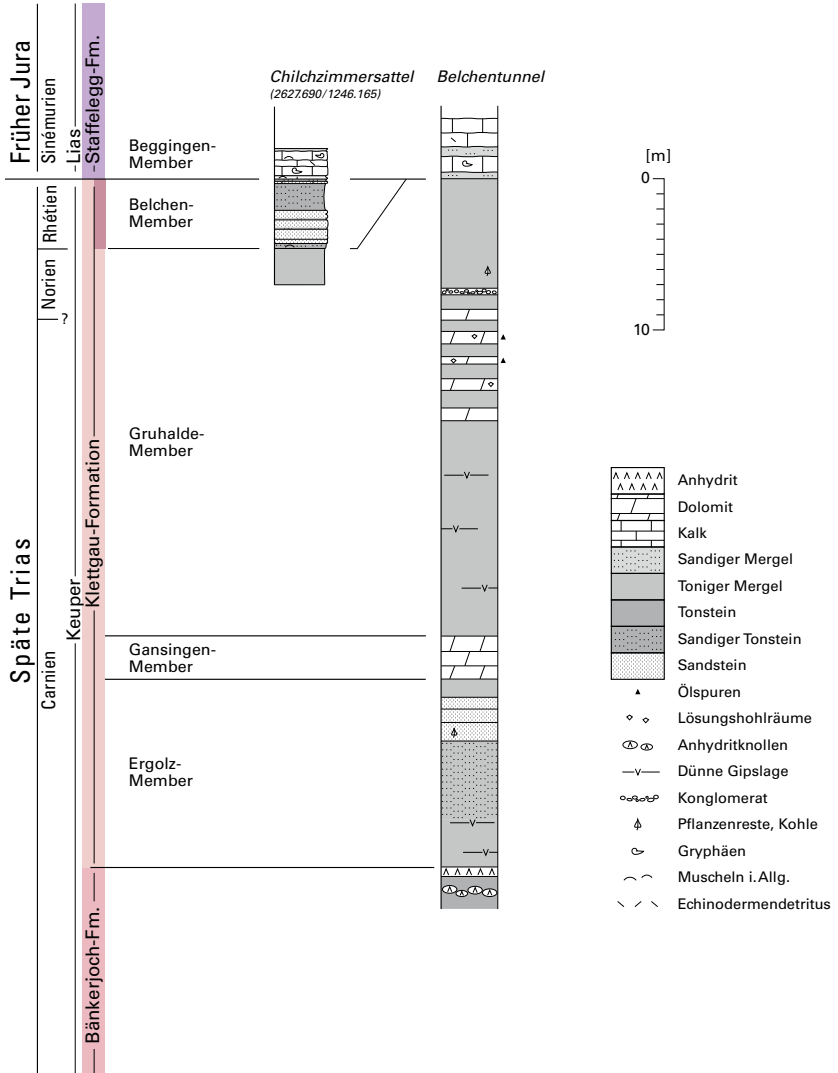


Fig. 5: Stratigraphische Profile der Klettgau-Formation im Kartengebiet. Profil Chilchzimmersattel (Typusprofil des Belchen-Members) nach JORDAN et al. (2016a), Profil Belchentunnel nach FRÖHLICHER & KEHRER (1968). Zwischen den beiden Profilen, die knapp 1,5 km voneinander entfernt sind (Horizontaldistanz), keilt das Belchen-Member aus.



Fig. 6: Klettgau-Formation. Violetroter Mergel mit wenige Dezimeter mächtigen Lagen aus hell grünlich grauem bis beige, z.T. leicht tonigem Dolomit; γ = kleine Linse aus orangefarbenem knolligem Gips. Rägenhübel (Koord. 2620.900/1245.880) südlich des Hofes Ramisgraben; Aufschlusshöhe: bis ca. 13 m. Blick in Richtung Südwesten. Foto R. Burkhalter, 2018.

wurde in mehreren Bohrungen und im Belchentunnel angetroffen. Es besteht grösstenteils aus buntem, Glimmer, Silt und Feinsand führendem Tonstein und Mergel, in welche rinnenförmige Sandsteinkörper eingeschaltet sind. Bei einer porösen Muschelschillbank innerhalb einer 3,5 m mächtigen Dolomit-Dolomitmergel-Abfolge bei Koord. 2629.350/1247.130 nordwestlich der Challhöchi dürfte es sich um das *Gansingen-Member* (JORDAN et al. 2016a; «Gansinger Dolomit») handeln, eventuell aber auch um eine (namenlose) marine Lage in der Bänkerjoch-Formation. Das *Gruhalde-Member* (Fig. 7; JORDAN et al. 2016a) entspricht den «Oberen Bunten Mergeln» (inkl. «Knollenmergel») der älteren Literatur (z. B. MÜLLER et al. 1984). Die beiden letztgenannten Member wurden ebenfalls aus dem Belchentunnel beschrieben (FRÖHLICHER & KEHRER 1968, PRASAD 1970). Eine 15–20 cm messende Lage eines dolomitischen Konglomerats rund 7 m unter dem Dach des Gruhalde-Members im Belchentunnel (Fig. 5) wurde von FRÖHLICHER & KEHRER (1968) als «Stubensandstein» beschrieben (vgl. JORDAN et al. 2016a, S. 279).



Fig. 7: Typusprofil des Belchen-Members (s.a. Fig. 5). Waldweg östlich des Chilchzimmersattels (Koord. 2627.690/1246.165); Schichtfolge überkippt. Oben das violettrote und grünlich graue Gruhalde-Member (Gru), darunter das Belchen-Member aus Sandstein (s) und sandigem Tonstein (t) mit Wühlspuren, ganz rechts die Kalkbänke des Beggingen-Members (Beg; Staffelegg-Formation). Foto G. Deplazes, 2015.

Rote Ackerböden zeugen von der Anwesenheit des selten anstehenden bunten, teils tonigen und dolomitischen Keupermergels, so beispielsweise nördlich und westlich von Titterten und östlich von Liedertswil (Flurname Röthen), aber auch in den Lias-Keuper-Schuppen von Niederbölchen, bei Kilchzimmer oder bei der Limmern. Einer der wenigen natürlichen Aufschlüsse der Bänkerjoch-Formation, mit rosafarbenem knolligem Gips, befindet sich bei Blachen östlich des Hofes Ramisgraben (Koord. 2621.430/1246.100), ein anderer bei Koord. 2637.120/1251.220 am Leutschenberg östlich von Zeglingen. Am Rägenhübel südlich des Hofes Ramisgraben ist bei Koord. 2620.900/1245.880 die Klettgau-Formation aufgeschlossen (Fig. 6). Sehr schöne Aufschlüsse von dunkelrotem Keupermergel befinden sich im Wald nordwestlich der Challhöchi. Etwas westlich davon lassen Dolinen mit Gipsbrocken auf die Bänkerjoch-Formation schliessen.

Im tieferen Untergrund liegt das Kalziumsulfat der Bänkerjoch-Formation als Anhydrit vor. Bei Wasserzutritt wandelt sich dieser unter Volumenzunahme in Gips um, was zusammen mit der ebenfalls durch Wasser verursachten Quellung der tonreichen Lithologien beim Bau und Unterhalt des Belchentunnels der Autobahn A2, ebenso im Hauenstein-Basistunnel, zu bautechnischen Schwierigkeiten führte.

r *Belchen-Member* («Rhät-Sandstein»)

Das oberste Member der Klettgau-Formation, das wenige Meter mächtige Belchen-Member (JORDAN et al. 2016a, b; «Rhät» bzw. «Rhät-Sandstein», ERNI 1910, 1926), besteht aus schneeweissem bis gelblichem, oft dünnplattigem porösem, meist quarz- oder tongebundenem Sandstein, bei Verwitterung bröckelig und zu glitzerndem Sand zerfallend, der von schwarzem blättrigem sandigem Tonstein überlagert wird. Auch wenn das Belchen-Member kaum aufgeschlossen ist, kann es dennoch anhand der glitzernden Quarzkörner (Silt- bis Feinsandfraktion) im Humus kartiert werden, wie beispielsweise im Gebiet Rägenhübel – Sool – Mittlerer Bilstein, wo es auf grosser Fläche auftritt.

Der beste Aufschluss des Belchen-Members im Kartengebiet ist derjenige seines Typusprofils (Chilchzimmersattel, Fig. 5, 7) am Waldweg bei Koord. 2627.690/1246.165 östlich unterhalb des Chilchzimmersattels (JORDAN et al. 2016a, b), wo die Einheit 4,1–4,6 m mächtig ist (s.a. ERNI 1910). Ein weiterer Aufschluss des Belchen-Members befindet sich bei Koord. 2621.090/1245.765.

Das Belchen-Member tritt im Kartengebiet nur westlich des Belchentunnels auf; östlich davon fehlt es infolge Erosion am Übergang von der Trias- zur Jurazeit (s. REISDORF et al. 2011, Fig. 5, und REISDORF & WETZEL [im Druck] für den weiteren Verlauf der Verbreitungsgrenze des Belchen-Members).

JURA

Lias

l **Staffelegg-Formation** Sinémurien – Toarcien

Die Staffelegg-Formation (REISDORF et al. 2011), die einzige Formation der lithostratigraphischen Gruppe des Lias, tritt trotz ihrer vergleichsweise geringen Mächtigkeit – im Hauenstein-Basistunnel misst sie ca. 30 m (BUXTORF 1916), im Belchentunnel 25–35 m (FRÖHLICHER & KEHRER 1968), REISDORF et al. (2011, Fig. 6) geben Werte um 30 m an – morphologisch als markante Rippe zwischen dem weichen Mergel der Klettgau-Formation und dem verwitterungsanfälligen Opalinuston in Erscheinung.

Im Untersuchungsgebiet beginnt die Staffelegg-Formation überall mit dem *Beggingen-Member* (REISDORF et al. 2011; «Arietenkalk», z.B. JORDAN 1983, MÜLLER et al. 1984; Sinémurien), das über einer erosiven Basis entweder dem Belchen-Member (im westlichen Kartengebiet, Fig. 7) oder dem Gruhalde-Member der Klettgau-Formation aufliegt (REISDORF et al. 2011, JORDAN et al. 2016b), was bedeutet, dass Sedimente des Hettangiens im Kartengebiet nicht auftreten. Das Beggingen-

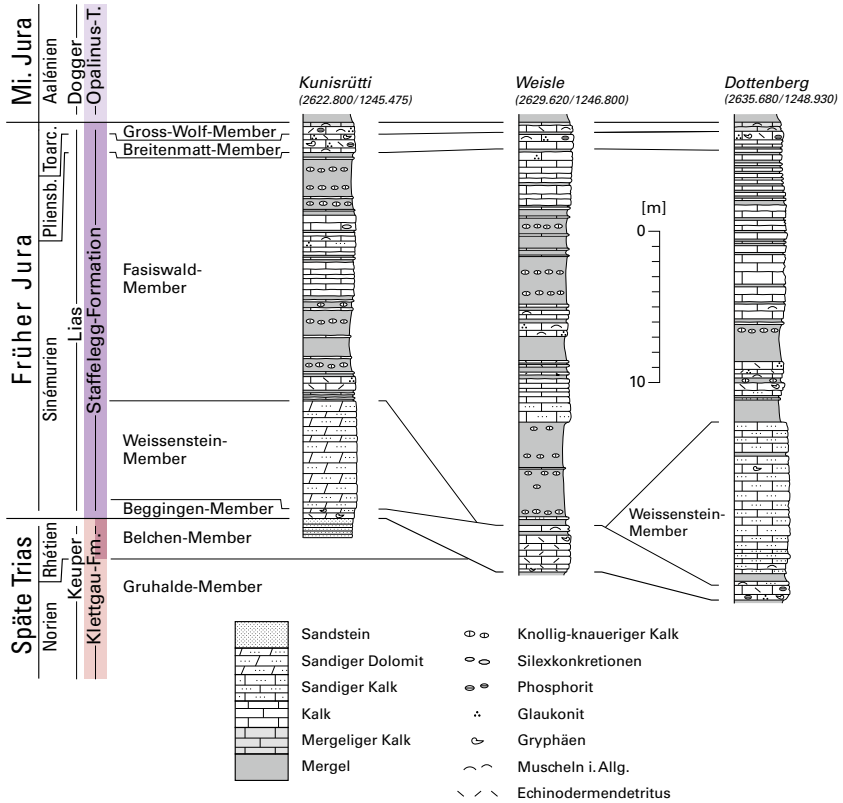


Fig. 8: Stratigraphische Profile der Stafflegg-Formation im Kartengebiet. Nach REISDORF et al. (2011).

gen-Member ist 0,6–6 m mächtig und besteht aus spätig-biodetritischem Kalk, der oft sandig, lokal auch dolomitisch sein kann, lagenweise reich an *Gryphaea arcuata* ist und vereinzelt phosphoritische Konkretionen enthält.

Das Beggingen-Member wird meist vom *Weissenstein-Member* (REISDORF et al. 2011) überlagert oder geht lateral in dieses über. Das 0–10 m mächtige Weissenstein-Member (obsolet und synonym: «Feinsandkalklage», JORDAN 1983, «Sandkalk», WETZEL et al. 1993; obsolete Untereinheiten des «Arietenkalks») ist ein beigefarbener gebankter fossilärmer fein- bis mittelkörniger Sandkalk bis kalkiger Sandstein, der teils dolomitisch oder verkieselt ist beziehungsweise Silexkonkretionen führt.



Fig. 9: Das Breitenmatt-Member (braun anwitternder knolliger Kalk, rechts) und die hangende Eriwis-Bank des Gross-Wolf-Members (bläulich grauer Kalk und Mergel, links). Grabung Fasiswald (Koord. ca.2629.100/1245.100). Gelbe Linien: Grabungsnetz (1 x 1 m). Foto F. Abt, 2013.

Das hangende *Fasiswald-Member* (Typlokalität Profil Fasiswald, Koord. 2628.800/1245.100, REISDORF et al. 2011, Fig. 17; «Obtusum-Ton» bzw. «Obtusum-Schichten» und «Obliqua-Schichten», z.B. JORDAN 1983, MÜLLER et al. 1984) besteht aus einer Wechselfolge aus siltig-sandigem Mergel und bräunlichem bis grauem, oft etwas knolligem sandigem bis spätig-biodetritischem Kalk, teils mit dunkelgrauen Silexkonkretionen, lagenweise reich an *Gryphaea obliqua*. Seine Mächtigkeit beträgt 8,5–24,5 m.

Darüber folgt das *Breitenmatt-Member* (Fig. 9; REISDORF et al. 2011; «Uptonienschichten» und «kondensiertes Pliensbachien», JORDAN 1983, «Numismalis-Schichten» und «Amaltheen-Schichten», z.B. MÜLLER et al. 1984), eine 0,9–1,8 m mächtige kondensierte, fossilreiche Abfolge von Mergel und phosphoritischem Kalk, oft mit Hartgründen. Die hellgrauen phosphoritischen Partien zeichnen meist Wühlspuren nach, was dem Gestein ein fleckiges Aussehen verleiht. Fossilien, speziell Gryphäen, sind oft verkieselt.

Abgeschlossen wird die Staffelegg-Formation durch das 0,2–1,2 m mächtige *Gross-Wolf-Member* (REISDORF et al. 2011; «Jurensis-Schichten», JORDAN 1983, «Ju-



Fig. 10: «Jurensis-Bank»; Aufsicht auf Schichtfläche mit den Ammoniten *Lytoceras jurensis* (gross, ungerippt) und *Grammoceras thouarsense* sowie den Belemniten *Acrocoelites (Odontobolus) pyramidalis* und *A. (Od.) brevisulcatus*. Gross-Wolf-Member (spätes Toarcien), Grabung Fasiswald (Koord. ca. 2629.100/1245.100; REISDORF 2014). Grösse ca. 126 x 108 cm. Naturmuseum Olten (Sammlungsnr. 8823). Präparation Geowissenschaftliches Atelier Gebr. Imhof, Trimbach. Foto Wolf Fotografie / Naturmuseum Olten, 2017.

rensis-Mergel», MÜLLER et al. 1984; Fig. 9), eine kondensierte Abfolge aus grauem phosphoritischem Mergel mit Pyrit und zahlreichen Makrofossilien (v.a. Belemniten und Ammoniten, jedoch keine Gryphäen; Fig. 10).

Die beiden geringmächtigen oberen Member der Staffelegg-Formation vertreten das Pliensbachien und das Toarcien; somit hat der überwiegende Teil der Formation im Kartengebiet ein Sinémurien-Alter.

Mehr oder weniger vollständige Aufschlüsse der Staffelegg-Formation finden sich bei Kunisrütti (früher Chuenisrüti; Koord. 2622.800/1245.475, Fig. 8), im Wald Weisle nördlich der Challhöchi (Koord. 2629.620/1246.800, Fig. 8, s.a. GOLDSCHMID 1965), in der ehemaligen Tongrube Erlimoos (Koord. 2633.525/1247.125) und im Graben des Schwandenbachs nordöstlich des Dottenbergs (Koord. 2635.680/1248.930, Fig. 8). Beim Horn südöstlich von Ifenthal (Koord. 2631.700/1245.800) ist



Fig. 11: Schädel des Ichthyosauriers *Leptoneustes tenuirostris* (subadultes Individuum). Müsenegg-Bank, Breitenmatt-Member; spätes Pliensbachien (Margaritatus-Zone). Länge 37 cm. Aus der ehemaligen Tongrube Hauenstein, ausgestellt im Naturmuseum Olten (NMO 26575). Präparation Geowissenschaftliches Atelier Gebr. Imhof, Trimbach. Foto W. Gerber (Univ. Tübingen), 2003.

das Beggingen- und Weissenstein-Member aufgeschlossen, bei der Unteren Limmern (Koord. 2619.975/1245.900, knapp ausserhalb des Kartengebiets) der obere Teil der Staffelegg-Formation (IMHOF 1980, JORDAN 1983, REISDORF et al. 2011), ebenso in der ehemaligen Tongrube Hauenstein (Koord. ca. 2632.900/1248.070), wo im Breitenmatt-Member ein senkrecht im Sediment steckender Schädel eines Ichthyosauriers (*Leptoneustes tenuirostris*) gefunden wurde (Fig. 11, MAISCH & REISDORF 2006a, b, s.a. REISDORF et al. 2012). Zwei weitere Profile, bei Titterten (Koord. 2620.700/1250.800) und bei Wirbligen (Koord. 2630.600/1247.600), wurden beim Bau der Transitgasleitung TRG 3 temporär freigelegt (REISDORF 2001, REISDORF et al. 2011).

Dogger¹

a₁ Opalinus-Ton frühes Aalénien

Der Opalinus-Ton bildet im Gelände ausgedehnte wellige Wiesenhänge, die stets zumindest leicht verrutscht und infolge seiner Eigenschaft als Wasserstauer oft vernässt sind. Weit verbreitet ist die Formation in den aufgetrochnen Kernen der Passwang-Antiklinale und der Farisberg-Kette. Ihre Mächtigkeit beträgt im Kartengebiet rund 90 m – so auch im Belchentunnel und im Hauenstein-Basistunnel –, im Raum Olten bis 100 m (WETZEL & ALLIA 2003, Fig. 7, NAGRA 2014, Beil. 3-1); der Opalinus-Ton ist allerdings oft auch tektonisch angehäuft oder ausgedünnt.

¹ Unter dem Begriff Dogger (im Sinn einer lithostratigraphischen Einheit im Rang einer Gruppe) werden diejenigen Formationen zusammengefasst, die (ungefähr) im erdgeschichtlichen Zeitabschnitt des Mittleren Juras abgelagert wurden. Dasselbe gilt sinngemäss für die Begriffspaare Lias / Früher Jura und Malm / Später Jura (s. S. 26, 39).

Die Formation besteht aus einer relativ monotonen Folge aus dunkelgrauem bis schwarzem glimmerreichem, teilweise siltigem kalkigem Tonstein. Darin eingeschaltet sind dünne hellgraue, meist aus Quarzkörnern bestehende Siltlagen und bis 10 cm dicke Lagen oder Linsen aus silt- bis feinsandgroßem Quarz und Biodebitritus. Diese sind meist kalzitisch zementiert. Zudem treten Kalk- und Sideritkonkretionen sowie diagenetisch gebildeter Pyrit auf. Mineralogisch besteht der Opalinus-Ton, je nachdem, wie viele Sandlinsen er enthält, aus 10–33 Gew.-% Quarz, 1–4 Gew.-% Kalifeldspat, 0–1 Gew.-% Plagioklas, 8–20 Gew.-% Kalzit, je <1 Gew.-% Dolomit, Siderit und Anhydrit, 0,4–3,7 Gew.-% Pyrit sowie 40–75 Gew.-% Tonmineralen (MEIER & MAZUREK 2011, Weiach).

Die lückenlosen Abfolgen der Nagra-Tiefbohrungen, beispielsweise diejenigen von Weiach und Riniken, zeigten, dass die sandigen Einschaltungen in der oberen Profilhälfte auftreten und jeweils kleine Sequenzen mit gegen oben zunehmendem Quarzgehalt bilden (BLÄSI 1987). WETZEL & ALLIA (2003) konnten dasselbe in den Tongruben Fasiswald und Hauenstein feststellen, wobei der Opalinus-Ton am Unteren Hauenstein deutlich mehr Sandlinsen enthält. Sie interpretieren die Abfolgen als Dachbankzyklen (vgl. Fig. 13), die in einem 20–50 m tiefen, von Stürmen beeinflussten epikontinentalen Becken sedimentiert wurden. Nördlich des Kartengebiets (EWS-Bohrungen in Lausen und Liestal) enthält auch der untere Abschnitt des Opalinus-Tons sandreichere Abschnitte.

Der gesamte Opalinus-Ton wurde ungefähr während der Opalinum-Subzone (ETTER 1990) abgelagert, also in vergleichsweise kurzer Zeit.

Die besten Aufschlüsse des Opalinus-Tons im Gebiet von Blatt Hauenstein waren zum Zeitpunkt der Geländeaufnahmen für das vorliegende Atlasblatt die Tongruben Fasiswald nördlich von Hängendorf (s.a. ETTER 1990) und Hauenstein (Fig. 12; s.a. GYGI & RIEBER 1987).

a₂-i₁ Passwang-Formation frühes Aalénien – mittleres Bajocien

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 «Blagdenischichten») früherer Autoren. Dabei wurden auch die von BURKHALTER (1993, 1996) und GONZALEZ & WETZEL (1996) als «Schichten» definierten Untereinheiten formalisiert und in den Rang von Members gestellt.

Die Mächtigkeit der Passwang-Formation beträgt rund 70–105 m, gegen Westen nimmt sie etwas zu, gegen Osten ab.

Unterstes Schichtglied der Passwang-Formation ist das *Sissach-Member* (Fig. 12, 13; unterer Teil der «Murchisonaesichten», BUXTORF 1901, MÜHLBERG



Fig. 12: Oberer Teil des Opalinus-Tons (Opa) und unterer Teil der Passwang-Formation mit Sissach-Member (Sis) und Hauenstein-Member (Hau). Typusprofil des Hauenstein-Members. Ehemalige Tongrube Hauenstein (Koord. 2632.965/1247.970), Blick in Richtung SSE. Foto S. Wohlwend, 2017.

1908) mit einer Mächtigkeit von 1,5–3,2 m. Seine Basisschicht ist ein Aufarbeitungshorizont mit exhumierten frühdiagenetisch gebildeten Konkretionen aus dem obersten Opalinus-Ton (BURKHALTER 1996). Diese sind im Profil Fasiswald (Koord. 2629.060/1247.070) bis 20 cm gross und bilden dort ein Sohlpflaster. Im nordwestlichen Kartengebiet besteht das Sissach-Member unten aus sandig-biодetritischem, oben aus eisenschüssigem Kalk. Nach Süden nimmt der Gehalt an biодetritischem Quarz ab, in gleicher Richtung nimmt der Gehalt an biодetritus und Eisenoolith zu. In der Tongrube Fasiswald besteht das Sissach-Member aus einer 1,4 m mächtigen Spatkalkbank, die nach oben in einen 0,5 m mächtigen Eisenoolith übergeht; es zeigt hier die für das Weissensteingebiet typische fazielle Ausbildung.

Das Vorkommen des hangenden, <0,5–10,7 m mächtigen *Hauenstein-Members* (oberer Teil der «Murchisonaeschichten», BUXTORF 1901, MÜHLBERG 1908) beschränkt sich auf die Umgebung des Unteren Hauensteins und das Baselbiet; westlich und östlich davon liegt es als kondensiertes Äquivalent vor (BURKHALTER 1996, Fig. 18). Im Typusprofil am Südrand der ehemaligen Tongrube Hauenstein (Koord. 2632.965/1247.970, Fig. 12, 13; BURKHALTER 1996, Fig. 10, s.a. GYGI & RIEBER 1987) besteht der untere Teil des Hauenstein-Members aus 4,9 m siltigem Mergel mit vereinzelt Sideritkonkretionen. Darüber folgen 3,6 m gebankter sandiger und sandig-biодetritischer Kalk, die abrupt in den hangenden siltigen Tonstein des Hirnichopf-Members (s.u.) übergehen. In dieser Ausbildung tritt das Hauenstein-Member im Faltenjuraanteil des Kartengebiets auf, wobei die Mächtigkeit, besonders diejenige des Mergelabschnitts, lokal auf kurze Distanz deutlich schwankt. Im nördlichen Kartengebiet tritt an der Basis des Hauenstein-Members

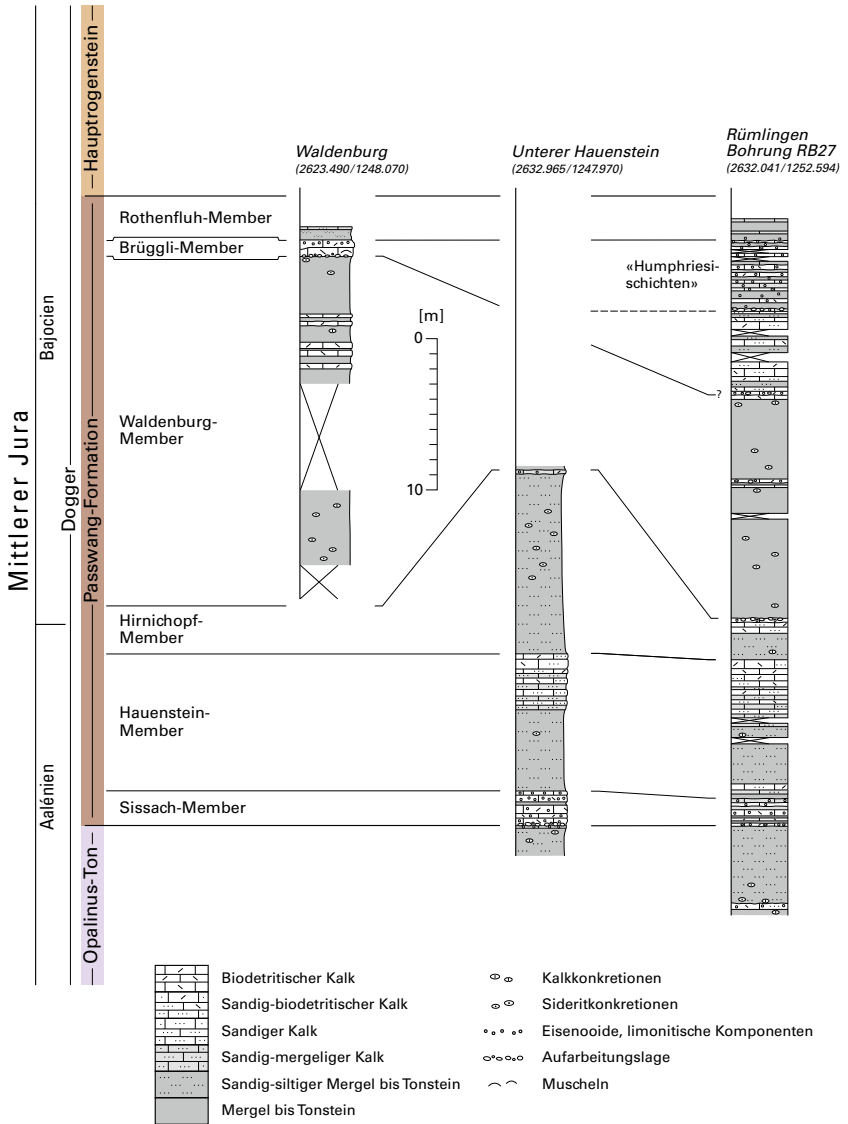


Fig. 13: Stratigraphische Profile der Passwang-Formation im Kartengebiet (Typusprofil des Hauenstein- und des Waldenburg-Members). Nach BURKHALTER (1996).

ein sandig-biodelritischer Kalk auf, der nach Norden zunehmend mächtiger wird und den Mergelabschnitt verdrängt (BURKHALTER 1996).

Das folgende *Hirnichopf-Member* (Fig. 13; unterer Teil der «Sowerbyischichten», BUXTORF 1901, MÜHLBERG 1908) ist ca. 2,8–12,7 m mächtig und generell sehr schlecht aufgeschlossen. Es besteht aus schwarzgrauem siltig-kalkigem Tonstein mit zahlreichen Kalk- und Sideritkonkretionen. Beim Chilchzimmersattel (Spitzenflüeli, Koord. 2627.350/1246.410) treten im oberen Teil des Hirnichopf-Members drei Sandkalkbänke auf, in der stillgelegten Tongrube Hauenstein wird es von einer, evtl. auch zwei geringmächtigen eisenoolithischen Mergelkalklagen abgeschlossen (GYGI & RIEBER 1987, BURKHALTER 1996).

Das *Waldenburg-Member* (oberer Teil der «Sowerbyischichten», BUXTORF 1901) weist eine Mächtigkeit von ca. 14–22 m auf, die vom westlichen Kartengebietsrand bis zum Passwang lateral über kurze Distanz auf Werte <0,5 m abnimmt (BURKHALTER 1996, Fig. 20). Im Typusprofil in Waldenburg (Koord. 2623.490/1248.070, BURKHALTER 1996, Taf. 1, s.a. HAUBER 1960; Fig. 13) besteht es aus einer rund 22 m mächtigen Abfolge von Glimmer führendem Tonstein mit zahlreichen Kalk- und Sideritkonkretionen. Gegen oben treten einzelne geringmächtige Bänke aus biodelritischem Kalk auf. Abgeschlossen wird das Member mit einer Lage aus wulstigen Onkoiden mit Kernen aus aufgearbeiteten Konkretionen. Diese fazielle Ausbildung ist charakteristisch für das gesamte Kartengebiet.

Es folgt das 1 bis ca. 10 m mächtige *Brüggli-Member*, das einen vorwiegend sandig-biodelritischen unteren Teil («Sauzeischichten», BUXTORF 1901) und einen eisenschüssigen bis eisenoolithischen oberen Teil («Humphriesischichten», BUXTORF 1901) umfasst. Im Gebiet Homberg bei Olten – Unterer Hauenstein – Waldenburg ist es nur durch die durchschnittlich 1 m mächtigen «Humphriesischichten» vertreten (Fig. 13; BURKHALTER 1996, Fig. 21). Deren Basis bildet in dieser Gegend ein Aufarbeitungshorizont, der dem Waldenburg-Member direkt aufliegt. Ausserhalb des genannten Gebiets tritt auch der untere Teil des Brüggli-Members auf, so im Hauenstein-Basistunnel und im Tafeljuraanteil des Kartengebiets (Fig. 13). Neue Datierungen (WOHLWEND et al., in. Vorb.) zeigen, dass die Untergrenze des Brüggli-Members heterochron ist (vgl. BURKHALTER 1996).

Das abschliessende *Rothenthal-Member* («Blagdenischichten», BUXTORF 1901), ca. 25–30 m mächtig (z.B. SCHMASSMANN 1945, HAUBER 1960), setzt sich aus einer Abfolge von knauerigen Bänken aus grauem bis braungrauem, teils sandigem feinbiodelritischem Kalk und dünnen Mergelkalkzwischenlagen zusammen (s.a. GONZALEZ & WETZEL 1996).

Die Passwang-Formation tritt oft unterhalb von Felswänden aus Hauptrogenstein auf und ist deshalb meist von Hangschutt bedeckt. Neben den oben beschriebenen Typusprofilen sind gute Aufschlüsse dieser Formation im Kartengebiet u.a. unterhalb des Spitzenflüeli beim Chilchzimmersattel (Koord. 2627.350/1246.410) und beim Geissrain an der Strasse Liedertswil–Wasserfallen bei Koord. 2620.520/1248.260 zu finden. Einer der seltenen fossilreichen Aufschlüsse des Waldenburg-

Members, mit einer knauerigen Kalkbank, die von Eisenoolith überlagert ist, befindet sich auf der Nordseite der ehemaligen Tongrube Erlimoos (Koord. ca. 2633.340/1247.120). Im Grenzbereich der beiden Lithologien lassen sich *Sonninia* (*Euhoploceras*) sp. und *Witchellia* sp. (Laeviuscula-Zone) finden (schriftl. Mitt. B. Hostettler). Ein guter Aufschluss des Rothenfluh-Members liegt im Bergsturz-anriss unterhalb der Burgruine Witwald nördlich von Eptingen.

i₁₋₂ Hauptrogenstein mittleres Bajocien – mittleres Bathonien

Der vorwiegend aus oolithischem Kalk bestehende Hauptrogenstein (Hauptrogenstein-Formation, GONZALEZ 1993, GONZALEZ & WETZEL 1996) bildet oft die markanten, steilen Talhänge im Tafeljura wie auch zahlreiche Kreten im Faltenjura.

Im Gebiet von Blatt Hauenstein beträgt seine Mächtigkeit 85–110 m – im Hauenstein-Basistunnel wurden 100 m, im Belchentunnel 110 m gemessen –, wovon 60–75 m auf den unteren und 25–35 m auf den oberen Teil der Formation fallen (vgl. HAUBER 1960, GOLDSCHMID 1965). GONZALEZ (1993, Fig. 11.1a–c) gibt mit 45–65 m beziehungsweise 18–25 m generell etwas geringere Werte an.

Der *untere Teil des Hauptrogensteins* («unterer Hauptrogenstein») besteht aus einer oft eher massig wirkenden Abfolge aus hellbeige verwitterndem grauem, gut gebanktem oolithischen und spätigem Kalk. Der Übergang aus dem liegenden Rothenfluh-Member der Passwang-Formation ist meist fließend und stellenweise als oolithischer Mergel bis Mergelkalk (*Untere Acuminata-Schichten*, vgl. SCHMASSMANN 1945) ausgebildet. Bei geringmächtigen, Korallen führenden Lagen könnte es sich um die *Maeandrina-Schichten* (SCHMASSMANN 1945) handeln.

Darüber folgen die bis zu 2 m mächtigen mergeligen *Oberen Acuminata-Schichten*, das östliche Äquivalent des Homomyenmergels (s. GONZALEZ 1993). Diese sind im westlichen Kartengebiet als deutliche, bis zu 2 m mächtige Mergelfuge noch gut erkennbar (HAUBER 1960), werden aber in Richtung des Unteren Hauensteins immer kalkiger (SCHMASSMANN 1945) und unterscheiden sich oft nur noch durch fehlende Ooide von der eigentlichen Hauptrogensteinfazies.

Der *obere Teil des Hauptrogensteins* («oberer Hauptrogenstein») besteht in seinem unteren Teil aus dem hellgelb bis hellbraun verwitternden grauen, eher dünnbankigen und oft deutlich schräggeschichteten «*oberen Hauptrogenstein s. str.*». Dieser wird von den 3–4 m mächtigen, aus oolithischem, spätigem und mergeligem Kalk, teils auch Mergel bestehenden *Movelier-Schichten* überlagert, die reichlich Fossilien wie Muscheln, Brachiopoden und insbesondere Korallen führen. Im Gebiet Ziefen–Hölstein–Tenniken sind sie besonders deutlich als graubrauner eisenschüssiger Kalk mit Nestern von Ooiden, Korallen, Pecten und Brachiopoden ausgebildet (HAUBER 1960) und umfassen 2–3 m tonigen Mergel (schriftl. Mitt. U. Pfirter). Am Ostrand des Kartengebiets keilen die Movelier-Schichten aus (ERNI 1941). Schliesslich folgt der etwa 2 m mächtige *Grobe Oolith* («Ferrugineus-Oolith»),

s. GONZALEZ 1993), der stellenweise, so am Wannenflieli westlich von Langenbruck, als eisenschüssiger Oosparit mit Eisenoolithen ausgebildet ist. Östlich einer Linie Unterer Hauenstein – Trimbach geht der Grobe Oolith in den *Spatkalk* über (GOLDSCHMID 1965, GONZALEZ 1993, Fig. 11.1c).

Gute Profile durch den Hauptrogenstein oder Teile davon finden sich beispielsweise am Sormattbach 200 m südöstlich von Schloss Wildenstein, im Tälchen zwischen Stockenrain und Grützen südöstlich von Tenniken, längs der Krete der Richtflue westlich von Waldenburg, beim Oberen Hauenstein (östlich der Strasse), an der Lauchflue und im Steinbruch südlich des Dorfes Hauenstein (s.a. GONZALEZ 1993). Der schönste Aufschluss im Hauptrogenstein zeigt einen Sandwall von 2–3 m Höhe und 15–20 m Wellenlänge mit deutlichen Foresets; er befindet sich bei Koord. 2622.350/1243.480 am Westhang des Beretenchopfs.

i₂₋₄ Ifenthal-Formation

spätes Bathonien – frühes Oxfordien

Obschon die Ifenthal-Formation (BITTERLI-DREHER 2012; der «obere Dogger» älterer Autoren, s.a. BITTERLI 1977, 1979) im Tafeljura teilweise grössere Flächen einnimmt, wie beispielsweise bei Rünenberg, ist sie dort kaum aufgeschlossen, sondern einzig an der rostbraunen Färbung des Bodens zu erkennen; im Faltenjura hingegen sind die Aufschlussverhältnisse besser, namentlich in der Umgebung von Ifenthal, wo sich auch die Typusregion dieser Formation befindet. Ein durchgehendes Typusprofil der gesamten Formation besteht nicht; die Einheit wird mittels ihrer Member definiert und beschrieben (BITTERLI-DREHER 2012).

Im Kartengebiet beträgt die Mächtigkeit der Ifenthal-Formation 35–50 m, wobei eine Mächtigkeitsabnahme in Richtung Nordosten festzustellen ist.

Für eine detaillierte Parallelisierung der älteren Bezeichnungen der Untereinheiten des «oberen Doggers» («Varians-Schichten», «Macrocephalus-Schichten», «Anceps-Athleta-Schichten», «Lamberti-Cordatus-Schichten» u.a.) mit den Schichtgliedern der Ifenthal-Formation (s.u.) sei auf BITTERLI-DREHER (2012, Tab. 1) verwiesen (s.a. JORDAN et al. 2011b, Fig. 6).

Die Ifenthal-Formation beginnt mit dem *Schelmenloch-Member*, dessen Mächtigkeit 5–15 m beträgt und von Nordwesten nach Südosten abnimmt. Im Nordwesten (Schelmenloch, Koord. 2619.600/1247.670, knapp ausserhalb des Kartengebiets; Fig. 14) handelt es sich um einen hellgrau bis gelbbraun verwitternden dunkelgrauen fossilreichen (Muscheln und Brachiopoden) Mergel bis Mergelkalk mit vereinzelt Lagen aus spätigem Kalk, im Südosten (Umgebung von Ifenthal) liegt grauer bis violettroter Mergel und Mergelkalk vor, der teils Bänke aus spätigem Kalk und eisenoolithische Horizonte enthält.

Es folgt das *Saulcy-Member* (s.a. HOSTETTLER 2014; Fig. 14), ein gelbbraun verwitternder grauschwarzer toniger Mergel, dessen Mächtigkeit sich im westlichen Kartengebiet auf 15–19 m beläuft und in Richtung Osten rasch zurückgeht.

Der Übergang in das hangende *Bözen-Member* (Fig. 14) ist fließend. Dessen Mächtigkeit bewegt sich um 6–11 m, wobei es gegen Osten, vorwiegend auf Kosten des Saulcy-Members, an Mächtigkeit gewinnt. Es handelt sich um beige anwitternden grauen sandigen Mergel mit Kalkknauerlagen, der nach oben teilweise in knauerige (Sand-)Kalkbänke übergeht. Der Übergang in das hangende Member ist meist fließend.

Das *Ängistein-Member* (Fig. 14; «Äquivalent der Dalle nacrée», BITTERLI 1977) liegt als linsenförmiger Sedimentkörper vor, dessen Längsachse in Richtung SW-NE verläuft (BITTERLI-DREHER 2012, Fig. 8). Seine maximale Mächtigkeit beträgt 17 m, im westlichen Kartengebiet beläuft sie sich auf 2–5 m, an dessen Oststrand auf 0,5 m; im nördlichen Kartengebiet ist das Ängistein-Member nicht vorhanden. Das Typusprofil des Ängistein-Members besteht aus vier Teilprofilen (BITTERLI-DREHER 2012) östlich der namensgebenden Lokalität bei Ifenthal, die in der aktuellen Ausgabe der Landeskarte 1:25 000 Engistein geschrieben wird. Das Ängistein-Member besteht aus hellbeige anwitterndem grauem (fein-)spätig-arenitischem Kalk. Wo das Schichtglied mächtig ist, liegt in seinem oberen Abschnitt Schrägschichtung vor. In seinem Dach tritt die *Unter-Erli-Bank* aus rostbraun verwitterndem grauem, meist verkieseltem Kalkarenit mit typischen grossen, rostbraun verwitternden Molluskenschalen auf. Die Unter-Erli-Bank enthält zudem schlierenförmige Einschaltungen von Eisenoolithen und wird durch eine Aufarbeitungslage mit Intraklasten und Serpuliden abgeschlossen.

Oberstes Schichtglied der Ifenthal-Formation ist das geringmächtige (0,05–ca. 1 m) *Herznach-Member* (BITTERLI-DREHER 2012; von GYGI 2000b ursprünglich als Formation definiert), ein fossilreicher eisenoolithischer Mergel und Mergelkalk, zum Teil knauerig, oft mit Aufarbeitungsphänomenen und limonitisch umkrusteten Komponenten sowie Eisenstromatolithen (vgl. BURKHALTER 1995). Das Herznach-Member ist stark kondensiert; chronostratigraphisch reicht es bis in das frühe Oxfordien (ERNI 1941).

Neben den oben erwähnten Aufschlüssen in der Umgebung von Ifenthal sind Teile der Formation an verschiedenen Orten im südlichen Kartengebiet gut aufgeschlossen. An der Wegböschung nördlich der Klinik Allerheiligenberg liegen schöne Schichtflächen des Schelmenloch-Members vor; gute Aufschlüsse finden sich zudem östlich der Klinik (Koord. 2628.830/1244.750 und 2628.850/1244.815). Ein Aufschluss des Ängistein-Members bei Koord. 2631.030/1245.340 südlich unterhalb der Hombergglücke weist deutliche Schrägschichtung in feinkörnigem sandigem, teilweise limonitischem Kalk auf, und bei der Schlosshöchi südlich der Burgruine Alt-Bechburg bei Holderbank sind Sandwälle aus spätem Kalk des Ängistein-Members aufgeschlossen, wie sie sonst nur vom Bollement-Member der Ifenthal-Formation (HOSTETTLER 2014, Dalle nacrée; s.a. AUFRANC et al. 2016) aus dem Berner Jura, den Freibergen und dem Neuenburger Jura bekannt sind.

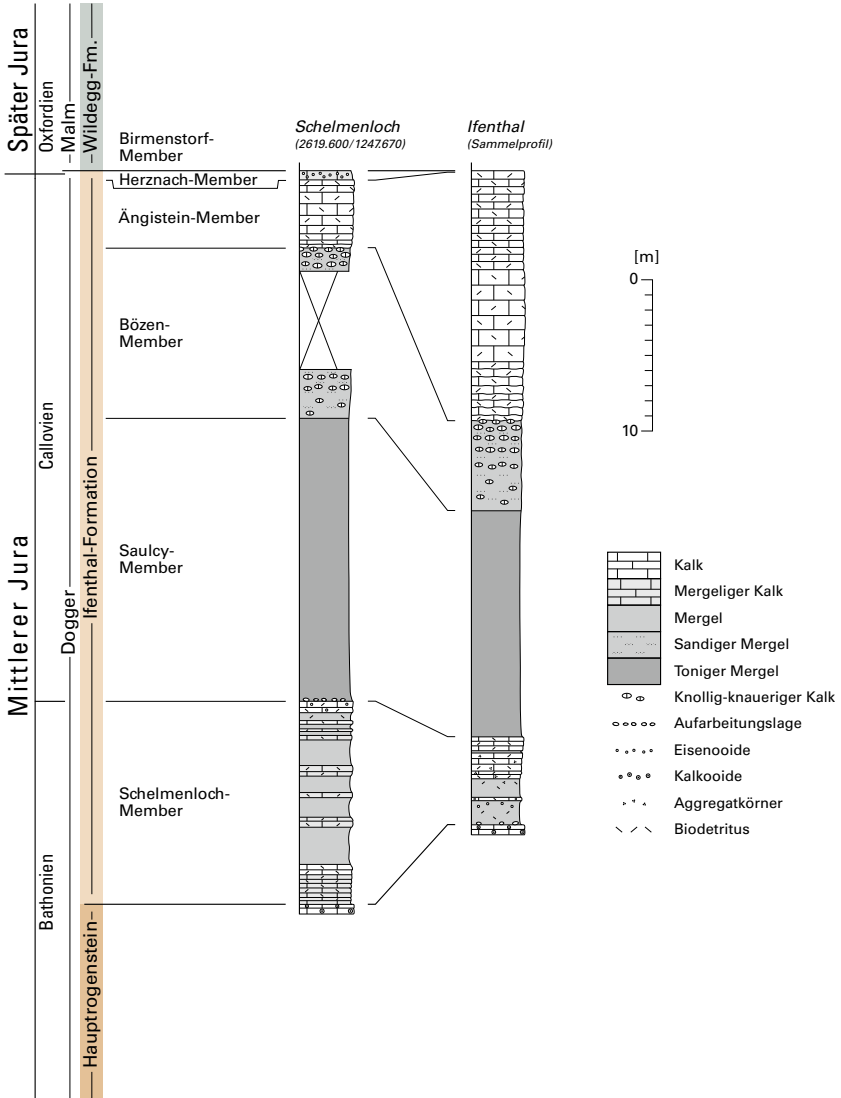


Fig. 14: Stratigraphische Profile der Ifenthal-Formation (Sammelprofil aus verschiedenen Teilprofilen in der näheren Umgebung von Ifenthal als «Typusprofil» der Ifenthal-Formation sowie Typusprofil des Schelmenloch-Members). Nach BITTERLI-DREHER (2012).

Malm

Der Malm (im Sinne einer lithostratigraphischen Gruppe; s. Fussnote zum Kapitel Dogger) ist, vorwiegend im zentralen Jura, gekennzeichnet durch markante Faziesübergänge und Mächtigkeitsschwankungen in gleichaltrigen Schichten (z.B. GYGI & PERSOZ 1986, GYGI 2000a); diese Wechsel betreffen in etwas geringerem Mass auch den östlichen Jura und damit das Gebiet von Blatt Hauenstein. Diesem Umstand trägt die doppelt geführte Malmkolonne in der Legende von Blatt Hauenstein Rechnung. Die Beschreibung des Malms in den vorliegenden Erläuterungen ist nach Formationen und Member hierarchisiert, das heisst nicht primär nach den Kartiereinheiten.

i₄₋₅ Bärswil-Formation frühes – mittleres Oxfordien

Die Bärswil-Formation besteht aus dunkelgrauem, teils pyritisierte Ammoniten führendem kalkigem Tonstein, der oft zu Rutschungen Anlass gibt. Das Vorkommen der Formation beschränkt sich auf die Nordwestecke des Gebiets von Blatt Hauenstein; ihre Mächtigkeit von maximal 60 m nimmt in östlicher Richtung über kurze Distanz ab und erreicht jenseits einer Linie Wasserfallen – Gagsen (westlich von Waldenburg) – Dottlenberg – Lampenberg Werte >1 m. In dieser geringen Mächtigkeit ist die Einheit nicht mehr auf der Karte darstellbar, doch kommt in ihrer Mächtigkeit stark reduzierte Bärswil-Formation (lokal?) auch östlich der oben genannten Verbreitungsgrenze vor, so beispielsweise beim Hofgut Holdenweid nordwestlich von Hölstein (Koord. ca. 2625.725/1253.930), wo HAUBER (1960) «blauen» Tonstein mit pyritisierten Ammoniten in einer Baugrube fand. Weiter Richtung Osten und Südosten wird das laterale Äquivalent der Bärswil-Formation bald eisenoolithisch (GOLDSCHMID 1965) und damit lithostratigraphisch zum Herznach-Member der Ifenthal-Formation gestellt (s. BITTERLI-DREHER 2012).

Aufschlüsse der Bärswil-Formation finden sich im Weigistbach und südlich der Studenfluh im Süden von Liedertswil, wo sie 5–6 m mächtig ist; zudem wurde sie in Bohrungen in Ziefen angetroffen.

i_{5p} Pichoux-Formation mittleres Oxfordien

Wie die liegende Bärswil-Formation ist auch die Pichoux-Formation auf die Nordwestecke des Kartengebiets beschränkt. Sie besteht aus gebanktem mikritischem Kalk mit Mergel- und Mergelkalkzwischenlagen und vereinzelt Kieselschwämmen und erreicht eine Mächtigkeit von etwa 20 m (MÜHLBERG 1915b). In östlicher bis südöstlicher Richtung geht die Pichoux-Formation unter Abnahme ihrer Mächtigkeit und Zunahme des Gehalts an Kieselschwämmen (HAUBER 1960)

lateral fließend in das Birnenstorf-Member der Wildegge-Formation (s.u.) über. Entsprechend ist die Grenzziehung gegenüber dem Birnenstorf-Member arbiträr; sie vollzieht sich etwa auf der gleichen Linie wie das Auskeilen der Bärschwil-Formation (s.o.).

Aufgeschlossen ist die Pichoux-Formation südlich der Studenfluh bei Liedertswil; sie ist dort 6 m mächtig.

Wildegge-Formation

mittleres – spätes Oxfordien

i_{5B} *Birnenstorf-Member*

Obwohl geringmächtig, bildet das Birnenstorf-Member wegen seiner harten Kalkbänke oft eine Rippe im Gelände. Es besteht aus einer Abfolge von dünnen, undeutlichen Bänken aus hellgrauem, oft Glaukonit führendem fossilreichem mikritischem Kalk und Mergelkalk mit dünnen Mergelzwischenlagen. Häufig auftretende Fossilien sind meist tellerförmige Kieselschwämme oder Bruchstücke davon, Belemniten, Echinodermen, Bivalven sowie Ammoniten.

Die Untergrenze des Birnenstorf-Members ist scharf und auch dank dem farblichen Kontrast zur liegenden, beige bis rostbraun anwitternden Ifenthal-Formation gut fassbar. Hingegen ist die Obergrenze fließend (z.B. GOLDSCHMID 1965), weshalb seine Mächtigkeit nur in guten Aufschlüssen genau bestimmbar ist, was auch Einfluss auf das Kartenbild hat. Im Südwesten des Kartengebiets ist das Birnenstorf-Member etwa 4 m mächtig; grössere Werte von bis zu 12 m erreicht es dessen zentralem und östlichem Teil. Nordwestlich einer Linie Wasserfallen – Gagsen – Dottlenberg – Lampenberg geht es unter Abnahme des Gehalts an Fossilien, namentlich von Kieselschwämmen, und deutlicher Zunahme der Mächtigkeit lateral in die Pichoux-Formation über (s.o.).

Ein schöner Aufschluss des Birnenstorf-Members mit beige-grauem, Kieselschwämme und Ammoniten führendem mikritischem Kalk befindet sich bei der Schlosshöchi südlich der Burgruine Alt-Bechburg bei Holderbank.

i₅₋₆ *Effingen-Member*

Das Effingen-Member bildet im Faltenjuraanteil des Kartengebiets langgezogene Comben im Streichen der Antiklinalen. Vorwiegend im westlichen Tafeljuraanteil tritt es in Grabenzügen auf. Aufgrund einer (kretazischen-)eoazänen (vor der Ablagerung der USM) und einer miozänen Erosionsphase (vor der Ablagerung der OSM; vgl. DEPLAZES et al. 2013) nimmt seine Mächtigkeit – wie auch die der hangenden Einheiten des Malms – im Tafeljura in nordöstlicher Richtung generell ab (s.a. DIEBOLD et al. 2006, Fig. 11).

Das Effingen-Member besteht aus dunkelgrauem tonigem bis kalkigem Mergel, der teils Silt und Feinsand führt und vereinzelte geringmächtige kalkreichere

Lagen aufweist. Im kalkigen Mergel treten Silt und Feinsand auch als millimeter- bis zentimetermächtige graue Lagen auf, die z.T. Kleinrippel- und Schrägschichtung aufweisen (DEPLAZES et al. 2013). Abschnittsweise liegen gehäuft Bänke aus hellgrauem mikritischem bis biomikritischem Kalk vor (Kalkbankabfolgen, JORDAN 2013, s.u.). In den Kalkbänken sind oft flachgedrückte Ammoniten (Perisphinctiden) zu finden.

Die Unter- und die Obergrenze des Effingen-Members sind fliessend (s. Fig. 16), was zusammen mit den lithologiebedingt schlechten Aufschlüssen eine genaue Mächtigkeitsbestimmung im Feld erschwert. Die Mächtigkeit des Members beträgt rund 65 m im nordwestlichen, rund 140 m im südwestlichen und bis zu 250 m im südöstlichen Kartengebiet (vgl. DEPLAZES et al. 2013, Fig. 66); mit 110 m beziehungsweise 210 m sind die entsprechenden Werte von GYGI (1969, Fig. 7) etwas geringer. BUXTORF (1916) nennt vom Hauenstein-Basistunnel – allerdings durch Tektonik beeinflusste – Werte von 80 bis 200 m.

Kalkbankabfolgen: Die relativ verwitterungsresistenten Kalkbankabfolgen im Effingen-Member bilden oft Geländerippen und -kanten, die teilweise kartiert oder mittels des hochauflösenden digitalen Geländemodells ausgeschieden werden können (JORDAN 2013). Es handelt sich um meist 5–10 m mächtige, in unterschiedlicher Position innerhalb des Effingen-Members auftretende Abschnitte aus dezimetermächtigen Kalkbänken mit Mergelzwischenlagen. Eine besonders deutlich ausgeprägte Kalkbankabfolge im Steinbruch Jakobsberg bei Auenstein (GYGI 1969; Bl. Aarau) wurde von GYGI (2000b) als Gerstenhübel-Bank definiert. Diese lässt sich nach Westen bis Stüsslingen verfolgen (JORDAN et al. 2011a, JORDAN 2013); eine gesicherte Korrelation mit den Kalkbankabfolgen im Gebiet von Blatt Hauenstein ist jedoch nicht mehr möglich.

Bespiele für Kalkbankabfolgen sind die «Krete» im Effingen-Member beim Schlossweidli nordwestlich des Beretenchopfs oder ein Aufschluss bei Koord. 2626.360/1242.430 nordwestlich der ehemaligen Klinik Fridau Egerkingen, wo eine Abfolge aus 8 m gebanktem mikritischem Kalk und weitere 8 m einer Kalk-Mergel-Wechselagerung anstehen. Kalkbankabfolgen, die nahe der Basis des Effingen-Members vorkommen, können im Feld das Birmenstorf-Member vortäuschen.

i_{5-6G} Günsberg-Formation mittleres – spätes Oxfordien

Die Günsberg-Formation, die Ablagerungen eines ehemaligen Riffgürtels (z.B. GYGI & PERSOZ 1986), besteht aus einer bis ca. 25 m mächtigen (GYGI 1969, Fig. 8, 9), lateral wie vertikal heterogenen Abfolge aus vorwiegend koralligenem, biodetritischem, Peloide führendem und oolithischem Kalk (s.a. DELHAES & GERTH 1912). Entlang einer Linie Günsberg – Laupersdörfer Stierenberg – Waldenburg – Reigoldswil (s.a. GYGI 2012, Fig. 1.4) geht sie in Richtung Südosten bis Osten in den

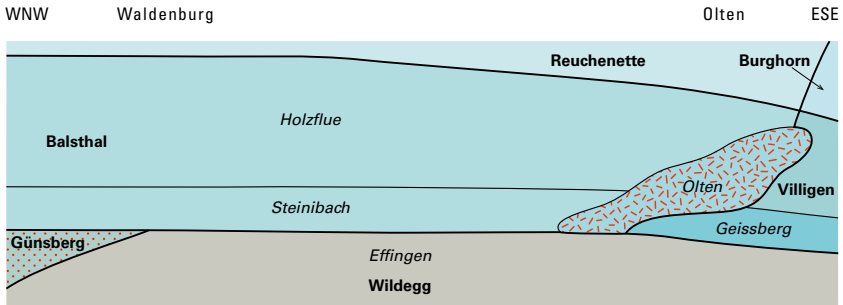


Fig. 15: Die räumliche Beziehung der Malmkalkseinheiten in der südlichen Hälfte des Gebiets von Blatt Hauenstein (nach GYGI 2000a, Fig. 40); im ESE auf das Gebiet von Blatt Aarau übergreifend. Schematisch, nicht massstäblich. Formationen in Fettschrift, Member in Kursivschrift. Die Reuchenette-Formation ist durchgehend eingezeichnet, obwohl sie in weiten Bereichen erodiert ist.

oberen Teil des Effingen-Members über (z.B. GYGI 2000a, Fig. 40), das heisst, dass sie das Gebiet von Blatt Hauenstein nur randlich erreicht (Fig. 15).

Die Günsberg-Formation tritt bei Hinger Ellbogen nördlich von Mümliswil sowie nördlich und südlich des Säuschwänkibachs im Westen der Vorderen Wasserfallen auf. Die beiden östlichsten kartierten Vorkommen befinden sich bei der Lokalität Fuchslöcher, wo bei Koord. 2622.385/1247.300 ein 10 m mächtiger, allerdings stark zerscherter Riffkörper am Weg Waldenburg–Waldheim ausgebildet ist; zudem steht am Oberen Schellenberg WSW von Waldenburg brauner, Echinodermendetritus führender spätiger Kalk an, wie er für die Günsberg-Formation im westlich anschliessenden Gebiet von Blatt Passwang typisch ist. Etwas weiter östlich der letzten kartierten Vorkommen von Günsberg-Formation, im Gebiet Holznehhübel–Humbelbergli, tritt koralligener Kalk höher in der Abfolge des Malmkalks auf (vgl. VÖGTGLI 1981). Dieser wird hier der Balsthal-Formation zugerechnet.

i₆ **Balsthal-Formation** spätes Oxfordien – frühes Kimméridgien

Bedingt durch die (kretazische-)eozäne und miozäne Erosion (s.o.) tritt die Balsthal-Formation nur im Süden und Westen des Kartengebiets auf. Am Jurasüdfuss, wo ihre meist weisslich verwitternden Kalke die Südflanke der Weissenstein-Antiklinale und der Farisberg-Kette zwischen Egerkingen und Wangen b. Olten wie auch die Umgebung von Olten prägen, ist ihre stratigraphische Gliederung gut

etabliert. Eine solche beziehungsweise neuere stratigraphische Arbeiten fehlen jedoch für das Gebiet zwischen dem nordwestlichen Kartengebietsrand und dem Waldenburgertal.

Im Tafeljura westlich des Waldenburgertals ist die Balsthal-Formation wie folgt aufgebaut (HAUBER 1960): Am Übergang aus dem liegenden Effingen-Member tritt gebankter mikritischer Kalk in einer Mächtigkeit von 10–20 m auf, der faziell dem Geissberg-Member (s.u.) ähnelt und der von gebanktem biotritischem Kalk mit teils verkieselten Fossilien gefolgt wird. Dieser wird von spätem oolithischem Kalk, der mit koralligenem Kalk und zuckerkörnigem oolithischem Kalk verzahnt ist, überlagert oder geht lateral in diesen über. Ihre grösste Mächtigkeit im Tafeljuraanteil des Kartengebiets erreicht die – aufgrund der genannten Erosion dort allerdings nicht vollständige – Balsthal-Formation mit gut 60 m bei der Ruine Gutenfels (HAUBER 1960).

Im Faltenjuraanteil des Kartengebiets, speziell am Jurasüdfuss, lässt sich die Balsthal-Formation in das Steinibach-Member, unten, und das Holzflue-Member, oben, gliedern. Das Steinibach-Member und der untere Teil des Holzflue-Members gehen in Richtung Osten in das Olten-Member über (Fig. 15; GYGI 2000a), das separat ausgeschieden werden konnte und unten beschrieben wird.

Das *Steinibach-Member* ist ein 15–20 m mächtiger (GYGI 2000a, BITTERLI et al. 2011), oft kreuzgeschichteter oolithischer Kalk (Oosparit). Im Verbreitungsgebiet der Günsberg-Formation überlagert es diese, östlich davon folgt es direkt über dem Effingen-Member (Fig. 15), aus dem es fliessend hervorgeht. Im Gebiet der Brocheni Flue, rund 1 km WSW von Waldenburg, ist seine Obergrenze als Paläoboden ausgebildet (GYGI 2000b).

Das *Holzflue-Member* besteht im Südwesten des Kartengebiets aus weissem, undeutlich gebanktem bis massigem rekristallisiertem oolithischem, teils auch onkolithischem Kalk, der gelegentlich auch Dolomit enthält. In Richtung Osten, gegen das Riff von Olten zu, wechselt die Lithologie unter leichter Mächtigkeitsabnahme zu hellbeigem bis weissem dickbankigem oolithischem, Peloiden und Biotritus führendem oder mikritischem Kalk. Im Gebiet Wangen b. Olten – Born ist das Holzflue-Member zudem auch etwas kreidig (GYGI 2000b), und gegen Osten schalten sich vermehrt dünne Mergelzwischenlagen ein (KEHRER 1922, GOLDSCHMID 1965). Im Hang oberhalb von Wangen b. Olten treten, vorwiegend im oberen Teil des Members, porzellanweisse bis hellgraue Silexkonkretionen auf, die zum Teil eine weisse Rinde aufweisen (KEHRER 1922; Kap. Archäologie).

Die Mächtigkeit des Holzflue-Members beträgt ausserhalb des Verbreitungsgebiets des Olten-Members gemäss GYGI (1969) 50–70 m. Wo das Olten-Member das Holzflue-Member unterlagert, ist dieser Wert geringer (vgl. GYGI 2000a, Fig. 40), so beispielsweise im Zementsteinbruch am Born mit 22,5 m (GYGI 1969, 2000a; Fig. 15, 16).

i₆₀ *Olten-Member*

Das Olten-Member («Oltener Korallenkalk»; «Crenularisschichten», KEHRER 1922) besteht aus weissem, oft gelblich verwitterndem koralligenem Kalk mit bis zu 20 cm grossen Korallenfladen und -schwarten, die ca. 10–20% des Gesteinsvolumens ausmachen und oft zu zuckerkörnigem Kalk rekristallisiert sind (KEHRER 1922). In seinem unteren Teil ist das Olten-Member eher dickbankig und weist eine mikritische Matrix auf, oft mit etwas Limonit, während sein oberer Teil massig ist und seine Matrix mehr Biodetritus, bei Winznau auch grobkörnige Ooide enthält (KEHRER 1922, GYGI 1969). Ausserdem treten, vorwiegend im unteren bis mittleren Abschnitt, Silexkonkretionen auf.

Als Typusprofil des Olten-Members legte GYGI (2000b) die Südostwand des Zementsteinbruchs am Born fest (Koord. ca. 2634.050/1242.300; Fig. 16), wo die durchgehende Abfolge, die dort 27,5 m mächtig ist, allerdings nur am Seil untersucht werden kann (GYGI 1969, S. 75). KEHRER (1922) und GOLDSCHMID (1965) geben die grösste Mächtigkeit des Olten-Members mit 35 m an, JORDAN et al. (2011b) nennen 40 m östlich der Brücke Winznau–Olten (Koord. 2636.480/1246.500).

Der schmale, aber ausgeprägte Riffgürtel, der zur Bildung des Olten-Members führte, progradierte von Westen nach Osten (GYGI & PERSOZ 1986, Taf. 1A, GYGI 2000a, Fig. 40). Der proximalste Anteil des Olten-Members tritt – in Form von Fleckriffen – im Brändlistal nordwestlich von Wangen b. Olten im lateralen Äquivalent des Steinibach-Members auf, wo er das Effingen-Member überlagert (Fig. 15). Vereinzelt lassen sich Riffstrukturen allerdings schon weiter westlich in der Balsthal-Formation beobachten; der Westrand des Riffs von Olten dürfte somit eher fliessend sein (s.a. GYGI 1969, Taf. XIX). Im Verlauf seiner Prograda-tion überlagerte das Riff das Geissberg-Member (s.u.; Fig. 15) und erreichte während seiner maximalen Entwicklung eine Breite von 3–4 km (GYGI 2000b). Sein Wachstum endete während der Ablagerung des oberen Holzflue-Members und des oberen Letzi-Members (s.u.). Der Ost- und Nordrand des Riffs verläuft auf einer Linie Bonigen–Aarburg–Wartburghof–Niedergösgen–Mahren (vgl. GYGI 2012, Fig. 1.4). Wo die Aufschlussverhältnisse eine Beobachtung zulassen, scheint der Rand recht scharf zu sein, namentlich östlich des Wartburghofs (GYGI 1969, Taf. XIX).

Villigen-Formation

spätes Oxfordien – frühes Kimméridgien

Die Villigen-Formation ist das laterale Äquivalent der Balsthal-Formation östlich des Riffs von Olten (Fig. 15). Der obere Teil des Holzflue-Members der Balsthal-Formation überlagert das Riff (s.o.) und geht nach Osten fliessend in das Letzi-Member, das oberste Member der Villigen-Formation, über. GYGI (2000a, Fig. 40) setzte die Grenze zwischen den beiden Formationen im Hangenden des

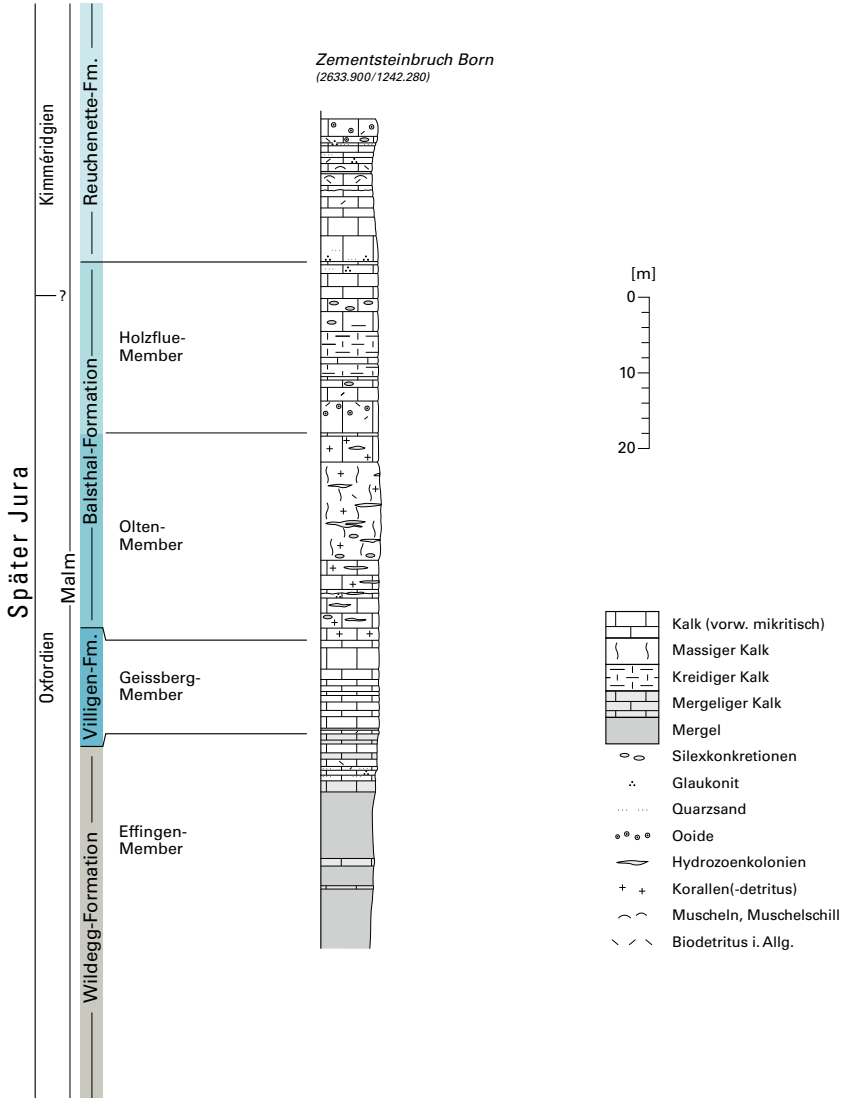


Fig. 16: Stratigraphisches Profil der Südostwand im Zementsteinbruch am Born (Koord. ca. 2634.050/1242.300). Profil nach GYGI (1969, Taf. XVIII), lithostratigraphische Gliederung nach GYGI (2000b).

Olten-Members auf der Höhe des Ostrand des Riffs von Olten. Aus praktischen Gründen wird diese arbiträre Grenze im Geologischen Atlas der Schweiz an der Schnittstelle zwischen den Blättern Hauenstein und Aarau gezogen.

Erwähnenswert ist ausserdem, dass die «Wangenerschichten», der Vorläufer des Wangen-Members der Villigen-Formation, von MOESCH (1867) in den inzwischen zerfallenen Steinbrüchen am Ausgang des Brändlistals bei Wangen b. Olten (Koord. 2632.330/1244.080) definiert wurden. Nach heutiger Auffassung tritt das Wangen-Member erst östlich des Gebiets von Blatt Hauenstein auf. Der kreidige Kalk von Wangen b. Olten wird von GYGI (2000b) in das Holzflue-Member gestellt (s.o.). Die aktuelle Referenzlokalität des Wangen-Members befindet sich bei Koord. 2657.680/1264.020 östlich von Villigen AG (GYGI 1969, Taf. 17).

i_{6G} *Geissberg-Member*

Das Geissberg-Member ist das unterste Schichtglied der Villigen-Formation. Es reicht von Osten bis an die Ausgangsstelle des Riffes von Olten und wird infolge der Progradation des Riffes nach Osten vom Olten-Member überlagert (Fig. 15, 16).

Es handelt sich um beigen, hellgrau gefleckten dünnbankigen mikritischen bis feinbioklastischen Kalk mit dünnen grauen Mergelzwischenlagen, der fließend aus dem Effingen-Member hervorgeht (KEHRER 1922, GOLDSCHMID 1965, DEPLAZES et al. 2013). Seine Mächtigkeit schwankt zwischen 9 und 12,5 m (GYGI 1969, BITTERLI et al. 2011, DEPLAZES et al. 2013).

i₇ **Reuchenette-Formation** Kimméridgien

Die Reuchenette-Formation, die jüngste mesozoische Einheit im Gebiet von Blatt Hauenstein, tritt nur südlich einer Linie Mümliswil – Langenbruck – Wangen b. Olten – Kloosmatt (– Aarburg) auf. Der kleine Ausläufer von **i₇**, nordöstlich des Wartburghofs wird zur *Burghorn-Formation* (Fig. 15; s. BITTERLI-DREHER et al. 2007), dem östlichen lateralen Äquivalent der Reuchenette-Formation, gestellt (JORDAN et al. 2011a; vgl. GYGI 2000b, 2012, Fig. 1.5). Infolge der (kretazischen-)eo-zänen und miozänen Erosion (s.o.) liegt die Reuchenette-Formation im genannten Gebiet unvollständig und mit (paläo-)verkarsteter Oberfläche vor.

Die Reuchenette-Formation besteht im südwestlichen Kartengebiet aus weisslichem dickbankigem, teils fossilreichem, vorwiegend mikritischem Kalk (s.a. BITTERLI et al. 2011, BLÄSI et al. 2015). Lokal tritt an der Basis rötlicher späterer Kalk auf. Im Profil der Steinibachschlucht bei Balsthal, knapp ausserhalb der Südwestecke des Kartengebiets, kommen ausserdem riffbildende Korallen vor (BLÄSI et al. 2015), von Oberbuchsitzen an ostwärts auch vermehrt Ammoniten (GYGI & PERSOZ 1986). In Richtung Osten geht die Lithologie über in gelblichen bis leicht

bräunlichen dünnbankigen mikritischen, zum Teil auch leicht oolithischen, Glaukonit und lagenweise Silexkonkretionen führenden Kalk mit mergeligen Intervallen, der nach oben vermehrt massig und oolithisch wird (KEHRER 1922). Vom Steinbruch Heidenloch, bei Koord. 2636.960/1241.960 knapp ausserhalb des Kartengebiets gelegen, wo bereits die Burghorn-Formation vorliegt (s.o.), beschreiben BITTERLI et al. (2011) eine mindestens 6 m mächtige Abfolge von knolligem, grauem Kalk mit Mergellagen (s.a. JORDAN et al. 2011b, GRAF et al. 2012).

Die verbleibende Mächtigkeit der Reuchenette-Formation beträgt maximal noch ca. 50–60 m (MÜHLBERG 1915b). Gut aufgeschlossen ist der untere Teil der Einheit im Zementsteinbruch am Born (Fig. 16; GYGI 1969, 1995).

i₆₋₇ Malmkalk, undifferenziert

Im Kartengebiet lässt sich die Reuchenette-Formation aufgrund der ähnlichen Lithologien generell nur schlecht von der Balsthal-Formation abtrennen (s.a. MÜHLBERG 1915b). Die Abgrenzung der beiden Einheiten auf Atlasblatt Hauenstein stützt sich im Wesentlichen auf die Geologische Spezialkarte Nr. 73 von MÜHLBERG (1915a) und die unpublizierte Kartierung von KEHRER (1920). Aufgrund der schlechten Gliederbarkeit des oberen Malms wurde in zahlreichen Bohrungen im Gäu und in der Umgebung von Olten sowie in Sackungsmassen bei Mümliswil und Holderbank undifferenzierter Malmkalk ausgeschieden.

PALÄOGEN - NEOGEN

Eozän

e Siderolithikum

Das Siderolithikum im Kartengebiet zeichnet sich durch seine lithologische Vielfalt aus. Es treten Boluston, Bohnerz, Quarzsand, Kalkbrekzie (Fig. 17), Huppererde (Fig. 19), Konglomeratlagen und Süsswasserkalk auf. Auffällig ist, dass im Tafeljuraanteil des Kartengebiets östlich der Nord-Süd-Koordinate 2630 (aufgrund nachträglicher Erosion) fast keine eozänen Sedimente mehr vorliegen (STUMM 1964a).

Eine detaillierte Beschreibung der zahlreichen siderolithischen Vorkommen findet sich in BAUMBERGER (1923) und HAUBER (1960). Für die Altersbestimmung ausschlaggebende Säugetierfunde liegen im Kartengebiet keine vor. Die weiter südlich und südöstlich gelegenen Säugetierfundstellen im Gebiet der Atlasblätter Murgenthal und Aarau belegen den Zeitraum des Mittleren und Späten Eozäns (z.B. Egerkingen $\alpha + \beta$ [MP 14], Gösigen-Kanal [MP 18], Obergösgen [MP 19]).



Fig. 17: Eozäne Brekzie mit Komponenten vorwiegend aus Malmkalk in roter bis rötlich beiger Matrix. Strasse Arboldswil–Bubendorf, Koord. 2621.550/1245.100. Höhe des Zaunes ca. 1,5 m. Foto R. Burkhalter, 2018.

Diegten-Süsswasserkalk

Der Diegten-Süsswasserkalk («Limnäenkalk von Mitteldiegten») war bereits MERIAN (1821) bekannt und wurde erstmals von CLOOS (1910) bearbeitet, welcher ihn aufgrund von Gastropodenfunden damals ins Mittlere Eozän stellte. Heute ist der Süsswasserkalk sehr schlecht aufgeschlossen, einzig im Wäldchen südlich von Chlosteracher (Name nicht auf der LK, Koord. ca. 2628.630/1251.740) sind durch

Fuchs- bzw. Dachsbauten kurze Profilabschnitte ersichtlich. Es handelt sich um eine Wechsellagerung von hellgelbem bis beige, teils kreidigem feinkörnigem (Mergel-)Kalk und Mergel. Nach JENNY (1928) soll die Mächtigkeit bis zu 10 m betragen. Neue Characeenfunde (MOJON et al. 2018) belegen die Vasiformis-Tuberculata-Zone, womit eine Einstufung des Süswasserkalks in das mittlere bis späte Priabonien (Spätes Eozän) möglich ist.

Süswasserkalk i. Allg.

Ein mit dem Diegten-Süswasserkalk vergleichbarer Süswasserkalk wird von HAUBER (1960) im Wald zwischen Sormatt und Pkt. 556 westlich von Lampenberg erwähnt. Bei beiden Vorkommen handelt es sich wahrscheinlich um lokale Süswasserbildungen in tektonischen Senken (Grabenstrukturen).

Oligozän – Miozän

Untere Süswassermolasse (USM)

Paläogeographisch befand sich das Gebiet des Atlasblatts Hauenstein zur Zeit der Ablagerung der USM am äussersten Ostrand der Raurachischen Senke (BAUMBERGER 1927). Diese den zukünftigen Faltenjura querende Depression ermöglichte den Transport alpiner Feinsedimente nach Norden bis in das Elsass (vgl. KUHLMANN et al. 1999, BERGER et al. 2005). Die Lage am äussersten Ostrand der Raurachischen Senke äussert sich in einer raschen Mächtigkeitsabnahme der unter dem Delsberg-Süswasserkalk liegenden Elsässer Molasse gegen Osten, und, aufgrund der damaligen Lage am Nordrand des Molassebeckens, auch gegen Norden.

o₃ Elsässer Molasse Chattien – frühes Aquitanien

Im Gebiet von Atlasblatt Hauenstein tritt die eigentliche Elsässer Molasse¹ einzig am Jurasüdfuss und in den Synklinalen des Faltenjuras auf. Im Gebiet des Tafeljuras liegt südlich von Bannwil eine lithologisch stark abweichende Fazies aus rotem Mergel mit Süswasserkalklagen vor.

Die Abgrenzung der Elsässer Molasse nach Süden und Südosten zum Mittelland hin (s. JORDAN et al. 2011b, S. 53ff.) ist nicht genau definiert und wird hier arbiträr an der Kartengebietsgrenze gezogen.

¹ PIRKENSEER et al. (2018) schlagen für die Elsässer Molasse den Namen Niederroedern-Formation und für den Delsberg-Süswasserkalk Tüllingen-Formation vor. Aus stratigraphischen und formalen Gründen werden im Schweizer Jura die bisherigen Bezeichnungen (LLS o.J. b) beibehalten.

Faltenjura

In den Synklinalen des Faltenjuras sowie am Jurasüdfuss tritt die typische Elsässer Molasse (ROLLIER 1893) in Form von glimmerreichem Sand- und Siltstein sowie Mergel (Schlammstein) auf. Untergeordnet sind auch Lagen von Süßwasserkalk eingeschaltet. Sedimentpetrographisch lässt sich die Elsässer Molasse zweiteilen (S. Schlanke in BLÄSI et al. 2015): Der ältere Anteil wird von Granat als Hauptgemengteil dominiert, Apatit rangiert mehrheitlich vor Epidot. Signifikant ist ferner die Präsenz von Staurolith als Hauptgemengteil sowie der lokal erhöhte Anteil von Turmalin und Spinell. Der jüngere Anteil der Elsässer Molasse zeigt eine Dominanz von Epidot vor Apatit sowie einen relativ niedrigen Granatgehalt. Spinell ist nicht präsent, Staurolith und Turmalin fungieren als Nebengemengteile.

Mümliswil-Süßwasserkalk

Nördlich von Mümliswil (nordöstlich der Merzrüti, Koord. 2620.435/1244.975) deuten eine Geländekante sowie vereinzelt Lesesteine das Vorkommen eines Süßwasserkalks an. Er liegt nahe der Basis der Elsässer Molasse und dürfte dem ca. 1 km weiter westlich, bereits im Gebiet von Atlasblatt Passwang liegenden Süßwasserkalk beim Hof Heiterberg entsprechen (Koord. 2619.520/1244.920). Dieser lieferte eine diverse Säugetierfauna (Mümliswil-Hardberg) von MP26-Alter (Chat-tien, STEHLIN 1922, ENGESSER & MÖDDEN 1997; Fig. 18).

Süßwasserkalk i. Allg.

Bei Koord. 2622.570/1244.090, 2,5 km östlich von Mümliswil, steht auf der östlichen Seite einer Bachrunse ein 60–65 cm mächtiger Süßwasserkalk an. Dieser wird direkt von einem Säugetierreste führenden kleingerölligen Konglomerat (Breitenhöchi 1) überlagert. Letzteres und eine weitere, ca. 3 m höher in hellgrünem

Tab. 1: *Verzeichnis der wichtigsten Säugetierfundstellen in der Unteren Süßwassermolasse des Gebiets von Atlasblatt Hauenstein.*

Lokalität	Koordinaten	Alter	Literatur
Waldenburg-Humbel	2624.675/1246.975	MN1	MÜHLBERG (1915b), ENGESSER (1990)
Brochene Fluh 53	2621.875/1247.525	MP30	ENGESSER & MÖDDEN (1997)
Brochene Fluh 32	2621.900/1247.525	MP30	ENGESSER (1990)
Brochene Fluh 19/20	2621.915/1247.530	MP29	ENGESSER & MÖDDEN (1997)
Brochene Fluh 4/5	2621.935/1247.535	MP29	ENGESSER (1990), ENGESSER & MÖDDEN (1997)
Rickenbach	2632.200/1242.300	MP29	SCHMIDT-KITTLER (1987), MENNECART et al. 2011
Breitenhöchi 1 + 2	2622.570/1244.090	MP28	ENGESSER (1990)
Mümliswil-Hardberg*	2619.525/1244.915	MP26	STEHLIN (1922), ENGESSER (1990), ENGESSER & MÖDDEN (1997)

* Knapp westlich ausserhalb des Gebiets von Atlasblatt Hauenstein.

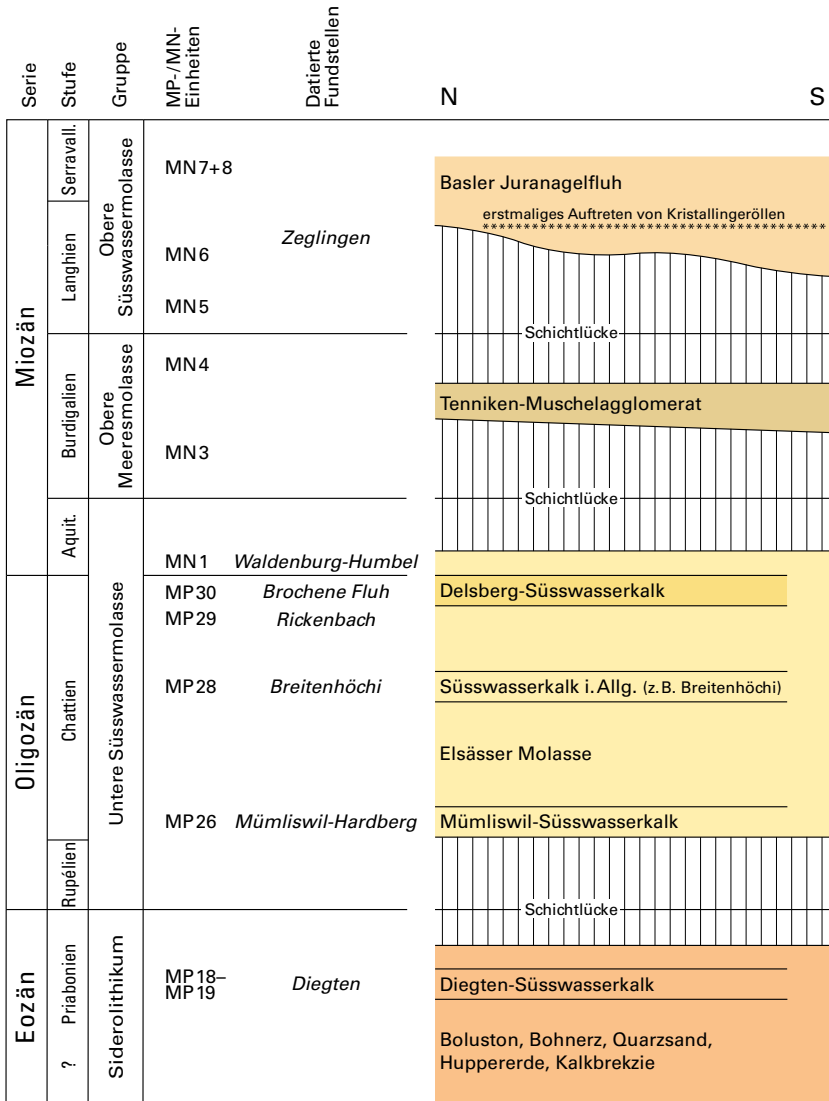
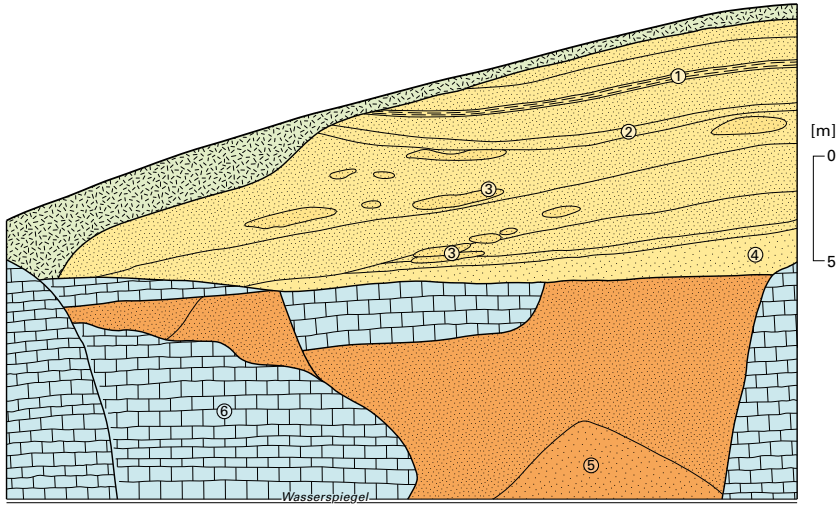


Fig. 18: Schematische stratigraphische Übersicht über die paläogenen und neogenen Kartiereinheiten im Gebiet von Atlasblatt Hauenstein. MP = Mammals of the Paleogene, MN = Mammals of the Neogene. Siehe auch Tabelle 1.

NNW

SSE







-  Till (Moräne) der Beringen-Eiszeit, verschwemmt
-  Elsässer Molasse: grünlicher bis bräunlicher tonarmer (magerer) Sandstein/Sand
 - ① Mergel/Lehm
 - ② Glimmerreicher, Pflanzenreste führender Sandstein/Sand
 - ③ Knauer, z.T. mit Pflanzenresten und Molluskschalen
 - ④ Bläulich grauer Sandstein/Sand und Mergel, mit Pflanzenresten sowie *Anthracotherium* sp., *Cainotherium* sp. und Nashornartigen
-  Siderolithikum: weisse tonarme (magere) Huppererde
 - ⑤ Rot-weiße tonreiche (fette) Huppererde mit aufgearbeiteten Silexkonkretionen
-  Reuchenette-Formation
 - ⑥ Glatt erodierte Fläche

Fig. 19: Huppergrube Rickenbach, Ansicht der Ostwand. Nach einer Skizze von L. Fey, 1935 (Naturmuseum Olten).



Fig. 20: Fragment des linken Unterkiefers (mit den beiden letzten Prämolaren und dem ersten Molar) von *Anthracotherium magnum* (das «Kohlentier», ausgestorbene Gattung aus der Ordnung der Paarhufer) aus der ehemaligen Huppergrube Rickenbach. Sammlung Naturhistorisches Museum Basel, Sammlungsnr. H.R. 3. Länge der Zahnreihe ca. 10 cm. Foto D. Kälin, 2018.



Fig. 21: Linker Unterkieferast von *Dremotherium guthi* (ausgestorbener primitiver geweihloser Hirsch) aus der ehemaligen Huppergrube Rickenbach. Sammlung Naturhistorisches Museum Basel, Sammlungsnr. U.M. 2595. Länge der Zahnreihe ca. 4,8 cm. Foto D. Kälin, 2018.

Siltstein liegende Säugetierfundstelle (Breitenhöchi 2) belegen ein MP28-Alter (Chattien, ENGESSER 1990; Fig. 18).

Eine Bohrung in der Erlimatt bei Olten (Koord. 2634.369/1243.429) traf in 8 m Tiefe auf einen ca. 8 m mächtigen graugrünen, Glimmer führenden Süsswasserkalk mit Lithoklasten. Aufgrund fehlender biostratigraphischer Daten kann dieser Süsswasserkalk keinem der bekannten Süsswasserkalkniveaus (Oensingen, Boningen, Delsberg) zugewiesen werden.

Aufschlüsse in der Elsässer Molasse sind selten. Aufgrund ihrer Lithologie neigt sie zudem zu grossflächigem Verrutschen und Versacken. Derzeit ermöglicht der oben genannte Aufschluss bei der Breitenhöchi (Koord. 2622.570/1244.090) den besten Einblick in die Sedimente der Elsässer Molasse. Ein weiterer, allerdings nur bedingt zugänglicher Aufschluss befindet sich südlich von Rickenbach bei Koord. 2632.200/1242.300 (Fig. 19). Dieser wurde früher unter dem Begriff Rickenbacher Mühle aufgeführt und ist heute als Geotop von nationaler Bedeutung unter Schutz gestellt. Seit 1897 wurde dort Huppererde abgebaut (EMERY et al. 2007). 1905 tätigten R. Martin und H.G. Stehlin die ersten Säugetierfunde. Daraufhin wurden vor allem in den ersten Jahrzehnten des 20. Jahrhunderts mehrere tausend Säugetierreste aufgesammelt (s. MENNECART et al. 2011), darunter auch sehr viele Grosssäugerreste (Fig. 20, 21). Rickenbach stellt heute eine der bedeutendsten Säugetierfundstellen in der Schweizer Molasse dar. Aufgrund der Reichhaltigkeit und der grossen Diversität der Säugetierfauna wurde Rickenbach 1987 zur europäischen Referenzlokalität der Säugetiereinheit MP29 (spätes Chattien) gewählt (SCHMIDT-KITTLER 1987).

0_{3D} *Delsberg-Süsswasserkalk*

Der Begriff Delsberg-Süsswasserkalk (Delsberger Süsswasserkalk) stammt von BAUMBERGER (1927) und bezeichnet die in der Juramolasse im Dach der Elsässer Molasse auftretende Abfolge mit Süsswasserkalk. Im Gebiet von Atlasblatt Hauenstein lagert an der Brochenen Fluh¹ westlich von Waldenburg eine knapp 50 m mächtige, erstmals von BAUMBERGER (1927) beschriebene Abfolge des Delsberg-Süsswasserkalks direkt der jurassischen Unterlage auf (Fig. 22). Gut die Hälfte des Profils besteht aus Süsswasserkalkbankabfolgen, der Rest verteilt sich auf teilweise tonigen, siltigen oder sandigen Süsswassermergel und seltene Silt- und Sandsteinlagen. Das Profil an der Brochenen Fluh ist das bestuntersuchte Profil in der Schweizer Molasse. Bisher wurden Daten zu den Säugetieren (ENGESSER 1990, ENGESSER & MÖDDEN 1997), den Gastropoden (BAUMBERGER 1927), den Characeen und Otolithen (PICOT 2002), den Ostrakoden (SCHÄFER 2002), der Magnetostratigraphie (SCHLUNEGGER et al. 1996), den Sauerstoffisotopen (BECKER et al. 2002) sowie den Tonmineralien publiziert.

¹ Hier wird, wie in der Fachliteratur üblich, die alte Schreibweise dieses Flurnamens verwendet. Seit 1954 lautet die offizielle Schreibweise auf der Landeskarte 1:25000 *Brocheni Flue*.

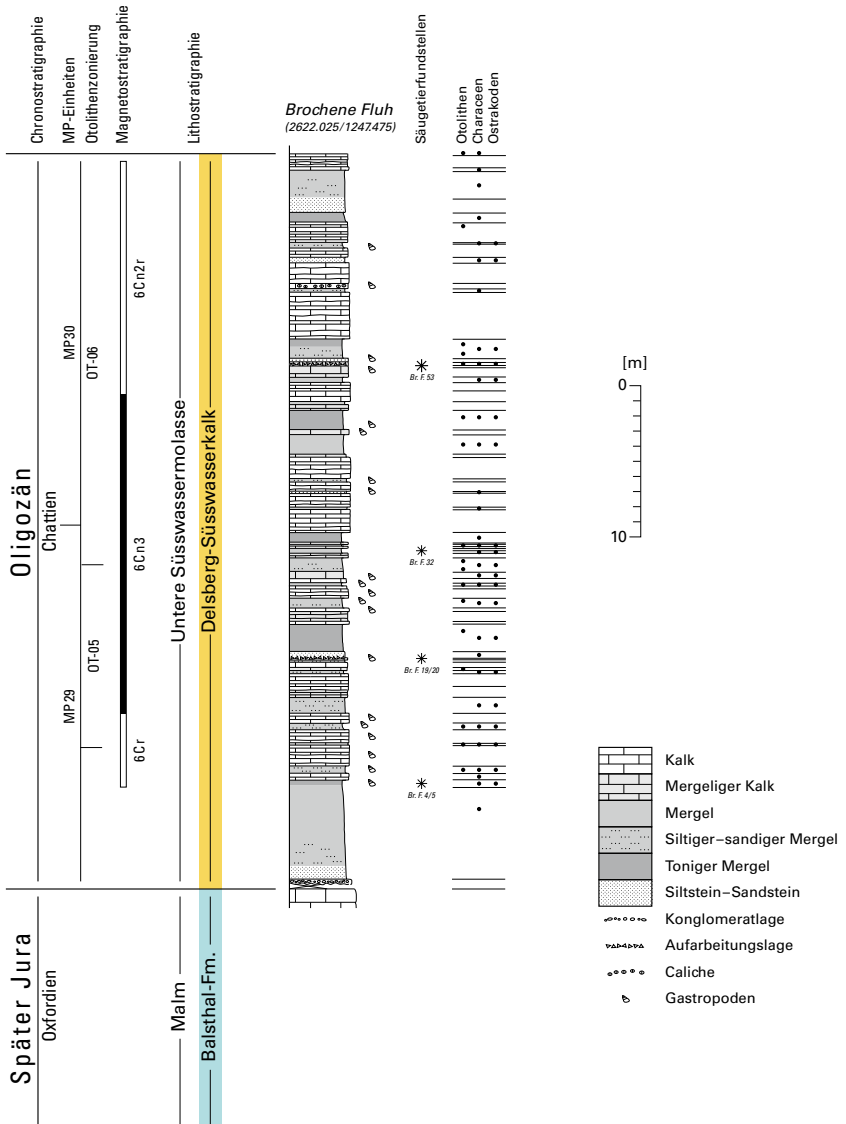


Fig. 22: Das Profil Brochene Fluh bei Waldenburg (nach SCHÄFER 2002). Magnetostratigraphie: SCHLUNEGGER et al. (1996), Otolithenzonierung: REICHENBACHER et al. (1999).

Die mehreren im Profil Brochene Fluh aufgefundenen Säugetierfaunen (Horizonte 4/5, 19/20, 32 u. 53) belegen die Säugetiereinheiten MP29 und MP30 (spätes Chattien; SCHLUNEGGER et al. 1996, ENGESSER & MÖDDEN 1997; Fig. 18). Nach den magnetostratigraphischen Untersuchungen von SCHLUNEGGER et al. (1996) beinhaltet das Profil Brochene Fluh nur oligozäne Anteile. Neue Characeen- und Otolithenfunde aus der nachträglich freigegebenen und somit bisher höchstgelegenen Schicht 71 des Profils belegen nach B. Reichenbacher (Otolithen) und P.-O. Mojon (Characeen), entgegen PICOT (2002, S. 127), ebenfalls eindeutig spätestes Oligozän. Im Gegensatz zum weiter östlich gelegenen Vorkommen beim Hof Humbel liegen damit im Profil Brochene Fluh nur oligozäne Anteile vor.

Etwa 2,5 km östlich der Brochenen Fluh wurden beim Hof Humbel bei Erweiterungsarbeiten fossilführender Süßwasserkalk und -mergel aufgeschlossen (schematisches Profil in MÜHLBERG 1915b). Die aus einem Mergel gewonnenen Säugetierreste wurden von ENGESSER (1990) bearbeitet und aufgrund des Vorkommens von *Rhodanomys transiens* in das frühe Aquitanien gestellt (Fig. 18).

Tafeljura

o_{3m} Roter Mergel

Zwischen dem Hornet südöstlich von Bennwil und Oberdiegten liegt eine teils leicht überkippte bis steil nach Norden einfallende Abfolge von rotem Mergel und Mergelkalk vor (Profil in HAUBER 1960, S. 28), über der ein Süßwasserkalk auftritt (s.u.). Der z.T. aufgearbeitete Bohnerzkügelchen führende rote Mergel mit gelegentlich darin eingeschalteten Süßwasserkalklagen stellt eine lokale Fazies der Elsässer Molasse dar, die stark von abgeschwemmten Verwitterungsprodukten der nördlich und östlich liegenden Hochgebiete aus mesozoischen Gesteinen beeinflusst wurde.

o_{3D} Delsberg-Süßwasserkalk

Über dem oben erwähnten roten Mergel mit Süßwasserkalklagen folgt südöstlich von Bennwil ein harter, ca. 15 m mächtiger gut gebankter Süßwasserkalk, der wahrscheinlich dem Delsberg-Süßwasserkalk entspricht und der von HAUBER (1960) detailliert beschrieben wurde.

m_{1,2} Rötlicher und gelber Mergel

Der Hauptrogenstein der Hard südöstlich von Oberdiegten ist von Klüften und Spalten durchzogen, die eine Füllung von rötlichem, seltener gelbem siltigem Mergel aufweisen; teils ist er auch rot imprägniert (BÖHI 1989). Da das Kluftmaterial kalkhaltig und illitisch ist, kann ein eozänes Alter weitgehend ausgeschlossen werden (BARTHOLET 1964). Es handelt sich um eine autochthone Bildung während einer festländischen Periode; die Schwermineralfraktion stimmt weitgehend mit

derjenigen der Juranagelfluhschüttung überein. Altersmässig kann diese Bildung nicht genau erfasst werden.

Obere Meeressmolasse (OMM)

Die Obere Meeressmolasse ist im Gebiet von Atlasblatt Hauenstein nur durch ihren jüngeren Anteil, die St.-Gallen-Formation, vertreten. Es handelt sich dabei im Wesentlichen um reliktsch erhaltene Sedimente der weitesten OMM-Transgression, die in Form von geringmächtigen Lagen aus Konglomerat, Milioliden führendem Sandstein und (Kalk-)Sandstein vorliegen und unter dem Begriff Tenniken-Muschelagglomerat zusammengefasst werden.

m_{3T} Tenniken-Muschelagglomerat Burdigalien

Die Typlokalität des Tenniken-Muschelagglomerats liegt bei der Tennikerflue nordöstlich von Tenniken (Koord. 2628.500/1254.575, Blatt Sissach). Dort folgt über einer angebohrten Transgressionsfläche im Dach des Hauptrogensteins ein 3–4 m mächtiges kalkiges Feinkonglomerat, das aus gerollten Muscheln und Schnecken sowie Geröll von Kalken, Quarziten und Hornsteinen besteht (Tab. 2). Darüber folgt ca. 1,5 m «brackischer» poröser rötlicher Kalk (BUXTORF 1901) und bis zu 2 m roter Helicidenmergel mit vulkanischem Mineralgehalt (HOFMANN 1961). Eine neuere Bearbeitung dieses Aufschlusses erfolgte durch BAIER (2013). Neben der Schwermineralfraktion deuten sowohl der Grobsandanteil als auch die roten Quarzite auf ein moldanubisch-saxothuringisches Liefergebiet hin (BÜCHI & HOFMANN 1960).

Während an der Tennikerflue ein mehrere Meter mächtiges Profil vorliegt, beschränken sich die Vorkommen im Gebiet von Atlasblatt Hauenstein auf bescheidene reliktsche Aufschlüsse von geringer Mächtigkeit. Die wenigen Vorkommen sind in HAUBER (1960) aufgeführt. Die wichtigsten sind diejenigen vom Hof Bisnacht südwestlich von Tenniken und Nüechterboden nordöstlich von Lampenberg (HAUBER 1960).

Tab. 2: Geröllanalyse im Tenniken-Muschelagglomerat. Es wurden 100 Gerölle ausgezählt. Daten aus KÄLIN (1993).

Lokalität mit Koordinaten	Paläogene- neogene Gesteine aus dem Jura	Malm	Dogger	Muschelkalk	Buntsand- stein	Quarzite	Kristallin	Hornsteine
Tennikerflue 2628.500/1254.575	6	49	2	1	0	19	2	8

Die geringmächtigen Ablagerungen der weitesten OMM-Transgression dürften den Tafeljura ursprünglich grossflächig bedeckt haben, wobei im mesozoischen Untergrund vorhandene tektonische Störungen eingeebnet und überdeckt wurden (BUXTORF 1900). Nach dem Rückzug des OMM-Meeres setzte flächenhafte Verwitterung der Transgressionsedimente und fluviatile Erosion durch vom nachmaligen Schwarzwald herkommende Flüsse ein. Vielerorts sind die Reste der marinen Transgression vollständig erodiert worden, oder sie liegen nur noch als Klaster im basalen Krustenkalk der Juranagelfluh oder als Geröllbestandteile in der letzteren vor.

Konglomerat mit Quarziten: DELHAES & GERTH (1912, S. 13) beschrieben von der Strasse Mümliswil–Langenbruck ein isoliertes geringmächtiges Vorkommen einer Konglomeratlage. Neben angebohrten jurassischen Geröllen erwähnen sie das häufige Auftreten von Quarziten. Mit grosser Wahrscheinlichkeit handelt es sich bei diesem Konglomerat um das östlichste Vorkommen der «Poudingue polygénique», einem marinen Konglomerat an der Basis der St.-Gallen-Formation. In den 1990er-Jahren konnten nur noch vereinzelte Gerölle nachgewiesen werden. Aufgrund der schlechten Aufschlussverhältnisse und der unsicheren stratigraphischen Zuordnung wurde auf einen Eintrag in die geologische Karte verzichtet.

Helicidenmergel

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 treten im Helicidenmergel auch Einwehungen von vulkanischem Staub auf (HOFMANN 1961). Der geringmächtige Helicidenmergel entstand wahrscheinlich über eine sehr lange Zeit terrestrischer Exposition. C. Moesch verwendete den Begriff Helicidenmergel für den roten Mergel, welcher die Juranagelfluh unterlagert, in ihr eingeschaltet liegt oder sie überlagert. BAUMBERGER (1927) zählt den Helicidenmergel zu seinen Silvana-Schichten der OSM. Im Sinne von STUMM (1964a) sollte jedoch prinzipiell nur derjenige rote Mergel zum Helicidenmergel gestellt werden, welcher die Juranagelfluh unterlagert.

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). HOFMANN (1961) beschrieb erstmals Vorkommen vulkanischen Materials im Helicidenmergel des Baselbieters und Aargauer Juras. Die vulkanischen Apatite wurden von RAHN & STUMM (2011) mit Hilfe der Spaltspurmethode datiert. Sollten sich die ermittelten Alter von $15,1 \pm 0,7$ Ma (Langhien; Lokalitäten Tennikerflue und Gisiberg) bestätigen, so wäre dies ein Hinweis darauf, dass die Bildung des Helicidenmergels entweder wesentlich länger andauert hat als bisher angenommen, oder die Fazies des Helicidenmergels auch in jüngeren stratigraphischen Niveaus der OSM auftreten kann.

Heliciden führender roter Mergel wird von HAUBER (1960) vom Hof Bisnacht südwestlich von Tenniken, vom Nüechterboden nordöstlich von Lampenberg und von Mitteldiegten erwähnt. Die weiteren auf Blatt Hauenstein eingetragenen Vorkommen entstammen der Kartierung von STUMM (1964b).

Obere Süsswassermolasse (OSM)

m₄ **Basler Juranagelfluh**
 Burdigalien-Langhien

m_{4m} *Basler Juranagelfluh, mergeldominierte Fazies*

Die Basler Juranagelfluh ist eine konglomeratische Schüttung, deren Geröllinhalt auf eine Herkunft aus der ehemaligen mesozoischen Sedimentbedeckung des Schwarzwalds hinweist (SCHAAD 1908). STUMM (1964a) erkannte, dass die Verbreitung der Basler Juranagelfluh an eine regionale Senke gebunden ist. Durch das Hochgebiet Wöflinswil-Anwil wird die Basler von der Aargauer Juranagelfluh getrennt. Charakteristisch für die Geröllzusammensetzung der Basler Juranagelfluh (Tab. 3) ist: relativ wenig Malm, sehr viel Dogger, viel Muschelkalk und sehr wenig Quarzite und Kristallingesteine. Damit unterscheidet sie sich deutlich von der weiter östlich gelegenen Aargauer Juranagelfluh, die sich in ihrem Geröllinhalt durch viel Malm und Dogger, keinen Muschelkalk und nur sehr selten Quarzite und Kristallingesteine auszeichnet. Die grössten Gerölle der Basler Juranagelfluh erreichen nach HAUBER (1960) Durchmesser bis zu 50 cm, der Durchschnitt dürfte bei etwa 10 cm liegen.

BUXTORF (1916) beschrieb ein Geröllvorkommen an der Basis der OSM des Hauenstein-Basistunnels zwischen den Tunnelkilometern 3,8 und 3,9, das von STUMM (1964a, S. 192) geröllpetrographisch untersucht wurde. Die Geröllbildung wies keine Komponenten aus Muschelkalk auf, wie sie ansonsten typisch für die Basler Juranagelfluh sind. STUMM (1964a) schloss daraus auf eine Mittelstellung zwischen Basler und Aargauer Juranagelfluh.

Die Basler Juranagelfluh setzt sich aus Konglomerat, Sand- und Siltstein, Mergel (Schlammstein) sowie Süsswasserkalk und Krustenkalk zusammen, wobei die feinkörnigeren Anteile überwiegen. Entsprechend der Verwitterungsresistenz ist in den wenigen natürlichen Aufschlüssen hauptsächlich Nagelfluh aufgeschlossen (Fig. 23). Die Ausscheidung von konglomeratreicherer Fazies der Basler Juranagelfluh (**m₄**) und mergeldominierter Fazies (**m_{4m}**) beruht auf der Kartierung von STUMM (1964b). Durchgehende Profile durch die Basler Juranagelfluh existieren bis auf wenige Bohrungen keine. Ein längeres Profil liegt mit der Bohrung Hälfelingen RB 28 vor (Koord. 2632.786/1251.714). Dort wurden ca. 59 m Juranagelfluh durchbohrt, wobei keine Konglomerat- und Gerölllagen angetroffen wurden (Profil in KÄLIN 1993, S. 43). Auch das ca. 55 m mächtige Profil des Ventilationsschachtes des Hauenstein-Basistunnels (STUMM 1964a, S. 191) zeigt im Wesentlichen nur an der Basis Nagelfluheinschaltungen.



Fig. 23: Aufschluss in konglomeratreicher Basler Juranagelfluh beim Hof Schneidermatt nördlich von Häfelfingen (Koord. 2632.515/1252.150). Foto D. Kälin, 2017.

Im Gebiet Häfelfingen–Kilchberg erfolgt das Auskeilen der konglomeratischen Fazies der Basler Juranagelfluh und der allmähliche laterale Übergang in die mergeldominierte Fazies mit Süsswasserkalk und -mergel. Das Auskeilen ist durch das östlich anschliessende, schon zur Zeit der Juranagelfluhschüttung existierende Hochgebiet Wöflinswil–Anwil bedingt. Die maximale noch vorhandene Mächtigkeit der Basler Juranagelfluh dürfte nach Profilkonstruktionen (HAUBER 1960) bei etwa 180 m liegen (beim Unteren Dielenberg, SW von Bennwil).

Tab.3: Geröllanalysen in der Basler Juranagelfluh. Es wurden 100 Gerölle pro Probe ausgezählt. Daten aus KÄLIN (1993).

Lokalität mit Koordinaten	Paläogene- neogene Gesteine aus dem Jura	Malm	Dogger	Muschelkalk	Buntsandstein	Quarzite	Kristallin	Homsteine
Bennwil-Höchhübel 2625.970/1249.800	0	13	53	33	0	0	0	1
Bennwil-Dorf 2626.160/1250.790	0	12	53	34	0	0	0	0
Kleindietisberg 2630.425/1249.775	4	22	51	19	0	0	0	2
Gisiberg* 2628.555/1254.600	0	15	30	51	0	1	2	1
Häfelfingen-Schneidermatt 2632.495/1252.185	1	17	27	54	0	0	0	0
Läufelfingen-Rotacker 2632.150/1250.225	0	15	57	24	0	0	0	1
Lucheren* 2627.680/1259.250	0	19	40	31	4	0	1	3
Nushof-Göltshete* 2626.830/1261.220	7	22	67	0	0	0	0	0
Oberer Dietsberg 2629.715/1249.460	1	23	53	20	0	0	0	2
Ötschberg (Ödlißberg) 2624.630/1251.360	0	10	43	44	2	0	0	1
Underi Gmeiniweid 2626.410/1252.400	2	15	38	43	1	0	0	0
Zunzgerhard* 2626.520/1255.600	2	19	40	34	2	0	0	0
Hauenstein-Basistunnel	6	19	64	0	0	7	3	0

*Ausserhalb des Gebiets von Blatt Hauenstein gelegen.
Hauenstein-Basistunnel: Angaben aus STUMM (1964a).



Fig. 24: Anschliff des Krustenkalks an der Basis des OSM-Profiles beim Hof Flühmatt bei Zeglingen (Koord. 2635.090/1251.450). Die mässig bis schlecht gerundeten Gerölle sind z.T. mehrfach umkrustet und zerbrochen. Sandsteingerölle mit Muscheltrümmern könnten aufgearbeitete St.-Gallen-Formation (OMM) bezeugen. Breite der Probe 6,2 cm. Foto H. Winistörfer, 1987.

Süsswasserkalk i. Allg.

Auf der Südflanke des Sprüssel-Gewölbes tritt beim Hof Flühmatt bei Zeglingen (Koord. 2635.090/1251.450) ein Krustenkalk auf (Fig. 24), dem 2–2,5 m Konglomerat auflagern (Fig. 25), über welchem schwarzer und grauer Mergel folgt, der wiederum von knapp über 1 m mächtigem fossilreichem Süsswasserkalk überlagert wird (Profil in KÄLIN 1993). Kleinsäugerfunde aus dem Süsswasserkalk (HÜRZELER 1939) erlauben eine Einstufung in das Langhien (vgl. KÄLIN & KEMPF 2009; Fig. 18).

Ein anderer Aufschluss von Süsswasserkalk befindet sich beim Hof Isbrunn bei Zeglingen (Koord. 2635.625/1252.180). Weitere auf dem vorliegenden Atlasblatt eingetragene Vorkommen von Süsswasserkalk in der Basler Juranagelfluh entstammen den Karten von MÜHLBERG (1915a) und STUMM (1964b). Sie sind heute grösstenteils nicht mehr aufgeschlossen, vielfach aber im hochauflösenden digitalen Höhenmodell swissALTI^{3D} gut zu erkennen.



Fig. 25: Konglomeratlage nahe der Basis des OSM-Profiles beim Hof Flühmatt bei Zeglingen (Koord. 2635.090/1251.450). Die schlecht gerundeten Gerölle entstammen zum weitaus grössten Teil dem Effingen-Member und belegen eine lokale Schüttung. Das grösste Geröll (im Bild oben rechts) weist einen Durchmesser von fast 30 cm auf. Foto D. Kälin, 1987.

Auflagerungsverhältnisse

Die Auflagerung der OSM auf die mesozoische Unterlage und lokal vorhandene ältere Molassesedimente kann (mit Ausnahme der Beschreibungen in BUXTORF 1915, 1916) heute nur punktuell beobachtet werden. BUXTORF (1915, 1916) konstatierte beim Bau des Hauenstein-Basistunnels südlich des Sprüssel-Gewölbes auf einer Länge von 200 m eine aus Süden winkeldiskordante Auflagerung der OSM-Sedimente. Diese winkeldiskordante Auflagerung konnte mittels Geröllanalysen (KÄLIN 1993) für die ganze Basler Juranagelfluh bestätigt werden. Im südlichen Verbreitungsgebiet der Basler Juranagelfluh enthält diese im untersten Drittel keine Komponenten aus Kristallin, Buntsandstein und Quarzit. Die Juranagelfluh-vorkommen im Norden (z.B. Lucheren, Zunzgerhard) weisen hingegen bereits an der Basis solche Gerölle auf, was auf ein jüngeres Ablagerungsalter hinweist (Fig. 18).

Die Ablagerung der Juranagelfluh erfolgte in einer ersten Phase in Rinnen, die vorgängig in die mesozoischen Sedimente des Tafeljuras erodiert wurden und allenfalls vorhanden gewesene Sedimente der weitesten OMM-Transgression ent-

fernten. Mit der fortschreitenden Verfüllung des Molassebeckens durch die schüttungsstärkeren alpinen Schuttfächersysteme wurden zuerst die südlichen Bereiche dieser Rinnen verfüllt, und die Juranagelfluhschüttung breitete sich dort flächenhaft über die Rinnenränder und den Tafeljura aus. Zudem wurden immer nördlichere Bereiche des Tafeljuras zum Ablagerungsgebiet. Die Juranagelfluhschüttung weist damit einen ausgesprochen retrograden Charakter auf.

Alter

Bisher liegt mit der Fundstelle bei Zeglingen (Hof Flühmatt, s.o.) erst eine Säugetierfundstelle aus der Basler Juranagelfluh im Gebiet von Atlasblatt Hauenstein vor, die eine zuverlässige biostratigraphische Datierung ermöglicht. Zeglingen wird in eine hohe MN6 (Langhien) eingestuft (KÄLIN & KEMPF 2009; Fig. 18). Wenige Kilometer weiter nordöstlich, im Gebiet von Atlasblatt Frick-Laufenburg, liegt die Fundstelle Anwil (ENGESSER 1972) ebenfalls an der Basis der dortigen Süßwasserabfolge. Anwil stellt die (ehemalige) europäische Referenzlokalität für MN8 (Serravallien) dar. Das deutlich jüngere Alter gegenüber Zeglingen ist eine Folge der Lage auf dem Hochgebiet Wölflinswil–Anwil. Mit diesen beiden Fundstellen sind relativ junge OSM-Alter belegt; bisher sind aus den grobkonglomeratischen Schüttungen aus Schwarzwald und Vogesen keine älteren Fundstellen als MN6 bekannt. Offenbar erfolgte nach der Ablagerung der Sedimente der weitesten OMM-Transgression zunächst eine Phase fluviatiler Erosion, wobei Rinnen in die mesozoische Unterlage des Tafeljuras erodiert wurden. Diese wurden erst mit Beginn der Juranagelfluhschüttungen und dabei zuerst in den südlichsten Bereichen des Tafeljuras verfüllt.

QUARTÄR

Das Committee of the International Union of Geological Sciences (IUGS) legte 2009 den Beginn des Quartärs (und damit des Pleistozäns) bei 2,588 Ma BP (Kalenderjahre) fest (GIBBARD et al. 2010). Als Übergang zwischen dem Frühen und dem Mittleren Pleistozän wurde die Grenze zwischen den magnetostratigraphischen Epochen Matuyama und Brunhes gewählt (RICHMOND 1996), die bei 0,781 Ma BP liegt (vgl. GIBBARD et al. 2004, GIBBARD & COHEN 2008). Die Ablagerungen des Frühen Pleistozäns entstanden in der vorwiegend invers magnetisierten Matuyama-Epoche, diejenigen des Mittleren und Späten Pleistozäns in der normal magnetisierten Brunhes-Epoche. Als Grenze zwischen dem Mittleren und dem Späten 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 Gondsivil-Interglazials gleichgesetzt werden (WEGMÜLLER 1992). Als Grenze zwischen Pleistozän und Holozän wurde das Ende der Jüngeren Dryas festgelegt (11,50 ka BP).

Die Nomenklatur der eiszeitlichen Einheiten, wie sie auf den älteren Karten des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25000 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 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, 2009). SCHLÜCHTER (2010) und PREUSSER et al. (2011) gehen für die Schweiz von mindestens acht frühpleistozänen (Deckenschotter-)Vergletscherungen bzw. -Eiszeiten sowie vier oder fünf mittel- und spätpleistozänen Eiszeiten aus (Fig. 26). Mindestens die letzten zwei Eiszeiten waren glaziale Zyklen mit mehreren Vergletscherungen. Wie all diese Vergletscherungen mit den vier Eiszeiten von PENCK & BRÜCKNER (1901–09) zu korrelieren sind, ist, abgesehen von der letzten Eiszeit (Birrfeld-Eiszeit), weitgehend unklar. Aus diesem Grund werden die quartären Ablagerungen der Schweiz heute nach lithostratigraphischen Kriterien gegliedert. Die Eiszeiten wurden anhand von lokalen Befunden und Typuslokalitäten in der Nordschweiz durch GRAF (2009) neu definiert und nach einer neuen Nomenklatur erfasst (GRAF & BURKHALTER 2016). Dabei wird postuliert, dass die ausgedehnteste Vergletscherung der Schweiz in der Möhlin-Eiszeit (Fig. 26) stattfand und nicht, wie früher angenommen, in der Vorletzten Eiszeit («Riss-Eiszeit» nach früherer Nomenklatur).

Die glazialen Ablagerungen im Gebiet von Atlasblatt Hauenstein gehen auf Vorstösse des Mittellandarms des Walliser Gletschers (Rhonegletscher nach älterer Nomenklatur, s. SCHLÜCHTER 2009) im Mittleren Pleistozän zurück. Dabei fand mindestens einmal eine Transfluenz in den Baselbieter Jura statt. Sie konzentrierten sich – abgesehen von den Relikten im Jura – auf den Südwesten des Kartengebiets. Ihre Einordnung ist deshalb nur im Zusammenhang mit denjenigen des weiteren Umfelds möglich, im Besonderen der Nordschweiz (GRAF 2009) und des südwestlich anschliessenden Mittellands (BITTERLI et al. 2011, GNÄGI 2011, BLÄSI et al. 2015). Deshalb werden sie hier in einem grösseren Rahmen behandelt.

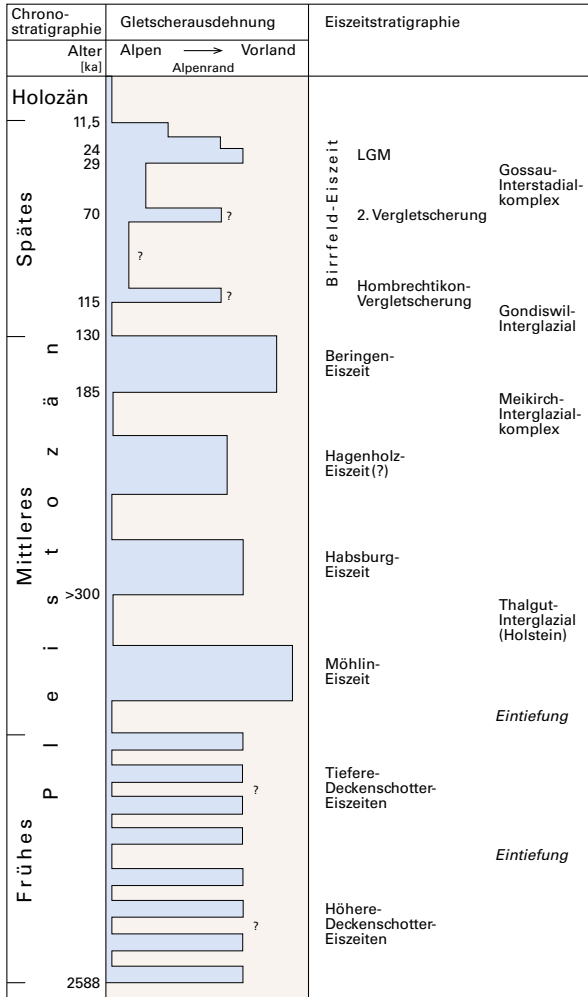


Fig. 26: Quartärstratigraphisches Schema des nördlichen schweizerischen Alpenvorlands (nach PREUSSER et al. 2011, modifiziert).

Verhältnisse in der Nordschweiz

Der folgende Abschnitt basiert auf dem stratigraphischen Modell von GRAF (2009), das als aktuelle Arbeitshypothese der Quartärforschung der Schweiz gelten kann.

Nach der Ablagerung der frühpleistozänen Tieferen Deckenschotter entstand in der Nordschweiz ein fluviales Rinnensystem. Dazu gehören die Klettgau-Rinne (ehemaliges Rheintal) und die Habsburg-Rinikerfeld-Rinne mit ihrer Fortsetzung im Ruckfeld (ehemaliges Aaretal). Der Konfluenzpunkt lag im Unteren Aaretal.

Ein erster mittelpleistozäner Eisvorstoss erfolgte in der Möhlin-Eiszeit. In der anschliessenden Habsburg-Eiszeit wurde der Habsburg-Schotter geschüttet. Die darauffolgende Hagenholz-Eiszeit ist noch nicht gesichert (PREUSSER et al. 2011, LOWICK et al. 2015). Nach dem dreigliedrigen Meikirch-Interglazialkomplex (PREUSSER et al. 2005) setzte die Beringen-Eiszeit mit der Löhningen-Engiwald-Vergletscherung ein. Das Eis reichte im Rheintal bis nach Laufenburg. Durch die Erosion beim Rückzug der Gletscher entstanden in der Nordschweiz die Rinnen der Niederterrasse. Darauf folgte das Gondiswil-Interglazial (Spätes Pleistozän). Die Birrfeld-Eiszeit wies vermutlich mindestens drei Vergletscherungen auf: die Hombrechtikon-Vergletscherung um ca. 100 ka (PREUSSER 1999), eine zweite um ca. 70 ka (PREUSSER & GRAF 2002, PREUSSER et al. 2007) und die jüngste mit Beginn um 29 ka. Ihr zweiphasiger Hauptvorstoss wird als Maximum der Birrfeld-Eiszeit angesehen (Last Glacial Maximum, LGM).

Verhältnisse im Gebiet von Blatt Hauenstein und südwestlich davon

Bezüglich der eiszeitlichen Ablagerungen des Mittleren und Späten Pleistozäns im Gebiet von Blatt Hauenstein und dessen Fortsetzung nach Süden und Südwesten ist zwischen denjenigen im Gebiet Jurasüdfuss – Dünnerngäu (Gäu) – Aaretal und jenen im Jura zu unterscheiden.

Ergolztal und Seitentäler

Die erratischen Blöcke sowie die Relikte von Till und glazifluviatitem Schotter im Juraanteil des Kartengebiets konnten bisher weder miteinander korreliert noch zeitlich eingestuft werden. Bei Bauarbeiten kommen hie und da unter Deckschichten auch nicht verwitterte glaziale Sedimente zum Vorschein. So konnten bei Lausen und Liestal (Bl. Sissach) je ein Vorstossschotter (SCHMASSMANN 1955) und ein Rückzugsschotter (LEUTHARDT 1920) identifiziert werden, die in Verbindung zu einer Grundmoräne standen. Aufgrund der externsten Vorkommen von erratischen Blöcken und von Till rekonstruierte SCHMASSMANN (1955) die maximale Eisausdehnung im Baselbieter Jura (Fig. 27). HANTKE (1965) vermutete für einige Gebiete leicht geringere Eishöhen. Da die glazialen Relikte aber nicht alle auf die gleiche Vergletscherung zurückgehen müssen, zeigen die Karten lediglich,



Fig. 27: Maximale Eisausdehnung im Baselbieter Jura. Möhlin-Eiszeit (Mittleres Pleistozän). Teilweise hypothetisch. Nach SCHMASSMANN (1955, Fig. 7), im Gebiet von Blatt Hauenstein an die aktuelle geologische Karte angeglichen. Erratiker ohne Höhenangabe sind versetzt, solche, die nicht auf Blatt Hauenstein figurieren, wurden seit den 1950er Jahren entfernt oder zerstört.

welche Gebiete vermutlich mindestens einmal von Eis des Walliser Gletschers bedeckt waren. Da über 1 m grosse alpine erratische Blöcke sowie eigentlicher Till auch ausserhalb davon gefunden wurden, könnte die Aussengrenze noch weiter extern gelegen haben (z.B. bei Birsfelden, VONDERSCHMITT 1941, S.200; schriftl. Mitt. U. Pfirter). SCHMASSMANN (1955) nimmt die Eismächtigkeit beim Überfließen des Oberen Hauensteins noch mit ca. 200 m an. Dies könnte gut mit einem erratischen Block auf 1000 m ü.M. oberhalb von Niederbipp übereinstimmen (Koord. ca. 2618.550/1237.650) sowie mit erratischen Blöcken und Geröllstreu auf dem Vorderen Brandberg bei Herbetswil, die bis auf eine Höhe von 1070 m ü.M. reichen (Koord. 2609.470/1238.520; beide Vorkommen im Gebiet von Bl. Balsthal).

Ergolz-Rinne: SCHMASSMANN (1970) erwähnt eine Felsrinne bis 30 m unter dem heutigen Flussniveau im Ergolztal bei Liestal (Bl. Sissach). Ihre Füllung besteht aus mehrheitlich alpinem Schotter im Liegenden von Grundmoräne. Entsprechungen in den Seitentälern im Gebiet von Blatt Hauenstein wurden bisher keine erbohrt.

Gebiet südlich des Hauensteins

Der südöstliche Teil des Gebiets von Blatt Hauenstein wurde im Mittleren Pleistozän nach bisherigen Erkenntnissen nur in der Möhlin- und Beringen-Eiszeit vom Walliser Gletscher überflossen (PREUSSER et al. 2011). Die folgenden Interpretationen bauen auf diesem Modell auf. Sie beruhen auf der Auswertung von Aufschlüssen und Bohrungen. Datierungen liegen nur aus der Birrfeld-Eiszeit vor. Entsprechend sind die zeitlichen Zuordnungen Annahmen. Neben Resten von Grundmoräne auf den Hügelzügen beschränken sich die eiszeitlichen Ablagerungen primär auf Tröge und Rinnen. Die Tröge sind abschnittsweise übertieft und entsprechend durch Becken-Schwellen-Abfolgen gegliedert (GNÄGI 2011). Zwischen Wangen a.d.A. und Olten bestehen drei in die Molasse eingeschnittene, parallel verlaufende glaziale Tröge und ein Becken (BITTERLI et al. 2011, BLÄSI et al. 2015): der Höhere und Tiefere Berken-Trog, der Bipper Trog mit der Gäu-Rinne als Fortsetzung und das Aarburg-Becken. Der Born ist ein wichtiger Knotenpunkt in dem vom Walliser Gletscher geprägten Entwässerungsnetz, denn hier geht das breite, mehrspurige Trog-Rinnen-System des westschweizerischen Molassebeckens in die Aare-Rinne am Südrand des Faltenjuras über. Der Höhere Berken-Trog ist die älteste und höchstgelegene noch erhaltene Entwässerungsstruktur östlich von Olten. Die anderen beiden Tröge sind partiell darin eingeschnitten. Das Aarburg-Becken liegt am Nordende des Tieferen Berken-Trogs.

Höherer Berken-Trog: Die Ausschürfung des Höheren Berken-Trogs könnte auf die Möhlin-Eiszeit zurückgehen. Die geradlinige Fortsetzung des Trogs wäre die Einsattelung bei Starrkirch. Bei einem Gefälle von 2‰ würde der Höhere

Berken-Trog östlich Olten auf die Buerfeld-Rinne (JORDAN et al. 2011b) und bei Schinznach-Bad auf die Habsburg-Rinikerfeld-Rinne (Basishöhe 360 m, GRAF 2009) treffen. Möglicherweise repräsentiert er also ein vom Gletscher ausgeweitetes, internes Segment des alten mittelpleistozänen Rinnensystems sensu GRAF (2009). Sedimente sind aus dieser Zeit keine erhalten. In den nachfolgenden Warmphasen entstand in der Molasse der Trogbasis eine mehrere Meter mächtige Verwitterungsdecke mit einem Paläoboden (Bohrung bei Koord. 2628.260/1238.640). Eventuell erst während der Habsburg-Eiszeit wurde aus einer Position, die etwa dem Maximalstand der Birrfeld-Eiszeit entspricht, der glazifluviatile Niederbuchsitzen-Schotter geschüttet (ca. 430–520 m ü.M.). Damit wäre er ein Äquivalent des Buerfeld-Schotters (östlich von Olten) und des Habsburg-Schotters im Unteren Aaretal (JORDAN et al. 2011b). Für letzteren gibt GRAF (2009) ebenfalls eine Mächtigkeit von ca. 100 m an.

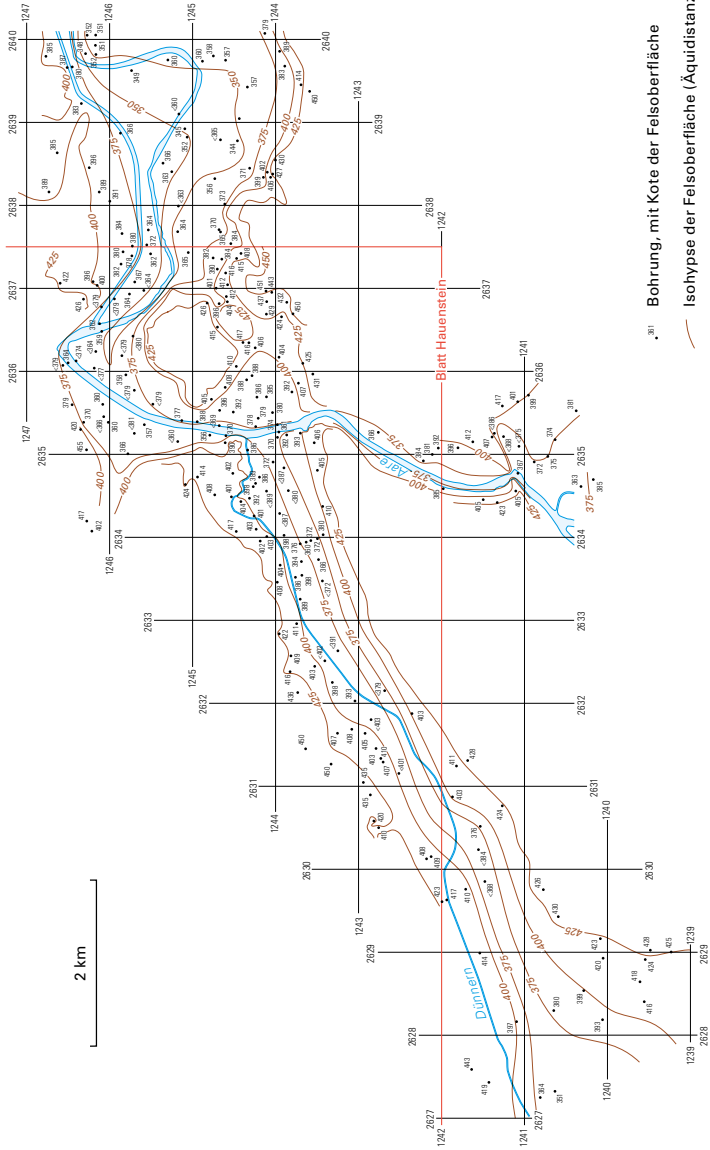
Tieferer Berken-Trog, Bipper Trog und Gäu-Rinne: Möglicherweise in der Frühphase der Beringen-Eiszeit schürfte eine weitere weitreichende Vergletscherung den Tieferen Berken-Trog und den Bipper Trog aus, ohne deutliche Sedimente zu hinterlassen (BITTERLI et al. 2011, GNÄGI 2011, BLÄSI et al. 2015). Die aktuellen Bohrerergebnisse lassen eine darin eingetieftete, eventuell leicht mäandrierende fluviatile Rinne vermuten. Dadurch könnte sich das Entwässerungsnetz auf das bisher tiefste Niveau abgesenkt haben, ca. 30 m unter dem heutigen Aarelauf bei Olten. Die zweite Vergletscherung der Beringen-Eiszeit räumte das Aarburg-Becken aus und lagerte in den Trögen einen basalen Till ab. Die Beckenbasis liegt <328 m ü.M., ist also gegenüber der Aare-Rinne in der Bornklus um mindestens 40 m übertieft (MUGGLIN AG 1978 und Bohrung bei Koord. 2635.260/1242.760). Im Aarburg-Becken bildete sich der ausgedehnte Aarburg-See, in dem sich mächtige, teilweise sicher kaltzeitliche Seesedimente absetzten (Schwarzhäusern-Lehm und Berken-Sand, BLÄSI et al. 2015). Der Bipper Trog ist die Fortsetzung des Seeland- und Solothurn-Trogs (Jurasüdfuss-Trog) in Gletscherflussrichtung. Ab Härkingen verschmälert er sich zur Gäu-Rinne, die sich bei Olten mit der Aare-Rinne vereinigt. Aufgrund von Bohrdaten liegt die Felsbasis der Gäu-Rinne zwischen Oensingen und Egerkingen auf <351 m ü.M. (Bohrung bei Koord. 2627.317/1240.626) und westlich von Olten auf ≤360 m (Koord. 2633.935/1243.630; Fig. 28). Letzteres stimmt gut mit der bisher erbohrten Tiefe der Aare-Rinne unterhalb der Dünnernmündung in Olten auf ≤356 m ü.M. (Koord. 2635.222/1244.787) überein. Der Tiefere Berken-Trog könnte sich aus der Gerlafingen-Inkwil-Rinne entwickelt haben; er führt über Berken nach Aarburg (GNÄGI 2011).

Es folgte eine Zeit, die am besten mit Gletscherszillationen im westlichen Mittelland in Übereinstimmung gebracht werden kann. Während dieser Phase wurden der mächtige Attiswil-Schotterkomplex im Bipper Trog und sein Äquivalent, der Berken-Schotter, im Tieferen Berken-Trog geschüttet. Nach einer Zeit der Beruhigung und Erosion erfolgte durch einen Spätvorstoss der Beringen-Eiszeit

eine letzte Schotterakkumulation. Erratische Blöcke im Hangenden des Schwarzhäusern-Lehms könnten auf diesen Vorstoss zurückgehen und einen Hinweis auf die Eisausdehnung bis ins Gäu sein. Dagegen fehlt ein entsprechender Till im Dach der Seesedimente am Eingang zur Bornklus (MUGGLIN AG 1978). Reste von Till der spätpleistozänen Vergletscherungen sind bis auf die Höhe von Niederbipp-Bannwil-Thunstetten nachgewiesen (BLÄSI et al. 2015). Die Gletschervorstösse erreichten das Gebiet von Blatt Hauenstein vermutlich also nicht mehr. Es kam aber zur Ablagerung ausgedehnter zugehöriger Schotterfelder (Gäu-Schotter).

Aare-Rinne: Südlich der Born-Engelberg-Antiklinale befindet sich der Konfluenzpunkt des Aare-, Pfaffnern- und Wiggertals. Die Aare-Rinne führt von dort durch die Bornklus, anschliessend dem Südrand des Faltenjuras entlang, um dann den Jura ab Wildegg in Richtung Rheintal zu queren. Der Beginn ihrer Einschneidung (inkl. Bornklus) wird von ZIEGLER & FRAEFEL (2009) für die Zeit zwischen 7,2 und 4,2 Ma angenommen, als die Aare noch der Oberlauf der Donau war. Der Verlauf der Paläoaare zwischen Wangen a.d.A. und Olten war aber vermutlich nicht konstant. Die tiefste Einschneidung dürfte mit der fluviatilen Phase nach Ausschürfung des Tieferen Berken-Trogs und des Bipper Trogs in der frühen Beringen-Eiszeit abgeschlossen worden sein, da darüber ein basaler Till liegt, der aus der zweiten Vergletscherung der Beringen-Eiszeit stammen könnte. Gerade für die Zeit der tiefsten Einschneidung liegen Hinweise vor, die vermuten lassen, dass die Paläoaare eine Zeit lang mit der Dünnern durch die Gäu-Rinne floss. So wird der Wolfwil-Schotter in der Berken-Aarburg-Rinne als bunt und quarzitreich charakterisiert (Bohrungen bei Koord. 2626.132/1235.565 und 2627.921/1235.645), was auf eine Dominanz der Napfnagelfluh als Zulieferlithologie schliessen lässt (Aare-Schotter weisen einen Alpenkalkgehalt von >50% und einen Quarzitgehalt von ca. 10% auf). Zudem liegt im Übergang des Solothurn-Trogs in den Bipper Trog tiefer als derjenige in den Berken-Trog (BLÄSI et al. 2015). Die Ablagerungen des Attiswil-Schotters im Bipper Trog könnten der Paläoaare später den Weg versperrt und sie in den Tieferen Berken-Trog umgelenkt haben.

Aus Bohrungen kann der Verlauf der tiefsten Felsrinnen ungefähr rekonstruiert werden, doch handelt es sich immer um Mindesttiefen (Fig. 28). Oberhalb von Olten liegen die Felsrinnen bei Egerkingen auf <351 m ü.M. (Gäu-Rinne, s.o.) und bei Wolfwil (Aare-Rinne) im Tieferen Berken-Trog auf ≤371 m ü.M. (Koord. 2627.648/1235.629). In der Bornklus ist die Felsbasis auf ≤366 m ü.M. (Koord. 2635.260/1242.760), unterhalb der Dünnernmündung in Olten auf ≤356 m ü.M. (Koord. 2635.222/1244.787), bei Dulliken auf ≤344 m ü.M. (Koord. 2638.745/1244.443) und bei Niedergösgen auf ≤336 m ü.M. (Koord. 2641.028/1246.239). Ab der Bornklus ist der Rinnenverlauf durch die Einschneidung ins Mesozoikum weitgehend fixiert und lässt nur wenig Spielraum, wie der Vergleich mit heute zeigt.



• Bohrungen, mit Kote der Felsoberfläche

— Isohypse der Felsoberfläche (Äquidistanz 25m)

Der Aarburg-See, der in der Beringen-Eiszeit im Aarburg-Becken entstand, reichte wohl nur bis zum Kluseingang, denn in den Bohrungen in der Bornklus wurden keine Seesedimente mehr angefahren. Da sie am Ostabhang des Borns mit 397 m ü. M. höher hinaufreichen als die Felsbasis in der Klus liegt, war der Kluseingang temporär verschlossen, z. B. durch einen Moränenwall oder durch Bergsturzmaterial. Im Berken-Trog reicht der Schwarzhäusern-Lehm bis 438 m ü. M. (Bohrung bei Koord. 2620.850/1230.180), was eine minimale Staukote für den Aarburg-See angibt. Das starke Gefälle der Seesedimente lässt vermuten, dass sich der See entleerte, bevor er verlandete. Dabei entstand eine neue Rinne in den Seesedimenten am Kluseingang mit Basis um 373 m ü. M., die bis zum Maximalvorstoss der jüngsten Vergletscherung wieder auf 415 m ü. M. aufgeschottert wurde. Das heutige Aarebett liegt am Kluseingang auf 388 m ü. M., rund 20 m über der Felsbasis.

Terrassen südlich und nördlich des Hauensteins

In dem von den Verhältnissen im süddeutschen Alpenvorland geprägten traditionellen schweizerischen Quartärverständnis galt die Hochterrasse als geomorphologisches Element der «Riss»-Eiszeit (heute Beringen-Eiszeit). Die Niederterrasse wurde der «Würm»-Eiszeit (Birrfeld-Eiszeit) zugeordnet. GRAF (2009) subsumiert in der Nordschweiz die etwas höher als die Niederterrasse gelegenen mittelpleistozänen Rinnenschotterablagerungen als Ganzes unter Hochterrasse. Als Niederterrasse versteht er die tiefer als die Hochterrasse gelegenen Rinnen, die gegen Ende der Beringen-Eiszeit entstanden und deren Füllung aus den seither abgelagerten Schottern besteht.

Terrassen im Einzugsgebiet der Ergolz: Ein charakteristisches geomorphologisches Element des Ergolztals und seiner Seitentäler ist ein oft ausgeprägtes Terrassensystem entlang der Talflüsse (MÜHLBERG 1915a, b, SUTER 1926, SCHMASSMANN 1970). Dabei werden hauptsächlich zwei Aufschotterungsniveaus unterschieden, die im mittleren Ergolztal eine Höhendifferenz von 20 m aufweisen (SCHMASSMANN 1970). Das tiefere unterteilte SUTER (1926) in fünf Terrassenstufen. Es besteht vorwiegend aus reinem Juramaterial und untergeordnet Juranagelfluh. Beim höheren, das untergeordnet alpine Komponenten enthält (SCHMASSMANN 1970), konnte ausserhalb des Gebiets von Blatt Hauenstein teilweise ein genetischer Zusammenhang mit Grundmoräne eines Vorstosses des Walliser Gletschers nachgewiesen werden (z. B. bei Lausen, LEUTHARDT 1920). SUTER (1926) und SCHMASSMANN (1970) erwähnen aus dem Gebiet von Blatt Sissach noch höher gelegenen, reliktschen Schotter ohne alpine Komponenten. Während MÜHLBERG

Fig. 28: Felsisohypsenkarte der Gäu-Rinne (Ostteil) und der Aare-Rinne zwischen Bornklus und Däniken.

(1915a) auf Blatt Hauenstein noch verschiedene Vorkommen des höheren Aufschotterungsniveaus («Hochterrasse») kartierte, konnten diese bei der aktuellen Kartenaufnahme mangels Aufschlüssen nicht mehr ausgeschieden werden. Rein morphologische Kartierungen von Terrassensegmenten sind eine grosse Herausforderung für die Korrelation und die genetische Interpretation, ganz besonders, wenn es um die Zuordnung reliktsicher, durch Hangprozesse überprägter Geländeformen geht. Deshalb wurden verschiedene von MÜHLBERG (1915a) als «Hochterrasse» kartierte Vorkommen von späteren Autoren aufgrund von Aufschlüssen anders interpretiert (z. B. HAUBER 1960).

Die Ergolz mündet bei Augst in den Rhein. Der Schotterkörper der Rheinterrassen in der Umgebung von Basel wurde grösstenteils zwischen 30 und 11 ka akkumuliert und seither durch Rückwärtserosion in acht Stufen um ca. 30 m eingeschnitten (KOCK et al. 2009). Die Korrelation der Terrassen in den Tälern der Ergolz und ihrer Zuflüsse mit dem durch Alpenflüsse beziehungsweise glaziale Schmelzwässer geprägten Rheinterrassensystem ist aus folgenden Gründen schwierig:

- Die Auflagerung von Schottern der Ergolz (Ergolztal-Formation) über Rheinterrassen im Mündungsgebiet zeigt, dass die Aufschotterung mindestens teilweise nicht durch das Akkumulationsniveau des Vorfluters, sondern durch andere Faktoren gesteuert wurde (WITTMANN 1961).
- Ein genetischer Zusammenhang der Aufschotterungen mit Eisvorstössen ist in den Tälern der Ergolz und ihrer Zuflüsse mehrheitlich nicht ersichtlich, da alpine Komponenten in der Ergolztal-Formation weitgehend fehlen und kaum Verknüpfungen mit Vorkommen von Till bestehen. Es wurden auch keine glaziale Sedimente gefunden, die eine Lokalvergletscherung belegen.

Daraus kann auf ein überwiegend nichtglazial induziertes Terrassensystem in den Tälern der Ergolz und ihrer Zuflüsse geschlossen werden. Dominierende Faktoren für seine Entstehung könnten Frostwechsel- und Periglazialdynamik sowie die Niederschlagsverhältnisse sein. An das traditionelle Quartärmodell anlehnend wurden die Terrassen im Ostjura bisher meistens als Hoch- und Niederterrasse bzw. die Hochterrasse als «Terrasse der grössten Vergletscherung» bezeichnet (MÜHLBERG 1915a, b, SCHMASSMANN 1970). Aus genetischer Sicht sollten die Begriffe Hoch- und Niederterrasse im Ostjura auf das Rheintal beschränkt werden; im morphostratigraphischen Sinn werden sie hier für die Täler der Ergolz und ihrer Zuflüsse weiterverwendet.

Terrassen südlich des Juras: Bei Olten fliesst der Schotterstrang des Dünnergäus mit dem des Aare-, Pfaffnern- und Wiggertals zusammen. Die maximale Aufschotterungshöhe der Birrfeld-Eiszeit liegt in Olten bei 415 m ü.M. (Terrassenkante Gäu-Schotter). Dies entspricht der Niederterrasse im Gebiet von Blatt Aarau (JORDAN et al. 2011a). Im Gebiet des Walliser Gletschers westlich von Olten ist die

geomorphologische Unterscheidung in Hoch- und Niederterrasse jedoch nicht möglich, da die Höhenlage der Rinnenbasen im Mittleren und Späten Pleistozän mehrfach schwankte, weshalb die Rinnenbasis einzelner mittelpleistozäner Tröge und Rinnen tiefer liegt als die der spätpleistozänen. Dadurch werden die spätpleistozänen Ablagerungen im Bipper Trog und im Tieferen Berken-Trog noch von mittelpleistozänen unterlagert, und Hoch- und Niederterrasse treten meist nicht als geomorphologisch unterscheidbare Elemente in Erscheinung (BLÄSI et al. 2015).

Da das Schmelzwasser beim Gletscherrückzug vom Niederbipp-Vorstoss ab Wangen a.d.A. nur noch via Aare abfloss, kam es im Bipper Trog zu keiner spätglazialen Rinnen- und Terrassenbildung. Nur die Dünnern schnitt sich durch Rückwärtserosion ab Wangen b. Olten bis zum Zusammenfluss mit der Aare um ca. 25 m ein. Entlang der Aare entstand unterhalb von Wangen a.d.A. eine charakteristische Terrassenstufenlandschaft. KEHRER (1922) unterschied bei Olten drei Terrassen-niveaus, auf 412(-415)m ü.M., 400 m.ü.M. und 396 m.ü.M. (s.u.). Während das Aufschotterungsniveau des Gäu-Schotter mit der Gletscherpräsenz im Raum Niederbipp-Thunstetten in Verbindung steht, könnten die tieferen Terrassen durch einen mehrmaligen Cut-and-Fill-Prozess entstanden sein (s. KOCK et al. 2009).

Pleistozän

Frühes - Mittleres Pleistozän

q_m Tiefgründig verwitterter Till (Moräne) und Schotter, z.T. umgelagert

Im Ostjura sind reliktsche Vorkommen von tiefgründig verwitterten, oft kiesigen, alpines Material führenden Lockergesteinen unbestimmten Alters verbreitet. Diese in der Regel geringmächtigen Ablagerungen, vielfach nur noch in Form von Geröllstreu vorhanden, wurden früher pauschal als «Moränen oder Schotter der grössten Vergletscherung» bezeichnet (z.B. MÜHLBERG 1915a, b). Ob es sich dabei wirklich um Schotterreste oder um Geröllstreu aus verwittertem, verspültem oder umgelagertem Till handelt, lässt sich bei der heute schlechten Aufschlusslage meist nicht beurteilen. So wurde zum Beispiel in Diegten (Koord. 2628.070/1250.725 und 2628.130/1250.470) bei Bauarbeiten im Jahr 2015 glaziales Material angefahren, das gekritzte alpine Komponenten aufwies, genetisch jedoch nicht eindeutig zugeordnet werden konnte. Manchmal weisen zementierte oder vertuffte, möglicherweise als Periglazialdecke abgelagerte Hangsedimente, teils vermischt mit Bachschutt, einen gewissen Gehalt an alpinen Komponenten genetisch unbekannter Herkunft auf, so beispielsweise am Mapprechbächli bei Titterten, wo eine mehrschichtige, mehrere Meter mächtige vertuffte Lage mit wenigen kleinen alpinen Geröllen ansteht (Koord. 2621.470/1250.910). Diese als glazifluvialen Hochterrassenschotter (MÜHLBERG 1915a) oder als Os (HANTKE 1965) zu interpretieren, erscheint in Anbetracht der Aufschlussverhältnisse zu weit hergeholt.

Da nicht geklärt ist, ob es nur während der Möhlin- oder auch in der Beringen-Eiszeit zu Transfluenzen des Walliser Gletschers in den Ostjura kam, wie weit die Deckenschotter-Vergletscherungen im Frühen Pleistozän reichten und ausserdem keine Datierungen von glazialen Ablagerungen im Ostjura vorliegen, fehlen Kriterien für eine Gliederung der hier als q_m ausgedehnten Bildungen.

Mittleres Pleistozän

BERINGEN-EISZEIT

(Vorletzte Eiszeit)

q_{sSt} Stüsslingen-Schotter

Der Stüsslingen-Schotter (JORDAN et al. 2011b) erreicht im Nordosten von Winznau das Kartengebiet. Soweit die wenigen, schlechten Aufschlüsse eine Beobachtung zulassen, handelt es sich um sandigen Kies mit teilweise hohem Siltgehalt. Die Abgrenzung gegenüber dem Till der Beringen Eiszeit ist im Gelände sehr schwierig. Aufgrund seiner engen Vergesellschaftung mit dem genannten Till wird er als Ablagerung in einem Gletschervorfeld oder an einem Eisrand gedeutet (JORDAN et al. 2011b).

q_{mB} Till (Moräne), glazigene Sedimente i. Allg.

Am Jurasüdfuss liegen reliktsche, unzusammenhängende Vorkommen von teilweise stark verwittertem Till beziehungsweise Diamikt sowie tendenziell glazigenen bis glazialen Sedimenten (verspülter, z.T. umgelagerter Till, randglazialer Schotter, Geröllstreu, erratische Blöcke; s. FRÖHLICHER 1976). Die isolierten Vorkommen erlauben keine genetischen Rückschlüsse, so dass sie hier in einer einzigen Einheit zusammengefasst werden. In Anlehnung an Blatt Aarau werden auf Blatt Hauenstein die Vorkommen von Till südlich der ersten Jurakette bis auf eine Höhe von rund 650 mü.M. summarisch der Beringen-Eiszeit zugeordnet. Die Zuordnung zu einem bestimmten Vorstoss dieser Eiszeit ist nicht möglich. Mangels Aufschlüssen liegen weder eine detaillierte petrographische Charakterisierung noch Datierungen vor. Als Vergleichsbasis dienen die Analysen des Aarburg-Tills und des Niederbuchsiten-Diamikts (Tab. 4) aus der heute aufgefüllten Kiesgrube Buechban bei Niederbuchsiten im Gebiet von Blatt Murgenthal (BITTERLI et al. 2011), wobei auch bei diesen Ablagerungen nicht geklärt ist, aus welchen Vorstössen der Beringen-Eiszeit sie stammen. Auffallend ist der überdurchschnittlich geringe Anteil an Alpenkalken im Niederbuchsiten-Diamikt. Dies ist nur dadurch erklärbar, dass der Zufluss aus dem Berner Oberland in dieser Zeit nicht bis ins Mittelland gelangte. Das heisst, dass die Ablagerung des Niederbuchsiten-Diamikts mit einer der ausgedehnten ersten beiden Vergletscherungen der Beringen-Eiszeit assoziiert werden kann. DEHNERT et al.

Tab. 4: Petrographische Zusammensetzung der Grobkiesfraktion (in %; ohne Jurakalke) eines Diamikts und eines Tills aus Vergletscherungen der Beringen-Eiszeit. Kiesgrube Buechban bei Niederbuchsiten (Koord. 2625.025/1237.300).

	Niederbuchsiten-Diamikt	Aarburg-Till
Kristallin	12	5
Quarzite	33	27
Alpenkalke	18	33
Sandsteine	35	33

(2012) fanden im Wehntal Hinweise auf zwei ausgedehnte Vorstösse der Beringen-Eiszeit, wobei der erste der grössere war. GRAF (2009) unterscheidet zusätzlich einen Spätvorstoss, der in seiner Ausdehnung in der Nordschweiz in etwa dem Maximalvorstoss der Birrfeld-Eiszeit entsprach.

Spätes Pleistozän

BIRRFELD-EISZEIT

(Letzte Eiszeit)

q_{SE} Ergolztal-Formation

In den Tälern der Ergolz und ihrer Zuflüsse werden als tiefstes Schotterniveau die rezenten Alluvionen, darüber das tiefere Aufschotterungsniveau mit Jurakomponenten und schliesslich das höhere Aufschotterungsniveau mit teils alpinen Komponenten unterschieden (s.o.). Im Gebiet von Blatt Hauenstein sind heute mangels Aufschlüssen nur die unteren beiden Niveaus fassbar.

Als Ergolztal-Formation werden die Schotter des morphologisch oft deutlich erkennbaren Terrassenkomplexes des tieferen Aufschotterungsniveaus bezeichnet. Lithologisch handelt es sich um Kalkschotter (sandigen Kies) aus Gesteinen des Juras und der Juranagelfluh mit mässig bis gut gerundet Komponenten (SCHMASSMANN 1970), der wechselnde Anteile von Silt und Ton enthält.

Aufgrund ihrer Lagerungsbeziehung mit dem Niederterrassenschotter des Rheintals (s.o.) und der fehlenden Lössbedeckung (vgl. KOCK et al. 2009) wird die Ergolztal-Formation in das ausgehende Späte Pleistozän eingestuft. Es kann aber durchaus sein, dass sie, mindestens lokal, auch ältere Anteile enthält.

Aus diesem Grund, und um eine Verwechslung mit rezentem Schotter der Ergolz zu vermeiden, wird hier der Name Ergolztal-Formation verwendet (s. GRAF & BURKHALTER 2016 zur Benennung von lithostratigraphischen Einheiten des Quartärs).

9.6 Gäu-Schotter

Die Verbreitung des Gäu-Schotters reicht vom Langenthal-Becken über das Aaretal unterhalb von Wangen a.d.A. bis in den Bipper Trog und das Dünnerngäu. Die Aufschotterungshöhe setzt bei Niederbipp auf 470 m ü. M. an und liegt am Terrassenrand bei Olten auf 415 m ü. M., etwa 25 m über dem heutigen Aarebett. Der Gäu-Schotter umfasst die hier bisher nicht weiter differenzierbaren Aufschotterungen der Vergletscherungen der Birrfeld-Eiszeit (BITTERLI et al. 2011). In seinem Liegenden folgt der Attiswil-Schotter (BLÄSI et al. 2015), der basalem Till auflagert (z.B. Bohrung bei Koord. 2635.217/1244.595). Beim Gäu-Schotter und dem Attiswil-Schotter handelt es sich um Schotterkomplexe, was im Gebiet von Blatt Balsthal durch Tillzwischenlagen, einen Paläoboden und warmgetönte Seesedimente belegt wird (BLÄSI et al. 2015). Die Mächtigkeit des gesamten Schotterkörpers beträgt bei Olten noch 60 m. Er setzt sich primär aus aufgearbeiteten Anteilen mehrerer Vergletscherungen zusammen. Im Bereich von Blatt Hauenstein bestehen keine deutlichen Diskontinuitäten, um den Schotterkörper zu gliedern.

In den obersten 12,5 m unter Terrainoberkante wurden in Kieswerken im Gäu (wenig ausserhalb des Gebiets von Bl. Hauenstein) verschiedentlich Knochen und Zähne eiszeitlicher Grosssäuger gefunden, so ein Oberarmknochenfragment eines Wollhaarnashorns¹ im Oberban in Härkingen und zwei Mammutstosszahnfragmente² im Forenban in Gunzgen. Die ¹⁴C-Datierungen ergaben Alter zwischen 19730 und 44250 ka cal BP, was noch keine eindeutigen Rückschlüsse auf das Ablagerungsalter des Schotters erlaubt. Immerhin lässt sich sagen, dass bis um 20 ka im Dünnerngäu aufgeschottert wurde und damit der Gletscher mindestens noch bis Oberbipp reichte.

Petrographisch variiert die Zusammensetzung des Gäu-Schotters entsprechend den seitlichen Zuflüssen. So enthält die Westfazies Jurakalke und die Ostfazies einen verstärkten Quarzit-, Kristallin- und Sandsteinanteil aus dem Napfnagelfluhspektrum. Die petrographische Grundzusammensetzung der Ablagerungen des Niederbipp-Vorstosses besteht im Oberaargau in der Mehrzahl der Analysen in der Grobkiesfraktion aus leicht mehr Sandsteinen als Alpenkalke. Im Gebiet von Blatt Hauenstein, wo der Gäu-Schotter in der Kiesgrube Gheid bei Olten abgebaut wurde, sind die Komponenten bereits mehrheitlich gut gerundet. Die Lagen unterscheiden sich primär in ihrem Sand- und Siltgehalt. Die Entkalkungstiefe beträgt ca. 3 m. Die Zusammensetzung von 8% Kristallin, 14% Quarziten, 50% Alpenkalke und 26% Sandsteinen weist deutlich mehr Alpenkalke auf als Schotterproben von Niederbipp aus dem Endstandsgebiet des Niederbipp-Vorstosses. Dies könnte ein Hinweis auf die Aufarbeitung des Schotters des Langenthal-Vorstosses im Liegenden sein, der Alpenkalkgehalte von >50% aufweist.

¹ Naturmuseum Olten (NMO) Nr. 26638, ETH-Nr. 57495.

² NMO-Nr. 26576, ETH-Nr. 28441 und NMO-Nr. 26637, ETH-Nr. 57292.

q_{NT} Niederterrassenschotter, undifferenziert

Entlang der Aare von Ruttigen über Olten, Trimbach und um den Hardwald herum bis Winznau und Dulliken tritt auf mehreren, in diesem Flussabschnitt aufgrund der starken Bebauung vielfach undeutlich ausgeprägten Terrassen-niveaus Niederterrassenschotter auf, der nicht weiter gliederbar ist (vgl. JORDAN et al. 2011, S. 80).

Der undifferenzierte Niederterrassenschotter reicht bis auf eine Höhe von rund 415 m ü.M. (z.B. Stadtvoliere Vögelgarten, Olten) beziehungsweise 410 m ü.M. weiter aareabwärts bei Winznau. Die Höhe von 415 m ü.M. entspricht der maximalen Aufschotterungshöhe des Gäu-Schotter beim Kleinholz. Das nächsttiefere Terrassenniveau liegt auf einer Höhe von 405–400 m ü.M. (Schön matt nördlich von Aarburg), 400 m ü.M. (Stejackker und Kantonsspital, Olten), 398 m ü.M. (Grossfeld, Trimbach) und 396 m ü.M. (Dulliken). Weitere, noch tiefer gelegene Terrassen sind die von Ruttigen in der Bornklus (396 m ü.M.), des Geländes des SBB-Werks Olten (um 393 m ü.M.) sowie des unteren Industriequartiers in Olten und am Südrand von Winznau (um 390 m ü.M.).

Deutlich ausgeprägte Terrassenstufen und -kanten finden sich am Ostrand der Schön matt gegen die Aare, vom Kleinholz ostwärts gegen den Stejackker und von dort gegen die Schützenmatt und die Aare sowie nördlich von Dulliken gegen die Aare.

Untersuchungen an den Terrassen des Oberrheins weisen darauf hin, dass bis zum Ende des Späten Pleistozäns immer wieder Schotter akkumuliert wurde und die Bildung der tieferen Rheinterrassen bis ins Holozän reicht (KOCK et al. 2009). Inwiefern dieser Befund auch für das Bildungsalter der Terrassen im Niederterrassenschotter der Umgebung von Olten herangezogen werden kann, bleibt offen.

Pleistozän oder Holozän

Grosse Teile des Gebiets von Blatt Hauenstein, speziell der Bereich des Faltenjuras, sind von Hangbildungen bedeckt. Da das Kartengebiet während der Birrfeld-Eiszeit (Letzte Eiszeit) nicht von Gletschereis bedeckt war, ist davon auszugehen, dass die Bildung der Hangsedimente lokal in das Späte, eventuell sogar in das Mittlere Pleistozän zurückreichen kann.

Rutschmassen

Die auf Blatt Hauenstein dargestellten Rutschmassen wurden zusätzlich zur eigentlichen Feldaufnahme auch mittels Analyse des hochauflösenden digitalen Höhenmodells swissALTI^{3D} und abschliessender Verifikation im Feld ausgeschieden und abgegrenzt. Morphologisch deutlich in Erscheinung

tretende und somit relativ junge, teilweise immer noch aktive Rutschmassen wurden als weisse Flächen mit Rutschsymbolen ausgeschieden, während diffuse Rutschphänomene mittels einzelner Rutschsymbole auf der Fläche der betroffenen Formation dargestellt sind.

Rutschmassen gehen fast ausschliesslich aus ton- und mergelreichen Einheiten hervor. Im Kartengebiet sind dies zur Hauptsache der Keuper, der Opalinuston, die Elsässer Molasse und die mergeldominierte Fazies der Juranagelfluh.

Grössere Rutschmassen kommen im Gebiet von Blatt Hauenstein beispielsweise von der Schwänglenweid hinunter zur Unteren Limmern, im Bölchengebiet (namentlich in der Rütschenmatt), zwischen Ober- und Untererlimoos oder unterhalb des Kallhofs bei Zeglingen vor. Weitere besonders nennenswerte Rutschmassen sind diejenige des historischen Rutsches von Niederdorf (Hangelimatt) sowie diejenigen, die beim Bau der Autobahn A2 im Gebiet Eptingen-Diegten (s.u.) niedergingen.

1295 soll ein Bergsturz das Zentrum des Dorfs Onoldswil (auch Onoltzwil geschrieben) zerstört haben. Die Überlebenden liessen sich in zwei neuen Siedlungen nieder, deren Namen sich über Onoldswil im oberen bzw. niederen Dorf zu Oberdorf und Niederdorf entwickelt haben (BICKEL 1998, OBERDORF BL o.J. a, GDE. NIEDERDORF o.J.). Das ursprüngliche Dorf dürfte entsprechend im Gebiet Gritt (mundartl. für Rutschung, Bergsturz) gelegen haben. Aufgrund der Feldbefunde handelte es sich bei dieser Massenbewegung jedoch um eine – allenfalls durch einen Bergsturz im Gebiet Hangelimatt ausgelöste – grössere Rutschung. Unter der 5 m mächtigen lehmigen Rutschmasse traten noch grün schimmernde Wiesenpflanzen zutage (KIEFER et al. 2014, s.a. Kap. Archäologie). Ein Ausläufer der Rutschmasse wurde ausserdem bei Koord. 2623.440/1250.165 am südlichen Dorfeingang von Niederdorf am Fuss des Gegenhanges festgestellt (schriftl. Mitt. U. Pfirter).

1967 löste sich im Gebiet Schweini (auf älteren Ausgaben der Landeskarte 1:25000 Burgweid) südlich von Diegten ein grösserer Rutsch (Rutschung Oberburg, HAUBER 1970), der die im Bau befindliche Autobahn A2 südlich des Oberburgtunnels auf einer Länge von ca. 200 m zerstörte (AEGERTER 1970, HAUBER 1970). Noch dramatischer war die so genannte Rutschung Edelweiss (auch Edelweisshang) nördlich von Eptingen, die im Juli 1969 das im Bau befindliche Viadukt der Autobahn A2 sowie mehrere Häuser, darunter das damalige Gebäude der Mineralquelle Eptingen AG (beim heutigen Pkt. 557), und den Friedhof zerstörte. In Bewegung gerieten der Hangschutt und verwitterte, oberflächennahe Massen aus Opalinuston und Passwang-Formation der Witwald-Antiklinale (AEGERTER 1970, HAUBER 1970). Eine weitere, kleinere Rutschung, welche die Baustelle der Autobahn A2 betraf, war die Rutschung Ebmath am Hang westlich des Dorfkerns von Eptingen (HAUBER 1970).

Verrutschte oder versackte Molasse

Je ein nicht sicher anstehendes Vorkommen von OSM (evtl. inkl. OMM) bei Kählen (Koord. 2627.500/1253.000) und in Wittinsburg (Koord. 2630.275/1252.625) wurden als verrutschte oder versackte Molasse ausgeschieden, um eine Fehlinterpretation der Auflagerung der Molasse zu vermeiden.

Zerrüttete Sackungsmassen **Sackungsmassen**

In diesem Abschnitt werden zusammen mit den eigentlichen Sackungsmassen, die aus grossen, kartierbaren, intern wenig oder nicht gestörten Felskompartimenten bestehen, auch die zu kleineren, im Kartenmassstab nicht mehr ausscheidbaren Blöcken zerfallenen Sackungsmassen beschrieben, da ihr Bildungsprozess der gleiche ist und beide Arten von Sackungsmassen fließend ineinander übergehen können.

Grössere Sackungsmassen und zerrüttete Sackungsmassen treten im Gebiet von Blatt Hauenstein im Bereich des Faltenjuras auf.

Eine Reihe von Sackungsmassen, vor allem aus Gesteinen der Schinznach-Formation («Oberer Muschelkalk») bestehend, ist von der Jura-Hauptüberschiebung in Richtung Vorfaltenzone beziehungsweise Tafeljura abgeglitten, so in der Hangelimatt (im oberen Bereich der historischen Rutschung von Niederdorf, s. o.), an der West- und der Ostflanke des Wisenbergs sowie auf der Nordseite des Chienbergs bei Zeglingen.

Weitere Sackungsmassen finden sich an folgenden Stellen:

Am Westende des Helfenbergs (Bilsteinberg) liegt eine zerrüttete Sackungsmasse vor, die im oberen Bereich zahlreiche versackte grössere Kompartimente aus Hauptrogenstein enthält. Auf der LK 1:10000 heisst die Stelle Tüfelschuchi (Teufelsküche).

In der Umgebung von Mümliswil liegen zahlreiche, aus dem Süd- und dem Nordschenkel der Mümliswil-Langenbruck-Hauenstein-Synklinale stammende versackte Felsmassen vorwiegend aus Balsthal-Formation auf Elsässer Molasse. Gemäss LAUBSCHER (2005b) könnte es sich mindestens bei einem Teil dieser Kompartimente allerdings auch um tektonische Klippen handeln (s. Kap. Tektonik).

Westlich und östlich von Holderbank befinden sich im Wesentlichen aus Balsthal-Formation bestehende, von beiden Schenkeln der Balsthal-Holderbank-Bärenwil-Synklinale stammende Massen auf Elsässer Molasse.

Am West- und Nordwesthang des Holznehhübels (Humbel) sind grosse Blöcke aus Balsthal-Formation auf Effingen-Member abgerutscht.

Von südlich unterhalb der Frohburg erstreckt sich eine gut 0,7 km² grosse, im unteren Bereich stark zerrüttete Sackungsmasse aus Hauptrogenstein in Richtung Dürrenberg.

Wenig südöstlich davon, im Rinderweidwald, sind unterhalb des Stellichopfs grosse Kompartimente aus Balsthal-Formation auf Effingen-Member versackt.

Nördlich von Bad Lortorf ist eine ca. 1,5 km² grosse, über 100 m mächtige Platte aus hauptsächlich Hauptrogenstein und höheren Schichten der Passwang-Formation hangparallel ca. 200 m nach Süden abgeglitten (s. JORDAN et al. 2011a, b), wodurch am Nordrand der Sackungsmasse die abflusslose, beinahe 1 km lange Mulde von Felli, ein klassisches Nackentälchen, entstand und zudem an ihrem westlichen Rand der markante Burggraben aufgerissen wurde. Der südliche, etwas weiter dislozierte Anteil der Sackungsmasse (Gross Chastel) kollidierte bei Pkt. 659 mit der Zeglingen- und der Schinznach-Formation. Weiter im Osten, bei Bad Lortorf, ist durch Bohrungen (SB-3 u. SB-4, SC+P AG 1985) belegt, dass der frontale Teil der Sackungsmasse ältere quartäre Ablagerungen überfuhr, die ihrerseits auf Keuper liegen. In der Kiesgrube im Buerfeld (Koord. 2639.300/1247.500, Bl. Aarau) tritt im Buerfeld-Schotter eine auffällige, 2–3 m mächtige Lage aus überwiegend Doggergeröllen auf (KÄLIN 1988, JORDAN et al. 2011b, Fig. 15), die von JORDAN (1982) in Zusammenhang mit dem Abgleiten der Sackungsmasse gestellt wird. Somit wäre die Sackung zur Zeit der Ablagerung des Buerfeld-Schotters, das heisst in der Habsburg-Eiszeit, erfolgt (JORDAN et al. 2011b).

Blockschutt

Bei den vorwiegend grobblockigen Ablagerungen im Kartengebiet handelt es sich, soweit bestimmbar, um Berg- und Felssturزابlagerungen, das heisst um Produkte von Sturzereignissen. Da die Abgrenzung zwischen Sturzablagerungen und zerrütteten Sackungsmassen nicht überall scharf ist – weder genetisch noch bei der Feldaufnahme – könnte es sich bei einem Teil der als Blockschutt ausgeschiedenen Vorkommen auch – oder teilweise – um zerrüttete Sackungsmassen handeln.

Grössere und kleinere Ansammlungen von Blockschutt treten insbesondere unterhalb tektonisch stark beanspruchter Bereiche auf, wie beispielsweise am Nordrand der Muschelkalk-Schuppenzone, im Gebiet Oberer Schellenberg – Nünbrunnen südlich von Waldenburg, unterhalb der Lauchflue und der Geissflue südwestlich von Eptingen oder auf beiden Seiten des «Kessels» von Untererlimoos.

Hangschutt, z.T. mit Blockschutt

Verlehmtter Hangschutt, Solifluktionsschutt, z.T. mit Blockschutt

«Trockener» Hangschutt besteht aus abgewitterten Gesteinsbruchstücken und tritt vor allem unterhalb von Felswänden auf (v.a. Schinznach-Formation, Hauptrogenstein, Balsthal-Formation). Verlehmtter Hangschutt findet sich an Hängen aus Material mit bedeutendem Tonanteil beziehungsweise aus Material, das bei der Verwitterung teilweise zu Tonmineralien abgebaut wird, gleichzeitig aber auch Gesteinsbruchstücke liefert (z.B. Effingen-Member, Molasse, Lockergestei-

ne). Beide Arten von Hangschutt können lokal vereinzelte dislozierte Felsblöcke enthalten. Die Verlehmung von Hangschutt kann einerseits auf pedogenetische Umwandlung von feinkörnigen Komponenten zurückgehen, andererseits darauf beruhen, dass unterhalb der zu Hangschutt zerfallenden Fels- oder Lockergesteine feinkörnige, zu Lehm verwitternde Gesteine vorkommen, die sich durch Solifluktion oder kleinräumige Rutschungsvorgänge mit dem «trockenen» Hangschutt vermischen. Eine Kartierung von eigentlichem Solifluktionsschutt ist allerdings kaum möglich, da Waldvegetation oder landwirtschaftliche Überprägung des Geländes die typischen Oberflächenformen von Solifluktionsgebieten verwischen.

Bei den als «trockener» oder verlehmter Hangschutt ausgeschiedenen Arealen handelt es sich vielfach um – stellenweise mächtige – Komplexe aus verschiedenartigen Hangsedimenten, an deren Aufbau neben Hangschutt auch kleinere versackte Gesteinspakete, Rutschmassen, Felssturzschutt, Hanglehm usw. beteiligt sein können, wobei eine genauere Gliederung aufgrund der meist ungenügenden Aufschlussverhältnisse nur selten möglich ist. Gerade Rutschungsvorgänge können diese Hangsedimente wiederholt erfasst haben, weshalb es oft kaum möglich ist, eine genauere Abgrenzung der einzelnen Bestandteile vorzunehmen. Lokal überlagern solche komplex aufgebauten Hangsedimente ältere glaziale Ablagerungen (z.B. LEUTHARDT 1920).

Hanglehm, Schwemmlehm, Verwitterungslehm, Fliesserde

Vorwiegend auf Kuppen und in flachen Mulden über ton- oder siltreichen Ausgangsgesteinen (v.a. Keuper, Opalinus-Ton, Molasse) tritt oft eine Bedeckung aus Lehm auf, das heisst braunem siltigem Ton bis tonigem Silt, der je nach Alter und Vorgeschichte kalkhaltig oder entkalkt ist.

Der Entstehungs- und Ablagerungsmechanismus von Lehm ist oft polygenetisch und kann höchstens in Ausnahmefällen genauer definiert werden. Von Verwitterungslehm wird gesprochen, wenn davon ausgegangen werden kann, dass keine wesentliche Verlagerung des Materials stattgefunden hat, was für Kuppenlagen oder terrassenähnliche Situationen zutreffen dürfte. Schwemmlehm ist überwiegend als Resultat von murgangähnlichen Vorgängen zu interpretieren, während Hanglehm (oder Fliesserde) vorwiegend auf Solifluktion zurückgeht.

Holozän

Kalksinter (Quelltuff)

Kalksinter tritt in einigen Fällen, teils in Form von «Zapfen», unter Wasserfällen auf, so nördlich von Schloss Wildenstein (Koord. 2622.570/1253.905), beim Sormattfall südlich des Schlosses (Koord. 2622.550/1253.155) und beim Giessen

südlich von Rünenberg (Koord. 2633.280/1252.660). Zwei weitere Vorkommen von Kalksinter, darunter stark versinterter Felsaufschlüsse im Bachbett, befinden sich am Sormattbach und im Graben südwestlich des Dorfes Hauenstein. Eine Quelle am Westhang der Tüfelsschlucht liess einen prächtigen Felskopf aus Kalksinter wachsen, und schliesslich fliesst der vom Wartburghof herkommende Bach im Müliloch (Mülitäli) auf ausgedehnten Kalksinterterrassen.

Bachschutfächer, Schwemmkegel

q_b Bachschutt

Durch gravitative Prozesse in offene Gerinne verfrachtetes verwittertes Gesteinsmaterial wird durch Bäche weiter transportiert und erfährt dadurch eine Sortierung nach Korngrössen. Im eigentlichen Gerinnebereich eines Baches ist vor allem meist lehmiger Schotter verbreitet, während in den Bachschutfächern beziehungsweise Schwemmkegeln eine komplexe Verzahnung von kiesigem, sandigem und lehmigem Material vorliegt. Bei grossem Wasseranfall im Einzugsgebiet können ganze Hangsedimentkörper mobilisiert werden und murgangartige Prozesse auftreten, die zur Bildung von Schichten mit diamiktischer, meist matrixgestützter Zusammensetzung führen.

q_a Rezente Alluvionen

Im Gegensatz zu Bachschutt, der vielfach durch Murgänge und ähnliche hochenergetische Prozesse in eher steilen Gerinnen transportiert und abgelagert wird, werden die Sedimente von rezenten Alluvionen auch – teilweise vorwiegend – aus langsam fliessendem oder stehendem Hochwasser abgelagert. Die Übergänge zwischen rezenten Alluvionen und Bachschutt sind fliessend, das heisst nicht so trennscharf, wie es die Kartendarstellung suggeriert. Rezente Alluvionen bestehen meist aus locker gelagertem kiesigem Material, das oft von einer Lehmschicht (Hochflutablagerung) bedeckt ist.

Sumpf, vernässter Boden

Im Kartengebiet tritt ein einziger kleiner Sumpf auf, derjenige am Limmernbach südlich der Unteren Limmern.

Künstlich verändertes Gelände

Künstliche Geländeänderungen finden sich vorwiegend entlang der Autobahn A2: beim Südportal des Belchentunnels und im Diegtal, aber auch bei den sanierten Rutschmassen Oberburg, Edelweiss und Eb matt zwischen Eptingen und Diegten (s.o.).

Obwohl auf dem Gelände des Werkhofs der Stadt Olten (nordwestlich der Bahnstation Olten-Hammer) verbreitet künstliche Aufschüttungen vorhanden sind, wurde dieses Areal als künstlich verändertes Gelände ausgeschieden, da in einer ehemaligen Kiesgrube nördlich der Bahnlinie ein Terrassenzipfel aus Gäusotter vollständig abgebaut wurde.

Eine weitere künstliche Geländeänderung ist der Golfplatz auf dem Areal der ehemaligen Tongrube Hauenstein.

Künstliche Aufschüttungen, verfüllte Gruben

Dammschüttungen und aufgeschüttete Brückenköpfe begleiten die Trassen der alten Hauensteinstrecke der Eisenbahn sowie der Autobahn A2.

Ausbruchmaterial aus dem Bau der beiden Eisenbahn- und des Autobahntunnels wurde unter anderem in der Nähe der Tunnelportale deponiert; so wurde beispielsweise das Gebiet zwischen dem Nordportal des Belchentunnels und dem Sportplatz Eptingen sowie der Hang gegen Dangern mit Tunnelausbruchmaterial aufgeschüttet. Ausbruchmaterial aus dem Bau des Hauenstein-Basistunnels wurde auch im unteren Industriequartier Olten und im Areal des Werks Olten der SBB deponiert. In der Tongrube Fasiswald wird zurzeit Material vom Ausbruch der dritten Röhre des Belchentunnels abgelagert (auf Bl. Hauenstein ist noch der unverfüllte Zustand dargestellt).

Weitere künstliche Aufschüttungen sind die zahlreichen ganz oder teilweise verfüllten stillgelegten Materialabbaustellen, so zum Beispiel die Gipsgrube Weissbrunn bei Zeglingen oder die aufgefüllte Mergelgrube der Ziegelei Hägendorf AG. Bei Abbaustellen, beispielsweise unterhalb des Zementsteinbruchs am Born, sind oft auch Abraumdeponien zu finden.

Die flächenmässig grössten Deponien (Inertstoffdeponien) im Kartengebiet sind die in Betrieb stehende Regionaldeponie Bruggtal bei Bennwil und die 2016 geschlossene Deponie Helfenberg bei Langenbruck.

TEKTONIK

Einleitung

Übersicht und Grundlagen

Das Gebiet von Atlasblatt Hauenstein wird in den von SSW–NNE streichenden Gräben und Horsten gegliederten Tafeljura im Norden und in den generell Ost–West bis ENE–WSW gerichteten Faltenjura mitsamt seinen frontalen Elementen im zentralen und südlichen Teil unterteilt. In der Südostecke reicht das Kartengebiet bis zur Born-Engelberg-Antiklinale (z.B. JORDAN et al. 2011b), die aufgrund ihrer isolierten Lage verschiedentlich nicht wie hier dem eigentlichen Faltenjura, sondern dem Molassebecken zugerechnet wird (z.B. GOLDSCHMID 1965). Diese herkömmliche tektonische und – damit verknüpft – geographische Gliederung und Nomenklatur (Molassebecken, Faltenjura, Tafeljura) wird hier der guten Verständlichkeit halber verwendet. Betrachtet man allerdings das Juragebirge im Massstab des alpinen Orogens, so handelt es sich beim Faltenjura, ebenso wie beim südlich anschliessenden Molassebecken, um einen Bestandteil des alpinen Gebirgsgürtels. Zudem zeigt sich, dass der südliche Teil des Tafeljuras mehr oder weniger klar erkennbar von alpiner Kompression erfasst wurde (z.B. DIEBOLD et al. 2006, PFIRTER et al. 2017). Eine angepasste Abgrenzung beziehungsweise Gliederung der tektonischen Grosseinheiten des alpinen Orogens und eine entsprechende Nomenklatur sind zurzeit bei der Landesgeologie in Bearbeitung.

Einen natürlichen Einblick in den tektonischen Bau des Faltenjuras bieten, neben den vielen kleinen Einschnitten, vor allem die in der Südwest-beziehungsweise Südostecke des Kartengebiets noch knapp erfassten Klusen der Lobisei (Balsthal–St. Wolfgang–Mümliswil) und von Ruttigen (Aarburg–Olten). Wichtige, auch forschungsgeschichtlich interessante künstliche Einblicke bieten der Hauenstein-Scheiteltunnel (Bau 1853–1858, GRESSLY 1858; s. Taf. I, Profil 3), der Hauenstein-Basistunnel (Bau 1912–1916, BUXTORF 1916; s. Taf. I, Profil 2) und der Belchen-Autobahntunnel (Bau 1963–1966, FRÖHLICHER & KEHRER 1968, LAUBSCHER 1984; s. Fig. 29). Seismische Untersuchungen beschränken sich auf die Gäu-Synklinale und die Born-Engelberg-Antiklinale im Südosten des Kartengebiets (NAGRA 2008, BITTERLI et al. 2011). Tiefbohrungen existieren im Gebiet von Blatt Hauenstein nur drei, die 417 m tiefe Mineralwasserbohrung Birch bei Eptingen (MINERALQUELLE EPTINGEN AG, o.J.), die 555 m tiefe Mineralwasserbohrung Eptingen-1, zu welcher keine weiteren Angaben publiziert wurden, und die 584 m tiefe Bohrung Lostorf-B3 (Lostorf-4) (SCHMASSMANN 1977a)¹. Von Interesse sind

¹ Aufgrund von Verzögerungen bei der Ausführung konnten drei ursprünglich für das Frühjahr 2018 vorgesehene Erkundungsbohrungen auf Mineralwasser im Gebiet zwischen Eptingen und Ifleterberg, mit geplanten Bohrtiefen zwischen rund 250 und 330 m (PN+P AG 2017), nicht in das vorliegende Atlasblatt aufgenommen werden.

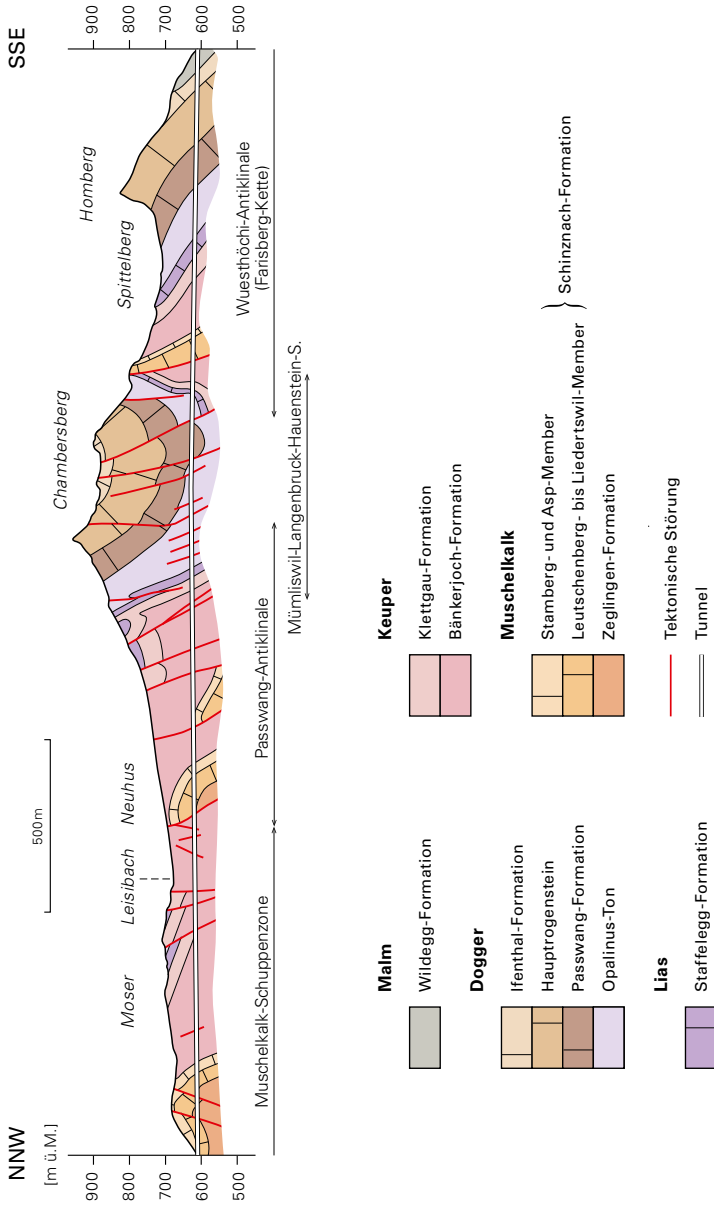


Fig. 29: Geologischer Schnitt entlang der Achse des Belchentunnels der Autobahn A2. Geradlinige Verlängerung im Portalbereich, Profilkonstruktion: H.P. Laubscher, basierend auf FRÖHLICHER & KEHRER (1968) und GÜRLER et al. (1987); an die auf Blatt Hauenstein angepasste Oberflächeengeologie angepasst.

einige der Bohrungen, die für den geplanten Wisenberg-Bahntunnel bis jeweils auf das Niveau der Trasse, also etwa 350–390 m ü. M., abgeteuft wurden. So erreicht die 227 m tiefe Bohrung RB 27 (Koord. 2632.041/1252.593) den Opalinus-Ton und die 242 m tiefe Bohrung RB 28 (Koord. 2632.766/1251.713) die Passwang-Formation des an dieser Stelle bereits kaum noch rheintalisch beeinflussten Tafeljuras. Hervorzuheben ist die Bohrung RB 29, die, aus dem Steinbruch Chänel bei Wisen abgeteuft, den anhydritischen Abscherhorizont der Jura-Hauptüberschiebung durchfahren hat, dessen viskose Deformationsstrukturen wie auch dessen spät- bis postkinematische Vergipung von JORDAN et al. (1990) beschrieben wurden.

Geschichte der tektonischen Interpretation

Frühe Arbeiten zur Tektonik des Gebiets von Blatt Hauenstein stammen u. a. von GRESSLY (1858) oder MÜLLER (1859). MÜHLBERG (1915b) schuf mit seiner engständigen, exakt das heutige Kartenblatt abdeckenden Serie von Kulissenprofilen einen ersten gewissermassen dreidimensionalen Einblick in den geologischen Bau des Gebiets. Auf F. Mühlberg gehen insbesondere die beiden später bestätigten Postulate einer Überschiebung des Faltenjuras auf den Tafeljura sowie der Existenz verfalteter Überschiebungen zurück. Für letzteres Postulat wurde auch die tektonische Situation in der Klus der Lobisei beigezogen (MÜHLBERG 1893). Bestätigt wurde dieses Postulat durch BUXTORF (1916) aufgrund der Befunde im Grenchenbergtunnel. In derselben Publikation diskutierte BUXTORF (1916) zudem die Prognosen und Befunde des praktisch zeitgleich erstellten Hauenstein-Basistunnels. Aufgrund verschiedener interessanter Befunde und der sorgfältigen Aufnahme und Beschreibung fand das Profil des Hauenstein-Basistunnels in der Folge Eingang in zahlreiche Publikationen, wo es immer wieder (im Detail) neu interpretiert und beschrieben wurde (z. B. LAUBSCHER 1977, NOACK 1995, JORDAN et al. 2015). THORNBURG (1925) untersuchte die Schuppenzone in der Umgebung des Hauenstein-Scheiteltunnels.

Ende der 1950er-Jahre initiierte L. Vonderschmitt von Basel aus die Neukartierung von Blatt Hauenstein. Die Ergebnisse wurden von HAUBER (1960, Nordwestquadrant, Bl. Hölstein des Siegfriedatlas), BARTHOLET (1964, Nordostquadrant, SA-Blatt Läuelfingen) und GOLDSCHMID (1965, Südostquadrant, SA-Blatt Olten) veröffentlicht. Die Dissertation von ELBER (1963), der den Südwestquadranten (SA-Blatt Waldenburg) bearbeitete, wurde nur in einer rudimentären Kurzfassung publiziert. Alle vier Autoren setzen sich unter anderem intensiv mit der Tektonik ihres Kartiergebiets auseinander. Das Blatt Hauenstein wurde nach Abschluss dieser Arbeiten nicht, wie ursprünglich geplant, publiziert, sondern von L. Vonderschmitts Nachfolger H. P. Laubscher weiterbearbeitet. Neben der persönlichen Bearbeitung betreute H. P. Laubscher verschiedene Diplom- und Doktorarbeiten zu lokalen tektonischen Fragestellungen, von denen einige wenige auch publiziert wurden (z. B. BITTERLI 1988, NOACK 1989, 1995). Hervorzuheben

ist hier die regionale Arbeit von BITTERLI (1990, 1992), die sich bis in die Südostecke des vorliegenden Kartengebiets erstreckt. H.P. Laubscher selber beschäftigte sich in zahlreichen Arbeiten (LAUBSCHER 1977, 1984, 1986, 1987, 1995, 1998, 2002, 2005a, b) mit der Geologie des Gebiets von Blatt Hauenstein.

Ein Schwerpunkt der Arbeiten von H.P. Laubscher war es, die Spuren der in den Faltenjura einbezogenen rheintalischen Strukturen zu lokalisieren und den Einfluss dieser Strukturen auf die Entstehung des Faltenjuras zu studieren. In einem ersten Manuskriptentwurf für die vorliegenden Erläuterungen trug H.P. Laubscher verschiedene, bis anhin unpublizierte Erkenntnisse zusammen (LAUBSCHER 2005b). Diese werden hier, zusammen mit seinen publizierten Erkenntnissen und Ansichten, in kondensierter Form wiedergegeben.

Bilanzierte Profile

Zur Darstellung der tektonischen Zusammenhänge, namentlich der Kinematik, wurden unter Verwendung der Software MVE Move sieben bilanzierte Nord-Süd bis NNW-SSE verlaufende Profilschnitte durch das Kartengebiet angefertigt (Taf. I).

Unter bilanzierten Profilen versteht man kinematisch schlüssig sowie lückenlos und überschneidungslos abwickelbare Interpretationen der aktuellen tektonischen Geometrie. Resultiert diese Abwicklung in einer glaubhaften Ausgangsgeometrie, kann die Profilkonstruktion als plausibel – wenn auch nicht unbedingt als zutreffend – betrachtet werden. Bilanzierungen lassen sich vor allem dort anwenden, wo ein Gebirge durch Abscherung über einen diskreten Abscherhorizont entstanden ist und die beteiligten Lithologien sich überwiegend spröde verhalten. So kann davon ausgegangen werden, dass sich die Mächtigkeit und laterale Ausdehnung der Gesteinseinheiten bei der Faltung und durch Überschiebung nicht verändern. Auf einen Profilschnitt bezogen heisst das, dass die Mächtigkeit und die summierte Länge einer bestimmten Schichtgrenze über den gesamten Deformationsprozess gleichbleibt.

Für eine erfolgreiche Bilanzierung sind zuverlässige Angaben zur Geometrie der Abscherfläche und zur Mächtigkeit der beteiligten Formationen und Member notwendig. Letzteres ist im betrachteten Gebiet relativ gut gewährleistet. Die Schichtreihe ist im Kartengebiet bis hinunter zur Zeglingen-Formation, dem Abscherhorizont, vergleichsweise gut aufgeschlossen. Zur Mächtigkeit der verschiedenen Formationen und deren regionaler Schwankung existieren eine Vielzahl von Arbeiten (s. Kap. Stratigraphie). Auch wenn, wie oben erwähnt, Tunnelbefunde kleinräumige, wohl tektonisch bedingte Mächtigkeitsschwankungen belegen, basieren die vorliegenden Profilkonstruktionen auf konstanten oder – wo belegt – regional systematisch schwankenden Mächtigkeiten. Weniger gut belegt sind die Geometrie des Abscherhorizonts und die darunterliegende Schichtfolge. Grundsätzlich lässt sich die Lage des Abscherhorizonts im Bereich von Synklinaltafeln

einfach berechnen. Als Synklinaltafeln werden Regionen mit subhorizontaler (das heisst wenige Grad nach SSE geneigter) Schichtlagerung bezeichnet, von denen angenommen wird, dass sie bei der Jurafaltung nur schichtparallel verschoben wurden. Die entsprechende Berechnung (Höhenlage einer bestimmten, aufgeschlossenen Schichtgrenze minus bekannte Mächtigkeit des liegenden Schichtstapels bis zum Abscherhorizont) kann zusätzlich auch im Tafeljura vor der Jura-Hauptüberschiebung gemacht werden. Dieser Ansatz wurde hier nach Möglichkeit angewandt. Er wird allerdings durch zwei Aspekte eingeschränkt: Einerseits war derjenige Bereich des Gebiets von Blatt Hauenstein, der heute vom Faltenjura eingenommen wurde, vor der Faltung bereits von oligozäner Bruchtektonik beansprucht. Zudem fand hier bereits vor der Jurafaltung eine Entkoppelung von Sockeltektonik und Grabenbildung in der Sedimenthülle entlang des basalen Abscherhorizonts statt (LAUBSCHER 1983, 1998). Schwerwiegender ist aber, dass Synklinaltafeln nicht allein nach Norden, sondern dabei auch auf den Tafeljura aufgeschoben sein können. Dieser führt bei Profilen im Osten des Kartengebiets und im östlich angrenzenden Gebiet von Blatt Aarau (JORDAN et al. 2011a, b) zur Hypothese eines weit unter den heutigen Faltenjura reichenden Tafeljuras. Dieses Konzept wird bis zu einem gewissen Grad von den Befunden im Hauenstein-Basistunnel gestützt. Alternativ müssten die hochliegenden Synklinaltafeln mit einer komplexen Verschuppung zwischen einer sekundären, subhorizontalen Überschiebung und einer tiefer liegenden basalen Abscherung erklärt werden. Im Westen des Kartengebiets, in den bekannten Klusenprofilen zwischen Oensingen und Balsthal, gibt es keine Hinweise auf einen weit unter den Faltenjura reichenden Tafeljura. Dieser reicht nur wenig weiter südwärts als die Muschelkalk-Schuppenzone. Es stellen sich somit die Fragen, wo der Stilwechsel stattfindet und wie das im Osten weit unter den Faltenjura reichende Tafeljura segment gegen Süden und Westen begrenzt wird (s. Abschnitt Sockelstrukturen, S. 110).

Die Konstruktion der vorliegenden Profile (Taf. I) geht von folgenden Prämissen aus:

- Durchgehender, geometrisch möglichst einfacher Abscherhorizont in der Zeglingen-Formation. Im Bereich der Vorfaltenzone muss von einem Wechsel in die Bänkerjoch-Formation und eventuell auch in den Opalinus-Ton ausgegangen werden (z.B. LAUBSCHER 1977, 2002).
- Konstante oder regional systematisch schwankende Mächtigkeiten der Formationen: Dinkelberg- und Kaiseraugst-Formation: 40 m, Zeglingen-Formation: 130–150 m (zusätzlich lokale Akkumulationen und Ausdünnungen möglich), Schinznach-Formation: 60–70 m, Keuper: 130–150 m (zusätzlich lokale Akkumulationen und Ausdünnungen möglich), Staffelegg-Formation: 30–35 m, Opalinus-Ton: 90–100 m (mit wenigen lokalen, begründeten Abweichungen), Passwang-Formation: 70–105 m (mit wenigen lokalen, begründeten Abweichungen), Hauptrogenstein: 85–110 m (mit wenigen lokalen,

begründeten Abweichungen), Ifenthal-Formation: 35–50 m, Bärschwil-Formation: 0–60 m, Wildeggen-Formation: 70–260 m, davon Birmenstorf-Member: 4–12 m, Pichoux-, Günsberg- und Balsthal-Formation gemäss lokalen Angaben; Molasseeinheiten: variabel.

- Lage des Abscherhorizonts unter der Basis der Schinznach-Formation: in der Regel 60–80 m.
- Strikte Anlehnung an die auf der geologischen Karte dargestellte Situation. Abweichende publizierte Interpretationen gehen örtlich explizit oder implizit von unterschiedlichen stratigraphischen oder geometrischen Verhältnissen aus.
- Soweit möglich strikt geometrische Konstruktion unter Verwendung insbesondere der Konzepte der Falte über wachsender blinder Überschiebung (Fault-Propagation Fold, SUPPE 1983), der Rampenfalte (Fault-Bend Fold, SUPPE & MEDWEDEFF 1990), des Übergangs von blinder Überschiebung zur Rampenfalte als Folge von Durchbrüchen der Überschiebungsfläche sowie der späteren Verfaltung ebendieser Strukturen («verfaltete Überschiebungen»).

Anhand der bilanzierten Profile lassen sich absolute und relative Verkürzungsbeträge berechnen (Tab. 5). Als Basis dient das Top des Muschelkalks, eines der wenigen stratigraphischen Niveaus, welches in den Profilen 4–7 praktisch durchgehend erhalten ist. In den Profilen 2 und 3 ist auch der Muschelkalk so weit erodiert, dass sich nur ein Minimalbetrag angeben lässt.

Tab. 5: *Absolute und relative Verkürzungsbeträge in den Profilen (Taf. I), ermittelt am Top des Muschelkalks.*

Profil	Länge Top Muschelkalk [m]	Profillänge [m]	Verkürzung absolut [m]	Verkürzung relativ* [%]
2	18528	13760	>4768	>26
3	20687	14555	>6132	>30
4	21795	14165	7630	35
5	19689	12545	7144	36
6	18930	12200	6730	36
7	19919	12750	7169	36

* relativ zur Ausgangslänge Top Muschelkalk.

Tafeljura

Der Tafeljura, der den nördlichen Viertel des Gebiets von Blatt Hauenstein einnimmt, ist durch meist NNE–SSW streichende Abschiebungen (Normalverwerfungen) geprägt. Diese treten in mal höherer, mal niedrigerer Frequenz auf und fehlen in der Nordostecke des Kartengebiets gänzlich. Dieses Aussetzen in Richtung Osten entspricht etwa der Südfortsetzung der Wehratal-Störungszone, also dem Ostrand der intensiv gestörten Randzone des Oberrheingrabens. Erst weiter östlich, mit dem Wölflinswil-Graben, treten nochmals nennenswerte Abschiebungen auf (DIEBOLD et al. 2006).

Die Abschiebungen entstanden im Zusammenhang mit der Absenkung des Oberrheingrabens im Eozän und vor allem im Oligozän (LAUBSCHER 1998). Im Niveau der mächtigen, mechanisch viskosen Salzlager der Zeglingen-Formation fand eine Entkoppelung zwischen dem sich unter Beanspruchung spröde verhaltenden kristallinen Untergrund und der jüngeren Sedimenthülle statt. Die dokumentierte Zergliederung der Sedimenthülle durch Abschiebungen dürfte wohl deutlich stärker sein als die des weitgehend unbekanntes kristallinen Untergrunds (LAUBSCHER 2004). Zudem kann ein listrisches Abflachen der Störungen der Sedimenthülle hin zum Abscherhorizont («Schaufelbrüche») postuliert werden (Fig. 30). LAUBSCHER (1995) geht noch von einer Konvergenz im kristallinen Basement aus.

Im Nordwesten des Kartengebiets dominieren die staffelartig angeordneten Halbgräben von Ziefen, von Arboldswil, des Arxhofs und von Lampenberg (Taf. II; von HAUBER 1960 als Gräben bzw. Schollen bezeichnet). Über den prominenten, westvergenten Abschiebungen von Arlischberg, Wildenstein, Pfiferatten und Helgenweid (alle HAUBER 1960) sind die betreffenden Hangendblöcke rotiert («Roll-over») und bilden so jeweils eine grabenartige Struktur. Die jeweils ostwärts an eine Abschiebung angrenzende, im Bezug zu dieser Störung liegende Einheit beginnt als Hochscholle, um gegen Osten sukzessive in einen Graben überzugehen.

Im Arboldswil-Halbgraben akzentuiert die NNE–SSW streichende, ostvergente Luftmatt-Abschiebung den Ostrand horstartig. Den östlichen, tieferen Teil bezeichnete LAUBSCHER (1995) als Wildenstein-Graben. Bemerkenswert ist die NW–SE streichende Gutenfels-Abschiebung (Taf. II), die den namengebenden, aus Balsthal-Formation bestehenden Burgfelsen von der nördlich angrenzenden Wildeggen-Formation abtrennt (Diskussion im Abschnitt Faltenjura, S. 95). Ebenfalls eine interne Gliederung lässt sich im Lampenberg-Halbgraben erkennen, wo die westvergente, NNE–SSW streichende Nüechterboden-Abschiebung einen weiteren Halbgraben definiert.

Im zentralen Teil des Kartengebiets ist, beginnend mit dem Hölstein-Horst (HAUBER 1960), eine reguläre Extensionsstruktur ausgebildet, in der die Horste und Gräben von den abwechselnd west- und ostvergenten Abschiebungen von Helgenweid, Holdenweid, Zunzgen und Kählen (Chälen) (alle HAUBER 1960) begrenzt werden. Die Sissach-Abschiebung, die den Bireten-Graben vom Rissenhol-

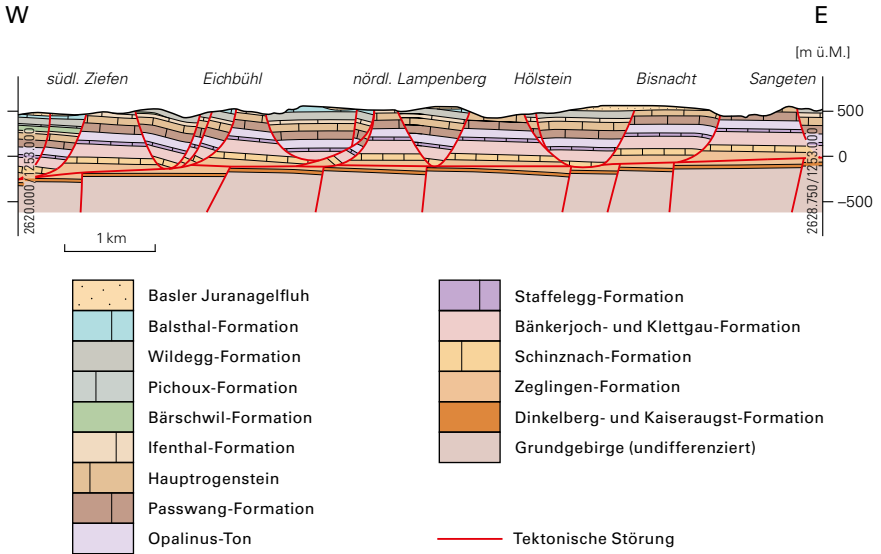


Fig. 30: Schematischer West-Ost-Schnitt durch den Tafeljura. Der Schnitt verläuft 1 km südlich des Nordrands des Kartengebiets in dessen westlicher Hälfte (Arbeitsgebiet von HAUBER 1960). Nach einer Skizze von H.P. Laubscher, an die auf Blatt Hauenstein dargestellte Oberflächengeologie angepasst. Auffallend ist der postulierte listrische Verlauf und die Entkopplung der Abschiebungen des Deckgebirges im Niveau der Zeglingen-Formation (vgl. Taf. I).

den-Horst trennt, kann nur weiter nördlich, im Gebiet von Blatt Sissach, festgestellt werden (HAUBER 1960, GÜRLER et al. 1987). Es folgen der im Kartengebiet nur undeutlich ausgebildete Bisnacht-Graben (bei HAUBER 1960 Graben von Tenniken) und der Tenniken-Horst (HAUBER 1960), getrennt durch die Kählen-Abschiebung (HAUBER 1960).

Jenseits der Sangeten-Abschiebung (HAUBER 1960) folgt der Gisiberg-Graben (SENN 1928), der durch die Altberg- (BARTHOLET 1964) und die Leisimatt-Abschiebung (BUXTORF 1901) in den westlichen, hier nach dem Rütihof benannten Teilgraben, den zentralen Uf-Bäl-Horst (Bäl-Horst, BARTHOLET 1964) und den komplexen, hier nach der Erzweid benannten Teilgraben weiter gegliedert wird.

Die durch die Talacker-Giesshof-Abschiebung (BARTHOLET 1964) begrenzte, östlich anschließende Scholle von Wittinsburg (BARTHOLET 1964) kann als Halbgraben oder als Horst-Graben-Ensemble interpretiert werden. Im zweiten Fall trennt die Ilten-Abschiebung (BARTHOLET 1964) die hier als Höchi-Horst bezeichnete Hochscholle vom eigentlichen Wittinsburg-Graben.

Das Gebiet östlich der Wittinsburg-Känerkinden-Abschiebung wird durch verschiedene Verwerfungen mit kleinerem Versatz gegliedert, welche vor allem im Tal des Chrintelbachs (Bezeichnung fehlt auf jüngster LK) und in dessen Oberlauf, dem Stierengraben, erkennbar sind. BARTHOLET (1964) bezeichnet sie als Sommerau-, Eselflue-, Bann-, Grundweid- und Hundsbrunn-Abschiebung. Dabei begrenzen die Sommerau- und die östliche Eselflue-Abschiebung eine Tiefscholle mit einem Ansatz zum ostwärts einfallenden Halbgraben. Nach der Hochscholle, die bis zur Bann-Abschiebung reicht, folgt eine Tiefscholle, die insbesondere durch die Wildeg-Formation bei Grundweid belegt ist. Die anschliessende, durch die beiden Abschiebungen von Hundsbrunn begrenzte Hochscholle ist von Norden her nur bis zum Chrintelbach belegt, wo der Chrintelbach am Giessen über den hochgeschobenen Hauptrogenstein stürzt.

Jenseits der östlichen Hundsbrunn-Abschiebung, von Rünenberg bis zum Kartengebietsrand bei Oltingen, sind, wie eingangs erwähnt, keine weiteren rheinatalischen Abschiebungen feststellbar.

Bemerkenswert ist, dass sich die Vorkommen von Siderolithikum im Tafeljura im Wesentlichen auf wenige Schollen, namentlich den Arxhof-Halbgraben (Tannenboden, Leimenweid, dort auch mit Konglomerat) sowie den Rüti- und Erzweid-Teilgraben des Gisiberg-Grabens beschränken. Ein weiteres, kleines Vorkommen findet sich im Gutenfels-Teilgraben innerhalb des Arboldswil-Halbgrabens. Die Vorkommen enden abrupt an den begrenzenden Abschiebungen. LAUBSCHER (1998) deutet dies als Hinweis, dass diese (Halb-)Gräben bereits im Eozän, also in einer frühen Extensionsphase vor der eigentlichen Absenkung des Oberrheingrabens im Oligozän, angelegt wurden.

Das eo- und vor allem oligozäne Störungs- und Schollenmuster wird im Bereich von Blatt Hauenstein von einem sanft nach Süden einfallenden «Deckel» aus frühmiozäner Basler Juranagelflugh (OSM) versiegelt. Dieser Deckel ist naturgemäss auf den Hügelzügen zwischen den meist Süd-Nord verlaufenden Talungen sowie im Grenzbereich zum Faltenjura erhalten, wo er die älteren Strukturen kaschiert.

Im Arxhof-Halbgraben, südöstlich des namengebenden Massnahmenzentrums, greift die Auflagerungsfläche der Juranagelflugh über kurze Distanz immer tiefer bis in das Effingen-Member der Wildeg-Formation. Gestützt auf eine Vielzahl von Schichtmessungen interpretiert HAUBER (1960) eine frühe, prä-spätmiozäne (also vor Beginn der eigentlichen Jurafaltung erfolgte), etwa E-W streichende Aufwölbung des mesozoischen Schichtpakets. Eine entsprechende Situation findet sich im Lampenberg-Halbgraben östlich der namengebenden Ortschaft. Ähnlich frühe Anlagen werden auch für die Sprüssel-Antiklinale (S. 97) und die Chlappen-Heidegg-Struktur östlich von Oltingen (JORDAN et al. 2011b) postuliert.

Für eine ausführlichere tektonische Beschreibung des Tafeljuras im Bereich von Blatt Hauenstein sei auf HAUBER (1960) und BARTHOLET (1964) und, für einen Überblick über die Ränder des Kartengebiets hinaus, auf GÜRLER et al. (1987) verwiesen.

Faltenjura

Der Faltenjura ist wahrscheinlich im späten Miozän (z.B. LAUBSCHER 2002, WEISSERT & STÖSSEL 2009) durch Abscherung der mesozoischen und känozoischen Sedimentbedeckung über den triassischen Evaporiten, im Kartengebiet hauptsächlich der Schinznach-Formation, entstanden (LAUBSCHER 1965, 1980, JORDAN 1992, 1994). Ursache sind tiefwurzelnde Überschiebungen im Bereich der heutigen externen kristallinen Massive, welche sich über den mittelländischen Sedimentkeil bis in das Gebiet des heutigen Faltenjuras übertragen haben («Fernschub», BUXTORF 1907; vgl. auch LAUBSCHER 1965, BURKHARD 1990, BURKHARD & SOMMARUGA 1998).

Die Definition, Abgrenzung, Gliederung und allgemein verständliche Beschreibung des Faltenjuras ist im Bereich von Blatt Hauenstein alles andere als trivial. Als Abgrenzung des Faltenjuras gegen Norden können die ersten bedeutenden Überschiebungen von aus dem Süden stammenden Gesteinspaketen auf den grundsätzlich flachliegenden, von rheintalisch streichenden Abschiebungen durchsetzten Tafeljura bezeichnet werden. Bei diesen frontalen Elementen handelt es sich um die Rifenstein-Zone und die Chastelenflue-«Überschiebungszone» im Westen des Kartengebiets sowie die Vorfaltenzone im Osten (Taf. II), zwei in ihrer Natur und Genese unterschiedliche tektonische Regionen (s.u.). Aber auch nördlich dieser Strukturen können noch kleinere, mit dem Faltenjura in Verbindung stehende Kompressionsstrukturen auftreten, so beispielsweise die Rechtenberg-Überschiebung, die südlich von Ziefen in das Kartengebiet reicht. LAUBSCHER (1995) ist der Ansicht, dass die Struktur, unter Wechsel ihrer Vergenz, noch etwas weiter in den Arboldswil-Halbgraben zieht. In diesem Fall ist die oben erwähnte Gutenfels-Abschiebung als südvergente Überschiebung zu interpretieren, welche die nördlich angrenzende Wildeggen über die Balsthal-Formation bringt. Das deutliche Südfallen der letzteren wäre dann als Schleppung zu interpretieren.

Umgekehrt muss die Sprüssel-Antiklinale südwestlich von Zeglingen, wo keine Überschiebungen (mehr) feststellbar sind, strukturell zur Vorfaltenzone gerechnet werden (Diskussion S. 97). Ihr vorgelagert ist die östlich von Rünenberg-Unterdorf gelegene Überschiebung mit geringem Versatz, die von BUXTORF (1916) im Hauenstein-Basistunnel festgestellt wurde.

Als klassische Nordbegrenzung des Faltenjuras wird allerdings seit MÜHLBERG (1893) die Jura-Hauptüberschiebung bezeichnet, entlang welcher Muschelkalk, namentlich die Schinznach- und Teile der als Abscherhorizont der Jurafaltung dienenden Zeglingen-Formation, auf das im Wesentlichen aus jurassischen und neogenen Einheiten aufgebaute Vorland aufgeschoben wurde. Die Jura-Hauptüberschiebung verläuft von Titterten in Richtung ESE nach Eptingen und von dort in Richtung ENE nach Oltingen (Taf. II). Das Umbiegen des Überschiebungsausbisses bei Eptingen wird auch als «Eptinger Bucht» bezeichnet. Die

Hauptüberschiebung ist eng mit der Muschelkalk-Schuppenzone verknüpft, wo mehrere Schichtabfolgen, hauptsächlich aus Schinznach-Formation bestehend, engräumig aufeinandergestapelt und zum Teil auch verfaltet sind.

Der Faltenjura südlich der Jura-Hauptüberschiebung gliedert sich in

- die erwähnte Muschelkalk-Schuppenzone;
- die nur ganz im Nordosten des Kartengebiets ausgeprägte Leutschenberg-Antiklinale mit der vorgelagerten Gisliflue-Wasserflue-Synklinale, welche hier zusammen mit der Muschelkalk-Schuppenzone beschrieben werden;
- die Bürten-Waldweid-Humbel-Synklinale (bzw. -Synklinaltafel) im Westen und die Burg-Synklinale im Osten, die durch einen Abschnitt getrennt sind, in dem die südlich angrenzende Passwang-Antiklinale mit der vorgelagerten Muschelkalk-Schuppenzone verschmilzt;
- die Passwang-Antiklinale, die in Richtung ENE zunehmend den Charakter eines geschlossenen Gewölbes verliert und in die Hauenstein-Dottenberg-Überschiebung übergeht;
- die Mümliswil-Langenbruck-Hauenstein-Synklinale;
- die aus verschiedenen, geometrisch unterschiedlich ausgeprägten Abschnitten aufgebaute Farisberg-Kette, mit der Frohburg-Antiklinale als Verbindung zum Südschenkel der Hauenstein-Dottenberg-Überschiebung;
- die Balsthal-Holderbank-Bärenwil-Synklinale;
- die Weissenstein-Antiklinale;
- die Gäu-Synklinale sowie
- die Born-Engelberg-Antiklinale, die hier zum Faltenjura gerechnet wird.

Von diesen Elementen definiert, durch Änderung der Streichrichtung, nur die Muschelkalk-Schuppenzone die «Eptinger Bucht» (Taf. II). Die Passwang-Antiklinale zeigt zwar auch eine Änderung der Streichrichtung von WSW-ENE im Osten nach WNW-ESE im Westen, doch erfolgt dieses Umbiegen in der Gegend des ehemaligen Klosters Schönthal, also deutlich weiter westlich als Eptingen. Daraus resultiert die breite Bürten-Waldweid-Humbel-Synklinale, über welche die Passwang-Antiklinale grossräumig überschoben ist. Nach ihrer Ablösung bei der Frohburg streicht die Farisberg-Kette über weite Teile des Kartengebiets in Richtung WSW-ENE, bevor sie im Bereich der Klus der Lobisei scharf in Richtung SSW-NNE abbiegt. Durch dieses gegenläufige Abbiegen der Passwang- und der Farisberg-Antiklinale öffnet sich die enge Synklinale zwischen Hauenstein und Langenbruck zur breiten Mulde von Mümliswil. Ebenfalls ein Streichen in Richtung WSW-ENE zeigt die Weissenstein-Antiklinale, die im Graben des Rickenbachs nordwestlich des Dorfes Rickenbach erstmals nachweisbar ist. Die Born-Engelberg-Antiklinale schliesslich streicht nach ihrem Auftauchen südlich

von Hägendorf ebenfalls vorerst in Richtung WSW-ENE, um dann sukzessiv in Richtung West-Ost abzubiegen.

Die Segmentierung der Antiklinalen steht, wie bereits eingangs erwähnt und weiter unten im Detail diskutiert, meist mit dem ererbten rheintalischen Bruchmuster im Zusammenhang (Taf. II). In tektonisch wenig beanspruchten Gebieten zeigen diese alten Strukturen meist noch die ursprüngliche SSW-NNE-Streichrichtung. Bei Einbezug in Faltung und Überschiebung wurden die Abschiebungen aber meist rotiert und oft transpressiv überprägt. Markante, SSW-NNE streichende Brüche, welche die Jurafalten mehr oder weniger geradlinig durchschneiden, sind meist junge Strukturen, die am rheintalischen Bruchmuster des kristallinen Untergrunds unter dem basalen Abscherhorizont des Faltenjuras nukleieren.

Im Süden des Kartengebiets, ab dem Ostende der Balsthal-Holderbank-Bärenwil-Synklinale, wird das rheintalische Bruchmuster durch ein mittelländisches, NW-SE streichendes abgelöst. Prominenteste Vertreterin dieser Bruchcharakteristika ist die Olten-Querstörung.

Frontale Elemente

Vorfaltenzone

Als Vorfaltenzone werden nach P. Bitterli-Brunner (zitiert in ZIEGLER et al. 1960) verfaltete und aufgeschuppte Elemente des Tafeljuras unter (oder aktuell – erosionsbedingt – auch vor) der Jura-Hauptüberschiebung verstanden, wie sie insbesondere im frontalen Bereich des östlichen Faltenjuras auftreten (DIEBOLD et al. 2006, NAGRA 2014). Dieser Definition entsprechen im Kartengebiet die Falten und Überschiebungen zwischen Zeglingen im Nordosten und Eptingen, die im Folgenden beschrieben werden.

Die Sprüssel-Antiklinale ist vor allem östlich der namensgebenden Lokalität, im Einschnitt des Wisenbachs, gut einsehbar. Auffällig ist die diskordante Auflagerung verschiedener känozoischer Sedimente (Siderolithikum, Basler Juranagelfluh) auf unterschiedliche jurassische Einheiten (Ifenthal- und Wildegg-Formation), was eventuell auf eine frühe Anlage des Gewölbes hinweist (GSELL 1968, JORDAN et al. 2011b). Regional gesehen liegt dieses Gebiet im Bereich der grossflächigen (kretazisch-)eoazänen und miozänen Erosion der mesozoischen Schichtreihe (TRÜMPY 1980, DEPLAZES et al. 2013), so dass das Auflagerungsmuster auch zufällig sein kann, das heisst nicht zwingend mit der Jurafaltung in Verbindung steht. Befunde im Hauenstein-Basistunnel belegen, dass das Gewölbe nicht im Hauptabscherhorizont (Zeglingen-Fm.), sondern deutlich darüber, über einer blinden Überschiebung, nukleiert. Diese blinde Überschiebung muss einen Graben überwunden haben, der südlich der Sprüssel-Antiklinale im Hauenstein-Basistunnel angetroffen wurde. Über die Art, wie dies geschah, bestehen unterschiedliche Ansichten (z.B. Taf. I, Profil 2; LAUSCHER 1977, NOACK 1995). Ebenfalls unklar sind das Alter und die Ausrichtung des Grabens. Gegen Osten kann die Sprüssel-Antiklinale unter die

Muschelkalk-Schuppenzone des Zig verfolgt werden, welche sie offensichtlich deformiert. Somit ist die Sprüssel-Antiklinale, auch wenn eventuell bereits früher angelegt (s.o.), in ihrer heutigen Form doch eindeutig jünger als die Jura-Hauptüberschiebung.

Gegen Westen vermittelt ein einzelner Aufschluss mit steilstehendem Hauptrogenstein und Ifenthal-Formation südöstlich der Hofmatt zwischen der Sprüssel- und der Homberg-Antiklinale, welche erstmals in der Umgebung des Hofes Homberg nordwestlich von Bad Ramsach und vor allem in der östlich davon gelegenen Halbklaus deutlich erkennbar ist (Fig. 31). LAUBSCHER (2005a) glaubt, im Bereich des Hofes Unterramsach eine vom Wisenberg kommende Transferstörung zu erkennen, welche die Sprüssel- von der Homberg-Antiklinale trennt. Ein Argument für das Vorhandensein einer solchen Transferstörung ist die Tatsache, dass die Homberg-Antiklinale entlang der gleichnamigen Überschiebung auf den davorliegenden Tafeljura überschoben ist, während, zumindest aus dem Profil des Hauenstein-Basistunnels, keine solche Überschiebung der Sprüssel-Antiklinale bekannt ist. Die Homberg-Überschiebung kann sich aber auch lateral aus der sukzessiv durchbrechenden blinden Überschiebung der Sprüssel-Antiklinale (s.o.) entwickelt haben.

Die Homberg-Antiklinale setzt sich Richtung Homburgertal fort, wo die Schichtreihe im nur noch unvollständig enthaltenen Gewölbe (Fig. 31) bei Katzbach und Ebenländ bis in die Staffelegg-Formation hinunterreicht. Bemerkenswert ist, dass hier, südlich von Buckten, auch der unterhalb der Homberg-Überschiebung liegende Hauptrogenstein leicht verfaultet ist (Homberg-Synklinale, BARTHOLET 1964).

An der Hasengatter-Querstörung (benannt nach dem Geländeeinschnitt, der auf der jüngsten Ausgabe der Landeskarte 1:25000 nur noch als Pkt. 735 bezeichnet wird) endet die Homberg-Antiklinale abrupt. Jenseits dieser Störung ist bei der Dietisbergweid eine Synklinale angedeutet, in deren Kern die Schichtreihe bis in die Wildeggen-Formation reicht. Südlich davon wölbt sich der Hauptrogenstein zur Witwald-Antiklinale auf. Aus deren Kern aus Passwang-Formation löste sich 1969 der Bergrutsch, der die Autobahnbaustelle und das Fabrikgebäude der Mineralquelle Eptingen AG verschüttete (AEGERTER 1970). Dieses Ensemble aus Syn- und Antiklinale endet bereits rund 1 km weiter westlich an der Oberburg-Querstörung, die östlich des ehemaligen Steinbruchs Eichlihard durch den engen Taleinschnitt verläuft, sich westlich des Diegterbachs über Oberburg bis Unterhasel fortsetzt und dort unter einer vorspringenden Zunge aus Gesteinen endet, bei denen es sich im Wesentlichen um Keuper handeln dürfte.

Die westlich angrenzenden Strukturen sind aufgrund der Komplexität und der schlechten Aufschlussverhältnisse nur schwierig interpretierbar. Für eine ausführliche Analyse und Interpretation sei auf LAUBSCHER (2005a) verwiesen. Ein erstes Segment erstreckt sich bis zur Griessen-Querstörung, die vom namengebenden Hof in Richtung Gemeindeweide verläuft. Aufgeschlossen ist allein der von

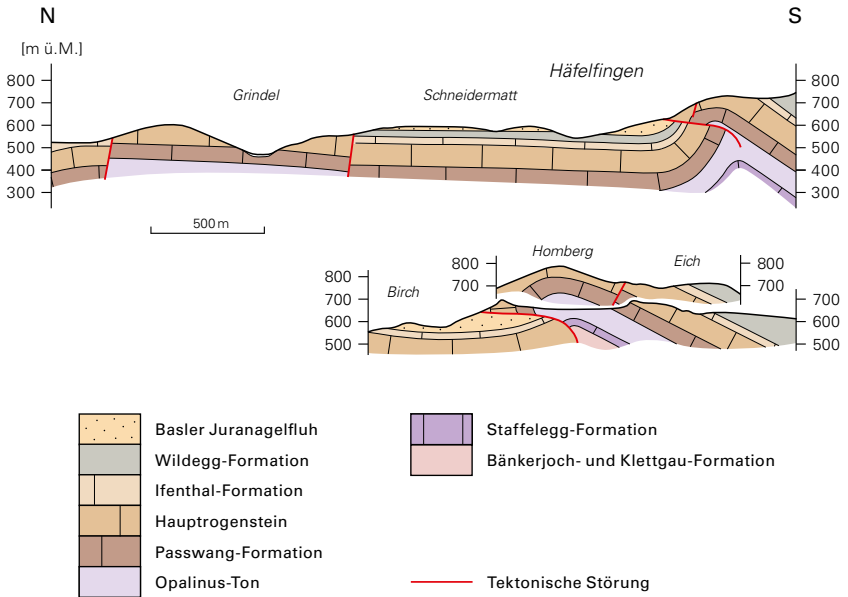


Fig. 31: Schematische geologische Nord-Süd-Schnitte durch die Homberg-Antiklinale entlang der Abszissen 2632.250 (oben) und 2631.350 bzw. 2631.700 (unten) (BARTHOLET 1964).

der Ruine Ränggen gekrönte Hauptrogenstein. Dieser scheint eine in Richtung Südwesten abtauchende und somit rotierte Antiklinale zu bilden.

Das nächste Segment umfasst den Hauptrogenstein des Hügels südlich des Sagwalds (auf älteren Ausgaben der Landeskarte 1:25 000 als Ränggen bezeichnet), der ein nach Norden offenes, wieder ungefähr West-Ost streichendes Gewölbe mit Opalinus-Ton im Kern (nördlich des Sagwalds) bildet. Bemerkenswert ist das Auftreten des Birmenstorf-Members in einer Geländerippe westlich von Griessen, das in Verbindung mit einer Hauptrogensteinrippe weiter südlich eine Synklijalstruktur andeutet (Reie-Mulde, HAUBER 1960).

Es folgt ein enger Graben mit Ifenthal-Formation bei Pkt. 783 und, nach einem Zwischensegment, der aus Hauptrogenstein gebildete Horst von Pkt. 777. Inwiefern dieser mit dem Hauptrogensteinblock der Geissflue (Pkt. 739) weiter nördlich zusammenhängt und eventuell ein Gewölbe andeutet, bleibt fraglich. Das Liegende der Überschiebung, roter Mergel der USM und Siderolithikum über Wildeggen-Formation, ist mitgeschürft und überkippt. Die Präsenz von Siderolithikum erachtet LAUBSCHER (2005a) als Hinweis auf die Existenz eines ererbten Grabens,

der hier auf komplexe Weise in die Jurafaltung einbezogen wurde. Unbestritten ist hingegen, dass der Haupttrogenstein des Eichbüchels (Pkt. 688) etwas weiter westlich versackt ist. Es folgt eine breite aufschlusslose Zone, bevor auf der Westseite des Walibachs gänzlich andere Verhältnisse zu beobachten sind (s.u.). Wie und wo genau die Vorfaltenzone gegen Westen endet, kann aufgrund der heute zugänglichen Aufschlüsse nicht gesagt werden.

Chastelenflue-«Überschiebungszone» und Rifenstein-Zone

Die Situation in der Umgebung von Titterten unterscheidet sich grundsätzlich von derjenigen in der Vorfaltenzone. Während dort Gesteine des Doggers, des Malms und der OSM vorherrschen und ältere Sedimente nur in Antiklinalkernen auftreten, nehmen diese hier viel Platz ein. Und statt den Kernen tiefgreifender Strukturen anzugehören, erscheinen sie hier als dünne Auflage über dem Tafeljura. Es liegt nahe, sie als Relikte des Nordschenkels des Gewölbes aus jüngeren Sedimenten zu sehen, welches einstmals die im Kern angehäuften Muschelkalkschuppen umhüllt haben dürfte. Gegen die Interpretation, hier den andernorts vermissen, zum Teil noch von der Muschelkalk-Schuppenzone überfahrenen Nordschenkel der frontalen Falte vorliegen zu haben, sprechen allerdings verschiedene Details. Das gewichtigste Argument ist wohl, dass die Aufschlüsse aus Gesteinen des Keupers, des Lias und des Doggers zu ausgedehnt sind und zu weit in das Vorland hinausreichen, um Teil einer geometrisch kohärenten Antiklinale zu sein. HAUBER (1960) postuliert darum – an der Grundidee festhaltend – dass sich von der frontalen Falte des Faltenjuras während deren Bildung immer wieder Elemente lösten, welche dann gravitativ ins Vorland glitten. Er untermauert seine Hypothese mit verschiedenen Beobachtungen, die er als Hinweise auf Gleiten, Ausdünnung und Verschuppen deutet.

Weiter zeigt sich, dass die «Überschiebungszone» auch tiefer wurzelnde, sich – entsprechend der Vorfaltenzone – aus dem Tafeljura entwickelnde Strukturen umfasst. Diese sind vor allem zwischen der Horniflue und der Ruine Rifenstein (knapp westlich ausserhalb des Kartengebiets) gut zu erkennen. MÜHLBERG (1893) betrachtet das Gebiet darum als westliche Fortsetzung der Homberg-Antiklinale und -Überschiebung.

LAUBSCHER (2002) analysierte das Gebiet akribisch und unterschied eine Vielzahl von tektonischen Elementen. Für ein besseres Verständnis können diese, zumindest für den im Gebiet von Blatt Hauenstein liegenden Teil der «Überschiebungszone», auf zwei essentielle reduziert werden (Taf. II): Das eine ist die (ältere) Chastelen-Überschiebung, welche LAUBSCHER (2002), in Übereinstimmung mit HAUBER (1960), als basales Divertikel der Jura-Hauptüberschiebung interpretiert. Warum und wie dieser Nordschenkel der frontalen Falte ins Vorland «verschmiert» wurde, ob dabei allenfalls auch gravitative Prozesse eine Rolle spielten, lässt LAUBSCHER (2002) offen. Diese ältere Überschiebungsmasse

wurde später von tiefer wurzelnden Überschiebungen, von welchen die Titterten-Überschiebung die prominenteste ist, erfasst. Diese Elemente, die entsprechend MÜHLBERG (1893) mit der Vorfaltenzone weiter im Osten zu parallelisieren sind, werden hier als Rifenstein-Zone bezeichnet. Im Detail entstanden durch die Interaktion der beiden Überschiebungen, die jeweils von weiteren lokalen und auch ausgedehnteren subsidiären Überschiebungen begleitet werden, tektonische Fenster und Klippen.

Die Rifenstein-Zone beschränkt sich im Gebiet von Blatt Hauenstein auf den Bereich zwischen Titterten und dem Kartengebietsrand, wo sie ein tektonisches Halbfenster bildet. Markante Elemente sind die enge Hauptrogenstein-Antiklinale mit der Passwang-Formation im Kern nördlich der tief in den Hauptrogenstein erodierten Schlucht, sowie, als Liegendes einer internen Überschiebung, das Vorkommen von Effingen-Member bei Retschen-Lonsberg.

Nördlich dieses Halbfensters reicht die Chastelenflue-«Überschiebungszone» weiter nach Norden bis zu den Hauptrogensteinklippen der namengebenden Chastelenflue und von Pkt. 692 südwestlich von Grütsch. Im Tal der Frenke fehlt die Chastelenflue-«Überschiebungszone». Entsprechende Elemente aus Klettgau-Formation, Staffelegg-Formation und Opalinus-Ton finden sich aber erneut beim Unteren und Oberen Dielenberg. Das Ostende dieses Divertikels der Chastelenflue-«Überschiebungszone» und die Abgrenzung zur Vorfaltenzone im Bereich des Walibachs sind, wie oben aufgeführt, aufgrund der sehr schlechten Aufschlussverhältnisse unklar. Ein letztes Divertikel der Chastelenflue-«Überschiebungszone» könnte das bereits erwähnte Keupervorkommen von Griessen-Habsen darstellen.

Muschelkalk-Schuppenzone und Leutschenberg-Antiklinale

Die Muschelkalk-Schuppenzone entwickelt sich bei Bretzwil, im Gebiet von Blatt Passwang, aus der Vorbourg-Antiklinale und begleitet die Jura-Hauptüberschiebung über das Gebiet der Atlasblätter Hauenstein, Aarau, Frick-Laufenburg und Baden bis an den Unterlauf der Aare. Sie besteht aus der Abfolge Zeglingen-, Schinznach-, Bänkerjoch- und vereinzelt Klettgau-Formation, die typischerweise in lateral rasch wechselnder Weise kleinräumig überschoben und verfaltet ist. Gegen Süden wird sie von einem meist über weite Strecken intakten, mehr oder weniger steil einfallenden und stratigraphisch bis in den Dogger oder Malm (selten auch die OSM) reichenden Südschenkel begleitet. Möglicherweise bildete sich die Muschelkalk-Schuppenzone am Knick von der steilen, die mesozoische Schichtreihe durchschneidenden Rampe zur nördlich anschliessenden Verflachung der Überschiebungsbahn in der Molasse. Gemäss dieser Hypothese (JORDAN et al. 2015) entstanden dort zwischen den beiden viskosen evaporitischen Abscherhorizonten der liegenden Zeglingen- und der hangenden Bänkerjoch-Formation sukzessive kleinere und grössere Schürflinge aus den dazwischenliegenden Dolomiten und Kalken. Diese wurden je nach örtlicher Disposition unter dem hangenden

jurassischen Schichtpaket eng aufgestapelt oder weit in das Vorland verfrachtet. Zur Disposition trugen insbesondere auch die ererbten eo- und oligozänen Strukturen in den überschobenen Massen wie auch im liegenden Tafeljura bei. Entsprechend ändern sich Ausprägung und Geometrie der Muschelkalk-Schuppenzone über die West-Ost-Ausdehnung des Kartengebiets.

Abschnitt Liedertswil–Oberdorf–Eptingen (westlicher Teil): Die Muschelkalk-Schuppenzone ist hier sehr breit (Taf. II). Neben Überschiebungen treten, insbesondere im südlichen Teil, auch Falten auf. Die Streichrichtung wechselt von West–Ost (örtlich auch WSW–ENE) in Richtung Osten auf WNW–ESE. Der durchgehend steil (50–70°) einfallende, vom Hauptrogenstein markant nachgezeichnete Südschenkel ist nur an wenigen Stellen gestört. Nach der Sennhöchi-Querstörung reduziert sich die Schuppenzone auf eine interne Überschiebung (Höchi Stelli). Bei Hinterbirch gibt es nur noch den einfachen Südschenkel. Auffallend ist, dass gerade hier, bei Griessen–Habsen, unter der Jura-Hauptüberschiebung nochmals eine Scholle aus Sedimenten des Keupers im Stil der Chastelenflue-«Überschiebungszone» erhalten ist.

Mit der Überschiebung der Geissflue auf die Lauchflue endet der selbständige Südschenkel der Schuppenzone, welche hier mit der Passwang-Antiklinale verschmilzt. Etwas weiter östlich sind im frontalen Bereich wieder mehrere Schuppen entwickelt, welche beiderseits des Nordportals des Belchen-Autobahntunnels exemplarisch aufgeschlossen sind. Hier ist auch dokumentiert, dass übereinanderliegende Divertikel nach der Überschiebung gemeinsam verfaultet wurden.

Abschnitt Eptingen–Oltingen (östlicher Teil): Von Eptingen an ostwärts verlaufen die Muschelkalkschuppen in Richtung WSW–ENE (Taf. II). Dieses auch morphologisch markante Umbiegen der Streichrichtung wird als «Eptinger Bucht» bezeichnet. Gemäss LAUBSCHER (2005b) ist es durch Änderungen in der Sockelstruktur bedingt. Der Abschnitt Eptingen–Oltingen ist durch drei im Kartenbild markante Ausbuchtungen (Lappen) der Schuppenzone ins Vorland geprägt (Taf. II). Die erste, der Walten-Lappen, besteht aus zwei Schuppen. Zusätzlich treten zwei weitere unter dem Südschenkel auf. Der Wisenberg-Lappen und der Zig-Lappen bestehen sogar aus bis zu sechs Überschiebungen. Zwischen den drei vorspringenden Lappen finden sich die Einbuchtungen des Homburgerbachs und Wisenbachs. Während in der ersten, südlich von Läuelfingen, im Schnitt des Hauenstein-Scheiteltunnels (GRESSLY 1858) noch eine Vervierfachung der Schinznach-Formation festzustellen ist, ist in der östlichen, im Profilschnitt des Hauenstein-Basistunnels, gerade noch die einfache Abfolge des Südschenkels vorhanden.

Da die vorspringenden Lappen mit topographischen Hochzonen und die zurückweichenden Einbuchtungen mit Tälern zusammenfallen, kann argumentiert werden, dass die weit auf die Vorfaltenzone überschobene Muschelkalk-Schuppenzone einst durchgehend vorhanden war und später im Bereich der Täler erodiert

wurde. LAUBSCHER (2005b) hält dagegen, dass die Überschiebungen insbesondere am West- bzw. Südwestrand der Lappen geringfügig, aber doch systematisch zurückschwingen. Beim Wisenberg-Lappen sind zudem nördlich des Hofes Grienacker Relikte von Hauptrogenstein vorhanden, die im gesamten regionalen tektonischen Kontext äusserst exotisch sind. LAUBSCHER (2005b) sieht darin einen Hinweis, dass die Lappen mindestens auf dieser Seite durch ererbte rheintalische Störungen begrenzt waren und sich in diese Richtung nie weiter ausdehnten als heute.

Bei der Interpretation des Zig-Lappens ist zu beachten, dass sich hier auch zwei Strukturen «verlieren», die weiter östlich nicht zur Muschelkalk-Schuppenzone gerechnet werden. Im Gebiet von Blatt Hauenstein noch gut erkennbar ist die Leutschenberg-Antiklinale (Taf. II), eine Struktur, die sich aus der faltenjurainternen Leutschenberg-Beguttenalp-Überschiebung entwickelt (JORDAN et al. 2011b). Der Kern der Antiklinale zieht sich vom Kartengebietsrand über die aufgelassene Gipsgrube Weissbrunn bis zum Chienberg, wo er an die Jura-Hauptüberschiebung stösst. Die Leutschenberg-Antiklinale überwindet also die von LAUBSCHER (2005b) postulierte westliche Begrenzung des Zig-Lappens zwischen Isbrunn und Erlimatt weitgehend unbeschadet. Ein weiteres Element des weiter östlich gelegenen Faltenjuras ist die der Leutschenberg-Antiklinale vorgelagerte Gisliflue-Wasserflue-Synklinale (JORDAN et al. 2011b). Sie kann im Niveau der Schinznach-Formation von den Erliböden über Cholrüti ebenfalls bis zum Chienberg und möglicherweise sogar bis zum Mittleren Wisenberg verfolgt werden.

Passwang-Antiklinale und Hauenstein-Dottenberg-Überschiebung, einschliesslich vorgelagerter Synklinalen

Die erste durchgehende Struktur des eigentlichen Faltenjuras kann im Gebiet von Blatt Hauenstein dreigeteilt werden (Taf. II). Im Westen bildet die Passwang-Antiklinale ein grosses Gewölbe mit komplex verschupptem, auf die Bürten-Waldweid-Humbel-Synklinale aufgeschobenem Nordschenkel. Östlich der Langenbruck- und der Ober-Wald-Querstörung verschmilzt die Passwang-Struktur mit der Muschelkalk-Schuppenzone und ist durch Mehrfachimbrikationen in verschiedenen stratigraphischen Stockwerken geprägt. Vom Diegtal in Richtung Osten ist wieder ein klarer Südschenkel der Muschelkalk-Schuppenzone ausgebildet. Mit dem Einschalten der Burgflue-Falketenboden-Synklinale (bzw. -Scholle, JORDAN et al. 2011b) bei Wisen verselbständigt er sich zur Hauenstein-Dottenberg-Überschiebung (JORDAN et al. 2011b).

Westlicher Abschnitt bis Langenbruck-Querstörung

Knapp westlich ausserhalb des Kartengebiets gibt die Limmernschlucht Einblick in den Bau des Südschenkels der Passwang-Antiklinale, der erst sanft ansteigt und dann in senkrechte bis überkippte Lagerung übergeht. Gegen Osten

ändert sich die Geometrie jeweils an kleineren Querstörungen, jedoch nur geringfügig. Erst östlich der Ober-Hauenstein-Querstörung fällt der Südschenkel deutlich flacher ein. Wahrscheinlich handelt es sich beim Segment der Chräegg, welches gegen Osten von der Langenbruck-Querstörung begrenzt wird, um einen Teil eines ererbten rheintalischen Grabens.

Der Kern der Passwang-Antiklinale ist von der Limmern bis zur Kunisrütti, das heisst bis zur Bilsteinberg-Querstörung, durch eine intensive Verschuppung und Verfaltung des Intervalls Klettgau-Formation – Opalinus-Ton charakterisiert (Taf. II). Dann tritt für einen kurzen Abschnitt die Schinznach-Formation zutage. Die unerwartete Hochlage dieser Ausstriche hängt möglicherweise mit einer weiteren Imbrikation des liegenden Muschelkalkintervalls zusammen. Jenseits der Ober-Hauenstein-Querstörung, im vermuteten Graben der Chräegg, reicht die (hier ungestörte) Schichtfolge wieder nur bis zur Klettgau-Formation.

Der Nordschenkel ist stark verschuppt. Am westlichen Kartengebietsrand lassen sich zwei verfaltete Überschiebungen ausmachen (Taf. I, Profil 7), die zu einer Verdreifachung der Hauptrogensteinrippe führen. Die obere Überschiebung lässt sich von der Unteren Limmern über den Rägenhübel und den Ramisgraben um die Hinderi Egg und weiter über den Schwyzerboden bis zur Nünbrunnen-Quelle (nordöstlich des Hinteren Bilsteins) verfolgen, wo sie eindrücklich aufgeschlossen ist. Die Repetition des Hauptrogensteins in ihrem Hangenden ist auf eine frühe Rücküberschiebung des Hinderi-Egg-Elements auf das Chellenchöpfli-Element zurückzuführen. Die tiefere Überschiebung manifestiert sich in der Limmern durch die Repetition der Staffelegg-Formation beim Überstall. Im nördlichen Bereich überschiebt sie die Balsthal-Formation von Waldweid auf die USM von Änzianen. Sie lässt sich gegen Osten bis zur Flur Neunbrunn (nicht zu verwechseln mit der Quelle gleichen Namens) verfolgen, wo sie eventuell an einer Querstörung endet. Nordwestlich von Änzianen tritt eine weitere, kleinere Überschiebung auf, die eventuell mit dem Einsetzen der rigiden Günsberg-Formation in Zusammenhang stehen könnte.

Im Segment östlich des Vorderen Bilsteins, wo im Süden die Schinznach-Formation zutage tritt (s.o.), ist das zentrale überschobene Element auf eine dünne Hauptrogensteinrippe reduziert. Der Nordschenkel wird durch hochliegende Wildegg-Formation repräsentiert. Wahrscheinlich ist diese Konfiguration durch eine ererbte Hochscholle bedingt.

Östlich davon, in der nördlichen Fortsetzung des bereits im Südschenkel vermuteten Grabens der Chräegg, entwickelt sich im Nordschenkel eine kleinräumige Brachysynklinale, die Wissweid-Synklinale, mit dem Effingen-Member im Kern. Sie ist z-förmig verbogen, was auf eine Rotation im Uhrzeigersinn hindeutet, die wiederum auf eine transpressive dextrale Verscherung des Grabeninhalts zurückgeführt werden kann.

*Zentraler Abschnitt zwischen Langenbruck-Querstörung und
Challhöchi-Querstörungszone*

Der Südschenkel der Passwang-Antiklinale ist wiederum, vor allem im westlichen Teil (Dürstelberg), einheitlich aufgebaut. Vom Ruchen und der Belchenflue an ostwärts, also ab der Chilchzimmersattel-Querstörungszone, nimmt die Frequenz rheintalischer Brüche zu. Das Schichtfallen ist weiterhin steil bis überkippt (Fig. 29).

Der Kern ist im Westen des Abschnitts einfach aufgebaut: An der Schöntalbach-Überschiebung ist der weiter nicht gestörte Südschenkel, der bis in den Keuper aufgeschlossen ist, auf den Nordschenkel überschoben (auf älteren Ausgaben der Landeskarte 1:25 000 wird das namensgebende Gewässer als Chilchzimmerbach bezeichnet, daher auch Chilchzimmerbach-Überschiebung).

Der Nordschenkel verschwindet an der Chilchzimmersattel-Querstörungszone. Mit der Vereinigung der Passwang-Antiklinale mit der Muschelkalk-Schuppenzone setzt eine intensive Verschuppung des Intervalls Bänkerjoch-Formation – Opalinus-Ton ein, das gewissermassen fliessend in die Schuppenzone übergeht (Fig. 29).

Als östliche Fortsetzung der Wissweid-Synklinale repräsentiert der Hauptrogenstein des Ankenballens und des Spitzenflüeli den eigentlichen, überschobenen Nordschenkel der Passwang-Antiklinale. Zwischen diese und den Hauptrogenstein des Rehhags (Lauchflue) schaltet sich die Hauptrogensteinschuppe des Schellenbergs (Geissflue) ein, welche die Bürten-Waldweid-Humbel-Synklinale abschliesst. Dieses auch landschaftlich eindruckliche Ensemble aus übereinandergeschobenen Hauptrogensteinplatten sticht heute in die Luft aus, endete aber ursprünglich wohl an der Chilchzimmersattel-Querstörungszone, welche auch das Ostende des Passwang-Nordschenkels markiert.

*Östlicher Abschnitt ab Challhöchi-Querstörungszone und Übergang zur
Hauenstein-Dottenberg-Überschiebung*

An der Challhöchi-Querstörungszone (Taf. II) wird der Hauptrogenstein des Südschenkels der Passwang-Antiklinale (Belchenflue) sinistral nach Norden versetzt und bildet ab dem Ifleterberg das Hangende der Hauenstein-Dottenberg-Überschiebung, die allerdings, wie bereits oben angeführt, noch nicht vom Südschenkel der Muschelkalk-Schuppenzone unterscheidbar ist. Erst östlich des Knotenpunkts der Wisnerhöchi, auf den von Süden her auch die Frohburg-Antiklinale trifft (s.u.), kann mit Einsetzen der Burgflue-Falketenboden-Synklinale auch von einer selbständigen Hauenstein-Dottenberg-Antiklinale gesprochen werden. LAUBSCHER (2005b) formuliert die These, wonach ein Teil des Verkürzungsbetrages der Hauenstein-Dottenberg-Überschiebung über die Chilchzimmersattel-Querstörungszone, die Schöntalbach-Überschiebung und die Langenbruck-Querstörung mit der Oberberg-Überschiebung zusammenhängen könnte, die

von der Wuesthöchi-Antiklinale verfaltet wird (s.u.). Es müsste sich in diesem Fall um eine der kinematisch ältesten Überschiebungen des Faltenjuras handeln.

Das Hangende der Hauenstein-Dottenberg-Überschiebung ist die Niederamt-Synklinale (Niederamt-Scholle, JORDAN et al. 2011b). Aufgrund der beobachtbaren Fakten – aufgeschlossen ist die Schichtfolge bis hinunter zur Schinznach-Formation – ist der Nordschenkel der Synklinale einfach auf die nördlich angrenzende Burgflue-Falketenboden-Synklinale überschoben (Taf. I, Profil 2). Allein der Keuper scheint ausgedünnt, was auf Auslaugung von Gips und Anhydrit zurückgeführt werden kann. Der Tunnelbefund erbrachte einige Ungereimtheiten, so eine Verfaltung und Repetition der Schinznach-Formation. Seit BUXTORF (1916) wird versucht, diese Befunde glaubhaft in die Profilkonstruktion einzubringen. Eine andere, nicht einfach erklärbare Repetition ist diejenige von Ifenthal-Formation und Hauptrogenstein, die nördlich von Mahren an der Oberfläche, knapp neben der Tunnelachse, erkennbar ist. Aus dem Tunnelprofil (BUXTORF 1916) ist diese Störung nicht dokumentiert.

Durch die stark reduzierte Breite der frontalen Muschelkalk-Schuppenzone und weiterer Überschiebungen in Richtung Süden (wenn man von der Born-Engelberg-Antiklinale absieht) stellt die Umgebung des Hauenstein-Basistunnels den schmalsten Querschnitt durch den eigentlichen Faltenjura westlich des Aare-durchbruchs dar (der so genannte «Flaschenhals» des Faltenjuras).

Farisberg-Kette und Mümliswil-Langenbruck-Hauenstein-Synklinale

Die Farisberg-Kette entsteht westlich der Klus der Lobisei (Balsthal-St. Wolfgang–Mümliswil) durch Ablösung aus der Graitery-Kette (BLÄSI et al. 2015). Zwischen dort und ihrem Ostende in der Frohburg-Antiklinale können verschiedene, strukturell recht unterschiedliche Teilsegmente unterschieden werden (Taf. II). Da diese auch traditionell oft eigene Namen tragen, wird hier «Kette» als Sammelbegriff verwendet. Von den nördlich gelegenen Kompressionsstrukturen wird sie durch die Mümliswil-Langenbruck-Hauenstein-Synklinale getrennt.

Farisberg-Antiklinale (s. str.)

In der Klus der Lobisei in der Südwestecke des Kartengebiets ist die hier etwa Ost–West streichende Farisberg-Kette exemplarisch aufgeschlossen. Sie wird durch die bereits von MÜHLBERG (1893) beschriebene verfallene Oberberg-Überschiebung charakterisiert (BLÄSI et al. 2015). Wenig östlich der Klus biegt die Antiklinalachse abrupt in Richtung NNE um. Nach einem leichten Zurückschwenken nach Nordosten endet sie an der transpressiven Farisberggraben-Querstörungszone (BLÄSI et al. 2015). LAUBSCHER (2008) führt diese auffällige Struktur auf eine punktuell und temporär erhöhte Viskosität im Abscherhorizont zurück (von LAUBSCHER 2008 als Ankerpunkt bezeichnet). Die Farisberg-Antiklinale wird hier als

Resultat der nordvergenten Oberberg-Überschiebung (östlich der Lobisei auch als Rängenrain-Überschiebung bezeichnet), überprägt durch eine südvergente Fault-Propagation Fold mit bedeutendem Out-of-Syncline-Durchbruch (Haulen-Überschiebung), gedeutet (s.a. BLÄSI et al. 2015). LAUBSCHER (2005b) postuliert, dass es sich zumindest bei einigen der kleinen isolierten Vorkommen von Hauptrogenstein und Malmkalk, die auf der Molasse der nördlich angrenzenden Mümliswil-Langenbruck-Hauenstein-Synklinale «schwimmen», um Klippen der Oberberg-Überschiebung und ihrer Divertikel handelt. Auf Blatt Hauenstein sind diese Vorkommen, konservativ interpretiert, als Sackungsmassen dargestellt.

Beretenchopf-Antiklinale

Dieser Teilabschnitt der Farisberg-Kette präsentiert sich im Kartenbild als einfache, symmetrische, etwa West-Ost streichende Antiklinale, in deren Kern Keuper aufgeschlossenen ist. Im Schnitt (Taf. I, Profil 6) zeigt sich, dass das Gewölbe viel zu eng ist, um einfach im Abscherhorizont zu wurzeln. Es wird darum eine mit der Entstehung der eigentlichen Farisberg-Antiklinale vergleichbare Genese mit nordvergenter Oberberg-Überschiebung, anschliessender Verfaltung sowie Haulen-(Rück-)Überschiebung postuliert. Gemäss LAUBSCHER (2005b) wird an der Langenbruck-Querstörung ein namhafter Anteil des Verkürzungsbetrags der Oberberg-Überschiebung nach Norden in die Schöntalbach-Überschiebung übertragen.

Die Beretenchopf-Antiklinale endet im Gebiet der Schwengihöchi an der transpressiven Leichli-Querstörungszone, die wohl der Chilchzimmersattel-Querstörungszone weiter im Norden und der Störungszone zwischen Stelli und Höchi Flue im Südwesten entspricht (Taf. II). Der relativ geradlinige Verlauf deutet auf ein kinematisch junges Alter hin. Zudem deutet der durchwegs sinistrale, aber lokal sehr unterschiedliche Versatz auf ein spätes Durchschlagen und Verbinden älterer, ursprünglich voneinander unabhängiger Querstörungen hin.

Wuesthöchi-Antiklinale

Deutlich sinistral gegenüber der Beretenchopf-Antiklinale versetzt, beginnt die Wuesthöchi-Antiklinale im Westen als WSW-ENE streichendes, weitgehend symmetrisches Gewölbe. Durch den Versatz nach Norden verjüngt sich die nördlich angrenzende Mümliswil-Langenbruck-Hauenstein-Synklinale im aufgeschlossenen Bereich sehr stark. Es wird hier postuliert, dass die Wuesthöchi-Antiklinale weit auf diese Synklinale überschoben und mit ihr durch eine nordvergente Fault-Propagation Fold deformiert wurde. Eine Rücküberschiebung, wie sie in den westlich angrenzenden Abschnitten der Farisberg-Kette vorhanden ist, fehlt hier (Taf. I, Profil 5). Auffallend ist die Verdoppelung der Balsthal-Formation des Südschenkels im Eihölzli, die durch zwei NW-SE streichende Störungen begrenzt ist, eine Orientierung, die für die südlich gelegene Weissenstein-Antiklinale typisch ist (s.u.).

Spittelberg-Überschiebung und Frohburg-Antiklinale

An der SW-NE streichenden Störung Allerheiligenberg-Fasiswald, die hier als Südfortsetzung der Challhöchi-Querstörungszone (s.o.) verstanden wird (Taf. II), vereinfacht sich die Wuesthöchi-Antiklinale zu einer nordvergenten Rampenfalte über der Spittelberg-Überschiebung. Nachdem südlich des Chambersbergs, im Querschnitt des Belchen-Autobahntunnels (Fig. 29), lokal Schinznach-Formation zutage tritt, deuten die zwei Rippen aus Staffelegg-Formation südlich des General-Wille-Hauses wieder ein Gewölbe mit Keuper im Kern an. Zwischen dem General-Wille-Haus und der Schaubenweid ist die nördlich angrenzende Mümliswil-Langenbruck-Hauenstein-Synklinale intern verfalltet. Der Südschenkel ist über den Muldenkern überschoben und dieser gleichzeitig verfalltet worden. Östlich der Schaubenweid wiederholt sich, nach Süden zurückgesetzt, die Situation, wenn auch etwas einfacher, ohne zusätzliche Verfalltung (Fig. 32). Eine dritte, nochmals nach Süden versetzte Repetition dieser Situation im Bereich der südlichen Kulmination des Fridlistolz, wie sie GOLDSCHMID (1965, Fig. 18) erfasste, wurde auf Blatt Hauenstein im Sinne der Karte von MÜHLBERG (1915a) dargestellt.

Bei Miesern biegt die Spittelberg-Überschiebung nach Nordosten um und wird an der Olten-Querstörung geringfügig versetzt. Östlich davon wird sie je von einer hangenden und liegenden subsidiären Überschiebung begleitet, welche die Liasrippe zwischen Unter- und Oberrintel repetiert sowie bei der Deponie Erlimoos Opalinus-Ton und Passwang-Formation auf Hauptrogenstein setzt. Nördlich davon, bei der namensgebenden Frohburg, deuten zwei Hauptrogensteinrippen eine Antiklinale an. Deren Kern «fusioniert» bei der Lochmatt mit der Passwang-Antiklinale und der Muschelkalk-Schuppenzone (Taf. II).

Weissenstein-Antiklinale und Balsthal-Holderbank-Bärenwil-Synklinale

Die Weissenstein-Antiklinale (BITTERLI et al. 2011, BLÄSI et al. 2015) erreicht das Kartengebiet südöstlich von Holderbank. Sie wird als nordvergente Fault-Propagation Fold interpretiert, die eine ältere Überschiebung auf die nördlich angrenzende Balsthal-Holderbank-Bärenwil-Synklinale verfalltet.

Zwischen der Ruine Alt-Bechburg und der Höchi Flue ist der Nordschenkel von rheintalisch streichenden Brüchen durchsetzt (Taf. II). Auffällig ist das Fehlen der Balsthal-Formation südwestlich der Stelli, was als Hinweis auf einen ererbten Horst gedeutet werden kann. Die SW-NE streichende Störungszone zwischen Stelli und Höchi Flue, die sich nordwärts in der Leichli-Querstörungszone der Farisberg-Kette fortzusetzen scheint (s.o.), ist die östlichste ihrer Art in der Weissenstein-Antiklinale.

Bereits südöstlich der Stelli ist oberhalb von Losen eine erste der SE-NW streichenden Störungen angedeutet, die für das Ostende der Weissenstein-Antiklinale typisch sind. An einem prominenten Vertreter diese Bruchchar, der Santelhöchi-Querstörung, die vom Santal bis in den nördlichen Oberlauf des Cholers-

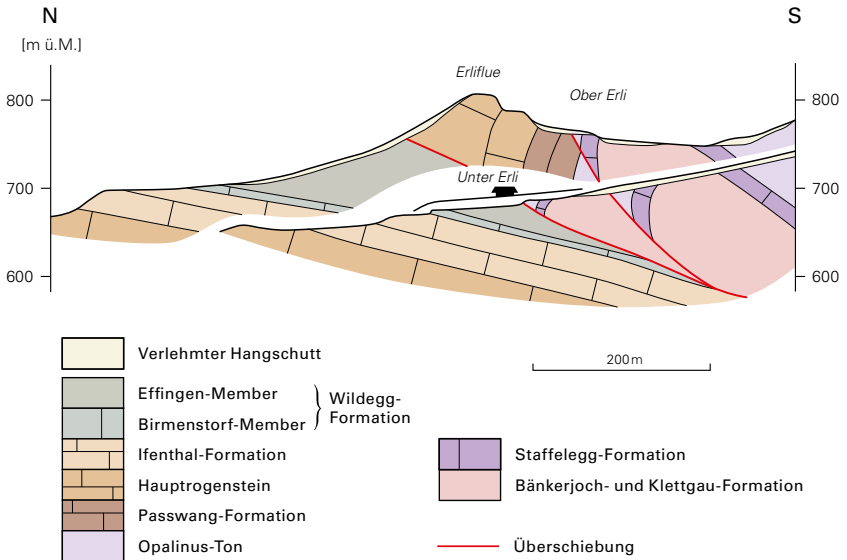


Fig. 32: Schematische Nord-Süd-Profile durch das Gebiet der Erliflue. Nach GOLDSCHMID (1965, Fig. 17).

bachs verfolgsbar ist (Taf. II), wird die Weissenstein-Antiklinale sinistral versetzt. Östlich dieser Querstörung zeichnet sich im Eihölzli bis zur Ober-Schlucht-Querstörung eine Verdoppelung des Südschenkels der Farisberg-Kette ab (s.o.), was zu Aufgabelung der Balsthal-Holderbank-Bärenwil-Synklinale in einen Nord- (Bergli) und einen Südast (Unterwald) führt. Der Unterwald-Ast der Synklinale lässt sich bis in das Gebiet der Chanzelflue verfolgen.

Letzte Ausläufer der Weissenstein-Antiklinale können im Bachrain nordwestlich von Rickenbach mehr erahnt als belegt werden. LAUBSCHER (2005b) vertritt die Ansicht, dass die Weissenstein-Antiklinale in Richtung Osten nicht ausklingt, sondern in den Südschenkel der Farisberg-Kette und mit dieser in die Frohburg-Antiklinale (s.o.) integriert wird.

Gäu-Synklinale, Niederamt-Synklinale und Born-Engelberg-Antiklinale

Die weite Gäu-Synklinale (BITTERLI et al. 2011) erscheint, gemäss der vorliegenden Seismik (NAGRA 2008, BITTERLI et al. 2011), weitgehend ungestört. Es handelt sich um eine Synklinaltafel oder Scholle, das heisst ein praktisch undeformiertes Element der ursprünglichen Sedimentbedeckung, das allein parallel zum

Abscherhorizont nach NNW transportiert wurde (DIEBOLD et al. 2006, JORDAN et al. 2011b). Dasselbe gilt für die Niederamt-Synklinale (bzw. -Scholle, JORDAN et al. 2011b), welche die Gäu-Synklinale östlich der Olten-Querstörung (GOLDSCHMID 1965, NAGRA 2008, JORDAN et al. 2011b, 2015) ablöst. Diese NW-SE verlaufende Störung manifestiert sich an der Hardflue als Abschiebung: Der Korallenkalk ist gegenüber dem Felsen, auf dem die Oltna Altstadt gebaut ist, um rund 50 m hochgehoben. Die Störung hat aber auch eine sinistrale Komponente, die sich gegen ihre Enden sukzessive verliert. Sie wurde als ererbte Struktur in die Jurafaltung einbezogen und diente so als Grenze unterschiedlicher Deformationsdomänen. Heute tritt sie an der Hardflue und an der Chutzeflue vor allem morphologisch in Erscheinung. Über Trimbach hinaus kann sie noch bis in den Graben südlich des Dorfes Hauenstein erahnt werden. Gegen Süden ist sie bereits in der Kohlweid, trotz dichter Bohrbefunde, kaum mehr fassbar.

Bei der Born-Engelberg-Antiklinale (JORDAN et al. 2011b; Born-Antiklinale, BITTERLI et al. 2011) handelt es sich um eine Brachyantiklinale, die bei Härkingen (Blatt Murgenthal) aus dem Molassebecken aufsteigt und bei Kölliken (Blätter Aarau und Schöftland) wieder in diesem verschwindet (BITTERLI et al. 2011, JORDAN et al. 2011a, b, GRAF et al. 2012). In ihrem Habitus ist die Born-Engelberg-Antiklinale eine südvergente Fault-Propagation Fold, die in der Synklinale durchgebrochen ist. Als solche ist sie auf Tafel I, Profile 2 und 3, dargestellt. Analysen im Abschnitt östlich der Bornklus, wo auch vermehrt seismische Daten vorliegen, zeigen, dass die Entstehung wohl komplexer ist und eventuell durch eine Grabeninversion initiiert wurde (NAGRA 2014, JORDAN et al. 2015). Auch BITTERLI et al. (2011) diskutieren für die Born-Engelberg- und die ihr südlich vorgelagerte Wynau-Antiklinale eine frühe Anlage und spätere Überprägung. Allerdings lässt sich bei beiden Antiklinalen, im Gegensatz zu anderen, ähnlichen Strukturen, keine paläogene Anlage belegen (BITTERLI et al. 2011, JORDAN et al. 2015).

Sockelstrukturen

Das Gebiet von Blatt Hauenstein ist charakterisiert durch einen Wechsel des Baustils von Osten nach Westen. Während im Osten, in Fortsetzung der Verhältnisse im Gebiet von Atlasblatt Aarau (JORDAN et al. 2011b) und in Übereinstimmung mit der klassischen Interpretation des Profils des Hauenstein-Basistunnels (BUXTORF 1916, LAUBSCHER 1977), der Faltenjura weit über ein abgesenktes Element des Tafeljuras überschoben zu sein scheint, ist diese Überschiebung weiter im Westen auf den Bereich nördlich der Passwang-Antiklinale beschränkt. Dafür ändert sich die Geometrie der südlichen Antiklinalen. Bei der Passwang-Antiklinale, der Farisberg-Kette und der Weissenstein-Antiklinale handelt es sich nicht mehr um intern verschuppte, relativ geringmächtige «Überschiebungsdecken», sondern –

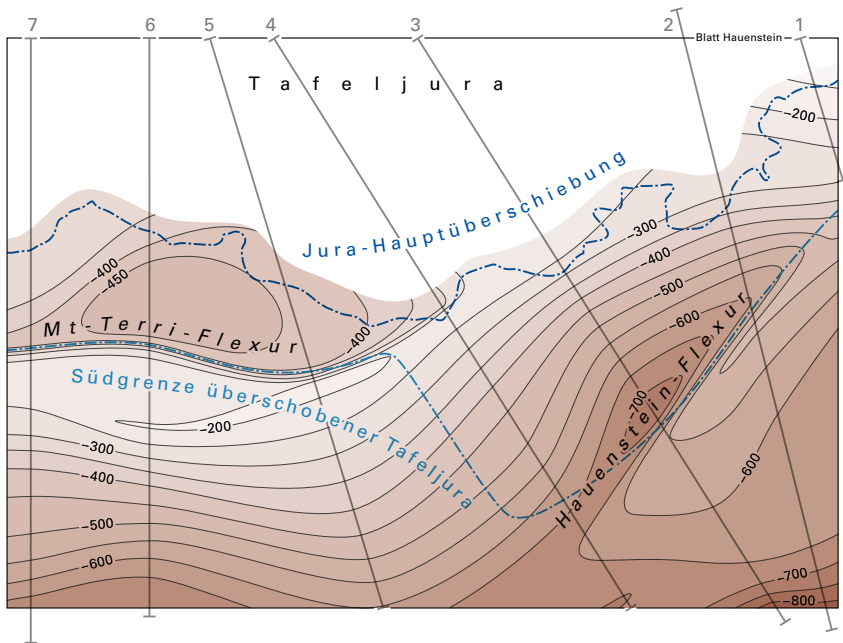


Fig. 33: Höhenlage der Basis des Mesozoikums (Top Kristallin oder Top Permokarbon) im Faltenjuraanteil des Gebiets von Blatt Hauenstein (Äquidistanz 50 m, Angaben in m ü.M.). Dargestellt sind ausserdem der Verlauf der Jura-Hauptüberschiebung, die postulierte Südgrenze der unter dem Faltenjura liegenden Tafeljaurelemente sowie die Spuren der auf Tafel I dargestellten Profile.

begründet durch die nach Westen zunehmende Mächtigkeit der Malmkalke – um mächtige, huckepackartig (Piggyback) übereinandergeschobene Falten.

Die Südbegrenzung des östlichen Tafeljurasegments wird seit BUXTORF (1916) mit einer Flexur in Verbindung gebracht (z.B. GOLDSCHMID 1965, GSELL 1968, LAUBSCHER 1977). BUXTORF (1916) stützt seine Hypothese auf Beobachtungen im Hauenstein-Basistunnel, wo die Schichten im Liegenden der Jura-Hauptüberschiebung, das heisst der Tafeljura, gegen Süden – wenn auch geringfügig – zunehmend steiler einfallen. JORDAN et al. (2011b) schlagen für das östlich angrenzende Gebiet von Atlasblatt Aarau eine Lösung ohne Flexur vor. Hier wird, in Anlehnung an die klassischen Profile entlang des Hauenstein-Basistunnels, an einer Lösung mit Flexur festgehalten (für eine Lösung ohne Flexur siehe JORDAN et al. 2015).

Die hier als Hauenstein-Flexur bezeichnete Struktur kann allerdings nicht identisch sein mit der weiter westlich beschriebenen, etwa West-Ost streichenden Mt-Terri-Flexur (Mont Terrible-Flexur BUXTORF 1907, Habsburg flexure LAUBSCHER 1986 usw.). Vielmehr muss die Hauenstein-Flexur in Richtung Südwesten streichen (Fig. 33). Unabhängig davon, ob hier eine Flexur ausgebildet ist oder nicht, stellt sich die Frage, wie das unter der Hauptüberschiebung liegende Tafeljurasegment gegen Westen endet. Mit dem oben beschriebenen tektonischen Stilwechsel verschwinden im Bereich der Profile 5-7 (Taf. I) alle Hinweise und Argumente für einen weit nach Süden reichenden Tafeljura. Vielmehr endet dieser hier an der von Profil 3 an in Richtung Westen erahnbaren und ab Profil 4 deutlich erkennbaren Mt-Terri-Flexur (Fig. 33). Hier wird angenommen, dass das weit nach Süden reichende Tafeljurasegment nicht abrupt endet, sondern ausklingt, da die Sprunghöhe der Flexur (oder, bei flexurfreier Lösung, die Auframpung) nach Südwesten beständig abnimmt, bis sich die basale Abscherung in der liegenden Zeglingen-Formation fortpflanzen kann.

HYDROGEOLOGIE

Das Gebiet von Blatt Hauenstein umfasst von Norden nach Süden die folgenden hydrogeologischen Grosseinheiten:

- Tafeljura mit Karstgrundwässern in den karbonatischen Einheiten des Mesozoikums. Darin eingeschnitten sind alte, etwa in Richtung Nord-Süd bis NNE-SSW verlaufende Täler, deren Sohlen teilweise mit grundwasserführendem Schotter gefüllt sind.
- Faltenjura mit mehreren, etwa in Richtung Ost-West bis ENE-WSW verlaufenden Antiklinal-Synklinal-Strukturen, die am Rand zum Tafeljura teilweise auf diesen aufgeschoben und verschuppt sind. Diese Falten und Schuppen führen ebenfalls ausgedehnte Karstgrundwässer, welche Quellen speisen oder als Karstwasseraufstösse in Schottergrundwässer austreten.
- Im Übergangsbereich zum Molassebecken liegen mächtige Schottergrundwasserkörper aus Niederterrassenschotter des Dünnerngäus und des Aaretals, der mit den ihn durchziehenden Flüssen ein kompliziertes gegenseitiges Vorflutersystem bildet.

Während die südlichen und mittleren Bereiche des Kartengebiets in ihrer topographischen Erscheinung von der relativ jungen Jurafaltung und den eiszeitlichen Aufschotterungen geprägt wurden, dominieren in den nördlich anschliessenden Gebieten ältere Strukturen und Talbildungen des Tafeljuras. Diese unterschiedliche geologische Entwicklung schlägt sich auch in der Hydrogeologie nieder.

Flachliegende und tektonisch in Blöcke zergliederte Karstaquifere prägen den Norden des Kartengebiets, ergänzt durch wenig ergiebige Schottergrundwässer in den Tälern. Im mittleren und südlichen Bereich dominieren gefaltete oder durch Aufschuppung schräggestellte Karstaquifere. Ergiebige Schottergrundwasserkörper sind erst im Südosten vorhanden.

Über den mesozoischen und känozoischen Festgesteinen liegen verteilt über das ganze Gebiet von Blatt Hauenstein isolierte Relikte von tiefgründig verwittertem, oft kiesigem Till – beziehungsweise, allgemeiner, alpines Material führenden Lockergesteinen – aus mindestens einer mittelpleistozänen Vergletscherung. Diese entwässern das Oberflächenwasser zwar wirksam, enthalten aber kein nutzbares Grundwasser.

Gut durchlässige Karst- und Kluftgrundwasserleiter im Gebiet des Kartenblattes sind die kalkigen Untereinheiten Schinznach-Formation («Hauptmuschelkalk»), der Hauptrogenstein und die kalkigen Formationen des Malms. Die Kombination von Karst- und Kluftgrundwasser führt lokal zu deutlich erhöhten Durchlässigkeiten und als Folge davon zu ergiebigen (Mineral-)Quellen. In Bad Ramsach, in Lostorf sowie in Eptingen befinden sich alte Felsquellen, die während Jahrhunderten

primär zu Badezwecken genutzt wurden, heute aber zum grossen Teil durch Bohrungen ersetzt sind und aktuell hauptsächlich als Mineralwasser zu Trinkwasserzwecken genutzt werden (Flaschenabfüllung).

Die lokale Situation bezüglich der Grundwassermächtigkeiten und der mittleren Grundwasserstände im Lockergestein, bezüglich der Lage und Ergiebigkeit von Quellen sowie bezüglich der Grundwasserschutzbestimmungen (Schutz-zonen, Gewässerschutzbereiche) können den im Internet aufgeschalteten Kartenwerken der Kantone Basel-Landschaft, Solothurn und Aargau entnommen werden. Zusätzliche Informationen liefern auch die hydrologischen Jahrbücher dieser Kantone.

Zur lokalen Hydrogeologie, zur Deckung der Trinkwassernachfrage sowie zu Nutzung und Schutz der Felsgrundwässer sei auf folgende Literatur verwiesen: KT. SOLOTHURN (1952), FRÖHLICHER (1966), JÄCKLI & KEMPF (1972), AUCKENTHALER (2009), BJÖRNSEN GURUNG & STÄHLI (2014) und BURGER (2016).

Lockergesteinsgrundwasser

Zwei grosse, hydrogeologisch zusammenhängende Lockergesteinsgrundwasserkörper bilden regional wichtige Trinkwasser- und Wärme- bzw. Kältelieferanten. Sie liegen im Niederamt (Amtei Olten-Gösgen), in den mächtigen Schottern des Dünnergäus (im Gebiet von Blatt Hauenstein der Abschnitt von Hägendorf bis zur Einmündung ins Aaretal bei Olten) und des Aaretals (Abschnitt Aarburg-Olten/Trimbach-Gösgen-Erlinsbach/Wöschnau). Diese Grundwässer werden nicht nur intensiv genutzt, sie sind auch gut untersucht; im östlichen Bereich wurden sie zudem mit einem neuen, detaillierten Grundwassermodell charakterisiert.

Die Modellierung des Grundwassers im Aaretal zeigt auf, wie sich auf kurze Distanz Abschnitte mit starker Exfiltration von Grundwasser in die Aare abwechseln mit solchen, wo die Aare ins Grundwasser infiltriert (MÜLLER & POPPEI 2015). Dies führt zu einem intensiven Austausch zwischen Aarewasser und Grundwasser. So geht man beispielsweise allein für den kleinen Raum Olten-Trimbach von einer mittleren Exfiltration von Grundwasser in die Aare von rund 43400 l/min aus, bei gleichzeitiger Infiltration von 2200 l/min Aarewasser ins Grundwasser.

Der zweite grosse Grundwasserkörper liegt in der Gäu-Rinne (Fig. 28), einer parallel zum Jurasüdfuss verlaufenden Rinne, die weiter westlich aus dem Bipper Trog hervorgeht und im unteren Teil vorwiegend von Schotter der Beringen-Eiszeit, im oberen Teil von Niederterrassenschotter der Birrfeld-Eiszeit aufgefüllt ist (BLÄSI et al. 2015). Wie im Aaretal wird auch im Dünnergäu mit Grundwassermodellierungen gearbeitet (KUHLMANN et al. 2000). Das Grundwasservorkommen des Dünnergäus ist ausdehnungsmässig das grösste im Kanton Solothurn, mit Grundwassermächtigkeiten von 30–45 m. Die Entnahmen daraus betragen auf-

summiert rund 16–20 Mio. Liter pro Tag. Der grosse Teil des Grundwassers wird durch Versickerung der Niederschläge in der Talebene des Dünnergäus im Gebiet selber neu gebildet. Wegen der intensiven landwirtschaftlichen Nutzung ist dieses Grundwasser anthropogen vorbelastet (Nitrat, Spuren von Pestiziden). Auch das Grundwasser im benachbarten Abschnitt des Aaretals (Olten–Aarau) weist deutliche anthropogene Spuren durch den Einfluss der Landwirtschaft, die Stauhaltung der Aare, den Wasseraustausch mit der Aare sowie die dichte Besiedlung auf.

Die Nutzung des Grundwassers durch Wärmepumpen ist vor allem im Raum Olten hoch; vier Anlagen werden mit mehr als 1000 l/min. betrieben. Auch in Wangen b. Olten und in Hägendorf stehen Anlagen mit einer Leistung von 3000 beziehungsweise 2000 l/min.

Im Tafeljura verlaufen im Abstand von rund 3–5 km alte, Süd-Nord-gerichtete Täler, welche sich im Süden zum Teil bis in den Faltenjura hineinziehen und in der Talsohle mit geringmächtigem Lockergestein verfüllt sind, namentlich das Waldenburgeral, das Diegtortal und das Homburgeral. Deren Lockergesteinsfüllung enthält auch kiesige, grundwasserführende Lagen, die für die Trinkwassergewinnung genutzt werden. Gegen Süden nimmt die Durchlässigkeit dieser Aquifere generell aber ab. Die schmalen Talschottervorkommen werden durch in Ost-West-Richtung durchziehende Felsriegel, welche die Talböden oberflächennah queren, unterbrochen. In den drei oben genannten Tälern kommt es im nördlichen Bereich auch zur Infiltration von Flusswasser ins Grundwasser. Bemerkenswert ist, dass nördlich von Hölstein, im Gebiet Tiefenmatt, grosse Grundwasseraufstösse (Giessen) in einem ebenen Schotterfeld auftreten, das jedoch aus Felsgrundwasser des angrenzenden Hauptrogensteins gespeist wird (schriftl. Mitt. U. Pfirter). In der Nordwestecke des Kartengebiets (Gde. Ziefen) liegt ein nutzbares Grundwasservorkommen des Reigoldswilertals.

Kleinere, teilweise ausgedehnte Vorkommen von Lockergesteinsgrundwasser liegen in den Synklinalen des Faltenjuras, zum Beispiel westlich und östlich von Holderbank; diese sind jedoch nicht nutzbar. Im Gebiet Mümliswil–Lobisei liegt unter der Talebene eine teilweise mit Hangschutt und Rutschmassen überdeckte Schotterrinne, die reichlich Grundwasser führt. Dieser Schotter entwässert auch die angeschnittenen Kalke des Hauptrogensteins und des Malms; das geförderte Grundwasser wird in der Papierfabrik Balsthal verwendet.

Karstgrundwasser

Die mächtigen Kalk- und Dolomitabfolgen des Mesozoikums sind oft verkarstet und führen reichlich Grundwasser. Es handelt sich um den Muschelkalk (Kaiseraugst-Formation, karbonatreiche Teile der Zeglingen-Formation sowie Schinznach-Formation, letztere ca. 65–80 m mächtig), den Hauptrogenstein

(ca. 90–120 m mächtig) sowie im Malm die Günsberg-Formation (ca. 0–25 m mächtig) und die Balsthal-Formation (ca. 65–85 m mächtig). Wo vorhanden, gehört auch die Reuchenette-Formation (maximal ca. 50–60 m mächtig) dazu. Das Grundwasser in diesen Karbonatgesteinen zirkuliert in Spalten und Klüften, die lokal zu Höhlensystemen erweitert sein können. Eine Reinigung des Wassers findet auf diesen Fliesswegen nicht statt. Es wird durch die jeweils unterliegende tonige oder mergelige Gesteinsschicht gestaut; wo die Grenze zwischen Karstgrundwasserleiter und -stauer von der Felsoberfläche geschnitten wird, tritt das Wasser als Quelle aus oder fliesst unterirdisch ins Lockergestein ab. An welchen Stellen entlang des Jurasüdfusses mit grossen Karstwasseraufstössen in die Schottergrundwässer zu rechnen ist, zeigen die Felsisohypsenkarten von JORDAN (2004).

Auch innerhalb des Faltenjuras werden die Karstgrundwässer dem Gefälle nach zur Erdoberfläche hin abgeleitet. So liefert beispielsweise der Malmkalkzug Höchi Flue – Chanzelflue mit dem Bachdurchbruch Tüfelsschlucht sehr viel Quellwasser, welches in Hägendorf als Trinkwasser verwendet wird. Im Gebiet Hauenstein–Ifenthal wird der Hauptrogenstein durch mehrere grosse Quellen mit einer Schüttmenge von mehreren tausend Litern pro Minute entwässert. Im Gebiet von Oberdorf wurden ergiebige Muschelkalkwässer (Ca-Mg-SO₄-HCO₃-Wässer) durch Bohrungen erschlossen. Sie werden jedoch dort nicht genutzt.

Die Karstquellen werden seit alters als Trinkwasser genutzt und bilden in vielen Teilen des Gebiets von Blatt Hauenstein noch immer einen wesentlichen Bestandteil der Trinkwasserversorgung. Sie weisen in der Regel eine gute Schüttungskonstanz auf und sind deutlich mineralisiert. Im Gegensatz zu den Lockergesteinsgrundwässern sind diese Quellwässer nur in sehr geringem Mass anthropogen vorbelastet, müssen in der Regel aber entkeimt werden.

Mineralquellen und Heilbäder

Im Tafeljura und noch mehr im Faltenjura kommen häufig Mineralquellen vor; aus einzelnen haben sich Heilbäder entwickelt. Die Mineralquellen werden aus Karstgrundwässern der mesozoischen Aquifere gespeist. Viele der Heilbäder haben im 20. Jahrhundert vom Badebetrieb auf die Flaschenabfüllung von Mineralwasser umgestellt oder den Betrieb ganz eingestellt. Eine Übersicht über diese Felsgrundwässer geben JÄCKLI & KEMPF (1972), CARLÉ (1975), HÖGL (1980), VUATAZ (1982), BURGER (2011) und WABER et al. (2014).

Als bekannteste Heilbäder im Gebiet von Blatt Hauenstein gelten Bad Ramsach (Gemeinde Häfelfingen, seit dem 15. Jahrhundert in Betrieb), Bad Lostorf (wohl schon zur Römerzeit bekannt; im frühen 15. Jahrhundert wiederentdeckt und bis 2001 in Betrieb) sowie Bad Eptingen (vom 17. Jahrhundert bis 1924 in Betrieb). Eindeutige Hinweise, dass Bäder im Kartengebiet bereits zu Römerzeiten

genutzt wurden, gibt es aus Oberdorf. Bei der Lokalität Bad (der Flurname verschwand ab Ausgabe 2012 von der Landeskarte 1:25000; Badrain auf der Landeskarte 1:10000), am Westfuss des Edlisbergs, stiess man 1943 bei Grabungsarbeiten auf zwei Badebecken und Relikte weiterer Anlagen aus römischer Zeit. Ein Badebetrieb im Oberdörfer Bad ist, allerdings ohne genaue Ortsangabe, auch aus dem späten Mittelalter belegt (erste urkundliche Erwähnung 1446). Das heute noch erhaltene Gebäude (Hauptstrasse 2 und 4) stammt aus dem 17. Jahrhundert. Neben dem Bade- und Restaurationsbetrieb wurde ab 1872 Bier gebraut und ab 1905 Mineralwasser unter dem Markennamen Jurasan in Flaschen abgefüllt. 1948 wurde der Betrieb der Mineralquelle Jura AG, 1992 schliesslich auch der Restaurationsbetrieb eingestellt (SCHMASSMANN 1977b, OBERDORF BL o.J. b).

Die bekanntesten der heute noch betriebenen Mineralwasserabfüllanlagen im Kartengebiet sind Eptingen (Mineralwasser aus der Bohrung Birch) und Lostorf (mehrere Mineralwässer). Die Mineralquelle von Oberdorf wird nicht mehr genutzt.

Die wichtigsten Mineralquellen des Gebiets Olten–Hauenstein–Liestal sind hydrogeologisch gut untersucht (CADISCH 1931, 1937, SCHMASSMANN 1977a, 1990, MATOUSEK 1985, BIEHLER et al. 1993). Zudem liegen Auswertungen von Isotopenuntersuchungen vor (NAGRA 1991, WABER et al. 2014).

Eptingen

Mitten im Dorf Eptingen bestand ein Bad (s.o.), welches aus der Melsten-Quelle (ca. 400 m nordöstlich von Eptingen, Koord. 2629.310/1248.740), die durch einen Stollen von ca. 30–35 m Länge erschlossen ist, gespeist wurde. Das kalte Mineralwasser stammt aus gipsführendem Mergel (Ca-SO₄-Wasser). Ab 1900 wurde es teilweise auch zur Flaschenabfüllung verwendet. Die Nagra hat dieses «ursprünglichste» Eptinger Quellwasser 1981 und 1985 analysieren lassen. Daraus lassen sich folgende Mittelwerte ableiten (Angaben in mg/l): Ca: 355, Mg: 27, Na: 4, Cl: 5, F: 0,7, SO₄: 820, HCO₃: 170, DOC: 2, CO₂: 3, H₂S: nicht nachweisbar. Ältere Wasseranalysen finden sich zudem in HÖGL (1980, S. 167f.).

Später wurden andere Quellen zwecks verstärkter Flaschenabfüllung ebenfalls nach Eptingen geleitet: die Weislen-Quellen (1 km südlich von Eptingen, erschlossen durch je einen Stollen von ca. 25 m bzw. 50 m Länge) sowie die Obertloch-Quellen (ca. 300 m südlich von Eptingen, mit drei Fassungssträngen). Heute werden diese Quellen als Kühl- und Brauchwasser genutzt oder in die Oberflächengewässer abgeleitet; für sie bestehen aber noch Konzessionen.

Nach der Schliessung des Badebetriebs 1924 lief der Abfüllbetrieb für Mineralwasser mit erhöhter Produktion weiter. 1987 wollte man die alten Quelfassungen aber durch eine Tiefbohrung beim Abfüllgebäude in Eptingen ersetzen, was nicht gelang. Erfolg hatte man jedoch 1992 im Gebiet der Birchhöchi, rund 2 km westlich von Eptingen. Seit 1996 werden aus der 417,80 m tiefen Bohrung Birch im

Dauerpumpbetrieb ca. 120 l/min. Mineralwasser entnommen und in die Abfüllanlagen nach Eptingen geleitet. Diese Fassung hat eine bis 2034 laufende Konzession für Entnahmemengen von maximal 2,51/s bzw. 6570 m³ pro Monat.

Mit einer Gesamtmineralisation von 2,39 g/l ist das magnesiumreiche, nitratfreie Wasser der Bohrung Birch eines der reichhaltigsten der abgefüllten Mineralwässer der Schweiz. Das Ca-(Mg-)SO₄-(HCO₃-)Wasser ist trotz hoher Mineralisation auch für die natriumarme Ernährung geeignet und hat einen Urangehalt < 1 µg/l (Tab. 6).

Auf der Ostseite des Walten nordöstlich von Eptingen befindet sich bei Koord. ca. 2630.950/1248.900 südlich des gleichnamigen Weilers eine weitere Mineralquelle in einer alten Gipsgrube. Das dort austretende Gipswasser hat eine ähnliche Mineralisierung wie jenes der Melsten-Quelle (s.o., GEOVIEW BL o.J.).

Lostorf

Auch in Lostorf existierte ein Badebetrieb (s.o.) mit temperiertem Wasser aus einer gipshaltigen Felsquelle (Muschelkalk und Keuper). Diese Lokalität liegt knapp östlich ausserhalb des Gebiets von Blatt Hauenstein (JORDAN et al. 2011a, b). Eine erste hydrogeologische Analyse dieser damals natürlich ausfliessenden Quelle mit einer Schüttungsmenge von rund 200 l/min erstellte HARTMANN (1917). Im 20. Jahrhundert wurde diese Quelle durch einen Horizontalstollen neu gefasst und als Mineralwasser genutzt (Wartenfels-Quelle, Gipsquelle = Lostorf-1). Der Mineralgehalt dieser Quelle nahm mit der Zeit kontinuierlich ab.

Zu Beginn des 19. Jahrhunderts wurde 200 m neben Lostorf-1 durch Grabungen eine weitere alte subthermale Quelle reaktiviert (Lostorf-2, Schwefelloch, HARTMANN 1917), ein Na-Cl-H₂S-Wasser, dessen H₂S-Gehalt je nach Entnahmemenge zwischen wenigen mg/l und 200 mg/l schwankt. Die Quelle wurde mehrfach neu gefasst, tiefer gelegt und im 20. Jahrhundert mit einer Kurzbohrung neu erschlossen.

Nur 400 m weiter westlich der Quellen Lostorf-1 und Lostorf-2, im Gebiet von Blatt Hauenstein gelegen, wurden 1971 und 1972 durch zwei nebeneinanderliegende Bohrungen neue und andere Mineralwässer erschlossen (SCHMASSMANN 1977a): Die Bohrung B2 (= Lostorf-3a) ist 280 m tief und wird zurzeit nicht genutzt. Da sie nur 8 m südlich der Bohrung B3 (s.u.) liegt, wurde sie auf Blatt Hauenstein nicht dargestellt. Bohrung B2 erschliesst thermales Wasser (27–28°C) aus dem Stamberg-Member («Trigonodus-Dolomit») der Schinznach-Formation. Sie liefert ein Ca-(Mg-)SO₄-(HCO₃-)Wasser mit ca. 20–25 mg/l CO₂ und 29–35 mg/l H₂S. Lostorf-3b erschliesst dasselbe Wasser wie 3a, jedoch aus der gesamten Schinznach-Formation («Oberer Muschelkalk»), weshalb der H₂S-Gehalt dort etwas tiefer ist. Die Bohrung B3 (= Lostorf-4, Koord. 2637.326/1249.242) ist 584 m tief und liefert 27,4°C warmes Wasser. Dieses wird zurzeit als Saguaro-Quelle zur Flaschenabfüllung genutzt. Es handelt sich um ein Ca-Mg-SO₄-HCO₃-Wasser, das fluoridhaltig

und natriumarm ist, eine Mineralisation von 1169 mg/l aufweist und frei von H_2S ist. Die meist artesisch auslaufende Quelle erlaubt eine nachhaltige Entnahme von mehreren hundert Litern pro Minute. Nach Trockenperioden sinkt der Wasserspiegel unter Terrain. Eine Analyse dieser Quelle (Bohrung B3, unterer Teil) ist in Tabelle 7 aufgeführt.

Die rund 600-jährige Badetradition von Bad Lostorf erlebte im 19. Jahrhundert und dann nochmals im späten 20. Jahrhundert eine Blüte. In den Jahren 1969–1974 wurden die Mineralwässer durch Bohrungen neu erschlossen. Aus einer dieser Bohrungen wurde das Bad mit 27–28°C warmem Wasser beliefert. Das Thermalbad ist seit 2002 stillgelegt, seither laufen Umbau- und Wiederbelebungsprojekte.

Bad Ramsach

Grundlage des Bades ist eine kalte Quelle (<11°C) aus Gips führenden Schichten der Zeglingen-Formation («Anhydritgruppe») am Nordwesthang des Wisenbergs (Koord. 1250.437/2632.930), welche heute auf 800 m ü.M. gefasst ist und über eine Schutzzone verfügt. Chemisch handelt es sich um ein $Ca-SO_4-(HCO_3)$ -Wasser (Gipswasser), das reich an Strontium ist. Das Quellwasser wird 350 m weit zu den Bade- und Hotelanlagen abgeleitet, wo sich als Nebennutzung auch eine Abfüllanlage für Tafelwasser befindet, das hausintern für Trinkzwecke verwendet wird. Die Schüttung der Mineralquelle beträgt im Mittel etwa 50–70 l/min. Das Wasser hat eine leichte natürliche Trübung und eine mittlere Mineralisation von 1,3 g gelösten festen Stoffen pro Liter. Eine hydrochemische Analyse der Mineralquelle von Bad Ramsach findet sich in Tabelle 8.

Das bereits seit dem Spätmittelalter betriebene Bad (s.o.) bestand aus einem Gasthaus, in welchem das mineralreiche Wasser sowohl getrunken als auch zu Badewasser erhitzt wurde. Dies geschieht auch heute noch, allerdings mit modernen Anlagen. Bad Ramsach ist als einziges Bad im Kanton Basel-Landschaft als «Heilbad» im Sinne des Krankenversicherungsgesetzes anerkannt. Behandelt werden rheumatische, neurologische und den Stoffwechsel betreffende Krankheiten sowie Herz- und Kreislaufschäden.

Das Bad hatte in früheren Jahrhunderten einen zweifelhaften Ruf; noch in der frühen Neuzeit seien dort neben Badekuren auch «heidnische Kulte» gepflegt worden. Im 17. und 18. Jahrhundert war der Badebetrieb zeitweilig wegen «Unzucht» behördlich eingestellt (s.a. MOHLER-SCHMID & SALADIN 2016).

Tab. 6: Analyse des Mineralwassers aus der Bohrung Birch bei Eptingen. Werte in mg/l.

pH 7,1

Li	0,06	F	1,8
Na	4,2	Cl	3,0
K	2,5	NO₃	<0,1
Mg	117	HCO₃	278
Ca	510	SO₄	1445
Sr	6,6	H₂SiO₃	20
Mn	<0,01	H₃BO₃	0,55
Fe	0,16	TDS	2391
U	<0,001		

Analyse: Labor Veritas AG, Zürich, 27.5.2003. TDS = total dissolved solids (Trockenrückstand).

Tab. 7: Analyse des Mineralwassers aus der Bohrung B3 von Lostorf (= Quelle Lostorf-4). Werte in mg/l.

Temperatur 25,2°C
pH 7,25

elektr. Leitfähigkeit 0,766mS/cm

NH₄	0,1	F	1,7
Li	0,02	Cl	2,68
Na	2,81	Br	0,06
K	2,14	I	n.n.
Mg	49,2	NO₃	n.n.
Ca	150,3	HCO₃ (berechnet)	277
Sr	2,01	SO₄	340,8
Ba	0,02	H₂SiO₃	12
Mn^{tot.}	0,041	H₃BO₃	0,23
Fe^{tot.}	2,9	DOC	1,8
Fe²⁺	2,8		
Al³⁺	0,006	TDS	847

Ca-Mg-HCO₃-SO₄-Wasser aus der Schinznach-Formation, unterer Aquifer, 534–583m Tiefe. Seit 2012 Verwendung als Mineralwasser. Analyse: Labor Fresenius; Probenahme: 16.8.1982. Literatur: SCHMASSMANN (1977a), WABER et al. (2014). n.n. = nicht nachweisbar, DOC = dissolved organic carbon (gelöster organischer Kohlenstoff), TDS = total dissolved solids (Trockenrückstand).

Tab.8: *Analyse des Mineralwassers der Ramsacher Mineralquelle, Bad Ramsach.*
Werte in mg/l.

Li	0,02	F	0,33
Na	2,3	Cl	3,9
K	0,5	NO ₃	1,8
Mg	24,4	HCO ₃	188
Ca	356,4	SO ₄	788
Sr	6,5	H ₂ SiO ₃	10,5
Mn	0,004	H ₃ BO ₃	0,03
U	0,0007	DOC	1,3

Analyse: Labor Fresenius; Probenahme: 10. 9.1981. DOC = dissolved organic carbon (gelöster organischer Kohlenstoff).

Tunnelentwässerungen

Im Gebiet von Blatt Hauenstein queren drei grosse Tunnelbauwerke den Faltenjura, zwei für die Eisenbahn (Hauenstein-Scheiteltunnel und -Basistunnel) sowie ein doppelröhriger Autobahntunnel (Belchentunnel). Alle drei Tunnelbauwerke entwässern das durchbohrte Gebirge massiv und bewirkten Ergiebigkeitsrückgänge in darüber liegenden Quellen. Das nach Vollendung der Tunnelbauwerke anfallende betriebliche Bergwasser wird heute teilweise als Trink- und Brauchwasser sowie zur Wärmenutzung und Gewässeralimentierung genutzt.

Der Bau des Hauenstein-Scheiteltunnels (Durchstich 1858) war nicht nur eine grosse bautechnische Herausforderung, sondern führte auch in entwässerungstechnisches und wasserrechtliches Neuland. Von der Südseite stiess der Vortrieb auf warmes Muschelkalkwasser (18–26°C, ca. 2000 l/min., teilweise handelt es sich um «Gipsthermen»). Auf der Nordseite stiess der Tunnel auf kaltes und warmes Karst- und Kluftwasser des Muschelkalks mit einer niederschlagsabhängigen Schüttmenge zwischen ca. 1000 und 6500 l/min. Der Tunnel entwässerte das ganze überliegende Gebiet so stark, dass nicht nur die Quellen, sondern auch der nach Norden abfliessende Homburgerbach viel Wasser verloren. Dies führte zu Protesten der Bevölkerung im nördlich vorgelagerten Gebiet und zu Schlichtungsbemühungen durch den Bundesrat. Nach jahrelangen Rechtsstreitigkeiten musste die Bahn einen Teil des Tunnelwassers neu fassen und an Geschädigte sowie in einen trockengefallenen Bach umleiten. Die hydrogeologischen Probleme mit dem Bau dieses ersten grösseren Tunnels in der Schweiz sind von MOSER (2009) detailliert beschrieben worden. Heute werden die Tunnelwässer weiterhin auf beiden Seiten genutzt, in Läuelfingen als Trinkwasser und in Trimbach für einen Fischteich. Analysen von zwei dieser Tunnelquellen sind in NAGRA (1989) zu finden.

Auch der Bau des Hauenstein-Basistunnels kurz vor dem Ersten Weltkrieg brachte eine grosse Entwässerungswirkung von Karstgrundwasser – aus Hauptrogenstein und Muschelkalk, in geringem Ausmass auch aus dem Gansingen-Member (Gansingen-Dolomit) und aus Kalken der Staffelegg-Formation (Lias) –, mit insgesamt 2500–3500 l/min und Temperaturen von 16–28°C. Dieses Wasser floss bis 1999 mit einer Durchschnittstemperatur von 21–22°C ungenutzt in die Aare, seither wird damit eine Siedlung mit 150 Wohnungen beheizt. Die Nagra liess von mehreren dieser Tunnelquellen Analysen erstellen und stellte diese sowie frühere Fremdanalysen zusammen (NAGRA 1989).

Die beiden Röhren des Belchentunnels entwässern relativ aggressive, vor allem sulfathaltige Bergwässer. Dies brachte zusätzlich zu den oben beschriebenen Entwässerungsproblemen noch weitere Schwierigkeiten wie Metallkorrosion und Betonersetzung (WEGMÜLLER 2001).

MINERALISCHE ROHSTOFFE

Silex

Silex war der erste im Gebiet von Blatt Hauenstein im grösseren Rahmen abgebaute Rohstoff (s. Kap. Archäologie). Gewonnen wurde er aus der Balsthal-Formation (s. Kap. Stratigraphie).

Die bekannteste Abbaustelle befindet sich bei Chalchofen (Kalchofen, Koord. 2633.630/1244.110), beiderseits der Gemeindegrenze zwischen Olten und Wangen b. Olten (LÖTSCHER 2014). Weitere Abbaustellen finden sich auch im benachbarten Banwald und Forenwald (HESS 2014). Der Abbau, der in die Zeit zwischen 6000 und 2000 v. Chr. datiert wird, fand vorerst in Gruben, später auch bergmännisch in Schächten und Stollen statt. Die Silexknollen wurden vor Ort grob bearbeitet und dann weit über die Region hinaus exportiert. Nachgewiesen wurde Silex aus der Gegend von Olten am Zürichsee, am Bielersee, am Neuenburgersee sowie im Wallis.

Ein weiteres Zentrum der Silexgewinnung und -verarbeitung befand sich auf dem Arxhöpfli und im Stälzler zwischen Ziefen und Lampenberg. Hergestellt wurden hier insbesondere Beile. Die Fundstelle Stälzler wird ins frühe Jungneolithikum (3200 – ca. 2500 v. Chr.) datiert (EWALD & SEDLMEIER 1994).

Eisenerz***Eisenoolith***

Ehemalige Abbaustellen (Pingen) von Eisenoolith aus dem Herznach-Member der Ifenthal-Formation sind in der Umgebung von Langenbruck zu finden, insbesondere in der Erzenberggrünten im Tal des Dürstelbachs sowie in der Umgebung der Spittelweid nördlich des ehemaligen Klosters Schönthal (MARTI 2015).

Die örtliche Verhüttung beim Hof Dürstel (Koord. 2626.500/1245.060) ist für das 11. bis 13. Jahrhundert belegt. Neben Schlacken finden sich hier auch Überreste eines Renn- und eines späteren Hochofens (TAUBER 1998). Letzterer galt bei seiner Entdeckung 1995 als Sensation, war er doch der älteste je in Europa nachgewiesene Hochofen.

Bohnerz

Bohnerz tritt vor allem im westlichen Tafeljuraanteil des Kartengebiets auf. Grössere Vorkommen von Siderolithikum mit Spuren ehemaliger Abbaustellen (Pingen) unbekanntes Alters finden sich östlich von Diegten im Gebiet Rütihof-Chilpe und Erzweid.

Ein weiteres ausgedehntes Vorkommen von Siderolithikum findet sich westlich und südwestlich von Lampenberg. Vorhandene Spuren eines möglicherweise bergmännischen Abbaus von Bohnerz wurden dort bislang nicht systematisch dokumentiert.

Für die jüngst entdeckte Burg Mörliflüh auf dem Gipfel des Geissrains südwestlich von Liedertswil (Koord. 2620.670/1248.150) formulieren MARTI & VON WARTBURG (2015) aufgrund der Lage fernab von Siedlungen und Verkehrswegen sowie des wahrscheinlich auf «kleines Erz» zurückgehenden Namens (zu Örl, Ö oder Er, althd. für Erz; vgl. engl. ore) die These eines Abbaus von Bohnerz in der näheren Umgebung. In Frage kämen insbesondere das Örlenmoos oder der nur auf der Landeskarte 1:10 000 vermerkte Örleberg nordwestlich der Waldweid.

Quarzsand, Huppererde, Boluston

Im Sandloch oder Höllenloch, einer bei Koord. 2629.519/1243.533 am Südwestrand der Tüfelsschlucht gelegenen Schichtfugenhöhle im Holzflue-Member der Balsthal-Formation, wurden über längere Zeit ziemlich reiner Quarzsand sowie Boluston (vorw. Kaolinit) aus dem Siderolithikum abgebaut (BAUMBERGER 1923, INGESO o.J.).

Im Westen von Hägendorf wurden in verschiedenen, zum grössten Teil nicht mehr genau lokalisierbaren Kesseln und Höhlungen im Malmkalk reichlich Huppererde (kalkfreies Quarzsand-Kaolinit-Gemisch, DE QUERVAIN 1969) und Quarzsand mit polierten Körnern, die zum Teil die Grösse von Kaffeebohnen erreichten,

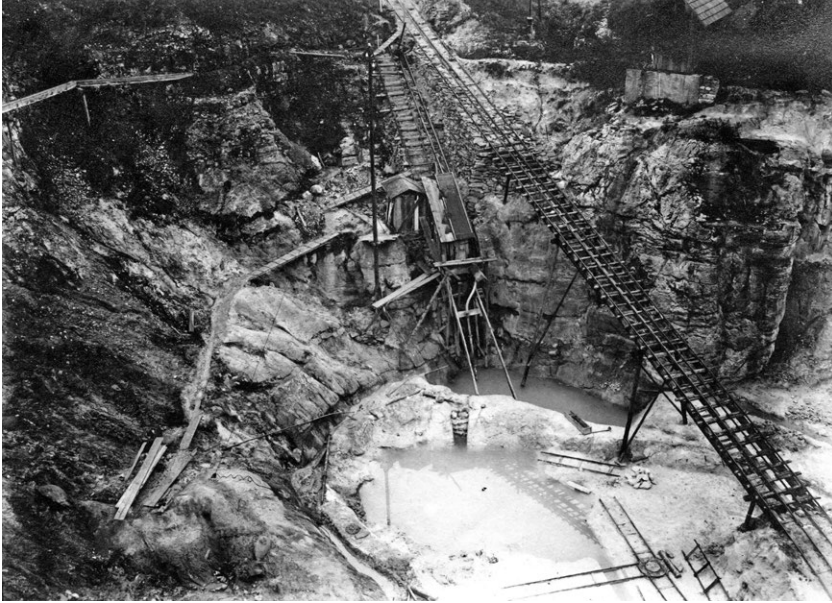


Fig. 34: Die Huppergrube Rickenbach im Jahr 1914 (s.a. EMERY et al. 2007, S. 55).

abgebaut. Eine Grube bei Koord. 2629.510/1242.475 war noch 1905 in Betrieb (BAUMBERGER 1923). Aus einer bis in eine Tiefe von 42 m ausgebeuteten Doline unterhalb des Büntli (Koord. 2630.025/1242.830) wurde zwischen 1893 und 1902 verschiedenfarbige Huppererde gewonnen.

In der Huppergrube südlich von Rickenbach (Koord. 2632.200/1242.300) wurde ab 1897 vor allem rötliche Huppererde abgebaut (Fig. 34; s.a. Kap. Stratigraphie, Fig. 19), die in Giessereien in Luzern und Schaffhausen sowie zur Zementherstellung Verwendung fand (BAUMBERGER 1923). Die Grube wurde 1964 stillgelegt (EMERY et al. 2007).

Ton

Im Kartengebiet existierten verschiedene, zum Teil grössere Tongruben. Abgebaut wurde in der Regel Opalinus-Ton, vereinzelt auch Mergel der USM.

Anfang der 1960er-Jahre wurde östlich der Passhöhe des Unteren Hauensteins eine Tongrube im Opalinus-Ton angelegt, die sukzessive in Richtung Nordosten bis zur Reisenegg erweitert wurde. Sie lieferte Zuschlagsstoff für das



Fig. 35: Die stillgelegte Tongrube Fasiswald mit ihrer bekannten «Liaswand» vor der Auffüllung mit Ausbruchmaterial aus der dritten Röhre des Belchentunnels. Koord. 2629.180/1245.110, Blick in Richtung WNW. Foto P.F. Flückiger (Naturmuseum Olten), 2013.

Portlandzementwerk in Olten (GSELL 1997). Mit dessen Schliessung 1997 wurde auch der Tonabbau eingestellt. Das Gelände der ehemaligen Grube dient heute als Golfplatz.

Ende der 1960er-Jahre wurde mit dem Abbau von Opalinus-Ton beim Untererlimoos in der Gemeinde Trimbach begonnen. Heute ist die Grube stillgelegt und dient als Deponie.

Die um 1980 angelegte Tongrube Fasiswald lieferte Opalinus-Ton für die Ziegelei Hägendorf AG (MUMENTHALER et al. 1997), die ihren Rohstoff ursprünglich aus einer neben dem Firmengelände im Dorf gelegenen, heute aufgefüllten Mergelgrube bezog (Elsässer Molasse bzw. Bunte Mergel, USM). Nach der Einstellung des Betriebs wurde die Tongrube Fasiswald stillgelegt (Fig. 35). Sie wird nun als Deponie insbesondere für das beim Bau der dritten Röhre des Belchentunnels anfallende Ausbruchmaterial verwendet.

Gips, Anhydrit

Gips und Anhydrit wurden im Gebiet von Blatt Hauenstein hauptsächlich aus der Zeglingen-Formation, untergeordnet auch aus der Bänkerjoch-Formation abgebaut (s. DE QUERVAIN 1969).

Bereits im 15. Jahrhundert wurde im Gebiet Weissbrunn (auf älteren Ausgaben der Landeskarte 1:25000 auch Wissbrunn) südöstlich von Zeglingen Gips ge-



Fig. 36: Die seit 2003 stillgelegte Gipsgrube Weissbrunn (Wissbrunn) bei Zeglingen (Zeglingen-Formation). Koord. 2636.170/1251.100, Blick in Richtung Nordosten. Foto R. Burkhalter, 2018.

wonnen. 1904 übernahm die Läuelfinger Gips-Union den Abbau; sechs Jahre später begann mit dem Bau einer 4,5 km langen Materialseilbahn, mit der das Rohmaterial zur Verarbeitung zu Baugips und Gipsplatten (DE QUERVAIN 1969, HAUBER & STUCKY 1997) in die Gipsfabrik in Läuelfingen transportiert wurde, der industrielle Abbau. Aufgrund der Erschöpfung der Gipsvorräte wurde der Gipsabbau 1986 eingestellt. Aus der Grube wurde fortan Anhydrit gewonnen. 2003 wurde sie ganz geschlossen (Fig. 36) und die Materialseilbahn, bis auf wenige Relikte, rückgebaut (REGIONATUR 2017). Bei ihrer Stilllegung erstreckte sich die Gipsgrube über eine Breite von fast einem Kilometer bis unter den Sodchopf.

Weitere stillgelegte Gipsgruben in der Zeglingen-Formation befinden sich oberhalb des heutigen Bitzenwegs am Ostrand von Läuelfingen, im Edlisberg (Gipsi) südöstlich von Oberdorf (Fig. 3) und im Bereich des Scheibenstandes des Schiessstandes Liedertswil-Dünellenberg (Gipsiberg). Die drei Gruben erscheinen bereits auf der Erstaussgabe des Siegfriedatlas von 1883. Während bei der Grube von Läuelfingen noch bis ca. 1900 und bei derjenigen von Oberdorf bis ca. 1950

topographische Veränderungen auf einen fortschreitenden Abbau hinweisen, scheint die Grube in Liedertswil seit der Erstaufnahme unverändert, also bereits früher stillgelegt worden zu sein.

Gips aus der Bänkerjoch-Formation wurde in einer Grube beim Oberen Sörzach westlich von Niederdorf (Koord. 2622.346/1250.565) abgebaut (HAUBER 1960).

Kalkstein

Zementrohstoff

Der grösste, heute stillgelegte Steinbruch im Gebiet von Blatt Hauenstein befindet sich auf der Nordflanke des Borns, beiderseits der Gemeindegrenze zwischen Olten und Wangen b. Olten (GSELL 1997). Die hier abgebauten Kalke der Balsthal-, in geringem Masse auch der Reuchenette-Formation und, später, in der Grubensohle, auch der Mergel des Effingen-Members dienten dem Portlandcementwerk in Olten als Rohstoffe. Zu Beginn des Abbaus, ab 1928, wurde das Material mit einer Seilbahn zur weiteren Verarbeitung ins Oltner Gheid transportiert. Diese wurde um 1970 durch ein 1,5 km langes, unterirdisches Förderband mit einer Leistung von 300 t/h ersetzt. Die Portlandcementwerk AG Olten stellte 1997 ihren Betrieb ein. Das Werk wurde später rückgebaut und das Areal umgenutzt. Mangels geeigneter Erschliessung fand sich keine befriedigende Lösung für eine wirtschaftliche Weiternutzung des Steinbruchs.

Südöstlich von Läuelfingen wurde in der Bitzhalde und am Adlikerrank (westlich bzw. südlich des Bitzenfeldes) Kalk der Schinznach-Formation abgebaut und von der damals in Läuelfingen ansässigen Firma Gebr. Kohler zu Schotter, aber auch zu Zement und weiter zu Beton und Betonprodukten verarbeitet. Der Steinbruch in der Bitzhalde wurde bereits in den 1930er-Jahren verfüllt, derjenige am Adlikerrank in den 1980er-Jahren stillgelegt.

Mauerstein, Blockwurf, Schotter, Strassenmergel

Kalk und Dolomit der Schinznach-Formation finden, je nach lokaler Ausbildung bzw. Bankung, als Quader- und Mauerstein oder als Schotter Verwendung (DE QUERVAIN 1969). Im Kartengebiet wurden sie früher unter anderem bei Titterten (Egg), Oberdorf (Leisenberg, Kai, Dielenberg), Läuelfingen (Adlikerrank; Schotterwerk), Wisen (Chänel) und Zeglingen (Unter der Flue) abgebaut.

Der Hauptrogenstein wurde bis noch vor kurzem lokal zur Herstellung von Schotter und Strassenmergel («Juragrien») abgebaut. In guter Qualität eignet er sich ausserdem als Mauerstein und wurde früher auch zu diesem Zweck gewonnen (DE QUERVAIN 1969). Aufgelassene Steinbrüche finden sich unter anderem in Diegten (Eichligarten oberhalb der Rütiweid), Wittinsburg (Chamber), Häfelfingen (Zündli beim Eichhof), Langenbruck (Passhöhe Oberer Hauenstein, zwei Abba-

stellen), Hauenstein (Bodenfeld) und Trimbach (Unterrintel). In einigen kleineren Gruben wurde nicht der Fels, sondern der Hangschutt abgebaut und zu Strassenmergel verarbeitet.

Kies, Sand

Im Dünnergäu zwischen Hägendorf und dem Gheid südwestlich von Olten befanden sich in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts zahlreiche kleinere Kiesgruben, in denen Kies und Sand aus dem Gäu-Schotter (und evtl. dessen Liegendem) abgebaut wurde. Grösste Abbaustelle im Kartengebiet war diejenige des Kieswerkes der Hunziker & Cie AG im Gebiet Gheid (s.a. SCHINDLER et al. 1997). In der Bornklus und im Schachen südlich von Winznau wurden Kies und Sand aus undifferenziertem Niederterrassenschotter gewonnen.

ARCHÄOLOGIE

Auf Atlasblatt Hauenstein sind archäologische Fundstellen der Kantone Basel-Landschaft und Solothurn ausgeschieden (s. Fundstellenarchiv der Archäologie Baselland, Fundstellenarchiv der Kantonsarchäologie Solothurn), die Einfluss auf die Topografie haben und die mit geologischen Phänomenen verwechselt werden könnten. Diese Objekte lassen sich in verschiedene Gruppen zusammenfassen, die in der Folge kurz beschrieben werden (EWALD & TAUBER 1998, HARB & SPYCHER 2016; s. a. Archäologie und Denkmalpflege im Kanton Solothurn [Jahrbücher] u. Jahresberichte Archäologie Baselland).

Prähistorische Felssiedlungen

In diese Kategorie fallen Höhlen und Abris (Felsdächer), die in prähistorischer Zeit besiedelt waren. Felssiedlungen waren nicht durchgehend bewohnt, sondern boten Jägern und Sammlern Schutz für eine kurze Zeit. Archäologische Belege für besiedelte Höhlen oder Abris sind beispielsweise Silex- und andere Steinartefakte, Tierknochen, Holzkohle und in jüngeren Epochen auch Keramikscherben. Diese treten als Einzelfunde, Fundansammlungen oder auch in Kulturschichten auf. Seltener lassen sich Strukturen wie Steinsetzungen oder Feuerstellen nachweisen. Das Käsloch in Winznau war vom Jungpaläolithikum bis in die Bronzezeit immer wieder bewohnt. Im Laufe dieser langen Besiedlungszeit lagerte sich eine fundreiche Kulturschicht ab. Im Abri Mülliloch in Starrkirch-

Wil entdeckte man sogar eine jungpaläolithische Feuerstelle. Leider wurden einige Felssiedlungen, so die Wasserfallen-Höhle bei Diegten, ohne archäologische Begleitung ausgeräumt.

Prähistorische Höhensiedlungen

Dieser Siedlungstyp befand sich auf plateauartigen Erhebungen, die auf mehreren Seiten durch Felsabhänge geschützt sind. Die Bewohner mussten nur eine Seite mit einem Wall-Graben-System (Abschnittsbefestigung) sichern. Höhensiedlungen hatten eine Funktion als Zentralorte. Dies zeigt, dass es bereits in prähistorischer Zeit eine Territorialbildung gab. Obwohl die meisten Befestigungen aus der Bronze- und Eisenzeit stammen, waren zahlreiche Höhensiedlungen schon im Neolithikum besiedelt. Auch in jüngeren Epochen, insbesondere in spät-römischer Zeit, wurden diese Schutzlagen erneut aufgesucht und befestigt. In der ausgedehnten Höhensiedlung Gerstel/Tüfelschuchi in Waldenburg wurden stein- bis bronzzeitliche Funde und Reste eines Walls entdeckt. Auf dem Dickenbännli in Olten, das bereits im Neolithikum besiedelt war, sind noch heute ein ausgeprägter, jedoch undatierter Befestigungsgraben und -wall sichtbar. Beispiele für eisenzeitliche Wälle und Gräben finden sich beim Rutenrain in Diegten (nordwestlich des Rütihofs) und bei der Chastelenflue in Arboldswil. Der Grosse Chastel in Losdorf wurde ab dem Neolithikum bis ins Mittelalter immer wieder aufgesucht.

Prähistorische Grabhügel

In der Mittelbronze- und der Hallstattzeit (ältere Eisenzeit) war es üblich, die Toten unter oder in einem Grabhügel zu bestatten. Im Betrachtungsgebiet fielen die meisten Grabhügel der natürlichen Erosion oder menschlichen Eingriffen zum Opfer. In der Flur Kehrliwald bei Rickenbach wird ein Grabhügel vermutet. Die rund 1,5 m hoch erhaltene Erhebung hat einen Durchmesser von 10 m.

Römische Siedlungen

Die meisten römischen Siedlungen reichten sich in mehr oder weniger regelmäßigen Abständen am Jurasüdfuss und in den Süd-Nord verlaufenden Juratälern aneinander. Dabei handelt es sich grösstenteils um ländliche Siedlungen wie Gutshöfe oder kleinere Gehöfte (*villae rusticae*). Daneben gab es vom 1. bis ins 3. Jahrhundert auch Kleinstädte (*vici*), die als regionale Zentralorte dienten. Im Gebiet von Blatt Hauenstein befinden sich zwei römische Kleinstädte. Eine lag im Bereich der Oltner Alt- und Innenstadt. Hier kamen vereinzelte Gebäudereste, Strassenabschnitte, Töpferöfen und zahlreiche Funde zum Vorschein. Die zweite Kleinstadt lag an der Passstrasse über den Oberen Hauenstein in der Flur Wässer-matten in Holderbank. Von den hölzernen Gebäuden, die im Schwemmgebiet ei-

nes Baches standen, blieben Reste im feuchten Boden erhalten. Im 4. Jahrhundert entstand auf dem Gebiet der Oltner Altstadt eine befestigte Siedlung (castrum), die den strategisch wichtigen Aareübergang schützte. Ein Teil der Befestigungsmauer wurde in die mittelalterliche Stadtmauer integriert.

Zahlreiche römische Fundstellen verschwanden durch die intensive Bebauung. Ein Teil des Herrenhauses des Gutshofes in der Römermatte bei Olten ist jedoch konserviert und sichtbar. Andere Fundstellen sind durch die Landwirtschaft gefährdet: Oft sind nur noch Reste der in den Boden eingetieften Strukturen, wie Fundamente, Keller, Gruben oder Sodbrunnen, erhalten. In Feldern zeigen sich solche eingetieften Strukturen unter bestimmten Umständen an Wuchs- oder Farbunterschieden von Getreide. Römische Gebäude an Hanglagen sind in der Regel besser erhalten, da sie nach der Auflassung oft mit Hanglehm überdeckt wurden. In diesen Fällen können auch aufgehende Mauern, Schutt- und Kulturschichten mit Funden im Boden vorhanden sein.

Mittelalterliche Burgstellen

Die Nordwestschweiz ist die Region mit der grössten Burgendichte in Europa (MEYER 1981). Die Burgen standen meist auf felsigen Anhöhen und waren weitum sichtbar. Sie waren gleichzeitig Status- und Machtsymbole. Die frühesten Burgen entstanden ab dem 10./11. Jahrhundert und waren oft eine Mischung aus Holz- und Steinbau. Im 12./13. Jahrhundert erlebte die Region, angetrieben durch den Stadtadel, einen regelrechten Burgen-Boom. Die meisten Burgen wurden, neben den imposanten Befestigungsmauern, mit mächtigen Halsgräben versehen. So entstanden zwischen dem 11. und 14. Jahrhundert mehr als hundert Burgen in der Region. Im 13./14. Jahrhundert verloren die Burgen an Bedeutung, da der Adel aus wirtschaftlichen Gründen wieder vermehrt Richtung Stadt zog. Zusätzlich zerstörte das Erdbeben von 1356 viele Burgen (MEYER 2006), von denen die meisten nicht wieder aufgebaut wurden. Im Zusammenhang mit den Unruhen der französischen Revolution wurden die meisten Burgen aufgegeben oder zerstört. Später nutzte man die verlassenen Burgen auch als Steinbrüche. Im Laufe des späten 19. Jahrhunderts, der Zeit der Burgenromantik, wurden die Ruinen teilweise wieder aufgebaut. Im Gebiet von Blatt Hauenstein sind neben sichtbaren Burgruinen, wie der Grottenburg Riedfluh bei Eptingen oder der Waldenburg bei Waldenburg, auch Burgstellen vorhanden, die nur anhand einer detaillierten topografischen Untersuchung zu rekonstruieren sind. Beispielsweise ist die Burgstelle Ränggen südlich von Diegten, trotz Erosion und überwachsenen Wall- und Grabenanlagen, heute noch greifbar. Die Burgstelle Mörlifluch in Liedertswil (s.a. Kap. Mineralische Rohstoffe) konnte durch eine grosse Anzahl von Funden bestätigt werden. Paradebeispiele für mächtige Halsgräben finden sich bei den Burgruinen Alt-Bechburg in Holderbank oder bei der Frohburg in Trimbach.

Gewerbe

Silex war im Neolithikum ein begehrter Rohstoff (s.a. Kap. Mineralische Rohstoffe). Daraus wurden Geräte und Waffen für den täglichen Gebrauch gefertigt. Zwei der interregional wichtigsten Silexabbaustellen lagen im Gebiet von Blatt Hauenstein. Die Abbaustelle im Gebiet Chalchhofen (Kalchhofen) auf der Grenze zwischen Olten und Wangen b. Olten ist das älteste bisher bekannte Untertagebergwerk der Schweiz. Hier entdeckte man bei einer Ausgrabung zahlreiche 3–4 m tiefe Schächte und bis zu 10 m lange Stollen. Das ganze Bergwerksareal, das sich gegen Norden weiter in den Forenwald hinein erstreckte, war mehrere Hektaren gross. Während der Jungsteinzeit wurden hier hunderte Schächte und Stollen aus dem Felsen gebrochen, um an die bis zu 3 kg schweren Silexknollen zu gelangen. Auf dem Stälzler nordwestlich von Lampenberg entdeckte man zahlreiche Geländevertiefungen und Abraumhalden, die auf obertägigen Abbau der Silexknollen deuten. Zudem fand man auf dem Areal tausende Silices, die von der Verarbeitung des gewonnenen Rohstoffs an Ort und Stelle zeugen.

Spuren ur- und frühgeschichtlicher Metallverarbeitung sind selten. Umso bedeutender ist die Fundstelle im Moosfeld in der Gemeinde Wisen. Hier kamen unter anderem einige Gussreste und -formen eines Bronzeschmiedes zum Vorschein, der hier vor 3500 Jahren gearbeitet hatte. Auf dem Erzenberg in der Gemeinde Langenbruck wurde spätestens ab dem Mittelalter Erz abgebaut. Hier sind im Gelände zahlreiche Pingen und Abraumhalden sichtbar. Ausserdem entdeckte man hier auch Verhüttungsanlagen (s.a. Kap. Mineralische Rohstoffe).

Eine weitere Kategorie bilden die neuzeitlichen Kalkbrennöfen. Diese lagen in der Regel am Hangfuss in unmittelbarer Nähe zu einem Steinbruch. Die Brennkammern der runden Öfen mit einem Durchmesser von bis zu 9 m waren in den Boden gegraben und wurden über einen ebenerdigen Feuerungskanal bedient. Die geschichteten Kalksteine wurden mit Lehm überdeckt und versiegelt. Im Kartengebiet wurden diverse Kalkbrennöfen entdeckt. Je nachdem, ob das Gewölbe noch intakt ist oder nicht, zeigt sich eine Geländeerhebung oder eine Mulde, wobei letztere Situation öfters zutrifft. So kamen in den Fluren Stelli und Obere Wies in Holderbank drei Kalkbrennöfen zum Vorschein, von denen nur noch die Grube erhalten war.

Verkehr

Im Untersuchungsgebiet befinden sich verschiedene archäologisch untersuchte Strassen- oder Wegabschnitte. Diese wurden in das Bundesinventar der historischen Verkehrswege der Schweiz aufgenommen und sind auf der entsprechenden Website einsehbar (IVS o.J.). In Langenbruck konnte ein römischer Prügelweg aus Rundhölzern, die so genannte «lange Brugg», nachgewiesen werden. In Holderbank wurden verschiedene Abschnitte der mittelalterlichen und wohl auch römischen Passstrasse über den Oberen Hauenstein erfasst. Dazu gehören diverse Pflasterungen mit Karrengeleisen, Geländestufen und Hohlwege.

Fortifikation Hauenstein

Für den Bau der Fortifikation Hauenstein während des Ersten Weltkriegs (1914–1918) gab es im Untersuchungsgebiet grossflächige Geländeingriffe (FORTIFIKATION HAUSTEIN o.J., SIGRIST 1990). Die Fortifikation diente zum Schutz des Eisenbahnknotens Olten und als nördlicher Eckpfeiler der Armeestellung Napf-Hauenstein gegen eine vom Generalstab der Schweizer Armee in Betracht gezogene Neutralitätsverletzung durch Frankreich (FUHRER 1999). Es handelt sich dabei um eine halbrunde Festungslinie von der Aare bei Obergösgen hinauf zum Wisenberg, über die Belchenflue und wieder hinunter zum Born bei Kappel und zur Aare. Die Fortifikation Hauenstein bestand aus verschiedenen Stützpunkten, die durch ein 14 km langes Schützengrabensystem verbunden waren. Gewisse Stellungen und Abschnitte der Schützengräben sind heute noch als solche erkennbar. Andere jedoch sind zerfallen oder wurden im Laufe der Zeit überdeckt, so zum Beispiel in der Flur Sonnenweid in Lostorf, in der ein Schützengraben mit Gewölbe entdeckt wurde. Schützengräben beziehungsweise Relikte davon wurden auf Blatt Hauenstein dort dargestellt, wo eine mögliche Verwechslungsgefahr mit natürlichen Geländeformen (z.B. Nackentälchen) besteht.

Naturbildungen

Die archäologische Forschung im Kanton Basel-Landschaft konzentriert sich in den letzten Jahren vermehrt auch auf indirekte Siedlungsspuren wie Bergabgänge oder Moore. Diese werden geoarchäologisch analysiert. Dabei werden Proben für archäobotanische Untersuchungen entnommen. Mit Hilfe von ¹⁴C-Datierungen können diese Befunde zeitlich eingeordnet werden. Dies ermöglicht Rückschlüsse auf die damalige Umwelt und die Lebensumstände der Menschen in früheren Zeiten. Im Jahr 2014 konnte beispielsweise die Archäologie Baselland eine sehr gut erhaltene Wiese aus dem Jahr 1295 dokumentieren, welche im Frühling oder Frühsommer durch eine Rutschung mit einer 5 m mächtigen Lehmschicht verschüttet wurde (s. Kap. Stratigraphie, Holozän). Sie trat bei einer Baustellenkontrolle noch grün schimmernd zutage (KIEFER et al. 2014).

Umgang mit Kulturgut

Der Umgang mit Kulturgut ist sowohl auf Bundesebene als auch kantonale gesetzlich geregelt. Grundsätzlich sind alle archäologischen Funde Eigentum des Kantons, in dem sie gefunden wurden. Nur so können die Entdeckungen für die Öffentlichkeit zugänglich gemacht werden. Für Ausgrabungen sind die jeweiligen archäologischen Dienststellen zuständig. Bodeneingriffe innerhalb oder im direkten Umfeld von archäologischen Schutzzonen müssen zwingend gemeldet werden. Widerhandlungen werden mit Gefängnis bis zu einem Jahr oder einer Busse bis zu Fr. 100 000.– bestraft.

LITERATURVERZEICHNIS

- AEGERTER, A. (1970): Sonderprobleme bei der Projektierung und beim Bau der N2 im Kanton Baselland. Geotechnische Probleme beim Bau der Nationalstrasse N2 Sissach-Belchen. Vorträge, gehalten an der Frühjahrstagung vom 3./4. April 1970 in Basel. – Schweiz. Ges. f. Bodenmech. u. Foundationstech. 80, 1–6.
- AUCKENTHALER, A. (2009): Nutzung von Grund- und Trinkwasser im Kanton Basel-Land. In: BIRET, Y. (Hrsg.): Wasser – lebendig, faszinierend, gefährlich (S.255–266). – Baselbieter Heimatb. 27 (Verl. Kt. Basel-Landsch., Liestal).
- AUFRANC, J., JORDAN, P., PIQUEREZ, A., KÄLIN, D. & BURKHALTER, R. (2016): Feuille 1105 Belley, avec partie est de la feuille 1104 Saignelégier. – Atlas géol. Suisse 1:25000, Notice expl. 147.
- BAIER, J. (2013): Das miozäne Muschelagglomerat der Tenniker Fluh (Kt. Basel-Landschaft, Schweiz). – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N.F.] 95, 337–346.
- BARTHOLET, H. U. (1964): Geologie des Tafel- und Faltenjuras zwischen Eptingen und Oltingen. – Tätber. natf. Ges. Basell. 23, 43–130.
- BAUMBERGER, E. (1923): Die Bohnerzorkommen am Jurarand zwischen Biel und Aarau und im Kettenjura östlich der Aare. In: Die Eisen- und Manganerze der Schweiz. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 8/1, 32–47.
- (1927): Die stampischen Bildungen der Nordwestschweiz und ihrer Nachbargebiete mit besonderer Berücksichtigung der Molluskenfaunen. – Eclogae geol. Helv. 20/4, 533–578.
- BECKER, D., PICOT, L. & BERGER, J.-P. (2002): Stable isotopes (¹³C, ¹⁸O) on charophyte gyrogonites: example from the Brochene Fluh section (Late Oligocene – Early Miocene / Switzerland). – Geobios 35, 89–97.
- 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.
- BICKEL, H. (1998): Ortsnamen als Quellen für die Siedlungsgeschichte am Beispiel der Nordwestschweiz. In: NICOLAISEN, W. F. H. (Ed.): Scope, perspectives and methods of onomastics (p. 31–39). – Proc. 19th int. Congr. onomastic Sci., Aberdeen, Aug. 4–11, 1996, 2.
- BIEHLER, D., SCHMASSMANN, H., SCHNEEMANN, K. & SILLANPÄÄ, J. (1993): Hydrochemische Synthese Nordschweiz: Dogger-, Lias-, Keuper- und Muschelkalk-Aquifere. – Nagra tech. Ber. NTB 92-08.
- BITTERLI-DREHER, P.[H.] (1977): Sedimentologie und Paläogeographie des Oberen Doggers im zentralen und nördlichen Jura. Mit einem Beitrag zur Eisenoolithbildung. – Diss. Univ. Basel.
- (1979): Cyclic sedimentation in the upper Bathonian – Callovian of the Swiss Jura Mountains. Symp. «Sédimentation jurassique W européen». – Publ. spéc. Assoc. Sédimentol. franç. 1, 99–109.
- (2012): Zur Geologie der Ifenthal-Formation. – Swiss Bull. angew. Geol. 17/2, 93–117.
- BITTERLI-DREHER, P.[H.], GRAF, H. R., NAEF, H., DIEBOLD, P., MATOUSEK, F., BURGER, H. & PAULI-GABI, T. (2007): Blatt 1070 Baden. – Geol. Atlas Schweiz 1:25000, Erläut. 120.
- BITTERLI, T. (1987): Geologie der Schuppenzone bei Lauwil und Reigoldswil. – Diplomarb. Univ. Basel (unpubl.).
- (1988): Die dreidimensionale Massenbilanz – ein wichtiges Hilfsmittel zum Verständnis der regionalen Kinematik (Schuppenzone von Reigoldswil, Faltenjura). – Eclogae geol. Helv. 81/2, 415–431.

- 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. – Diss. Univ. Basel.
- BITTERLI, T., JORDI, H. A., GERBER, M. E., GNÄGI, C. & GRAF, H. R. (2011): Blatt 1108 Murgenthal. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25000, Erläut. 113.
- BJÖRNSEN GURUNG, A. & STÄHLI, M. (2014): Wasserressourcen der Schweiz; Dargebot und Nutzung – heute und morgen. Thematische Synthese 1 im Rahmen des Nationalen Forschungsprogramms NFP 61 «Nachhaltige Wassernutzung». – Schweiz. Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung.
- BLÄSI, H.-R. (1987): Lithostratigraphie und Korrelation der Doggersedimente in den Bohrungen Weiach, Riniken und Schafisheim. – *Eclogae geol. Helv.* 80/2, 415–430.
- 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* 1:25000, Erläut. 139.
- BÖHI, D. B. (1989): Geologie und Tektonik in der Vorfaltenzone zwischen Eptingen, Läfelfingen, Häfelfingen, Buckten, Känerkinden und Diegten, mit einem Versuch der 2-dimensionalen Balancierung der geologischen Profile. – Diplomarb. Univ. Basel (unpubl.).
- BÜCHI, U. P. & HOFMANN, F. (1960): Die Sedimentationsverhältnisse zur Zeit der Muschelsandsteine und Grobkalke im Gebiet des Beckennordrandes der Oberen Meeresmolasse zwischen Aargau und Schaffhausen. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 27, 11–22.
- BURGER, H. (2011): Die Thermalwässer und Mineralwässer im Kanton Aargau und seiner näheren Umgebung. – *Mitt. aargau. natf. Ges.* 37, 91–111.
- (2016): Nutzung und Schutz von Tiefengrundwasser im Spannungsfeld von Chancen, Risiken, Konflikten und regulatorischen Anforderungen. – *Swiss Bull. angew. Geol.* 21/1, 69–90.
- BURKHALTER, R. M. (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.
- BURKHARD, M. (1990): Aspects of the large-scale Miocene deformation in the most external part of the Swiss Alps (Subalpine Molasse to Jura fold belt). – *Eclogae geol. Helv.* 83/3, 559–583.
- BURKHARD, M. & SOMMARUGA, A. (1998): Evolution of the Swiss Molasse basin: structural relations with the Alps and the Jura belt. In: MASCLE, A., PUIGDEFABREGAS, C., LUTERBACHER, H. & FERNANDEZ, M. (Ed.): *Cenozoic foreland basins of Western Europe* (p.279–298). – *Spec. Publ. geol. Soc. London* 134.
- BUXTORF, A. (1900): Ueber vor- oder alt-miocäne Verwerfungen im Basler Tafel-Jura. – *Eclogae geol. Helv.* 6/2, 176–177.
- (1901): Geologie der Umgebung von Gelterkinden im Basler Tafeljura. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 11.
- (1907): Zur Tektonik des Kettenjura. – *Ber. Versamml. oberrh. geol. Ver., 30./40. Versamml., 1906/1907*, 29–38.
- (1915): Bericht über den Besuch des Hauensteinbasistunnels durch die Schweizerische geologische Gesellschaft. – *Eclogae geol. Helv.* 13/3, 353–359.

- BUXTORF, A. (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.
- CADISCH, J. (1931): Zur Geologie der Schweizer Mineral- und Thermalquellen. – *Verh. natf. Ges. Basel* 42, 138–176.
- (1937): Die Mineral- und Heilquellen der Schweiz. – *Schweiz. Ver. analyt. Chemiker, eidg. Gesundheitsamt, schweiz. Ges. f. Balneologie u. Klimatologie* (Zimmermann & Co., Bern).
- CARLÉ, W. (1975): Die Mineral- und Thermalwässer von Mitteleuropa. *Geologie, Chemismus, Genese*. – *Wiss. Verlagsges., Stuttgart*.
- CLOOS, H. (1910): Tafel- und Kettenland im Basler Jura und ihre Beziehungen nebst Beiträgen zur Kenntnis des Tertiärs. – *N. Jb. Mineral. Geol. Paläont.* 30, 97–232.
- DEHNERT, A., LOWICK, S. E., PREUSSER, F., ANSELMETTI, F. S., DRESCHER-SCHNEIDER, R., GRAF, H. R., HELLER, F., HORSTMAYER, H., KEMNA, H. A., NOWACZYK, N. R., ZÜGER, A. & FURNER, H. (2012): Evolution of an overdeepened trough in the northern Alpine Foreland at Niederweningen, Switzerland. – *Quatern. Sci. Rev.* 34, 127–145.
- DELHAES, W. & GERTH, H. (1912): Geologische Beschreibung des Kettenjura zwischen Reigoldswil (Baselland) und Oensingen (Solothurn) mit geologischer Karte 1:25000. – *Geol. Paläont. Abh. [N.F.]* 11/1, 1–97.
- DEPLAZES, G., BLÄSI, H.-R., SCHNELLMANN, M. & TRABER, D. (2013): Sedimentologie und Stratigraphie der Effinger Schichten. – *Nagra Arbeitsber. NAB* 13-16.
- DIEBOLD, P., BITTERLI-BRUNNER, P. & NAEF, H. (2006): Blatt 1069/1049 Frick-Laufenburg. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25000, Erläut. 110.
- ELBER, D. (1963): Die Geologie des Gebietes von Langenbruck am Oberen Hauenstein. – *Diss. Univ. Basel*.
- EMERY, E., TÜTKEN, T., BECKER, D., BUCHER, S., FLÜCKIGER, P. & BERGER, J.-P. (2007): Rickenbach unter den Tropen ... vor 25 Millionen Jahren! Bestimmung des Paläoklimas und der Paläoökologie anhand der Untersuchungen an fossilen Nashörnern aus der Sammlung des Naturmuseums Olten. – *Mitt. natf. Ges. Solothurn* 40, 51–64.
- ENGESSER, B. (1972): Die obermiozäne Säugetierfauna von Anwil (Baselland). – *Tätber. natf. Ges. Basell.* 28, 37–363.
- (1990): Die Eomyidae (Rodentia, Mammalia) der Molasse der Schweiz und Savoyens. – *Schweiz. paläont. Abh.* 112, 1–144.
- ENGESSER, B. & MÖDDEN, C. (1997): A new version of the biozonation of the Lower Freshwater Molasse (Oligocene and Aegian) of Switzerland and Savoy on the basis of fossil mammals. In: AGUILAR, J.-P., LEGENDRE, S. & MICHAUX, J. (Ed.): *Actes du Congrès Biochrom'97* (p. 475–499). – *Mémoires et Travaux de l'E. P. H. E., Institut de Montpellier* 21.
- ERNI, A. (1910): Das Rhät im schweizerischen Jura. – *Eclogae geol. Helv* 11/1, 5–54.
- (1926): Zur Rhätfrage im Schweizer Juragebirge. – *Cbl. Mineral. Geol. Paläont. [Abt. B]* 7, 241–253.
- (1941): Zur Stratigraphie und Paläontologie des oberen Braunen Jura in der Gegend des Unteren Hauensteins. – *Eclogae geol. Helv.* 34/2, 160–164.
- ETTER, W. (1990): Paläontologische Untersuchungen im unteren Opalinuston der Nordschweiz. – *Diss. Univ. Zürich*.
- EWALD, J. & SEDLMEIER, J. (1994): Neue Forschungen zum Neolithikum im Kanton Basel-Landschaft. – *Jb. schweiz. Ges. Ur- u. Frühgesch.* 77, 130–134.
- EWALD, J. & TAUBER, J. (Hrsg.) (1998): *Tatort Vergangenheit. Ergebnisse aus der Archäologie heute*. – *Wiese, Basel*.

- FORTIFIKATION HAUENSTEIN (o.J.): Fortifikation Hauenstein – Karte. – http://www.etas-it.ch/fortifikation-hauenstein/g_karte.php (22. 12.2017).
- FRÖHLICHER, H. (1966): Das Grundwasservorkommen im Dünerngäu und die Möglichkeit seiner Nutzung. – Ber. z. H. Amt f. Umwelt, Kt. Solothurn (unpubl.).
– (1976): Zeugen der Eiszeit in der Gegend von Olten. – *Oltner Njbl.* 34, 62–67.
- FRÖHLICHER, H. & KEHRER, L. (1968): Oel- und Gasindikationen in der Trias des Belchentunnels. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 35/87, 49–53.
- FUHRER, H. R. (1999): Die Schweizer Armee im Ersten Weltkrieg. Bedrohung, Landesverteidigung und Landesbefestigung (3. Aufl.). – *NZZ Libro*, Buchverl. n. Zürcher Ztg., Zürich.
- GDE. [Gemeinde] NIEDERDORF (o.J.): Ortsgeschichte. – <http://www.niederdorf.ch/wappenhtm.301955.0.html> (21. 12. 2017).
- GEOVIEW BL (o.J.): Geologisches Inventar BL, Metadaten. Objekt O-26/0. – http://www.lze-daten.bl.ch/nldaten/geologisches_inventar/php/get_metadata.php?pkey=2852026000 (22. 12. 2017).
- GIBBARD, P. L. (2003): Definition of the Middle–Upper Pleistocene boundary. – *Global and planetary Change* 36/3, 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 2004. – *Subcomm. Quatern. Stratigr., int. Comm. Stratigr., Cambridge*.
- 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. (2011): Glazial übertiefte Talabschnitte zwischen Solothurn und Aargau. – *Mitt. natf. Ges. Solothurn* 41, 89–98.
- GOLDSCHMID, H. O. (1965): Die Geologie des Faltenjura zwischen Olten und Unterem Hauenstein. – *Tätber. natf. Ges. Basell.* 24, 13–92.
- GONZALEZ, R. (1993): Die Hauptrogenstein-Formation der Nordschweiz. – *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.
- GRAF, H. R. (1993): Die Deckenschotter der zentralen Nordschweiz – *Diss. eidg. tech. Hochsch. [ETH] Zürich* 10205.
– (2009): Stratigraphie von Mittel- und Spätpleistozän in der Nordschweiz. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.]* 168.
- GRAF, H. R. & BURKHALTER, R. (2016): Quaternary deposits: concept for a stratigraphic classification and nomenclature – an example from northern Switzerland. – *Swiss J. Geosci.* 109/2, 137–147.
- GRAF, H. R., JOST, J., EBERHARD, M., KRUYSSSE, H. & KEMPF, O. (2012): Blatt 1109 Schöffland. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25000, Erläut. 150.
- GRESSLY, A. (1858): Geologischer Durchschnitt des Hauenstein-Tunnels; Längenschnitt und Horizontalschnitt auf der Schwellenhöhe. Lithographie G. Wolf, Basel. Originalmassstab 1:2500. – https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/8/87/Geologischer_Durchschnitt_des_Hauenstein-Tunnels.jpg (22. 12. 2017).
- GSELL, F. (1968): Geologie des Falten- und Tafeljura zwischen Aare und Wittnau und Betrachtungen zur Tektonik des Ostjura zwischen dem Unteren Hauenstein im W und der Aare im E. – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N. F.]* 91.

- GSELL, F. (1997): Kalke und Mergel für die Bindemittelindustrie. In: SCHWEIZ. GEOTECH. KOMM. (Hrsg.): Die mineralischen Rohstoffe der Schweiz (S.297–334). – Vontobel, Wetzikon.
- GÜRLER, B., HAUBER, L. & SCHWANDER, M. (1987): Die Geologie der Umgebung von Basel, mit Hinweisen über die Nutzungsmöglichkeiten der Erdwärme. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 160.
- 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.
- (1995): Datierung von Seichtwassersedimenten des späten Jura in der Nordschweiz mit Ammoniten. – *Ecolgae 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. Natwiss.* 104.
- (2000b): Annotated index of lithostratigraphic units currently used in the Upper Jurassic of northern Switzerland. – *Ecolgae geol. Helv.* 93/1, 125–146.
- (2012): Quantitative geology of Late Jurassic epicontinental sediments in the Jura mountains of Switzerland. – Springer (Birkhäuser), Basel.
- GYGI, R. A. & PERSOZ, F. (1986): Mineralostratigraphy, litho- and biostratigraphy combined in correlation of the Oxfordian (Late Jurassic) formations of the Swiss Jura range. – *Ecolgae geol. Helv.* 79/2, 385–454.
- GYGI, R.[A.] & RIEBER, H. (1987): Der Jura in der Nordschweiz. Exkursionsführer; Jahrestagung in Basel/Laufen/St-Ursanne/Wildegg, 27.–30.5.1987. – DUGW [dtsh. Union geol. Wiss.], stratigr. Komm., Subkomm. Jura-Stratigr.
- 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.
- HANTKE, R. (1965): Zur Chronologie der präwürmzeitlichen Vergletscherungen in der Nordschweiz. – *Ecolgae geol. Helv.* 58/2, 877–899.
- HARB, P. & SYPCHER, H. (Hrsg.) (2016): Fundort. Archäologie im Kanton Solothurn. – Amt f. Denkmalpflege u. Archäol. Solothurn.
- HARTMANN, A. (1917): Chemische und geologische Verhältnisse der Quellen von Lostorf und anderer Mineralquellen des östlichen Juras. – *Mitt. aargau. natf. Ges.* 14, 52–79.
- HAUBER, L. (1960): Geologie des Tafel- und Faltenjura zwischen Reigoldswil und Eptingen (Kanton Baselland). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 112.
- (1970): Die Rutschungen im Abschnitt Sissach–Eptingen der Nationalstrasse N2. Geotechnische Probleme beim Bau der Nationalstrasse N2 Sissach–Belchen. Vorträge, gehalten an der Frühjahrstagung vom 3./4. April 1970 in Basel. – Schweiz. Ges. f. Bodenmech. u. Foundationstech. 80, 20–27.
- (1971): Zur Geologie des Salzfeldes Schweizerhalle–Zinggibrunn (Kt. Baselland). – *Ecolgae geol. Helv.* 64/1, 163–183.
- HAUBER, L. & STUCKY, K. (1997): Gips und Salz. In: SCHWEIZ. GEOTECH. KOMM. (Hrsg.): Die mineralischen Rohstoffe der Schweiz (S.335–370). – Vontobel, Wetzikon.
- HEROLD, T. (1992): Die Geologie der «Eptinger Bucht» unter besonderer Berücksichtigung der Sedimentologie des Hauptmuschelkalks. – Diplomarb. Univ. Basel (unpubl.).
- HESS, T. (2014): Geoarchäologische Geländebegehungen in der Umgebung des jungsteinzeitlichen Silexbergwerks Chalchhofen in Olten und Wangen bei Olten. – Archäol. u. Denkmalpflege Kt. Solothurn 19, 43–48.
- HOFMANN, F. (1961): Vulkanische Aschen in den Helicitenmergeln des baslerischen, aargauischen und badischen Tafeljuras. – *Ecolgae geol. Helv.* 54/1, 133–136.

- HÖGL, O. (1980): Die Mineral- und Heilquellen der Schweiz. – Haupt, Bern.
- HOSTETTLER, B. (2014): Lithostratigraphie und Biostratigraphie im Callovien und Oxfordien des zentralen Nordschweizer Jura. – Diss. Univ. Bern.
- HÜRZELER, J. (1939): Säugetierfaunulae aus dem oberen Vindobonien der Nordwestschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 32/2, 193–203.
- IMHOF, B. (1980): Der Lias zwischen Olten und Langenbruck. – Diplomarb. Univ. Basel (unpubl.).
- INGESO (o.J.): Sandloch, Höhle. Inventar der geowissenschaftlich schützenswerten Objekte, Teilinventar Höhlen, OID 478. – Geoportal Kt. Solothurn, <https://geoweb.so.ch/maps/gs> (10.11.2017).
- IVS (o.J.): Bundesinventar der historischen Verkehrswege der Schweiz. – <https://map.geo.admin.ch> (22.12.2017).
- JÄCKLI, H. & KEMPF, T. (mit Beiträgen von FRÖHLICHER, H., MOOS, A. VON, SCHMASSMANN, H. & WYSSLING, L.): Blatt Bözberg–Beromünster. – Hydrogeol. Karte Schweiz 1:100000, Karte u. Erläut.
- JENNY, F. (1928): Die Fauna des Süsswasserkalkes von Diegten (Baselland). – *Eclogae geol. Helv.* 21/2, 417–427.
- JORDAN, P. (1983): Zur Stratigraphie des Lias zwischen Unterem Hauenstein und Schinznach (Solothurner und Aargauer Faltenjura). – *Eclogae geol. Helv.* 76/2, 355–379.
- (1992): Evidence for large scale decoupling in the Triassic evaporites of Northern Switzerland: an overview. – *Eclogae geol. Helv.* 85/3, 677–693.
- (1994): Evaporite als Abscherhorizonte. Eine gefügekundlich-strukturgeologische Untersuchung am Beispiel der Nordschweizer Trias. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 164*.
- (2004): Felsisohypsenkarte am Jurasüdfuss zwischen Oberbuchsitzen SO und Lenzburg AG. – Nagra intern. Ber. NIB 04-15.
- (2013): Härterippen in den Effinger Schichten am Jurasüdfuss zwischen Olten und Auenstein. – Nagra Arbeitsber. NAB 13-70.
- (2016): Reorganisation of the Triassic stratigraphic nomenclature of northern Switzerland: overview and the new Dinkelberg, Kaiseraugst and Zeglingen formations. – *Swiss J. Geosci.* 109/2, 241–255.
- JORDAN, P., EBERHARD, M., GRAF, H. R., DIEBOLD, P., JOST, J. & SCHÜRCH, R. (2011a): Blatt 1089 Aarau. – Geol. Atlas Schweiz 1:25000, Karte 135.
- JORDAN, P., GRAF, H. R., EBERHARD, M., JOST, J., KÄLIN, D. & BITTERLI-DREHER, P. H. (2011b): Blatt 1089 Aarau. – Geol. Atlas Schweiz 1:25000, Erläut. 135.
- JORDAN, P., MALZ, A., HEUBERGER, S., PIETSCH, J., KLEY, J. & MADRITSCH, H. (2015): Regionale geologische Profilschnitte durch die Nordschweiz und 2D-Bilanzierung der Fernschubdeformation im östlichen Faltenjura: Arbeitsbericht zu SGT-Etappe 2. – Nagra Arbeitsber. NAB 14-105.
- JORDAN, P., NOACK, T. & WIDMER, T. (1990): The evaporite shear zone of the Jura boundary thrust – new evidence from Wisen well (Switzerland). – *Eclogae geol. Helv.* 83/3, 525–542.
- JORDAN, P., PIETSCH, J., BLÄSI, H.[-R.], FURRER, H., KÜNDIG, N., LOOSER, N., WETZEL, A. & DEPLAZES, G. (2016a): The middle to late Triassic Bänkerjoch and Klettgau formations of northern Switzerland. – *Swiss J. Geosci.* 109/2, 257–284.
- JORDAN, P., PIETSCH, J., KÜNDIG, N., BLÄSI, H.-R. & DEPLAZES, G. (2016b): Grundlagen zur Definition der Klettgau- und Bänkerjoch-Formation (vormals Oberer und Mittlerer Keuper) in der Nordschweiz. – Nagra Arbeitsber. NAB 16-61.
- KÄLIN, D. (1988): Neue Erkenntnisse zur Überschiebung des Falten- auf den Tafeljura um Zeglingen. – Diplomarb. Univ. Zürich (unpubl.).

- KÄLIN, D. (1993): Stratigraphie und Säugetierfaunen der Oberen Süsswassermolasse der Nordwestschweiz. – Diss. eidg. tech. Hochsch. [ETH] Zürich 10152.
- 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.
- KEHRER, L. (1920): Geologische Karte von Olten–Aargau und Umgebung, 1:10000. – Kartenmskr., Arch. Landesgeol. 216A (unpubl.).
- (1922): Beiträge zur Kenntnis der Geologie von Olten–Aargau und Umgebung. – Mitt. aargau. natf. Ges. 16.
- KIEFER, S., ACKERET, Ö., KÜHN, M., RENTZEL, P. & WICK, L. (2014): Grabungen und Bauuntersuchungen. Niederdorf, Dorfgasse: eine Viehweide aus dem Jahre 1295. – Jber. Archäol. Baselland 2014, 56–59.
- 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. 102/2, 307–321.
- Kt. [Kanton] SOLOTHURN (Hrsg.) (1952): Karte der öffentlichen Grundwassergebiete, 1:100000. – Tiefbauamt Kt. Solothurn.
- KUHLEMANN, 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.
- KUHLMANN, U., JORDAN, P. & TRÖSCH, J. (2000): Zuströmbereiche von Grundwasserentnahmen: Berechnungsmethode und Anwendung im Grundwassermodell Gäu/Solothurn. – Gas, Wasser, Abwasser 2000/4, 278–286.
- LAUBSCHER, H. [P.] (1965): Ein kinematisches Modell der Jurafaltung. – Eclogae geol. Helv. 58/2, 231–318.
- (1977): Fold development in the Jura. – Tectonophysics 37, 337–362.
- (1980): Die Entwicklung des Faltenjuras – Daten und Vorstellungen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 160/3, 289–320.
- (1983): Überschiebungen im Jura. – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N.F.] 65, 181–189.
- (1984): Sulfate deformation in the upper Triassic of the Belchen tunnel (Jura Mountains, Switzerland). – Eclogae geol. Helv. 77/2, 249–259.
- (1986): The eastern Jura: Relations between thin-skinned and basement tectonics, local and regional. – Geol. Rdsch. 73/3, 535–553.
- (1987): Die tektonische Entwicklung der Nordschweiz. – Eclogae geol. Helv. 80/2, 287–303.
- (1995): Neues zur Grenzzone Tafeljura–Faltenjura (Gebiet von Ziefen–Reigoldswil, Baselsbieter Jura). – Eclogae geol. Helv. 88/2, 219–234.
- (1998): Der Ostrand des Laufenbeckens und der Knoten von Grellingen: die verwickelte Begegnung von Rheingraben und Jura. – Eclogae geol. Helv. 91/2, 275–291.
- (2002): Der geologische Bau der Gegend von Titterten und seine Geschichte (mit einer Exkursion). – Mitt. natf. Ges. beid. Basel 6, 63–86.
- (2004): The southern Rhine graben: A new view of the initial phase. – Int. J. Earth Sci. 93/3, 341–347.
- (2005a): Zur Geologie der Gegend von Bennwil (Kanton Basel-Landschaft, Schweiz). – Mitt. natf. Ges. beid. Basel 8, 155–166.
- (2005b): Erläuterungen zu Blatt Hauenstein. – Mskr. (unvollst.) z. H. Landesgeol. (unpubl.).
- (2008): The Grenchenberg conundrum in the Swiss Jura: a case for the centenary of the thin-skin décollement nappe model (Buxtorf 1907). – Swiss J. Geosci. 101/1, 41–60.
- LEUTHARDT, F. (1920): Eine Grundmoräne mit Gletscherschliffen in der Umgebung von Liestal. – Verh. schweiz. natf. Ges. 101, 478–482.

- LLS [Lithostratigraphisches Lexikon der Schweiz] (o. J. a): Muschelkalk-Gruppe, Keuper-Gruppe. – <https://www.strati.ch/de/tectonic/jur/jur> (21.3.2018).
- (o. J. b): Molasse Alsacienne, Calcaire d'eau douce de Delémont. – <https://www.strati.ch/de/tectonic/mol/molj> (29.3.2018).
- LÖTSCHER, C. (2014): Das jungsteinzeitliche Silexbergwerk im «Chalchofen», Kanton Solothurn. – Archäol. Schweiz 37/4, 26–33.
- LOWICK, S. E., BUECHI, M. W., GAAR, D., GRAF, H. R. & PREUSSER, F. (2015): Luminescence dating of Middle Pleistocene proglacial deposits from northern Switzerland: methodological aspects and stratigraphical conclusions. – Boreas 44/3, 459–482.
- MAISCH, M. W. & REISDORF, A. G. (2006a): Evidence for the longest stratigraphic range of a post-Triassic Ichthyosaur: a *Leptonectes tenuirostris* from the Pliensbachian (Lower Jurassic) of Switzerland. – Geobios 39/4, 491–505.
- (2006b): Erratum to the article «Evidence for the longest stratigraphic range of a post-Triassic Ichthyosaur: a *Leptonectes tenuirostris* from the Pliensbachian (Lower Jurassic) of Switzerland». Geobios 39 (2006) 491–505. – Geobios 39/5, 743–746.
- MAP.GEO.ADMIN.CH (o. J.): Vertikalbewegungen, Höhenfixpunkte HFP1. – <https://s.geo.admin.ch/7b66a79c0a> (10.11.2017).
- MARTI, R. (2015): Jahresrückblick. Neue Funde, neue Erkenntnisse. – Jber. Archäol. Baselland 2015, 6–7.
- MARTI, R. & WARTBURG, J. VON (2015): Liedertswil, Mörliflüh: Abklärungen rund um die neu entdeckte Burg. – Jber. Archäol. Baselland 2015, 48–55.
- MATOUSEK, F. (1985): Hydrogeologie und Hydrogeochemie des Waldenburger Tales (Baselbieter Jura). – Diss. eidg. tech. Hochsch. [ETH] Zürich 7829.
- MEIER, D. & MAZUREK, M. (2011): Ancillary rock and pore water studies on drillcores from northern Switzerland. – Nagra Arbeitsber. NAB 10-21.
- MENNECART, B., SCHERLER, L., HIARD, F., BECKER, D. & BERGER, J.-P. (2011): Large mammals from Rickenbach (Switzerland, reference locality MP29, Late Oligocene): biostratigraphic and palaeoenvironmental implications. – Swiss J. Palaeont. 131/1, 161–181.
- MERIAN, P. (1821): Beiträge zur Geognosie. Erster Band: Uebersicht der Beschaffenheit der Gebirgsbildungen in den Umgebungen von Basel, mit besonderer Hinsicht auf das Juragebirge im Allgemeinen. – Schweighauser, Basel.
- MERKI, P. J. (1961): Der Obere Muschelkalk im östlichen Schweizer Jura. – Eclogae geol. Helv. 54/1, 137–219.
- MEYER, W. (1981): Burgen von A bis Z, Burgenlexikon der Regio. – Burgenfreunde beid. Basel, Basel.
- (2006): Da verfiel Basel überall. Das Basler Erdbeben von 1356. Mit einem geologischen Beitrag von Hans Peter Laubscher (2. Aufl.). – Njbl. Ges. für das Gute und Gemeinnützige, Basel 184 (Schwabe, Basel).
- MINERALQUELLE EPTINGEN AG (o. J.): Die Quelle. Eine der tiefsten Quellen Europas – aus 417 m Tiefe. – <https://www.eptinger.ch/quelle-wasser/quell-grafik/> (7.11.2017).
- MOESCH, C. (1857): Das Flözgebirge im Kanton Aargau. – N. Denkschr. schweiz. Ges. Natw. 15.
- (1867): Geologische Beschreibung des Aargauer-Jura und der nördlichen Gebiete des Kantons Zürich. – Beitr. geol. Karte Schweiz 4.
- MOHLER-SCHMID, D. & SALADIN, B. (2016): Vom Sennereibad zum Gesundheitshotel. Das Bad Ramsach im Wandel der Zeit. – Eital-Verlag, Tecknau.
- MOJON, P.-O., DE KAENEL, E., KÄLIN, D., BECKER, D., PIRKENSEER, C. M., RAUBER, G., RAMSEYER, K., HOSTETTLER, B. & WEIDMANN, M. (2018): New data on the biostratigraphy (charophytes, nannofossils, mammals) and lithostratigraphy of the Late Eocene to Early Late Miocene in the Swiss Molasse Basin and Jura Mountains. – Swiss J. Paleont. 137/1, 1–48.

- MOSER, P. (2009): Tunnelwasser im Hauenstein – vom schier unüberwindbaren Hindernis zur Energiequelle. In: BIRET, Y. (Hrsg.): Wasser – lebendig, faszinierend, gefährlich (S.377–383). – Baselbieter Heimatbuch 27 (Verl. Kt. Basel-Landschaft, Liestal).
- MUGGLIN [Ingenieurbüro G. Mugglin] AG (1978): Ausbau der Bahnanlagen im Raume Olten. Neue SBB-Linie Olten–Rothrist. Versuchsanker Enge. Freyssinet-Felsanker. – Ber. z.H. schweiz. Bundesbahnen, Kreisdir. II, Luzern. Auftr. 144/13 (unpubl.).
- MÜHLBERG, F. (1893): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen geologischen Gesellschaft in das Gebiet der Verwerfungen, Überschiebungen und Überschiebungsklappen im Basler und Solothurner Jura vom 7. bis 10. September 1893. – Verh. natf. Ges. Basel 10, 315–424.
- (1908): Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Aarau. – Geol. Spezkarte, Erläut. 45.
- (1915a): Geologische Karte des Hauensteingebietes, 1:25000. – Geol. Spezkarte 73.
- (1915b): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Hauenstein-Gebietes (Waldenburg–Olten). – Geol. Spezkarte, Erläut. 73.
- MÜLLER, A. (1859): Ueber einige anormale Lagerungsverhältnisse im Basler Jura. – Verh. natf. Ges. Basel 2/3.
- MÜLLER, C. & POPPEL, J. (2015): Grundwasser im Niederamt. Unsichtbarer Schatz in der Tiefe. – Amt f. Umwelt Kt. Solothurn.
- MÜLLER, W. H., HUBER, M., ISLER, A. & KLEBOTH, P. (1984): Geologische Karte der zentralen Nordschweiz, 1:100000, mit angrenzenden Gebieten von Baden-Württemberg. – Geol. Spezkarte, Erläut. 121.
- MUMENTHALER, T., MEYER, C. & SIGG, J. (1997): Rohstoffe für die Ziegelindustrie. In: SCHWEIZ. GEOTECH. KOMM. (Hrsg.): Die mineralischen Rohstoffe der Schweiz (S.23–63). – Vontobel, Wetzikon.
- NAGRA [Nationale Genossenschaft für die Lagerung radioaktiver Abfälle] (1989): Hydrochemische Analysen (11 Ordner); Isotopen- und Edelgasuntersuchungen (3 Ordner). – Nagra intern. Ber. NIB 89-06.
- (1991): Applied isotope hydrogeology – a case study in Northern Switzerland. – Nagra tech. Ber. NTB 88-01.
- (2008): Vorschlag geologischer Standortgebiete für das SMA- und das HAA-Lager. Geologische Grundlagen. – Nagra tech. Ber. NTB 08-04.
- (2014): SGT Etappe 2: Vorschlag weiter zu untersuchender geologischer Standortgebiete mit zugehörigen Standortarealen für die Oberflächenanlage. Geologische Grundlagen. Dossier II. Sedimentologische und tektonische Verhältnisse. – Nagra tech. Ber. NTB 14-02.
- NOACK, T. (1989): Computergestützte Modellierung geologischer Strukturen im östlichen Jura. Konstruktion balancierter Profile, Gravimetrie, Refraktionsseismik. – Diss. Univ. Basel.
- (1995): Thrust development in the eastern Jura Mountains related to pre-existing extensional structures. – Tectonophysics 252/1, 419–431.
- OVERDORF BL (o.J. a): Geschichte von Oberdorf. Der Name. – <http://www.oberdorf.bl.ch/Portrait/Geschichte/> (20.11.2017).
- (o.J. b): Sehenswertes. Das Oberdörfer Bad, Hauptstrasse 4. – <http://www.oberdorf.bl.ch/Portrait/Sehenswertes/> (14.11.2017).
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901–09): Die Alpen im Eiszeitalter (3 Bde.). – Tauchnitz, Leipzig.
- PETERS, T., MATTER, A., BLÄSI, H.-R. & GAUTSCHI, A. (1987): Sondierbohrung Böttstein, Geologie. Textband. – Geol. Ber. Landeshydrol. u. -geol. I (auch Nagra tech. Ber. NTB 85-02).
- PFIRTER, U., JORDAN, P., GRAF, H. R. & HUBER, M. (2017): Blatt 1068 Sissach, mit Südteil von Blatt 1048 Rheinfelden. – Geol. Atlas Schweiz 1:25000, Erläut., Mskr. z.H. Landesgeol. (unpubl.).
- PICOT, L. (2002): Le Paléogène des synclinaux du Jura et de la bordure sud-rhénane: paléontologie (Ostracodes), paléoécologie, biostratigraphie et paléogéographie. – GeoFocus 5 (thèse Univ. Fribourg).

- PIETSCH, J., WETZEL, A. & JORDAN, P. (2016): A new lithostratigraphic scheme for the Schinznach Formation (upper part of the Muschelkalk Group of northern Switzerland). – *Swiss J. Geosci.* 109/2, 285–307.
- PIRKENSEER, C., RAUBER, G. & ROUSSÉ, S. (2018): A revised Palaeogene lithostratigraphic framework for the northern Swiss Jura and the southern Upper Rhine Graben and its relationship to the North Alpine Foreland Basin. – *Riv. ital. Paleont. Stratigr.* 124/1, 163–246.
- PN+P [Pfirter, Nyfeler + Partner] AG (2017): Bericht über das Bohrvorhaben, Stand Herbst 2017. – *Ber. z.H. Mineralquelle Eptingen AG*, 15.11.2017 (unpubl.).
- PRASAD, N. (1970): Sedimentology of Keuper from the Belchentunnel, eastern Swiss Juras. – *Diss. Univ. Basel*.
- PREUSSER, F. (1999): Luminescence dating of fluvial sediments and overbank deposits from Gossau, Switzerland: fine grain dating. – *Quatern. Geochronol. (Quatern. Sci. Rev.)* 18, 217–222.
- 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., DRESCHER-SCHNEIDER, R., FIEBIG, M. & SCHLÜCHTER, C. (2005): Re-interpretation of the Meikirch pollen record, Swiss Alpine Foreland, and implications for Middle Pleistocene chronostratigraphy. – *J. Quatern. Sci.* 20/6, 607–620.
- PREUSSER, F. & GRAF, H. R. (2002): Erste Ergebnisse von Lumineszenzdatierungen eiszeitlicher Ablagerungen in der Nordschweiz. – *Jber. Mitt. oberrh. 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.* 60/2–3, 282–305.
- QUERVAIN, F. DE (1969): Die nutzbaren Gesteine der Schweiz. – *Kümmerly & Frey, Bern*.
- RAHN, M. K. & STUMM, F. G. (2011): Alter und Herkunft vulkanischer Apatite in der Molasse des Baselbieters und Aargauer Tafeljuras (NW-Schweiz). – *Mitt. natf. Ges. Basel* 13, 129–142.
- REGIONATUR (2017): Natur und Landschaft der Region Basel. Lehmgruben, Gipsgruben. – <http://www.regionatur.ch/Themen/Bodenschätze/Lehmgruben-Gipsgruben> (10.11.2017).
- REICHENBACHER, B. (1999): Preliminary otolith-zonation in continental Tertiary deposits of the Paratethys and adjacent areas. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 214/3, 375–390.
- REISDORF, A. [G.] (2001): Neue Lias-Profile entlang der Transitgasstrasse der TRG 3: Wirbligen (BL) und Titterten (BL). In: SCHMAEDECKE, M. & JORDAN, P. G. (Hrsg.): Ein Schnitt durch den Jura. Geologische und archäologische Aufschlüsse beim Bau der Transitgasleitung TRG 3 (S. 43–48). – *Archäologie und Museum, Berichte aus Archäologie und Kantonsmuseum Baselland* 43.
- (2014): Schlussbericht zur Grabungskampagne Geotop Fasiswald, Hägendorf, 19.8.–3.10.2013. – *Ber. z.H. Amt f. Umwelt Kt. Solothurn* (unpubl.).
- REISDORF, A. G., BUX, R., WYLER, D., BENECKE, M., KLUG, C., MAISCH, M. W., FORNARO, P. & WETZEL, A. (2012): Float, explode or sink: postmortem fate of lung-breathing marine vertebrates. – *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments* 92/1, 66–81.
- REISDORF, A. G. & WETZEL, A. (in press): Evidence for syndimentary movements in a low-subsidence setting: Early Jurassic in northwestern Switzerland. – *Swiss J. Geosci.*
- REISDORF, A. G., WETZEL, A., SCHLATTER, R. & JORDAN, P. (2011): The Staffelegg Formation: a new stratigraphic scheme for the Early Jurassic of northern Switzerland. – *Swiss J. Geosci.* 104/1, 97–146.

- 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). – *Ecolgae geol. Helv.* 4/1, 1–26.
- SCHAAD, E. (1908): Die Juranagelfluh. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* [N.F.] 22.
- SCHÄFER, P. [mit einem Beitrag von KÄLIN, D.] (2002): Beiträge zur Ostracoden- und Foraminiferen-Fauna der Unteren Süsswassermolasse in der Schweiz und in Savoyen (Frankreich). 1. Das Profil Brochene Fluh (Kanton Baselland, Schweiz). – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg* 237, 193–227.
- SCHINDLER, C., AEBY, D., BLANC, P., HOFMANN, F., KÜNDIG, R., SCHLÜCHTER, C., STUDER, W., RAGETH, R. & WYSSLING, G. (1997): Kies und Sand. In: SCHWEIZ. GEOTECH. KOMM. (Hrsg.): *Die mineralischen Rohstoffe der Schweiz* (S. 97–168). – Vontobel, Wetzikon.
- SCHLÜCHTER, C. (Kompil.) (2009): Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM), 1:500000. – *GeoKarten* 500, Bundesamt f. Landestopogr. swisstopo.
- (2010): Das Eiszeitalter in der Schweiz. Eine schematische Zusammenfassung. – *Stiftg. 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. – *Ecolgae geol. Helv.* 89/2, 753–788.
- SCHMASSMANN, H. (1945): Stratigraphie des mittleren Doggers der Nordschweiz. – *Tätber. natf. Ges. Basell.* 14 (1944), 13–180.
- (1955): Die Verbreitung der erratischen Blöcke im Baselbiet. – *Tätber. natf. Ges. Basell.* 20, 42–73.
- (1970): Geologie, Klima und Gewässer von Liestal. In: KLAUS, F. (Hrsg.): *Heimatkunde von Liestal*. – Kant. Drucksachen- u. Materialzentrale, Liestal.
- (1977a): Die Mineral- und Thermalwässer von Bad Lostorf. – *Mitt. natf. Ges. Solothurn* 27, 149–290.
- (1977b): Oberdorf. In: JÄCKLI, H. & KEMPF, T. (mit Beiträgen von FRÖHLICHER, H., MOOS, A. VON, SCHMASSMANN, H. & WYSSLING, L.): *Blatt Bözberg–Beromünster* (S. 131). – *Hydrogeol. Karte Schweiz* 1:100000, Erläut.
- (1990): Hydrochemische Synthese Nordschweiz. Tertiär- und Malm-Aquifere. – *Nagra tech. Ber. NTB* 88-07.
- SCHMIDT-KITTLER, N. (Ed.) (1987): International symposium on mammalian biostratigraphy and paleoecology of the European Paleogene. Mainz, February 18th–21st 1987. – *Münchener geowiss. Abh. (A)* 10.
- SC+P [Sieber, Cassina + Partner] AG (1985): Thermalbad Lostorf. Kur- und Ausbildungszentrum, Neubau Hoteltrakt. – *Baugrunduntersuchung* (unpubl.).
- SENN, A. (1928): Über die Huppererde von Lausen und das geologische Alter der Zeininger Bruchzone (Basler Tafeljura). – *Ecolgae geol. Helv.* 21/1, 163–180.
- SIGRIST, H. A. (1990): Hägendorf während des ersten Weltkrieges. – *Hägendörfer Jahrringe* 2, 20–45.
- SKS [Schweizerisches Komitee für Stratigraphie] (2004): Lithostratigraphie. Richtlinien zur Anwendung der lithostratigraphischen Nomenklatur. – *GEOForumCH actuel* 19, 8–15.
- STEHLIN, H. G. (1922): Säugetierpaläontologische Bemerkungen zur Gliederung der oligocaenen Molasse. – *Ecolgae geol. Helv.* 16/5, 575–581.

- STUMM, F. (1964a): Das Tertiär des Basler Tafeljura. Mit besonderer Berücksichtigung der miozänen Ablagerungen. – Verh. natf. Ges. Basel. 75/2, 153–218.
- (1964b): Das Tertiär des Tafeljura. Blatt 1088 Hauenstein, 1:25000. – Kartenmskr., Arch. Landesgeol. 134D (unpubl.).
- 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. – Eclogae geol. Helv. 83/3, 409–454.
- SUTER, P. (1926): Beiträge zur Landschaftskunde des Ergolzgebietes. – Mitt. geogr.-ethnol. Ges. Basel 1 (1924–1925), 1–209.
- TAUBER, J. (1998): Das Mittelalter. In: EWALD, J. & TAUBER, J. (Hrsg.): Tatort Vergangenheit. Ergebnisse aus der Archäologie heute (S. 198–201). – Wiese, Basel.
- THORNBERG, D. H. (1925): Über die geologischen Verhältnisse des alten Hauensteintunnels und des Gsiegrabens bei Läuelfingen (Basler Jura). – Verh. natf. Ges. Basel 36, 224–233.
- TRÜMPY, R. (1980): Geology of Switzerland – a guide-book. Part A: an outline of the geology of Switzerland. – Wepf, Basel.
- VÖGTLI, B. (1981): Die Geologie des Gebietes zwischen Rehhag und Chräiegg–Ankenballen. – Diplomarb. Univ. Basel (unpubl.).
- VONDERSCHMITT, L. (1941): Bericht über die Exkursionen der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft im nordschweizerischen Jura, 8.–11. September 1941. – Eclogae geol. Helv. 34/2, 199–208.
- VUATAZ, F.-D. (1982): Hydrogéologie, géochimie et géothermie des eaux thermales de Suisse et des régions alpines limitrophes. – Matér. Géol. Suisse, Hydrol. 29.
- WABER, H. N., HEIDINGER, M., LORENZ, G. & TRABER, D. (2014): Hydrochemie und Isotopenhydrogeologie von Tiefengrundwässern in der Nordschweiz und im angrenzenden Süd-deutschland. – Nagra Arbeitsber. NAB 13-63.
- WEGMÜLLER, M. C. (2001): Einflüsse des Bergwassers auf Tiefbau/Tunnelbau. – Stäubli AG, Zürich.
- WEGMÜLLER, S. (1992): Vegetationsgeschichtliche und stratigraphische Untersuchungen an Schieferkohlen des nördlichen Alpenvorlandes. – Denkschr. schweiz. Akad. Natw. 102.
- WEISSERT, H. & STÖSSEL, I. (2009): Der Ozean im Gebirge. – vdf Hochschulverl., Zürich.
- WETZEL, A. & ALLIA, V. (2003): Der Opalinuston in der Nordschweiz: Lithologie und Ablagerungsgeschichte. – Eclogae geol. Helv. 96/3, 451–469.
- WETZEL, A., ALLIA, V., GONZALEZ, R. & JORDAN, P. (1993): Sedimentation und Tektonik im Ostjura. – Eclogae geol. Helv. 86/1, 313–332.
- WITTMANN, O. (1961): Die Niederterrassenfelder im Umkreis von Basel und ihre kartographische Darstellung. – Basler Beitr. z. Geogr. u. Ethnol. 3.
- WOHLWEND, S., BLÄSI, H.-R., FEIST-BURKHARD, S., HOSTETTLER, B., MENKVELD-GFELLER, U., DIETZE, V. & DEPLAZES, G. (in Vorb.): Die Passwang-Formation im östlichen Faltenjura: Fasiswald (SO), Unt. Hauenstein (SO), Wasserflue (AG), Thalheim (AG), Frickberg (AG), Cheisacher (AG), Böttstein (AG), Tegerfelden (AG), Acheberg (AG). – Nagra Arbeitsber. NAB 18-11.
- ZIEGLER, M., HAUBER, L. & LAUBSCHER, H. (1960): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft durch den Aargauer und Basler Jura vom 26. bis 28. September 1960. – Eclogae geol. Helv. 53/2, 679–690.
- ZIEGLER, P. A. & FRAEFEL, M. (2009): Response of drainage systems to Neogene evolution of the Jura fold-thrust belt and Upper Rhine Graben. – Swiss J. Geosci. 102/1, 57–75.

GEOLOGISCHE KARTEN

Geologische Karte der Schweiz 1:500000

Bundesamt für Wasser und Geologie, Landesgeologie, 2005.

Tektonische Karte der Schweiz 1:500000

Bundesamt für Wasser und Geologie, Landesgeologie, 2005.

Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM) 1:500000

Bundesamt für Landestopografie swisstopo, Landesgeologie, 2009.

Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200000

Blatt 2 Basel–Bern, von A. BUXTORF & P. CHRIST, 1942.

Geologische Karte der Schweiz 1:100000

Blatt II Belfort–Basel, von A. JACCARD & A. MÜLLER, 1874.

Blatt III Liestal–Schaffhausen, von C. MOESCH, U. STUTZ & W. VOGELANG, 1876.

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

Blatt VIII Aarau–Luzern–Zug–Zürich (2. Aufl.), 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 1:25000

Nr. 3 Passwang (LK 1087) [Laufen–Bretzwil–Erschwil–Mümliswil, SA 96–99], von R. KOCH, E. LEHNER, A. WAIBEL & M. MÜHLBERG, 1936.

Nr. 80 Arlesheim (LK 1067), von P. BITTERLI-BRUNNER, H. FISCHER & P. HERZOG, 1984.

Nr. 110 Frick-Laufenburg (LK 1069/1049), von P. DIEBOLD, P. BITTERLI-BRUNNER & H. NAEF, 2005.

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

Nr. 135 Aarau (LK 1089), von P. JORDAN, M. EBERHARD, H. R. GRAF, P. DIEBOLD, J. JOST & R. SCHÜRCH, 2011.

Nr. 139 Balsthal (LK 1107), von H. P. LAUBSCHER, H. LEDERMANN, J. R. FORD, H.-R. BLÄSI, C. GNÄGI & D. KÄLIN, 2014.

Nr. 150 Schöftland (LK 1109), von H. R. GRAF, J. JOST, M. EBERHARD, H. KRUYSSSE, D. REBER & H. WILLENBERG, 2012.

Geologische Spezialkarten

Nr. 1 Karte vom Canton Basel, 1:50000, von A. MÜLLER, 1862.

Nr. 12 Der Niederterrassenschotter ausserhalb der inneren Moränen, 1:250000, von L. DU PASQUIER, 1891.

Nr. 26 Geologische Karte von Gelterkinden, 1:25000, von A. BUXTORF, 1901.

Nr. 45 Geologische Karte der Umgebung von Aarau, 1:25000, von F. MÜHLBERG, 1908.

Nr. 65 Geologische Karte von Zofingen, 1:25000, von P. NIGGLI, 1912.

Nr. 67 Geologische Karte des Gebietes Roggen–Born–Boowald, 1:25000, von F. MÜHLBERG & P. NIGGLI, 1912.

Nr. 73 Geologische Karte des Hauensteingebietes (Waldenburg–Olten), 1:25000, von F. MÜHLBERG, 1915.

Nr. 77 Geologische Karte von Basel. Erster Teil: Gempenplateau und unteres Birstal, 1:25000, von A. GUTZWILLER & E. GREPPIN, 1916.

Nr. 121 Geologische Karte der zentralen Nordschweiz, 1:100000, von A. ISLER, F. PASQUIER & M. HUBER, 1984.

Weitere geologische Karten mit offizieller topographischer Grundlage

- A₁ AMSLER, A. (1915): Tektonische Karte des Staffelegg-Gebietes, 1:25000. In: Tektonik des Staffelegg-Gebietes und Betrachtungen über Bau und Entstehung des Jura-Ostendes. – *Ecolage geol. Helv.* 13/4, Taf. 13.
- A₂ AMSLER, A. (1962): Geologische Karte des Eisenoolithgebietes von Herznach-Wölflinswil, 1:25000. In: FEHLMANN, H. & RICKENBACH, E.: Die eisenhaltigen Doggererze der Schweiz. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 13/7*, Taf. I.
- B BAUMBERGER, E. (1923): Geologische Karte des Dünnerntals und der Umgebung von Corcelles, 1:25000. – In: *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 13/1*.
- D DELHAES, W. & GERTH, H. (1912): Geologische Karte des Kettenjura zwischen Reigoldswil (Baselland) und Oensingen (Solothurn), 1:25000. In: Geologische Beschreibung des Kettenjura zwischen Reigoldswil (Baselland) und Oensingen (Solothurn). – *Geol. Paläont. Abh. [N.F.] 11/1*, Taf. I.
- F FEHLMANN, H. & RICKENBACH, E. (1962): Geologische Karte 1:25000 des Eisenoolithvorkommens am Scheltenpass. In: Die eisenhaltigen Doggererze der Schweiz. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 13/7*, Fig. 10.
- H HERZOG, P. (1956): Geologische Karte des Tafeljura südöstlich von Basel, 1:25000. In: Die Tektonik des Tafeljura und der Rheintalflexur südöstlich von Basel. – *Ecolage geol. Helv.* 49/2, Taf. I.
- MÜHLBERG, F. (1896): Geologische Karte der Umgebung von Aarau, 1:25000. In: Der Boden von Aarau. – *Festschr. z. Eröffnung des neuen Kantonsschulgebäudes in Aarau*, Taf. 5.

Topographische Karten

- 1067–1069 }
 1087–1089 } Blätter der Landeskarte der Schweiz 1:25000
 1107–1109 }

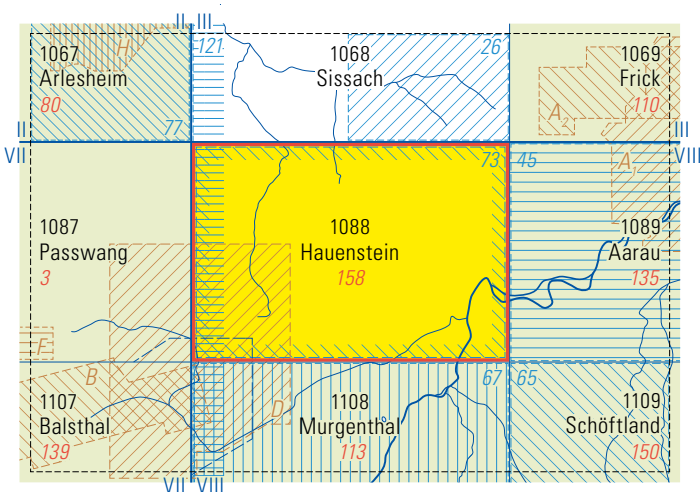


Fig. 37: Publierte geologische Karten (ab 1900).

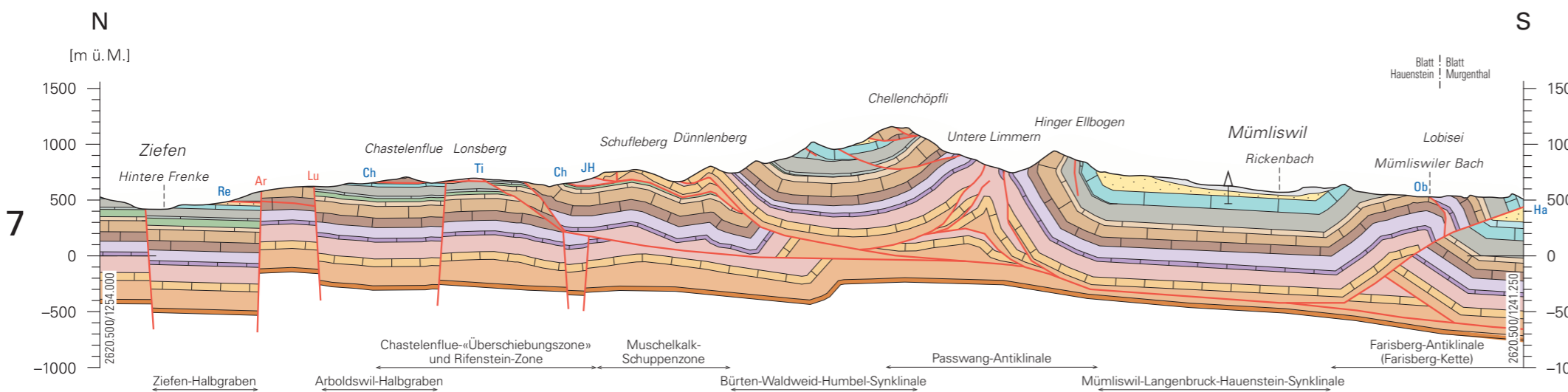
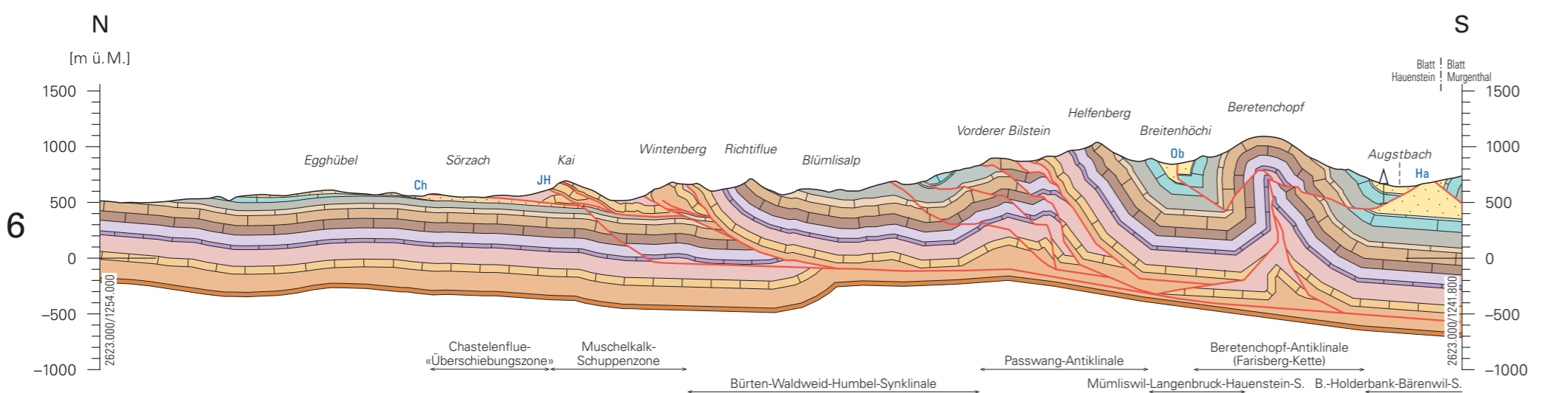
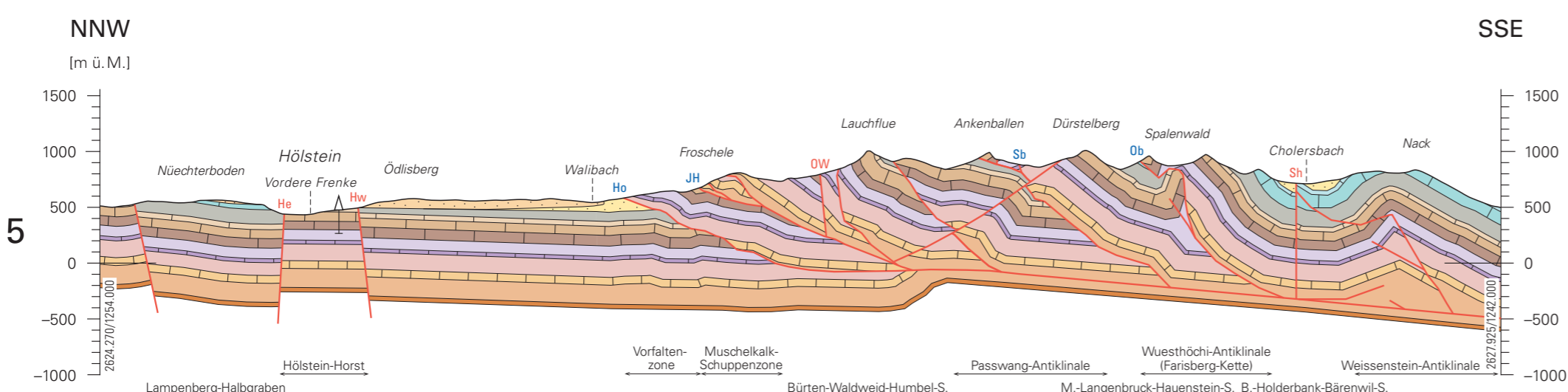
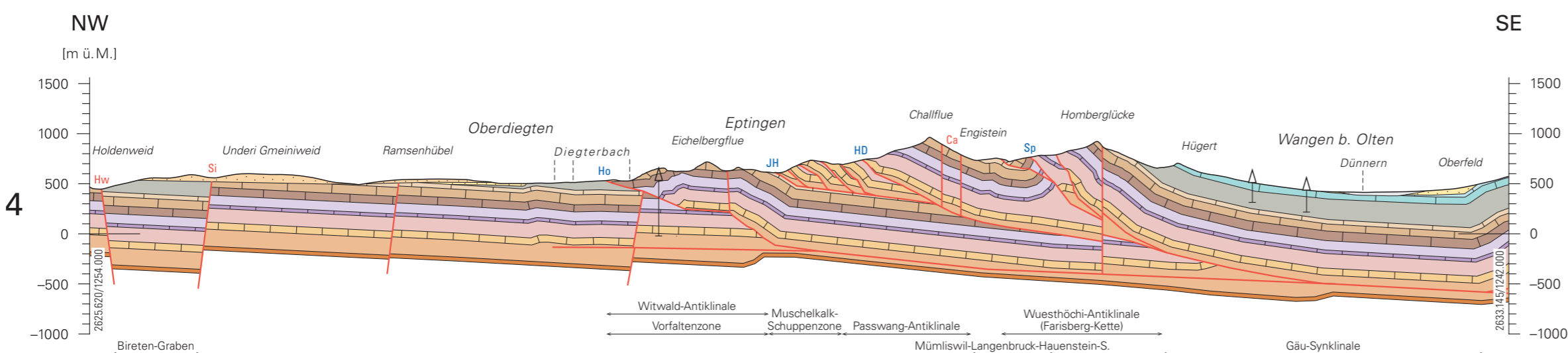
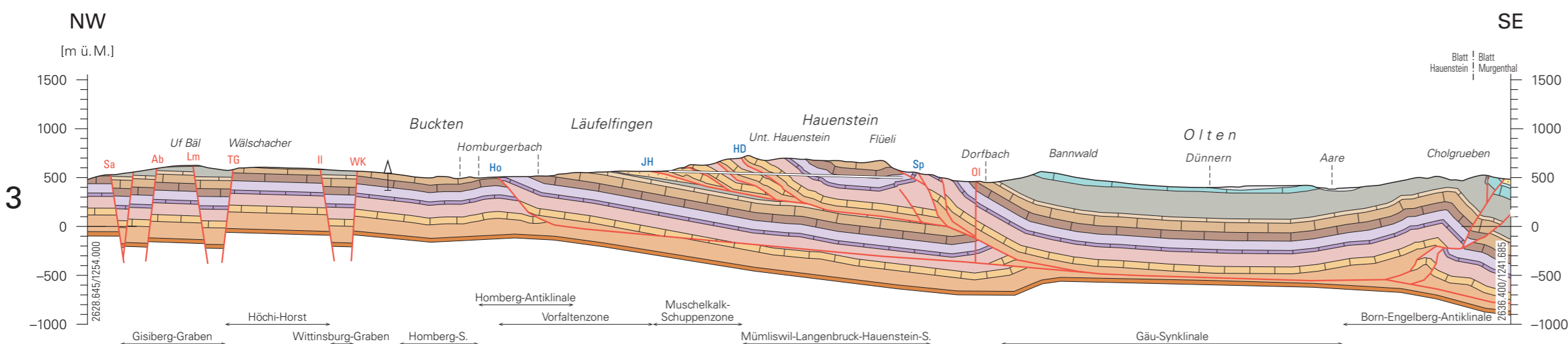
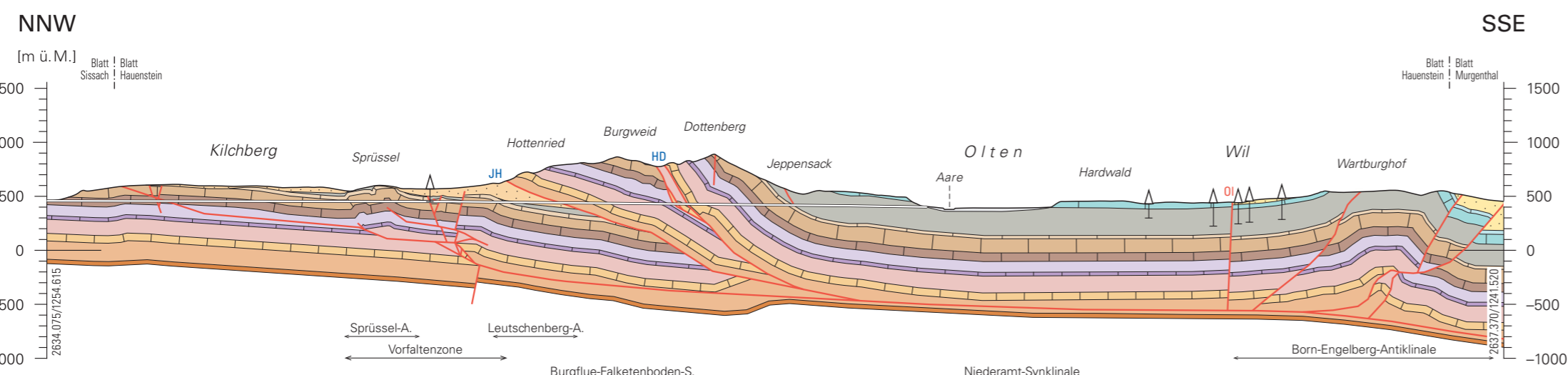
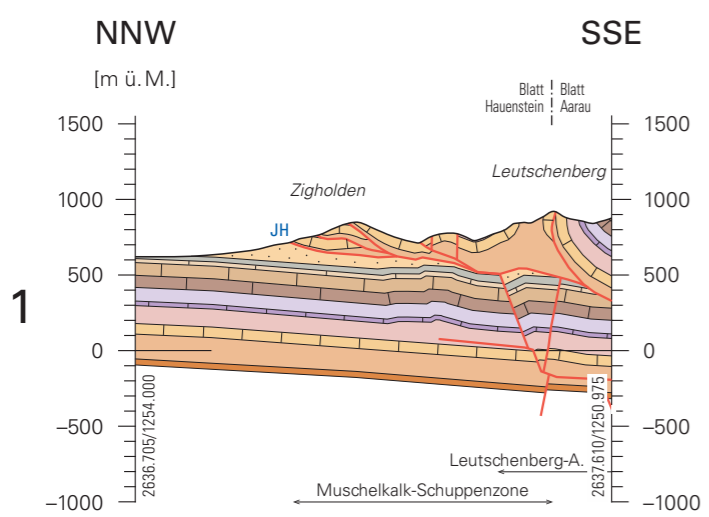
ANHANG

Tafel I: Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Hauenstein.

Tafel II: Tektonische Übersicht über das Gebiet von Atlasblatt Hauenstein.

Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Hauenstein

von
Peter Jordan



Masstab 1:50 000
1000m 0 1 2km

- Quartär**
 - Lockergesteine
- Paläogen-Neogen**
 - Basler Juranagelfluh (Obere Süswassermolasse), an der Basis z.T. mit Oberer Meeresmolasse
 - Elsässer Molasse (Untere Süswassermolasse)
- Jura**
 - Reuchenette-Formation
 - Balsthal-Formation
 - Günzburg-Formation
 - Widlegg-Formation
 - Pichoux-Formation
 - Bärschwil-Formation
 - Ifenthal-Formation
 - Hauptrogenstein
 - Passwang-Formation
 - Opalinus-Ton
 - Staffellegg-Formation
- Trias**
 - Bänkerjoch- und Klettgau-Formation
 - Schinznach-Formation
 - Zeglingen-Formation
 - Kaiseraugst-Formation
 - Dinkelberg-Formation

Malm
Dogger
Lias

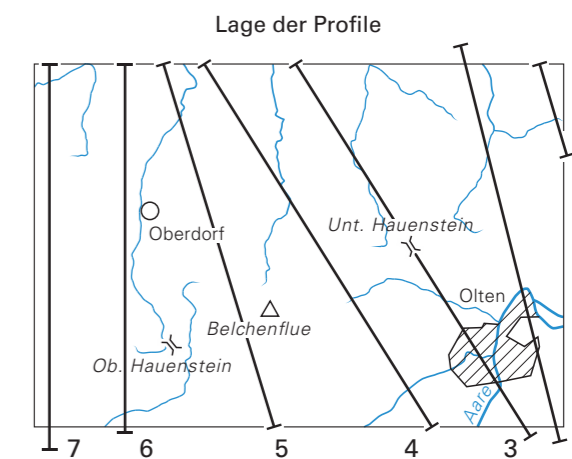
Keuper
Muschelkalk
Buntsandstein

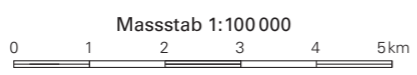
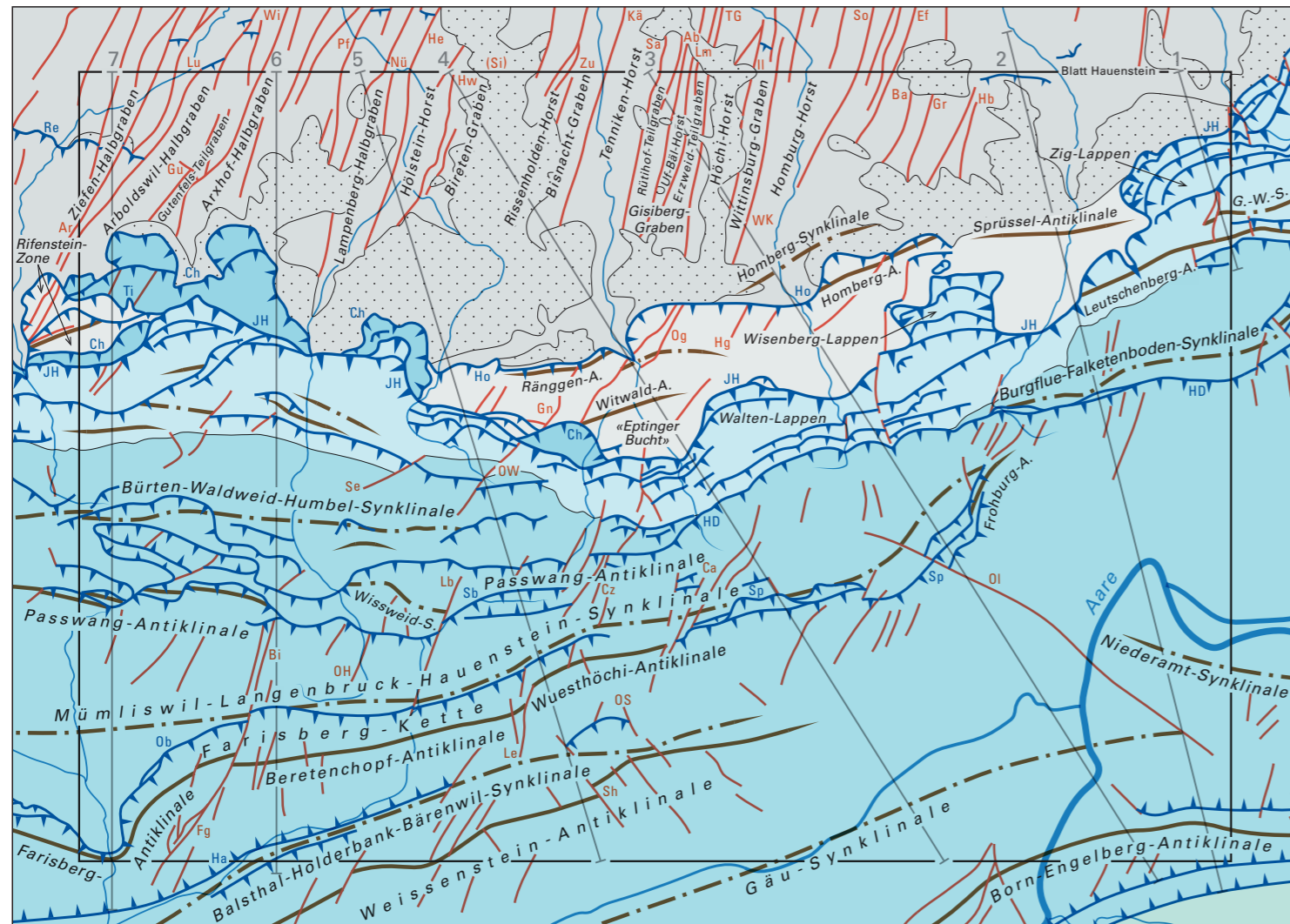
- Tektonische Störung
- A. S. Antiklinale / Synklinale
- Tunnel, z.T. projiziert
- Bohrung, projiziert; Lüftungsschacht

- Überschiebungen**
- Ch Chastelen-Überschiebung
 - Ha Haulen-Überschiebung
 - HD Hauenstein-Dottenberg-Überschiebung
 - Ho Homberg-Überschiebung
 - JH Jura-Hauptüberschiebung
 - Ob Oberberg-Überschiebung
 - Re Rechtenberg-Überschiebung
 - Sb Schöntalbach-Überschiebung
 - Sp Spittelberg-Überschiebung
 - Ti Titterten-Überschiebung

- Querstörungen (im Faltenjura)**
- Ca Chalhöchi-Querstörungszone
 - Ol Olten-Querstörung
 - OW Ober-Wald-Querstörung
 - Sh Santelhöchi-Querstörung

- Abschiebungen (im Tafeljura)**
- Ab Altberg-Abschiebung
 - Ar Arlischberg-Abschiebung
 - He Helgenweid-Abschiebung
 - Hw Holdenweid-Abschiebung
 - Il Ilten-Abschiebung
 - Lm Leisimatt-Abschiebung
 - Lu Luftmatt-Abschiebung
 - Sa Sangeten-Abschiebung
 - Si Sissach-Abschiebung
 - TG Talacker-Giesshof-Abschiebung
 - WK Wittinsburg-Känerkinden-Abschiebung





Abschiebungen (im Tafeljura)

- Ab Altberg-Abschiebung
- Ar Arlischberg-Abschiebung
- Ba Bann-Abschiebung
- Ef Eselflue-Abschiebung
- Gr Grundweid-Abschiebung
- Gu Gutenfels-Abschiebung
- Hb Hundsbrunn-Abschiebung
- He Helgenweid-Abschiebung
- Hw Holdenweid-Abschiebung
- Il Ilten-Abschiebung
- Kä Kählen-Abschiebung
- Lm Leisimatt-Abschiebung
- Lu Luftmatt-Abschiebung
- Nü Nüechterboden-Abschiebung
- Pf Pfifferatten-Abschiebung
- Sa Sangeten-Abschiebung
- Si Sissach-Abschiebung (unter OSM)
- So Sommerau-Abschiebung
- TG Talacker-Giesshof-Abschiebung
- Wi Wildenstein-Abschiebung
- WK Wittinsburg-Känerkinder-Abschiebung
- Zu Zunzgen-Abschiebung

Querstörungen (im Faltenjura)

- Bi Bilsteinberg-Querstörung
- Ca Challhöchi-Querstörungszone
- Cz Chilhimmertsattel-Querstörungszone
- Fg Farisberggraben-Querstörungszone
- Gn Griessen-Querstörung
- Hg Hasengatter-Querstörung
- Lb Langenbruck-Querstörung
- Le Leichli-Querstörungszone
- Og Oberburg-Querstörung
- OH Ober-Hauenstein-Querstörung
- OI Olten-Querstörung
- OS Oberi-Schlucht-Querstörung
- OW Ober-Wald-Querstörung
- Se Sennhöchi-Querstörung
- Sh Santelhöchi-Querstörung

Tektonische Übersicht über das Gebiet von Atlasblatt Hauenstein

- Basler Juranagelfluh (OSM)
- Tafeljura
- Vorfaltenzone
- Chastelenflue-«Überschiebungszone»
- Muschelkalk-Schuppenzone
- Faltenjura
- Molassebecken
- Bruch i. Allg., Transversalverschiebung
- Jura-Hauptüberschiebung
- Überschiebung i. Allg.
- Überschiebung mit geringem Versatz (im Tafeljura)
- Antiklinalachse
- Synklinalachse
- A. S. Antiklinale / Synklinale
- G.-W.-S. Gisliflue-Wasserflue-Synklinale
- Profilspur (s. Taf. I)

Überschiebungen

- Ch Chastelen-Überschiebung
- Ha Haulen-Überschiebung
- HD Hauenstein-Dottenberg-Überschiebung
- Ho Homberg-Überschiebung
- JH Jura-Hauptüberschiebung
- Ob Oberberg-Überschiebung
- Re Rechtenberg-Überschiebung
- Sb Schöntalbach-Überschiebung
- Sp Spittelberg-Überschiebung
- Ti Titterten-Überschiebung