

1068 Sissach

mit Südteil von

1048 Rheinfelden

Erläuterungen

U. PFIRTER, P. JORDAN, H. R. GRAF, H. BURGER, J. PIETSCH, M. HUBER,
S. KIEFER, C. GREZET, C. MAISE und R. BURKHALTER

Geologischer Atlas der Schweiz



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo
www.swisstopo.ch

161

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

1:25 000

1068 Sissach

mit Südteil von 1048 Rheinfelden

Erläuterungen

36 Textfiguren, 5 Tabellen und 2 Tafelbeilagen

verfasst von

URS PFIRTER, PETER JORDAN, HANS RUDOLF GRAF,
HANS BURGER, JOHANNES PIETSCH, MARTIN HUBER,
SIMONE KIEFER, CÉDRIC GREZET, CHRISTIAN MAISE
und RETO BURKHALTER

2019



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo

Empfehlung für die Angabe in einem Literaturverzeichnis

Karte

PFIRTER, U., JORDAN, P., GRAF, H.R., PIETSCH, J. & HUBER, M. (2019): Blatt 1068 Sissach, mit Südteil von Blatt 1048 Rheinfelden. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 161.

Erläuterungen

PFIRTER, U., JORDAN, P., GRAF, H.R., BURGER, H., PIETSCH, J., HUBER, M., KIEFER, S., GREZET, C., MAISE, C. & BURKHALTER, R. (2019): Blatt 1068 Sissach, mit Südteil von Blatt 1048 Rheinfelden. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 161.

Titelbilder

Umschlag

Auflagerung des Tenniken-Muschelagglomerats («Gisibergstein»; Burdigalien) auf dem Hauptrogenstein (Bajocien). Tennikerflue nördlich von Tenniken (Typlokalität des Tenniken-Muschelagglomerats, Koord. 2628.508/1254.581, Blick nach Norden). Foto R. Burkhalter, 2019.

Karte

Überlagerung des digitalen Höhenmodells swissALTI^{3D} mit der vereinfachten, erweiterten geologischen Übersichtskarte von Atlasblatt Sissach-Rheinfelden.

Erläuterungen

Crinoiden (Seelilien) der Art *Chariocrinus andreae* (DESOR, 1845) aus dem «unteren Hauptrogenstein s. str.» (Bajocien). Steinbruch Stockholde, Lausen. Bildvergrößerung ca. 1,8:1. Sammlung Naturhistorisches Museum Basel, Inventarnummer NMB M8968. Foto via W. Etter.

Herausgeber

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

ISSN 1420-2913
ISBN 978-3-302-40100-3



INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort.....	5
Zusammenfassung.....	7
Résumé.....	8
Riassunto.....	9
Summary.....	11
Einleitung.....	13
Stratigraphie.....	16
Ordovizium-Karbon.....	16
Karbon.....	17
Perm.....	19
Rotliegend.....	19
Trias.....	22
Buntsandstein.....	22
Muschelkalk.....	27
Keuper.....	35
Jura.....	40
Lias.....	40
Dogger.....	42
Malm.....	49
Paläogen.....	53
Eozän.....	53
Oligozän.....	55
Untere Süßwassermolasse (USM).....	55
Neogen.....	58
Miozän.....	58
Obere Meeresmolasse (OMM).....	58
Obere Süßwassermolasse (OSM).....	61
Miozän oder Pliozän.....	64
Quartär.....	65
Pleistozän.....	69
Frühes Pleistozän.....	69
Mittleres Pleistozän.....	73
Mittleres-Spätes Pleistozän.....	90
Spätes Pleistozän.....	91
Pleistozän oder Holozän.....	94
Holozän.....	101
Felsoberfläche.....	105
Tektonik.....	107
Einleitung.....	107
Tektonische Verhältnisse.....	108
Gebiet nördlich der Autobahn A3.....	108
Übersicht.....	108
Strukturelle Elemente.....	110

Gebiet südlich der Autobahn A3	118
Übersicht	118
Strukturelle Elemente	119
Kompressionsphänomene	125
Tektonische Entwicklung	131
Gebiet nördlich der Autobahn A3	131
Gebiet südlich der Autobahn A3	133
Konstruktion der geologischen Profilschnitte	134
Hydrogeologie	136
Übersicht	136
Lockergesteinsgrundwasser	140
Karst- und Kluftgrundwasser	143
Thermalwasser	146
Grundwassergefährdung und Grundwasserschutz	153
Karst	156
Mineralische Rohstoffe	161
Bohrungen	170
Tunnels, Stollen	178
Archäologie	181
Literaturverzeichnis	187
Geologische Karten	207
Anhang	212

VORWORT

Mit Blatt Nr. 161 Sissach-Rheinfelden, das eine aktuelle, umfassende und detaillierte Bestandsaufnahme der geologischen Verhältnisse in diesem wirtschaftlich und verkehrstechnisch wichtigen Gebiet liefert, wird die letzte grosse Lücke in der Reihe der Jurablätter des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 geschlossen. Das geologische Atlasblatt ist eine Zusammensetzung von LK-Blatt 1068 Sissach und der Südhälfte von LK-Blatt 1048 Rheinfelden; damit deckt es auch deutsches Staatsgebiet nördlich des Rheins ab. Zweck der grenzüberschreitenden Kartierung ist die Korrelation der Geologie auf beiden Seiten des Rheins, namentlich der Strukturen, der Quartärgeologie und der Hydrogeologie.

2006 beauftragte die Landesgeologie Dr. Urs Pfirter (Pfirter, Nyfeler + Partner AG, MuttENZ) und Prof. Dr. Peter Huggenberger (Geologisch-Paläontologisches Institut, Universität Basel) mit der geologischen Aufnahme von Blatt Sissach. Aus dem Teilmandat der Universität Basel resultierte eine Manuskriptkarte der Schotterfüllung der grösseren Täler im Kartengebiet (BERNET 2008), die bei der Weiterführung und Ausdehnung der Feldaufnahmen auf das gesamte Gebiet von Blatt Sissach von Dr. Urs Pfirter revidiert wurde. Die Kartierung von Blatt Sissach fand 2017 ihren Abschluss.

2015 entschied sich die Landesgeologie dazu, das geologische Atlasblatt Sissach durch den Südteil des nördlich anschliessenden Blattes Rheinfelden zu ergänzen, worauf sie den Auftrag zur geologischen Kartierung dieses Gebiets an PD Dr. Peter Jordan (Gruner Böhlinger AG, Oberwil), Dr. Hans Rudolf Graf (Dr. von Moos AG, Gächingen) und Dr. Martin Huber (Zürich) erteilte. PD Dr. Peter Jordan – unterstützt durch MSc Johannes Pietsch – bearbeitete die sedimentären Festgesteine und die Tektonik, Dr. Hans Rudolf Graf die Lockergesteine und Dr. Martin Huber die kristallinen Festgesteine. Die Aufnahme des Blattteils Rheinfelden wurde 2017 abgeschlossen.

Die Autoren der vorliegenden Erläuterungen verfassten folgende Kapitel: Dr. Urs Pfirter: Stratigraphie Jura, Tektonik südlich der Autobahn A3, mineralische Rohstoffe, Tunnels und Stollen, Bohrungen; PD Dr. Peter Jordan: Stratigraphie Perm und Trias, Tektonik nördlich der Autobahn A3, mineralische Rohstoffe, Bohrungen; Dr. Hans Rudolf Graf: Stratigraphie Quartär, Felsoberfläche; Dr. Hans Burger: Hydrogeologie; MSc Johannes Pietsch: Einleitung, Ergänzungen zu den Kapiteln Stratigraphie Trias, Karst, mineralische Rohstoffe und Bohrungen; Dr. Martin Huber: Stratigraphie kristallines Grundgebirge; lic. phil. I Simone Kiefer, lic. phil. I Cédric Grezet und Dr. Christian Maise: Archäologie, Dr. Reto Burkhalter: Einleitung, Karst, Stratigraphie Jura, Paläogen und Neogen, Ergänzungen zu den Kapiteln Tektonik südlich der Autobahn A3 und mineralische Rohstoffe. Dr. Reto Burkhalter koordinierte ausserdem die Karte und die Erläuterungen inhaltlich und unterzog sie einer umfassenden redaktionellen Bearbeitung.

Im Namen der Schweizerischen Geologischen Kommission (SGK) begutacht-

teten Prof. Dr. Neil Mancktelow (Präsident der SGK, Geologisches Institut, ETH Zürich), Prof. Dr. Christian Schlüchter (Münchenbuchsee), Prof. Dr. Jon Mosar (Unité des Sciences de la Terre, Université de Fribourg) und Dr. Dieter Böhi (Kellerhals + Haefeli AG, Bern) den Inhalt der Karte und der Erläuterungen.

Weitere wertvolle Beiträge und Auskünfte für die Ausarbeitung von Blatt Sis-sach-Rheinfelden und der vorliegenden Erläuterungen lieferten Dr. Daniel Kälin und Dr. Eva Kurmann-Matzenauer (Landesgeologie), Dr. Marius Buechi (Geologisches Institut u. Oeschger Centre for Climate Change Research, Bern), PD Dr. Philippe Rentzel (Integrative Prähistorische und Naturwissenschaftliche Archäologie, Universität Basel), dipl. Geol. Martin Meyer (Geotechnisches Institut AG, Basel), dipl. Natw. Andreas Grünig (Baden), das Geologisch-Paläontologische Institut der Universität Basel, die ETH-Bibliothek, Dr. Walter Etter und Dr. André Puschnig (Naturhistorisches Museum Basel), Dr. Bernhard Hostettler (Naturhistorisches Museum Bern u. Fondation paléontologique jurassienne, Glovelier), lic. phil. I Kathrin Schöb Rohner (Fricktaler Museum, Rheinfelden), das Ortsmuseum Lausen, Dr. Martin Rickenbacher (swisstopo), die Bau- und Umweltschutzdirektion des Kantons Basel-Landschaft, das Staatsarchiv des Kantons Basel-Landschaft, dipl. Geol. Andreas Märki und Dr. Elizabeth Jacobs (Departement Bau, Verkehr und Umwelt des Kantons Aargau), das Staatsarchiv Aargau, Dipl.-Geogr. Anette Pfeiffer und Dorothea Bock (Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau, Freiburg i. Br., Geowissenschaftliche Landesdaten), Dr. Johannes Lauber (Landesamt für Denkmalpflege, Dienstsitz Freiburg), die Landratsämter Lörrach und Waldshut, SBB Historic, Dr. Andreas Gautschi, Dr. Michael Schnellmann, Dr. Gaudenz Deplazes und Dr. Herfried Madritsch (Nagra), Dr. Theo Kempf (Geroldswil), Wilfried Promesberger (www.geologie-des-dinkelbergs.de), MSc Gabor Fuchs (Schweizer Salinen AG), Christoph Stadler (Feldschlösschen Getränke AG), Dr. Jürg Niederhauser (Bern), die Energiegesellschaften Alpic, Axpo Power AG und Swissgrid AG sowie verschiedene Gemeinden, Bürgergemeinden, Brunnenmeister, Ingenieur- und Geologiebüros, Förster, Landwirte, Geologen und weitere Firmen und Privatpersonen.

Die vorliegenden Erläuterungen wurden von Dr. Stefan Strasky lektoriert. Die Übersetzungen der Zusammenfassung in das Französische, Italienische und Englische besorgten Dr. Alain Morard, Dr. Thomas Galfetti und Dr. Milan Beres. Die kartografischen Arbeiten führten dipl. Geol. Doris Reber, Bruno Reber, dipl. Geol. Andreas Baumeler und Remo Trüssel durch. Die Tafeln und Textfiguren wurden von Bruno Reber, Reto Casty und Dr. Reto Burkhalter grafisch 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.

ZUSAMMENFASSUNG

Blatt Sissach-Rheinfelden umfasst, von Süden nach Norden, den zentralen Baselbieter und den westlichen Aargauer Tafeljura, das Hochrheintal zwischen Bad Säckingen und Augst sowie den Südrand des Dinkelbergs und, in der Nordostecke des Kartengebiets, den Rand des Hotzenwalds.

Im Hotzenwald, östlich der Wehra, tritt das kristalline Grundgebirge zutage, das aus dem Murgtal-Gneiskomplex und dem im Karbon intrudierten Albtal- und Säckingen-Granit aufgebaut ist. Dieses wird von der permischen Weitenau-Formation (Rotliegend) überlagert.

Nach einer Schichtlücke folgt die mesozoische Abfolge, die auf dem Dinkelberg von der Dinkelberg-Formation (Buntsandstein) bis zur Staffelegg-Formation (Lias) und im südlichen Tafeljura bis zur Balsthal-Formation (Malm) reicht.

Zwischen der jüngsten mesozoischen Einheit und den ältesten sie überlagernden Molasseschichten besteht eine Schichtlücke, die einen Zeitraum von mindestens 115 Millionen Jahren repräsentiert. Aus der Spätphase dieses von festländischer Erosion geprägten Zeitabschnitts stammen lokale eozäne Residualbildungen, das Siderolithikum. Die stratiformen paläogenen und neogenen Sedimente sind durch den Delsberg-Süswasserkalk (USM), der lokal als Grabenfüllung im Tafeljura auftritt, sowie die geringmächtige, reliktsche OMM und die Basler Juranagelfluh (OSM), die die Hochflächen im südlichen Kartengebiet bedecken, vertreten. OMM und OSM wurden auf die im Späten Oligozän bis Frühen Miozän erosiv gekappten Horste und Gräben des Tafeljuras abgelagert.

Aus dem Frühen Pleistozän stammen die Höheren und Tieferen Deckenschotter, deren Relikte entlang des Hochrheintals auftreten. Auf dem Möhliner Feld finden sich die Zeugen des weitesten Vorstosses von alpinem Eis im schweizerischen Alpenvorland, der Möhlin-Eiszeit im frühen Mittleren Pleistozän. Die jüngeren Abschnitte des Mittleren Pleistozäns sind durch Hochterrassenschotter im Hochrhein- und Ergolzthal sowie Till des Wehragletschers auf dem Möhliner Feld vertreten. Die Ablagerung der Niederterrassenschotter in den grossen Tälern begann im Späten Pleistozän und reichte bis in das Holozän.

Tektonisch gehört das Gebiet von Atlasblatt Sissach-Rheinfelden zum nordalpinen Vorland nördlich der Jura-Hauptüberschiebung. Im Blattteil Rheinfelden liegt eine Vergitterung von eozänen-oligozänen, unterschiedlich orientierten Extensionsstrukturen vor, im Blattteil Sissach dominieren eozäne-oligozäne, vorwiegend SSW-NNE streichende Gräben und Horste, die während der spätmiozänen Jurafaltung kompressiv überprägt wurden. Bedeutendste Strukturen sind die Wehratal-Zeiningen-Bruchzone, die das Kartengebiet von Nordosten nach Südwesten durchzieht, sowie ein Streifen vorwiegend südvergenger Überschiebungen, der das Bindeglied zwischen der Adlerhof-Struktur im Westen und der Mandach- bzw. der Mettau-Überschiebung im Osten darstellen dürfte.

An mineralischen Rohstoffen werden heute im Gebiet von Blatt Sissach-Rheinfelden Salz aus der Zeglingen-Formation (Saline Riburg), Kies und Sand vorwiegend aus Niederterrassenschottern, Kalkstein und Hangschutt zur Herstellung von Schotter und Strassenmergel sowie mineralische Sekundärrohstoffe gewonnen. Die wichtigsten früher abgebauten mineralischen Rohstoffe sind Kalk- und Sandstein als Mauersteine, Mergel- und Kalkstein als Zementrohstoff, Ton als Ziegelton und Dünger, Huppererde zur Herstellung von Industriekeramik sowie Gips.

Die bedeutendsten hydrogeologischen Elemente im Kartengebiet sind die mächtigen Grundwasservorkommen im Hochrheintal – die Hauptaquifere für die regionale Wasserversorgung – sowie die Thermalquellen von Bad Säckingen.

RÉSUMÉ

La feuille Sissach-Rheinfelden comprend, du sud au nord, le Jura tabulaire central bâlois et le Jura tabulaire occidental argovien, la vallée du Haut-Rhin entre Bad Säckingen et Augst, ainsi que le flanc sud du Dinkelberg et, dans le coin nord-est du territoire cartographié, le bord de l'Hotzenwald.

Le socle cristallin – constitué par le Complexe gneissique du Murgtal et les Granites de l'Albtal et de Säckingen, intrudés au Carbonifère – affleure dans l'Hotzenwald, à l'est de la Wehra. Ce socle a été recouvert au Permien par la Formation de Weitenau (Rotliegend).

Après une lacune, la succession mésozoïque se développe depuis la Formation du Dinkelberg (Buntsandstein) jusqu'à la Formation de la Stafflegg (Lias) dans la région du Dinkelberg ou jusqu'à la Formation de Balsthal (Malm) dans le Jura tabulaire méridional.

Une seconde lacune est présente entre les unités mésozoïques les plus jeunes et les dépôts molassiques les plus anciens. Celle-ci représente une durée d'au moins 115 millions d'années. Lors d'une phase tardive de cette période marquée par l'érosion continentale s'est formé le Sidérolithique, constitué de dépôts résiduels locaux de l'Eocène. Les sédiments stratiformes du Paléogène et du Néogène sont représentés par le Calcaire d'eau douce de Delémont (USM) – présent localement en remplissage de graben dans le Jura tabulaire –, ainsi que des reliques peu épaisses d'OMM et la Basler Juranagelfluh (OSM), qui recouvrent les hauts-plateaux dans la partie sud du territoire cartographié. L'OMM et l'OSM se sont déposées sur une surface d'érosion développée de l'Oligocène tardif au Miocène précoce au sommet des horsts et grabens du Jura tabulaire.

Le Pléistocène précoce est représenté par les Höhere et Tiefere Deckenschotter, dont les reliques affleurent le long de la vallée du Rhin. Des témoins de la plus grande avancée des glaciers alpins sur l'avant-pays alpin suisse sont présents dans le Möhliner Feld. Ils correspondent à la Période glaciaire de Möhlin du début du

Pléistocène moyen. Le reste du Pléistocène moyen est représenté par des graviers de la Hochterrasse dans les vallées du Rhin et de l'Ergolz, ainsi que par le till du glacier de la Wehra dans le Möhliner Feld. Le dépôt des graviers de la Niederterrasse dans les vallées principales a débuté au Pléistocène tardif et s'est poursuivi jusqu'à l'Holocène.

D'un point de vue tectonique, le territoire de la feuille Sissach-Rheinfelden fait partie de l'avant-pays nordalpin au nord du chevauchement principal du Jura. Un maillage de structures extensives éocènes-oligocènes d'orientations diverses est visible sur la partie Rheinfelden de la feuille. Sur la partie Sissach de la feuille, des grabens et horsts éocènes-oligocènes d'orientation principalement SSW-NNE constituent les structures dominantes. Ces dernières ont ensuite été comprimées lors du plissement du Jura au Miocène tardif. Les structures les plus importantes sur le territoire cartographié sont la zone de faille Wehratal-Zeiningen, qui traverse le territoire cartographié du nord-est au sud-ouest, et une série de chevauchements, principalement à vergence sud, qui semblent faire le lien entre la structure de l'Adlerhof à l'ouest et le chevauchement de Mandach, resp. le chevauchement de Mettau, à l'est.

Diverses matières premières minérales sont exploitées actuellement sur le territoire de la feuille Sissach-Rheinfelden: sel de la Formation de Zeglingen (Saline Riburg), gravier et sable issus principalement de la Niederterrasse, calcaire et éboulis pour le ballast et la voirie. S'y ajoutent encore des matières premières minérales secondaires. Autrefois, les matières premières minérales exploitées les plus importantes étaient le calcaire et le grès pour la maçonnerie, la marne et le calcaire pour l'industrie du ciment, l'argile pour la fabrication de briques et comme engrais minéral, la terre réfractaire (Huppererde) pour la production de céramique industrielle, ainsi que le gypse.

Les éléments hydrogéologiques les plus importants sur le territoire cartographié sont les épaisses nappes d'eau souterraine de la vallée du Haut-Rhin – qui constituent l'aquifère principal pour l'approvisionnement en eau de la région – et les sources thermales de Bad Säckingén.

RIASSUNTO

Il foglio Sissach-Rheinfelden include, da sud verso nord, il Giura tabulare centrale basilese e il Giura tabulare occidentale argoviese, la valle del Reno tra Bad Säckingén e Augst, così come il versante sud del Dinkelberg e, nell'angolo nord-est del territorio cartografato, il margine dell'Hotzenwald.

Lo zoccolo cristallino – costituito dal Complesso gneissico di Murgtal e i graniti dell'Albtal e di Säckingén, intrusi durante il Carbonifero – affiora nell'Hotzenwald, a est della Wehra. Questo zoccolo è stato ricoperto durante il Permiano dalla Formazione di Weitenau (Rotliegend).

In seguito a una lacuna stratigrafica, la successione mesozoica si sviluppa a partire dalla Formazione di Dinkelberg fino alla Formazione di Staffelegg (Lias) nella regione di Dinkelberg e fino alla Formazione di Balsthal (Malm) nel Giura tabulare meridionale.

Una seconda lacuna di almeno 115 milioni di anni è presente tra le unità mesozoiche più recenti e i depositi molassici più antichi. Durante la fase tardiva di questo periodo marcato dall'erosione continentale si è formato il Siderolitico, costituito da depositi residui locali dell'Eocene. I sedimenti stratiformi del Paleogene e del Neogene sono rappresentati dal Calcere d'acqua dolce di Delémont (USM) – presente localmente come riempimento di graben nel Giura tabulare –, così come da fini relitti dell'OMM e dalla Basler Juranagelflüh (OSM), che ricoprono gli altipiani a sud del territorio cartografato. L'OMM e l'OSM si sono depositate sugli horst e graben del Giura tabulare, erosi tra il Tardo Oligocene e il Primo Miocene.

Il Pleistocene primo è rappresentato dagli Höhere e Tiefere Deckenschotter, i quali residui giacciono lungo la valle del Reno. Dei testimoni della più grande avanzata dei ghiacciai alpini sull'avampaese alpino svizzero sono presenti nel Möhliner Feld. Essi corrispondono al Periodo glaciale di Möhlin dell'inizio del Medio Pleistocene. Il resto Medio Pleistocene è rappresentato da ghiaie della Hochterrasse nella valle del Reno e dell'Ergolz, così come dal till del ghiacciaio di Wehra nel Möhliner Feld. La sedimentazione di ghiaie della Niederterrasse nelle valli principali è iniziata durante il Tardo Pleistocene ed è continuata fino all'Olocene.

Dal punto di vista tettonico, il territorio del foglio Sissach-Rheinfelden fa parte dell'avampaese nordalpino a nord del sovrascorrimento principale del Giura. Una rete di strutture estensive eoceniche-oligoceniche dispartatamente orientate è visibile nella porzione Rheinfelden del foglio. Nella porzione Sissach del foglio, le strutture dominanti sono rappresentate da graben e horst eocenici-oligocenici con un orientamento principalmente SSW-NNW. Quest'ultime sono state poi compresse durante il piegamento del Giura nel Tardo Miocene. Le strutture più importanti sono la zona di faglia Wehratal-Zeiningen, che attraversa il territorio cartografato da nord-est a sud-ovest, e una serie di sovrascorrimenti, soprattutto a vergenza sud, che sembrano collegare la struttura di Adlerhof a ovest e il sovrascorrimento di Mandach, rispettivamente il sovrascorrimento di Mettau, a est.

Sul territorio del foglio Sissach-Rheinfelden vengono attualmente sfruttate diverse materie prime minerali: sale della formazione di Zeglingen (Salina Riburg), ghiaia e sabbia provenienti principalmente dalla Niederterrasse, calcare e detriti di versante per la produzione di pietrisco per strade carrozzabili. Si aggiungono in seguito anche delle materie prime minerali secondarie. In passato, le principali materie prime minerali utilizzate erano il calcare e l'arenaria per murature, la marna e il calcare per l'industria del cemento, l'argilla per la produzione di mattoni e come fertilizzante minerale, la terra refrattaria (Huppererde) per la produzione di ceramica industriale e il gesso.

Gli elementi idrogeologici più importanti nell'area cartografata sono gli imponenti volumi di acque sotterranee nella valle del Reno – la principale falda acquifera per l'approvvigionamento idrico regionale – e le sorgenti termali di Bad Säkingen.

SUMMARY

The Atlas sheet Sissach-Rheinfelden covers, from south to north, the Tabular Jura of central Basel-Landschaft and western Aargau, the Rhine Valley between Bad Säkingen and Augst as well as the southern margin of the Dinkelberg and, in the northeastern corner of the map area, the edge of the Hotzenwald region.

In the Hotzenwald, east of the Wehra River, the crystalline basement outcrops, which comprises the Murgtal Gneiss Complex and Carboniferous intrusions of the Albtal and Säkingen Granites. These units are overlain by the Weitenau Formation (Rotliegend) of Permian age.

After a hiatus, the Mesozoic sequence follows, which extends from the Dinkelberg Formation (Buntsandstein) to the Staffelegg Formation (Lias) in the Dinkelberg region and to the Balsthal Formation (Malm) in the southern Tabular Jura.

A second hiatus, representing a period of at least 115 million years, exists between the youngest Mesozoic unit and the oldest overlying Molasse layers. Local Eocene residual deposits, the Siderolithic, originate from the late phase of this period, which was marked by continental erosion. The stratiform Paleogene and Neogene sediments are represented by the Delémont Freshwater Limestone (USM), which appears locally as a graben fill in the Tabular Jura, as well as the thin relicts of the OMM and the Basler Juranagelfluh (OSM), which cover the plateaus of the southern map area. The OMM and OSM were deposited onto an erosional surface that developed during the Late Oligocene to Early Miocene on horsts and grabens in the Tabular Jura.

The Early Pleistocene is characterized by Höhere und Tiefere Deckenschotter, of which relicts outcrop along the Rhine Valley. In the Möhlener Feld, witnesses to the furthest advance of Alpine glaciers in the Swiss portion of the northern Alpine foreland date back to the Möhlin Glaciation at the beginning of the Middle Pleistocene. The younger sections of the Middle Pleistocene are represented by the Hochterrasse gravel in the Rhine Valley and in the Ergolz Valley and by till of the Wehra Glacier in the Möhlener Feld. The deposition of the Niederterrasse gravel in the large valleys began in the Late Pleistocene and persisted until the Holocene.

Tectonically, the area of the Atlas sheet Sissach-Rheinfelden belongs to the northern Alpine foreland north of the Jura main thrust. In the Rheinfelden portion of the map area, Eocene–Oligocene extension structures show various orientations. In the Sissach portion, the dominant structures are Eocene–Oligocene horsts and grabens that strike primarily SSW–NNE and exhibit compressional

structures related to the formation of the Jura fold-and-thrust belt during the Late Miocene. The most significant structures are the Wehratal-Zeiningen fault zone, which traverses the map area from northeast to southwest, as well as a series of predominantly south-vergent thrusts, which appear to link the Adlerhof structure in the west and the thrusts of Mandach and Mettau in the east.

Today, mineral resources in the area of the Atlas sheet Sissach-Rheinfeldern include salt from the Zeglingen Formation (Riburg saltworks), gravel and sand mainly from the Niederterrasse gravel as well as limestone and talus material for the production of crushed stone and roadways. Secondary mineral resources also belong to this list. The most important mineral resources mined in the past were limestone and sandstone for masonry, marl and limestone for the cement industry, clay for brick manufacturing and as mineral fertilizer, refractory material (hopper) for industrial ceramic production, and gypsum.

The most important hydrogeological elements in the map area are the thick aquifers of the Rhine Valley – the main aquifers for the regional water supply – and the thermal springs of Bad Säckingen.

EINLEITUNG

Geologische und geomorphologische Übersicht

Das Gebiet von Blatt Sissach-Rheinfelden umfasst das zentrale Baselbiet mit einem Grossteil des Ergolztals zwischen Rothenfluh und Augst, in das von Süden her die als wichtige Verkehrsverbindungen mit dem Schweizer Mittelland benutzten linken Seitentäler der Ergolz einmünden, weiter das westliche Fricktal (Bezirk Rheinfelden), das Hochrheintal zwischen Bad Säckingen und Augst, den südlichen Rand des Dinkelbergs sowie, östlich des Wehratals, die Südwestecke des Hotzenwalds. Politisch gehört es zu den Schweizer Kantonen Basel-Landschaft und Aargau (und ca. 28 ha Solothurn) sowie – nördlich des Rheins – den Landkreisen Lörach und Waldshut-Tiengen des deutschen Bundeslandes Baden-Württemberg.

Die Nordostecke des Kartengebiets östlich des Unterlaufs der Wehra wird vom kristallinen Grundgebirge des Schwarzwald-Massivs eingenommen, das an dieser Stelle aus dem Murgtal-Gneiskomplex und im Karbon intrudierten variszischen Graniten (Albtal- und Säckingen-Granit) besteht.

Das kristalline Grundgebirge wird von der Weitenau-Formation (Rotliegend) überlagert. Diese bildet den oberen Teil der Füllung des Nordschweizer Permokarbon-Trogs, dessen nördliche Randstörung im Kartengebiet ungefähr entlang einer Linie Frenkendorf–Wegenstetten verläuft, und unterlagert auf der nördlich anschliessenden Trogschulter die mesozoischen Schichten. Im Gebiet von Blatt Sissach-Rheinfelden fehlen spätpermische Sedimente aufgrund grossflächiger Erosion an der Perm/Trias-Wende.

Auf die so gebildete Schichtlücke folgt die mesozoische Schichtreihe. Diese beginnt mit der Dinkelberg-Formation (Buntsandstein). Auf dem Dinkelberg, unter den Schottern des Hochrheintals und im Gebiet Zeiningen–Buus–Wegenstetten reicht sie bis zur Staffelegg-Formation (Lias), im südwestlichen Kartengebiet bis zur Balsthal-Formation (Malm). In der Südwestecke des Kartengebiets zeichnet sich im Malm der Übergang von der Schelfbeckenfazies des östlichen Juras zur Plattformfazies des zentralen Juras ab.

Nach einer mindestens 115 Millionen Jahre dauernden Phase festländischer Erosion, aus deren Ende das reliktsiche eozäne Siderolithikum stammt, gelangte im südlichen Teil des Kartengebiets die Molasse zur Ablagerung. Älteste Molasseeinheit ist der spätoligozäne Delsberg-Süsswasserkalk («Tüllingen-Schichten», USM), der in Nusshof und Ramlinsburg als jüngster Teil der Füllung eines tektonischen Grabens vorliegt. Im Gegensatz dazu überlagern das frühmiozäne Tenniken-Muschelagglomerat (OMM) und die früh- bis mittelmiozäne Basler Juranagelfluh (OSM) eine in der Zwischenzeit gebildete Erosionsfläche, welche die eozänen-oligozänen Horste und Gräben des Tafeljuras kappt.

Zwischen Nusshof und Arisdorf liegen Relikte einer Rinne, deren Höhenlage eine Mittelstellung zwischen der Basler Juranagelfluh und den Höheren Decken-

schottern einnimmt und deren Schotterfüllung, der Spärgacher-Schotter, eine von der Basler Juranagelfluh abweichende Zusammensetzung aufweist. Möglicherweise handelt es sich hier um die Ablagerung eines seitlichen Zubringers des pliozänen Sundgau-Schotter.

Älteste quartäre Ablagerungen sind die Höheren und die Tieferen Deckenschotter des Frühen Pleistozäns, die an den Rändern des Hochrheintals reliktsch auftreten. Im Möhliner Feld, einer der Schlüsselstellen der alpinen Eiszeitstratigraphie, ist der weiteste Vorstoss von alpinem Eis im nördlichen schweizerischen Alpenvorland dokumentiert. In der Möhlin-Eiszeit, während des frühen Mittleren Pleistozäns, drang Eis bis mindestens auf eine Linie Frenkendorf – Olsberg – Zeiningen – Möhliner Feld vor, was unter anderem erratische Blöcke aus dem Wallis bezeugen. Die nachfolgenden mittelpleistozänen Eiszeiten, die Habsburg- und die Beringen-Eiszeit, hinterliessen die meist lössbedeckten Hochterrassenschotter im Hochrhein- und im Ergolzthal sowie Till des Wehragletschers auf dem Möhliner Feld. Das Späte Pleistozän (Birrfeld-Eiszeit) ist durch das oberste Niveau der stets lössfreien Niederterrassenschotter im Hochrhein- und im Ergolzthal vertreten, deren tiefere Niveaus erst im Holozän entstanden.

In tektonischer Hinsicht gehört das Gebiet von Blatt Sissach-Rheinfelden zum nordalpinen Vorland nördlich der Jura-Hauptüberschiebung bzw. zum Schwarzwald-Massiv und seiner Bedeckung durch Sedimentgesteine. Das Kartengebiet wird in West-Ost-Richtung durch die eventuell bereits paläozoisch vorgezeichnete (GONZALEZ 1989, 1990) Wehratal-(Kilchbühl-)Zeiningen-Bruchzone – im weiteren Sinne eine Randverwerfung des Oberrhein-Grabens – gegliedert. Diese durchläuft das Kartengebiet von Nordosten in Richtung Südwesten und grenzt im Gebiet des Blattteils Rheinfelden die abgesunkene Weitenau-Dinkelberg-Grossscholle im Westen vom Hotzenwald-Block im Osten ab. Die Weitenau-Dinkelberg-Grossscholle ist durch eine Vergitterung von eozänen-oligozänen, unterschiedlich orientierten Extensionsstrukturen gekennzeichnet. Die wichtigsten davon, die Maulburg- und die Rheinfelden-Abschiebung, verlaufen in WNW-ESE-Richtung und gliedern die Grossscholle von Norden nach Süden in die Eichbühl-Hochzone, den Dinkelberg-Graben und die St.-Chrischona-Hochzone. Die Eigenständigkeit dieser tektonischen Elemente verliert sich in südlicher Richtung parallel zur Abnahme des Versatzes an der Wehratal-Zeiningen-Bruchzone. Im Gebiet von Blattteil Sissach dominieren vorwiegend SSW-NNE streichende Gräben und Horste, deren Bildung – wie diejenige der oben genannten Extensionsstrukturen – auf die Absenkung des Oberrhein-Grabens im Eozän-Oligozän zurückgeht, die jedoch während der spätmiozänen Jurafaltung kompressiv überprägt wurden. Dies bewirkte eine zusätzliche tektonische Gliederung des Kartengebiets in Süd-Nord-Richtung, indem ein schmaler Streifen vorwiegend südvergenger Überschiebungen entlang einer Linie Füllinsdorf-Magden-Wintersingen-Wegenstetten, der das Bindeglied zwischen der Adlerhof-Struktur im Westen und der Mandach- bzw. der Mettau-Überschiebung im Osten darstellen dürfte, als Grenze zwischen dem

durch alpine Kompression merklich überprägten alpinen Vorland im Süden und dem durch alpine Kompression nur schwach überprägten Vorland nördlich davon herangezogen werden kann. Nördlich der Autobahn A3 schliesslich fehlen eindeutige bzw. im vorliegenden Kartenmassstab darstellbare Kompressionsphänomene weitgehend.

Die Schichten des Felsuntergrundes sind, dem regionalen Einfallen entsprechend, generell mit etwa 2–4° in Richtung SSE geneigt. Sie bilden im Gebiet des Blattteils Sissach eine Schichtstufenlandschaft, die im Nordosten durch Tafeln aus Schinznach-Formation («Oberer Muschelkalk») und im Südwesten durch solche aus Hauptrogenstein geprägt ist. Das nördlich des Hochrheintals liegende Plateau des Dinkelbergs bildet die Fortsetzung der triassischen Schichten der nördlichen Schichtstufe. Die Gräben, die sowohl den Tafeljura als auch den Dinkelberg durchziehen, treten besonders im Bereich der Tafeln aus Schinznach-Formation, wo mit meist stärker zurückwitternden Keupersedimenten gefüllte Strukturen die verwitterungsresistenteren Kalktafeln durchschneiden, morphologisch deutlich in Erscheinung (s.a. BRAUN 1917, SUTER 1926).

Das Entwässerungssystem im Gebiet von Blatt Sissach-Rheinfeldern änderte sich im Verlauf der jüngeren geologischen Vergangenheit mehrmals. Nach Ablagerung der früh- bis mittelmiozänen Basler Juranagelfluh und der damit verbundenen Entwässerung nach Süden änderte sich die Entwässerungsrichtung nach Westen via Burgunder Pforte zur Saône. In dieser Phase (Ablagerung des Sundgau-Schotters, Pliozän) bildeten sich auch das Ergolzthal und seine Seitentäler sowie die Seitentäler des Rheintals, das Möhlinbachtal und das Tal von Mumpf-Schupfart. Im Rheingraben erfolgte im Pleistozän eine weitere Einsenkung, wodurch das Gebiet schliesslich via Rhein zur Nordsee hin entwässert wurde (LIGNER 1953, 1966, ZIEGLER & FRAEFEL 2008).

Bisherige Karten und Kartierungen

Die vorhandenen bzw. für die Erarbeitung von Blatt Sissach-Rheinfeldern verwendeten publizierten Karten und Kartierungen (unpublizierte geologische Kartenmanuskripte) sind im Kapitel Geologische Karten (s. S. 207ff.) aufgelistet.

STRATIGRAPHIE

In den vergangenen Jahrzehnten wurden zahlreiche lithostratigraphische Einheiten der Nordschweiz und Südwestdeutschlands neu bearbeitet, was in den meisten Fällen mit einer Bereinigung und Aktualisierung ihrer Nomenklatur einherging – leider manchmal ohne Abgleich über den Rhein hinweg. Die Gründe hierfür liegen allerdings teils in den unterschiedlichen geologischen Gegebenheiten zu beiden Seiten der Landesgrenze, speziell in der Trias, die in Deutschland mächtiger ist, grössere Ausbissbreiten aufweist und deshalb in mehr Kartiereinheiten gegliedert werden kann. Bei der folgenden Beschreibung der lithostratigraphischen Einheiten von Blatt Sissach-Rheinfelden wurde versucht, wenigstens die Nomenklatur der beiderseits des Rheins auftretenden triassischen (Fig. 2, S. 24) und frühjurassischen Festgesteinseinheiten zu korrelieren. Für weitergehende Angaben, auch was die Parallelisierung mit älteren Bezeichnungen betrifft, sei neben den im Folgenden zitierten Arbeiten auf das Lithostratigraphische Lexikon der Schweiz (strati.ch), das Lithostratigraphische Lexikon Deutschlands (litholex.bgr.de) und das geowissenschaftliche Portal für Baden-Württemberg (lgrbwissen.lgrbw.de) verwiesen.

ORDOVIZIUM-KARBON

Das kristalline Grundgebirge nimmt einen kleinen Teil des Gebiets von Blatt Sissach-Rheinfelden in dessen Nordostecke ein. Den grössten Anteil am kristallinen Grundgebirge haben im Kartengebiet die Gneise und Gneisanatexite des Murgtal-Gneiskomplexes, der im östlich angrenzenden Hotzenwald weit verbreitet ist. Dieser bildet den Gesteinsrahmen für die gegen Ende des Frühen Karbons erfolgte Intrusion des Albtal- und des Säkingen-Granits.

GM_M Murgtal-Gneiskomplex

Vorherrschende Lithologie des Murgtal-Gneiskomplexes (auch Murgtal-Gneisanatexit-Formation) ist ein dunkelgrauer unregelmässig lagiger, meist mittelkörniger Biotit-Plagioklasgneis, der Cordierit, gelegentlich auch Kalifeldspat führt.

Typisch für den Gneiskomplex ist das wechselhafte Auftreten von biotitreichen und quarzitischen Paragneisvarietäten, lokal mit Übergängen zu Zonen mit unterschiedlich starker anatektischer Umwandlung (Anatexite, mit hellen Mobilisaten). Durch den Wechsel von dunkelgrauen (biotitreichen) und hellgraugrünen bis weisgrauen (quarzreichen) Lagen von einigen Millimetern bis wenigen Zentimetern Di-

cke ergibt sich eine gute plattige Spaltbarkeit. In anatektischen Bereichen ist die Textur undeutlich lagig bis massig, und die plattige Spaltbarkeit tritt stark zurück.

Die Hauptbestandteile des Paragneises sind Quarz (25–35%), Biotit (15–30%) und Plagioklas (15–25%). Er führt wechselnde Anteile von Alkalifeldspat (bis 15%), seltener Cordierit und Sillimanit. Akzessorisch treten Turmalin, Granat, Apatit, Zirkon, Allanit und Erz auf.

Der Protolith des Murgtal-Gneiskomplexes bestand aus marinem Tonstein (Cordierit führende Varietät) und mariner Grauwacke (biotitreiche Varietät); Mikrofossilfunde von Chitinozoen und Acritarchen deuten ein Sedimentationsalter zwischen Ordovizium und Silur an. Der Protolith wurde im Rahmen der variszischen Orogenese amphibolitfazial metamorph überprägt, z.T. auch migmatisiert. Dieser Hochtemperatur-Niedrigdruck-Metamorphose während des Viséens (Frühes Karbon) ging vermutlich eine Phase mit Hochdruckmetamorphosebedingungen voraus (LGRBWISSEN o. J. a).

Die Schieferung fällt im Kartengebiet meist mit 45–75° gegen Westen ein. Lokal ist sie kleinräumig verfault.

Der biotitreiche Paragneis ist häufig oberflächlich stark verwittert und weist eine rotbraune Verwitterungsfarbe auf. Quarzreichere Lagen sind widerstandsfähiger und wittern heraus.

Gute Aufschlüsse des Murgtal-Gneiskomplexes finden sich am Bergsee nördlich von Bad Säckingen.

KARBON

γ_A **Albtal-Granit** Viséen–Serpukhovien

Der Albtal-Granit ist ein grauer mittel- bis grobkörniger porphyrischer Biotitgranit. Hauptmerkmal sind die zahlreichen rosa Kalifeldspat-Grosskristalle, die bis 15 cm lang werden und einen Anteil von bis zu 30% am Gesamtgestein bilden können. Daneben treten dunkle granodioritische Einschlüsse als Schlieren mit Längen von einigen Zentimetern bis Dezimetern auf.

Der Granit weist folgende mineralogische Zusammensetzung auf: Quarz (25–35%), Plagioklas (20–35%), Kalifeldspat (15–30%) und Biotit (10–15%). Akzessorisch treten Apatit, Zirkon und Erz auf. Radiometrische Datierungen ergaben Alter von 326 ± 2 Ma (Rb/Sr) bzw. $339 \text{ Ma} \pm 2\text{--}4\%$ (K/Ar) (HUBER & HUBER 1984) sowie 334 ± 3 Ma (U/Pb, SCHALTEGGER 2000); die Intrusion des Albtal-Granits fällt somit in das Viséen–Serpukhovien (Mississippien, Frühes Karbon).

Die im Kartengebiet in einer Nord–Süd streichenden Zone auftretende Randfazies des Albtal-Granits weist im Unterschied zum östlich angrenzenden

Hauptkörper oft ein deutliches Deformationsgefüge auf. Die unterschiedlich stark ausgebildete Schieferung weist eine gleiche Raumlage wie diejenige im Gneis auf, fällt also mittelsteil bis steil gegen Westen ein.

Der Granit ist oberflächlich stark verwittert; die Aufschlussbedingungen am Abhang zum Wehratal sind mehrheitlich schlecht. Aufschlüsse finden sich in Form isolierter Felskuppen im oberen Teil des steilen Osthangs des Wehratals (z.B. Kellerlefelsen, ca. 250 m nördlich der Nordostecke des Kartengebiets). Am ganzen Hang machen es ausgedehnte «Blockmeere» schwierig, die wahre Ausdehnung der Granitaufschlüsse abzuschätzen. Kontakte zum Gneis sind nicht aufgeschlossen.

Die für den Albtal-Granit ungewöhnlich starke Deformation und die schlechten Aufschlussverhältnisse bewirken, dass die wenigen im Bereich des Kartenblattes aufgeschlossenen Vorkommen wenig aussagekräftig für die Beschreibung des östlich des Kartengebiets grossflächig auftretenden (undeformierten) Albtal-Granits sind. Eine detaillierte Beschreibung der deformierten Granitvorkommen in der Wehratal-Bruchzone findet sich in JANDL (2010).

γ_s **Säckingen-Granit** Viséen-Serpukhovien

Die Ausscheidung von Säckingen-Granit im Stadtgebiet von Bad Säckingen stützt sich auf Informationen aus Bohrungen und temporären Aufschlüssen (z.B. Baugruben). Aktuell sind im Kartengebiet keine Oberflächenaufschlüsse von Säckingen-Granit vorhanden. Aufgrund von Aufschlüssen östlich des Kartengebiets lässt sich der Säckingen-Granit als relativ homogener hellrötlicher fein- bis mittelkörniger aplitischer Zweiglimmergranit beschreiben. Eine hellgraue Varietät tritt lokal auf, vereinzelt führt der Granit Kalifeldspatporphyroblasten. Der Säckingen-Granit ist stark zerklüftet und dadurch gut durchlässig für Tiefengrundwasser.

Durchschnittlicher Mineralbestand: Quarz (37%), Kalifeldspat (27%), Plagioklas (22%, An 5–15), Glimmer (12%); akzessorisch treten Turmalin, Apatit und Zirkon auf. Die Intrusion des Säckingen-Granits in den Murgtal-Gneiskomplex erfolgte im Viséen-Serpukhovien (Mississippien, Frühes Karbon), zeitlich wohl etwas nach dem Albtal-Granit, wie die radiometrischen Datierungen von DRACH (1978: 325 ± 5 Ma, K/Ar) und HUBER & HUBER (1984: 332 ± 2 Ma, Rb/Sr) zeigen.

Obwohl seine durch Aufschlüsse belegte, kartierbare Ausdehnung mit wenigen Quadratkilometern gering ist, dürfte er im Untergrund einen grösseren Körper bilden. Diese Annahme stützt sich auf Tiefbohrungen südlich des Rheins (MAZUREK & PETERS 1992, s.a. Kap. Bohrungen).

PERM

Rotliegend

p **Weitenau-Formation** Cisuralien

Die permischen Sedimente, die im Gebiet von Blatt Sissach-Rheinfelden in der Umgebung von Degerfelden und Hertzen, an der linken Flanke des Wehratals von Öflingen bis zum Duttenberg sowie bei Maisprach, zwischen Zeiningen und Zuzgen und bei Mumpf zutage treten und in verschiedenen Bohrungen angetroffen wurden, gehören gemäss BLÜM (1989) vollumfänglich dem Rotliegend, also dem Frühen Perm an. Er stützt damit die Interpretation von MÜLLER (1876) und DISLER (1914) sowie die Umsetzung von HEUSSER (1926).

Die nachfolgend beschriebenen, informellen Untereinheiten der Weitenau-Formation (BLÜM 1989, s.a. MATTER 1987) konnten auf Blatt Sissach-Rheinfelden nur bei Degerfelden, bei Öflingen und lokal bei Mumpf ausgeschieden werden; andernorts ist die Weitenau-Formation undifferenziert dargestellt.

«Lakustrische Serie»

Nur aus der Bohrung Wintersingen ist die dort 76 m mächtige «Lakustrische Serie» bekannt. Diese besteht vorwiegend aus dunkelgrauem bis schwarzem feinkörnigem, teils bituminösem Tonstein mit Kalkkonkretionen und Gips (BLÜM 1989).

p_{us} *«Unterer Schutfächer»*

Der etwa 20–140 m mächtige «Untere Schutfächer» (BLÜM 1989; Untere Abteilung, DISLER 1914) besteht aus violettgrauem Ton- und Siltstein mit feinkörnigen Arkoselagen und einzelnen rotbraunen bis violetten gröberen Arkose- bis Brekzienlagen. Er wird von BLÜM (1989) als Ablagerungen einer Schwemmebene mit Schichtflutablagerungen (Überflutungslagen; Sheetflood Deposits) interpretiert.

p_p *«Playa-Serie»*

Demgegenüber besteht die rund 100–160 m mächtige Playa-Serie (BLÜM 1989; Mittlere Abteilung, DISLER 1914) praktisch ausschliesslich aus rotem Tonstein mit von grünen Reduktionshöfen umgebenen Kalzit- und Gipskonkretionen sowie glimmerreichem Silt- und, vor allem im basalen Teil, auch Sandstein.

P_{6s} «Oberer Schuttfächer»

Der rund 20–75 m mächtige «Obere Schuttfächer» (BLÜM 1989; Obere Abteilung, DISLER 1914) setzt sich aus überwiegend rotbrauner, schlecht sortierter, kantengerundeter Grobarkose (Feldspatanteil 5–20%) mit einzelnen ebenfalls kantengerundeten Geröllen in Kiesfraktion aus Quarz, Feldspat und Gesteinsbruchstücken zusammen. Seine Basis bildet ein schlecht sortierter Sandstein mit dichtem und drusigem Magnesit (Bitterspat).

Die grossen Mächtigkeitsschwankungen der Untereinheiten der Weitenau-Formation auf kurze Distanz führt BLÜM (1989) auf differenzielle synsedimentäre Subsidenz zurück, wobei frühe Anlagen der Rheinfelden-Abschiebung und der Wehratal-Zeinigen-Bruchzone eine wichtige Rolle spielten.

Abweichende Ansichten zur stratigraphischen Zuordnung vertreten unter anderem SCHMASSMANN & BAYRAMGIL (1946), WIENER (1975) und RYF (1984), welche den «Oberen Schuttfächer» sensu BLÜM (1989) ganz oder teilweise zum Buntsandstein zählen. Umgekehrt entspricht die Zuordnung BLÜMs (1989) praktisch vollumfänglich der in Deutschland formell definierten Weitenau-Formation (NITSCH & ZEDLER 2009, s.a. NITSCH et al. 2017). Entsprechend wurden hier der deutsche Formationsbegriff und die (informelle) Unterteilung von BLÜM (1989) übernommen. Als wichtiges Argument, den «Oberen Schuttfächer» zur Weitenau-Formation und somit zum Perm zu schlagen, dient insbesondere der deutlich höhere Feldspatgehalt. Fossilien oder andere Hinweise für eine genauere stratigraphische Zuordnung wurden im Kartengebiet keine gefunden. BLÜM (1989) postuliert für den «Oberen Schuttfächer» ein fragliches Thuringien-Alter, für die liegenden Einheiten ein Saxonien-Alter, was nach aktueller chronostratigraphischer Nomenklatur dem Guadalupien bzw. dem Cisuralien entsprechen würde. NITSCH & ZEDLER 2009 (Abb. 15) stellen die Weitenau-Formation in das Frühe Perm, d.h. in das Cisuralien.

Gute Aufschlüsse des «Oberen Schuttfächers» mit Sandstein und zum Teil Konglomeratlagen finden sich in der stillgelegten Grube am Südfuss des Eichbergs (Koord. 2622.850/1269.350; Profil B von DISLER 1914, als Geotop klassiert), im Hohlweg in Richtung Rainstrick (Koord. 2622.350/1269.150), hinter der Lagerhalle bei der Birlinmühle in Degerfelden (Fig. 1) sowie in der aufgelassenen Grube im Bachtalen südlich von Mumpf (Koord. 2636.450/1266.000) und am Rheinufer bei der Kläranlage von Wallbach (Baden) (Koord. 2635.425/1268.000). Die hier und am gegenüberliegenden Ufer von DISLER (1914) und HEUSSER (1926) beschriebenen Übergänge zur «Playa-Serie» (bzw. Mittleren Abteilung) sind heute überflutet oder überdeckt. DISLER (1914, 1931) beschreibt einen Aufschluss bei Pkt. 313,3 m am Fuss des Duttenbergs (Koord. 2636.385/1269.345), wo er die Auflage des «Unteren Schuttfächers» (bzw. Untere Abteilung) auf den kristallinen Untergrund beobachten konnte. Der Übergang von der Weitenau- zur Dinkelberg-Formation ist



Fig. 1: «Oberer Schuttächer», Weitenau-Formation (Rotliegend). Baugrube bei der Birlinmühle in Degerfelden (Koord. 2623.100/1268.850, Blick in Richtung Westen). Foto W.Promesberger (www.geologie-des-dinkelbergs.de), 2007.

im Bereich der Einmündung des Warmbachs in den Rhein aufgeschlossen (s.u.). Die Weitenau-Formation wurde ferner in den Tiefbohrungen Rheinfeld, Weherfeld, Zuzgen 1 und 2 und Wintersingen erbohrt (für eine überarbeitete Interpretation dieser Bohrungen siehe BLÜM 1989).

Wiesental-Formation [im Kartengebiet nicht vorhanden] Lopingien

Die von NITSCH & ZEDLER (2009) definierte Wiesental-Formation umfasst blassgraue bis weiße und rotbraune, schlecht sortierte grobsandige bis siltige Arkose (Feldspat 5–20%, Karneol <2%) mit kantengerundetem bis kantigem Korn sowie Quarz-, Feldspat- und wenig Gesteinskomponenten in der Fein- bis Mittelkiesfraktion (NITSCH et al. 2017). Das Gestein wird lithologisch mit der Tigersandstein- und Kirnbach-Formation des mittleren und nördlichen Schwarzwalds korre-

liert und somit in den Zechstein gestellt, was chronostratigraphisch dem Lopingien (Spätes Perm) entspricht (s.a. NITSCH & ZEDLER 2009, Abb. 15).

Die Wiesental-Formation wird von den Autoren als Äquivalent des «Unteren Buntsandsteins» im Sinne von WILSER (1913) verstanden. Hier ist anzumerken, dass der «Untere Buntsandstein» WILSERS (1913) nicht identisch ist mit dem «Unteren Buntsandstein» von SCHMASSMANN & BAYRAMGIL (1946), WIENER (1975) und RYF (1984) (der heute als «Oberer Schuttfächer» in die Weitenau-Formation gestellt wird, s.o.). Vielmehr sind die von WILSER (1913) beschriebenen Vorkommen und somit die Wiesental-Formation auf die Weitenauer Berge nördlich von Schopfheim und ein kleineres Vorkommen südlich von Maulburg beschränkt (nördlich ausserhalb des Kartengebiets). NITSCH et al. (2017) betrachten diese Vorkommen als Relikt der jüngsten Ablagerungen einer asymmetrischen, nach Norden fallenden Grabenfüllung. Im Gebiet von Blatt Sissach-Rheinfelden fehlen die spätpermischen Sedimente aufgrund der grossflächigen Erosion an der Wende vom Perm zur Trias.

TRIAS

Buntsandstein¹

t_{1D} **Dinkelberg-Formation** («Mittlerer» und «Oberer Buntsandstein») Olénékien–Anisien

Die Typlokalität der Dinkelberg-Formation liegt rechts- und linksrheinisch an den Ufern zwischen Augarten und Warmbach (DISLER 1914, JORDAN 2016). Die Neudefinition der Formation (JORDAN 2016; Untereinheiten vorläufig informell) folgt weitgehend den jüngsten Erkenntnissen der deutschen Stratigraphen, die von NITSCH et al. (2017) zusammengefasst werden. Diese gehen davon aus, dass die Transgression des Buntsandsteins das Kartengebiet erst sehr spät, im späten Olénékien, erreicht hat. Demzufolge fehlen hier die Äquivalente der Eck-Formation und der älteren Subformationen der in Deutschland formell definierten Vogesensandstein-Formation. Die Sedimentabfolge beginnt hier mit dem Äquivalent der Kristallsandstein-Subformation der Vogesensandstein-Formation, welches zum «Mittleren Buntsandstein» gerechnet wird (Fig. 2).

Verschiedene frühere Bearbeiter der Buntsandstein-Gruppe des Gebiets von Blatt Sissach-Rheinfelden und seiner näheren Umgebung haben demgegenüber eine Dreiteilung der hier vorhandenen Sedimente in «Unteren», «Mittleren» und

¹ Buntsandstein im Sinn einer lithostratigraphischen Gruppe (vgl. Muschelkalk und Keuper, S. 27ff., 35ff.), die allerdings nur eine Formation, die Dinkelberg-Formation, beinhaltet.

«Oberen Buntsandstein» versucht (z.B. WIENER 1975). Dabei wurden zum Teil auch permische Sedimente irrtümlich und entgegen der Auffassung von DISLER (1914) und SUTER (1915) dem Buntsandstein zugerechnet.

Gute Aufschlüsse der Dinkelberg-Formation finden sich in den verschiedenen stillgelegten Steinbrüchen in der Umgebung von Degerfelden, insbesondere in dem als Geotop klassierten Steinbruch am Eichberg (Koord. 2622.800/1269.700), wo die Abfolge (nach deutscher stratigraphischer Gliederung) Kristallsandstein-Subformation – Karneol-Dolomit-Horizont VH2 – Plattensandstein-Formation – Basis der Rötton-Formation aufgeschlossen ist (LEIBER & BOCK 2011, s.a. das entsprechende Profil C, das DISLER 1914 im südlichen der beiden stillgelegten Steinbrüche am gegenüberliegenden Nettenberg aufgenommen hat). Zudem sind Abschnitte der von DISLER (1914) aufgenommenen, nun als Typlokalität bestimmten Profile weiterhin (teils nur bei Niedrigwasser) zugänglich, so am linken Rheinufer bei der Lokalität Im Rohr (Koord. 2623.060/1265.800) oder am rechten Ufer an der Einmündung des Warmbachs (Koord. 2624.800/1266.840), wo dieser über den «Vogesensandstein» einen Wasserfall bildet. Das geschützte Geotop zeigt weiter das liegende «Hauptkonglomerat» und den Übergang zur Weitenau-Formation.

Der «*Vogesensandstein*», in Deutschland als Kristallsandstein-Subformation der Vogesensandstein-Formation definiert (z.B. NITSCH et al. 2017), beginnt im nördlichen und mittleren Bereich des Kartengebiets mit dem rund 2 m mächtigen «Hauptkonglomerat». Er besteht aus hellgrauem bis rotbraunem, teils weiss ausgebleichtem grobkörnigem Quarzsandstein, dessen Komponenten gut gerundet sind und der zudem wenig Feldspat (<3%), Dunkelglimmer und Karneol-Sandkörner sowie einige kantengerundete Komponenten in Kiesfraktion enthält (NITSCH et al. 2017). Gegen oben geht er in schräggeschichteten Feinsand- bis Siltstein über (darum auch «Diagonalschichtiger Sandstein», z.B. DISLER 1914). Die Mächtigkeit des «Vogesensandsteins» beträgt im Norden des Kartengebiets 5–16 m; südlich des Hochrheins keilt er aus (NITSCH et al. 2017).

Beim «*Karneolhorizont*» – Karneol-Dolomit-Horizont VH2 (VH2 = Violetter Horizont 2) nach deutscher stratigraphischer Gliederung (z.B. NITSCH et al. 2017) – handelt sich um einen fein- bis mittelkörnigen Sandstein mit wenig oder ohne Feldspat und Glimmer sowie Lagen von rotbraunem Silt- bis Feinsandstein. Lagenweise treten Karbonatkrusten auf. Vom Liegenden unterscheidet er sich nur durch die für Paläoböden typische pedogenetische Farbveränderung (violett, weissgrau, rotbraun) und die stärkere Quarzzementierung (NITSCH et al. 2017).

Über dem Karneol-Dolomit-Horizont VH2 folgt der nach aktueller deutscher stratigraphischer Gliederung zur Plattensandstein-Formation im weiteren Sinn zählende Schattenmühle-Grobsandstein (z.B. NITSCH et al. 2017), ein hellgrauer bis rotbrauner schräggeschichteter mittel- bis grobkörniger glimmerführender Sandstein mit wenig Feldspat (<2%) und mit mehreren violetten und weissen Horizonten, die ihm Ähnlichkeit mit dem liegenden VH2 verleihen. In der älteren Literatur wird der Schattenmühle-Grobsandstein als Teil des «Karneolhorizonts»

Chronostratigraphie		Lithostratigraphie		Alte Bezeichnungen				Deutsche Gliederung und Nomenklatur	
	Rhätien	Gruppe	Formation	Member (kursiv: informell)	Keuper	Muschelkalk	Buntsandstein		
Rhätien	Norien	Keuper	Klettgau-Fm.	Beichen-Mb.	Oberer Keuper	Rhätsandstein	Rhät s. str.	Exter-Fm.	
				Gruhalde-Mb.			Sandstein-/Mergelkeuper	Obere Bunte Mergel	Steigerwald-Fm.-Arnstadt-Fm.
				Gansingen-Mb.			Oberer Mittelkeuper	Untere Bunte Mergel	
				Ergolz-Mb.				Schiffsandstein	Stuttgart-Fm.
Carnien	Ladinien	Keuper	Bankerjoch-Fm.	Asp-Mb.	Mittlerer Keuper	Gipskeuper		Grabfeld-Fm.	
				Stamberg-Mb.	Unterer Keuper	Leitenskohle	Grenzdolomit Estherienschiefer	Erfurt-Fm.	
Anisien		Muschelkalk	Schinznach-Fm.	Liedertswil-Mb.	Oberer Muschelkalk	Haupt-muschelkalk	Trigonodus-Dolomit		Rottweil-Fm.
				Kienberg-Mb.			Plattenkalk/ Nodosus-Kalk	Meissner-Fm.	
				Leutschenberg-Mb.			Trochitenkalk	Trochitenkalk-Fm.	
				«Dolomizone» «Obere Sulfatzone» «Salzlager» «Untere Sulfatzone»			Mittlerer Muschelkalk	Anhydrit-gruppe	Dolomizone Obere Sulfatzone Salzlager
Olenékien		Buntsandstein	Kaiseraugst-Fm.	«Orbicularis-Mergel» «Wellenmergel» «Wellendolomit»	Unterer Muschelkalk	Wellengebirge	Wellenmergel/-kalk Wellendolomit	Karlstadt-Fm. Jena-Fm. Freudenstadt-Fm.	
				«Röt» «Plattensandstein» «Karneolhorizont» «Vogessensandstein»			Oberer Buntsandstein	Röt Plattensandstein Karneolhorizont	Rötton-Fm. Plattensandstein-Fm. Karneol-Dol.-Hor. VH2
							Mittlerer Buntsandstein	Diagonalschichtiger Sst.	Kristallst.-Subfm.

verstanden (z.B. DISLER 1914, WIENER 1975). NITSCH et al. (2017) geben für die «Schopfheimer Bucht» (nördlich des Kartengebiets) Mächtigkeiten von 5–9 m (Karneol-Dolomit-Horizont VH2 s.str.) und 5–20 m (Schattenmühle-Grobsandstein) an. WIENER (1975) misst in einer Bohrung östlich von Kaiseraugst 13 m «Karneolhorizont» s.l.

Darüber folgt der ca. 20–22 m (WIENER 1975) mächtige «Plattensandstein» (nach deutscher stratigraphischer Gliederung Plattensandstein-Formation s.str., z.B. NITSCH et al. 2017), der aus grauem, beige und rötlichem Silt- bis stark siltigem Sandstein mit Tonlagen besteht. An der Erdoberfläche tritt das verwitterte Gestein als mürber Sandstein hervor. In der Nähe der Basis wie auch im Dach des relativ feinkörnigen, zum Teil porösen und durchlässigen Plattensandsteins fanden sich in den Bohrungen östlich von Kaiseraugst auch Malachit- und Bleiglanz-kriställchen sowie, in Klüften, gediegenes Kupfer (WIENER 1975).

Den Abschluss der Dinkelberg-Formation bildet das ca. 5–10 m mächtige «Röt» (in Deutschland Rötton-Formation, z.B. NITSCH et al. 2017). Es besteht überwiegend aus rötlichem und grünlich grauem, teils auch gelblichem tonigem Siltstein und Tonstein (Fig. 3) mit einzelnen, gelblich verwitternden Sandsteinlagen. Das «Röt» wittert im Gegensatz zu den liegenden Anteilen der Dinkelberg-Formation zurück. Die Bohrungen auf dem Gelände des nicht realisierten Kernkraftwerks Kaiseraugst (Lokalität Challere) ergaben 5,0–6,5 m «Röt»-Ton. Wegen des lokal hohen Sandgehalts ist die Grenzziehung zum Plattensandstein stellenweise schwierig vorzunehmen. «Röt»-Ton wurde südlich Maisprach in einer Grube bei Weid abgebaut (Koord. 2631.090/1262.990), wo nach GRAF (1968) auch ein 10 m tiefer Schacht zur Abklärung der Mächtigkeit erstellt wurde. Aufschlüsse sind eher selten und nur mässig gut.

Ein vollständiges Profil durch die Dinkelberg-Formation beschreibt WIENER (1975) aus einer Bohrung östlich von Kaiseraugst (von oben nach unten):

«Röt»	6 m
«Plattensandstein»	22 m
«Karneolhorizont» s.l.	13 m
«Mittlerer Buntsandstein»	16 m
«Unterer Buntsandstein»*	>43 m

*nach aktueller Lithostratigraphie zur permischen Weitenau-Formation (Rotliegend) zu schlagen.

Fig. 2: Gegenüberstellung der aktuellen lithostratigraphischen Einheiten der Nordschweizer Trias (JORDAN 2016, JORDAN et al. 2016a, PIETSCH et al. 2016) mit alten Bezeichnungen sowie Korrelation mit der aktuellen deutschen Gliederung und Nomenklatur (oberhalb des Buntsandsteins nur Formationen). Die Farbgebung der Spalte «Formation» entspricht derjenigen der Kartiereinheiten auf Blatt Sissach-Rheinfelden.



Fig. 3: «Röt», Dinkelberg-Formation (Buntsandstein). Baugrube des südlichen Brückenkopfs der Rheinfelder Autobahnbrücke (Koord. ca. 2624.100/1266.350). Foto H. Burger, 2003.

Die obersten 42 m Festgestein (Bohrmeter 7–49) der Bohrung Wintersingen, die von SCHMASSMANN & BAYRAMGIL (1946) als Buntsandstein angesprochen wurden, werden von BLÜM (1989) dem «Oberen Schuttfächer» der Weitenau-Formation zugeordnet. Bei der Bohrung Zuzgen 1 ordneten SCHMASSMANN & BAYRAMGIL (1946) die Bohrmeter 0–79, BLÜM (1989) dagegen allein die Bohrmeter 0–35 dem Buntsandstein bzw. der Dinkelberg-Formation zu.

Die Gesamtmächtigkeit der Dinkelberg-Formation im Gebiet von Blatt Sissach-Rheinfelden liegt bei ca. 35–57 m; sie nimmt nach Süden ab, dabei keilt der «Vogesensandstein» als erstes Schichtglied vollständig aus.

Muschelkalk

t_{IIIK} **Kaiseraugst-Formation** («Unterer Muschelkalk», «Wellengebirge»)
Anisien

Die Kaiseraugst-Formation (JORDAN 2016; Untereinheiten vorläufig informell; Fig. 2) besteht überwiegend aus grauem bröckeligem siltig-tonigem Mergel. An der Basis tritt laminiertes Dolomit auf («*Wellendolomit*», nach deutscher stratigraphischer Gliederung Freudenstadt-Formation, z.B. HAGDORN & SIMON 2005, GEYER et al. 2011). Dieser bildet einen deutlichen Farbkontrast zum liegenden roten «Röt»-Ton der Dinkelberg-Formation. Lokal enthält er auch sulfidische Vererzungen (HOFMANN 1977). Im Gebiet von Kaiseraugst überwiegt die tonig-mergelige Fazies in der ganzen Kaiseraugst-Formation. Ihr mittlerer Abschnitt wird dort als «*Wellenmergel*» bezeichnet.

Im Tal des Möhlinbachs wird der «Wellenmergel» lateral durch den relativ harten, Geländerippen bildenden gelben bis gelbbeigen, gefleckten, speckig glänzenden peloidalen bis pseudo-oolithischen «*Wellenkalk*» ersetzt. Der «Wellenkalk» ist gut gebankt und verwittert plattig bis quaderstückig. Abschnittsweise, besonders an seiner Basis, führt er lumachellösen Muscheldetritus. An der Mumpferflue treten im «Wellenkalk» gelbliche feinkörnige Lithoklasten auf. «Wellenmergel» und «Wellenkalk» entsprechen nach deutscher stratigraphischer Gliederung der Jena-Formation (z.B. HAGDORN & SIMON 2005, GEYER et al. 2011).

Als oberstes Schichtglied der Kaiseraugst-Formation tritt schiefriger bituminöser Mergel auf («*Orbicularis-Mergel*», nach deutscher stratigraphischer Gliederung Karstadt-Formation, z.B. HAGDORN & SIMON 2005, GEYER et al. 2011). Dieser ist beispielsweise beim Erlihof östlich von Maisprach aufgeschlossen (Koord. 2631.380/1264.135).

Die Kaiseraugst-Formation weist im Gebiet von Blatt Sissach-Rheinfelden eine Mächtigkeit von 35–40 m auf. Bohrungen für das projektierte Kernkraftwerk Kaiseraugst (WIENER 1975) ergaben für den «Wellendolomit» Werte zwischen 4,53 m (Koord. 2623.279/1265.517) und 5,05 m (Koord. 2623.356/1265.383).

Aufschlüsse der Kaiseraugst-Formation finden sich im Wald westlich des Rohrhofs an der Strasse Zuzgen–Buus, wo im Dach der Abfolge harter, plattiger brekziöser Kalk auftritt. Weiter tritt die Einheit am Ufer des Rheins nördlich von Junkholz bei Kaiseraugst zutage. Dort sind die Aufschlüsse nicht mehr so günstig wie die von C. Disler vor dem Bau der Staustufe Augst-Wyhlen (1908–1912) aufgenommenen und beschriebenen (DISLER 1914), die von JORDAN (2016) als (zusammengesetztes) Typusprofil der Kaiseraugst-Formation (mehrere Koordinaten, s. JORDAN 2016) definiert werden.

t_{III} Zeglingen-Formation («Mittlerer Muschelkalk», «Anhydritgruppe») Anisien

Typlokalität der Zeglingen-Formation (JORDAN 2016) ist die stillgelegte Gips- und Anhydritgrube Weissbrunn (bzw. Wissbrunn) bei Zeglingen (Koord. 2636.250/1251.150, Atlasblatt Hauenstein, BLÄSI et al. 2018a, b). Die Formation besteht aus grauem, meist dolomitischem Mergel bis Tonstein und Gips bzw. Anhydrit und ist weitestgehend fossilifer. Mit Ausnahme der «Dolomitzone» im Dach der Einheit, die lokal begrenzte natürliche Aufschlüsse liefert, tritt die Zeglingen-Formation fast ausschliesslich in künstlichen Aufschlüssen temporär zutage. Einer der seltenen Aufschlüsse der Formation befindet sich am Ufer des Rheins bei Rinau (Kaiseraugst) im Bereich von Koord. 2622.070/1265.705.

Beschreibungen der Zeglingen-Formation im Kartengebiet und dessen näherer Umgebung liefern VERLOOP (1909, Überblick über die Steinsalzlager der Nordschweiz), TREFZGER (1950, Steinsalzlagerstätte von Rheinfeldern [Baden]), WIDMER (1991, Salzbohrungen im Gebiet Liestal–Arisdorf) sowie HAUBER (1993).

Für die Zeglingen-Formation sind derzeit noch keine formellen Untereinheiten ausgeschieden (Fig. 2). JORDAN (2016) verweist auf die folgenden, informellen Untereinheiten WIDMERS (1991) (von oben nach unten):

«Dolomitzone»	ca. 7,0–14,7 m
«Obere Sulfatzone»	ca. 26–50 m
«Salzlager»	ca. 30 m (Blattteil Sissach) bis ca. 50–70 m (Blattteil Rheinfeldern)
«Untere Sulfatzone»	3,6–6,7 m

In der deutschen stratigraphischen Gliederung entsprechen die «Untere Sulfatzone», das «Salzlager» und die «Obere Sulfatzone» der Heilbronn-Formation, die «Dolomitzone» der Diemel-Formation (z. B. HAGDORN & SIMON 2005, GEYER et al. 2011).

Die primäre Mächtigkeit der Zeglingen-Formation beträgt im nördlichen Teil des Gebiets von Blatt Sissach-Rheinfeldern ca. 75–95 m, gegen Süden steigt sie auf ca. 140 m an. Sie ist, bedingt durch tektonische Akkumulation (z. B. im Bereich der Adlerhof-Struktur, LAUBSCHER 2003) und Ausdünnung sowie Subrosion von Steinsalz und Sulfate führenden Lagen, bedeutenden Schwankungen unterworfen (lokal kann ihre Restmächtigkeit noch 20–30 m betragen).

Die «Untere Sulfatzone» besteht aus hellgrauem bis weissem, seltener rötlichem Gips und Anhydrit, wobei Gips hauptsächlich bei geringer Überdeckung auftritt und mit Anhydrit oft eine Wechsellagerung aus zentimetermächtigen Lagen bildet. Die Anhydrit- oder Gipsabfolge wird von teilweise mergeligen Dolomitlagen unterbrochen (WIDMER 1991).

Das «Salzlager» im mittleren Teil der Zeglingen Formation besteht aus mehr oder weniger reinem, meist grauem, auch klarem Halit (Steinsalz) mit Beimengungen von grauem Ton, zum Teil auch Dolomit- und Anhydritlagen (WIDMER 1991,



Fig. 4: «Obere Sulfatzone», Zeglingen-Formation («Anhydritgruppe»). Oben (188,0 – ca. 188,6 m) massiver bis geschichteter Anhydrit, unten (188,6–190,0 m) Anhydrit-Tonstein-Brekzie. Bohrung S154 Arisdorf der Schweizer Salinen AG (Koord. 2623.828/1262.449, s. S. 172). Foto via J. Pietsch.

HAUBER & STUCKY 1997). In zahlreichen Bohrungen zwischen Liestal und der Saline Riburg ist das «Salzlager» durch eine teilweise tonige Anhydritschicht zweigeteilt (HAUBER 1980, WIDMER 1991). An der Basis dieser Zwischenschicht wird bisweilen eine Tonstein-Anhydrit-Brekzie angetroffen. Mächtigkeiten des «Salzlagers» von über rund 30 m können im Bereich des Blattteils Sissach das Resultat tektonischer Akkumulation sein, solche unter 30 m weisen auf Subrosion hin. Im Gebiet des Blattteils Rheinfelden weist das «Salzlager» im Allgemeinen höhere Mächtigkeiten um 50–70 m ohne eine erkennbare tektonische Akkumulation auf. Bei einer Überlagerung von weniger als 100–120 m fehlt das «Salzlager» meist völlig infolge von Subrosion.

Steinsalz ist insbesondere bei Wasserzutritt äusserst mobil und wird fließfähig. Anzeichen von Diapirismus fehlen aufgrund der zu geringen Überdeckung im Kartengebiet jedoch.

Die «Obere Sulfatzone» zeichnet sich, wie die «Untere Sulfatzone», durch eine Wechsellagerung von Tonstein- und Gips- bzw. Anhydritlagen aus (Fig. 4). Gegen oben sind vermehrt Dolomitlagen eingeschaltet; der Anteil an Gips und Anhydrit nimmt gleichzeitig ab. An der Basis der «Oberen Sulfatzone» tritt meist eine Brekzie aus Gips bzw. Anhydrit und Tonstein auf (Fig. 4). Entgegen der Gliederung WIDMERS (1991) wird diese Brekzie hier zur «Oberen Sulfatzone» gerechnet.

An der Erdoberfläche bestehen die beiden «Sulfatzonen» nur noch aus Mergel und Tonstein. Der Gips ist bis in eine Tiefe von meist 3–4 m vollständig ausgelaugt, so dass nur ein Haufwerk von bröckeligem Mergel und Tonstein übrigbleibt (RICK 1990). Anhydrit ist erst ab ca. 30 m unter dem heutigen Terrain erhalten geblieben (ANRICH 1958); darüber ist er in Gips umgewandelt. Die mit einer Mächtigkeitsreduktion einhergehende Entgipsung der beiden «Sulfatzonen» geht von den Ausstrichen der Schicht sowie von benachbarten wasserführenden Einheiten («Dolomitzone», Schinznach-Formation) aus. Wasser aus benachbarten stratigraphischen Einheiten kann auch bei grösserer Überdeckung zur Umwandlung von Anhydrit zu

Gips führen. Dieser Vorgang ist mit Quellen¹, d.h. mit einer Volumenzunahme verbunden, die erheblichen Druck verursacht und auch bei Überdeckungen von mehreren Zehnern von Metern noch Hebungen an der Erdoberfläche bewirken kann.

Die «*Dolomitzone*» (auch «Anhydritdolomit», «Unterer Dolomit») besteht aus gut gebanktem gelblich beige, teils stromatolithischem, teils zellig-rauwareartigem Dolomit; es treten auch Silexkonkretionen («Hornsteinknollen») auf. Die Einheit ist beispielsweise am Rheinufer bei Koord. 2622.066/1265.711 aufgeschlossen. Sie ist, zusammen mit dem hangenden «Hauptmuschelkalk», ein Aquifer.

Schinznach-Formation

Anisien-Ladinien

Die im Kartengebiet insgesamt etwa 67–82 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 unten nach oben): Leutschenberg-, Kienberg- und Liedertswil-Member («Hauptmuschelkalk»), Stamberg-Member («Trigonodus-Dolomit») und Asp-Member («Lettenkohle»).

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

Der «Hauptmuschelkalk» der älteren Literatur (z.B. DISLER 1914, MERKI 1961, BRÜDERLIN 1971) besteht aus gut gebanktem, geklüftetem bräunlich grauem («rauchgrauem») mikritischem, teilweise dolomitischem Kalk mit Bänken aus Muschel- und Echinodermendetritus (Trochitenbänke) und – besonders im unteren Teil – mergeligen Bankfugen. Aufgrund der eingeschalteten Muschel- und Trochitenbänke wird er von unten nach oben in das Leutschenberg-, das Kienberg- und das Liedertswil-Member gegliedert (PIETSCH et al. 2016; s.u.). Allerdings können Muschelbänke und vereinzelte Trochiten in der gesamten Schinznach-Formation auftreten, weshalb eine konsequente, flächendeckende Unterteilung des «Hauptmuschelkalks» im Massstab 1:25 000 schwierig ist und bei der Kartierung von Blatt Sissach-Rheinfelden nicht vorgenommen wurde.

PIETSCH et al. (2016) geben eine Zusammenstellung weiterer älterer Bezeichnungen. In der deutschen stratigraphischen Gliederung entspricht der «Hauptmuschelkalk» der Trochitenkalk- und der Meissner-Formation (z.B. HAGDORN & SIMON 2005, GEYER et al. 2011).

Aufschlüsse sind in diesem morphologisch hervortretenden Schichtglied häufig, doch fehlen durchgehende Profile weitgehend. Für Detailprofile sei auf MERKI (1961) und BRÜDERLIN (1971) verwiesen. BRÜDERLIN (1969) behandelt die

¹ Synonym *Schwellen*. Gelegentlich wird Schwellen in Zusammenhang mit der Umwandlung von Anhydrit zu Gips und Quellen für die Volumenzunahme von Tonmineralien verwendet (KOLYMBAS 1998).

Formation am Hochrhein. Die Verhältnisse beim Bau der Staustufe Augst-Wyhlen, bei dem die Schinznach-Formation grossflächig angeschnitten wurde, stellen STRÜBIN (1907b), BRÄNDLIN (1912) und HEUSSER (1926) dar. HOTZ & BUXTORF (1931) beschreiben die Verhältnisse beim Bau der Kraftwerke am Oberrhein.

Das *Leutschenberg-Member* («Unterer Trochitenkalk», MERKI 1961) besteht vorwiegend aus gut gebanktem bioturbiertem Kalk (PIETSCH et al. 2016). Die basalen Bänke führen Pellets und Ooide – meist in Nestern – und sind überwiegend dolomitisiert («Unterer Oolith», BRÜDERLIN 1971; entspricht der Fützen-Bank von PIETSCH et al. 2016 und dem Marbach-Oolith der aktuellen deutschen stratigraphischen Gliederung, ETZOLD & SCHWEIZER 2005, GEYER et al. 2011). Im höheren Abschnitt des Leutschenberg-Members konzentriert sich die Dolomitisierung auf Schichtflächen und Wühlspuren. Einzelne Bänke enthalten Crinoiden- und Muscheldetritus.

Das *Kienberg-Member* («Oberer Trochitenkalk», MERKI 1961) beginnt gemäss PIETSCH et al. (2016) mit der Saalhof-Bank, welche der «Coenothyris-Bank» der älteren Literatur entspricht (z.B. MERKI 1961). In der deutschen stratigraphischen Gliederung wird sie als Dach des «Unteren Trochitenkalks» verstanden (z.B. BRÜDERLIN 1971). Sie enthält neben dem namengebenden Brachiopoden *Coenothyris vulgata* auch integral erhaltene Muscheln. Es folgen Kalkbänke mit (lagenweise) reichlich Muscheldetritus und variablem Gehalt an Crinoidenbruchstücken, insbesondere Stielgliedern (Trochiten). Schichtfugen und Wühlgänge können dolomitisiert sein. BRÜDERLIN (1971) unterscheidet anhand einer markanten Mergelfuge einen «Mittleren» und einen «Oberen Trochitenkalk». Im «Oberen Trochitenkalk» treten vereinzelt Glaukonit und Tongerölle auf (BRÜDERLIN 1971).

Eine markante Abfolge von mehreren Mergelhorizonten («Mergel-Horizont III», BRÜDERLIN 1971; Dünnsenberg-Bank, PIETSCH et al. 2016) markiert etwa die Grenze zum *Liedertswil-Member* («Plattenkalk», MERKI 1961; «Nodosus-Kalk») (zur Problematik der Grenzziehung s. PIETSCH et al. 2016). Ceratiten, wie sie in anderen Gegenden in dieser Bank vereinzelt nachgewiesen wurden (MERKI 1961, PIETSCH et al. 2016), wurden im Kartengebiet bislang nicht gefunden. Es folgen durch dünnere und dickere Mergelfugen getrennte, geringmächtige Kalkbänke mit Muschelschill, die im unteren Teil noch vereinzelt, im oberen Teil gar keine Crinoidenbruchstücke mehr enthalten. Zuoberst findet sich meist eine dünne Oolithbank («Giebenacher Oolith», MERKI 1961, «Mittlerer Oolith», BRÜDERLIN 1971, Eptingen-Bank, PIETSCH et al. 2016). Die obersten Schichten sind teilweise dolomitisiert (Fig. 5).

BRÜDERLIN (1971) ermittelte für den «Trochitenkalk» und den «Plattenkalk», also für das Leutschenberg-, Kienberg- und Liedertswil-Member bei Grenzschicht-Wyhlen eine Mächtigkeit von ca. 52 m. Bohrungen in der Umgebung von Kaiseraugst ergaben im Durchschnitt eine Mächtigkeit von 48 m, solche der Feldschlösschen AG rund um Magden um 45 m. Es ist somit eine Abnahme der Mächtigkeit des «Hauptmuschelkalks» in Richtung Osten von gut 50 m auf etwas über 40 m festzustellen.



Fig. 5: Liedertswil-Member («Plattenkalk», oberer Teil des «Hauptmuschelkalks»), Schinz-nach-Formation. Dolomitisierte Schichtfugen und Wühlspuren (hauptsächlich *Rhizocorallium* isp. und vermutlich *Thalassinoides* isp.). Steinbruch Rheinfelden-Karsau (nördliche Erweiterung, Koord. 2626.300/1271.130). Foto J. Pietsch, 2019.

Gut aufgeschlossen ist der «Hauptmuschelkalk» im stillgelegten Steinbruch nordwestlich von Magden (Koord. 2627.520/1265.320, s.a. DISLER 1949, 1950), im Graben westlich von Wintersingen (Koord. ca. 2628.690/1260.540), bei Brunn im Norden von Buus (Koord. 2632.080/1262.180), wo die Grenze Kienberg-Member/Liedertswil-Member zu sehen ist, sowie im stillgelegten Steinbruch am Nordrand von Wegenstetten (Koord. 2637.100/1261.510).

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

Das Stamberg-Member besteht aus meist gut gebanktem, im Aufschluss oder bei geringer Überdeckung teilweise «löcherigem» Dolomit, der besonders im mittleren Teil der Abfolge beim Anschlagen einen bituminösen Geruch entwickelt. Die Hohlräume enthalten zuweilen noch Gips- und Anhydritreste, sind heute jedoch oft mit kalzitischem Zement gefüllt. Zudem kommen blaugraue Silexkonkretionen vor, die Drusen mit bis 5 mm grossen Quarzkristallen bilden können. Im

oberen Teil des Members treten rötliche Varietäten des Dolomits auf. Das Gestein wird durch Verwitterung mürbe und zerfällt zu einem beigen Silt.

In der deutschen stratigraphischen Gliederung entspricht das Stamberg-Member (PIETSCH et al. 2016) der Rottweil-Formation (HAGDORN et al. 1993, s.a. HAGDORN & SIMON 2005 und GEYER et al. 2011). Entsprechend der deutschen Definition wird die Untergrenze des Members beim Wechsel von dolomitischem Kalk mit einzelnen, dünneren Dolomitlagen zu lateral beständigen, mehrere Meter dicken Dolomitlagen gezogen (PIETSCH et al. 2016). Im regionalen Rahmen hat die durch Dolomitisierung, d.h. diagenetisch entstandene Untergrenze die liegenden Einheiten unterschiedlich tief erfasst. Die Basis des Stamberg-Members ist somit pseudo-heterochron. Im Gebiet von Blatt Sissach-Rheinfelden scheint die Grenze allerdings direkt oder maximal 2 m über der Eptingen-Bank («Giebenacher Oolith», s.o.) zu liegen und somit relativ horizontgebunden zu sein.

In der Umgebung der Erzmatt westlich von Buus wurden in der Verwitterungsschicht des Stamberg-Members und im darüberliegenden Ackerboden hohe Arsen- und Thalliumgehalte festgestellt (TRUNINGER 1922, SCHMUTZ 2016). Ob diese mit der rötlichen Gesteinsfarbe im oberen Teil der Einheit zu korrelieren sind, bleibt abzuklären.

Die Mächtigkeit des Stamberg-Members im Kartengebiet schwankt zwischen 21 und 25 m. In der Salzbohrung S151 Lupsingen (s. S. 171), etwas westlich ausserhalb des Kartengebiets (Koord. 2618.598/1254.394), wurde es in einer Mächtigkeit von 22,72 m erbohrt.

Aufschlüsse aus dem Grenzbereich Liedertswil-/Stamberg-Member finden sich am linken Rheinufer unterhalb des Kraftwerks Ryburg-Schwörstadt (Koord. 2629.050/1270.750) sowie, als Geotop klassiert, im Stephansloch beim Schloss Schönau (Koord. 2634.010/1271.010). Vollständige, zugängliche Profile durch das Stamberg-Member fehlen im Kartengebiet.

t_{III A} *Asp-Member* («Lettenkohle»)

Der in der deutschen stratigraphischen Gliederung als selbständige Erfurt-Formation innerhalb des Keupers (z.B. GEYER et al. 2011; Fig. 2) geführte stratigraphische Abschnitt wurde in der Schweiz im Rahmen der Reorganisation der Trias-Stratigraphie aufgrund der geringen Mächtigkeit (im Kartengebiet 5,5–6,0 m) und der grösseren lithologischen Verwandtschaft als Asp-Member zur Schinznach-Formation und damit zum Muschelkalk gestellt (PIETSCH et al. 2016).

Im Feld und in Bohrungen ist die Unterteilung des Asp-Members in den liegenden «Estherienschiefer» und den hangenden «Grenzdolomit» durchwegs auszumachen (FRANK 1928).

Der «*Estherienschiefer*» besteht aus schiefrig-blättrigem mergeligem Tonstein, ist im Kartengebiet 1,4–2,0 m mächtig und weist häufig Bonebeds auf. Er bildet eine Aquiklude.



Fig. 6: Asp-Member («Lettenkohle»), bestehend aus «Estherienschiefer» (unten) und «Grenzdolomit» (oben), Schinznach-Formation. Aufschluss östlich von Giebenach (Koord. 2623.640/1263.340). Foto J. Pietsch, 2017.

Der «Grenzdolomit» (auch «Linguladolomit», s. ETZOLD & SCHWEIZER 2005) besteht aus gut gebanktem, eckig brechendem feinkavernösem bis löcherig-fein-drusigem Dolomit und löcherig-porösem lumachellösem Kalk. Das Gestein ist lokal rauwackeartig ausgebildet und weist klare Kalzitkomponenten auf. Zudem ist es oft teils gelblich, teils schwarz «bestäubt». Im Allmetgraben beim Hardhof östlich von Buus liegt zudem hellgrau verwitternder gebänderter Dolomit vor. Lokal tritt im «Grenzdolomit» auch bituminös riechender schiefriger Kalk auf, beispielsweise im Spitzgraben östlich von Zeiningen bei Koord. 2634.610/1265.975, ferner Muscheln führender Kalk. Der «Grenzdolomit» ist ein Aquifer; Quellwasser tritt häufig an seiner Basis aus.

Die Mächtigkeit des «Grenzdolomits» wurde mit 3,0–4,6 m bestimmt (z.B. in der Bohrung Fischzucht bei Kaiseraugst, Koord. 2622.286/1264.518, wo der «Esthenschiefer» 1,4 m und der «Grenzdolomit» 4,6 m mächtig ist). Nur noch beschränkt einsehbar ist das Profil des Asp-Members bei Koord. 2629.350/1270.700 am linken Rheinufer unterhalb des Kraftwerks Ryburg-Schwörstadt (s. DISLER 1931), während das ebenfalls von DISLER (1931) angeführte, etwas nördlich davon gelegene Profil von Riedmatt verfallen und überwachsen ist. Das Profil des Asp-Members am Violenbach bei Augst, das STRÜBIN (1901a) beschreibt (s.a. MOESCH 1867), konnte nicht aufgefunden werden. K. Strübins Skizze dieses Aufschlusses lässt eine Überschiebung vermuten. Ein guter Aufschluss des Asp-Members befindet sich östlich von Giebenach bei Koord. 2623.640/1263.340 (Fig. 6).

In Deutschland wird die Untergrenze der Erfurt-Formation (s.o.) an der Basis des «Grenzbonebeds» gezogen, dessen Äquivalent in der Schweiz noch zum Stamborg-Member geschlagen wird. Gegen oben reicht die Erfurt-Formation bis zum «Fränkischen Grenzdolomit» (ETZOLD & SCHWEIZER 2005, NITSCH 2015) bzw. «Schwäbischen Grenzdolomit» (NITSCH 2005) und umfasst somit auch das zwischen den beiden Grenzdolomiten liegende «Böhringen-Sulfat» (ETZOLD & SCHWEIZER 2005). Entsprechend werden für die Erfurt-Formation grössere Mächtigkeiten angegeben als für das Asp-Member. Im Kartengebiet beträgt der Unterschied etwa 2 m (GEYER et al. 2011).

Keuper

Die lithostratigraphische Gruppe des Keupers wird in die Bänkerjoch-Formation (JORDAN et al. 2016a, «Mittlerer Keuper», «Gipskeuper»), unten, und die Klettgau-Formation (JORDAN et al. 2016a, «Oberer Mittelkeuper, «Sandsteinkeuper», «Mergelkeuper» u.a.; inkl. «Rhät» bzw. «Oberer Keuper»), oben, gegliedert (Fig. 2, s.a. JORDAN et al. 2016b). Die Aufschlussverhältnisse im Kartengebiet lassen eine Ausscheidung der beiden Formationen im Massstab 1:25 000 nur lokal zu. Aus diesem Grund werden die beiden Formationen auf Blatt Sissach-Rheinfelden überwiegend zusammengefasst und als «Keuper, undifferenziert» dargestellt. Wo möglich, wurde ein Teil der Member der Klettgau-Formation ausgeschieden (s.u.).

t_{IIIb} **Bänkerjoch-Formation** («Mittlerer Keuper», «Gipskeuper») Ladinien–Carnien

Die oberflächlich kaum aufgeschlossene Bänkerjoch-Formation (JORDAN et al. 2016a, ungefähr der Grabfeld-Formation nach deutscher stratigraphischer Gliederung entsprechend, NITSCH et al. 2005; s.a. Fig. 2) besteht hauptsächlich aus grauem, seltener rötlichem oder grünlichem Mergel und Tonstein mit reichlich bis

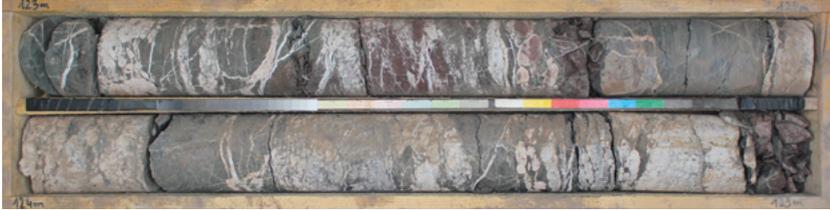


Fig. 7: Bänkerjoch-Formation («Gipskeuper»). Dunkelgraue und -rote Tonlagen mit Anhydritknollen und Fasergips. Bohrung S154 Arisdorf der Schweizer Salinen AG (123–125 m), Koord. 2623.828/1262.449, s. S. 172). Foto J. Pietsch.

viel Calciumsulfat, das in Form von Gips oder Anhydrit vorkommen kann (Fig. 7). Ihre Mächtigkeit beträgt im Kartengebiet rund 90 m, lokal kann der Wert durch Subrosion reduziert sein.

An der Terrainoberfläche ist der Gips meist vollständig weggelöst, so dass nur ein Haufwerk von Mergelbröckchen vorliegt (ANRICH 1958, RICK 1990; s.a. Zeglingen-Formation, S. 29). Lokal kann der Gips aufgrund der Gesteinsausbildung, Wasserführung und tektonischen Verhältnisse tiefgründig (z.B. bis ca. 30 m im Chienbergtunnel bei Sissach, Fig. 34, S. 179) weggelöst sein. Darunter folgt ein mehr oder weniger stark verwitterter Fels mit Sulfat in Form von Gips. In Abhängigkeit der vorliegenden Verhältnisse und der Wasserführung tritt mit zunehmender Überlagerung neben Gips auch Anhydrit auf (oberstes Auftreten von Anhydrit = Anhydritspiegel, Fig. 34). Diese Felsbereiche weisen ein erhebliches Quellpotential auf (z.B. Chienbergtunnel und Adlertunnel). In 300 m Tiefe kann die Vergipsung bereits recht fortgeschritten sein. Zwischen 330 und 350 m sind erste Hinweise auf Vergipsung des Anhydrits festzustellen, und in Tiefen von 350 bis 450 m kann Gips nur als Kluftfüllung nachgewiesen werden. Unterhalb von 450 m unter Terrain tritt das Sulfat ausschliesslich als Anhydrit auf (HAUBER et al. 2005). Die Vergipsung geht vom Aquifer des «Hauptmuschelkalk» und von feinen Tonlagen im Anhydrit aus. Die laminierten, mit Ton wechsellagernden Anhydritsequenzen sind stark quellfähig. Untertägiges Bauen im Anhydrit führenden Gestein ist demzufolge schwierig und aufwendig (ANAGNOSTOU 2007). Messungen im Chienbergtunnel zeigen denn auch noch Jahre nach dem Auffahren der entsprechenden Tunnelabschnitte erhebliche Hebungen durch quellfähige Sulfatgesteine (Anhydritquellung; s.a. S. 178f.).

t_{III} Klettgau-Formation («Oberer Mittelkeuper, «Sandsteinkeuper», «Mergelkeuper», inkl. «Rhät», «Oberer Keuper») Carnien–Rhétien

Die im Kartengebiet ca. 40–50 m mächtige Klettgau-Formation (JORDAN et al. 2016a) setzt sich aus den nachfolgend beschriebenen Member zusammen (s. a. Fig. 2), von denen die Rinnenfazies des Ergolz-Members, das Gansingen-Member sowie das Belchen-Member lokal auf der Karte ausgeschieden werden konnten. Die Klettgau-Formation umfasst die Stuttgart-Formation (entspricht dem Ergolz-Member), die Steigerwald-Formation, die Mainhardt-Formation, die Arnstadt-Formation (bzw. Löwenstein- und Trossingen-Formation) sowie die Exter-Formation (entspricht dem Belchen-Member) der deutschen stratigraphischen Gliederung (NITSCH 2011).

Ergolz-Member («Schilfsandstein» und «Untere Bunte Mergel»)

Die Typlokalität des Ergolz-Members (JORDAN et al. 2016a) befindet sich am rechten Ufer der Ergolz nordwestlich von Riedacher bei Füllinsdorf (Koord. 2621.255/1263.525). Das bereits von STRÜBIN (1901b) und DISLER (1914) beschriebene Profil wurde von JORDAN et al. (2016b) neu aufgenommen.

Im tieferen Teil der ca. 10–20 m mächtigen, wechselhaften Abfolge von buntem siltigem Tonstein und dolomitischem Mergel, mit Lagen von Siltstein sowie oft knolligem Dolomit und Sulfat, sind lokal Rinnenfüllungen aus Silt- bis Feinsandstein eingeschnitten. Diese Rinnen sind im Typusprofil nur durch distale Überflutungslagen (Sheetflood Deposits) dokumentiert. Eine gute Ansicht eines Ausschnitts einer Rinnenfüllung bietet der stillgelegte, als nationales Geotop klassierte Steinbruch im Steingraben nordwestlich von Hemmiken (Koord. 2633.400/1260.140).

Gansingen-Member («Gansinger Dolomit»)

Das Gansingen-Member (JORDAN et al. 2016a) besteht aus grauem, beige oder gelblichem dünngebanktem hartem mikrokristallinem Dolomit mit schwarzen Tonhäutchen auf den Bankflächen, der gegen oben in rötlichen und grauen feinschichtigen bis wellig laminierten tonigen Dolomit übergeht. Das Member ist rund 3–6 m mächtig und bildet oft Geländerippen. Der Dolomit an der Basis des Gansingen-Members bildet einen untergeordneten Aquifer.

Aufgeschlossen ist das Gansingen-Member z.B. an der Ergolz westlich von Riedacher (Koord. 2621.200/1263.445, Fig. 8), wo auch seine Untergrenze zu sehen ist, im ehemaligen Steinbruch im Ischlag nördlich von Hemmiken (Koord. 2634.450/1260.920) oder im ehemaligen Steinbruch im Hau südwestlich von Weingstetten (Koord. 2635.690/1259.790).



Fig. 8: Gansingen-Member («Gansinger Dolomit»), Klettgau-Formation. Aufschluss am Ufer der Ergolz westlich von Riedacher bei Frenkendorf (Koord. 2621.200/1263.445). Länge des Massstabs 2 m. Foto U. Pfirter.

Gruhalde-Member («Obere Bunte Mergel»)

Das etwa 21–27 m mächtige, «bunte» Gruhalde-Member (JORDAN et al. 2016a) setzt sich aus grünlichem, grauem und rötlich-violetttem dolomitischem Mergel sowie weinrotem und grünem Tonstein zusammen.

Aufschlüsse des Gruhalde-Members finden sich an der Ergolz westlich von Riedacher (s.o.), an der Ergolz in Böckten (Koord. 2630.040/1256.860, Fig. 9) und beim Rütihof nordwestlich von Hemmiken (Koord. 2634.455/1261.335).

Belchen-Member («Rhät», «Rhätsandstein»)

Vorkommen des Belchen-Members (JORDAN et al. 2016a) finden sich nur westlich einer Linie Kaiseraugst–Giebenach–Sissach. Östlich davon fehlt es infolge Erosion am Übergang von der Trias- zur Jurazeit (ERNI 1910, s. REISDORF et al. 2011, Fig. 5, und REISDORF & WETZEL 2018 für den weiteren Verlauf der Verbreitungsgrenze des Belchen-Members). Nahe der Grenze des Verbreitungsgebiets treten auch aufgearbeitete Relikte des Belchen-Members auf (s.u.).



Fig. 9: Gruhalde-Member («Obere Bunte Mergel»), Klettgau-Formation. Aufschluss am Südufer der Ergolz in Böckten (Koord. 2630.040/1256.860). Länge des Massstabs 2 m. Foto U. Pfirter.

Das Belchen-Member besteht aus grüngrauem bis grauem, Glimmer führendem Sandstein und dunkelgrauem bis braunem oft mürbem siltigem und mergeligem Tonstein, der auch als Zwischenlagen im Sandstein auftritt. An der Basis des Belchen-Members liegt ein Bonebed vor, im unteren Teil der Einheit sind ausserdem dünne kohlige Lagen eingeschaltet.

Die Mächtigkeit des Belchen-Members beträgt im Kartengebiet 0–5,4 m; sie nimmt in Richtung Osten rasch ab. So wurde in der Bohrung Frenkendorf Risch (Koord. 2620.083/1261.127) 5,4 m Belchen-Member, vorwiegend Sandstein, untergeordnet auch dunkelgrauer Tonstein, durchfahren. In der benachbarten Bohrung Frenkendorf Eben Ezer 34.R.4 (Koord. 2620.283/1260.998, nicht auf der Karte eingetragen) war das Belchen-Member dagegen nur 1,35 m mächtig.

Ein guter Aufschluss des Belchen-Members befindet sich am linken Ufer der Ergolz bei Niederschönthal (Füllinsdorf, Koord. 2621.655/1261.700, s.a. STRÜBIN 1901b, 1902, ERNI 1910, STEHLIN 1975, TANNER 1978, MEYER & WETZEL 2015). Im Liegenden des dort ca. 0,2 m mächtigen Schambelen-Members («Insektenmergel») der Staffelegg-Formation (s.u.) tritt verfälschter schokoladebrauner siltiger und

grauer mergeliger Tonstein auf. Sandstein fehlt in diesem Aufschluss. Die Mächtigkeit des Belchen-Members beträgt dort 0,75 m (ERNI 1910, am rechten Ufer der Ergolz gemessen). A. Gressly entdeckte in diesem Aufschluss Saurierreste (RÜTI-MEYER 1856, VON HUENE 1911).

In Bohrungen an der Strasse Kaiseraugst–Giebenach im Gebiet Zelglihof wurde das Belchen-Member nur in Form von zentimeterdicken Sandlinsen angetroffen (HAUBER 1973). In der Baugrube für das Reservoir Sissach-Burgenrain (Koord. 2628.830/1256.550) trat eine 0,3 m dicke Lage aus hellbraunbeigem Sandstein auf. Es ist dies das östlichste Vorkommen des Belchen-Members im Kartengebiet. Eine weitere Baugrube im Südteil von Sissach bei Koord. 2628.210/1256.650, also westlich des oben genannten Aufschlusses, ergab lediglich Gerölle aus Sandstein des Belchen-Members im Liegenden der Staffelegg-Formation. Vom gut 300 m weiter südwestlich gelegenen Aufschluss im Diegterbach beschrieb VONDERSCHMITT (1941) eine 2–3 cm dicke Lage aus braunem Mergel im Liegenden der Staffelegg-Formation, die aufgearbeitete «handtellergrosse Plättchen von Rhätsandstein» mit vielen Zahn- und Knochenfragmenten sowie zahlreichen dünnchaligen Muscheln (*Modiola minuta* u.a.) und selten Gastropoden enthielten. Im Graben südlich von Giebenach (Koord. 2623.002/1263.109) fehlt das Belchen-Member. Über dem Gruhalde-Member der Klettgau-Formation folgt dort direkt das 0,2 m mächtige Schambelen-Member der Staffelegg-Formation.

JURA

Lias

I **Staffelegg-Formation** Hettangien–Toarcien

Die Staffelegg-Formation (REISDORF et al. 2011), die einzige Formation der lithostratigraphischen Gruppe des Lias, tritt südlich des Rheins als Umrandung von Arisdorf und Magden, in einem Streifen von Sissach über Wintersingen nach Rickenbach, im Tal von Hemmiken und in einem Band südlich von Wegenstetten auf. Nördlich des Rheins findet sie sich als jüngstes Element in den Gräben von Im Volkertsberg, Hüsing, Adelhausen und Minseln.

Grössere natürliche Aufschlüsse der Staffelegg-Formation sind im Kartengebiet selten. Meist finden sich nur Lesesteine, insbesondere des Beggingen-Members, oder typische Fossilien, wie Gryphäen und Belemniten. Direkte Beobachtungen der Staffelegg-Formation stammen denn auch vorwiegend aus Baugruben und anderen temporären Aufschlüssen.

Im Gebiet von Blatt Sissach-Rheinfelden ist die Staffelegg-Formation rund 25–30 m mächtig (REISDORF et al. 2011).

Das *Schambelen-Member* («Insektenmergel», Hettangien; in Deutschland «Pylonotenton-Formation»), ein bis ca. 0,2 m mächtiger dunkler, stellenweise siltiger, zum Teil bituminöser Tonstein bis toniger Siltstein, tritt im Gebiet von Blatt Sissach-Rheinfelden nur reliktsch und lückenhaft auf. Aufschlüsse finden sich beispielsweise am linken Ufer der Ergolz in Füllinsdorf (Koord. 2621.655/1261.700) und im Graben südlich von Giebenach (Koord. 2623.002/1263.109); auch trat es in einigen für den Adlertunnel abgeteuften Sondierbohrungen auf, hingegen fehlt es beim Fussgängersteg über die Ergolz bei Niederschönthal (Koord. 2621.655/1261.700). In einer Baugrube in Sissach bei Koord. 2628.210/1256.650 war es als scharf begrenzte, 0,05 m mächtige Lage aus schokoladebraunem tonigem Siltstein mit feinverteiltem kohligem Häcksel ausgebildet.

Das *Beggingen-Member* («Angulatenschichten» und «Arietenkalk», Hettangien–Sinémurien; in Deutschland «Angulatenton-» und «Arietenkalk-Formation») besteht aus gut gebanktem hartem eisenschüssigem biodetritischem Kalk und ist im Kartengebiet ca. 3,0–5,5 m mächtig. Es bildet typischerweise eine Geländerippe. Gut aufgeschlossen ist das an dieser Stelle fossilreiche und Mineralien führende (STEHLIN 1975, TANNER 1978) Beggingen-Member im oben erwähnten Aufschluss bei Niederschönthal, ebenso in Zunzgen im Bett des Diegterbachs bei Koord. 2627.955/1256.390 (VONDERSCHMITT 1941). Ein weiteres Teilprofil des Beggingen-Members befindet sich am Südufer der Ergolz bei Böckten bei Koord. 2630.365/1256.930 (s.a. BUXTORF 1901a). In Bohrungen südwestlich und südöstlich von Magden (Koord. 2627.656/1262.757, 2629.176/1263.653) wurde das Beggingen-Member in einer Mächtigkeit von 5,0–5,5 m angetroffen.

Das *Frick-Member* («Obtusus-Ton» s. str., Sinémurien; in Deutschland Teil der «Obtususton-Formation») ist eine rund 14–17 m mächtige monotone Abfolge von dunkelgrauem, Glimmer führendem siltig-tonigem Mergel. Aufgrund seiner Lithologie äussert es sich oft als Geländevertiefung im Ausstrich der Staffelegg-Formation.

Beim *Grünscholz-Member* («Obliqua-Schichten», Sinémurien–Pliensbachien; in Deutschland Teil der «Obtususton-Formation») handelt es sich um eine Wechselagerung aus siltigem, kalkigem Mergel und fossilreichem knolligem mergeligem Kalk, der Glaukonit und Phosphoritkonkretionen enthält. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 1 und 2 m.

Das *Rickenbach-* und das *Breitenmatt-Member* («Amaltheen-» und «Numismalischichten», Pliensbachien–Toarcien; in Deutschland «Numismalischichten-» und «Amaltheenton-Formation»), zusammen ca. 2,5 m mächtig, umfassen fossilreichen (insbesondere Belemniten und Gryphäen) Tonstein und Mergel mit knolligen Bänken aus geflecktem, Glaukonit führendem und phosphoritischem biodetritischem Kalk.

Das *Rietheim-Member* («Posidonienschiefer», s.a. KUHN & ETTER 1994, Toarcien; in Deutschland «Posidonienschiefer-Formation») tritt als bräunlicher bis

schwarzgrauer dünn geschichteter, quaderstückig brechender bituminöser Kalk mit schiefrigen Mergelzwischenlagen auf. Seine Mächtigkeit beläuft sich auf ca. 0,5 m. Aufgrund seiner charakteristischen Lithologie und seines bituminösen Geruchs beim Anschlagen dient das Rietheim-Member im gesamten Kartengebiet als Leithorizont, der die Nähe der Obergrenze der Staffelegg-Formation anzeigt.

Beim *Gross-Wolf-Member* («Jurensis-Mergel», Toarcien; in Deutschland Jurensismergel-Formation) handelt es sich um eine rund 3 m mächtige Abfolge von grauem phosphoritischem Mergel mit Pyrit und konkretionärem mergeligem Kalk, der zahlreiche Makrofossilien (v.a. Belemniten und Ammoniten, jedoch keine Gryphäen, REISDORF et al. 2011, S. 133) führt. Die Grenze zum hangenden Opalinus-Ton wird mit dem Aussetzen der Belemnitenführung gezogen.

Dogger¹

a₁ Opalinus-Ton frühes Aalénien

Der im Gebiet von Blatt Sissach-Rheinfelden rund 90 m mächtige Opalinus-Ton (s.a. ALLIA 1996, WETZEL & ALLIA 2000, 2003) besteht aus einer relativ monotonen Folge aus dunkelgrauem bis schwärzlichem 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 Biodetritus. Diese sind meist kalzitisch zementiert. Zudem treten Kalk- und Sideritkonkretionen sowie diagenetisch gebildeter Pyrit auf. Sowohl der untere Abschnitt des Opalinus-Tons (EWS-Bohrungen in Lausen und Liestal, BLÄSI et al. 2018a) als auch die obersten rund 10 m (Aufschluss an der Frenke südlich von Liestal, Koord. 2622.565/1258.150, wo der Übergang zum hangenden Sissach-Member der Passwang-Formation aufgeschlossen ist) enthalten sandreichere Abschnitte.

Der Opalinus-Ton ist verwitterungsanfällig und neigt stark zu Rutschungen und oberflächlicher Aufweichung und Vernässung. Es handelt sich um eine Aquiklude. Aufschlüsse im Opalinus-Ton sind ausser in künstlichen Aufschlüssen selten. Aufgrund der Zusammensetzung des unverwitterten Tonsteins wird für diese Formation ein beträchtliches Quellpotential (Tonquellen) angenommen. Wie bei der Bänkerjoch-Formation («Gipskeuper») stellt diese Eigenschaft – auch aufgrund der grossen Mächtigkeit – eine Erschwernis im Untertagebau dar.

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 Beifspäure Lias / Früher Jura und Malm / Später Jura (s. S. 40ff., 49ff.).

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 1993, 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.

Die Mächtigkeit der Passwang-Formation beträgt im Kartengebiet ca. 70–80 m; gegen dessen westlichen und nördlichen Bereich nimmt sie etwas zu, gegen Süden ab.

Sissach-Member

Das auf Blatt Sissach-Rheinfeldern örtlich gesondert ausgeschiedene Sissach-Member (unterer Teil der «Murchisonaesichten», BUXTORF 1901a, s.a. LIEB 1951, 1953, 1955, 1957) ist in der Umgebung des Typusprofils im Grüttsch bei Thürnen (Koord. 2629.150/1255.385) 8–12 m mächtig; es besteht aus einer Abfolge von gebanktem Sandkalk und sandig-bi detritischem Kalk, in die eisenoolithische Horizonte eingeschaltet sind und die mit einer eisenoolithischen oder eisenschüssigen Dachbank abgeschlossen ist. Nach Westen nimmt die Mächtigkeit auf ca. 18 m zu, nach Süden auf 6–7 m ab. In dieser Richtung nimmt der Gehalt an detritischem Quarz ab und der Gehalt an Bi detritus zu. Am Südrand des Kartengebiets bildet ein ca. 0,1 m mächtiger Aufarbeitungshorizont, der zum Teil aufgearbeitete Konkretionen aus dem obersten Opalinus-Ton enthält, die Basis des Sissach-Members. Ausser im Typusprofil ist das Sissach-Member am Ufer der Ergolz im Norden von Liestal (Koord. 2621.850/1260.170), am Ufer der Frenke südlich von Liestal (Steinenbrückli, Koord. 2622.565/1258.150) – wo seine Untergrenze zu beobachten ist –, an der Gelterkinder Flue (Chürzi, Koord. 2632.460/1257.100) oder westlich von Pkt. 432 m im Westen von Zeiningen (Koord. 2631.900/1265.720 u. Umg.) gut aufgeschlossen. Überdies ist im Eiskeller beim Weielegebe südlich von Gelterkinden (Koord. 2631.900/1265.720, s. S. 180) der Übergang vom Sissach- zum Hauenstein-Member sichtbar.

Das hangende, ca. 2–8 m mächtige *Hauenstein-Member* (oberer Teil der «Murchisonaesichten») besteht aus einer Abfolge aus gebanktem Sandkalk und sandig-bi detritischem Kalk, in die im südlichen Kartengebiet eine Mergellage zwischengeschaltet ist. Profile durch das Hauenstein-Member finden sich an der Rickenbacher Flue (Koord. 2629.810/1259.180, dort auch das Sissach-Member) und im Ghei südlich von Wegenstetten (Koord. 2636.985/1259.395, dort auch mit Sissach- und Hirnichopf-Member).

Es folgen das *Hirnichopf-* und das *Waldenburg-Member* (unterer und oberer Teil der «Sowerbyischichten»). Die beiden generell sehr schlecht aufgeschlos-



Fig. 10: Rothenfluh-Member («Blagdenischichten»), Passwang-Formation. Westlicher Rand der Grube Limperg nordwestlich von Sissach (Koord. 2626.620/1258.385). Foto U. Pfirter.

senen Member sind zusammen etwa 17–35 m mächtig und bestehen vorwiegend aus schwarzgrauem bis schwarzem, Glimmer führendem siltig-kalkigem Tonstein mit Kalk- und Sideritkonkretionen. Der Tonstein ist in kleinen Aufschlüssen kaum von Opalinus-Ton zu unterscheiden, ausser dass er leicht dunkler und sein Siltgehalt etwas geringer ist. Ausserdem treten im Hirnichopf- und im Waldenburg-Member in variablem Umfang Sandkalkbänke sowie, untergeordnet, eisenoolithische Mergelkalklagen, teils mit Anzeichen von Aufarbeitung, auf (BURKHALTER 1996). Ein Aufschluss dieses Abschnitts der Passwang-Formation liegt am Ufer der Ergolz nordwestlich von Itingen (Koord. 2625.480/1258.040, STRÜBIN 1900).

Das *Brüggli-Member* setzt sich aus einem vorwiegend gut gebankten feinsandig-biodetritischen unteren Teil («Sauzeischichten») und einem fossilreichen eisenolithischen bis eisenoolithischen oberen Teil («Humphriesi-Schichten») zusammen. Seine Mächtigkeit bewegt sich zwischen 10 und 15 m, wovon rund 1 m auf die «Humphriesi-Schichten» entfällt. Neue Datierungen (WOHLWEND et al. 2019)

zeigen, dass die Untergrenze des Brüggl-Members heterochron ist (vgl. BURKHALTER 1996). Aufschlüsse des Brüggl-Members finden sich z.B. nordwestlich von Rickenbach (Koord. 2630.450/1259.880) oder am Schleifenberg östlich von Liestal (Koord. 2623.800/1259.540).

Das abschliessende *Rothenfluh-Member* (Typlokalität: Roti Flue oberhalb von Rothenfluh, Koord. 2635.835/1257.385, «Blagdenischichten») besteht aus einer 20–25 m mächtigen (SCHMASSMANN 1945) Abfolge von bräunlich verwitterndem grauem bis braungrauem, siltigem bis sandigem feinbiodetritischem Kalk, der beim Anschlagen oft bituminös riecht, und dünnen siltigen Mergelkalkzwischenlagen. Der Kalk tritt als 0,1–0,5 m dicke knauerige, bis kopfgrosse Konkretionen führende Bänke auf (s.a. LEUTHARDT 1926). Weitere gute Aufschlüsse des Rothenfluh-Members sind am westlichen Rand der Grube Limperg (Koord. 2626.620/1258.385, Fig. 10) und in der Grube am Wischberg nordöstlich von Ormalingen (Koord. 2633.825/1258.255) zu finden.

i₁₋₂ Hauptrogenstein mittleres Bajocien – mittleres Bathonien

Der Hauptrogenstein (Hauptrogenstein-Formation, GONZALEZ 1993, GONZALEZ & WETZEL 1996) bildet die ausgedehnten Tafeln im westlichen und südlichen Kartengebiet. Er ist ca. 90–100 m mächtig, besteht vorwiegend aus oolithischem Kalk mit 0,25–1 mm, selten bis 2 mm grossen Ooiden und ist oft schräggeschichtet (s.a. SCHMASSMANN 1945 für detaillierte Profilbeschreibungen, STRUB 1982, MEYER 1988). Die Typlokalität des Hauptrogensteins befindet sich am Schleifenberg bei Koord. 2622.750/1259.900 (GONZALEZ 1993).

Der Hauptrogenstein wird in einen unteren und einen oberen Teil gegliedert («unterer» und «oberer Hauptrogenstein» bzw. «Untere» und «Obere Oolithische Serien», GONZALEZ 1993), die aus den nachfolgend beschriebenen Untereinheiten aufgebaut sind.

Der *untere Teil des Hauptrogensteins* beginnt unten mit den ca. 3 m mächtigen *Unteren Acuminata-Schichten*. Diese bestehen aus teils siltig-mergeligem biodetritischem bis oolithischem Kalk (Oomikrit) mit Mergelzwischenlagen. Das Typusprofil befindet sich an der Strasse Rothenfluh–Anwil bei Koord. 2637.350/1255.425 (GONZALEZ 1993); weitere Aufschlüsse der Unteren Acuminata-Schichten sind im Bett der Ergolz bei Altmarkt (Koord. 2623.495/1258.690) und im stillgelegten Steinbruch Stockholde in Lausen (Koord. 2624.700/1257.620 u. Umg.) zu finden.

Es folgt der «*untere Hauptrogenstein s. str.*» (vgl. SCHMASSMANN 1945), der aus gut gebanktem, im unteren Teil oft plattigem, häufig kreuzgeschichtetem oolithischem (Oosparit) und peloidalem Kalk (Pelsparit) aufgebaut ist. Seine Mächtigkeit beträgt rund 55 m. Aus seinem untersten Teil stammen die Crinoidenfunde von Lausen (s. Umschlagbild der vorliegenden Erläuterungen) und Liestal (Fig. 11). Im oberen Drittel des «unteren Hauptrogensteins s. str.» tritt stellenweise eine wenige

Dezimeter bis 3,5 m mächtige Einschaltung von fossilreichem teils mergeligem oolithischem Kalk mit Korallen auf, die *Maeandrina-Schichten* (vgl. GONZALEZ 1993). Das Dach des «unteren Hauptrogensteins s. str.» ist oft angebohrt und von Austern bewachsen. Aufgeschlossen ist er beispielsweise in einer Mächtigkeit von 46 m (GONZALEZ 1993) an der Lokalität Roti Flue nördlich von Rothenfluh (Koord. 2635.800/1257.430).

Abgeschlossen ist der untere Teil des Hauptrogensteins mit den etwa 2–3 m mächtigen *Oberen Acuminata-Schichten*, dem östlichen Äquivalent des Homomyenmergels (s. GONZALEZ 1993). Sie bestehen aus Mergelkalk und biodetritischem bis oolithischem Kalk mit dünnen Mergelzwischenlagen. Die namengebenden Muscheln *Ostrea acuminata* und *Homomya gibbosa* treten selten auf.

Aufschlüsse der Oberen Acuminata-Schichten finden sich bei Bubenried südlich von Ramllinsburg an der Kantonsstrasse (Koord. 2624.700/1254.430, 2625.015/1254.100), wo auch der obere Teil des Hauptrogensteins zutage tritt.

Der *obere Teil des Hauptrogensteins* (s.a. Profil von STRÜBIN 1908a) beginnt mit dem ca. 20–25 m mächtigen «*oberen Hauptrogenstein s. str.*», einer Abfolge von gut gebanktem oolithischem Kalk (Oosparit) sowie – untergeordnet und vor allem im östlichen Kartengebiet – auch aus gelblichem peloidalem Kalk (Pelsparit). Abschnittsweise kommen Korallen vor, die zum Teil mit Kalzitkristallen ausgekleidete Drusen enthalten (z.B. im versackten Hauptrogensteinpaket in der Grube am Chleine Sonnenberg, Koord. 2630.100/1264.950). Der obere Teil der Abfolge ist regelmässig plattig ausgebildet, wobei einzelne dieser Platten sehr hart zementiert sind, so dass sie beim Anschlagen klingen (z.B. im Gebiet Berg südlich von Gelterkinden). Zuoberst im «oberen Hauptrogenstein s. str.» tritt mitunter mikritischer Kalk auf, so beispielsweise östlich des aufgelassenen Steinbruchs bei Wittinsburg (Blatt Hauenstein), im Wolfgraben südlich von Itingen oder westlich von Itingen bei Koord. 2625.175/1257.626. Das Dach des «oberen Hauptrogenstein s. str.» liegt stellenweise als angebohrt, limonitbekrusteter Hartgrund vor, z.B. im Steinbruch südwestlich der Mühleholde bei Zunzgen.

Der «obere Hauptrogenstein s. str.» wird von den rund 7–10 m mächtigen, aus einer Wechsellagerung von oolithischem bis biodetritischem Kalk mit Mergelzwischenlagen bestehenden *Movelier-Schichten* überlagert, die oft reichlich Fossilien, darunter Korallen, führen. Im Gebiet Bubendorf–Hölstein–Tenniken–Ormalingen ist eine bis 4 m mächtige Lage von tonigem Mergel in die Movelier-Schichten eingeschaltet. Ein Aufschluss der Movelier-Schichten liegt bei Koord. 2620.595/1255.110 auf der Westseite des Hügels Blomd.

Es folgt der *Grobe Oolith* (Ferrugineus-Oolith, s. GONZALEZ 1993), der im Kartengebiet nur westlich einer Linie Zunzgen–Maisprach auftritt. Es handelt sich um teilweise eisenschüssigen oolithischen Mergelkalk (Oomikrit) von rund 3–5 m Mächtigkeit (s.a. MARTIN 1938 [Mikrofauna], ZINGG 1975). Im nördlichen Bereich des Verbreitungsgebiets (Gebiet Elbis [nördlich von Liestal] – Nusshof – Sonnenberg bei Maisprach) liegt der Grobe Oolith teilweise auch als plattiger, hart zemen-



Fig. 11: Crinoiden (Seelilien) der Art *Chariocrinus andreae* (DESOR, 1845) aus dem «unteren Hauptrogenstein s. str.» (Bajocien) bei Liestal (s.a. HESS et al. 1999, vgl. Umschlagbild der vorliegenden Erläuterungen), ca. 1:1. Sammlung Naturhistorisches Museum Basel, Inventarnummer NMB M10543. Foto via W. Etter.

tierter eisenschüssiger biodetritischer Kalk (Biosparit) vor. Der Grobe Oolith geht nach Osten in den Spatkalk über (GONZALEZ & WETZEL 1996).

Spatkalk

Der Spatkalk tritt nur im Südosten des Kartiergebiets auf. Er besteht aus einer 3–4 m mächtigen Abfolge aus gelblichem feinkörnigem bis spätigen biodetritischem Kalk. Aufgeschlossen ist er beispielsweise westlich der Sommerau im Homburgertal (Koord. 2631.720/1254.320).

i₂₋₄ Ifenthal-Formation

spätes Bathonien – frühes Oxfordien

Der «obere Dogger» der älteren Autoren (s.a. BITTERLI 1977, 1979) wurde von BITTERLI-DREHER (2012) zur Ifenthal-Formation zusammengefasst und neu gegliedert (s.a. HOSTETTLER 2014). Für eine detaillierte Parallelisierung der älteren Bezeichnungen der Untereinheiten des «oberen Doggers» («Varians-Schichten», «Macrocephalus-Schichten», «Callovien-Ton», «Anceps-Athleta-Schichten» und «Lamberti-Cordatus-Schichten») mit den Schichtgliedern der Ifenthal-Formation sei auf BITTERLI-DREHER (2012, Tab. 1) verwiesen (s.a. JORDAN et al. 2011, Fig. 6). Die Mächtigkeit der Ifenthal-Formation beträgt im Kartengebiet rund 25–35 m.

Das unterste Member der Formation, das *Schelmenloch-Member*, besteht aus einer 7–15 m mächtigen Abfolge von grauem Mergel, Mergelkalk und teils ruppig-knolligem eisenschüssigem biodetritischem Kalk, in die vereinzelt eisenoolithische Horizonte eingestreut sind. Das Member ist fossilreich, wobei insbesondere der Gehalt an Rhynchonellen es im gesamten Kartengebiet leicht kenntlich macht. Abgeschlossen wird das Schelmenloch-Member durch die nur wenige Dezimeter mächtige *Anwil-Bank* (Typusprofil NNE Anwil bei Koord 2638.225/1256.130, Blatt Frick-Laufenburg). Diese zeichnet sich durch lagenweise ausserordentlich fossilreichen weinroten eisenoolithischen Mergelkalk und Mergel aus (BITTERLI-DREHER 2012, Fig. 4).

Es folgt das *Saulcy-Member* (s.a. HOSTETTLER 2014, Fig. 14), ein dunkelgrauer, Glimmer führender tonig-siltiger Mergel, der nach oben fliessend in das *Bözen-Member* übergeht, das aus (hell-)grauem sandigem Mergel mit Kalkknauerlagen besteht, in den hangendwärts teilweise knollige bis knauerige (Sand-)Kalkbänke eingeschaltet sind. In östlicher Richtung gewinnt das Bözen-Member gegenüber dem Saulcy-Member tendenziell an Mächtigkeit. Die beiden Member sind schlecht aufgeschlossen und zusammen etwa 17 m mächtig.

Überlagert wird das Bözen-Member vom *Herznach-Member*, wobei diesem Übergang eine wenige Dezimeter mächtige harte, knauerige Bank aus grauem, rotbraun anwitterndem biodetritischem Kalkarenit, die *Unter-Erli-Bank* des *Ängstein-Members*, zwischengeschaltet sein kann. Das ebenfalls nur wenige Dezimeter mächtige Herznach-Member zeichnet sich durch zum Teil knauerigen eisenoolithischen Mergel und Mergelkalk aus, der oft Aufarbeitungsphänomene und limonitisch umkrustete Komponenten sowie Eisenstromatolithen aufweist (vgl. BURKHALTER 1995). Es ist stark kondensiert und dürfte chronostratigraphisch bis in das frühe Oxfordien reichen (BITTERLI-DREHER 2012).

Obwohl im Süden des Kartengebiets oft recht grossflächig verbreitet, ist die Ifenthal-Formation eher dürrtig aufgeschlossen. Stellenweise finden sich aber Lesesteine des Herznach-Members, die aufgrund ihrer charakteristischen Lithologie leicht zu erkennen sind, so am Westhang des Chline Domberg bei Hersberg (Koord. 2625.275/1260.250), bei Mületen westlich von Tecknau (Koord. 2632.600/

1255.360) oder bei den Barmenlöchern (Pkt. 608 m) und bei Asp im Nordosten von Wenslingen (Koord. 2636.270/1255.335, 2636.070/1254.550).

Malm

Der Malm (im Sinne einer lithostratigraphischen Gruppe; s. Fussnote zum Kapitel Dogger, S. 42) ist vorwiegend in tektonischen Gräben im Südteil des Gebiets von Blatt Sissach-Rheinfelden erhalten geblieben.

Er ist, besonders im zentralen Jura, gekennzeichnet durch markante Faziesübergänge und Mächtigkeitsschwankungen in gleichaltrigen Schichten (z.B. GYGI & PERZO 1986, GYGI 2000a); diese Wechsel betreffen in etwas geringerem Mass auch den östlichen Jura und damit auch noch die Südwestecke des Kartengebiets. Im überregionalen Rahmen wurde der Malm von GYGI (1969, 1995, 2000a, b, 2012), BOLLIGER & BURRI (1970) sowie GYGI & PERZO (1986) stratigraphisch bearbeitet, was in eine mittlerweile gut etablierte lithostratigraphische Gliederung mündete. Allerdings fand dabei das Gebiet von Blatt Sissach-Rheinfelden, wohl aufgrund der hier tief greifenden erosiven Kappung der Malmabfolge und der ungünstigen Aufschlussverhältnisse, kaum Beachtung, so dass neuere stratigraphische Arbeiten über den Malm dieser Gegend fehlen.

i₄₋₅ Bärschwil-Formation frühes – mittleres Oxfordien

Die Bärschwil-Formation besteht aus dunkelgrauem, braun anwitterndem kalkigem siltigem Tonstein, der teils pyritisierte Ammoniten – ein Charakteristikum dieser Einheit –, Belemniten und im oberen Abschnitt auch Crinoidenstielglieder führt. Sie ist nur im Südwesten des Gebiets von Blatt Sissach-Rheinfelden vorhanden und generell sehr schlecht aufgeschlossen. In östlicher Richtung keilt sie primär, d.h. sedimentationsbedingt aus, in nördlicher Richtung fehlt sie infolge von Erosion seit dem Paläogen (vgl. MÜLLER et al. 1984, Tab. 3). In der Umgebung von Seltisberg (Galmshübel) beträgt ihre Mächtigkeit rund 30 m. Diese nimmt in Richtung Osten über kurze seitliche Distanz ab und erreicht jenseits einer Linie Baholden (südöstlich von Ramllinsburg) – Chüller (nördlich von Nussdorf) Werte <1 m. In dieser geringen Mächtigkeit ist die Einheit nicht mehr auf der Karte darstellbar, doch kommt in ihrer Mächtigkeit stark reduzierte Bärschwil-Formation (lokal?) auch etwas östlich der genannten Grenze vor, so in ehemaligen Gruben beim Hof Wölflistein südlich von Sissach (MOHLER 1933). Weiter in Richtung Osten und Südosten wird das laterale Äquivalent der Bärschwil-Formation bald eisenoolithisch und damit lithostratigraphisch zum Herznach-Member der Ifenthal-Formation gestellt (s. BITTERLI-DREHER 2012).

Aufgeschlossen ist die Bärschwil-Formation, bedingt durch ihre Lithologie, kaum je natürlich. Sie kann jedoch ihr Vorhandensein durch Lesefunde von meist limonitisierten Pyritammoniten verraten, so beispielsweise beim Rütihof nördlich von Lausen (Koord. 2624.345/1259.040).

i_{5p} **Pichoux-Formation**
mittleres Oxfordien

Wie die liegende Bärschwil-Formation ist auch die Pichoux-Formation auf die Südwestecke des Gebiets von Blatt Sissach-Rheinfeldern beschränkt. Sie keilt nach Osten aus, in Richtung Norden fehlt sie aufgrund von Erosion (s.o.). Die Einheit besteht aus grauem gebanktem mikritischem, teilweise feimbiodetritischem Kalk (Mudstone bis Wackestone) mit Mergel- und Mergelkalkzwischenlagen und vereinzelt Kieselschwämmen und erreicht im Kartengebiet eine Mächtigkeit von maximal etwa 30 m. Vereinzelt können auch Silexkonkretionen («Hornsteinknollen») auftreten, die jenen im Siderolithikum in den Huppergruben Lausen ähneln (s.S. 53). Da der Übergang in das hangende Effingen-Member der Wildegg-Formation fließend sein kann, ist eine genaue Mächtigkeitsbestimmung im Feld schwierig, was auch Einfluss auf das Kartenbild hat. In östlicher bis südöstlicher Richtung geht die Pichoux-Formation unter Abnahme ihrer Mächtigkeit und Zunahme des Gehalts an Kieselschwämmen (vgl. HAUBER 1960a) fließend in das Birnenstorf-Member der Wildegg-Formation über. Entsprechend ist die Grenzziehung gegenüber dem Birnenstorf-Member arbiträr.

Wildegge-Formation

i_{5B} *Birnenstorf-Member*
mittleres Oxfordien

Das Birnenstorf-Member bildet wegen seiner relativen Verwitterungsresistenz oft eine Geländerippe. Es zeichnet sich durch eine Abfolge von dünnen, undeutlichen Bänken aus hellgrauem, teils Glaukonit führendem fossilreichem mikritischem, manchmal auch spätigem Kalk und Mergelkalk mit dünnen Mergelzwischenlagen aus. Häufig auftretende Fossilien sind Bruchstücke von Kieselschwämmen, Belemniten, Echinodermen, Muscheln sowie Ammoniten. Seine Mächtigkeit beläuft sich auf rund 6–10 m. Nach Westen geht es unter Zunahme der Mächtigkeit bei gleichzeitiger Abnahme des Gehalts an Fossilien, namentlich von Kieselschwammresten, fließend in die Pichoux-Formation über. Die Untergrenze des Birnenstorf-Members ist scharf und auch dank des farblichen Kontrasts zur Bärschwil-Formation und insbesondere zur eher bräunlich-beige anwitternden Ifenthal-Formation gut fassbar. Hingegen ist die Obergrenze fließend, was zu den bei der Pichoux-Formation genannten Schwierigkeiten bei Abgrenzung und Mächtigkeitsbestimmung führen kann.

Aufschlüsse des Birnenstorf-Members finden sich bei der Munimatt südlich von Diepflingen (Koord. 2630.517/1254.215), ausserdem nördlich der Lokalität Mutti (Koord. 2631.750/1254.740) und bei der Lokalität Zwei (Koord. 2632.100/1254.390) im Südosten von Diepflingen.

i₅₋₆ *Effingen-Member*
mittleres – spätes Oxfordien

Das Effingen-Member besteht aus dunkelgrauem, braungrau anwitterndem tonigem bis kalkigem Mergel, der teils Silt und Feinsand führt und vereinzelt geringmächtige kalkreichere Lagen aufweist. Abschnittsweise liegen gehäuft Bänke aus hellgrauem mikritischem bis biomikritischem Kalk vor (Kalkbankabfolgen, JORDAN 2013). In den Kalkbänken treten oft flachgedrückte Ammoniten (Perisphinctiden) auf. Die Unter- und Obergrenze des Effingen-Members sind fließend, was zusammen mit den lithologiebedingt schlechten Aufschlüssen eine genaue Mächtigkeitsbestimmung im Feld erschwert. Aufgrund (kretazisch-) paläogener Erosion (vgl. DEPLAZES et al. 2013) nimmt die Mächtigkeit des Effingen-Members von maximal etwa 70 m in östlicher bis südöstlicher Richtung generell ab (s.a. DIEBOLD et al. 2006, Fig. 11).

Kalkbankabfolgen

Die relativ verwitterungsresistenten kalkreicheren Intervalle im Effingen-Member bilden oft Geländerippen, die teilweise kartiert oder mittels des hochauflösenden digitalen Geländemodells swissALTI^{3D} ausgeschieden werden können (s.a. JORDAN 2013). Es handelt sich um meist etwa 4–5 m mächtige, in unterschiedlicher Position innerhalb des Effingen-Members auftretende Abschnitte mit dezimetermächtigen Bänken aus grauem plattigem mikritischem Kalk mit Mergelfugen.

Gut aufgeschlossen sind die Kalkbankabfolgen im Effingen-Member im Bett der Vorderen Frenke bei Bubendorf (Koord. 2623.245/1255.785), zudem in verschiedenen ehemaligen Steinbrüchen, so am Nordhang des Hügels Blomd (Koord. 2621.550/1255.600), am Imlischberg südöstlich von Bubendorf (Koord. 2623.730/1254.460), östlich von Ramllinsburg bei Koord. 2625.540/1255.335 und auf dem Hügel namens Berg südlich von Gelterkinden (Koord. 2632.170/1254.710).

i₆ **Balsthal-Formation**
spätes Oxfordien

Das Fehlen neuerer stratigraphischer Arbeiten über den Malm im Gebiet von Blatt Sissach-Rheinfeldern (s.o.) macht sich ganz besonders bei der Gliederung und Nomenklatur von dessen oberstem, kalkigem Abschnitt (Malmkalk, «Séquanien» auct.) bemerkbar. So wurden die Malmkalk-Untereinheiten im Kartengebiet und

südwestlich davon in älteren Arbeiten mit solchen im Aargauer Jura korreliert («Geissberg-Schichten», «Crenularis-Schichten», «Wangener Schichten», z.B. DELHAES & GERTH 1912, HAUBER 1960a). Diese Korrelation trifft zwar in chronostratigraphischer Hinsicht zu, doch sind die faziellen Unterschiede zwischen dem Malmkalk im Kartengebiet und demjenigen im Aargauer Jura zu gross, als dass sich eine Eingliederung in dieselben lithostratigraphischen Einheiten (Formation, Member) rechtfertigen würde. Auch nachdem GYGI (1969) die Balsthal-Formation für den sich vom zentralen Jura ostwärts bis nach Olten erstreckenden Gürtel von Plattformrandkarbonaten aufstellte, blieb die Unterteilung und Benennung des Malmkalks im Kartengebiet vage (z.B. BITTERLI-BRUNNER & FISCHER 1988).

Der infolge (kretazisch-)paläogener Erosion nur noch reliktsch und mit (paläo-)verkarsteter Oberfläche (MONBARON 1996) vorliegende, maximal noch ca. 40 m mächtige Malmkalk tritt im Dreieck zwischen der südwestlichen Kartengebietsecke, dem Zunzgerberg und dem Schwarchof südöstlich von Hersberg auf. Charakteristisch ist gut gebankter gelblich beiger bis weisser peloidaler Kalk (Pelsparit) und teils kreuzgeschichteter feinkörniger oolithischer Kalk (Oosparit). Von der Gegend um Ziefen-Hölstein, direkt südlich an das Kartengebiet anschliessend, beschreibt HAUBER (1960a) gebankten mikritischen Kalk in einer Mächtigkeit von 10–20 m an der Basis der Abfolge, der von gebanktem biodetritischem Kalk mit teils verkieselten Fossilien gefolgt wird. Dieser wiederum wird von spätigem oolithischem Kalk, der mit koralligenem Kalk und zuckerkörnigem oolithischem Kalk verzahnt ist, überlagert oder geht lateral in diesen über.

Aufgrund der vorherrschenden Fazies und der Position seiner Vorkommen im Kartengebiet bezüglich der Faziesgürtel im Oxfordien (GYGI 2012, Fig. 1.4) wird der Malmkalk der Balsthal-Formation zugerechnet. Eine Unterteilung in Member bzw. deren Parallelisierung mit bestehenden Untereinheiten der Balsthal-Formation (GYGI 2000b, s.a. BLÄSI et al. 2018a, b) ist beim aktuellen Stand der stratigraphischen Kenntnisse nicht gegeben.

Silexkonkretionen in siderolithischen Ablagerungen (s.u.), die Fossilien aus den «Wettinger Schichten» enthalten (ROLLIER 1903, LEUTHARDT 1911b), zeigen, dass jüngere, in das Kimméridgien datierte Malmeinheiten vor der (kretazisch-)paläogenen Erosionsphase im Gebiet vorhanden waren. Allerdings kommen Silexkonkretionen lokal auch in der Pichoux-Formation vor (s.o., mittleres Oxfordien).

PALÄOGEN

Eozän

e Siderolithikum

Die Verbreitung des Siderolithikums ist auf wenige Vorkommen im südlichen Teil von Blatt Sissach-Rheinfeldern beschränkt. Die Zahl und Ausdehnung der Vorkommen nimmt von Südwesten, wo sie meist in tektonischen Gräben liegen, nach Norden und Südosten ab (vgl. SENN 1928, HAUBER 1960b).

Das Siderolithikum im Kartengebiet zeichnet sich durch seine lithologische Vielfalt aus (s.a. BAUMBERGER 1923). Es treten Huppererde, Boluston, Bohnerz, Quarzsand, Süswasserkalk (LEUTHARDT 1905, 1906, GUTZWILLER 1906) sowie Kalkkonglomerat bzw. -brekzie auf, wobei insbesondere der Boluston oft intensiv ziegel- bis blutrot gefärbt ist. Für die Altersbestimmung ausschlaggebende Fossilfunde liegen im Kartengebiet keine vor. Südlich und südöstlich des Kartengebiets gelegene Säugetierfundstellen belegen den Zeitraum des Mittleren und Späten Eozäns (z.B. Egerkingen $\alpha + \beta$ [MP 14], Gösgen-Kanal [MP 18], Obergösgen [MP 19]).

Den besten Einblick in die verschiedenen Lithologien des Siderolithikums bieten die stillgelegten Huppergruben südlich von Lausen, vor allem die südwestlichste davon (Koord. 2624.150/1256.200, Fig. 12; s.a. S. 166f.). In Vertiefungen im Substrat und in Karstschloten tritt zuunterst roter Boluston auf, der teils Bohnerzkörner und -knollen führt, die bis 2 cm Durchmesser erreichen. Darüber folgt rötliche, ockerfarbene, gelblich braune und graue kalkfreie, siltig-sandige Huppererde (vgl. VON MOOS 1936). In den geschichteten Huppererdevorkommen konnte ein Einfallen von 8° nach Nordosten gemessen werden (BITTERLI-BRUNNER 1987, Fig. 142), was auf eine Ablagerung in fließendem Wasser hindeutet. Im südlichsten Grubenbereich liegt über der Huppererde wiederum tieferer Boluston mit reichlich Bohnerz (vgl. BAUMBERGER 1907, 1923). Lokal ist am Grubenrand auch hellgrauer bis beiger Quarzsand sichtbar. Süswasserkalk mit Planorben, wie von LEUTHARDT (1905, 1906) beschrieben, ist heute nicht mehr aufgeschlossen. In der Umgebung von Koord. 2624.200/1256.240 schliesst die Abfolge nach oben mit einem grobkörnigen Kalkkonglomerat ab, das aus groben, schlecht bis gut gerundeten Geröllen, vorwiegend aus Malmkalk, in einer rötlichen tonig-siltigen Grundmasse mit Bohnerzkörnern besteht; an der Basis wurden zudem Süswasserkalkblöcke beobachtet. Ausserdem enthält das Kalkkonglomerat aufgearbeitete Silexkonkretionen, die aus der Pichoux-Formation oder aus nicht mehr vorhandenen Malmeinheiten des Kimméridgiens stammen (ROLIER 1903, LEUTHARDT 1911b; s.o.).

Süswasserkalk eozänen Alters liegt nördlich von Nussdorf direkt dem Hauptrogenstein auf (STUMM 1964a). Die Auflagerung von Siderolithikum auf Hauptrogenstein wurde zudem in mehreren Erdwärmesondenbohrungen in Nussdorf fest-



Fig. 12: Siderolithische Bildungen in der Huppergrube Lausen (südliche Grube, nach maschineller Freilegung 2010, Koord. 2624.150/1256.200, Blick in Richtung Südosten). Unten Huppererde (ockerfarben), in der Mitte Boluston mit Bohnerz (ziegel- bis blutrot), über der Berme Kalkkonglomerat und, durch Bruch versetzt, das Effingen-Member der Wildegge-Formation. Foto U. Pfirter, 2010.

gestellt (Fig. 14). In der Nähe des Hofes Bolzenried südwestlich von Bubendorf (Koord. 2621.100/1254.350) weist sandreiche, Quarzgerölle führende Ackererde auf das Vorhandensein von Siderolithikum hin, und beim Bau eines Hauses in Wenslingen (Koord. 2635.640/1254.480) kam siderolithisches Kalkkonglomerat mit roter toniger Matrix zum Vorschein, das dort dem obersten Hauptrogenstein bzw. der Ifenthal-Formation aufliegt. Lokal finden sich auch Spaltenfüllungen aus Boluston oder rötlich imprägnierte Kalke entlang von Brüchen, so beispielsweise neben dem Steinbruch an der Strasse Rothenfluh-Wittnau.

Oligozän

Untere Süswassermolasse (USM)

0_{3D} Delsberg-Süswasserkalk («Tüllingen-Schichten») Chattien

An zwei Stellen im Gebiet von Blatt Sissach-Rheinfelden tritt in tektonischen Gräben hellgrauer bis beiger tonig-siltiger Süswassermergel mit Einschaltungen von hellerem, teils löcherigem, speckigem Süswasserkalk auf. Zum einen in einem kleinen Vorkommen in Ramlinsburg (Poststrasse, Koord. 2624.685/1255.340), wo Süswassermergel und Süswasserkalk das Effingen-Member der Wildegg-Formation überlagern, zum andern in Nusshof, wo diese Lithologie im Wesentlichen über Hauptrogenstein und Siderolithikum (Fig. 14), lokal aber auch über der Wildegg-Formation folgt. Dort wurde sie nördlich des Friedhofs beobachtet (Lesesteine von löcherigem Süswasserkalk, VON HUENE 1899, STRÜBIN 1901a), ausserdem in Baugruben (Fig. 13) und in zahlreichen Erdwärmesondenbohrungen im Dorf selber, wo eine Mächtigkeit von bis zu 80 m ermittelt wurde. In einem Sondierschlitz bei der ARA von Nusshof, zwischen der Anlage und dem Fahrweg zur Buchmatt, wurde zudem ein glazial verschürftes Paket von Süswassermergel und Süswasserkalk über glazialem Lehm angetroffen.

Aufgrund der paläogeographischen Position auf der östlichen Schulter der Raurachischen Senke dürfte es sich bei dieser Einheit um den Delsberg-Süswasserkalk handeln. Ausgehend von der bedeutenden säugetierstratigraphischen Referenzlokalität Brochene Fluh im Gebiet des südlich anschliessenden Atlasblattes Hauenstein (BLÄSI et al. 2018a, b und dort zitierte Referenzen) und entsprechend dem Lithostratigraphischen Lexikon der Schweiz (LLS o.J.) wird der Delsberg-Süswasserkalk (Delsberger Süswasserkalk, BAUMBERGER 1927, in der Umgebung von Basel auch «Tüllinger Süswasserschichten», z.B. FISCHER et al. 1971, «Tüllingen-Schichten», NITSCH & WIELAND-SCHUSTER 2011, Tüllingen-Formation, PIRKENSEER et al. 2018) als Untereinheit der Elsässer Molasse im Dach dieser Einheit angesehen und in das späte Chattien (SCHLUNEGGER et al. 1996, ENGESEER & MÖDDEN 1997, eventuell bis frühes Aquitanien, ENGESEER 1990) gestellt.



Fig. 13: Delsberg-Süßwasserkalk («Tüllingen-Schichten»), USM. Tonig-siltiger Süßwassermergel mit Einschaltung von Süßwasserkalk. Baugrube in Nushof (Koord. 2627.730/1260.365, Blick in Richtung Südosten). Foto U. Pfirter.

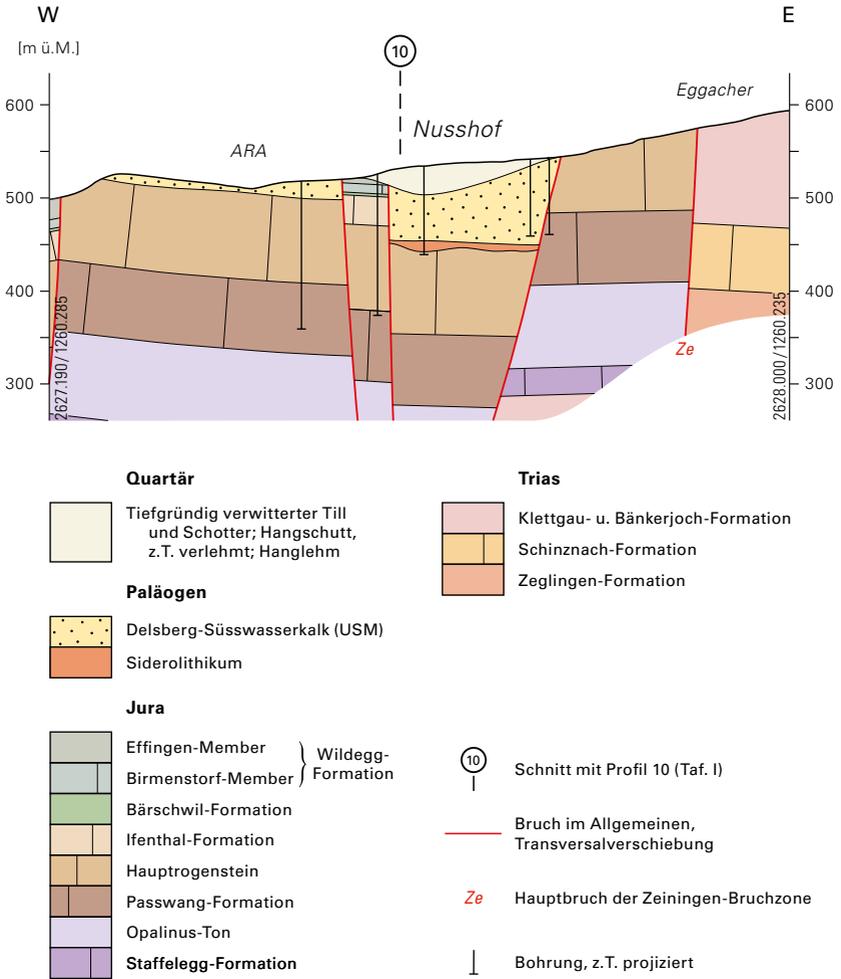


Fig. 14: West-Ost-Schnitt durch das Vorkommen von Delsberg-Süsswasserkalk («Tüllingen-Schichten», USM) in Nusshof (östlicher Teil des Itingen-Grabens, s.a. Taf. I, Profile 2, 10). Die Auflagerungsverhältnisse des Delsberg-Süsswasserkalks deuten darauf hin, dass sich die erosive Kappung der Bruchschollen des Tafeljuras und das Ausklingen der Grabenbildung zeitlich überlagerten (s. S. 124).

NEOGEN

Miozän

Obere Meeresmolasse (OMM)

Die Obere Meeresmolasse ist im Gebiet von Blatt Sissach-Rheinfelden nur durch ihren jüngeren Anteil, der St.-Gallen-Formation entsprechend, vertreten. Es handelt sich dabei um reliktsch erhaltene Sedimente der weitesten OMM-Transgression über eine Abtragungsfäche, welche die im Eozän–Oligozän entstandenen Tafeljuraschollen diskordant kappt (BUXTORF 1928).

m_{3T} Tenniken-Muschelagglomerat Burdigalien

Die Typlokalität des Tenniken-Muschelagglomerats (im Volksmund «Gisibergstein») liegt bei der Tennikerflue nordöstlich von Tenniken (Koord. 2628.508/1254.581). Dort folgt über einer angebohrten Transgressionsfläche im Dach des Hauptrogensteins ein 3–4 m mächtiger beiger bis rötlich gelber, gut zementierter, teilweise kreuzgeschichteter ruditischer (feinkonglomeratischer) bioklastischer Kalk (Fig. 15). Dieser besteht aus gerundeten Bioklasten (Muschel- und Gastropodenbruchstücke, Fig. 16) mit – vor allem an der Basis – Geröllen aus Kalcken, Quarziten und Hornsteinen (Tab.1). Beim Tenniken-Muschelagglomerat handelt es sich um eine Strandablagerung. Darüber folgt ca. 1,5 m «brackischer» poröser rötlicher Kalk (BUXTORF 1901a, 1928, HAUBER 1967) und bis zu 2 m roter Helicidenmergel (s.u., Fig. 17). Neben der Schwermineralfraktion deuten sowohl der vorkommende Grobsandanteil als auch die roten Quarzite auf ein moldanubisch-saxothuringisches Liefergebiet hin (BÜCHI & HOFMANN 1960).

Eine neuere Bearbeitung dieses Aufschlusses erfolgte durch BAIER (2013a, b).

Tab.1: *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	Kristallinge- steine	Hornsteine	unbestimmt
Tennikerflue 2628.508/1254.581	6	49	2	1	0	19	2	8	13



Fig. 15: Auflagerung des Tenniken-Muschelagglomerats («Gisibergstein»; OMM) auf dem Hauptrogenstein. Tennikerflue nördlich von Tenniken (Typlokalität des Tenniken-Muschelagglomerats, Koord. 2628.508/1254.581, Blick nach Norden). Foto R. Burkhalter, 2019.



Fig. 16: Tenniken-Muschelagglomerat. Ruditischer (feinkonglomeratischer) bioklastischer Kalk aus (meist) gerundeten Muschel- und Gastropodenbruchstücken (s. Turritellide, Bildmitte). Die Breite des Bildausschnitts entspricht ca. 4 cm. Foto via U. Pfirter.

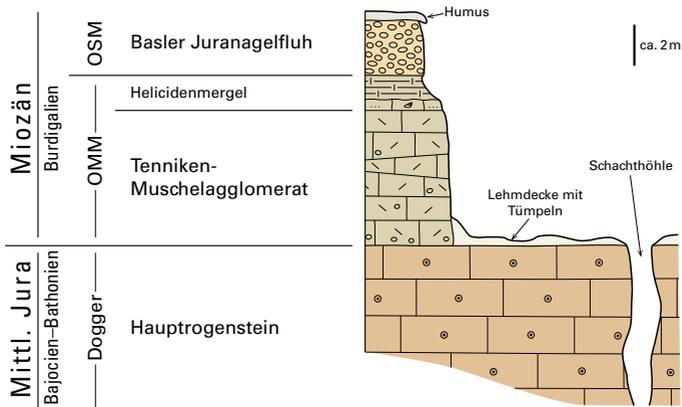


Fig. 17: Stratigraphisches Profil durch das Tenniken-Muschelagglomerat inklusive Helicidenmergel sowie die basale Basler Juranagelfluh. Ehemaliger Steinbruch oberhalb der Steinholden (Koord. 2629.935/1254.410). Beschreibung der Lithologien: siehe Text.

Im Gebiet von Blatt Sissach-Rheinfelden tritt das Tenniken-Muschelagglomerat vor allem am Oberg nordöstlich von Tenniken auf, wo es in ehemaligen Steinbrüchen aufgeschlossen ist. Im südlichen Bereich, beim Hof Schöneegg, liegt es als Grobsandstein vor. Ein einzelnes Vorkommen liegt auf der linken Seite des Diegtertals südwestlich der Hardhöl bei Koord. 2626.575/1255.345. Das Tenniken-Muschelagglomerat erreicht eine Mächtigkeit von ca. 3–9 m und überlagert, je nach tektonischer Scholle, jurassische Einheiten vom Haupttrogenstein bis zur Balsthal-Formation.

Die geringmächtigen Ablagerungen der weitesten OMM-Transgression dürften den südlichen Tafeljura ursprünglich bis ungefähr Sissach (BUXTORF 1901a, STUMM 1964a) grossflächig bedeckt haben. Nach dem Rückzug des OMM-Meeres setzten flächenhafte Verwitterung und fluviatile Erosion durch vom Schwarzwald herkommende Flüsse ein. Vielerorts sind die Reste der marinen Transgression vollständig erodiert worden, oder sie liegen nur noch als Geröllbestandteile in der hangenden Juranagelfluh vor.

Weitere Aufschlüsse des Tenniken-Muschelagglomerats sind in den stillgelegten Steinbrüchen oberhalb der Steinholden (Koord. 2629.935/1254.410, Fig. 17) und südöstlich des Hofes Gisiberg (Koord. 2629.935/1254.410) zu finden.

Helicidenmergel

Der Helicidenmergel («Helicitenmergel», MOESCH 1857, S. 70) ist ein ziegelroter Mergel bis dunkelroter kalkiger Tonstein, der meist Steinkerne von Landgastropoden (Heliciden) enthält. C. Moesch verwendet den Begriff Helicidenmergel für roten Mergel, der die Juranagelfluh unterlagert, in ihr eingeschaltet ist oder sie überlagert. Im Sinne von STUMM (1964a) sollte jedoch nur der rote Mergel im Liegenden der Juranagelfluh als Helicidenmergel bezeichnet werden. Aufgrund seiner stratigraphischen Position im Randen- und Hegaugebiet, wo er im Liegenden des Albsteins (Randen-Grobkalk) auftritt, wird er von den meisten Autoren in die OMM gestellt (s.a. HABICHT 1987, S. 152). HOFMANN (1961) beschreibt erstmals Vorkommen vulkanischen Materials im Helicidenmergel des Baselbieter und Aargauer Juras. Die vulkanischen Apatite wurden von RAHN & STUMM (2011) mithilfe der Spaltspurmethode datiert. Sollten sich die so 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 andauerte als bisher angenommen oder die Fazies des Helicidenmergels auch in jüngeren stratigraphischen Niveaus der OSM auftreten kann (BLÄSI et al. 2018a).

Helicidenmergel findet sich im Kartengebiet an der Tennikerflue, beim Hof Schöneegg und im Steinbruch oberhalb der Steinholden. In diesem Steinbruch (Koord. 2629.935/1254.410) folgt über dem Tenniken-Muschelagglomerat ein 0,5 m mächtiger rötlicher ruppiger, groben Quarzsand führender «brackischer» Kalk, darüber 1,2 m messender roter Helicidenmergel und anschliessend die Basler Juranagelfluh (Fig. 17).

Obere Süsswassermolasse (OSM)

m₄ **Basler Juranagelfluh**
 Burdigalien–Serravallien

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

Die Basler Juranagelfluh ist eine konglomeratische Schüttung eines Flusssystemes, deren Geröllinhalt auf eine Herkunft aus der ehemaligen mesozoischen Sedimentbedeckung des Schwarzwalds hinweist (SCHAAD 1908). Sie tritt vorwiegend am südlichen Rand des Kartengebiets in den nördlichen «Zipfeln» der Hochflächen des Tafeljuras zwischen den Süd–Nord verlaufenden Oberbaselbieter Tälern auf. Isolierte Reste von Oberer Süsswassermolasse liegen zudem auf dem Limpert und der Hard (Lucheren) nordwestlich und nördlich von Sissach. Letzteres ist das nördlichste Vorkommen von Basler Juranagelfluh.

Die Basler Juranagelfluh setzt sich aus Konglomerat mit gut gerundeten Geröllen und wenig Sand- und Feinanteil (Fig. 18) sowie Sand- und Siltstein und rötlichem Mergel (Schlammstein) zusammen (SCHAAD 1908, STUMM 1964a). An der

Basis sind Gerölle von bis zu 50 cm Durchmesser vorhanden. Aufgrund der höheren Verwitterungsresistenz ist in den wenigen natürlichen Aufschlüssen hauptsächlich Nagelfluh aufgeschlossen. Die Unterscheidung zwischen der konglomeratreicheren Fazies der Basler Juranagelfluh (m_4) und der mergeldominierten Fazies (m_{4m}) beruht auf der Kartierung von STUMM (1964b, s.a. BLÄSI et al. 2018a). Charakteristisch für die Geröllzusammensetzung der Basler Juranagelfluh ist relativ wenig Malm, sehr viel Dogger, viel Muschelkalk und sehr wenig Quarzit und Kristallingesteine (Tab. 2). 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 Quarzit und Kristallingesteine auszeichnet (KÄLIN 1993).

Tab. 2: Geröllanalysen in der Basler Juranagelfluh des Gebiets von Blatt Sissach-Rheinfelden und des südlich anschliessenden Gebiets von Blatt Hauenstein (*). Es wurden 100 Gerölle pro Probe ausgezählt. Daten aus KÄLIN (1993).

Lokalität mit Koordinaten	Paläogene- neogene Gesteine aus dem Jura	Malm	Dogger	Muschelkalk	Burtenstein	Quarzite	Kristallin- gesteine	Hornsteine
Gisiberg 2628.555/1254.600	0	15	30	51	0	1	2	1
Häfeldingen-Schneidermatt* 2632.495/1252.185	1	17	27	54	0	0	0	0
Lucheren 2627.680/1259.250	0	19	40	31	4	0	1	3
Ötschberg (Ödlisberg)* 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

Die Mächtigkeit der Basler Juranagelfluh dürfte südlich des Zunzgerbergs bis ca. 70 m betragen; ihre Bestimmung ist nicht einfach, da die OSM teilweise als Füllung von Rinnen vorliegt. Die Auflagerung der Basler Juranagelfluh erfolgt auf die OMM (Tenniken-Muschelagglomerat, Helicidenmergel, Fig. 17) wo diese im Südteil des Kartengebiets vorhanden ist. Andernorts transgrediert die OSM im südlichen Kartengebiet auf jurassische Einheiten vom Haupttrogenstein bis zur Wildegg-Formation, in der Zunzgerhard bis zur Balsthal-Formation. Das Vorkommen von Basler Juranagelfluh nördlich von Sissach überlagert die Passwang-Formation



Fig. 18: Basler Juranagelfluh, OSM. Ehemaliger Steinbruch oberhalb der Steinholden (Koord. 2629.930/1254.425, Blick in Richtung Westen). Stellenweise lässt sich eine Dachziegellagerung (Imbrikation) erkennen, die eine Transportrichtung der Gerölle nach Süden anzeigt. Foto R. Burkhalter, 2019.

und den Hauptrogenstein, an seinem Ostrand zudem die Staffelegg- und wahrscheinlich auch die Klettgau-Formation.

Beim Talhau südlich von Itingen liegen zwei Vorkommen von Basler Juranagelfluh auf Balsthal-Formation, die tektonisch, durch reaktivierte Schollenbewegung, tiefergesetzt wurden (s. S. 130f.).

Die Verbreitung der Basler Juranagelfluh ist an eine regionale Senke gebunden (STUMM 1964a). Möglicherweise wurde der Stromstrich der Juranagelfluhflüsse durch Brüche und Flexuren (z.B. Zeiningen-Bruchzone) beeinflusst (LAUBSCHER 2001). Im Südosten des Kartengebiets geht die konglomeratische Fazies der Basler Juranagelfluh lateral in die mergeldominierte Fazies über. Dieses Auskeilen ist durch die östlich anschliessende, schon zur Zeit der Juranagelfluhschüttung existierende Hochzone Wölflinswil–Anwil bedingt (s.a. BLÄSI et al. 2018a).

Ein guter Aufschluss von Basler Juranagelfluh mit Geröllen von bis zu 30 cm Durchmesser befindet sich in einer alten Grube auf der Zunzgerhard bei Koord. 2626.520/1255.600. Zudem ist die Basler Juranagelfluh im ehemaligen Steinbruch oberhalb der Steinholden aufgeschlossen (Fig. 18).

Miozän oder Pliozän

pl_s Spärgacher-Schotter

Im Gebiet Spärgacher, in einer hochgelegenen, Südost–Nordwest verlaufenden Furche zwischen den beiden Hügeln Eiletten und Halmet südwestlich von Arisdorf, tritt an vier Stellen auf 520–555 m ü.M. Schotter als reliktsche Füllung einer schmalen Rinne auf. Die Rinnenbasis ist nirgends aufgeschlossen; sie dürfte auf ca. 520 m ü.M. liegen, die Richtung ihres Gefälles lässt sich nicht mit Sicherheit bestimmen.

Der Schotter enthält gut gerundete Gerölle lokalen Ursprungs (Tab.3) mit Durchmessern bis 30 cm sowie wenig Sand, Silt, Ton und Beimengungen von Bohnerz. Er ist durch kalkiges Bindemittel teilweise zu Nagelfluh verkittet (Fig. 19). STUMM (1964a) beschreibt ausserdem gelben Kalksandstein und Süsswasserkalk.

In punkto Höhenlage nimmt das Schottervorkommen vom Spärgacher eine Mittelstellung zwischen der 70–100 m höher und rund 1,6 km südöstlich gelegenen Basler Juranagelfluh bei Nussdorf sowie den ca. 90 m tiefer und rund 1,6 km nordwestlich gelegenen Höheren Deckenschottern bei Arisdorf ein.

Es liegen weder eine tektonische Grabensituation noch Anzeichen für eine tektonische Anlage der Rinne vor. Ausserdem weicht das Geröllspektrum des Schotters von demjenigen der Basler Juranagelfluh ab, auch ist im Gegensatz zur Juranagelfluh kaum sandige Matrix vorhanden. Aus diesen Gründen ist die Einordnung des Schotters als ein tektonisch abgesenktes Vorkommen von Basler Juranagelfluh (SCHAAD 1908, STUMM 1964a) fraglich. Die Rinnenfüllung wird hier in Anlehnung an das Nomenklaturkonzept von GRAF & BURKHALTER (2016, 2018) als Spärgacher-Schotter bezeichnet. Es könnte sich dabei ebenso gut um eine eigenständige, jüngere Rinnenfüllung, möglicherweise eines Zubringers zum pliozänen Sundgau-Schotter, handeln. Als dies wurde der Spärgacher-Schotter auf der Karte dargestellt.

Tab.3: Geröllanalyse im Spärgacher-Schotter. Es wurden 100 Gerölle ausgezählt. Daten: Nussdorf-Göltsete, KÄLIN (1993); Spärgacher, D. Kälin (mündl. Mitt.).

Lokalität mit Koordinaten	Paläogene- neogene Gesteine aus dem Jura	Malm	Dogger	Muschelkalk	Buntsandstein	Quarzite	Kristallin- gesteine	Hornsteine
Nussdorf-Göltsete 2626.830/1261.220	7	22	67	0	0	0	0	0
Spärgacher 2626.455/1261.715	1	32	65	0	0	0	0	0



Fig. 19: Spärgacher-Schotter. Gerölle lokalen Ursprungs, mit wenig Sand, Silt und Ton als Matrix, durch kalkiges Bindemittel teilweise zu Nagelfluh verkittet. Aufgelassene kleine Grube beim Spärgacher (Koord. 2626.455/1261.710, Blick in Richtung Osten). Foto D. Kälin, 2019.

QUARTÄR

Chronostratigraphie des Eiszeitalters

Mit der Ratifikation durch das Committee of the International Union of Geological Sciences (IUGS) im Juni 2009 wurde der Beginn des Quartärs und damit des Pleistozäns bei 2,588 Ma festgelegt (GIBBARD et al. 2010, s.a. ICS 2019). Die Grenze zwischen Frühem und Mittlerem Pleistozän wurde anhand der Grenze zwischen den magnetostratigraphischen Epochen Matuyama und Brunhes bestimmt (RICHMOND 1996), die bei 0,773 Ma liegt (ICS 2019, s.a. GIBBARD & COHEN 2008). Die Ablagerungen des Frühen Pleistozäns entstammen demnach der dominant invers magnetisierten Matuyama-Epoche, diejenigen des Mittleren und Späten Pleistozäns der normal magnetisierten Brunhes-Epoche. Die Grenze zwischen Mittlerem und Spätem Pleistozän wird mit der Basis des Eem-Interglazials definiert (GIBBARD 2003, GIBBARD & COHEN 2008), die mit der Basis von MIS 5e (MIS=Marine Isotope Stage) der Sauerstoffisotopenkurve der marinen Mikrofos-

silien ungefähr übereinstimmt (126 ka). Für die Schweiz kann dies mit dem Beginn des Gondiswil-Interglazials gleichgesetzt werden, das gemäss WEGMÜLLER (1992) dem Eem des nordischen Vergletscherungsgebiets entspricht. Die Grenze zwischen Pleistozän und Holozän wird heute mit dem Ende der Jüngeren Dryas festgelegt, was ein Alter von rund 10 ka ¹⁴C (unkalibriert) bzw. 11,7 ka (Kalenderjahre, s.a. ICS 2019) bedeutet.

Lithostratigraphie der eiszeitlichen Ablagerungen der Schweiz

Die Nomenklatur der eiszeitlichen Einheiten, wie sie auf den älteren Karten des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 verwendet wurde, lehnte sich weitgehend an die zu Beginn des 20. Jahrhunderts im süddeutschen Alpenvorland von PENCK & BRÜCKNER (1901–1909) erarbeitete, so genannte «klassische» Quartärstratigraphie an. Die vier Eiszeiten Günz, Mindel, Riss und Würm bildeten dabei lange das gedankliche Modell der Karten- und Legendengliederung. Sie wurden stets mit morphostratigraphisch unterscheidbaren Niveaus von eiszeitlichen Schotterablagerungen in Verbindung gebracht, nämlich der Terrasse der Höheren Deckenschotter (Günz-Eiszeit), der Terrasse der Tieferen Deckenschotter (Mindel-Eiszeit), der Hochterrasse (Riss-Eiszeit) und der Niederterrasse (Würm-Eiszeit). Neuere Untersuchungen zur Stratigraphie der eiszeitlichen Ablagerungen des nördlichen schweizerischen Alpenvorlandes ergaben ein vom süddeutschen Modell klar abweichendes Bild (vgl. z. B. GRAF 1993, 2009a, PREUSSER et al. 2011). So wird heute von mindestens acht frühpleistozänen (Deckenschotter-) und mindestens vier mittel- und spätpleistozänen Eiszeiten ausgegangen (Fig. 20). Wie diese mit den vier Eiszeiten von PENCK & BRÜCKNER (1901–1909) zu korrelieren sind, ist, abgesehen von der Letzten Eiszeit, weitgehend unklar. Aus diesem Grund werden die eiszeitlichen Einheiten der Schweiz heute nach lithostratigraphischen Kriterien gegliedert und die Eiszeiten anhand von lokalen Befunden und Typlokalitäten definiert, so auch für das Blatt Sissach-Rheinfelden. Das Vorgehen dazu ist GRAF & BURKHALTER (2016, 2018) zu entnehmen. In diesem Sinn sind die oben erwähnten morphostratigraphisch unterscheidbaren Niveaus weiterhin für die grobe Einteilung der eiszeitlichen Ablagerungen von Bedeutung.

Morphostratigraphische Verhältnisse im Gebiet von Blatt Sissach-Rheinfelden

In GRAF & BURKHALTER (2016) wird auch auf die Steuerung der morphostratigraphischen Entwicklung der Nordschweiz eingegangen. Demnach wird die relative Absenkung des Gewässernetzes während des Pleistozäns einerseits durch die (als gleichmässig angenommene) Hebung des Alpenkörpers und andererseits durch die Absenkung des Vorflutniveaus im Bereich des Oberrhein-Grabens gesteuert. Aus dem in der Nordschweiz vorhandenen Sedimentinventar kann geschlossen werden, dass sich im Lauf des Pleistozäns Phasen mit mehr oder weniger konstan-

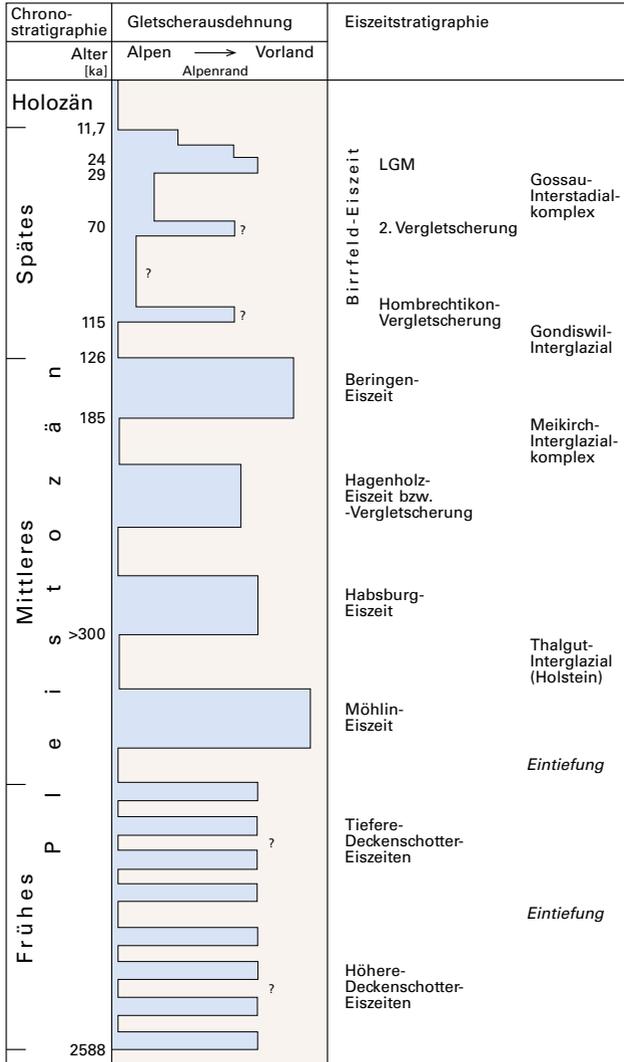


Fig. 20: Quartärstratigraphisches Schema des nördlichen schweizerischen Alpenvorlands (nach PREUSSER et al. 2011, modifiziert). Bei der von GRAF (2009a) einer eigenständigen Eiszeit zugeordneten Hagenholz-Vergletscherung dürfte es sich eher um einen frühen Vorstoss der Beringen-Eiszeit handeln.

tem Vorflutniveau mit markanten Absenkungsphasen abgewechselt haben. So sind für die Höheren Deckenschotter Ablagerungen aus vier Aufschotterungsphasen nachgewiesen, bevor das Gewässernetz abgesenkt wurde. Auf diesem tieferen Niveau sind ebenfalls vier Aufschotterungen für die Tieferen Deckenschotter zu verzeichnen. Anschliessend senkte sich das Gewässernetz erneut markant ab. Die neu entstandenen Rinnen wurde wiederum in mehreren Phasen aufgeschottert (Hochterrassenschotter). Eine Erosionsphase zu Ende der Beringen-Eiszeit griff bis auf die Basis der Felstrinne hinab, wodurch das Gewässernetz wieder auf ähnlicher Höhe lag wie vor dieser Akkumulation. In diesem neuen Rinnensystem kamen die jüngsten Schotter der Beringen-Eiszeit sowie diejenigen der Birrfeld-Eiszeit zur Ablagerung.

Ob diese episodische Absenkung des Gewässernetzes auf eine ebenso episodische Absenkungsgeschichte des Oberrhein-Grabensystems zurückzuführen ist, ist bisher nicht geklärt. Alternativ wäre eine gleichmässiger Absenkung vorstellbar, wobei dann das Hochrheingebiet zwischen der Aaremündung und Basel (bei anhaltender Alpenhebung) eine gewisse «Pufferwirkung» ausgeübt hätte und erst beim Überschreiten einer bestimmten Schwelle das gesamte nordschweizerische Entwässerungsnetz episodisch auf das Erosionsniveau im Oberrheingebiet abgesenkt worden wäre. Als Resultat einer solchen «Pufferwirkung» wären vergleichsweise diffuse Verhältnisse in der Terrassenfolge zu erwarten – möglicherweise auch im Gebiet von Blatt Sissach-Rheinfelden (s. S. 93).

Das bestimmende eiszeitliche Flusssystem im Kartengebiet ist der Rhein, der die gesamte zur Nordsee gerichtete Entwässerung der Schweiz aufnimmt. In der Nordschweiz, wo sich die verschiedenen Fluss- bzw. Gletschersysteme vereinen, kann (u.a.) anhand ihrer Interaktion eine relativ detaillierte Landschaftsgeschichte rekonstruiert werden. Im Hochrheingebiet im Allgemeinen und im Gebiet von Blatt Sissach-Rheinfelden im Speziellen sind diese Systeme jedoch vereint, so dass allfällige Änderungen im Einfluss der beteiligten Systeme kaum mehr zu erkennen sind. Insbesondere die geröllpetrographische Zusammensetzung der Schotter und Moränen (Leitgesteine, auffällige Geröllspektren) weist kaum Variationen auf, die eindeutig zu den verschiedenen Entwässerungssystemen in der Nordschweiz in Beziehung zu setzen wären.

Die Seitentäler des Rheins auf schweizerischer Seite weisen ebenfalls eiszeitlich entstandene Schotterkörper auf. Zu entscheiden, ob diese durch Schmelzwässer der das Juragebiet überquerenden Eiskörper gebildet wurden oder als periglaziale Ablagerungen zu deuten sind, ist kaum schlüssig möglich. Zwar werden die Geröllspektren klar von Lokalmaterial dominiert, was grundsätzlich auf eine periglaziale Entstehung deuten würde, aber es ist nicht auszuschliessen, dass diese Schotterpetrographie auch das Resultat einer Umlagerung durch alpine Gletscherschmelzwässer sein kann.

Als zusätzliches eiszeitgeologisches Element spielt die Vergletscherung des Schwarzwalds im nördlichen Kartengebiet eine Rolle. Zwar ist auch für das Schwarz-

waldgebiet von mehreren Vergletscherungen auszugehen, aber für die entsprechenden Schotterablagerungen kann auch eine Entstehung als reine Periglazialbildungen (kaltzeitlich, aber ohne Gletscherpräsenz) nicht ausgeschlossen werden.

Pleistozän

Frühes Pleistozän

q_{HDS} Höhere Deckenschotter, undifferenziert

Das hauptsächliche Verbreitungsgebiet von Höheren Deckenschottern liegt südlich des Rheins bei Arisdorf (Steinacher-Zettel-Seiglisten links des Arisdorferbachs, Vogelsand-Saffholderen rechts davon), bei Olsberg (Gebiet Weid-Brügglihu) und bei Magden (Niderwald). Rechts, d.h. östlich des Magdenerbachs scheinen Höhere Deckenschotter zu fehlen.

Zwei Schotterrelikte, die aufgrund ihrer Höhenlage ebenfalls den Höheren Deckenschottern zugeordnet werden, sind auf der rechten Rheinseite zwischen Bad Säckingen und Schwörstadt vorhanden (Duttenberg, Auf dem Humbel).

Aufschlüsse sind äusserst selten. So ist auf der schweizerischen Seite lediglich an einer Geländekante auf der linken Seite des Magdenertals, etwa 1 km nordwestlich von Magden (Koord. 2627.050/1265.225, ca. 395 m ü.M.), ein kleiner Aufschluss von verkittetem Höherem Deckenschotter vorhanden. Die Grube Vogel-sand in Arisdorf (Koord. 2624.800/1263.030, STRÜBIN 1901a, TSCHUDI 1904) ist verfüllt. Das Verbreitungsgebiet zeigt verlehmtten Boden mit gut gerundeten Geröllen mit Korngrössen in der Kies- und Steinfraktion, die meist ausschliesslich aus Quarz-, Quarzit- und wenig Kristallingeröllen in siltig-tonig-sandiger Grundmasse bestehen. Die Mächtigkeit der Höheren Deckenschotter ist schwierig abzuschätzen, was an der vermutlich mächtigen Deckschicht aus Löss, Lösslehm und verlehmttem kiesigem Verwitterungsschutt liegt; es existieren auch keine Bohrdaten, welche Aufschluss darüber geben könnten. Die prekären Aufschlussverhältnisse lassen keine weitergehende lithostratigraphische Gliederung dieser Einheit zu. Die Auflagerungshöhe im südlichen Verbreitungsgebiet kann anhand von Felsaufschlüssen auf etwa 385–400 m ü.M. geschätzt werden. Eine Gliederung bzw. ein Relief der Auflagerungsfläche ist nicht feststellbar.

Auf dem Duttenberg südöstlich von Brennet sind keine Aufschlüsse vorhanden, doch treten im Boden verbreitet alpine und wenige Schwarzwaldgerölle auf. Aufgrund der Felsaufschlüsse kann eine Auflagerungshöhe des Schotters von ca. 390–400 m ü.M. abgeschätzt werden. Auf dem Humbel nordwestlich von Brennet kommt oberhalb von ca. 385 m ü.M. verkitteter Schotter vor, der im Westen des kartierten Gebiets kleinräumig aufgeschlossen ist. Diese beiden Vorkommen weisen keine nennenswerte Deckschicht auf.

q_{rds} Tiefere Deckenschotter, undifferenziert

Tiefere Deckenschotter treten in zwei Bereichen des Kartengebiets auf. Das Verbreitungsgebiet nördlich des Rheins liegt am südlichen Rand der Hügel zwischen Schwörstadt-Oberdorf im Osten und Riedmatt im Westen. Es erstreckt sich dort knapp 1 km nordwärts, bevor der Felsuntergrund mehrere Dutzend Meter ansteigt und so den Nordrand der Rinne der Tieferen Deckenschotter markiert. Tiefere Deckenschotter treten vor allem entlang der steilen Südhänge der genannten Hügel in verkitteter Form hervor. Lokal können sie auch in den Seitentälchen nordwärts verfolgt werden. Ihre Auflagerungshöhe schwankt allgemein um rund 330 m ü.M. Im Bereich der Nagelfluhhöhle östlich von Riedmatt liegt sie allerdings rund 10–20 m tiefer. Dieses Phänomen wurde beispielsweise von VERDERBER (1992) als Resultat einer suberosionsbedingten Absenkung in den mesozoischen Schichten erklärt. Die höchstgelegenen Aufschlüsse reichen im östlichen Bereich bis gut 350 m ü.M., gegen Westen liegen sie etwas tiefer. Die Mächtigkeit der Tieferen Deckenschotter dürfte rund 20 m betragen. Ob über den aufgeschlossenen Tieferen Deckenschottern noch mit einer Schicht aus verwittertem Schotter zu rechnen ist und wie gross deren Mächtigkeit wäre, kann anhand der Aufschlussverhältnisse nicht angegeben werden; zudem ist die Abgrenzung gegen die hangende Willburg-Formation (s. S. 88) sehr schwierig. Im Norden von Riedmatt erstreckt sich eine zerrüttete Sackungsmasse mit zum Teil hausgrossen Deckenschotterblöcken. Diese ist mindestens teilweise mittelpleistozänen Alters, fanden sich doch solche Blöcke auch im Beuggen-Schotter (s. S. 84, Hochterrasse) eingelagert.

BLUDAU et al. (1994) erwähnen aus der ehemaligen, verstürzten Kiesgrube bei der Lokalität Nagelfluhhöhle unterhalb des verkitteten oberen Bereichs der Tieferen Deckenschotter eine braune, verwitterte (z.T. kalkfreie) Partie im Kies, ohne genauer auf die Lagerungsverhältnisse einzugehen. Dieses Verwitterungsphänomen wird von ihnen als Bodendurchgriff gedeutet.

Bezüglich der Geröllzusammensetzung der Tieferen Deckenschotter im Kartengebiet ist auffällig, dass die basisnahen Abschnitte sehr reich an Quarzgeröllen (Gangquarze, Quarzite usw.) sind. Die Aufschlussverhältnisse lassen nicht erkennen, ob eine klare Abgrenzung gegen den darüber folgenden Schotter mit geringerem Quarzgehalt vorliegt. Allgemein dominieren alpine Gesteine; der Anteil an Geröllen aus dem Schwarzwald (Grund- und Deckgebirge) schwankt lagenweise recht stark.

Südlich des Rheins bedecken die Tieferen Deckenschotter grosse Gebiete der Hügel zwischen Blözen östlich von Pratteln und dem Steppberg südlich von Rheinfelden AG. Auch hier treten sie vor allem an den zum Rhein hin orientierten Abhängen in verkitteter Form zutage (z.B. bei Koord. 2626.590/1265.700). Weitere solche Aufschlüsse finden sich auch im unteren Magdenertal und stellenweise in anderen, kleinen Nebentälern. Die Auflagerung auf den Fels ist hier nicht so einheitlich wie auf der nördlichen Rheinseite, was bereits FREI (1912) und VERDERBER

(1992) beschreiben. Gut zu beobachten ist dies vor allem im unteren Magdenertal, wo die Tieferen Deckenschotter westlich der Talmündung noch auf rund 340 m ü.M. dem Fels auflagern, der Kontakt gegen Süden aber bis nahe an 380 m ü.M. ansteigt. Aufgrund dieser Unterschiede postuliert VERDERBER (1992) eine morphostratigraphische Zweiteilung der Schotter in Mittlere und Tiefere Deckenschotter. Eine so deutliche morphologische Gliederung, wie sie in VERDERBER (1992, Fig. 10) wiedergegeben ist, kann im Feld allerdings nicht nachvollzogen werden. Insbesondere scheint die Obergrenze der verkitteten Schotter (soweit beobachtbar) allmählich anzusteigen und keine Stufe aufzuweisen, wie dies für eine morphostratigraphische Aufteilung zu erwarten wäre. Wir gehen daher weiterhin von einer einzigen morphostratigraphischen Einheit aus. Derartige Höhenunterschiede in der Ablagerungsfläche sind für die Tieferen Deckenschotter nicht aussergewöhnlich – sie können zum Beispiel im unteren Aaretal (GRAF 1993) oder am Schiener Berg (nördlich von Steckborn TG, GRAF 2009b) ebenfalls beobachtet werden.

Bemerkenswert ist aber, dass die Tieferen Deckenschotter im Gebiet Flueweghalde-Zeglihof südöstlich von Kaiseraugst deutlich tiefer hinuntergreifen als weiter östlich davon. So sind dort Aufschlüsse bis mindestens 310 m ü.M. hinunter vorhanden. Die genaue Auflagerungshöhe ist mangels Aufschlüssen nicht anzugeben. Wegen der durch ein Bachtal bedingten geomorphologischen Trennung dieser Ablagerungen von denjenigen des Gebiets Tannechopf weiter nordöstlich kann hier nicht ausgeschlossen werden, dass es sich um eine tiefere Terrasse der Tieferen Deckenschotter handelt. Solche sind beispielsweise im Gebiet des Bündner Gletschers (SCHLÜCHTER 2009; Rheingletscher) zwischen Bodensee und Klettgau weit verbreitet (GRAF 2009b). Der Grund könnte aber auch hier in der Subrosion von Evaporiten der Zeglingen-Formation liegen.

Im Gebiet Tannechopf oberhalb der Autobahn zwischen Rheinfelden AG und Kaiseraugst wurden Hinweise auf eine lithostratigraphische Gliederung der Tieferen Deckenschotter festgestellt (Fig. 21). Dort lagert Schotter auf ca. 335 m ü.M. der Schinznach-Formation auf. Die untersten 2 m sind stark verwittert; die sandige Matrix ist braun und kalkfrei, die recht zahlreich vorhandenen Kristallingerölle sind vollständig vergrust, Dolomitgerölle zu «Asche» zerfallen. Darüber folgt eine markante Groblage mit zahlreichen Geröllen bis rund 40 cm Durchmesser. Diese geht gegen oben in frischen, verkitteten Schotter von mindestens 15 m Mächtigkeit über. Die verwitterte basale Lage wird hier als Relikt eines Paläobodens interpretiert, der sich auf einem älteren glazifluviatilen Kies entwickelte. Vielleicht ist auch der oben erwähnte verwitterte Schotter in der ehemaligen Kiesgrube bei der Lokalität Nagelfluhhöhle nicht als Bodendurchgriff, sondern als Paläoboden auf einem älteren Schotter zu deuten.

Der bei den Letten, oberhalb der Siedlung äusserer Berg östlich von Schwörstadt vorkommende und in einer heute weitgehend aufgefüllten ehemaligen Kiesgrube noch knapp erkennbare Schotter wurde bisher (z.B. FREI 1912) zu den Höheren Deckenschottern gestellt. Seine Basis liegt mit ca. 360 m ü.M. allerdings

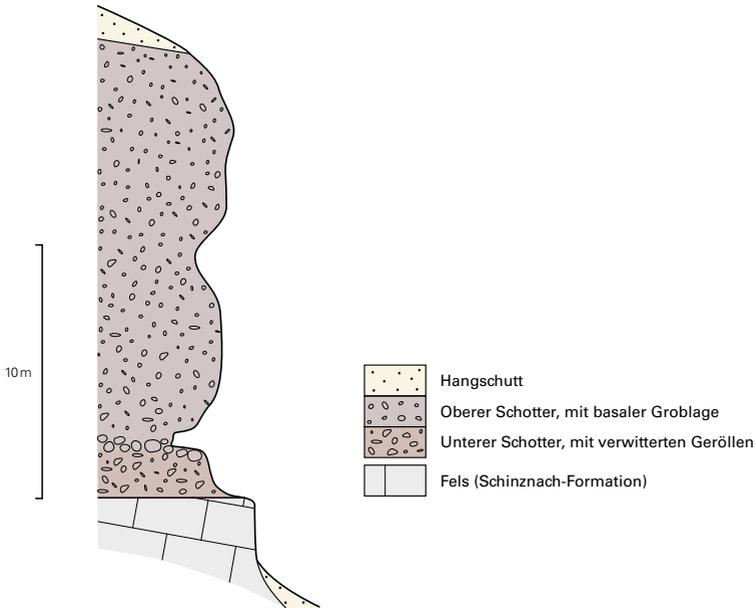


Fig. 21: Profil durch die Tieferen Deckenschotter am Nordhang des Tannechopfs südlich von Augarten (Koord. 2624.550/1265.505).

deutlich tiefer als die der übrigen erwähnten Vorkommen, weshalb er hier zu den Tieferen Deckenschottern gestellt wird. Solche Basishöhen sind im Übrigen bei den Vorkommen auf der linken Rheinseite nicht selten. Vom Vorkommen auf der linken Seite des Wehratals (Jungholz) existieren keine Aufschlüsse und auch kaum Beschreibungen. Anhand der Felsaufschlüsse in der Umgebung kann seine Auflagerungshöhe auf rund 345 m ü.M. geschätzt werden. Die in diesem Bereich im Boden vorgefundenen Gerölle stammen ausschliesslich aus dem Schwarzwald.

Auf dem Kartenblatt wurden Tiefere Deckenschotter dort angegeben, wo dies schon bei früheren Autoren der Fall war (z.B. VERDERBER 1992), also aufgrund einer morphologischen Betrachtung. Allerdings ist die Höhenlage von diversen Vorkommen von Tieferen Deckenschottern durchaus im Bereich der mittelpleistozänen Ablagerungen der Hochterrasse – u.a. diejenigen nördlich des Rheins oder auch das oben erwähnte Vorkommen von Flueweghalde–Zelglihof. Das kann zwar als Resultat von Subrosion erklärt werden (s.o.), es ist jedoch nicht vollständig auszuschliessen, dass einige der erwähnten Vorkommen zeitliche Äquivalente der Hochterrasse sind. Ein Hinweis darauf könnten die Ergebnisse einer Datierung

mittels kosmogener Nuklide sein, welche in einem Tieferen Deckenschotter bei Pratteln (ausserhalb des Kartengebiets) vorgenommen wurde (CLAUDE 2016). Die dabei ermittelten Alter liegen (inkl. Fehlergrenzen) zwischen 270 und 370 ka, was einer mittelpleistozänen Stellung entsprechen würde.

Mittleres Pleistozän

Für den Zeitraum des Mittleren und Späten Pleistozäns kann heute von mindestens vier Eiszeiten ausgegangen werden (GRAF 2009a, PREUSSER et al. 2011; Fig. 20). Als Eiszeit mit den am weitesten reichenden Gletschervorstössen wird die Möhlin-Eiszeit (Grösste Eiszeit) angesehen, die älteste dieses Zeitabschnittes. Die Habsburg-Eiszeit reichte nicht wesentlich über das Maximum der Letzten Eiszeit hinaus, während die Beringen-Eiszeit (Vorletzte Eiszeit) wieder deutlich grössere Eisvorstösse mit sich brachte. Bei der von GRAF (2009a) zunächst einer eigenständigen Eiszeit zugeordneten Hagenholz-Vergletscherung dürfte es sich eher um einen frühen Vorstoss der Beringen-Eiszeit handeln (PREUSSER et al. 2011). Die grösste Ausdehnung erreichten die Gletscher dieser Eiszeit im Löhningen- und Engiwald-Vorstoss (im unteren Aaretal bis über Waldshut hinaus), während der Langwiesen-Vorstoss einen späten Wiedervorstoss der Beringen-Eiszeit darstellt. Die Birrfeld-Eiszeit (Letzte Eiszeit, «Würm») ist ebenfalls in mehrere Eisvorstösse gliederbar (Fig. 20; GRAF 2009a, Tab. 19).

Wie von GRAF (2009a) festgestellt und beispielsweise in GRAF & BURKHALTER (2016) dargestellt, ist die früher als klar aufgefasste Trennung zwischen Schottern der Hoch- und der Niederterrasse – und dabei gleichzeitig die Abgrenzung von Mittlerem und Spätem Pleistozän – nicht immer eindeutig. So fand die Erosion der Rinnen, in denen später die Schotter der Niederterrasse abgelagert wurden, während der Rückzugsphase der Gletscher aus dem Maximalstand der Beringen-Eiszeit statt (Engiwald-Vorstoss, GRAF 2009a). Die ältesten Ablagerungen in diesen Rinnen (z.B. Schaffhausen-Schotter) entstammen dem anschliessenden Langwiesen-Vorstoss der Beringen-Eiszeit und sind demnach älter als das Letzte Interglazial. Erst darüber folgen die Ablagerungen verschiedener Phasen der Birrfeld-Eiszeit. Im Rheintal bei Weiach und Zurzach ist anhand von Paläoböden die Überlagerung von Äquivalenten des Schaffhausen-Schotters durch birrfeldzeitliche Schotter nachgewiesen (GRAF 2009a), weshalb eine entsprechende Situation auch für den Rheintalabschnitt im Gebiet von Blatt Sissach-Rheinfelden nicht ausgeschlossen werden kann. Allerdings werden die Ablagerungen ausserhalb der Niederterrassen, die in Analogie zum Gebiet der Nordschweiz der Hochterrasse zuzuordnen sind, weiterhin in das Mittlere Pleistozän gestellt. Für die nachfolgend wiedergegebene Gliederung dieser Ablagerungen sind die Verhältnisse in der Kiesgrube Bünten von zentraler Bedeutung, weshalb der Besprechung der einzelnen Kartiereinheiten eine Zusammenfassung der dort gewonnenen Befunde vorangestellt wird.

Kiesgrube Bünthen

Die in der Kiesgrube Bünthen nördlich von Zeiningen (Koord. 2632.650/1267.000) vorhandenen Ablagerungen wurden von verschiedenen Autoren beschrieben (VERDERBER 1992, MÜLLER-DICK 2000, HÜGI 2004, GRAF 2009a). Das vollständigste stratigraphische Profil stammt von MÜLLER-DICK (2000). Demnach wurde im tiefsten Teil der Grube ein Till (Grundmoräne) aus alpinem Material beobachtet (*Bünthen-Till*, GRAF 2009a). Während solche Sedimente üblicherweise grau gefärbt sind, zeigt dieser Till eine auffällige «lachsrosa» Farbe. Der Bünthen-Till wird überlagert von einem glazifluviatilen Schotter (*Bünthen-Schotter*, GRAF 2009a), welcher in seinem Dach einen Verwitterungshorizont (Paläoboden) trägt, was als Hinweis auf eine Warmzeit nach seiner Ablagerung zu werten ist. Über dem Verwitterungshorizont folgt ein weiterer glazifluviatiler Schotter (*Wallbach-Schotter*, GRAF 2009a). Beide Schotter bestehen überwiegend aus Geröll alpiner Herkunft, es finden sich aber auch Gesteine aus dem Schwarzwald. Bemerkenswert ist, dass die Schotterabfolge samt Verwitterungshorizont ausgeprägte Schichtstörungen aufweist; diese wurden bereits von VERDERBER (1992) als glazialtektonischen Ursprungs gedeutet. Die Schotterabfolge wird von einem weiteren Till überlagert, der vollständig verwittert ist und ausschliesslich Geschiebe aus dem Schwarzwald enthält (*Zeiningen-Till*). Auch HÜGI (2004) beschreibt im oberen Teil der Abfolge eine Lage aus verwittertem Diamikt, welche eine verwitterte Schotterlage (Paläoboden) überdeckt und ausschliesslich kristalline Geschiebe enthält. Darüber folgen eine dünne Lage aus Solifluktionsmaterial sowie Löss.

Im Frühjahr 2019 erlaubte der aktuelle Stand des Kiesabbaus ergänzende Beobachtungen. Unter anderem konnte festgestellt werden, dass die glazialtektonischen Schichtstörungen nicht nur Verbiegungen, sondern auch Überschiebungen umfassen. So wurde ein Schotterpaket beobachtet, welches entlang einer mit ca. 30° gegen Westen ansteigenden Fläche auf ein mehr oder weniger horizontal liegendes Schotterpaket überschoben ist (Fig. 22). Direkt im Kontaktbereich fanden sich zudem Lagen eines «lachsrosafarbenen» Diamikts, welcher anhand der darin zahlreich enthaltenen gekritzten Geschiebe als glazigenen Ursprungs zu deuten ist. Im Weiteren legt die auffällige Färbung des Materials (Fig. 23) eine enge Verwandtschaft mit dem Bünthen-Till nahe. Wahrscheinlich handelt es sich bei dieser Lage tatsächlich um aufgeschürften Bünthen-Till.

Die Sedimente der Kiesgrube Bünthen haben morphostratigraphisch eine spezielle Stellung. Ihre Höhenlage (Oberkante Schotter bei ca. 370 m ü. M.) liegt deutlich über der Oberkante der übrigen Aufschlüsse von Hochterrassenschottern rund um das Möhliner Feld (330–355 m ü. M.); damit gelangt sie sogar in den Bereich der Tieferen Deckenschotter (s. o.). Die Auswertung von Sondierbohrungen bezüglich der Oberkante des Schotters zeigt, dass dieser im zentralen südlichen Bereich des Möhliner Feldes eine Nord-Süd-orientierte Hochzone im Umfeld der Kiesgrube Bünthen bildet (Fig. 24). Angesichts der eindrucklichen glazialtektonischen Struk-



Fig. 22: Westvergente glazialtektonische Überschiebung in der Kiesgrube Bünthen (Koord. 2632.650/1267.000). Der Schotter im Liegenden und Hangenden der Überschiebung und der aufgeschürfte Diamikt (wohl Bünthen-Till, Fig. 23) sind Teil der Birkenhof-Formation. Foto R. Burkhalter, 2019.

turen in der Grube ist es wahrscheinlich, dass es sich hier um vom Gletscher aufgeschobene Ablagerungen handelt, die somit als Stauchendmoränenwall gedeutet werden könnten. Auf Tafel II, Profil 3, wurde dies so dargestellt, wobei allerdings der Verlauf der im aufgeschobenen Paket angegebenen Schichtgrenzen als schematisch aufzufassen ist. Die Nord-Süd-Orientierung der Hochzone steht im Einklang mit den von HÜGI (2004) ausgeführten Strukturmessungen an den Lagerungsstörungen in der Kiesgrube Bünthen. Er kam zum Schluss, dass diese auf einen aus Osten wirkenden Gletscher zurückzuführen sind. Dieser Befund wird durch die in der Kiesgrube beobachtete westvergente glazialtektonische Überschiebung bestätigt. Die Morphologie dieses Moränenwalls ist heute durch die Lössüberdeckung abgeschwächt.

Anhand der bisherigen Kenntnisse kann nicht klar ausgesagt werden, ob sich der Bünthen-Till an der von MÜLLER-DICK (2000) beobachteten Stelle in ursprüng-



Fig. 23: Aufgeschürfter, «lachsrosafarbener» Diamikt (wohl Bünthen-Till) an der Basis des überschobenen Schotterpakets (s. Fig. 22; Birkenhof-Formation) in der Kiesgrube Bünthen (Koord. 2632.650/1267.000). Foto M. Buechi, 2019.

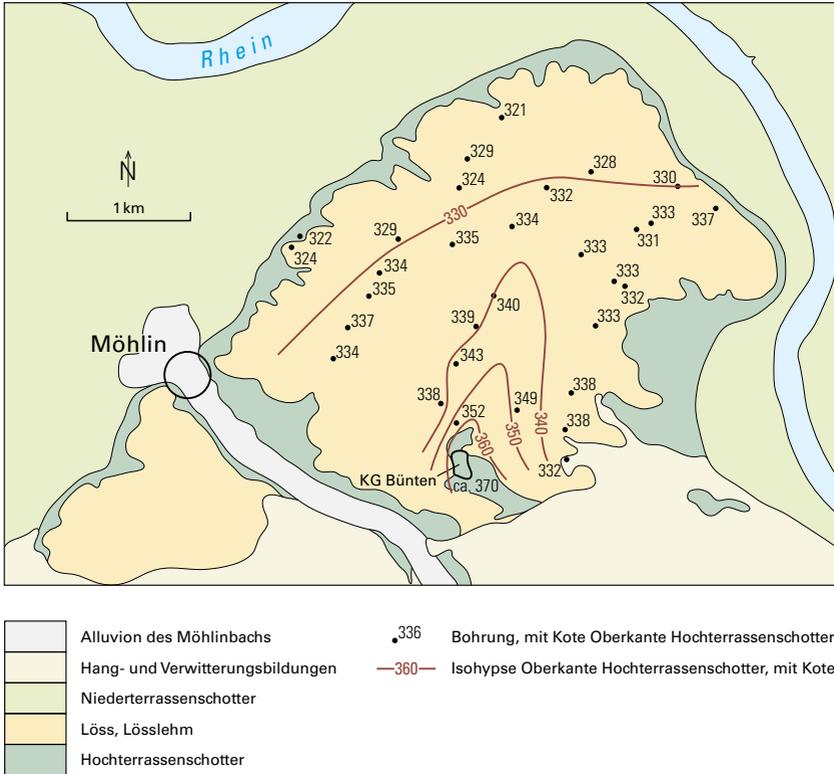


Fig. 24: Isohypsen der Oberkante der Hochterrassenschotter (undifferenziert*) im Möhliner Feld. Die Nord-Süd-orientierte Hochzone im Umfeld der Kiesgrube Bünten wird als Stauchendmoränenwall interpretiert. (*Aufgrund der schlechten Unterscheidbarkeit der Schotterkörper in Bohrungen.)

licher Position befindet, oder ob er ebenfalls Teil der Stauchendmoräne ist. Ebenfalls unklar ist, ob die Sedimentabfolge mit dem Bünten-Till als ältester Einheit beginnt, oder ob darunter noch ältere mittelpleistozäne Ablagerungen zu erwarten sind. Der Verlauf der anhand von (u.a.) Sondierbohrungen rekonstruierten Felsoberfläche würde dies durchaus zulassen (Taf. II, Profil 3).

Vor dem Hintergrund der genetischen Deutung der Ablagerungen im Umfeld der Kiesgrube Bünten als Stauchendmoränenwall wird dieses Sedimentpaket neu als eigene lithostratigraphische Einheit ausgeschieden (*Birkenhof-Formation*, s. S. 84f.) und zeitlich dem Zeiningen-Vorstoss (Beringen-Eiszeit) zugeordnet.

MÖHLIN-EISZEIT

(Grösste Eiszeit)

MÖHLIN-VORSTOSS

Der Bergsee nördlich von Bad Säckingen – ein seit 1837 durch Aufstau sukzessive vergrösserter, ursprünglich natürlicher See (BECKER et al. 2006) – ist ein für den Südrand des Schwarzwalds ungewöhnliches Phänomen. Üblicherweise sind die Täler in diesem Gebiet gegen das Rheintal hin offen, wodurch sich keine Stausituationen entwickelten. BECKER & ANGELSTEIN (2004) untersuchten die Gegend rund um den Bergsee anhand von geomorphologischen Kriterien sowie Auswertungen von Sondierbohrungen und kamen zum Schluss, dass dieses aus Gneis und Klastika des Rotliegend aufgebaute Gebiet durch sub- und randglaziale Prozesse geformt wurde. Dabei kam es zur Bildung von schmalen Entwässerungsrinnen, von denen diejenige im Haselbachtal eine Lockergesteinsfüllung von bis zu 56 m Mächtigkeit aufweist. BECKER & ANGELSTEIN (2004) nehmen an, dass an der geomorphologischen Prägung sowohl alpines Eis als indirekt auch solches aus dem Schwarzwald (Wehragletscher) während des «Doppelwall-Riss» (Beringen-Eiszeit) beteiligt waren. Gemäss dem hier vertretenen Eiszeitmodell müsste es sich jedoch eher um Gletscher der Möhlin-Eiszeit gehandelt haben.

q_m Tiefgründig verwitterter Till und Schotter, Geröllstreu

Südlich einer Linie Frenkendorf–Olsberg–Zeiningen treten reliktsche Vorkommen von tiefgründig verwittertem Lockergestein auf, die oft kiesiges Material führen. Diese in der Regel dünnen, höchstens einige Meter mächtigen Ablagerungen liegen teils nur noch in Form von Geröllstreu vor. Sie werden oft pauschal als «Moräne der grössten Eiszeit» bezeichnet. Ob es sich dabei in jedem Fall um verwitterten, verspülten oder umgelagerten Till oder eventuell – bei Geröllstreu – auch um Schotterreste handelt, lässt sich bei der schlechten Aufschlusslage meist nicht beurteilen. Sicherer ist die genetische Zuordnung bei erbohrten Tillvorkommen, vorwiegend unter Schottern der Talfüllung.

Typischer tiefgründig verwitterter Till besteht aus braunem und grauem tonig-sandigem Silt, der meist gekritzte Geschiebe oder gut gerundete Gerölle alpiner und lokaler Herkunft enthält, sporadisch auch aufgeschürfte rötliche oder grünliche Mergelbröckchen aus dem Keuper. Wo Geschiebe und Gerölle fehlen, liegt glazialer Lehm vor. Charakteristisch ist zudem eine durch Eisüberlast bewirkte dichte Lagerung.

Verwitterter Till wird meist in Bohraufschlüssen und in Baugruben angetroffen. Ehemals war er auch in Lehmgruben aufgeschlossen, so im Langen Hag in Liestal (Koord. 2622.470/1258.685), wo STRÜBIN (1904a) Verwitterungslehm beschreibt, der hier jedoch wegen sporadischer Gerölle als verwitterter Till angespro-

chen wird. Ähnliche glaziale Lehmformationen, zum Teil mit alpinen Geröllen, fanden sich in Bubendorf in der ehemaligen Grube bei Koord. 2622.785/1255.720 sowie im Gebiet Leimen (Leim=Lehm) südlich der Kirche in verschiedenen Baugrubenaufschlüssen.

LEUTHARDT (1923, 1926) und SCHMASSMANN (1970a) beschreiben die glazialen Bildungen in der Umgebung von Liestal und in der Nordwestschweiz im Allgemeinen.

Der tiefgründig verwitterte Till wird der Möhlin-Eiszeit zugeordnet.

Erratische Blöcke

Die erratischen Blöcke im Gebiet von Blatt Sissach-Rheinfelden stammen, soweit bestimmbar, im Wesentlichen aus dem Wallis (STRÜBIN 1901c, 1904a, b, 1907a, 1908b, 1914, 1916, STRÜBIN & KAECH 1904, GÜNTHERT & BEARTH 1955, SCHMASSMANN 1955). Westlich des Möhliner Feldes entspricht ihre Verbreitung etwa derjenigen der Vorkommen von verwittertem Till des Möhlin-Vorstosses; zusätzlich treten zahlreiche erratische Blöcke aus dem Schwarzwald am Nordrand des Möhliner Feldes und im unteren Wehratal auf.

Neben erratischen Blöcken und Till zeugen auch Gletscherschliffe von ehemaliger Gletscherpräsenz. Solche wurden beim Bahnhof Lausen (HAUBER 1966) und im Einschnitt für die Waldenburgerbahn östlich des Bahnhofs Liestal beobachtet (LEUTHARDT 1931).

Aufgrund der Vorkommen von alpinen erratischen Blöcken und von Till rekonstruierte SCHMASSMANN (1955, Fig. 7) die maximale Ausdehnung des Walliser Gletschers im Baselbieter Jura (s.a. BLÄSI et al. 2018a, Fig. 27). Weitere Rekonstruktionen des Eisrandes während des Maximums der Möhlin-Eiszeit stammen von HANTKE (1965) und von PREUSSER et al. (2011). Der von SCHMASSMANN (1955) dargestellte bzw. implizierte steile Eisrand im Ergolzthal (Walliser Gerölle auf dem Schleifenberg auf ca. 600 m, heutiger Talboden auf gut 300 m Höhe) scheint wenig realistisch, ausserdem wurden mindestens die Täler des Arisdorfer- und des Wintersingerbachs vom Eis erreicht (welcher Provenienz die Moräne im Möhlinbachtal ist, bleibt zu klären). Da über 1 m grosse alpine erratische Blöcke sowie eigentlicher Till gelegentlich auch ausserhalb der oben genannten Linie Frenkendorf-Olsberg-Zeiningen gefunden wurden, könnte die maximale Eisgrenze noch weiter extern gelegen haben (z.B. bei Birsfelden, VONDERSCHMITT 1941, S.200, oder Bohrerergebnisse in der Lehenmatt in Basel). Es könnte sich hierbei um In-situ-Relikte von durchgespültem Till handeln.

q_mBü **Büntentill**

Wie oben erwähnt, wird der früher im tiefsten Bereich der Kiesgrube Bünten aufgeschlossene Till (Grundmoräne), der aus alpinem Geschiebematerial besteht und eine «lachsrosa» Farbe aufweist, als Büntentill bezeichnet (vgl. Fig. 23). Wo-

her die auffällige Farbe rührt, ist bisher nicht klar; es könnte sich um einen Einfluss der Aufarbeitung von lokalem Felsuntergrundmaterial handeln (Tonstein aus Keuper oder Buntsandstein). Der Bünthen-Till dokumentiert den weitesten Vorstoss der alpinen Gletscher in das Rheintal, wobei damit allerdings nicht die Maximalausdehnung angezeigt sein muss (s.o.). Ein mögliches Äquivalent des Bünthen-Tills nördlich von Bad Säkingen (ausserhalb des Kartengebiets) wird von TSCHUDI (1904) beschrieben; eine genaue Lokalitätsangabe fehlt leider, der Aufschluss wäre «bei der obersten Fabrik der Gebr. Berberich» auf rund 360 m Höhe gelegen. Damit könnte der Bereich der Hänge rund um Koord. ca. 2638.850/1268.400 gemeint sein. Jedenfalls sei dort unter einer dünnen Lössdecke ein Lehm mit zahlreichen gekritzten alpinen Kalken sowie typischen alpinen Leitgesteinen (Taveyannaz-Sandstein, «Sernifit», Julier-Metagranodiorit, Err-Granodiorit [«Albula-Granit»] usw.) vorhanden. Auch Schwarzwaldgranite seien enthalten. Leider existiert heute in diesem Bereich kein entsprechender Aufschluss. In der Sondierbohrung Nr. 23 (Taf. II, Profil 3) tauchte in rund 20 m Tiefe ein als Till gedeuteter Diamikt auf. Möglicherweise handelt es sich hierbei um ein glazialtektonisch aufgeschürftes Paket von Bünthen-Till (auf Taf. II, Profil 3, so dargestellt).

HABSBURG-EISZEIT

Der Bünthen-Schotter (s.u.) wurde aufgrund der Verhältnisse in der Kiesgrube Bünthen als nächstjüngere Bildung nach dem Bünthen-Till ausgeschieden und in Analogie zu den Verhältnissen in der Nordschweiz einer jüngeren Eiszeit zugeschrieben (GRAF 2009a). Eine Altersbestimmung fehlt bisher. In der Nordschweiz besteht der grösste Teil der Lockergesteinsfüllung der tiefsten Rinnen der Hochterrasse aus Schottern der Habsburg-Eiszeit, welche sehr grosse Mächtigkeiten erreichen können. Die tiefste Rinne im Kartengebiet quert das Möhliner Feld zwischen Wallbach AG und Möhlin. Darin liegt der Bünthen-Schotter, der deshalb zur Habsburg-Eiszeit gestellt wird.

Die stratigraphische Einstufung der nachfolgend beschriebenen Vorkommen ist wegen ihrer geringen Ausdehnung und isolierten Position sehr schwierig. Sie werden als Äquivalente des Bünthen-Schotters interpretiert, weil ihre Basis tiefer liegt als diejenige des Möhlinerfeld-Schotters (s. S. 86ff.), welcher als alternatives Korrelat infrage käme. Die so eingestufteten Schottervorkommen werden im Folgenden von Ost nach West beschrieben.

Für gewisse dieser Vorkommen ist auch eine alternative stratigraphische Interpretation möglich, indem nämlich der Säkingen-, der Bruderhäusle- und der Feldhof-Schotter auf Felsschultern im Randbereich der Lockergesteinsrinne im Rheintal auflagern und eine recht gut definierte Terrassenoberfläche aufweisen. Dies würde es erlauben, sie als eine Bildung des ausgehenden Mittleren Pleistozäns zu interpretieren («Rückzugterrassen» der Beringen-Eiszeit).

q_{sSi} Säckingen-Schotter
q_{sBr} Bruderhäusle-Schotter

Im Bereich des Friedhofs von Bad Säckingen ist ein heute relativ geringmächtiger alpiner Schotter, der *Säckingen-Schotter*, verbreitet. Die Terrassenfläche liegt auf etwa 310 m ü.M. und könnte daher noch der höchsten Niederterrasse entsprechen. Dagegen spricht allerdings die Unterlage des Säckingen-Schotters. Anhand von Felsaufschlüssen und wenigen Bohrdaten scheint es sich hier um eine relativ flache Felsschulter zu handeln, welche auf etwa 305 m ü.M. liegt und die im Bereich Galgen (wenig östlich der Kartengebietsgrenze) eine Hochzone aufweist (318 m ü.M.). Der Rinnenrand der Niederterrasse liegt direkt an der Terrassenkante des Säckingen-Schotters, weshalb dieser morphostratigraphisch der Hochterrasse zuzuordnen ist. Die Höhenlage seiner Basis stimmt gut mit derjenigen des nördlich anschliessenden *Bruderhäusle-Schotters* überein, wobei letztere auch nur durch eine rinnenrandliche Position des Schotters bedingt sein könnte. Dessen heutige Mächtigkeit dürfte kaum mehr als 10 m betragen.

q_{sMu} Mumpf-Schotter

Auf der gegenüberliegenden Rheinseite, im oberen Ortsteil von Mumpf, südlich der Eisenbahnlinie, ist ein kleines Relikt von alpinem Hochterrassenschotter erhalten geblieben. Die Basis des Mumpf-Schotters ist bei der Eisenbahnbrücke auf rund 310 m ü.M. aufgeschlossen, wobei Fels von dort an südwärts relativ steil ansteigt. Weiter westlich, wo der Schotter auf rund 320 m ü.M. eine kleine Terrasse zu bilden scheint, dürfte seine Basis etwas tiefer liegen.

q_{sBi} Bünten-Schotter

Die ursprüngliche Mächtigkeit des Bünten-Schotters ist nicht sicher anzugeben. Die Rinnenbasis im Bereich des Möhliner Feldes liegt auf rund 270 m ü.M. (Taf. II, Profil 3). Die höchsten Aufschlüsse reichen nördlich von Zeiningen bis etwa 355 m ü.M. und würden so auf rund 85 m schliessen lassen. Die Geröllzusammensetzung lässt auf eine alpine Herkunft des Schotters schliessen, wobei der Anteil an Schwarzwaldmaterial – vor allem unter den grossen Geröllen – stellenweise recht hoch sein kann. Mengenmässig bildet der Bünten-Schotter den grössten Teil der Hochterrasse des Möhliner Feldes (Taf. II, Profil 3).

Es kann nicht ganz ausgeschlossen werden, dass der Bünten-Schotter mehrphasig aufgebaut ist. In der heute wieder aufgefüllten Kiesgrube Chisholz westlich von Wallbach AG (Koord. ca. 2634.350/1267.725) wurde das in Figur 25 wiedergegebene Profil angetroffen. Im untersten Bereich der Grube war eine – vor allem in der Steinfraction – ausgesprochen kristallinreiche Lage aufgeschlossen (v.a. helle Granite und Gneise). Dieser sandreiche Schotter ist diskordant von einer rund

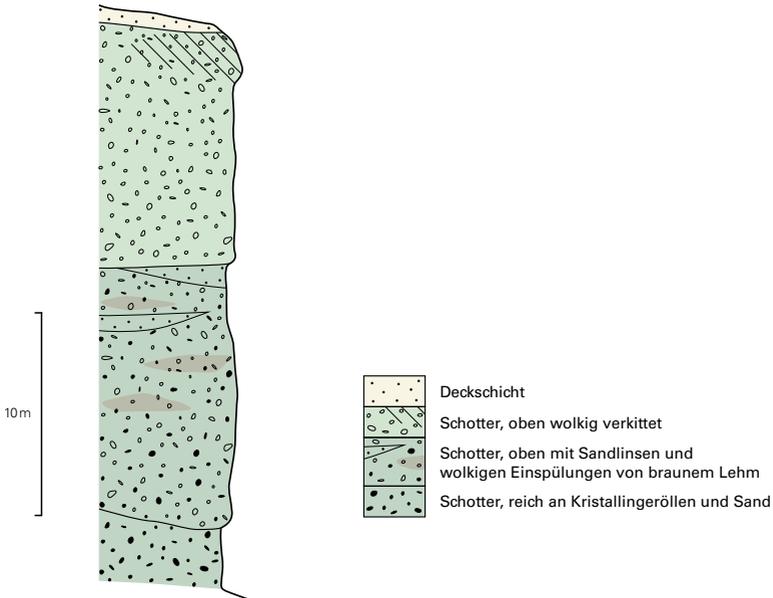


Fig. 25: Profil durch den Bünten-Schotter in der Kiesgrube Chisholz bei Wallbach AG (Koord. 2634.375/1267.750, ca. 305 m ü.M., wieder aufgefüllt). Möglicherweise handelt es sich beim obersten Schotterpaket um den Wallbach-Schotter.

13 m mächtigen Kiesabfolge überlagert, die in den oberen rund 3 m ausgedehnte, bis 1 m mächtige Sandlinsen enthält. Im allgemein graubeigen Kies treten zahlreiche auffällige braune Bereiche von lagig-wolkiger Gestalt auf, die eine kalkfreie tonige Matrix aufweisen (Fig. 26). Der abschliessende Schotter zeigt keine speziellen Auffälligkeiten, ist aber im oberen Bereich lokal wolkig verkittet und führt zerdrückte und zerbrochene Gerölle. Über die Natur der braunen (möglichen) Einspülungen kann im Moment nur spekuliert werden. Von der Farbe und der Zusammensetzung her könnte es sich vielleicht um durch Sickerwasser innerhalb des Sedimentpakets in die Tiefe verlagertes Material aus einem Boden handeln, welcher dieses Schotterpaket einst überlagerte und vor der Schüttung des obersten Schotterpaketes erodiert worden wäre.

Insofern weist dieses Profil Ähnlichkeiten mit den in der Kiesgrube Bünten beobachteten Verhältnissen auf (s. S. 74ff.), wo der Bünten-Schotter einen Paläoboden trägt, der von einem jüngeren Schotter überlagert wird (Wallbach-Schotter,



Fig. 26: Büntes-Schotter mit Sandlinse und eingespültem tonigem, kalkfreiem Material (wolki-ge braune Partie). Kiesgrube Chisholz bei Wallbach AG (Koord. 2634.375/1267.750, ca. 305 m ü. M., wieder aufgefüllt). Foto H.R. Graf.

GRAF 2009a; Taf. II, Profil 3). Es ist also nicht auszuschliessen, dass es sich beim obersten Schotterpaket in der Kiesgrube Chisholz um *Wallbach-Schotter* handelt. Somit könnte sich eine Dreigliederung des in der Karte als Büntes-Schotter angegebenen Sedimentpakets andeuten, mit einer basalen, kristallinreichen Schüttung, einer mittleren Einheit (evtl. oben verwittert) und dem Wallbach-Schotter als jüngstem Anteil. Weil es sich hier jedoch um eine lokale Einzelbeobachtung handelt (in benachbarten Bohrungen so nicht nachvollziehbar), wurde die mögliche Gliederung in der Karte nicht dargestellt.

q_{sRm} Riedmatt-Schotter

Ein isoliertes Schottervorkommen liegt bei Riedmatt, wo es früher in einer – heute weitgehend verfüllten und überbauten – Kiesgrube abgebaut wurde. Die Basis des Riedmatt-Schotters liegt bei etwa 302 m ü. M., der Schotter selber reicht bis

etwa 310 m ü.M. Im Schotter eingelagert finden sich grosse verstürzte Blöcke von Tieferem Deckenschotter. Besonders bemerkenswert ist die Unterlage des Riedmatt-Schotters. Sie besteht aus Seeablagerungen, die im oberen Teil Seekreide enthalten und zum Teil stark humos sind (ZINK 1941). BLUDAU et al. (1994) untersuchten diese Sedimente auf ihren Polleninhalt und kamen zum Schluss, dass es sich um Ablagerungen aus einem «Riss-Interstadial» handelt. Eine genauere zeitliche Einstufung sei nicht möglich. Die Seeablagerungen interpretierten sie als Bildungen eines Altwasserbereichs im damaligen Rheintal.

q_{sBe} Beuggen-Schotter

Im untersten Abschnitt des Bachtals, das südwestlich von Beuggen auf die Niederterrassenfläche ausläuft, ist im Prallhang der teilweise verkittete Beuggen-Schotter aus hauptsächlich alpinem Material aufgeschlossen. Seine Auflageungshöhe auf dem Felsuntergrund dürfte auf etwa 300 m ü.M. liegen.

q_{sFe} Feldhof-Schotter

Auf der rechten Seite des Ausgangs des Ergolzals erstreckt sich ein Schottervorkommen relativ weit gegen Norden in das Gebiet der Niederterrasse hinaus. Die Auflagerung des Feldhof-Schotters auf dem Fels (Keuper) kann im Süden beobachtet werden. Sie liegt dort auf einer Höhe von rund 295 m ü.M.; gegen Norden dürfte sie auf 285 m ü.M. absinken. Bohrungen im östlich anschliessenden Bereich der Niederterrasse bestätigen, dass sich hier eine (bezüglich des Rheintals) laterale Felsschulter erstreckt, analog zur Situation beim Säckingen-Schotter. Die Oberkante des Feldhof-Schotters liegt im Süden – von Hangsedimenten bedeckt – auf etwa 315 m ü.M., wodurch auf eine Gesamtmächtigkeit von rund 30 m geschlossen werden kann. Der Feldhof-Schotter ist im Allgemeinen gut wasserdurchlässig, bis auf teilweise verkittete randliche Bereiche (s. a. S. 159).

BERINGEN-EISZEIT

(Vorletzte Eiszeit)

ZEININGEN-VORSTOSS

q_{Bi} Birkenhof-Formation

Als Birkenhof-Formation wird jenes in der Kiesgrube Bünthen aufgeschlossene, glazialtektonisch deformierte und dislozierte (Fig. 22, 23), von Till überdeckte Sedimentpaket bezeichnet, das als Stauchendmoräne (Fig. 24) des Zeiningen-Vorstosses interpretiert wird. Die Schottereinheiten, aus denen diese Formation zusammengesetzt ist (*Bünthen-Schotter*, *Wallbach-Schotter*), wurden oben behandelt,

der *Zeiningen-Till* wird nachfolgend beschrieben. Wegen der kleinräumigen Verhältnisse können insbesondere die Schottereinheiten im Kartenmassstab nicht separat dargestellt werden, weshalb entsprechend GRAF & BURKHALTER (2016, 2018) eine zusammenfassende lithostratigraphische Einheit definiert wird, mit dem Zeiningen-Till als Untereinheit, die anhand von Lesesteinen (Geschiebe aus dem Schwarzwald) separat ausgediebt werden konnte.

q_{mz} *Zeiningen-Till*

Der vollständig verwitterte, ausschliesslich aus Schwarzwaldmaterial bestehende Till, der in der Grube Bünten den Wallbach-Schotter überlagert, ist der klarste Zeuge eines Gletschervorstosses aus dem Wehratal bis in den Bereich nordöstlich von Zeiningen. TSCHUDI (1904) beschreibt ein weiteres Vorkommen von «Schwarzwaldmoräne» im Norden von Wallbach AG (Koord. ca. 2634.950/1268.250, heute nicht mehr aufgeschlossen). Er beobachtete grosse Blöcke aus Schwarzwaldmaterial in einer lehmigen Matrix. Ob es sich hier tatsächlich um einen Till handelt oder eher um mit abgeschwemmtem Lösslehm vermischte, aus dem Möhlinerfeld-Schotter (s.u.) herausgewitterte Blöcke, muss offenbleiben.

Als Relikte des Zeiningen-Tills werden hier die zahlreichen grossen Blöcke aus Schwarzwaldkristallin interpretiert, die an der Basis des Möhlinerfeld-Schotters vorkommen (Fig. 27) oder als daraus herausgewitterte lose Blöcke im Wald unterhalb der Terrassenkante des Möhliner Feldes liegen. Zahlreiche weitere Blöcke von Schwarzwaldkristallin finden sich in den Siedlungsgebieten, zum Beispiel in Gärten. Diese Blöcke wurden jedoch in der Karte nicht angegeben, weil sie nicht zuverlässig von ortsfremden unterschieden werden können.

Verschiedentlich wurde im Gebiet von Öflingen im unteren Wehratal Till aus Baugruben beschrieben, bei dem es sich um ein Äquivalent des Zeiningen-Tills handeln könnte (z.B. TSCHUDI 1904, PFANNENSTIEL & RAHM 1964, PFANNENSTIEL 1969). Beim Vorkommen in einer Baugrube beim damaligen Bahnhof (Koord. ca. 2635.900/1272.100, ausserhalb des Kartengebiets) wurde dieser Till beispielsweise als Gemenge von aufgearbeitetem Keupermergel und Geschiebe von Schwarzwaldkristallin beschrieben. Enthalten waren Blöcke von über 1 m³ Grösse. Einige der Geschiebe wiesen Kritze auf. Eine kritische Neubearbeitung dieser Ablagerungen stammt von SCHREINER (1995), der, im Gegensatz zu den früheren Autoren, – wohl zu Recht – zum Schluss kam, dass viele der beschriebenen Moränen eher als Verwitterungs- oder Hangbildungen zu deuten sind. Er schloss daraus, dass keine sicheren Belege für eine Eispräsenz im Gebiet von Öflingen vorliegen. Immerhin konnte er aber nicht ausschliessen, dass gewisse Anteile der Hochterrassenschotter im unteren Wehratal aufgearbeiteten Till darstellen, was zumindest auf die einstige Nähe eines Gletschers schliessen lassen würde. Ebenso müssen die in Hangbildungen vorkommenden Blöcke aus der unmittelbaren Umgebung stammen.

q_{Sg} Schönegg-Formation

Bei der Schönegg-Formation handelt es sich um Seeablagerungen, die nur in Bohrungen südlich des Bahnhofs Mumpf aufgeschlossen sind. In diesem Bereich bereitet eine Serie von feinkörnigen Ablagerungen Probleme mit der Hangstabilität. Es handelt sich um eine Abfolge (von unten nach oben) von diamiktischem Silt und Ton (evtl. Till, Oberkante auf ca. 313 m ü.M.), alpinem Schotter (Oberkante auf ca. 315 m ü.M.) und mit Hanglehm vermischten, laminierten Seeablagerungen (Oberkante auf ca. 326 m ü.M. = Mumpf-Lehm nach GRAF 2009a). Den Abschluss des Profils bildet eine Rutschmasse aus Hanglehm. Im Zusammenhang mit den oben geschilderten Verhältnissen könnte es sich beim fraglichen Till um Bünten-Till handeln, und der alpine Schotter könnte als Äquivalent des Mumpf-Schotters gedeutet werden. Die Seeablagerungen der Schönegg-Formation schliesslich entstanden in einer Stausituation, die durch den Vorstoss des Wehrgletschers auf das Möhliner Feld hervorgerufen worden sein dürfte (vgl. GRAF 2009a).

q_{sÖf} Öflingen-Schotter

q_{sUn} Unterdorf-Schotter

q_{sMö} Möhlinerfeld-Schotter

Der *Öflingen-Schotter*, der Schotter der Hochterrasse im Wehratal, besteht ausschliesslich aus Geröllmaterial aus dem Schwarzwald. Dieselbe Zusammensetzung weist auch der *Unterdorf-Schotter* nördlich von Schwörstadt-Unterdorf auf, welcher offenbar in einem gegen Norden reichenden Seitenbereich des damaligen Rheintals abgelagert wurde. Beide Schotter enthalten zahlreiche zum Teil über 1 m³ messende Blöcke von Schwarzwaldkristallin, was ihre Entstehung im Zusammenhang mit dem Zeiningen-Vorstoss bekräftigt.

Der *Möhlinerfeld-Schotter* überlagert im Möhliner Feld nördlich einer Linie Obermöhlin-Schönegg bei Mumpf den Bünten-Schotter. Anhand von Aufschlüssen und Bohrdaten kann seine Basis auf 315–320 m ü.M. angenommen werden. Charakteristisch sind die zahlreichen grossen Blöcke von (ausschliesslich) Schwarzwaldkristallin, die in den untersten 1–2 m des Möhlinerfeld-Schotters enthalten sind (Fig. 27). Sie sind durchwegs gut gerundet und zeigen keine Anzeichen von Gletschertransport (z.B. Kritze). Allerdings steht nicht zweifelsfrei fest, dass sämtliche auf der Karte als Möhlinerfeld-Schotter ausgedehnten Vorkommen dieser Einheit angehören. So besteht der Möhlinerfeld-Schotter in der Umgebung von Wallbach AG und nordwärts bis ungefähr zur Lokalität Uf Balm zum überwiegenden Teil aus alpinem Geröllmaterial, allerdings mit deutlichem Anteil an Schwarzwaldgeröllen. Von der Lokalität Hirzestall an westwärts treten im Möhlinerfeld-Schotter hingegen praktisch ausschliesslich Schwarzwaldgerölle auf. Im Gebiet von Möhlin ist anhand der Schotterpetrographie feststellbar, dass die Schwarzwald-



Fig. 27: Basisbereich des Möhlinerfeld-Schotters mit zahlreichen Blöcken aus Schwarzwaldkristallin. Holden nördlich von Wallbach AG (Koord. 2635.100/1268.900, ca. 320 m ü.M., Blick in Richtung Südwesten). Foto H.R. Graf, 2019.

geröllfazies des Möhlinerfeld-Schotters auf einem recht eng einzugrenzenden Gebiet gegen Süden endet. Wahrscheinlich ist er hier durch die erosive Einlagerung in den Bünthen-Schotter südwärts begrenzt.

Diese geröllpetrographische Differenzierung kann bedeuten, dass der Einfluss der Geröllschüttung aus dem Wehratal während der Ablagerung des Möhlinerfeld-Schotters von ausserordentlicher Bedeutung war und das im Rheintal von Osten antransportierte alpine Material nach Süden abdrängte. Ebenso möglich ist, dass die Schwarzwaldgeröllfazies leicht jünger als die alpine Schüttung ist. Auf Letzteres könnte die allgemein tiefere Lage der Schotteroberkante im Nordwesten des Möhliner Feldes gegenüber derjenigen im Osten hindeuten (s.a. Fig. 24).

Alternativ könnte die Schwarzwaldgeröllfazies des Möhlinerfeld-Schotters auch als Ablagerung während des Maximums des Zeiningen-Vorstosses interpretiert werden, wobei Schmelzwasser seitlich des Gletschers nach Westen bzw. Südwesten floss. Dies wäre insofern plausibel, als damit – der Gletscher schirmte ge-

gen alpinen Einfluss ab – das Fehlen von alpinem Material zu erklären wäre. Gegen diese Interpretation spricht hingegen die oben erwähnte, generell tiefere Lage der Schotteroberkante im Nordwesten des Möhliner Feldes im Vergleich zu dessen östlichem Bereich, wo Schotter verbreitet ist, der dem Rückzug des Wehralters zugeschrieben wird.

q_{sri} Ritzhans-Schotter

Im linkseitigen Hang am nördlichen Ortsausgang von Zeiningen steht an der Geländekante ab einer Höhe von ca. 345 m ü.M. der Ritzhans-Schotter an (die Flurbezeichnung Ritzhans stammt aus dem Übersichtsplan 1:5000 von Zeiningen), ein verkitteter Kies, der aus Lokalmaterial, vor allem Kalken, besteht. Seine Mächtigkeit kann auf bis zu 10 m geschätzt werden. Weiter unten am Hang liegt alpiner Schotter vor, der dem Bünten-Schotter zuzuordnen ist.

q_{wb} Willburg-Formation

Die Willburg-Formation ist eine Lockergesteinsabfolge, deren Aufbau mangels Aufschlüssen nicht im Detail angegeben werden kann. Sie tritt rechts des Rheins in einem ungefähr 1 km breiten Streifen zwischen Nollingen und Schwörstadt-Oberdorf auf und liegt hangwärts der Geländekante, welche die Tieferen Deckenschotter bzw. die mesozoischen Schichten gegen die Niederterrassenflächen absetzt (s.a. Taf. II, Profil 2). Anhand von Lesesteinen, Wurzeltellern von umgestürzten Bäumen und flachen Weganschnitten ist zu erkennen, dass es sich vor allem um lehmigen Kies und siltigen Sand handelt. Wo diese Einheit die Tieferen Deckenschotter oder den zur Hochterrasse gehörenden Beuggen- und Unterdorf-Schotter (s.o.) überlagert, ist die Abgrenzung wegen der Verwitterungsschicht der liegenden Schotter schwierig. Dass es sich bei der Willburg-Formation aber nicht (bzw. nicht nur) um ein Verwitterungsprodukt des Liegenden handelt, kann anhand einiger weniger Aufschlüsse klar erkannt werden. So war in einem durch eine kleine Rutschung freigelegten Hanganschnitt beim Hirschbächle nördlich der Nagelfluhhöhle ein lehmiger Schotter aufgeschlossen, der ausschliesslich aus Quarzkomponenten besteht. Er weist ein korngestütztes Gefüge und zum Teil Dachziegelschichtung auf, wurde also in fließendem Wasser abgelagert. Das Ursprungsgestein, welches das Geröllmaterial lieferte, muss vor seiner Aufarbeitung und Umlagerung vollständig verwittert gewesen sein. In einem Aufschluss auf der linken Talseite des Bachtals nördlich von Schwörstadt-Unterdorf war die Vergesellschaftung von derartigem Kies mit Sand, der lokal Gastropodengehäuse enthält, erkennbar.

Die zeitliche Einordnung der Willburg-Formation orientiert sich am Alter der jüngsten liegenden Einheiten (Beuggen- und Unterdorf-Schotter) und der Tatsache, dass die angrenzende Niederterrasse keine solche Bedeckung trägt. Demnach

wäre die Willburg-Formation dem Ende der Beringen-Eiszeit oder dem Letzten Interglazial zuzuordnen. Dies wird durch die weit verbreitete Lössdecke (s.u.) im Hangenden dieser Formation unterstrichen.

q_{HT} Hochterrassenschotter, undifferenziert

Die im Ergolzthal, in seinen Seitentälern und im Tal des Magdenerbachs nicht stratigraphisch gliederbaren und kaum zeitlich genauer einzuordnenden Hochterrassenschotter bestehen im Wesentlichen aus Jurageröllen und untergeordnet alpinen Komponenten (SCHMASSMANN 1970a) mit Sand und wenig Silt. Teilweise sind sie verkittet, so am Schillingsrain in Liestal und im Voreinschnitt des Südportals des Adlertunnels; dort tritt talrandlich auch eine siltig-tonige Stillwasserfazies auf, zudem sind sie mit Hangschutt verzahnt (HAUBER 1996). Eine für die Hochterrassenschotter im Rheintal typische Bedeckung durch Löss- und Lösslehm ist im Ergolzthal nicht vorhanden oder nicht deutlich ausgeprägt.

Die Hochterrassenschotter treten im Ergolzthal fast ausschliesslich auf der linken Talseite auf, ausgedehnt zwischen Frenkendorf und Liestal, in kleineren Terrassenrelikten bei den Einmündungen der südlichen Seitenbäche in die Ergolz. Hochterrassenschotter kommen ausserdem im Tal der (Hinteren) Frenke nördlich und südlich von Frenkendorf sowie im Tal des Magdenerbachs in Magden vor. Das Aufschotterungsniveau steigt von gut 320 m ü.M. nördlich von Frenkendorf auf je 415 m ü.M. bei Gelterkinden bzw. bei Beuggen südwestlich von Bubendorf an. Die Höhendifferenz zwischen dem Aufschotterungsniveau der Hochterrasse und demjenigen der Niederterrasse (Ergolzthal-Formation, s. S. 93ff.) beläuft sich im mittleren Ergolzthal auf etwa 20–30 m (SUTER 1926, SCHMASSMANN 1970a).

Abgesehen von ihrer morphostratigraphischen Position, die bloss eine grobe, relative Alterszuweisung ermöglicht, gibt es nur spärliche Anhaltspunkte zur genaueren stratigraphischen Einstufung der Hochterrassenschotter im Ergolzthal. Eine Fortsetzung des kleinen Schottervorkommens beim Kreuzfeldhof nördlich von Füllinsdorf in den Feldhof-Schotter (s. S. 84, Habsburg-Eiszeit) ist denkbar, und bei Lausen konnte teilweise ein genetischer Zusammenhang mit Grundmoräne eines Vorstosses des Walliser Gletschers nachweisen werden (LEUTHARDT 1920).

Gute Aufschlüsse ergab der Bahneinschnitt südlich der Altstadt von Liestal (STRÜBIN 1901c, 1904a), wo auch eine Verzahnung mit Till zu beobachten war. LEUTHARDT (1932) beschreibt die Verhältnisse am Hasenbühl in Liestal. Heute aufgeschlossen ist Hochterrassenschotter im Ergolzthal beim Robinsonspielplatz Hülfteschanz nördlich von Frenkendorf (Koord. 2620.835/1262.600).

Mittleres–Spätes Pleistozän

L Löss, Lösslehm

Löss, ein äolisches Sediment, besteht aus Silt, Ton und wenig Feinsand und führt ausserdem Glimmer (GUTZWILLER 1901). Das feinkörnige Material (Staub) wurde aus ausgedehnten Schotterebenen ausgeblasen und auf die höheren Terrassen und Plateaus verfrachtet. Feinschichtung, Durchwurzelungsspuren und organisches Material treten im Löss verbreitet auf. Die Körner (Quarz, Feldspat, Karbonate) sind im frischen Zustand durch Kalkzementbrücken verbunden. Dadurch ist der Löss gut standfest und bleibt lange Zeit auch in senkrechten Anschnitten stehen. Einsickerndes Wasser löst jedoch die Kalkbrücken auf, wodurch Lösslehm entsteht.

Grosse Bereiche der Nordhälfte des Gebiets von Blatt Sissach-Rheinfelden entlang des Hochrheintals im weiteren Sinn sind von Löss und Lösslehm bedeckt. Die wesentlichen Verbreitungsgebiete sind die Hügel des südlichen Dinkelbergs, wo der Löss meist mesozoische Schichten und ältere eiszeitliche Schotter überdeckt, sowie das Gebiet südlich des Rheins bis zu einer Linie Frenkendorf–Olsberg–Magden–Zeiningen–Wallbach, wo er die Höheren und Tieferen Deckschotter bedeckt und im Möhliner Feld die Schotter der Hochterrasse überlagert. Seine Mächtigkeit beträgt stellenweise über 20 m (Stelli, südöstlich von Kaiseraugst). Bemerkenswert ist, dass Löss auf den Niederterrassen fehlt; lediglich abgeschwemmter Lösslehm kommt dort lokal vor. Es existieren nur wenige Angaben zum genauen Aufbau dieser Ablagerungen im Gebiet von Blatt Sissach-Rheinfelden, von denen die Arbeit von GAAR & PREUSSER (2017) die aktuellste ist. Untersuchungen zum Polleninhalt der Ablagerungen stammen z.B. von MÜLLER (1958, auf Deckenschottern im Frauwald) und HÄRRI (1932, Breitsee im Möhliner Feld). Es ist nicht klar, ob alle Lössvorkommen demselben Zeitabschnitt entstammen. So scheint der Löss auf Deckenschottern mindestens teilweise deutlich stärker verlehmt, das heisst entkalkt zu sein als jener vom Möhliner Feld und könnte daher älter sein.

Eine 12,3 m tiefe Forschungsbohrung beim Hübel im Möhliner Feld (Koord. 2633.328/1268.689, GAAR & PREUSSER 2017) schloss zuunterst frischen Kies des Möhlinerfeld-Schotters auf, der von einem über 4 m mächtigen, vollständig verwitterten Diamikt (Paläoboden auf dem liegenden Schotter) überlagert wird. Darüber folgt eine rund 7 m mächtige Lössabfolge, die in den Abschnitten 6,2–5,9 m und 1,6–0 m kalkfrei ist. Die Datierung mit der OSL-Methode ergab, dass die Abfolge in drei Phasen abgelagert wurde. Der Löss unter der unteren entkalkten Lage wurde auf rund 60 ka BP datiert, während der Löss darüber ca. 33 ka alt ist. Der obere kalkfreie Abschnitt entstand vor rund 20 ka. Die ganze Abfolge wurde somit nach dem Letzten Interglazial abgelagert. Dieses dürfte durch den mächtigen Paläoboden über dem Möhlinerfeld-Schotter repräsentiert sein.

Aufschlüsse von Löss finden sich in den ehemaligen Lössgruben nordwestlich von Giebenach (Koord. 2622.150/1264.300, 2622.175/1264.200, auf Tieferen Decken-

schottern), in der Grube östlich des Chrüzgrabe bei Olsberg (Koord. 2624.840/1264.140, auf Höheren Deckenschottern) und in der Grube auf dem Berg südlich von Rheinfeldern AG (Koord. 2626.500/1265.480, auf Tieferen Deckenschottern, s.a. FRÜH 1907). Ein weiterer, kleiner Lössaufschluss (auf Hochterrassenschotter) befindet sich am Hundsruge südwestlich von Wallbach AG (Koord. 2633.575/1267.100, 335 m ü.M.). Dort sind rund 2 m Löss ersichtlich, welcher die typischen Kalkkonkretionen (Lösskindl) sowie recht zahlreiche Gastropodengehäuse enthält.

Eine Eigentümlichkeit innerhalb der Lössflächen stellt der Breitsee im Norden des Möhliner Feldes dar. Während alle übrigen Geländesenken in diesem Gebiet von Schwemmlehm aus Lössmaterial gefüllt sind und in Richtung der Terrassenkante offen sind, liegt hier eine Senke ohne oberirdischen Abfluss vor (s. S. 160). Es gibt im Gelände keine Hinweise, dass eine ursprünglich offene Geländemulde durch beispielsweise eine Rutschmasse versperrt worden sein könnte. Möglich wäre, dass es sich bei dieser Depression um eine grosse Doline bzw. den oberflächlichen Ausdruck von Subrosion handelt. Immerhin liegt die Felsoberfläche in diesem Bereich im Vergleich zum restlichen Möhliner Feld relativ hoch und wäre dort in lediglich rund 20 m Tiefe zu erwarten.

Spätes Pleistozän

BIRRFELD-EISZEIT

(Letzte Eiszeit)

Während der Birrfeld-Eiszeit fanden mehrere durch Warmphasen (Interstadiale) getrennte Eisvorstöße in das Alpenvorland statt (Fig. 20). Abgesehen von den oben erwähnten Lössdatierungen, den bis 45 ka cal BP zurückreichenden lakustrischen Sedimenten im Bergsee nördlich von Bad Säckingen (DUPRAT-OUALID et al. 2017, s.a. BECKER et al. 2006) und eines mittels ^{14}C auf >58 ka datierten Holzfundes aus der sandigen Basis der Niederterrassenschotter (Ergolzthal-Formation) nördlich von Frenkendorf (Bohrung bei Koord. 2621.092/1262.981, SCHÄRER & SCHMASSMANN 1987) liegen bisher keine Nachweise von Ablagerungen der früheren Abschnitte dieser Eiszeit im Gebiet von Blatt Sissach-Rheinfeldern vor.

Die an der Geländeoberfläche auftretenden letzteiszeitlichen Bildungen beschränken sich auf das oberste Niveau der Niederterrassenschotter sowie das obere Niveau der Ergolzthal-Formation (s.u.).

In einzelnen Kiesgruben kann (bzw. konnte) eine Gliederung der Niederterrassenschotter festgestellt werden, die auf längere Sedimentationsunterbrüche oder Erosionsphasen hinweisen, was bedeutet, dass die Ablagerung der Niederterrassenschotter vor dem letzteiszeitlichen Maximum begann.

GRAUL (1962a) beschreibt aus der mittlerweile wieder fast vollständig aufgefüllten Kiesgrube Rütte in Rheinfeldern (Baden) (Koord. ca. 2625.400/1267.700) eine mehrgliedrige Schotterabfolge mit feinkörnigen Zwischenlagen. Die unterste

Kieseinheit deutet er wegen des relativ hohen Feinanteils als Periglazialschotter lokaler Herkunft. Darüber folgt eine Gastropodengehäuse führende Lehmlage, welche von einer ausgeprägten Groblage überdeckt wird, die gegen oben in grauen alpinen Schotter übergeht. Dieser wird überlagert von einer reliktsch erhaltenen Einschaltung von Lehm, die wiederum Gastropodengehäuse führt. Den Abschluss bildet alpiner Schotter, der ebenfalls mit einer Groblage beginnt. Die Untersuchung der Gastropodengehäuse führenden Abschnitte (M. und K. Brunnacker in GRAUL 1962a) ergab Hinweise auf eine schwache Bodenbildung (Vergleyung) sowie eine recht artenreiche Gastropodenfauna, die auf ein aquatisches Ablagerungsmilieu der beiden Lehmschichten sowie auf einen gewissen Strauch- und Baumbestand in der Umgebung hinweist, dies in einem kühleren Klima als heute, das jedoch nicht als «vollglazial» gedeutet wird. Gemäss M. und K. Brunnacker in GRAUL (1962a) ist für die Fauna in der unteren Lehmschicht ein interstadiales und für diejenige in der oberen Lehmschicht eher ein späthochglaziales Klima anzunehmen.

In der heute ebenfalls weitgehend wieder aufgefüllten Kiesgrube Burgfeld südöstlich von Herten (Koord. 2621.300/1266.350) wird die Kiesabfolge in etwa 8 m Tiefe durch eine Lage mit sehr häufigen und bis ca. 1 m mächtigen Sandlinsen gegliedert. In den obersten rund 2 m des unteren Schotters finden sich zudem zahlreiche Blöcke bis 2 m³ Grösse. Dabei handelt es sich überwiegend um Kalke der Schinznach-Formation. Auch einige Kristallingesteine sowie gelegentliche Blöcke verkitteten Schotters sind darunter. Das Alter des unteren Schotters wurde von KOCK et al. (2009) mittels OSL-Datierung einer Sandprobe mit 16,8 ka BP bestimmt. Auch in der Kiesgrube Wallbach (Baden) (Koord. 2636.400/1268.350) ist eine ausgeprägte Groblage entwickelt, welche die Schotterabfolge etwa 4 m unter Terrain unterbricht. Hier bestehen die Blöcke überwiegend aus rotem relativ feinkörnigem Granit, wie er im Gebiet nördlich von Bad Säckingen vorkommt. Der untere Schotter wurde von KOCK et al. (2009) mittels OSL-Methode auf 27,5 ka BP datiert.

q_{NT1} Niederterrassenschotter, oberstes Niveau

Die Gerölle der Niederterrassenschotter im Rheintal sind frisch und unverwittert und widerspiegeln das ganze Einzugsgebiet des Rheins. Die Rundung der Gerölle ist gut, und es ist, abgesehen von Rollkieslagen, immer auch reichlich Sand vorhanden. Verkittung kommt vor, jedoch eher selten. In Talrandnähe ist im Bereich von einmündenden Seitentälern und Schwemmrinnen eine Überdeckung des obersten Niveaus der Niederterrassenschotter durch Bachschutt und Schwemmlern vorhanden.

Die Niederterrassenflächen im Rheintal wurden von verschiedenen Autoren eingehend untersucht (z.B. HUG 1909, ERB 1936, WITTMANN 1961), wobei auch Korrelationen mit den Gletscherständen des Maximalvorstosses und späterer Wiedervorstösse der Letzten Eiszeit versucht wurden. Am umfassendsten tut dies

GRAUL (1962b), der sich nicht auf das Rheingletschergebiet beschränkt, sondern die gesamten zur Nordsee entwässernden Gletschersysteme der Nordschweiz berücksichtigt. Zwar sind sich die Autoren durchaus einig, dass mehrere Terrassensysteme zu erkennen sind. Darüber, wie diese im Hochrheintal unterhalb der Aaremündung zusammenzuhängen und mit Gletscherständen im nördlichen Mittelland zu korrelieren sind, besteht jedoch weitgehend Uneinigkeit (s. S. 66ff.).

Auf Blatt Sissach-Rheinfelden wurden drei Gruppen von Niederterrassen ausgeschieden, die morphologisch (Höhenlage der Terrassenflächen und Verlauf von Terrassenkanten) klar voneinander abzugrenzen sind. Es wurde darauf verzichtet, sie entsprechend den Niederterrassenflächen in der zentralen Nordschweiz einem bestimmten Gletscherstand zuzuordnen.

Das oberste Niveau der Niederterrassenschotter im Kartengebiet liegt auf einer Höhe von rund 300 m ü.M. Es erstreckt sich ausschliesslich links des Rheins, ausgehend von einer Reihe kleiner Terrassenreste entlang des Nordwestrandes des Möhliner Feldes, in einem teils grossflächigen Streifen über Möhlin, Rheinfelden AG und Augst nach Pratteln. Ein weiterer, rheinaufwärts liegender Terrassenrest in Wallbach AG mit einer Höhe von etwa 305 m ü.M. dürfte ebenfalls zum obersten Niveau der Niederterrassenschotter gehören. GRAUL (1962a) sieht dessen Fortsetzung flussaufwärts hingegen in den Geländeverflachungen von Chisholz und Widmatthof (beide auf rund 315 m ü.M.), was im Kontext der Aufschlussverhältnisse (vgl. Fig. 24) und Bohrergebnisse allerdings wenig wahrscheinlich ist.

Es liegen nur wenige Datierungen von Niederterrassenschottern vor. KOCK et al. (2009) kommen anhand von OSL- und U/Th-Datierungen zum Schluss, dass der Aufbau der Niederterrassen zum obersten Niveau ab ca. 30 ka BP in zwei Phasen bis ca. 11 ka BP andauerte. Erst später – also im Holozän – begann der Rhein, sich in dieses Aufschotterungsniveau einzuschneiden, wobei die unten beschriebenen, tieferen Terrassen entstanden. Das steht insofern im Einklang mit der Beobachtung, dass die Niederterrassen im Gebiet von Blatt Sissach-Rheinfelden nirgends von Löss überlagert werden, der hier mindestens bis etwa 20 ka BP abgelagert wurde (GAAR & PREUSSER 2017). Zu diesem Zeitpunkt hatte der Rückzug der alpinen Gletscher längst begonnen. Überraschend sind diese Daten und die sich daraus ergebende Folgerung allerdings vor dem Hintergrund, dass die alpinen Gletscher sich – unterbrochen von mehreren kurzen Wiedervorstössen (Stadialen) – bereits vor 15 ka BP in die Alpen zurückgezogen hatten (PREUSSER et al. 2011, Fig. 17). Damit sind wohl alle bisherigen Versuche, die Niederterrassen am Hochrhein mit Rückzugsstadien zu korrelieren, grundsätzlich infrage gestellt.

q_{SE1} Ergolzthal-Formation, oberes Niveau

Als Ergolzthal-Formation werden die Schotter des morphologisch meist deutlich erkennbaren Terrassensystems des tieferen Aufschotterungsniveaus im Ergolzthal, in seinen Seitentälern und im Tal des Magdenerbachs bezeichnet. Litholo-

gisch handelt es sich um Kalkschotter (sandigen Kies) aus Gesteinen des Juras und der Juranagelfluh mit mässig bis gut gerundeten Komponenten, der wechselnde Anteile von Silt und Ton enthält (SUTER 1926, SCHMASSMANN 1970a).

An der Einmündung des Ergolztals in das Rheintal liegt geringmächtiger Ergolzschotter über Rheinschotter der Niederterrasse (oberstes Niveau). Im Gebiet von Rüti bei Pratteln beobachtete GUTZWILLER (1894) zudem die Andeutung einer Wechsellagerung von Ergolz- und Rheinschotter.

Aufgrund ihrer Lagerungsbeziehung mit dem obersten Niveau der Niederterrassenschotter im Rheintal wie auch der fehlenden Lössbedeckung (vgl. KOCK et al. 2009) wird das obere Niveau der Ergolztal-Formation in das ausgehende Späte Pleistozän eingestuft. Es kann aber durchaus sein, dass die Ergolztal-Formation, mindestens lokal, auch ältere Schotteranteile enthält.

Aus diesem Grund, und um eine Verwechslung mit dem rezenten Schotter der Ergolz zu vermeiden, wird der Name Ergolztal-Formation verwendet (s. GRAF & BURKHALTER 2016, 2018 zur Benennung von lithostratigraphischen Einheiten des Quartärs).

Die Ergolztal-Formation stellt ein überwiegend nichtglazial induziertes Terrassensystem dar (BLÄSI et al. 2018a). Dominierende Faktoren für seine Entstehung könnten Frostwechsel- und Periglazialdynamik sowie die Niederschlagsverhältnisse sein. Aus genetischer Sicht sollte der Begriff Niederterrasse auf das Rheintal beschränkt werden; im morphostratigraphischen Sinn wird er hier für die Täler der Ergolz und ihrer Zuflüsse weiterverwendet.

Pleistozän oder Holozän

q_{NT2} Niederterrassenschotter, zweitoberstes Niveau

Das zweitoberste Niveau der Niederterrassenschotter liegt im Kartengebiet rund 5 m tiefer (auf ca. 295 m ü.M.) als das oberste Niveau (s.o.). Es erstreckt sich vom Nordostrand des Möhliner Feldes rheinabwärts in das Gebiet des Heimeholzes nördlich von Möhlin-Riburg, wo es grosse Flächen einnimmt. Die höhere Terrassenfläche westlich von Bad Säckingen, jene von Öflingen und die höhere Terrassenfläche zwischen Schwörstadt-Unterdorf und Riedmatt werden ebenfalls zum zweitobersten Niveau der Niederterrassenschotter gestellt.

Auf allen Schotterflächen der Niederterrasse, speziell auf jener des zweitobersten Niveaus im Gebiet Vogelsang-Riburghölzli-Heimeholz, lassen sich im Gelände und besonders im hochauflösenden digitalen Geländemodell swiss-ALTI^{3D} ehemalige Fluss- und Giessenläufe erkennen (s. a. KOCK et al. 2009, Fig. 3).

q_{NT3} Niederterrassenschotter, untere Niveaus

Alle tiefer liegenden Terrassenflächen werden in einem dritten, nicht weiter differenzierbaren Niveau zusammengefasst. Die unteren Niveaus der Niederterrassenschotter treten beiderseits des Rheins auf, zum einen zwischen Bad Säckingen und dem Kraftwerk Ryburg-Schwörstadt, wo die Terrassenfläche zwischen Brennet und Schwörstadt eine ausgeprägte Neigung zum Rhein hin zeigt, zum andern zwischen dem Schloss Beuggen und Augst, mit der ausgedehnten Terrasse von Rheinfeldern (Baden), deren rheinferner Teil zwischen Hertzen und Nollingen (mit Oberkante auf ca. 285 m ü.M.) allenfalls auch separat ausgeschieden werden könnte.

q_{SE2} Ergolzta-Formation, unteres Niveau

Zwischen Frenkendorf und Hülftenhof im unteren Ergolzta erstreckt sich links der Ergolz eine tiefere Terrasse der Ergolzta-Formation. Diese liegt rund 10 m tiefer als das westlich anschliessende obere Niveau dieser Formation. Das untere Niveau der Ergolzta-Formation tritt noch einmal bei der Einmündung des Ergolzta in das Rheintal auf, wo seine Höhe derjenigen des unteren Niveaus der Niederterrassenschotter im Rheintal entspricht. Die Abgrenzung gegenüber diesen ist in der Umgebung der Haltestelle Pratteln Salina Raurica arbiträr.

Rutschmassen

Die auf Blatt Sissach-Rheinfeldern dargestellten Rutschmassen wurden zusätzlich zur eigentlichen Feldaufnahme auch mittels Analyse der hochauflösenden digitalen Geländemodelle der Schweiz und Deutschlands sowie 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 oder untiefe Rutschphänomene mittels einzelner Rutschsymbole auf der Fläche der betroffenen Formation dargestellt werden.

Die Bedingungen für die Entstehung von Rutschmassen – Bedeckung von tonreichem Fels durch Lockergestein (bzw. durch eine aufgelockerte Verwitterungsschicht) bei Anwesenheit von Wasser, insbesondere nach Starkniederschlägen – sind im Kartengebiet verbreitet gegeben. Solche tonreiche Einheiten sind im Kartengebiet vor allem der Opalinus-Ton, in etwas geringerem Mass auch die Zeglingen-Formation, seltener die Passwang-Formation, das Effingen-Member sowie der Keuper. Aber auch geringmächtige tonreiche Untereinheiten, wie beispielsweise die Movelier-Schichten im Hauptrogenstein, können zu lokalen Rutschungen führen.

Die grössten Rutschmassen im Kartengebiet befinden sich unterhalb der Tennikerflue, südwestlich und östlich von Thürnen (s.u.), unterhalb der Böckerflue, östlich und nördlich der Rickenbacherflue (z.B. im Gebiet Matt südöstlich



Fig. 28: Rutschmasse aus Opalinus-Ton in Schotter der Ergolz-Formation. Chienbergtunnel bei Sissach, Tagbautunnel West (Koord. 2627.890/1257.595). Foto M. Meyer, GIBS, 1999.

von Wintersingen, Koord. 2629.870/1259.500, 1992 niedergegangen, NYFELER 2002), in den Büelen südlich von Ormalingen sowie an den Abhängen des Kei östlich und nördlich von Rothenfluh. Sie alle liegen ganz oder grösstenteils über Opalinus-Ton. Die Rutschmasse von der Rickenbacherflue hinunter zum Hof Weid, die auch (verrutschten) Blockschutt enthält, betrachtete MOHLER (1933) als Ablagerung eines Felssturzes. Weitere grössere Rutschmassen treten am Nordhang des Zeiniger- und Chriesibergs auf; diese liegen über der Zeglingen-Formation.

Als grössere historische Rutschungen im Kartengebiet sind diejenige am Osthang des Halmet südwestlich von Magden (Koord. ca. 2627.850/1262.250 u. Umg.), die 1437 das Dorf Deschlikon (Deschlike) vollständig zerstörte (ROHR-WILLERS 2018), diejenige im Grütsch südwestlich von Thürnen (1758, SUTER 1989) sowie jene von Wisler nördlich von Böckten (1856, BUXTORF 1901b, s.a. LEUTHARDT 1911a, SCHMASSMANN 1953, SUTER 1989) zu nennen. Die Rutschmasse des Grütschs wurde verschiedentlich durchbohrt; sie ist im talwärtigen Bereich 15–22 m mächtig. Nicht belegt, aber aufgrund der geologischen Situation denkbar ist, dass neben Deschlikon auch andere Wüstungen (aufgegebene Siedlungen, z. B. HOFMANN 2018, S. 75) im Kartengebiet die Folge von Rutschungen sind, namentlich Ottelken (RIPPMANN 2001, S. 30) nordöstlich von Rothenfluh (Koord. ca. 2637.000/1257.300 u. Umg.), möglicherweise auch Ikte (Itkon, Ittikon usw., vgl. STEHLIN 1916, SCHAUB 1943) nordwestlich von Sissach (Koord. ca. 2627.650/1258.500 u. Umg.).

Einige Rutschungen wurden durch bauliche Eingriffe oder Kiesabbau ausgelöst, so 1859 östlich von Thürnen beim Bau der Bahnlinie Olten–Sissach (Hauensteinstrecke; NÜSPERLI 1863), 1970 südlich der Autobahnverzweigung bei Augst (A2/A3; L. Hauber in WACKERNAGEL 1970) und 1992 am Limperg nordwestlich von Sissach, verursacht durch Kiesabbau.

Abrutschende Hangschuttpakete wurden oft rotiert, so dass deren ursprünglich talwärts gerichtete Schichtung heute bergwärts einfällt, beispielsweise in der Grube Limperg nordwestlich von Sissach. Am Zirkelirain in Liestal war an der Basis eines verrutschten und rotierten Hangschuttpakets eine mitgeschürfte Scholle aus Opalinus-Ton sichtbar.

Hangverflachungen mit talseitigen Steilböschungen, die keine charakteristischen Phänomene aktiver Rutschbewegungen wie Anrisse oder Stauchwülste aufweisen, deuten auf das Vorhandensein alter Rutschmassen hin. Diese sind oft nicht eindeutig zu identifizieren und genau zu umreissen, weshalb sie auf der Karte nicht systematisch und teilweise als verrutschter Hangschutt ausgeschieden wurden (z.B. am östlichen Ende des Schleifenbergs bei Koord. 2623.300/1259.575). In landwirtschaftlich genutzten oder überbauten Gebieten können Rutschphänomene innerhalb einiger hundert Jahre überprägt werden, so dass sie nicht mehr deutlich in Erscheinung treten. Allerdings ist davon auszugehen, dass alte Rutschmassen auch wesentlich älter sein können, wie das Beispiel eines abgerutschten und in den Schotter der Ergolzthal-Formation eingelagerten Pakets aus Opalinus-Ton zeigt, das in der Tagbaustrecke beim Westportal des Chienbergtunnels zum Vorschein kam (Fig. 28).

Versackte Obere Süsswassermolasse

Vorkommen von versackter Basler Juranagelfluh am West- und Südhang der Hard nördlich von Sissach (Lucheren) wurden gesondert ausgeschieden, um sie deutlich von tektonisch tiefergelegter OSM zu unterscheiden und eine Fehlinterpretation der Auflagerung der Molasse zu vermeiden.

Sackungsmassen Zerrüttete 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 Sackungsmassen fliessend in zerrüttete Sackungsmassen übergehen können.

Im Gebiet von Blatt Sissach-Rheinfeldern finden sich teils zerrüttete Sackungsmassen nicht selten am Rand von Plateaus, die aus Kalk und Dolomit der Schinznach-Formation aufgebaut sind. Das Abbrechen und Abgleiten von Felspaketen (Felsrutschungen) wird durch Subrosion von Gips und Steinsalz in der liegenden Zeglingen-Formation begünstigt. Beispiele für Sackungsmassen aus «Oberem Muschelkalk» befinden sich in der Halde nordwestlich von Hertzen, am Südwesthang des Schönenbergs bei Maisprach, in der Bueholde nordwestlich von

Hellikon, am Nordhang von Zeiniger- und Chriesiberg oder in den Talhängen nördlich und westlich von Obermumpf.

Ebenfalls häufig sind Sackungsmassen am Rand von Hauptrogensteinplateaus, wo sie auf Opalinus-Ton und teils auch auf tonigen Untereinheiten der Passwang-Formation abgeglitten sind. Beispiele dafür finden sich am Chleine Sunnenberg (Koord. 2630.080/1264.950), am nördlichen, östlichen und südlichen Abhang des Chienbergs (Rickenbacher- und Böckterflue), am Süd- und Osthang des Farnsbergs (dort von BUXTORF 1901b als Felssturzmasse aufgefasst) und am Kei südlich von Wegensteten. Speziell erwähnenswert ist das allochthone Hauptrogensteinpaket nördlich von Hemmiken (Koord. 2634.160/1260.700), da auf der Anhöhe des Gugel sonst nirgends Hauptrogenstein ansteht, das heisst, das Herkunftsgebiet der Sackungsmasse nicht mehr vorhanden ist. Ferner liegt am Südhang der Hard nördlich von Sissach (Lucheren) eine teilweise zerrüttete Sackungsmasse aus Basler Juranagelflue (s.o.).

Oft sind die Sackungsmassen, wie auch angrenzende, noch kaum gravitativ bewegte Teile von Plateaus, insbesondere solche aus Kalk und Dolomit der Schinznach-Formation, begleitet von Spalten, Einsturzdolinen, teils auch Höhlen. Bekanntes Beispiel sind die «Helliker Löcher» nordwestlich von Hellikon (Koord. 2635.865/1262.300, s.S. 156f.). Fälle von gravitativ induzierten Spalten befinden sich am Südwestrand des Plateaus des Schönenbergs (Koord. 2631.600/1262.600 u. Umg.) und oben am Südwesthang des Zeinigerbergs (Koord. 2634.000/1265.470).

Blockschutt

Inwiefern es sich bei vorwiegend grobblockigen Ablagerungen im Kartengebiet um Berg- und Felssturzablagerungen, das heisst um Produkte von Sturzereignissen handelt, ist nicht überall mit Sicherheit zu bestimmen. 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 oder umgekehrt bei einigen zerrütteten Sackungsmassen um eigentliche Berg- und Felssturzablagerungen handeln.

Mehrere grössere Vorkommen von Blockschutt wurden an den Nordhängen des Zeinigerbergs, des Chriesibergs und der Mumpferflue ausgeschieden, ein weiteres befindet sich unterhalb der Böckterflue.

Hangschutt

Verlehmtter Hangschutt, Solifluktionsschutt

«Trockener» Hangschutt besteht aus abgewitterten Gesteinsbruchstücken vorwiegend in Kiesfraktion mit wenig Sand und Silt und tritt vor allem unterhalb von Felswänden (v.a. Schinznach-Formation und Hauptrogenstein) auf. «Trockener» Hangschutt ist meist gut wasserdurchlässig; stellenweise ist er verkittet. Ver-

kitteter Hangschutt wurde beispielsweise am östlichen Ausläufer des Adlers nordwestlich von Frenkendorf, am Südosthang des Sonnenbergs bei Maisprach oder beim Rebacher östlich von Sissach festgestellt. Dort konnte beim ehemaligen Bauernhof sogar ein Keller in den verkitteten Hangschutt gegraben werden.

Verlehmtter Hangschutt findet sich an Hängen aus Material mit bedeutendem Tonanteil bzw. aus Material, das bei der Verwitterung teilweise zu Tonmineralien umgewandelt wird, gleichzeitig aber auch Gesteinsbruchstücke liefert (z.B. Keuper, Passwang-Formation, Effingen-Member, pleistozäne Lockergesteine). Das beige kiesig-siltig-tonige Material ist nicht abbauwürdig und deshalb kaum aufgeschlossen. 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. Wie der «trockene» ist auch der verlehmtte Hangschutt im Kartengebiet weit verbreitet. Ausgedehnte Vorkommen von verlehmttem Hangschutt liegen beispielsweise am Nord- und Südrand des Rheintals und bestehen dort oft aus Abschwemmungen von früh- und mittelpleistozänen Schottern.

Bei den als «trockener» oder verlehmtter Hangschutt ausgeschiedenen Arealen handelt es sich vielfach um Komplexe aus verschiedenartigen Hangsedimenten, an deren Aufbau neben Hangschutt auch kleinere versackte Gesteinspakete, Rutschmassen (s.o.), Felssturzschutt, Hanglehm usw. beteiligt sein können, wobei eine genauere Gliederung aufgrund der meist ungenügenden Aufschlussverhältnisse nur selten durchzuführen 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). Stellenweise tritt Hangschutt (s.l.) in beträchtlicher Mächtigkeit auf (bis 64 m, in einer Sondierbohrung für den Chienbergtunnel nordöstlich von Sissach, s. Fig. 34, S. 179).

Am Fuss von Felsbändern wird Hangschutt auch heute noch gebildet. Seine Genese dürfte aber, mindestens lokal, auch in das Pleistozän reichen. Einen Anhaltspunkt hierzu gibt der Fund eines oberen Molars (Zahnkeim) eines subadulten Mammuts im Chüzgrabe nordwestlich von Olsberg (Koord. 2624.353/1264.029) in verlehmttem Hangschutt (schriftl. Mitt. E. Jacobs; vgl. STRÜBIN 1904c). Ob der Zahn direkt im Hangschutt abgelagert wurde oder umgelagert ist, ist unklar. In letzterem Fall kämen als Herkunft die Tieferen Deckenschotter infrage, wobei auch die Höheren Deckenschotter oder die Lössbedeckung der Deckenschotter nicht ausgeschlossen werden können.

q_L Verwitterungslehm, Hanglehm, Schwemmlehm, Fliesserde

Vorwiegend auf Kuppen und in flachen Mulden über ton- oder siltreichen Ausgangsgesteinen (v.a. Keuper, Opalinus-Ton), aber auch über vorwiegend karbonatischen Einheiten (Schinznach-Formation, Hauptrogenstein) sowie Löss tritt oft eine Bedeckung aus Lehm auf, d.h. hellbraunem bis beigebraunem siltigem Ton bis tonigem Silt mit wenig Feinsand, 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.

Im Tal von Olsberg wurde Schwemmlehm mit einer Mächtigkeit von bis rund 10 m festgestellt. Lehm tritt fast ausnahmslos in künstlichen Aufschlüssen wie Baugruben, schnell verfallenden Weganschnitten und offengelassenen Gruben zutage. Anhaltspunkte über Alter und Sedimentationsrate von Lehm geben die beiden folgenden Aufschlüsse. In einer Sondierung für den Neubau des Schulhauses an der Hofmattstrasse in Frenkendorf (Koord. 2620.825/1261.715) wurde eine römische Trümmerschicht festgestellt, die von einer 2 m dicken Lehmschicht überlagert ist, und auf einer Hangterrasse bei Maren oberhalb von Ormalingen (Koord. 2631.970/125.7880) wurde eisenzeitlicher Flachmoortorf (s.u.) angeschnitten, der mit einer ca. 1 m mächtigen Lehmschicht mit grossen Steinblöcken überdeckt ist.

Bachschuttfächer, Schwemmkegel

q_b Bachschutt

Durch gravitative Prozesse in offene Gerinne verfrachtetes verwittertes Gesteinsmaterial wird durch Bäche weitertransportiert, wobei es eine Sortierung nach Korngrössen erfährt. Im eigentlichen Gerinnebereich eines Bachs ist meist siltig-toniger Schotter mit oft kantengerundeten Geröllen verbreitet, während in den Bachschuttfächern bzw. 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.

Im Kartengebiet kann Bachschutt von respektabler Mächtigkeit sein. In einer Bohrung am Oberlauf des Violenbachs bei Sennweid (S97, Koord. 2626.272/1262.571, s.S. 174) und einer im Tal des Buuserbachs oberhalb von Maisprach (Koord. 2630.956/1263.480) wurden 10,7 bzw. 10 m Bachschutt angetroffen.

Kalksinter (Quelltuff)

Kalksinter (Quelltuff) tritt vor allem bei Wasseraustritten aus dem Hauptrogenstein und der Schinznach-Formation auf. Grössere Vorkommen finden sich im Tal des Dübachs nordöstlich von Rothenfluh und an der Westflanke des Kei, beim Weierhof südöstlich von Ormalingen sowie am linken Talhang des Buuserbachtals zwischen Buus und Maisprach. Versinterter Felsaufschlüsse lassen sich in beschatteten Bachbetten beobachten, wobei der Sinterbelag oft erosiv angegriffen ist.

Holozän

Torfmoor, z. T. drainiert

Einziges aktuelles Torfmoor im Gebiet von Blatt Sissach-Rheinfeldern ist der Breitsee im nördlichen Möhliner Feld, bei dem es sich um ein Flachmoor mit zwei kleinen, seichten Wasserflächen handelt. Das Flachmoor liegt in einer Senke ohne (natürlichen) oberirdischen Abfluss über Lösslehm. Die Mächtigkeit des Torfs liegt bei maximal 0,8 m (HÄRRI 1932, dort auch Profile und Pollenanalysen). Das Material befindet sich in fortgeschrittener Zersetzung, da das Moor 1827 trockengelegt und aufgeforstet wurde (HÄRRI 1932); ab 1968 wurden Renaturierungsmassnahmen eingeleitet.

Auf einer Hangterrasse bei Maren oberhalb von Ormalingen (Koord. 2631.970/1257.880, ca. 445 m ü.M.) wurde eine 0,5–0,8 m dicke Holz- und Torfschicht eines Flachmoors angeschnitten, die von einer etwa 1 m mächtigen Lehm- schicht mit grossen Steinblöcken überdeckt war. ¹⁴C-Messungen am organischen Material ergaben ein Alter von ca. 445–305 v. Chr. (Eisenzeit).

Sümpfe, vernässte Böden

Durch den Bau des Kraftwerkes Ryburg-Schwörstadt 1931 bildete sich an der Mündung der Wehra in den Rhein ein flacher See mit einigen Inseln (STADT WEHR o. J.). Dieser wurde später durch Aufschüttungen teilweise verfüllt und sein westlicher Teil durch einen Damm von Wehra und Rhein getrennt. Die Wehrabucht, deren südöstlicher Bereich am Verlanden und versumpft ist, ist ein Naturschutzgebiet.

Am linken Ufer des Rheins gegenüber von Schwörstadt, ebenfalls im Staube- reich des Kraftwerkes Ryburg-Schwörstadt, liegt das Naturreservat Haumättli, ein Auengebiet von nationaler Bedeutung, dessen tiefer gelegene Bereiche versumpft sind.

Oberhalb der beiden Talweiher am Oberlauf der Ergolz bei Anwil befindet sich eine grosse, ursprünglich als Wässermatte genutzte Feuchtwiese. Die Talweiher

wurden 1965 im Rahmen der Felderregulierung Anwil zu Naturschutzzwecken aufgestaut und 1976 unter kantonalen Schutz gestellt (EBENRAIN-ZENTRUM o. J.).

q_a Rezente Alluvionen

Im Gegensatz zu Bachschutt (s.o.), 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 zum Teil feinsandigem, zum Teil kiesigem Schwemmlern (Hochflutablagerung) bedeckt ist.

Künstlich verändertes Gelände

Als künstlich verändertes Gelände wurden diejenigen Areale im Kartengebiet ausgeschieden, in denen das ursprüngliche Gelände durch grossflächige Abtragungen und Aufschüttungen im Zuge von Bauarbeiten umgestaltet wurde. Entsprechend werden auch diejenigen Bahn- und Strasseneinschnitte dargestellt, deren geologische Verhältnisse nicht genau bekannt sind bzw. rekonstruiert werden konnten.

Umfangreiche künstliche Terrainveränderungen wurden vorwiegend im Zusammenhang mit dem Bau der Autobahnen und Hauptstrassen (z.B. Tagbautunnel Schönthal, S. 180) sowie der Schienenverkehrswege vorgenommen.

Weiter ist das Gelände im Umfeld der Rheinkraftwerke (Ryburg-Schwörstadt, Rheinfelden, Augst-Wyhlen) in unterschiedlichem Mass künstlich verändert. Eine der grössten künstlichen Terrainveränderungen im Kartengebiet ist jene von Rinau östlich von Kaiseraugst, zwischen der Kantonsstrasse Kaiseraugst-Rheinfelden und der Bahnlinie. In diesem Gebiet wurde früher Kies abgebaut; heute wird das Areal vom Gewerbe (u.a. der Bananenreiferei der Coop) genutzt. Ferner wurde 1968 der östliche Teil der Wehrabucht mit Aushubmaterial aus dem Bau des Kraftwerks Säckingen verfüllt (STADT WEHR o. J.) und das Gelände im Bereich Kläranlage-Nagelfluhe umgestaltet.

Künstliche Aufschüttungen, verfüllte Gruben

Zahlreiche künstliche Aufschüttungen finden sich entlang von grösseren und kleineren Verkehrswegen. Beim Bau von Strassen und Bahnlinien wurde Erdmaterial unterschiedlicher Art, teils kalkstabilisiert, zu Dämmen, Brückenköpfen usw. geschüttet. Ebenfalls im Zusammenhang mit dem Bau von Verkehrswegen

stehen künstliche Auffüllungen bei Tagbaustrecken von Tunneln sowie Deponien von Aushubmaterial; als Beispiel hierfür ist die Deponie Kipp zwischen Tecknau und Gelterkinden zu nennen (Koord. 2632.700/1256.200), auf welcher Ausbruchmaterial aus dem Hauenstein-Basistunnel abgelagert wurde. Zudem wurde hier ein Teil des Materials, das für die Aufschüttung des Bahndamms von Gelterkinden weiterverwendet wurde, zwischengelagert.

Weitverbreitet sind vollständig oder teilweise verfüllte bzw. in Verfüllung begriffene stillgelegte Materialabbaustellen, von denen die verfüllten Kiesgruben in den Niederterrassenschottern des Rheintals die grössten Flächen einnehmen.

Eine weitere Kategorie von künstlichen Aufschüttungen und verfüllten Gruben stellen die Deponien dar. Als grösste davon sind zu nennen (s.a. S. 153):

- Buchhaldengraben (Buechholde), westlich von Seltisberg, seit 1963 in Betrieb, Inertstoffdeponie.
- Höli, nördlich von Liestal, seit 2010 in Betrieb, Inertstoffdeponie.
- Elbisgraben, nördlich von Liestal, seit 1983 in Betrieb, Reststoff-, Schlacke- und Reaktordeponie, mit Basisabdichtung und Entwässerung sowie aktiver Entgasung.
- Lindenstock, nordöstlich von Liestal, 1948–1994 in Betrieb, ursprünglich Deponie für Kehricht und Gewerbeabfälle, ab 1991 nur noch für Bauschutt und Aushubmaterial (BÜRGERGEMEINDE LIESTAL o. J.).
- Chueftel, nordöstlich von Lausen, Inertstoffdeponie.
- Strickrain, nordwestlich von Sissach, seit 1965 in Betrieb, Inertstoffdeponie.
- Deponie Metzgergrube, Rheinfelden (Baden), ehemalige Multikomponentendeponie.
- Deponie Zielgasse, Rheinfelden (Baden), ehemalige Industriemülldeponie.
- Karsau, östlich des Orts, 1971–2005 in Betrieb, nach wie vor überwacht, mit Basis- und Oberflächenabdichtung, Industrieabfälle.
- Deponie Wäberhölzli, südöstlich des Kraftwerks Rheinfelden, ehemalige Kehrichtdeponie.
- Salinendeponie, nördlich der Saline Riburg, ehemalige Deponie für Salzproduktionsabfälle.
- Lachengraben, westlich von Öflingen, seit 1976 in Betrieb, zurzeit werden nur noch Schlacke und Inertstoffe abgelagert.

Ausserdem wurden vielerorts auch natürliche Hohlformen in der Landschaft aufgefüllt, so auch Dolinen, welche dadurch nicht mehr oder nur noch als flache Mulden in Erscheinung treten. Die Dokumentation solcher künstlichen Aufschüttungen ist sehr schwierig, weshalb nur wenige davon auf der Karte dargestellt sind. Eine davon ist das Heideloch, eine verfüllte Doline bei Koord. 2635.965/1255.165 nordwestlich von Wenslingen.

Hohlwege

Am Südrand des Dinkelbergs, im Wehratal und in geringerer Zahl auch im Gebiet Berg südlich von Kaiseraugst und Rheinfelden AG sind zahlreiche oft schräg an einem Hang, teils auch in der Falllinie verlaufende rinnenförmige Strukturen von meist einigen hundert Metern Länge zu beobachten. Davon können ei-

nige eindeutig als Hohlwege identifiziert werden. Typisch ist, dass dort, wo ein Hohlweg durch Einkerbung oder häufigen Wasserzutritt unbrauchbar wurde, abschnittsweise oder über die gesamte Länge eine parallel verlaufende Struktur angelegt wurde. Verschiedene dieser Hohlwege dienen heute noch als Weg, Wald-, Landwirtschafts- oder Quartierstrasse. Bei anderen Strukturen ist nicht immer klar, ob es sich um einen aufgegebenen Hohlweg oder um eine natürliche Geländeform (Gerinne, Trockental) handelt. Dies gilt vor allem dort, wo die Struktur der Achse eines grösseren Tälchens folgt und keine parallelen Anlagen erkennbar sind. Auch wenn man diese zweifelhaften Strukturen ausser Acht lässt, erstaunt die grosse Zahl von Hohlwegen, die südlich des Rheintals ihresgleichen sucht.

FELSOBERFLÄCHE

Im Rheintal und seinen Seitenbereichen kann die pleistozäne Entwicklung der Felsoberfläche anhand der erhaltenen Ablagerungen in groben Zügen wie folgt gegliedert werden:

Im Süden des Rheintals ist eine Felschulter auf rund 385–400 m ü.M. erkennbar, auf der die Höheren Deckenschotter auflagern (s.a. Taf. II, Profil 1). Auf der rechten Talseite liegen nur sehr wenige Relikte dieser Einheit vor, so dass hier die Rekonstruktion einer ehemaligen Talsohle nicht möglich ist. Im Süden schliesst sich rheinwärts eine flache Felsrampe an, die sich von ca. 380 m ü.M. im Süden auf ca. 340 m ü.M. im Norden senkt (s.a. Taf. II, Profil 1). Eine leichte Depression im Bereich südlich von Rheinfeld AG könnte auf Absenkung infolge Subrosion zurückgehen. Auf dieser Rampe lagern die Tieferen Deckenschotter. Auf der rechten Talseite beschränkt sich ihre Verbreitung auf eine Felschulter, deren Basis bei rund 330 m ü.M. liegen dürfte (Taf. II, Profil 2), gegen Norden aber mit einem markanten Anstieg der Felsoberfläche begrenzt ist. Auch hier finden sich Bereiche mit deutlich tieferer Felsoberfläche (bis gegen 310 m ü.M.), die vielleicht ebenfalls auf Subrosion zurückgehen. Anhand der wenigen nicht aufgeschlossenen Relikte im Wehrtal kann dort keine einstige Rinne rekonstruiert werden.

Die Felsrinne der Hochterrasse («Alte Rinnen» nach GRAF 2009a) ist mit einer Basishöhe von ca. 270 m ü.M. unterhalb des Möhliner Feldes erkennbar (Taf. II, Profil 3). Die Rinne erstreckt sich von Wallbach AG nach WNW südlich am Industriegebiet von Möhlin vorbei in das Gebiet Heimeholz. Allerdings ist die Felsmorphologie in diesem Bereich recht kompliziert, was vermutlich weniger auf Erosionsvorgänge im Zusammenhang mit der Rinnenentstehung zurückgeht als auf Verkarstung der Schinznach-Formation und lokale Subrosion.

Die Rinne der Niederterrasse schlängelt sich rund um das Möhliner Feld, führt südlich und östlich um das Gebiet des heutigen Kraftwerks Rheinfeld herum und verläuft weiter in das Gebiet Rheinfeld–Warmbach–Herten. Dabei senkt sich die Rinnenbasis von rund 270 m ü.M. im Osten (s.a. Taf. II, Profil 3) auf etwa 250 m ü.M. im Westen (s.a. Taf. II, Profil 1). Interessanterweise folgt der heutige Rheinlauf dieser Rinne nur auf einem relativ kurzen Abschnitt. Mehrheitlich ist er als epigenetisches Flusstal zu interpretieren.

Grundsätzlich interessant und ursächlich noch nicht geklärt ist der Umstand, dass sich der Talquerschnitt unterhalb der Engstelle bei Bad Säkingen – Mumpf unvermittelt um mehrere Kilometer verbreitert. Es stellt sich hier die Frage, ob diese Aufweitung durch die Schmelzwässer der eiszeitlichen Gletscher in einer einzigen Phase erfolgte oder ob von einer zeitlichen Staffelung auszugehen ist. Damit ist auch die Frage verbunden, ob die Höheren und Tieferen Deckenschotter, welche auf beiden Talseiten reliktilsch erhalten geblieben sind, jeweils der gleichen Talbildungsphase angehören, oder ob vielmehr innerhalb dieser beiden morphostratigra-

phischen Einheiten von einer ungefähr horizontalen Ablösung von Erosionsphasen und Schüttungen unterschiedlichen Alters auszugehen ist. Diese Frage ist anhand des vorhandenen Sedimentinventars zurzeit nicht zu beantworten.

Für die Seitentäler des Rheins sowohl auf schweizerischer wie deutscher Seite ist die Landschafts- bzw. Flussgeschichte nicht so detailliert rekonstruierbar wie im Rheintal. Dies liegt einerseits an den kaum vorhandenen früh- und den vergleichsweise wenigen mittelpleistozänen Ablagerungen und andererseits an der geringen Informationsdichte über (u.a.) die Lage der Felsoberfläche unterhalb der Hochterrassenschotter. Es ist anzunehmen, dass sich das lokale Entwässerungsnetz jeweils auf das Vorflutniveau einstellte, welches in diesem Fall durch den Rhein bestimmt wurde. So dürfte die grösste Eintiefung der Seitentäler, deren Felsoberfläche in der Regel 20–30 m unter der heutigen Talsohle liegt, im Wesentlichen zu Beginn des Mittleren Pleistozäns entstanden sein, im Zusammenhang mit der Bildung der Rinne, die sich unter dem Möhlener Feld erstreckt. Allenfalls könnte die Basis der Seitentäler bei der Entstehung der Rinne der Niederterrasse nochmals eine gewisse Vertiefung erfahren haben.

TEKTONIK

Einleitung

Das Gebiet von Blatt Sissach-Rheinfelden erstreckt sich vom Dinkelberg im Norden knapp vor die frontalen Elemente des Faltenjuras im Süden. Im Westen grenzt es an das Gempfenplateau und die Randzone der Rheintal-Flexur. Gegen Osten erreicht es knapp noch den Hotzenwald und den Aargauer Tafeljura. Entsprechend liegt das Kartengebiet in der komplexen Übergangszone zwischen dem Oberrhein-Graben im Westen, dem Schwarzwald-Hoch im Norden und Nordosten, dem mehr oder weniger ungestörten Tafeljura im Osten und dem Faltenjura im Süden.

Das prominenteste tektonische Element ist dabei die Wehratal-Zeiningen-Bruchzone, die das Kartengebiet von Nordosten nach Südwesten quert (Fig. 29). Das Gebiet westlich davon gliedert sich in den Dinkelberg-Graben mit den begrenzenden Hochschollen nördlich des Rheins und das Gebiet der Adlerhof-Struktur und ihrer möglichen Fortsetzung nach Osten südlich des Rheins. Das Gebiet östlich der Zeiningen-Bruchzone ist durch ein Ausklingen der rheintalischen Extensionsstrukturen gegen Osten geprägt. Aus der gegen Süden zunehmenden sanften Überprägung durch spätmiozäne Kompressionsstrukturen ergibt sich eine thematische Zweiteilung des Kartengebiets, die etwa mit der Grenze zwischen den Blättern 1069 Sissach und 1049 Rheinfelden der Landeskarte 1:25 000 oder, einfacher, ungefähr mit dem Verlauf der Autobahn A3 zusammenfällt: Nördlich davon dominiert eine Vergitterung von unterschiedlich orientierten Extensionsstrukturen, südlich davon eine Überprägung älterer Extensions- durch jüngere Kompressionsstrukturen. Diese beiden Gebiete werden im Folgenden einzeln beschrieben.

Kartographische Darstellung von Störungen

Überschiebungen sind im Gebiet von Blatt Sissach-Rheinfelden, wie überhaupt im Jura, kaum je der direkten Beobachtung zugänglich, Brüche nur selten. Entsprechend – und im Gegensatz zu vielen alpinen Blättern des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 – sind die auf der vorliegenden Karte mittels durchgezogener dunkelblauer bzw. roter Linien dargestellten Störungsausbisse nicht im eigentlichen Sinn aufgeschlossen, sondern aufgrund der geologischen Kartierung und mithilfe des hochauflösenden digitalen Geländemodells swissALTI^{3D} festgestellt worden. Gestrichelt sind Überschiebungen dort dargestellt, wo sie unter nennenswerter Quartärbedeckung ausbeissen oder wo ihr Verlauf hypothetisch ist. Im Tafeljura werden Brüche dort, wo sie unter Bedeckung durch OMM

und OSM verlaufen, unterbrochen. Diese «traditionelle» Darstellung (z.B. BLÄSI et al. 2018b) dient der Illustration der zeitlichen Abfolge von paläogener Bruchbildung und neogener Sedimentation; dabei wird vernachlässigt, dass diese Brüche, oder ein Teil davon, durch in Zusammenhang mit der Jurafaltung stehende Kompression reaktiviert wurden (s. S. 130f.), was zu Verstellungen in der Molassebedeckung führte.

Aus konzeptuellen und kartographischen Gründen werden Brüche auf der Karte oft als über längere Strecken zusammenhängend dargestellt. Dabei gilt zu beachten, dass mit der Bruchsignatur nicht zwingend der Ausbiss einer einzigen, durchgehenden Bruchfläche dargestellt wird, sondern diese Signatur auch als schmale Bruchzone oder als engständige, sich seitlich ablösende Brüche verstanden werden kann. Hinweise auf die Mindestlänge von Brüchen bzw. Bruchsegmenten ergeben sich aus der Analyse des digitalen Geländemodells. Bei günstigen Verhältnissen, d.h. bei unterschiedlicher Verwitterungsresistenz der vom Ausbiss des Bruches getrennten Lithologien, lassen sich Brüche im Gebiet von Blatt Sis-sach-Rheinfelden und dem südlich anschliessenden Blatt Hauenstein anhand ihres geomorphologischen Ausdrucks über Distanzen von maximal ca. 2,5 km mit einiger Sicherheit verfolgen.

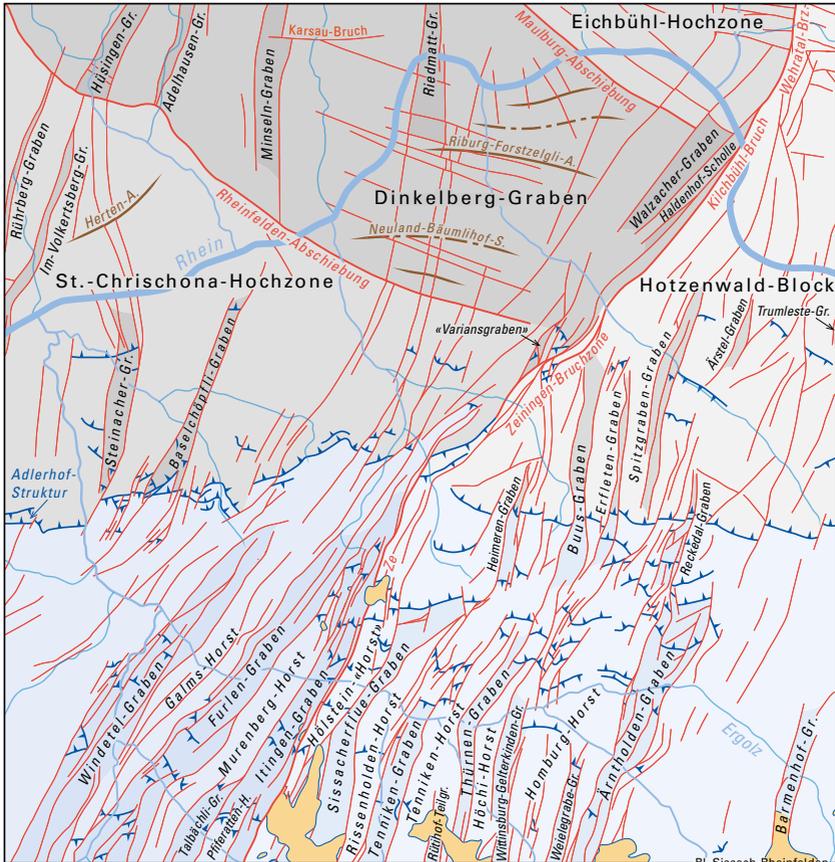
Tektonische Verhältnisse

Gebiet nördlich der Autobahn A3

Übersicht

Die im nördlichen Teil des Kartengebiets vorherrschenden Extensionsstrukturen lassen sich nach Orientierung, Ausdehnung und Versatz an den sie begrenzenden Normalstörungen in drei Gruppen unterteilen (Fig. 29):

- Die – hier zur Vermeidung von Verwechslungen mit Strukturen ähnlichen Namens – als *Weitenau-Dinkelberg-Grossscholle* bezeichnete Struktur (Dinkelbergscholle, LAUBSCHER 1982, Dinkelberg-Tafeljura-Scholle, LAUBSCHER 1987 und GEYER et al. 2003, Miozäne Dinkelberg block, LAUBSCHER 2003, 2008). Im Norden wird die Weitenau-Dinkelberg-Grossscholle durch die WNW-ESE streichende *Schwarzwaldsüdrand-Abschiebung* (z.B. GEYER et al. 2003, dort als Verwerfung bezeichnet) zwischen Kandern und Raitbach östlich von Hausen i. W. begrenzt (darum auch Kandern-Hausener Verwerfung, LUTZ 1964, und weitere, ähnliche Bezeichnungen). Im Gebiet zwischen Raitbach und Hasel findet der Übergang in die *Wehratal-Bruchzone* statt (LUTZ 1964; auch Wehratalverwerfung, DISLER 1914, und weitere, ähnliche Bezeichnungen), welche die Weitenau-Dinkelberg-Grossscholle in östlicher Richtung gegen den im Wesentlichen aus Kristallingesteinen bestehenden *Hot-*



Bl. Sissach-Rheinfelden

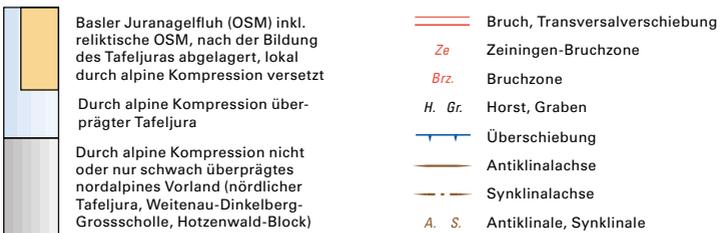


Fig. 29: Tektonische Übersicht über das Gebiet von Blatt Sissach-Rheinfelden, mit den im Text beschriebenen Strukturen.

zenwald-Block abtrennt. Die Nord–Süd streichende Wehratal-Bruchzone lässt sich über das Rheintal mit der Nordost–Südwest streichenden *Zeiningen-Bruchzone* (GÜRLER et al. 1987, s.a. DISLER 1914, GONZALEZ 1990) verbinden. Darum werden die beiden auch zur *Wehratal-Zeiningen-Bruchzone* (oder -Störungszone) zusammengefasst (z.B. LAUBSCHER 2008; auch Zeiningen-Wehratal fault zone, LAUBSCHER 2003). Gegen Westen wird die Weitenau-Dinkelberg-Grossscholle von der *Rheintal-Flexur* begrenzt (z.B. GÜRLER et al. 1987, s.a. VON BUBNOFF 1912, LAUBSCHER 2008), gegen Südwesten von der *Adlerhof-Struktur* (LAUBSCHER 1982, 2003; Adlerhof-Gewölbe) und ihrer möglichen Fortsetzung nach Osten.

- Der Nordwest–Südost streichende *Dinkelberg-Graben* (LAUBSCHER 1982, 2003, GÜRLER et al. 1987; Zentraler Dinkelberg-Graben bei GEYER et al. 2003) wird von der *Rheinfeldenschiebung* (DISLER 1914; auch Degerfelder Verwerfung, VON BUBNOFF 1912, und weitere, ähnliche Bezeichnungen) und der *Maulburg-Abschiebung* begrenzt (VON BUBNOFF 1912, auch Nordschwaben- oder Degerfeldens-Verwerfung, z.B. GEYER et al. 2003, sowie weitere, ähnliche Bezeichnungen; s.a. Taf. I, Profil 6). Nordöstlich an den Dinkelberg-Graben schliesst die *Eichbühl-Hochzone* (im Sinne eines überbreiten Horstes) an, in Richtung Südwesten die *St.-Chrischona-Hochzone*. Innerhalb des Dinkelberg-Grabens lassen sich, gestützt auf die Aufnahmen am Rheinufer von DISLER (1914) und HEUSSER (1926) sowie die Bohrbefunde im Gebiet von Riburg, etwa WNW–ESE streichende Teilgräben und -horste vermuten, welche sich mit Nord–Süd streichenden Strukturen vergittern. In der Eichbühl-Hochzone findet sich eine weitere WNW–ESE bis West–Ost streichende Bruchschar, die sich im Raum Öflingen mit den Nord–Süd streichenden Abschiebungen der Wehratal-Bruchzone vergittert.
- Die Nord–Süd streichenden Keilgräben, die sowohl innerhalb des Dinkelberg-Grabens wie auch in der im Südwesten angrenzenden St.-Chrischona-Hochzone auftreten. Innerhalb des Dinkelberg-Grabens sind dies der *Hüsingens-Graben*, der *Adelhausen-Graben*, der *Minseln-Graben* und der *Riedmatt-Graben* (VON BUBNOFF 1912). In der angrenzenden St.-Chrischona-Hochzone sind dies, innerhalb des Kartengebiets und nördlich der Autobahn A3, der *Rührberg-Graben* (FISCHER et al. 1971) und der *Im-Volkertsberg-Graben* (GEYER et al. 2003).

Strukturelle Elemente

Die Störungszonen sind meist tiefgründig verwittert, so dass sie allein anhand der auch nicht gerade häufigen Aufschlüsse im Umfeld lokalisiert und interpretiert werden können. Entsprechend weichen die Interpretationen der verschiedenen Autoren zum Teil erheblich voneinander ab.

Wehratal-Bruchzone

Die Wehratal-Bruchzone tritt morphologisch klar zutage. Das Wehratal trennt die aus Muschelkalk und Keuper gebildete Schichtstufenlandschaft im Westen (Weitenau-Dinkelberg-Grossscholle) vom höher aufragenden, hauptsächlich aus Kristallingesteinen bestehenden und von der permischen Weitenau-Formation gekrönten Hotzenwald (Hotzenwald-Block) im Osten. Es handelt sich um eine bedeutende westvergente Abschiebung.

Die Hauptabschiebung liegt am linken (östlichen) Talrand. Nordöstlich von Öflingen (s. Nebenkarte «Tektonische Übersicht 1:200 000») manifestiert sie sich durch eine Doppelabschiebung, welche einen Keil aus Weitenau-Formation einschliesst, der den Murgtal-Gneiskomplex im Osten von der Schinznach- und der Zeglingen-Formation im Westen trennt. Gegen Süden kann die westliche der beiden Abschiebungen mit dem Kilchbühl-Bruch (s.u.) korreliert werden. Nördlich von Öflingen zeichnet sich westlich der Abschiebung eine Art Keilgraben ab, in welchem Keuper und Lias erhalten geblieben sind (s. Nebenkarte «Tektonische Übersicht 1:200 000»). Westlich davon sind weitere Nord-Süd streichende Störungen mit kleinem Versatz festzustellen.

Auf die Vergitterung von Nord-Süd mit WNW-ESE bis West-Ost streichenden Abschiebungen im Raum Öflingen (am Nordrand des Kartengebiets) wurde bereits weiter oben hingewiesen. Spröde, WNW-ESE bis West-Ost streichende Abschiebungen finden sich auch im östlich angrenzenden Hotzenwald-Block. Ob und wie diese Störungen über die Hauptverwerfung der Wehratal-Bruchzone zu verbinden sind, ist unklar. Auch die zeitliche Einordnung der Störungen und der Klüftung, die weitgehend parallel zu diesen streicht, bleibt unklar. Da nach LUTZ (1964) und METZ (1980) schon im Perm erste Bewegungen an einer Nord-Süd streichenden Bruchzone stattgefunden haben, ist anzunehmen, dass zumindest ein Grossteil der West-Ost streichenden Abschiebungen jünger sind als die Nord-Süd verlaufenden Abschiebungen.

Südlich der Vergitterungszone von Öflingen lassen sich zwei, weiter südlich drei bedeutende Abschiebungen westlich der Hauptverwerfung erkennen. Auch im Osten, im Hotzenwald-Block, wird die Hauptabschiebung von einer Schar mehr oder weniger bedeutender Abschiebungen begleitet.

LUTZ (1964) gibt, mit Bezug auf HEUSSER (1926), eine umfassende Darstellung der Wehratal-Bruchzone, wobei seine Kartierung und, konsequenterweise, seine Interpretation an manchen Stellen von der vorliegenden Karte abweichen. LUTZ (1964) schätzt den Versatz des *Kilchbühl-Bruchs* (Kilchbühl-Verwerfung bei LUTZ 1964, Kirchbühl-Verwerfung bei HEUSSER 1926, Bruchzone von Wehr bei GEYER et al. 2003) am kleinen Pass bei Koord. 2636.070/1270.050 zwischen dem namengebenden Hügel (gebildet aus dem Liedertswil-Member der Schinznach-Formation) und dem Duttenberg (aus der «Playa-Serie» der Weitenau-Formation) auf 250–300 m. Nach RAHM (1961) beträgt die Sprunghöhe über die ganze Bruchzone maximal 810 m.

Übergang Wehratal-Bruchzone – Zeiningen-Bruchzone

Südwestlich der stillgelegten Bahnlinie Bad Säckingen – Wehr und der Bundesstrasse B34 geben nur noch Bohrungen Aufschluss über den weiteren Verlauf der Störungen. Auch HEUSSER (1926), der die Rheinufer vor dem Höherstau durch die Kraftwerke geologisch aufnahm, fand im entscheidenden Abschnitt zwischen Wallbach (Baden) und Schloss Schönau bei Schwörstadt keine Aufschlüsse. Erst von Wallbach (Baden u. AG) an rheinaufwärts bis Mumpf belegen zum Teil noch heute zugängliche Aufschlüsse verschiedene Abschiebungen in der Dinkelberg-Formation (Buntsandstein) und der Weitenau-Formation des Hotzenwald-Blocks (HEUSSER 1926, PIETSCH 2015).

Weitenau-Formation als eranstehender Fels in den Bohrungen westlich des Wolfzürlhofs und in einem Baustellenaufschluss in Wallbach AG (Koord. 2634.810/1267.860) belegt die Ostgrenze des Hotzenwald-Blocks. Zwei Bohrungen im Chisholz und südwestlich der ARA von Wallbach AG trafen zuerst auf Zeglingen-Formation und zeigen so eine erste Scholle (hier *Haldenhof-Scholle*, Fig. 29 u. Taf. I, Profil 4) westlich der Hauptabschiebung an. Etwas verwirrend sind die Befunde von zwei weiteren Bohrungen südwestlich des Chisholz, die als erstes auf Schinznach- und gar Bänkerjoch-Formation stiessen. Unter Berücksichtigung weiterer Bohrungen im Raum Wölfli (Schinznach-Formation) und Hasenacher-Hundsruge (Bänkerjoch-Formation) wird ein Aufsplintern der Haldenhof-Scholle durch einen kleinen Keupergraben postuliert (s. Nebenkarte «Tektonische Übersicht 1:200 000»). Der nordwestliche Teilast taucht zwischen Chisholz und Hasenacher rasch ab und vereinigt sich so mit dem nordwestlich angrenzenden Keupergraben (Walzacher-Graben, s.u.).

Der südöstliche Teilast der Haldenhof-Scholle wird gegen Südwesten zunehmend gegen Nordwesten verkippt und bildet am Burgacher nordöstlich von Zeiningen die steilgestellte Teilscholle nordwestlich des Zeiningen-Bruchs. In diesem Sinn lässt sich der Zeiningen-Bruch, wie von LUTZ (1964) postuliert, mit dem Kilchbühl-Bruch korrelieren und verbinden. Die steilgestellte Teilscholle reicht stratigraphisch von der Schinznach- bis zur Staffelegg-Formation (Bohrung bei Koord. 2632.750/1266.150). Die aus Baugruben belegte Bänkerjoch- und Klettgau-Formation müssen somit syntektonisch durch Verscherung und Auslaugung stark ausgedünnt worden sein. Eine Bohrung am Möhlinbach bei Koord. 2632.415/1265.970, die, gewissermassen in der Fortsetzung der Liasrippe, als erstes auf Passwang-Formation stiess, deutet auf eine weitere Abschiebung, die hier mit der Nordwestbegrenzung der südöstlichen Teilscholle der Haldenhof-Scholle korreliert wird.

Gegen Nordwesten grenzt der Keupergraben, hier als *Walzacher-Graben* bezeichnet («Absenkungszone» bei DISLER 1912; Fig. 29 u. Taf. I, Profil 4), an die Haldenhof-Scholle. Er lässt sich anhand von Bohrungen gegen Nordosten bis zur römischen Warte Stelli und zum Unterforst verfolgen. Allein die Befunde einer

Bohrung am Rhein (Koord. 2635.050/1269.760) und weiterer Bohrungen rechts des Rheins im Ortsteil Nagelfluhe bei Brennet, die zuerst auf Schinznach- bzw. Zeglingen-Formation stiessen, zeigen, dass sich der ausgeprägte Walzacher-Graben nicht weiter nach Nordosten fortsetzt. Es wird deshalb eine Nordwest-Südost streichende Störung im Gebiet Stelli postuliert, welche den Graben abrupt begrenzt. Es könnte sich dabei um eine versetzte Fortsetzung der Maulburg-Abschiebung handeln. Gegen Nordwesten grenzt der Walzacher-Graben an das Salinefeld von Rheinfeldern-Riburg, das mitsamt seiner möglichen Fortsetzung gegen Wallbach weiter unten behandelt wird.

Maulburg-Abschiebung, Karsau-Bruch

Die *Maulburg-Abschiebung* (Fig. 29 u. Taf. I, Profil 6) erreicht das Gebiet von Blatt Sissach-Rheinfeldern nördlich des Hügels Willburg. Während sie nordwestlich von Hollwangen, wenig ausserhalb des Kartengebiets, noch gut fassbar ist, lässt sich ihr weiterer Verlauf in südöstlicher Richtung bis an den westlichen Dorfeingang von Schwörstadt-Unterdorf mehr erahnen als belegen. Ein kleiner Aufschluss im Bachtobel südwestlich der Willburg (nördlich des Seebühls) zeigt die Grenze zwischen dem Stamberg- und dem Asp-Member, während die nur unwesentlich tiefer gelegenen Steinbrüche in Unterdorf im Kienberg-Member der Schinznach-Formation angelegt sind.

In einiger Distanz WSW der Maulburg-Abschiebung kann westlich von Karsau, im Tal unterhalb von Untermiseln, in einem stillgelegten Steinbruch eine etwa West-Ost streichende, steil nordfallende Verwerfung innerhalb der Schinznach-Formation beobachtet werden. Von der Geometrie und vom relativen Versatz (Nordflügel nach unten versetzt) der umliegenden, generell leicht südfallenden Schichten her handelt es sich bei der hier neutral als *Karsau-Bruch* (Fig. 29) genannten Störung um eine Abschiebung. Allerdings deuten Schleppungen im unmittelbaren Umfeld der Störungsfläche auf eine (steile) Überschiebung des nördlichen auf das südliche Element. Ob und wie weit diese tektonische Inversion auf regionale Kompression oder selektive Subrosion in der liegenden Zeglingen-Formation zurückzuführen ist, kann im lokalen Kontext nicht entschieden werden. Genauso wenig ist ihre laterale Fortsetzung nach Westen und Osten klar. Eventuell wird sie im östlich gelegenen Gebiet Letten von einer von HEUSSER (1926) im Rheinbett festgestellten, möglicherweise durch das markante Tälchen zwischen Karsau und Riedmatt verlaufenden Störung mit nicht eindeutig feststellbarem Versatz versetzt oder abgelöst.

Im Steinbruch Rheinfeldern-Karsau (Koord. 2626.310/1271.080) wurden kleine Störungen innerhalb der Schinznach-Formation beobachtet, die in LGRBWISSEN (o. J. b) als eine flache, nordvergente, Nordost-Südwest bis NNE-SSW streichende Überschiebung beschrieben werden. Aufgrund des fortschreitenden Abbaus sind die Strukturen heute nicht mehr vorhanden, so dass ihr Zusammen-

hang, ihre Geometrie und ihr Bildungsmechanismus nicht verifiziert werden kann. Möglicherweise handelt es sich um zwei unabhängige Kleinstrukturen; die nördliche kann mit Verkarstung in Zusammenhang stehen, die südliche mit einem Blockversatz infolge Subrosion.

Keilgräben innerhalb des Dinkelberg-Grabens

Nach VON BUBNOFF (1912) bildet der *Riedmatt-Graben* «genau die nördliche Fortsetzung des Rheinlaufes zwischen Riedmatt und Rheinfeldern». Die zurzeit relativ guten Aufschlüsse entlang der Bundesstrasse B34 und die geologischen Kartierungen des Rheinufers und des Umfeldes der Tschamberhöhle durch HEUSSER (1926) und WOLPENSINGER (1972) können diese Aussage nicht bestätigen. Vielmehr zeichnet sich ein Graben leicht östlich davon ab, vom Unterlauf des Sägebächles über den Fellenbühl nach Norden (s.a. Taf. I, Profile 4, 6). Der Versatz an den beiden Grabenrändern ist gering. Im Bereich des Unterlaufs des Sägebächles beträgt der Versatz nur etwa 10 m, wobei differenzielle Subrosion der unterliegenden Zeglingen-Formation einen Teil des Versatzes kompensiert haben mag.

Markanter ist der *Minseln-Graben* (VON BUBNOFF 1912), der eigentlich nur den Ortsteil Oberminseln quert und bei Birk, rund 1 km westlich von Unterminseln, in das Kartengebiet zieht. Der derzeit an der Autobahnbaustelle der A98 bei Buch, westlich von Karsau, aufgeschlossene Versatz des Keupers (vermutlich Gruhalde-Member der Klettgau-Formation) gegen das Liedertswil-Member der Schinznach-Formation beträgt rund 150 m. Weitere Belege für den Verlauf des Keilgrabens liefern die Vorkommen von Staffelegg-Formation nordöstlich von Bubenschwil und im Bächtelehau. Ein Vorkommen von Staffelegg-Formation nahe des Weihers bei Bleick wird aufgrund der Höhenlage als versackt interpretiert. Ebenfalls bis in die Staffelegg-Formation reicht die Füllung des *Adelhausen-Grabens*, der im Kartengebiet von Niedereichsel bis zum Autobahndreieck Hochrhein belegbar ist. Die Sprunghöhe der begrenzenden Brüche beträgt rund 200 m. Das gilt auch für den *Hüsingens-Graben*, der sich vom nördlichen Kartengebietsrand bei der Herzogenegerten bis in das Lettenhölzle erstreckt. Die Füllung aus Keuper und Lias erreicht allerdings hier die Rheinfeldern-Abschiebung nicht. Der südlichste Abschnitt beim Katzenstieg zeigt nur noch einen kleinen Versatz zu den begrenzenden Hochschollen.

Rheinfeldern-Abschiebung

Die Rheinfeldern-Abschiebung durchzieht das Gebiet von Blatt Sissach-Rheinfeldern von der Nordwestecke bis gegen die Sonnenbergholden südlich von Möhlin (Fig. 29). Am besten dokumentiert ist sie in der Umgebung von Degerfeldern (darum auch Degerfelder Verwerfung, VON BUBNOFF 1912). Hier wird am Eichberg und am Nettenberg Dinkelberg- gegen Schinznach-Formation versetzt. Die Sprunghöhe

beträgt also mindestens 100 m. Auffällig ist das ausholende Umbiegen der Streichrichtung von Nordwest-Südost östlich von Degerfelden nach WNW-ESE nordwestlich davon. In Richtung Nordwesten nimmt die Sprunghöhe auf rund 70–80 m ab. So wird bei Bittars basaler Keuper gegen basale Schinznach-Formation versetzt.

Der weitere Verlauf des Bruchs nach Südosten lässt sich anhand von Bohrungen bis zum Rheinufer relativ gut verfolgen. Dort zeigen bzw. zeigten aktuelle wie auch heute verfallene oder überflutete, von DISLER (1914) akribisch dokumentierte Aufschlüsse einen Versatz von subhorizontaler Dinkelberg-Formation im Südwesten gegen steilgestellte, ungefähr nach Nordosten einfallende Zeglingen- und Schinznach-Formation im Nordosten. Wenn man die Schlepplage ignoriert (bereits unter der Altstadt von Rheinfelden AG liegt die Schinznach-Formation wieder subhorizontal, DISLER 1931), beläuft sich der Versatz auf einen ähnlichen Betrag wie in Degerfelden. Südlich der Altstadt kann die verschleppte Zeglingen-Formation noch bis zur Bahnlinie in Bohrungen nachgewiesen werden. Südwestlich der Störung, vom Kurbrunnen nahe des Rheins über den Bahnhof bis zum Kapuzinerberg, stossen Bohrungen jeweils zuerst auf Kaiseraugst-Formation (s. a. Taf. I, Profil 6).

Östlich des Magdenerbachs wurde die Rheinfelden-Abschiebung ein letztes Mal von der Bohrung Engerfeld (Koord. 2627.650/1266.680) angetroffen. RYF (1984) erklärt die angetroffene Schichtfolge – nach aktueller stratigraphischer Nomenklatur: Schinznach-, Zeglingen-, Dinkelberg- und Weitenau-Formation, gefolgt von kristallinem Grundgebirge, also mit fehlender Kaiseraugst-Formation und, aus seiner Sicht, zu geringmächtiger «Playa-Serie» der Weitenau-Formation – mit einer Verdoppelung der Rheinfelden-Abschiebung. Demnach bringt die obere Abschiebung basale Zeglingen-Formation direkt über Dinkelberg-Formation. Die eigentliche, mit dem vermuteten Verlauf an der Oberfläche korrelierbare Rheinfelden-Abschiebung ist für die direkte Überlagerung des «Unteren Schuttfächers» durch die mittlere «Playa-Serie» der Weitenau-Formation verantwortlich. Die gesamte Sprunghöhe der beiden Abschiebungen beträgt nach der Interpretation von RYF (1984) rund 140 m. Südlich der Autobahn A3 verliert sich die Spur der Rheinfelden-Abschiebung. Die Befunde zwischen Sunnenberg und Zeiningen widersprechen einer Fortsetzung bis zur Zeiningen-Bruchzone.

St.-Chrischona-Hochzone und ihre Keilgräben

Als *St.-Chrischona-Hochzone* (Fig. 29) wird hier die von Keilgräben durchzogene Hochscholle (Taf. I, Profil 3) zwischen dem Hirzenleck im Osten und der Rheintal-Flexur im Westen bezeichnet (vgl. FISCHER et al. 1971). Westlich des höchsten Punkts des Hirzenlecks (Pkt. 523,4 m) lassen sich bis zum Rappenfelsen einige meist westvergente Abschiebungen erkennen. Westlich davon zieht sich ein erster Graben mit geringem Versatz zum Pkt. 416,6 m hin.

Die langgezogene Lichtung von Im Volkertsberg nordwestlich von Hertzen zeichnet den ersten der markanten Keilgräben der St.-Chrischona-Hochscholle nach. Der hauptsächlich von Keuper, westlich von Pkt. 485,8 m auch von basaler Staffelegg-Formation gefüllte *Im-Volkertsberg-Graben* wird beiderseits von Schinznach-Formation flankiert. Die Sprunghöhe dürfte demnach maximal rund 125 m betragen. In Richtung SSW, zum Markhof hin, scheint sich der Graben zunehmend zu verjüngen, was als Beleg für die Keilform des Grabens betrachtet werden könnte. Die scheinbare Verjüngung dürfte jedoch mindestens teilweise durch das Abgleiten einer aus Schinznach-Formation gebildeten Sackungsmasse (Hügel mit Burgruine unterhalb des Schlosskopfs) in den Graben verursacht sein. Ein Auskeilen muss aber auf alle Fälle gegen NNE postuliert werden. Nördlich des Vorkommens von Staffelegg-Formation bei Pkt. 485,8 m finden sich kein Keuper und Lias mehr, und nördlich des Hindelbachgrabens existiert nur noch ein Bruch, der Muschelkalk und Buntsandstein geringfügig gegeneinander versetzt.

Der am westlichen Rand des Kartengebiets verlaufende *Rührberg-Graben* zeigt im Süden, westlich des aus Schinznach-Formation gebildeten Augstbergs, die für die Keilgräben in der Gegend übliche Keuperfüllung (FISCHER et al. 1971). In Richtung NNE, hin zur namensgebenden Ortschaft, nimmt die Sprunghöhe markant ab. Als Versatz innerhalb der Schinznach-Formation lässt sich der Graben aber bis zur Rheinfeldens-Abschiebung verfolgen.

Südlich der Halde, der Südwestflanke des Hirzenlecks, zeichnet sich in der fast aufschlusslosen Niederterrasse im Gebiet von Hertzen aus Bohrbefunden eine sehr sanfte, nach Südwesten eintauchende Antiklinale mit Weitenau-Formation im Kern ab, die an den oben beschriebenen Normalbrüchen des Hirzenlecks versetzt ist (*Herten-Antiklinale*, Fig. 29). Die Weitenau-Formation in den ehemaligen Abbaustellen am Rhein und die Kaiseraugst-Formation an der Basis der ehemaligen Kiesgrube am Rhein bei Koord. 2622.100/1266.025 zeigen das Südwest- bis Südfallen der Achse bzw. des Südschenkels dieser sanften Aufwölbung.

Salinefeld Rheinfeldens-Riburg und Gebiet Möhlin-Wallbach

Abgesehen von den vor allem von DISLER (1914, 1931) und HEUSSER (1926) dokumentierten, heute nur noch in wenigen Fällen zugänglichen Aufschlüssen entlang des Rheinbords ist die tektonische Situation in der weiten Rheinschlaufe zwischen Wallbach AG und Rheinfeldens AG nur anhand von Bohrungen erschliessbar. Diese konzentrieren sich auf die Salzproduktionsgebiete von Riburg und Neuland-Bäumlihof. Daneben existieren, über das gesamte Gebiet verteilt, Prospektionsbohrungen, insbesondere nach Steinsalz, Trink- und Thermalwasser.

Die Befunde der engständigen Produktionsbohrungen weisen auf eine kleinräumige Vergitterung von WNW-ESE und NNE-SSW streichenden Brüchen hin. HAUBER (1993) vertritt die Ansicht, dass diese Vergitterung nur das Liegende des «Salzlagers» betrifft, während das Dach des «Salzlagers» weitgehend ungestört sei

(s.u.). Dabei entspricht die erste Streichrichtung derjenigen der Rheinfeldens-Abschiebung, die zweite derjenigen der Keilgräben (z.B. HAUBER 1993). Die meisten Bohrungen im Raum Riburg erreichten unter den quartären Lockergesteinen zuerst unter Schinznach-Formation (Leutschenberg- bis Liedertswil-Member). Im Gebiet Neuland-Bäumlihof kann ein West-Ost-Trend von Stamberg-Member bis Bänkerjoch-Formation beobachtet werden. Insbesondere der Befund der Bohrung Engerfeld, die als erstes auf das Liedertswil-Member stiess (RYF 1984), während weiter nördlich zuerst das Stamberg-Member angetroffen wurde, wie auch weitere Befunde aus den Produktionsbohrungen der Saline deuten auf eine sanfte, WNW-ESE streichende, nach ESE abtauchende *Neuland-Bäumlihof-Synklinale* hin (Fig. 29, s.a. HAUBER 1993, der diese Synklinale konsequenterweise wiederum nur im Liegenden des «Salzlagers» erkannte).

Die weiter gestreuten Prospektionsbohrungen erbrachten einige Überraschungen, so die Bohrung beim Feldhof (Koord. 2631.750/1269.560), die als erstes auf Zeglingen-Formation stiess. Die Mehrzahl der Bohrresultate fügt sich aber zu einem kohärenten Bild zusammen: nördlich der oben erwähnten sanften Neuland-Bäumlihof-Synklinale lässt sich zwischen der Saline Riburg und dem etwa 3,5 km weiter östlich liegenden Forstzelgli eine gleich streichende und ebenfalls Richtung ESE abtauchende sanfte Aufwölbung erkennen (*Riburg-Forstzelgli-Antiklinale*, Fig. 29). An sie grenzen gegen Norden eine weitere sanfte Synklinale und, im Bereich des Rheins, eine Antiklinale. Bei der vorliegenden Interpretation wird von einer Vergitterung von Störungen ausgegangen, welche parallel zur Maulburg-Abschiebung (WNW-ESE) und zur Zeiningen-Bruchzone (SW-NE) verlaufen. HAUBER (1993) geht zudem weiter von zusätzlichen Verwerfungen aus, die in Richtung der Teilgräben streichen (NNW-SSE). Aufgrund der relativ weit gestreuten Befunde kann weder über den exakten Verlauf der Störungen noch über ihren lateralen Abstand ein abschliessendes Bild entworfen werden. Die im Kartenbild gezeigte Versatzlogik ist weitgehend hypothetisch.

HAUBERS (1993) Hypothese, wonach zwar die Basis des «Salzlagers» durch namhafte Verwerfungen gegliedert ist, während dessen Dach tektonisch praktisch ungestört ist, kann die Beobachtung entgegengesetzt werden, dass diese «tektonisch ungestörte» Obergrenze des «Salzlagers» weiträumig bei rund 150–155 m ü.M. und nirgends höher als 160 m ü.M. liegt (Taf. I, Profil 4); ausgenommen sind selbstverständlich Gebiete, in denen die Obergrenze des «Salzlagers» ursprünglich, das heisst durch tektonischen Versatz, tiefer als 150 m ü.M. liegt, so beispielsweise im Bereich der Autobahn SSW von Möhlin bei rund 50 m ü.M. Überall, wo die ursprüngliche Untergrenze des «Salzlagers», das heisst die Obergrenze der «Unteren Sulfatzone», eine Höhe von mindestens rund 140 m ü.M. erreicht, fehlt das «Salzlager». Es könnte sich bei der scheinbar ungestörten Obergrenze des «Salzlagers» also auch um die Basis der aktuellen Subrosion von Steinsalz handeln, welche demnach rund 120 m unter dem aktuellen Rhein- und Grundwasserspiegel liegen würde. Durch die selektive Subrosion könnten so einst vorhanden gewesene tektonische

Versätze zumindest teilweise wieder ausgeglichen worden sein. Eine Analyse, ob aufgrund einer solchen selektiven Subrosion zu erwartende Residualbildungen im Bereich der Obergrenze des «Salzlagers» mit entsprechend am Störungsmuster ausgerichteten Mächtigkeitsschwankungen vorliegen, steht derzeit jedoch noch aus.

Gebiet südlich der Autobahn A3

Übersicht

Der Teil des Kartengebiets südlich der Autobahn A3 gehört im geographischen Sinn zum Tafeljura. Er ist durch vorwiegend NNE–SSE streichende Gräben und Horste gegliedert, deren Entstehung auf die Absenkung des Oberrhein-Grabens im Eozän und vor allem im Oligozän zurückgeht. Diese Extensionsstrukturen wurden während der spätmiozänen Bildung des Faltenjuras, dessen Nordrand den Süden des Kartengebiets knapp nicht erreicht, leicht von alpiner Kompression überprägt (z.B. DIEBOLD et al. 2006), was sich als Überschiebungen mit geringem Versatz und in Form anderer Kompressionsphänomene (s. S. 125ff.) manifestiert.

Die bis in die Umgebung von Sissach klar in Erscheinung tretende, parallel zu den Extensionsstrukturen NNE–SSE streichende Zeiningen-Bruchzone gliedert das Kartengebiet zwischen der Autobahn A3 und dem mittleren Ergolzthal in einen tektonisch höherliegenden Bereich im Osten (in der südlichen Fortsetzung des Hotzenwald-Blocks) und in einen tieferliegenden Bereich im Westen (im Süden der Weitenau-Dinkelberg-Grossscholle; Taf. I, Profile 2, 3). Südlich des mittleren Ergolzthals ist diese Zweiteilung kaum mehr zu erkennen (Taf. I, Profil 1).

Die Frequenz der Abschiebungen nimmt von Osten gegen die Zeiningen-Bruchzone hin deutlich zu, von der Bruchzone nach Westen wiederum ab (s. Nebenkarte «Tektonische Übersicht 1:200 000» u. Taf. I, Profil 2). Die Zeiningen-Bruchzone entspricht dem Ostrand der intensiv gestörten Randzone des Oberrhein-Grabens (z.B. BLÄSI et al. 2018a).

Längere Nordwest–Südost bis WNW–ESE streichende Brüche, wie sie nördlich der Autobahn A3 zahlreich auftreten (z.B. Maulburg-Abschiebung), sind südlich davon keine vorhanden. Es fällt aber auf, dass etliche Täler und Talabschnitte in diesem Gebiet eine ähnliche Ausrichtung aufweisen, so das Mumpfertal, das Tal des Möhlinbachs, der Oberlauf der Ergolz, das Eital, das Homburgertal zwischen Thürnen und der Sommerau und das Ergolzthal zwischen Liestal und Lausen. Anzeichen für entsprechend verlaufende Störungen (vgl. GÜRLER et al. 1987) haben sich aus der Kartierung jedoch keine ergeben.

Die Überschiebungen, die im gesamten Kartengebiet südlich der Autobahn A3 auftreten (s. S. 127ff.), allerdings ungleich verteilt (s. Fig. 29), sind jeweils auf einzelne Bruchschollen beschränkt. Sie sind meist nord- oder südvergent, wobei die Vergenz in benachbarten Schollen wechseln kann. Östlich der Zeiningen-Bruchzone treten Überschiebungen gehäuft im Dreieck Wintersingen–Wegenstetten–

Sissach auf (vgl. Chienberg-Wischberg-Verwerfung, GÜRLER et al. 1987, S.23, Taf. 10), wobei sich am Nordrand dieses Gebiets (Linie Wintersingen–Wegenstetten) eine lateral mehr oder weniger kontinuierliche Folge von südvergenten Überschiebungen beobachten lässt (s. Fig. 29, u.a. Hardhof-Überschiebung, vgl. SUTER 1915). Diese setzt sich nach Osten möglicherweise bis in die Gegend von Frick fort (vgl. DIEBOLD et al. 2006) und könnte so eine Verbindung zur Mandach- bzw. Mettau-Überschiebung bilden. Westlich der Zeiningen-Bruchzone konzentrieren sich die Überschiebungen auf einen rund 2 km schmalen Streifen von ebenfalls mehrheitlich südvergenten Strukturen, der vom Önsberg bei Magden südlich an Arisdorf vorbei über Füllinsdorf zur Adlerhof-Struktur (s. S. 122) zieht. An der Zeiningen-Bruchzone lässt sich ein dextraler Versatz der Zonen mit gehäuften Auftreten von Überschiebungen erkennen.

Auf den Hügelzügen zwischen den Nord–Süd verlaufenden Tälern am südlichen Kartengebietsrand, ausserdem auf dem Limperg und der Hard (Lucheren) nordwestlich und nördlich von Sissach, erstrecken sich die nördlichen Ausläufer der früh- bis mittelmiozänen Basler Juranagelflugh (OSM), die stellenweise vom frühmiozänen Tenniken-Muschelagglomerat (OMM) unterlagert ist. Dieser «Deckel» aus OMM und OSM versiegelte das nach seiner Bildung weitgehend eingeebnete Bruchschollenmuster (Fig. 29, s.a. Nebenkarte «Tektonische Übersicht 1:200 000»). Einzelne der schollenbegrenzenden Störungen sind während der Jura-faltung reaktiviert worden.

Strukturelle Elemente

Gräben östlich der Zeiningen-Bruchzone

Die südliche Fortsetzung des Hotzenwald-Blocks in den Tafeljura fällt bis zur Überschiebungslinie Wintersingen–Wegenstetten (s.o.) allgemein leicht nach Südosten ein (GÜRLER et al. 1987, Taf. 10) und ist geprägt durch Hügelzüge und Hochebenen aus Schinznach-Formation, die durch schmale, im Mittel 200–400 m breite, Nord–Süd bis NNE–SSW verlaufende Gräben gegliedert sind. Die oberflächlich anstehende Füllung dieser Gräben besteht im Wesentlichen aus Keuper, wodurch diese Strukturen auch morphologisch sehr deutlich in Erscheinung treten; vereinzelt liegt auch Lias und in einem Fall Passwang-Formation als jüngster Anteil der Grabenfüllung vor. Der Versatz an den randlichen Abschiebungen beläuft sich auf einige Zehner von Metern bis rund 180 m (Taf. I, Profil 3).

Im Nordteil des beschriebenen Gebiets finden sich der *Trumleste-Graben* nördlich von Obermumpf (teils ausserhalb des Kartengebiets), der *Ärstel-Graben* östlich und der *Spitzgraben-Graben* westlich des Chriesibergs. Bei Letzterem weist das Zusammenlaufen der randlichen Abschiebungen beim Hof Schönegg auf eine Keilgraben-Geometrie hin. Im südlichen Teil der Hochebenen aus Schinznach-Formation finden sich der *Reckedal-Graben* (Reckental-Graben, SUTER 1915) zwischen

dem namengebenden Tälchen und dem Südhang des südlich davon liegenden Hügel Gugen, ausserdem der mit einer Breite von 100–200 m bei einer Länge von rund 4 km ausgesprochen schmale *Erfleten-Graben* nordöstlich von Buus (Bubleten-Graben, SUTER 1915, s.a. GÜRLER et al. 1987), der *Buus-Graben*, der nördlich des Dorfkerns von Buus einen zwischengeschalteten Horst aufweist, sowie der *Heimeren-Graben*. Die vier letztgenannten Gräben setzen sich nach Süden in die Überschiebungslinie Wintersingen–Wegenstetten fort, von wo aus sich ihr weiterer Verlauf nicht mehr sicher verfolgen lässt (Fig. 29).

Erst südlich des Gebiets Wintersingen–Wegenstetten–Sissach, das von einer Häufung von kleinen Überschiebungen geprägt ist (s.o.), lassen sich wieder klar definierte Gräben (und Horste) ausmachen. Die Schichten in diesem Teil des Kartengebiets fallen generell leicht in Richtung Süden bis SSW ein (GÜRLER et al. 1987, Taf. 10). Die Bruchschollen sind mit durchschnittlich 300–500 m (im Maximum 1,2 km) breiter als die oben beschriebenen Gräben, ihr NNE-SSW-Streichen tendenziell etwas stärker nach Nordosten gerichtet, und ihre Füllung reicht in der Mehrzahl der Fälle stratigraphisch bis in das Effingen-Member der Wildeggen-Formation. Von Osten nach Westen (s. Fig. 29) sind dies der östlich von Rothenfluh und Wenslingen verlaufende *Barmenhof-Graben* und der *Ärntholden-Graben* im Gebiet Wischberg–Ärntholden–Mületen mit dem *Weielegrabe-Graben* als kurzem Grabenstück südwestlich davon. Es folgen der *Homburg-Horst* (BLÄSI et al. 2018a, Taf. II), der *Wittinsburg-Gelterkinder-Graben* zwischen Böckten (Ost), der Thürnerflue, Diepfingen und der Munimatt (die nördliche Fortsetzung des Wittinsburg-Grabens, BARTHOLET 1964, s.a. BLÄSI et al. 2018a), der *Höchi-Horst* (BARTHOLET 1964, s.a. BLÄSI et al. 2018a, Taf. II) und der *Thürnen-Graben*. Dieser erstreckt sich vom Sonnenhof bei Gelterkinder über Böckten (West) und Thürnen zur Schöneegg, von wo aus er sich südwärts in den *Erzweid-Teilgraben* fortsetzt, der von BLÄSI et al. (2018a) als östlicher Teilgraben des *Gisiberg-Grabens* (SENN 1928, GÜRLER et al. 1987, Taf. 2) angesehen wird (s.a. Taf. I, Profil 1). Weiter westwärts schliessen der *Tenniken-Horst* (HAUBER 1960a), der *Tenniken-Graben* (HAUBER 1960a, Kienberg–Unterwölflistein–Tenniken; Bisnacht-Graben bei BLÄSI et al. 2018a), der *Rissenholden-Horst* (BLÄSI et al. 2018a, Taf. II; Horst von Zunzgen bei GÜRLER et al. 1987, Taf. 2), der *Sissacherflue-Graben* (zwischen der namengebenden Anhöhe und der Zunzgerhard; Bireten-Graben bei BLÄSI et al. 2018a) sowie der *Hölstein-«Horst»* an (HAUBER 1960a, s.a. BLÄSI et al. 2018a, Taf. II), der im Westen vom Ausläufer der Zeiningen-Bruchzone begrenzt wird (s.u.). Bei Letzterem handelt es sich nicht um einen Horst im engeren Sinn, da die relative Hochlage von Hauptrogenstein und Ifenthal-Formation durch eine nordvergente Überschiebung verursacht wird (s. Taf. I, Profil 1), die im Gebiet Talhau, nördlich der Profilspur, ausbeisst. Die randlichen Abschiebungen der genannten Gräben weisen Versätze von rund 50–200 m auf. Naturgemäss variieren die Sprunghöhen entlang von Brüchen, so beispielsweise an der östlichen Begrenzung des Sissacherflue-Grabens (200 m im Süden, 50 m im Norden, s. Taf. I, Profile 1, 2). Auch treten gestaffelte und sich en échelon ablösende Grabenrandbrüche auf.

Zeiningen-Bruchzone

Der Zeiningen-Bruch (s. S. 112f.), der zwischen Wallbach AG und Zeiningen die Autobahn A3 unterquert, versetzt beim namensgebenden Dorf Weitenau- bis Zeglingen-Formation auf dem Ostflügel gegenüber Schinznach-Formation auf dem Westflügel. Unmittelbar südlich von Zeiningen findet eine Ablösung des Hauptbruches statt, indem der Versatz am nordwestlich verlaufenden Parallelbruch in Richtung Südwesten bedeutender wird (Fig. 29). Von Zeglingen über Maisprach und die Wintersingeregge bis zum Iglingerhof im Tal des Wintersingerbachs ist er abschnittsweise von Keuperschollen begleitet, die eine Staffelung des Bruches anzeigen (Taf. I, Profil 3). Von Wallbach AG an verläuft die Zeiningen-Bruchzone bis zum Iglingerhof in Nordost-Südwest-Richtung. Der Abschnitt zwischen der Wintersingeregge und dem Iglingerhof ist auf der Karte als teils doppelte kompressive Struktur ausgeschieden. Südlich des Iglingerhofs zweigt östlich des Hauptbruches ein Ast ab, der über den Landstein und den Sohrhof verläuft und westlich von Wintersingen endet. Er versetzt im Tal des Wintersingerbachs Schinznach-Formation im Westen gegen einen schmalen Horst mit Dinkelberg-Formation im Osten.

Beim Iglingerhof ändert der Verlauf des Zeiningen-Bruches in eine NNE-SSW-Richtung (s. a. Fig. 29). Im Gegensatz zu GÜRLER et al. (1987, Taf. 2), die das westlich an den Zeiningen-Bruch anschliessende, mehrere Kilometer breite Bruchschollenfeld (s. S. 122ff.) als «Zeinger Bruchzone» bezeichnen, werden hier die Hauptbrüche und nur die sie unmittelbar begleitenden Brüche als Zeiningen-Bruchzone verstanden. Von dort an erstreckt sich der Bruch, im Wesentlichen als Einzelstörung, über den Breitenhof und die Hard – dort unter Bedeckung durch Basler Juranagelfluh (OSM) – zum Ergolzthal, das er im Bereich der Autobahnbrücke (A2) quert. Südlich des Ergolztals lässt sich der Bruch, der den Hölstein-«Horst» vom Itingen-Graben (s. S. 123) trennt, als Fortsetzung des Zeiningen-Bruches ausmachen. Im Bereich des Ergolztals findet wiederum eine Ablösung des Hauptbruches durch den westlich davon verlaufenden Parallelbruch statt. Dieser verläuft weiter in das Gebiet von Atlasblatt Hauenstein, wo er unter dem Namen Helgenweid-Abschiebung (HAUBER 1960a, GÜRLER et al. 1987, Taf. 10, BLÄSI et al. 2018a, Taf. II) parallel zum Tal der Vorderen Frenke westlich an Hölstein vorbeizieht und bei Langenbaum unter der Basler Juranagelfluh des Ödlisbergs und schliesslich der Jura-Hauptüberschiebung verschwindet (BLÄSI et al. 2018b).

Anhaltspunkte zum Vertikalversatz an der Zeiningen-Bruchzone und ihrer Fortsetzung nach Süden ergeben sich aus den Profilkonstruktionen. Zwischen Zeiningen und Maisprach beträgt die Sprunghöhe des Hauptbruches demnach rund 300 m (Taf. I, Profil 3). Je nach gewähltem Referenzhorizont kann an dieser Stelle von einem Gesamtversatz an der Bruchzone von etwa 470 m (s. a. GÜRLER et al. 1987, S. 22) ausgegangen werden. Nach Südwesten bzw. SSW nimmt die Sprunghöhe ab. Bei der Hard (Lucheren) nördlich von Sissach und der Zunzerhard westlich von Zunzgen lässt sich aus den Profilen 2 und 1 (Taf. I) ein Betrag von noch

ca. 100 m bzw. 80 m herauslesen. Bemerkenswert ist in diesem Zusammenhang der Versatz von OSM beim Talhau südlich von Itingen (s. S. 130f.). Weiter südwärts wächst die Sprunghöhe wieder an; bei Hölstein beträgt sie etwa 170 m (P. Jordan in BLÄSI et al. 2018a, Taf. I, Profil 5). Ein dextraler Versatz an der Zeiningen-Bruchzone wurde bereits weiter oben erwähnt.

SUTER (2010) untersuchte die Zeiningen-Bruchzone in Bezug auf allfällige Erdbebenaktivität.

Adlerhof-Struktur

Die Adlerhof-Struktur (LAUBSCHER 1982, 2003), eine West-Ost verlaufende Kompressionsstruktur, besteht aus dem Adlerhof-Gewölbe (HERZOG 1956, HAUBER 1971, GÜRLER et al. 1987), benannt nach dem Adlerhof westlich von Frenkendorf (Koord. 2619.245/1261.480, Blatt Arlesheim), und der Aspenrain-Flexur (LAUBSCHER & NOACK 1997, LAUBSCHER 2003). Sie zieht von Westen her bei Frenkendorf in das Kartengebiet und setzt sich in Form eines schmalen Streifens von mehrheitlich südvergenten Überschiebungen ostwärts fort (Fig. 29). Die Adlerhof-Struktur wurde im Adlerhoftunnel der SBB durchfahren (MEYER 2001). Dort besteht sie aus einer südvergenten Flexur (Aspenrain-Flexur), die im Grundgebirge wurzelt, sowie kleinen, ebenfalls südvergenten Überschiebungen, die, ebenso wie das eigentliche Adlerhof-Gewölbe, nur das Deckgebirge oberhalb der Evaporite der Zeglingen-Formation betreffen (LAUBSCHER 2003, Fig. 5, 6). Während die Entstehung des Adlerhof-Gewölbes bzw. der Adlerhof-Struktur in früheren Arbeiten als Folge eines südgerichteten gravitativen Abgleitens des Deckgebirges auf Evaporiten der Zeglingen-Formation, verursacht durch die Hebung des Schwarzwalds, angesehen wurde (LAUBSCHER 1982), gehen neuere Arbeiten (z.B. LAUBSCHER 2003) von einem tektonischen Ursprung dieser Kompressionsstruktur (bzw. Transpressionsstruktur) aus.

Gräben westlich der Zeiningen-Bruchzone

Die tektonische Gliederung des Bereichs westlich der Zeiningen-Bruchzone, das heisst in der südlichen Fortsetzung der Weitenau-Dinkelberg-Grossscholle, gleicht derjenigen östlich davon. Auch hier lassen sich die Grabenstrukturen nördlich des Streifens von Überschiebungen, der von der Adlerhof-Struktur ostwärts zur Zeiningen-Bruchzone zieht (s.o.), nicht mit den Grabenstrukturen südlich davon verbinden (Fig. 29). Die Adlerhof-Struktur und ihre Fortsetzung nach Osten können als Südrand der Weitenau-Dinkelberg-Grossscholle angesehen werden (LAUBSCHER 2003, Fig. 4), die hier generell leicht in Richtung Südosten einfällt (GÜRLER et al. 1987, Taf. 10).

Zwischen dem Sonnenberg und dem Chleine Sonnenberg nördlich von Maisprach liegt der «*Variansgraben*» (Taf. I, Profil 3), der unmittelbar westlich an

die Zeiningen-Bruchzone anschliesst und von dieser im Süden abgeschnitten wird. Dieser mit einer Länge von etwa 1,5 km und einer Breite von 100–200 m eher kleine Graben ist deshalb erwähnenswert, weil seine Füllung eine Antiklinalstruktur aufweist (SUTER 1915). Dies geht aus dem Schichteinfallen hervor und aus der Tatsache, dass die oberflächlich anstehende Füllung des Grabens, die von der Leisele über den Sattel bei Pkt. 545 m in das Zwüschetal zieht und dabei eine Höhendifferenz von 80–90 m überwindet, durchwegs aus dem 8–15 m mächtigen Schelmenloch-Member («Varians-Schichten») der Ifenthal-Formation besteht. Die auf der Karte dargestellte Interferenz der Störungen nördlich von Maisprach ist weitgehend hypothetisch.

Im übrigen Gebiet zwischen der Autobahn A3 und der Fortsetzung der Adlerhof-Struktur streicht der Keuper auf grosser Breite aus, ausserdem sind weite Bereiche von Höheren und Tieferen Deckenschottern sowie Löss bedeckt, woraus schlechte Aufschlussverhältnisse resultieren. Feststellbare Brüche streichen in NNE-SSW-Richtung, ebenso wie die beiden Gräben, die sich östlich und westlich von Giebenach befinden. Es sind dies der 250–500 m breite *Baselchöpfli-Graben*, der sich vom Bloseberg südlich von Augarten zum Elbisberg erstreckt, sowie der rund 500 m breite *Steinacher-Graben*, der zwischen dem Zelglihof und dem Dorf kern von Füllinsdorf verläuft und dort, kurz vor seinem südlichen Ende, einen Versatz von etwa 70 m aufweist (Taf. I, Profil 2).

Südlich des Streifens von Überschiebungen, der von der Adlerhof-Struktur ostwärts zur Zeiningen-Bruchzone zieht, weist das allgemeine Schichteinfallen in Richtung Südwesten (GÜRLER et al. 1987, Taf. 10) und weicht damit ab vom übrigen Kartengebiet. Südlich einer Linie Nusschhof–Domberg schliesst westlich an den Zeiningen-Bruch ein Bruchschollenfeld an, das sich zum südlichen Kartengebietsrand hin fächerförmig von etwa 2,5 km im Norden auf etwa 4,5 km am südlichen Kartengebietsrand verbreitert. Es wechseln sich darin Gräben und Horste von 500 m bis 1 km Breite ab, die Nordost–Südwest streichen und damit stärker nach Nordosten gerichtet sind als die übrigen Bruchschollen im Kartengebiet (Fig. 29). Der mesozoische Anteil der Grabenfüllungen reicht bis zur Balsthal-Formation, ausserdem tritt in einigen Gräben örtlich Siderolithikum (Eozän), in einem davon sogar Delsberg-Süsswasserkalk (USM, Chattien) auf. Westlich anschliessend an den Zeiningen-Bruch bzw. seiner Fortsetzung nach Süden folgt der *Itingen-Graben*, der von Nusschhof über Itingen nach Rammlinsburg verläuft und dessen Ostteil sich als Lampenberg-Halbgraben (P. Jordan in BLÄSI et al. 2018a, Taf. I) in das Gebiet von Blatt Hauenstein verfolgen lässt. Der Itingen-Graben ist vergleichsweise tief eingesunken (Taf. I, Profile 1, 2, 10), was dazu geführt hat, dass an zwei Stellen, in Nusschhof (Taf. I, Profil 10; Fig. 14, S. 57) sowie in Rammlinsburg, Untere Süsswassermolasse erhalten geblieben ist. Südwestlich von Rammlinsburg schliesst sich ein Horst, hier als *Pfiferatten-Horst* bezeichnet, und ein kurzer (Teil-)Graben, der *Talbachli-Graben*, an den Itingen-Graben an. Westwärts folgt der *Murenberg-Horst* (Limperg–Landschachen–Murenberg, Fortsetzung im Gebiet von Blatt Hauen-

stein als Arxhof-Halbgraben (BLÄSI et al. 2018a, Taf. II; vgl. HAUBER 1960a). Dieser verliert nördlich des Hügels Limperg an einer eng gestaffelten Serie von Nordost-Südwest streichenden Brüchen und zahlreichen Überschiebungen seinen Horstcharakter, so dass der Itingen-Graben und der westlich anschliessende *Furlen-Graben* in diesem Gebiet direkt nebeneinander zu liegen kommen. Der *Furlen-Graben* verläuft vom Hügel Schward (südöstlich von Hersberg) über *Furlen* nach Bubendorf und von dort weiter südwärts in das Gebiet von Blatt Hauenstein (dort als *Arboldswil-Halbgraben*, BLÄSI et al. 2018a, Taf. I; vgl. HAUBER 1960a). Der *Furlen-Graben* wird gefolgt vom *Lausen-Horst*, der sich von Hersberg über den Gross Grammel, Lausen, den Hügel Galms zum Öschberg südwestlich von Bubendorf erstreckt und nordöstlich von Reigoldswil (Blatt Passwang) unter der Rifenstein-Zone (Vorfaltenzone) des Faltenjuras verschwindet (BLÄSI et al. 2018a, Taf. II). Abgeschlossen wird das Bruchschollenfeld westlich des Zeiningen-Bruches vom *Galms-Horst* im Gebiet Chline Domberg – Lausen – Galms – Öschberg, gefolgt vom *Windetel-Graben* (Windental-Graben), der vom Domberg bei Hersberg über Liestal-Altmarkt zum Hügel Blomd zieht und dessen Ostteil sich südlich des Kartengebietsrands in den *Ziefen-Halbgraben* (BLÄSI et al. 2018a, Taf. II; *Ziefen-Graben*, HAUBER 1960a) fortsetzt. Wie andernorts im Kartengebiet treten auch im Bruchschollenfeld westlich der Zeiningen-Bruchzone gestaffelte und sich en échelon ablösende Grabenrandbrüche auf.

Westwärts der *Blood-Abschiebung* (HAUBER 1960a), des westlichen Randes des *Windetel-Grabens*, nimmt die Häufigkeit und Länge der Nordost-Südwest streichenden Brüche bis auf eine Linie Pratteln–Gempen deutlich ab (s. Nebenkarte «Tektonische Übersicht 1:200 000»; BITTERLI-BRUNNER et al. 1984).

Auflagerung von OMM und OSM

Jüngster Anteil der Grabenfüllungen im Gebiet von Blatt Sissach-Rheinfelden ist der chattische Delsberg-Süsswasserkalk («Tüllingen-Schichten», USM). Die Vorkommen von Ramlinsburg und Nushof (s. S. 55ff.) sind seitlich von Grabenrandverwerfungen begrenzt bzw. abgeschnitten. Die Auflagerungsverhältnisse des Vorkommens von Nushof (Fig. 14, S. 57) deuten darauf hin, dass sich die letzten Bewegungen der Grabenbildung, deren Beginn von LAUBSCHER (1998, 2003) in das Eozän gestellt wird, und die erosive Kappung des Bruchschollenfeldes (s.u.) zeitlich überlagerten. Denkbar ist ferner, dass die USM auf ein reliefiertes (bzw. noch nicht vollständig eingeebnetes) Substrat abgelagert wurde, dass die Ablagerung syntektonisch erfolgte oder dass spätere (transpressive?) Bewegungen an einzelnen Brüchen die USM verstellten.

Die nächstjüngere Bildung im Kartengebiet, das Tenniken-Muschelagglomerat (OMM, Burdigalien), markiert als Strandablagerung die weiteste Transgression des Molassemeeres im vorliegenden Gebiet; es überlagert gleichermassen Horste und Gräben der zwischenzeitlich erosiv gekappten Bruchschollen (GROOTHOFF

1909, BUXTORF 1928). Das Tenniken-Muschelagglomerat wird von der Basler Juranagelfluh (OSM, Burdigalien-Serravallien) überlagert (STUMM 1964a), die von der Südabdachung des sich aufwölbenden Schwarzwald in Richtung Süden zum Molassebecken hin geschüttet wurde (Fig. 18, S. 63). Bei der Ablagerung der Basler Juranagelfluh wurden anfänglich Rinnen in die Unterlage des Tafeljuras erodiert und verfüllt, anschliessend breitete sich die über die Rinnenränder hinausgreifende Schüttung flächenhaft als Onlap nach Norden aus (mündl. Mitt. D. Kälin). Höhenunterschiede in der Auflagerungshöhe der Basler Juranagelfluh dürften auf solche Rinnen zurückgehen; allerdings treten auch tektonische Verstellungen im Zuge der spätmiozänen Jurafaltung auf (s.u.).

Kompressionsphänomene

Die Tektonik des Tafeljuras gilt seit längerem als gut bekannt (VON HUENE 1900, BUXTORF 1900, CLOOS 1910, SUTER 1915, SENN 1947 u.v.a.). In den meisten bisherigen Arbeiten wird der tektonische Bau des Tafeljuras als laterale Folge von Bruchschollen aufgefasst und dargestellt, die durch Extensionsstrukturen, an denen Vertikalbewegungen stattfanden, begrenzt sind (z.B. BUXTORF 1901b, LAUBSCHER 1987). Unstetigkeiten längs von Horsten und Gräben werden als lokale, auf jeweils eine Scholle beschränkte Brüche oder als Verbiegungen interpretiert (z.B. WIENER 1986).

Bisherige Untersuchungen verzeichnen im Tafeljura die Adlerhof-Struktur, die Mandach-Überschiebung und die Mettau-Überschiebung als Kompressionsstrukturen (z.B. VON BUBNOFF 1914). Während für die Bildung der Mandach-Überschiebung spätestens seit den Untersuchungen der Nagra Fernschub aus Süden (BUXTORF 1907, LAUBSCHER 1961) im Zuge der Jurafaltung als Bildungsmechanismus unbestritten ist, wurde für die Adlerhof-Struktur und die Mettau-Überschiebung lange Zeit noch ein Abgleiten der Sedimentdecke auf den Evaporiten der Zeglingen-Formation postuliert, das durch den sich aufwölbenden Schwarzwald verursacht worden sei (LAUBSCHER 1973, WILDI 1976). Erst jüngere Arbeiten (z.B. LAUBSCHER 2003, 2008) weisen auch diese beiden Kompressionsstrukturen genetisch der Jurafaltung zu. Nach bisheriger Auffassung liegt das Ostende der Mandach-Überschiebung bei Gipf-Oberfrick (Blatt Frick-Laufenburg, DIEBOLD et al. 2006). Von Westen her zieht die Adlerhof-Struktur (z.B. HERZOG 1956, s.a. TREFZGER 1925) einige Kilometer in das Gebiet von Blatt Sissach-Rheinfelden hinein (s.o.). Zwischen diesen beiden der Jura-Hauptüberschiebung deutlich vorgelagerten kompressiven Strukturen wurde bisher nur von vertikalen Bewegungen ausgegangen (BUXTORF 1901a, SUTER 1915, SENN 1947; auch GONZALEZ 1989, 1990 geht ausschliesslich von Vertikalbewegungen an der Zeiningen-Bruchzone aus).

BUXTORF (1916) stellt in seinem Befundprofil des Hauenstein-Basistunnels eine Überschiebung weit nördlich der Vorfaltenzone dar (s.a. P. Jordan in BLÄSI et al. 2018b, Taf. I, Profil 2), in der er das nördlichste Anzeichen von Kompression

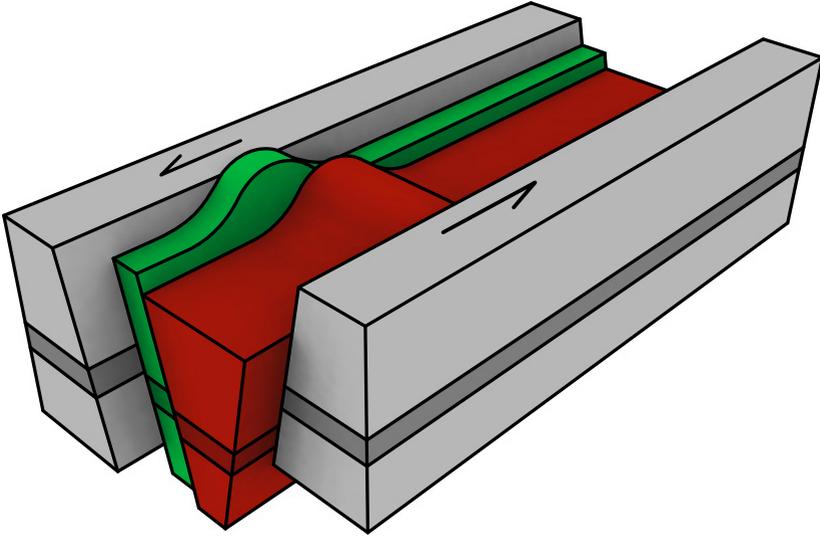


Fig. 30: Schematische Darstellung der sinistral versetzten Antiklinalstrukturen in der kompressiv überprägten Bruchscholle im Gebiet Stöcklibode–Widebode nordwestlich von Nussdorf (Nordende Furlen-Graben/Itingen-Graben). Grafik S. Pfirter.

im Tafeljura sah; HEIM (1919) interpretiert eigenartige tektonische Kontakte auf geologischen Karten früherer Autoren (z.B. VON HUENE 1900) als Vertikalbewegungen von Tafeljuraschollen im Zuge der Jurafaltung, und MÜLLERRIED (1921) beschreibt horizontale Rutschharnische an Brüchen im Tafeljura, die eine horizontale bzw. schräge Bewegungskomponente anzeigen.

Verfaltungen

Bereits BUXTORF (1901a, S. 101) erwähnt Grabenschollen, die antiklinalen Bau aufweisen, ohne jedoch nähere Angaben zur Örtlichkeit zu machen. Die Antiklinalstruktur des «Variansgrabens» nordöstlich von Maisprach (SUTER 1915) wurde weiter oben beschrieben. Bei der geologischen Aufnahme des Gebiets von Blatt Sissach-Rheinfeldern konnten zahlreiche weitere Verfaltungen innerhalb von Bruchschollen beobachtet werden, u.a.:

- Am Osthang des Chriesibergs (nördlich von Zuzgen) ist bei Koord. 2635.470/1265.315 das Liedertswil-Member der Schinznach-Formation («Plattenkalk») durch Verfaltung gewellt.
- In der Buechholden südwestlich von Zeiningen (Koord. 2632.100/1265.150) ist die Passwang-Formation bei einem WSW-ENE-Streichen bis 43° aufgebogen.

- Im Gebiet Stöcklibode–Widebode nordwestlich von Nusshof sind zwei benachbarte Bruchschollen verfaltet. Schichtmessungen belegen je einen Nord- und Südschenkel, mit Nordfallen von 20–30° und Südfällen von 20–65°. Die Faltenachsen streichen WNW–ESE und sind sinistral versetzt (Fig.30). Im Kern der westlichen Antiklinale tritt die Passwang-Formation zutage.
- Am Nordende der Rissenholden südlich von Zunzgen (Koord. 2627.620/1254.340) weist der Hauptrogenstein eine Kleinfalte mit etwa West–Ost verlaufender Faltenachse auf.
- Ferner zeigt das Profil entlang der Vertikalschachtgrabungen (Hauptschacht bei Koord. 2629.812/1255.969) für die Sanierung der Rutschung östlich von Thürnen ein Aufbiegen der Schichten bis 40° Nordfallen.

Horizontale Rutschharnische

MÜLLERRIED (1921) beschreibt aus dem Tafeljura und dem Dinkelberg horizontale und schräge Rutschharnische, die er auf «Druck des Kettenjura» zurückführt und zeitlich dem Pliozän zuordnet.

Die im Gebiet von Blatt Sissach-Rheinfelden auftretenden schrägen und horizontalen Rutschharnische auf Klufflächen lassen auf eine entsprechende Bewegung der Schollen gegeneinander schliessen. Schräge oder horizontale Rutschharnische auf NNE–SSW streichenden, steilen Klüften wurden an den folgenden Stellen beobachtet:

- Bruchfläche (Hauptrogenstein/Ifenthal-Formation) mit schrägen Rutschharnischen, am Fahrweg oberhalb der stillgelegten Grube am Wischberg nordöstlich von Ormalingen (Koord. 2633.800/1258.200).
- Bruchfläche (Hauptrogenstein/Ifenthal-Formation) mit tektonischer Brekziierung sowie vertikalen und horizontalen Rutschharnischen, WNW von Zunzgen (Koord. 2627.240/1255.745).
- Felswand aus Hauptrogenstein, an der Strasse Bubendorf–Ziefen, rund 200 m NNE von Pkt. 396 m (Koord. 2621.870/1254.260). Der Aufschluss ist teils von einem Steinschlag-schutznetz bedeckt, die schrägen Rutschharnische verwittern zusehends.

Stylolithen

Stylolithen, die eine Einengung in Nord–Süd–Richtung anzeigen, sind im Steinbruch an der Strasse Rothenfluh–Wittnau (Koord. 2637.320/1257.450) zu finden.

Überschiebungen

Auf die Verbreitung der Überschiebungen im Kartengebiet wurde bereits weiter oben eingegangen. Obwohl Überschiebungen im Tafeljura kaum je abgeschlossen sind, lassen sie sich insbesondere anhand von Abweichungen der zu erwartenden Lagebeziehungen im Schichtstapel längs von Bruchschollen (aberrante Mächtigkeiten, nicht-stratigraphische Kontakte) sowie durch rasche Wechsel der



Fig. 31: Ausbiss einer kleinen, südvergenten Überschiebung im Haupttrogenstein. Bach unterhalb der ARA von Wenslingen (Koord. 2635.125/1254.285, Blick in Richtung Westen). Länge des Massstabs 2m. Foto U. Pfirter, 2015.

Sprunghöhe entlang von Brüchen feststellen. Naturgemäss sind Lage und Verlauf von Überschiebungen unter quartären Talfüllungen weniger genau zu fassen (z.B. nördlich der Bärnholden im Westen von Sissach). Im Folgenden soll eine Auswahl von scholleninternen Überschiebungen beschrieben werden, die bei der Kartierung von Blatt Sissach-Rheinfelden festgestellt wurden.

Am Bach unterhalb der ARA von *Wenslingen* (Koord. 2635.125/1254.285) ist eine südvergente Überschiebungsfläche mit Rutschharnischen aufgeschlossen (Fig. 31); zudem tritt am Fussweg verbreitet tektonische Brekzie auf.

In *Nusshof* ist der dort bis zu 80 m mächtige Delsberg-Süsswasserkalk nordvergent von Ifenthal-Formation überfahren worden (Koord. 2627.540/1260.035; Taf. I, Profil 10).

Im vorderen Teil des Wolfgrabens südlich von *Itingen* tritt das üblicherweise maximal 70 m mächtige Effingen-Member der Wildegg-Formation in scheinbar deutlich grösserer Mächtigkeit auf. Im Gegensatz zu WIENER (1986), der diesen Sachverhalt in seiner Strukturkarte durch eine auf diese Scholle (Itingen-Graben) beschränkte Verwerfung südlich von Itingen erklärt, wird hier von einer Schichtrepetition durch eine Überschiebung ausgegangen.

Südlich von *Ramlinsburg* ist die Scholle des Spitzenbergs, mit Passwang-Formation und Hauptrogenstein, nach Norden über die aus Hauptrogenstein bestehende Zwischenschuppe mit der Ruine Spitzburg überschoben. Diese wiederum ist nach Norden über Ifenthal-Formation überschoben, was sich aus dem zu geringen seitlichen Abstand zum Malm südöstlich des Ramlinsburger Ortsteils Oberhof ergibt.

Im Südosten des Liestaler Ortsteils *Altmarkt* ist die Passwang-Formation entlang der Bahnlinie aufgeschlossen. Wenig nordöstlich davon wurde der Hauptrogenstein unter der Quartärfüllung des Ergolztals mehrfach erbohrt. Diese Situation weist auf eine nordvergente Überschiebung hin (Taf. I, Profil 9).

Südlich von *Arisdorf* tritt am westlichen und östlichen Talhang auf verschiedener Höhe Staffelegg-Formation auf. Diese Repetition der Schichtreihe wird durch eine südvergente Verschiebung in der Adlerhof-Struktur verursacht, wie überhaupt im östlichen Teil der Adlerhof-Struktur und ihrer Fortsetzung nach Osten südvergente Bewegungsrichtungen überwiegen.

In einer Bohrung beim Zelglihof südöstlich von *Kaiseraugst* (bei Koord. 2622.610/1264.444) liegt Opalinus-Ton unter dem Beggingen-Member («Arietenkalk») der Staffelegg-Formation (HAUBER 1973); das Beggingen-Member ist demnach über Opalinus-Ton geschoben worden. Auf der westlich anschliessenden Scholle ist die Staffelegg-Formation südvergent auf Opalinus-Ton überschoben.

Unterhalb des Weierhaus nordwestlich von *Zuzgen* (Koord. 2632.825/1264.335) ist Weitenau-Formation auf Dinkelberg-Formation überschoben, ebenso im Dorfkern von Zuzgen (Taf. I, Profil 7), während zwischen dem Kohlmatthof (Koord. 2633.995/1263.410) und dem Rohrhof südöstlich des Dorfes Dinkelberg-Formation überschoben auf Kaiseraugst-Formation vorliegt (Taf. I, Profil 7). Alle diese Überschiebungen in der Umgebung von Zuzgen sind nordvergent. Es sind die einzigen Stellen im Juragebirge, wo Formationen im Liegenden der Zeglingen-Formation von Kompression in Zusammenhang mit der Jurafaltung erfasst wurden.

Änderungen der Sprunghöhe über kürzere Distanz entlang von Brüchen weisen ebenfalls auf Vertikalbewegungen durch Überschiebungen oder transversale Bewegungen an Brüchen hin, so beispielsweise am Westrand des Itingen-Grabens zwischen dem Limperg nordwestlich von Sissach und Nussdorf. Westlich des Hofes Limperg grenzt das Effingen-Member der Wildegg-Formation an das Rothenfluh-Member der Passwang-Formation, woraus eine Sprunghöhe von ca. 160 m resultiert, während östlich der Grimstelucke am selben Bruch die Ifenthal-Formation an das Effingen-Member grenzt, was einem Versatz von nur noch ca. 65 m entspricht.

Überschiebungen sind auch durch die in zahlreichen Bohrungen festgestellte Repetition von Schichten – besonders gut fassbar bei der Staffelegg-Formation – bzw. durch aussergewöhnlich hohe Schichtmächtigkeiten belegt, so beispielsweise in:

- Ormalingen, Koord. 2633.050/1258.037, Staffelegg-Formation ist mit 54 m zu mächtig.
- Gelterkinden, Koord. 2631.583/1256.838, Repetition der Staffelegg-Formation.
- Rickenbach, Koord. 2631.010/1259.250, Kalksandstein, vermutlich aus der Rinnenfazies des Ergolz-Members der Klettgau-Formation («Schilfsandstein»; im Bohrprofil als «Rhät» [Belchen-Member] interpretiert), der über das Gruhalde-Member («Obere Bunte Mergel») überschoben ist.
- Kaiseraugst, Koord. 2622.610/1264.444, Staffelegg-Formation über Opalinus-Ton (s.o.).

Nach Ablagerung der OSM bewegte Brüche

Hinweise auf nach der Ablagerung der früh- bis mittelmiozänen Basler Juranagelfluh (OSM) gebildete vertikale Versätze an Störungen beschreiben VON HUENE (1900) und BUXTORF (1901a). BUXTORF (1901a, S.99f.) schreibt: «[man wird] sich die Aufgabe zu stellen haben, in dem von den <schwarzwäldischen> [=rheintalischen] Brüchen gestörten Basler Tafeljura den Einfluss der jungtertiären Faltung des Juragebirges nachzuweisen.» Auch BLÖSCH (1910) weist auf vertikale Verstellungen in der Basler Juranagelfluh hin. BUXTORF (1901a) bemerkt die tiefere Lage der Juranagelfluh auf der Hard nördlich von Sissach (Lucheren) im Vergleich zu den benachbarten, höher aufragenden Erhebungen der Sissacherflue und des Schwarzdopfs; er fasst dies als Tieferstellung der Hard an Störungen auf, die während der Jurafaltung reaktiviert wurden. Allerdings könnte die tiefere Lage der Juranagelfluh hier auch als Füllung eines Flusstals mit teilweise erhaltenen Talflanken erklärt werden. Ferner erwähnt BUXTORF (1901a) eine Ost-West streichende Verwerfung mit abgesunkenem Südflügel an der Tennikerflue, durch die das Tenniken-Muschelagglomerat leicht versetzt wird. Möglicherweise handelt es sich bei dieser unbedeutenden und deshalb auf der Karte nicht eingezeichneten Störung auch um eine Spalte, die durch gravitative Bewegungen am Rand des molassebedeckten Hauptrogensteinplateaus entstanden ist. Den steilen Kontakt zwischen Basler Juranagelfluh und Effingen-Member bzw. Balsthal-Formation bei Hinter Hand östlich von Ramlinsburg erachtet VON HUENE (1900) als Ergebnis eines vertikalen Versatzes nach der Ablagerung der Juranagelfluh. HEIM (1919) sieht hier den Beweis für Bewegungen von Tafeljuraschollen nach dem Mittleren Miozän.

Bei der geologischen Aufnahme von Blatt Sissach-Rheinfeldern wurden verschiedene Beobachtungen gemacht, die diesen Befund bestätigen. So liegt beim Talhau südlich von Itingen (Koord. 2626.235/1256.635 u. Umg.) Basler Juranagelfluh, unterlagert von Balsthal-Formation, auf zwei Schollen des Itingen-Grabens. Die Basis der Juranagelfluh liegt dort auf 465 m und gut 440 m ü.M. und damit 120–145 m tiefer als am rund 350 m entfernten Spitzenberg, dem Nordende des

OSM-Vorkommens auf der Zunzgerhard. Am Nordwestabhang des Spitzenbergs, unmittelbar oberhalb der beiden abgesenkten Schollen, liegt die Juranagelfluh auf Effingen-Member. Im Weiteren befindet sich auf dem Horen südwestlich von Zunzgen bei Koord. 2627.180/1254.495 ein steiler Kontakt zwischen Basler Juranagelfluh und Hauptrogenstein, und ausserdem fällt das Tenniken-Muschelagglomerat oberhalb der Steinholden südlich von Diepflingen (Koord. 2629.725/1254.380) mit 5° nach Westen ein, ist also geringfügig verkippt. Auf älteren Kartierungen (BUXTORF 1901b, SENN 1947, HAUBER 2003b) sind diese Beobachtungen nicht vermerkt.

Tektonische Entwicklung

Gebiet nördlich der Autobahn A3

Über die Genese des aktuellen tektonischen Musters machten sich bereits VON BUBNOFF (1912) und DISLER (1912, 1914, 1931) Gedanken. HEUSSER (1926) postuliert, gestützt auf seine Aufnahmen entlang der beiden Rheinufer zwischen Schwörstadt-Unterdorf und Riedmatt, eine kurzweilige Verfaltung mit kleinen Amplituden und NNW-SSE bis Nordwest-Südost streichenden Faltenachsen. Der Ostschenkel der postulierten Synklinale beim Kraftwerk Ryburg-Schwörstadt ist heute noch am rechten Rheinufer erkennbar. LUTZ (1964) betrachtet die Wehratal-Bruchzone aufgrund ihrer Breite und der (vergleichsweise tiefer liegenden) Füllung mit Keuper und Lias als grosses Pendant der Keilgräben weiter im Westen.

LAUBSCHER (1982) analysierte die tektonischen Verhältnisse im grösseren Zusammenhang. Er führt alle beobachteten Strukturen ursächlich auf die Bildung des alpinen Forebulge und die Öffnung des Oberrhein-Grabens im Eozän-Oligozän zurück. Gemäss H. Laubscher entstanden im kristallinen Untergrund, zum Teil alten Schwächezonen folgend, vor allem Nord-Süd bis NNE-SSW streichende Brüche. Entscheidend sei allerdings die Entkoppelung des sedimentären Deckgebirges vom kristallinen Untergrund entlang der Evaporite der Zeglingen-Formation (und, implizit, in der «Playa-Serie» der Weitenau-Formation) gewesen. Antreibender Faktor sei insbesondere die durch überregionale tektonische Vorgänge hervorgerufene leichte Neigung der ursprünglich horizontalen Schichtung gewesen. In einer ersten Phase (Forebulge) sei das Deckgebirge nach Süden geglitten, was zur Bildung der Schwarzwaldsüdrand-Abschiebung und der Öffnung des Dinkelberg-Grabens geführt habe. In einer zweiten Phase, der Hauptöffnungsphase des Oberrhein-Grabens, sei die Sedimentbedeckung in Richtung Westen, zum Graben hin geglitten, wobei die Keilgräben und die Wehratal-Bruchzone entstanden seien. In der letzten Phase sei die Sedimentdecke schliesslich durch antithetische Aufwölbung der Grabenränder in östliche Richtung geglitten.

In einer jüngeren Arbeit erweitert und revidiert LAUBSCHER (2003) sein Konzept. Er unterscheidet nun zwischen einem oligozänen und einem miozänen Dinkelberg-Block (Letzterer etwa identisch mit der hier definierten Weitenau-Dinkelberg-Grossscholle, s. S. 108f.). Demnach sackte der oligozäne Dinkelberg-Block – im Rahmen der oligozänen Extension des Oberrhein-Grabens – entlang der im kristallinen Untergrund wurzelnden Schwarzwaldsüdrand-Abschiebung (im Norden, sich in die Vorwald-Abschiebung fortsetzend) und der Wehratal-Bruchzone (im Osten, sich in der Säkingen-Oltingen-Line [BUXTORF 1916] fortsetzend) ein und kippte dabei nach WNW. Gegen Süden sei der oligozäne Dinkelberg-Block durch den Nordrand des Nordschweizer Permokarbon-Trogs begrenzt («Mont terrible Flexur», A. Buxtorf in SCHMIDT et al. 1907, Fig. 10), und gegen Westen sei er unter Faltenbildung auf den Oberrhein-Graben überschoben.

Im Frühen Miozän sei dann, immer noch nach LAUBSCHER (2003), im Zusammenhang mit dem sich im Gebiet des heutigen Dinkelbergs aufwölbenden Forebulge und entlang präexistenter Strukturen, namentlich der Aspenrain-Flexur, die Adlerhof-Struktur entstanden. Auf diese kompressive Phase könnten möglicherweise auch die weiter oben beschriebene Inversion des ungefähr West-Ost streichenden Karsau-Bruchs und die sanfte Wellung der Schichten zurückgeführt werden. Der nun (im Uhrzeigersinn von Nordwesten) durch die Schwarzwaldsüdrand-Abschiebung, die Wehratal-Zeiningen-Bruchzone, die Adlerhof-Struktur und die – an wenigen Stellen, so beim Schänzli (BITTERLI-BRUNNER 1987, LAUBSCHER 2001, 2003) dokumentierte – Überschiebung auf den Oberrhein-Graben definierte miozäne Dinkelberg-Block sei im späteren Miozän sinistral entlang der aktuellen Rheintal-Flexur rund 2 km nach Norden geschoben worden (LAUBSCHER 2003). Dadurch ergibt sich (mit Rheintal-Flexur anstelle Überschiebung als Westgrenze) die Weitenau-Dinkelberg-Grossscholle, wie sie eingangs des Kapitels Tektonik definiert wurde.

Nach der Hypothese LAUBSCHERS (1982) des sich im Oligozän zunächst aufgrund einer nach Süden gleitenden Sedimentbedeckung öffnenden Dinkelberg-Grabens und der anschliessenden Bildung der Keilgräben durch ein Gleiten des Deckgebirges Richtung Westen ging LAUBSCHER (2003) nicht weiter auf die Entstehung der Keilgräben und des Dinkelberg-Grabens ein. Implizit ergibt sich aus seinen Figuren jedoch folgende Kinematik: 1. Entstehung der Nord-Süd streichenden Keilgräben. 2. Öffnung des Dinkelberg-Grabens, im Südosten wahrscheinlich begrenzt durch die sich gleichzeitig bildende transtensive Zeiningen-Bruchzone. Während H. Laubscher die Entstehung der beiden Strukturelemente in diesen beiden Arbeiten also auf jeweils unterschiedliche Bildungsbedingungen zurückführte, stellte er dies, wie auch die zeitliche Trennung, in einer weiteren Arbeit wieder infrage (LAUBSCHER 2004). In dieser jüngeren Arbeit stellte er die Hypothese auf, dass beide Strukturelemente auf Transversalbewegungen im Zusammenhang mit Dehnung und Aufdomung im Bereich des südlichen Oberrhein-Grabens zurückzuführen seien. Die Keilgräben würden dabei die sinistralen Elemente, der Din-

kelberg-Graben das annähernd orthogonal dazu stehende dextrale Element darstellen. Die Keilgräben im Inneren des Dinkelberg-Grabens könnten demnach als dextrale En-échélon-Strukturen interpretiert werden.

Wie bereits in seiner früheren Arbeit (LAUBSCHER 1982) postulierte auch LAUBSCHER (2004) eine Entkoppelung der (listrischen) Abschiebungen im Deckgebirge im Niveau der Zeglingen-Formation (z.B. BLÄSI et al. 2018a, Fig. 30). Die detaillierte geologische Aufnahme des Kartengebiets und die Konstruktion der Profile haben jedoch gezeigt, dass diese postulierte vollständige Entkopplung allein schon aus geometrischen Gründen (Kartenbild) unwahrscheinlich ist (s. u.).

Neben diesen tektonischen Prozessen wurde und wird die Struktur der Festgesteine auch durch die Subrosion der Steinsalz und Sulfate führenden Formationen, insbesondere der Zeglingen-, aber auch der Bänkerjoch-Formation, beeinflusst (s. Taf. I, Profile 3, 4, 6 u.a.). Im Gebiet des Hirzenlecks ist die Mächtigkeit der Zeglingen-Formation gar auf 20–30 m reduziert. Viele Kleinstrukturen, Verkipfungen, mitunter in exotische Richtungen, Abschiebungen, aber auch vermeintliche Faltungen können und müssen wohl auf Subrosionsvorgänge in und gravitatives Abgleiten auf den Evaporiten zurückgeführt werden.

Gebiet südlich der Autobahn A3

Die Bildung der NNE–SSW bis Nordost–Südwest streichenden Brüche bzw. Bruchschollen geschah im gesamten Kartengebiet wie oben beschrieben, das heisst im Zusammenhang mit der Hebung des alpinen Forebulge und der Öffnung des Oberrhein-Grabens im Eozän–Oligozän (LAUBSCHER 1982, 2003). Die Bruchschollenbildung dürfte kurz vor oder während der Ablagerung der jüngsten noch involvierten stratigraphischen Einheit, dem chattischen Delsberg-Süßwasserkalk (USM), geendet haben. Danach wurde die Bruchschollenlandschaft bis zur Ablagerung des Tenniken-Muschelagglomerats (OMM) im Burdigalien erosiv gekappt, wobei sich die letzten Extensionsbewegungen und der Beginn der erosiven Kappung zeitlich überlagert haben dürften (s. S. 124). Die transgressive OMM und die sie überlagernde Basler Juranagelfluh (OSM, Burdigalien–Serravallien) versiegelten somit damals die Bruchschollen.

Südlich der Autobahn A3 sind zahlreiche Kompressionsphänomene (nord- und südvergente scholleninterne Überschiebungen sowie antiklinale Verbiegungen in Bruchschollen, horizontale und schräge Rutschharnische) auszumachen, die durch Schub aus Süden gebildet wurden. Überschiebungen treten gehäuft im Dreieck Wintersingen–Wegenstetten–Sissach auf, speziell an dessen Nordrand (Linie Wintersingen–Wegenstetten), sowie in der Fortsetzung der Adlerhof-Struktur nach Osten. Dieser vergleichsweise stärker kompressiv überprägte Streifen bildet das Bindeglied zwischen zwei bisher als separat erachteten Bereichen mit kompressiven Strukturen im Tafeljura. Östlich des Kartengebiets sind dies die Mandach- und die Mettau-Überschiebung, westlich davon die Adlerhof-Struktur. Der genannte Strei-

fen kann als Grenze zwischen dem durch alpine Kompression deutlich überprägten alpinen Vorland im Süden und dem durch alpine Kompression nur schwach überprägten Vorland nördlich davon angesehen werden (s. Fig. 29). Weiter wurden im Verbreitungsgebiet der OMM und der OSM Versätze an reaktivierten paläogenen Brüchen festgestellt. Es zeigt sich also, dass sich der Fernschub (BUXTORF 1907, LAUBSCHER 1961), der im Späten Miozän (z.B. LAUBSCHER 2002, WEISERT & STÖSSEL 2009) durch Abscherung der mesozoischen und känozoischen Sedimentbedeckung über den triassischen Evaporiten zur Bildung des Faltenjuras führte (LAUBSCHER 1965, 1980, JORDAN 1992, 1994), sich deutlich über die Jura-Hauptüberschiebung und die vorgelagerten Faltenjurastrukturen (Vorfaltenzone, s. BLÄSI et al. 2018a, Taf. II) hinaus bemerkbar macht. Im Kartenmassstab 1:25 000 erfassbare Kompressionsphänomene lassen sich im Juraquerschnitt Olten–Schwörstadt mehr als 10 km nördlich des Nordrands des Faltenjuras feststellen. Kleinere, teils fragliche Auswirkungen der Jurafaltung sind aber selbst im Dinkelberg noch wahrnehmbar (horizontale Rutschharnische, MÜLLERRIED 1921; Karsau-Bruch, mit Anzeichen einer steilen Überschiebung (s. S. 113); Kleinfalte nördlich von Grenzach [Blatt Basel]).

Der Verlauf des Bereichs mit gehäuft auftretenden, vorwiegend südvergenten Überschiebungen, der bzw. dessen Nordrand das Gebiet von Blatt Sissach-Rheinfelden ungefähr auf der Ost–West verlaufenden Linie Wegenstetten–Frenkendorf quert, dürfte sich an den Nordrand des Nordschweizer Permokarbon-Trogs halten. Die nördliche Randstörung dieses spätpaläozoischen Grundgebirgstrogs folgt etwa einer Linie Frick–Münchenstein (MATTER 1987, LAUBSCHER & NOACK 1997, LAUBSCHER 2003) zwischen Mandach-Überschiebung und Adlerhof-Struktur (DIEBOLD 1988, 1989, 1990, LAUBSCHER & NOACK 1997, LAUBSCHER 2003). In geringem Mass wurde diese Sockeldiskontinuität bereits im Mesozoikum reaktiviert (WETZEL et al. 1993 u.a.). An ihr dürften im Zuge der Jurafaltung Überschiebungen im Deckgebirge nukleiert haben.

Konstruktion der geologischen Profilschnitte

LAUBSCHER (1982) postuliert eine Entkoppelung der Brüche (Abschiebungen) im Deckgebirge im Niveau der Zeglingen-Formation und damit verbunden eine listrische Geometrie dieser Störungen (z.B. BLÄSI et al. 2018a, Fig. 30). Im Kartenbild lässt sich ein relativ geradliniger, von der Topographie weitgehend unabhängiger Verlauf der meisten Brüche erkennen, was auf ein eher steiles Einfallen hinweist. Dies ist auch im unmittelbar Hangenden des postulierten Konvergenzhorizonts der Fall, namentlich bei den langen, schmalen Keupergräben zwischen Mumpf und Wintersingen und auf dem Dinkelberg, bei denen eine Abflachung des Einfallens der randlichen Brüche und entsprechende Verschnitte mit der Erdoberfläche zu

erwarten wären. Gegen (ausgeprägte) listrische Brüche spricht auch, dass die Bruchschollen, mindestens im Kartengebiet, oft nicht oder nur schwach verkippt sind. Aus diesen Gründen wurde bei der Konstruktion der geologischen Profilschnitte (Taf. I) von geraden oder nur schwach gebogenen, meist steilstehenden und in das Grundgebirge verlaufenden Brüchen ausgegangen.

Die Form und Entstehungsweise der nord- und südvergenten scholleninternen Überschiebungen sind noch weitgehend unbekannt. Zum besseren Verständnis der Geometrie und Kinematik dieser Störungen bedürfte es der Konstruktion bilanzierter Profile, was jedoch im Rahmen der geologischen Aufnahmen für das vorliegende Kartenblatt nicht möglich war. Aus diesem Grund stützt sich ihre Darstellung in den Profilschnitten (Taf. I) auf die stark vereinfachende Annahme, dass sie in der Zeglingen-Formation wurzeln (mit Ausnahme der Überschiebungen, die auch das Rotliegend bzw. Grundgebirge betreffen, s. Taf. I, Profile 3, 7) und ihre Neigung $20\text{--}25^\circ$ beträgt. Dies, obwohl vereinzelt auch flacher verlaufende Überschiebungen vorkommen (z.B. südvergente Verschuppung südlich von Arisdorf, s. S. 129) und möglicherweise solche, die in einer höheren stratigraphischen Einheit ihren Ursprung haben. Denkbar wären zudem auch «verfaltete Überschiebungen» im weiteren Sinn (z.B. BLÄSI et al. 2018a, S. 91), wesentlich komplexere transpressive oder transtensive Strukturen oder Kombinationen verschiedener kompressiver Geometrien.

HYDROGEOLOGIE

Übersicht

Hydrogeologische Grosseinheiten und Datengrundlagen

Das Gebiet von Blatt Sissach-Rheinfelden umfasst von Süden nach Norden die folgenden hydrogeologischen Grosseinheiten:

- Tafeljura mit Karst-, teilweise auch Kluftgrundwässern in den mesozoischen Sedimentgesteinen; im südlichsten Gebietsanteil auch Porengrundwässer der Oberen Süsswassermolasse (Basler Juranagelfluh) und der Oberen Meeresmolasse (Tenniken-Muschelagglomerat). Ton- und anhydrithaltige Lagen dichten die verschiedenen Aquifere gegeneinander ab und bewirken hydraulisch voneinander getrennte Grundwasserstockwerke.
- Autochthones Mesozoikum mit Karst- und Kluftgrundwässern in den karbonatreichen Einheiten des Muschelkalks sowie Kluft- und Porengrundwässern im liegenden Buntsandstein und Rotliegend (Dinkelberg- und Weitenau-Formation). Auch hier sind mehrere Grundwasserstockwerke möglich.
- Quartäre, grundwasserführende Schotterterrassen im Rheintal und in seinen Seitentälern (teilweise in hydraulischem Kontakt mit den Karstgrundwässern).
- Kristallines Grundgebirge (Granitintrusionen des Karbons sowie Gneise) mit thermalen Kluftgrundwässern.

Das kristalline Grundgebirge steht in der Nordostecke des Kartengebiets an bzw. liegt dort relativ oberflächennah. Es enthält neben Mineralwasser auch artesisch gespanntes Thermalwasser. Dessen Genese ist durch komplexe Mischungsprozesse unterschiedlicher Tiefengrundwässer geprägt.

Die Karbonatgesteine des Mesozoikums bilden wichtige Felsgrundwasserleiter, ebenso Konglomerat- und Sandsteinlagen des Rotliegend. Ein ausgeprägter geologischer Stockwerkbau trennt die einzelnen Aquifere.

Die quartären Schotter, insbesondere die stark porösen und gut durchlässigen Niederterrassenschotter mit ihren mächtigen Grundwasservorkommen beiderseits des Rheins, bilden die Hauptaquifere für die regionale Wasserversorgung. Die Grundwasserverhältnisse in den quartären Schottern sind anthropogen beeinflusst, einerseits durch die aneinandergereihten Stauhaltungen der Flusskraftwerke, andererseits durch umfangreiche Wasserentnahmen aus Brunnen (Trink- und Brauchwasser) und Altlastensanierungen.

Die lokale Situation bezüglich der Grundwassermächtigkeiten und der mittleren Grundwasserstände in Lockergesteinen, bezüglich der Lage und Ergiebigkeit von Trinkwasserquellen sowie bezüglich der Grundwasserschutzbestimmungen (Gewässerschutzzonen und -bereiche in der Schweiz, Wasserschutzgebiete mit

Schutzzonen in Deutschland) können auf den im Internet aufgeschalteten Karten der Kantone Basel-Landschaft und Aargau eingesehen werden. Die deutschen Wasserschutzgebietskarten sind nicht publiziert, können aber auf den Landratsämtern Lörrach und Waldshut eingesehen werden. Zusätzliche Informationen zum Grundwasser, wie beispielsweise Fördermengen aus Brunnen, Temperaturmessungen und chemische Parameter, liefern auch die hydrogeologischen Jahrbücher des Kantons Aargau und die hydrographischen Jahrbücher des Kantons Basel-Landschaft.

Zur lokalen Hydrogeologie, zur Trinkwasserbewirtschaftung sowie zur Nutzung und zum Schutz der Felsgrundwässer sei auf folgende Literatur verwiesen: JÄCKLI & KEMPF (1972), JOACHIM & VILLINGER (1975), INTERREG II (2001a, b), SCHLOZ & STÖBER (2006), AUCKENTHALER (2009), BJÖRNSÉN GURUNG & STÄHLI (2014), WÄBER et al. (2015) und BURGER (2016).

Lockergesteinsgrundwasser

Das wichtigste Grundwasservorkommen befindet sich in den Niederterrassenschottern entlang des Rheintals, die am östlichen Rand des Gebiets von Blatt Sissach-Rheinfelden eine Breite von rund 1 km einnehmen, sich dann entlang des Rheins rasch auf 3–4 km aufweiten, um sich am westlichen Kartengebietsrand wieder auf 2,5 km zu verschmälern. Dieser bedeutende Grundwasserstrom in den gut durchlässigen Talschottern bedeckt im Kartengebiet eine Fläche von rund 35–40 km² und umfasst ein ständiges Grundwasservolumen von mehreren Millionen Kubikmetern.

Im Vergleich dazu sind die weiteren Grundwasservorkommen im Lockergestein eher unbedeutend; erwähnenswert sind insbesondere die Grundwässer in den Talschottern des Wehratals (Hoch- und Niederterrasse) und des Ergolztales (vorwiegend Niederterrasse).

Hinzu kommen geringmächtige Grundwasservorkommen in den höhergelegenen Deckenschottern des südlichen Rheintals, die sich in den meisten Fällen in das darunterliegende System der Hoch- und Niederterrassenschotter entwässern. Besonders ausgedehnt sind diese Deckenschottergrundwässer im Gebiet zwischen Giebenach und dem Magdenerbach.

Die hauptsächliche Grundwasserneubildung erfolgt hier durch Niederschläge auf die gut versickerungsfähigen Schotterböden; in vielen Bereichen ist diese Grundwasserneubildung jedoch durch mächtige Lössböden und Lösslehm etwas eingeschränkt. Hinzu kommt entlang des südlichen Rheinufer zwischen Wallbach AG und Rheinfelden AG eine zusätzliche, erhebliche Grundwasseranreicherung (und Temperaturbeeinflussung) durch Flusswasser, die sich auf mehreren hundert Metern Entfernung zum Rheinufer bemerkbar macht.

Die Temperatur der Lockergesteinsgrundwässer schwankt im Bereich von 9–12°C. Dies korrespondiert, um einige Monate zeitverzögert, mit den Jahres-

schwankungen der Lufttemperatur (Tiefstwerte im Frühling, Höchstwerte im Herbst). Je grösser der Flurabstand ist, desto ausgeglichener verläuft die Temperaturkurve des Grundwassers. In der Schotterebene des Rheintals ist der Flurabstand, gesamtthaft betrachtet, gross bis sehr gross, liegt er doch meistens um 20–60 m. Entsprechend geringfügig schwanken dort die Grundwassertemperaturen.

Hydrochemisch handelt es sich bei den Lockergesteinsgrundwässern infolge der hohen Ca- und Ca/Mg-(Karbonat-)Gehalte der Schotter um relativ hartes Wasser.

Felsgrundwasser

Karst- und Kluftgrundwasser

Die mächtigen Karbonatschichten des Muschelkalks (v.a. Schinznach-Formation und «Dolomitzone» der Zeglingen-Formation), des Doggers (v.a. Hauptrogenstein) und des Malms (v.a. Balsthal-Formation) führen infolge starker Verkarstung Grundwasser. Insbesondere südlich des Rheins sind diese Schichten zusätzlich durch die starke tektonische Beanspruchung intensiv geklüftet, wodurch diese Aquifere noch durchlässiger sind. Der Stockwerkbau der mesozoischen Aquifere wird durch undurchlässige Zwischenschichten ermöglicht, namentlich tonige Gesteine des Rotliegend, tonige Anhydritlagen im Muschelkalk und Keuper sowie Opalinus-Ton.

Die Grundwasserneubildung in diesen Karbonatschichten findet durch grossflächige Einsickerung von Meteorwasser, Infiltration von Fluss- und Bachwasser in die oberflächennahen Bereiche dieser Einheiten sowie zu einem erheblichen Teil auch durch direkte Einsickerung über Dolinen statt. Diese treten besonders häufig auf dem Dinkelberg sowie zwischen Giebenach und Magden auf.

Kleinere karbonatische Aquifere (Karst- und Kluftgrundwässer) finden sich im Gansingen-Member (Klettgau-Formation), im unteren Teil der Staffelegg-Formation und in den Kalkbankabfolgen der Wildeggen-Formation.

Hydrochemisch handelt es sich bei den Felsgrundwässern in Karbonataquiferen um relativ hartes Wasser (Ca- und Mg-Hydrogenkarbonat), das oft noch wegen deren stratigraphischer Nähe oder aufgrund tektonischen Kontakts zu Sulfat- und Salzschieben auch mit gelöstem Ca-Sulfat und Steinsalz (Na und Cl) angereichert ist.

Reine Kluftgrundwässer sind insbesondere im kristallinen Grundgebirge verbreitet. Entlang von Störungszonen und Kluftscharen können diese auch in das darüberliegende Rotliegend aufsteigen.

Porengrundwasser

Die Porengrundwässer im Fels beschränken sich auf Sandstein- und Konglomeratlagen in der Weitenau- und der Dinkelberg-Formation und auf Sandstein des Keupers (Rinnenfazies des Ergolz-Members, «Schilfsandstein»). Ausserdem können auch die sandigen und konglomeratischen Anteile der Molasse etwas Porengrundwasser führen.

Thermalwasser

Das kristalline Grundgebirge führt im Gebiet von Blatt Sissach-Rheinfelden ab einer bestimmten Tiefe sowie bei Exfiltrationsstellen zum Vorfluter Rhein generell Thermalwasser. Dieses Thermalwasser kann entlang von grösseren tektonischen Störungszonen bis in das Rotliegend aufsteigen. Tonreiche Lagen des Rotliegend und insbesondere auch Ton- und Anhydritschichten des «Unteren» und «Mittleren Muschelkalks» (Kaiseraugst- und Zeglingen-Formation) dichten diese Thermalwässer aus dem kristallinen Grundgebirge gegenüber einem Eindringen in stratigraphisch höhere Aquifere weitestgehend ab.

In Bad Säckingen wurde über Jahrhunderte ein Aufstoss (Exfiltration) von Thermalwasser aus dem kristallinen Grundgebirge für balneologische Zwecke genutzt (BIEHLER 1992). Heute wird der Bäderbetrieb jedoch aus Brunnenbohrungen alimentiert, wofür drei Bohrquellen zur Verfügung stehen. In der auf der schweizerischen Seite des Rheins direkt gegenüberliegenden Gemeinde Mumpf gab es schon vor Jahrzehnten Hinweise auf kleinere natürliche Thermalwasseraufstösse. In einer Erdwärmesondenbohrung wurde dieses Thermalwasser 2009 als starker Arteser angebohrt (s. S. 177); das Bohrloch musste mit grossem Aufwand wieder verschlossen werden. Nachuntersuchungen bestätigten, dass in Mumpf auch natürliche, diffuse Thermalwasseraustritte in das Schottergrundwasser vorkommen. Hydrochemisch und isotopengeochemisch gleichen sich die Thermalwässer von Bad Säckingen und Mumpf.

Am Südostrand von Rheinfelden AG wurde 1983 eine 600 m tiefe Bohrung auf Thermalwasser angesetzt (s. S. 151f., 174). Sie traf in der steilstehenden Rheinfelden-Abschiebung innerhalb des Rotliegend auf einen starken Thermalwasserarteeser mit einer freien Auslaufkapazität von über 1000 l/min. Das gleiche Thermalwasser wurde auch rund 120 m tiefer im kristallinen Grundgebirge angetroffen. Das Thermalwasser von Rheinfelden AG weist eine deutlich andere Zusammensetzung als dasjenige im 9–10 km weiter östlich liegenden Mumpf und Bad Säckingen auf, obwohl alle aus dem kristallinen Grundgebirge stammen.

Lockergesteinsgrundwasser

Rheintal inklusive Wehratal

Natürliche Grundwasserverhältnisse

Das Rheintal quert das Gebiet von Blatt Sissach-Rheinfeldern als breites, schottergefülltes Tiefland, das aus einer grossen Anzahl niveauseretzter Hoch- und Niederterrassen besteht. Von Norden her mündet das Wehratal, ebenfalls mit Hoch- und Niederterrasse, in das Rheintal.

Diese Schotter sind, abgesehen von Teilen der Hochterrasse, die von Löss bzw. Lösslehm bedeckt sind, gut bis sehr gut wasserdurchlässig und führen Grundwasser. Weil der Rhein selber an den meisten Orten rund 20–50 m tief in die Schotter eingeschnitten ist, kontrolliert er den Schottergrundwasserspiegel und ist für den meist hohen Flurabstand verantwortlich. Das Rheinbett verlief früher teilweise deutlich anders durch den Talgrund zwischen Bad Säkingen und Augst als heute, wodurch sich schottergefüllte Rinnen im Fels bildeten (s. Kap. Felsoberfläche). Zur Geologie und Hydrogeologie dieses Rheintalabschnitts existieren verschiedene Arbeiten, so HEUSSER (1926), JÄCKLI & WYSSLING (1972) und INTERREG II (2001a, b).

Ein weiteres wichtiges Grundwasservorkommen liegt im gut 6 km² grossen Areal mit Höheren und Tieferen Deckenschottern zwischen dem Violenbach bei Giebenach und dem Magdenerbach. Das Grundwasser fliesst darin vorwiegend nach Norden, alimentiert dabei teilweise die unterliegenden Grundwässer in den Hoch- und Niederterrassenschottern, tritt aber auch als Quellen zutage.

Veränderungen durch Staudämme

Das Lockergesteinsgrundwasser in der Rheinebene wird im Bereich von Blatt Sissach-Rheinfeldern durch drei grosse Flusskraftwerke bezüglich Flurabstand, Fliessrichtungen und Wasserqualität wesentlich beeinflusst.

Das *Kraftwerk Rheinfeldern*, 1898 erbaut, war das erste grössere Kraftwerk am Hochrhein und stand 112 Jahre in Betrieb. Es wurde als Kanalkraftwerk am deutschen Ufer gebaut und besass neben dem uferparallelen Einlaufkanal auch ein Stauwehr quer über den Rhein. Dieses Wehr wurde auf den dort an die Oberfläche tretenden «Hauptmuschelkalk» (unterer Teil der Schinznach-Formation) gebaut. Dieser verkarstete Baugrund führte trotz Betonabdichtungen zum Abfluss von Rheinwasser aus dem Staubereich in den Felsuntergrund und von dort weiter in das flussabwärts liegende Lockergesteinsgrundwasser. Zusammen mit der Wehrumläufigkeit des gestauten Wassers beeinflusste dies das Grundwasser im Umkreis mehrerer hundert Meter um das Kraftwerk deutlich. Der Grundwasserspiegel wurde angehoben, die Fliessrichtung des Grundwassers änderte sich so, dass vermehrt Grundwasser aus der Oberwasserseite in den Rhein auf der Unterwasserseite exfiltrierte, und es kam zu einer Anreicherung des Grundwassers mit

Flusswasser entlang der Ufer des aufgestauten Rheins. Dies alles veränderte auch den Chemismus des Grundwassers, insbesondere kam es zu Sauerstoffzehrungen und zu verstärkter Belastung des Grundwassers mit organischen Schadstoffen.

1985–1998 wurde ein Neubauprojekt erarbeitet, das an Stelle des Kanalkraftwerks ein wesentlich leistungsfähigeres Flusskraftwerk vorsah, mit einem Höherstau um rund 1,4 m (SIMULTEC AG 1994, ELEKTROWATT AG & SIMULTEC AG 1996 sowie weitere unpublizierte Berichte dieser Firmen). Dieser Höherstau verschärfte die bereits bestehenden qualitativen Grundwasserprobleme, weshalb ein leistungsfähiger Horizontalfilterbrunnen unmittelbar östlich des Kraftwerks realisiert wurde. Das neue Kraftwerk Rheinfelden ging 2010 in Betrieb. In der Planungsphase wurden zur Ermittlung der Auswirkungen auf das Grundwasser drei Grundwassermodellierungen vorgenommen: eine regionale von Wallbach bis Rheinfelden, eine lokale für Rheinfelden (deutsche und schweizerische Seite) sowie ein hochauflösendes Detailmodell für die Wehrumströmung.

Das *Kraftwerk Augst-Wyhlen* (seit 1912 in Betrieb) ist ein Doppelkraftwerk mit je einem Kraftwerk am Nord- und am Südufer, dazwischen das Stauwehr, auf schweizerischer Seite zusätzlich eine grosse Schiffsschleuse. Diese Bauten und der Aufstau des Rheins um 8 m haben die Grundwassersituation zwischen Augst und Rheinfelden nachhaltig beeinflusst, mit den analogen Veränderungen und Beeinträchtigungen der Grundwasserqualität wie beim Kraftwerk Rheinfelden (s.o.). 2008 wurden Pläne eingereicht, die beiden Kraftwerke durch eine Staukotenerhöhung auszubauen (HOLINGER AG 2008). Eine Machbarkeitsstudie 2013 erbrachte Nutzungskonflikte mit betroffenen Naturschutzgebieten und zeigte, dass für eine Beurteilung auch eine Grundwassermodellierung erforderlich wäre. Zurzeit wird dieses Projekt nicht weiterverfolgt.

Das *Kraftwerk Ryburg-Schwörstadt* wurde 1931 fertiggestellt und ist mit einem Nutzgefälle von bis zu 12,5 m das leistungsstärkste am Hochrhein. Der Bau dieses Kraftwerks führte zu analogen Veränderungen und Beeinträchtigungen der Grundwasserqualität wie beim Kraftwerk Rheinfelden (s.o.). Die Grundwasserprobleme des Kraftwerks Ryburg-Schwörstadt wurden seit den 1960er-Jahren verstärkt, da beim Bau des rheinaufwärts folgenden Kraftwerks Säckingen der unterliegende Stauraum teilweise ausgebaggert und vertieft wurde. Dadurch haben sich die Probleme der zusätzlichen Flussinfiltration in das Grundwasser im unterliegenden Stauraum auf der schweizerischen Seite noch verschärft (Sauerstoffzehrung, Ammoniakbildung, stellenweise wurden Eisen und Mangan gelöst).

Zur Regelung von Nutzungskonflikten zwischen Wasserkraftnutzung und Trinkwasserförderung kann heute auch die Umwelt-Vollzugshilfe Nr. 1311 des Bundesamtes für Umwelt (BAFU 2013) herangezogen werden.

Grundwassernutzungen

Das Grundwasser in den alten, schottergefüllten Felsrinnen ist mengenmässig für die ganze Nordwestschweiz bedeutend, ebenso für das deutsche Gebiet in der Umgebung von Rheinfelden (Baden). Es wird intensiv als Trinkwasser und als Brauchwasser für die Industrie genutzt. Bedeutende und sehr grosse Grundwasserfassungen¹ in diesen Rinnen befinden sich auf schweizerischer Seite im Heimeholz und im Wäberhölzli (beide Rheinfelden AG), westlich von Wallbach AG, im Norden von Möhlin (Fassungen Hölzli) sowie im Gebiet Augst-Längi (Brunnenreihe von Trinkwasserfassungen). Hinzu kommt eine grosse Brauchwasserfassung der Saline Riburg. Westlich des Görbelhofs wird Quellwasser aus dem «Hauptmuschelkalk» zur Anreicherung des Schottergrundwassers für die Fassungen der Stadt Rheinfelden AG im Weiherfeld versickert. Auf deutscher Seite umfassen die Grossbrunnen zwei Grundwasserfassungen östlich und südlich von Herten sowie zwei Grundwasserfassungen nördlich von Warmbach (mit «PW» markiert).

Das oben erwähnte Grundwasser aus den Deckenschottern wird mit zahlreichen gefassten Quellen auf dem Gemeindegebiet von Rheinfelden ebenfalls intensiv genutzt.

Entlang der Grundwasserrinne, welche südlich des heutigen Rheinbetts verläuft, hat der Kanton Aarau zwei grosse Grundwasserschutzareale von knapp 4 km² Fläche ausgeschieden, aus denen künftig weitere grosse Mengen an Grundwasser mit Trinkwasserqualität entnommen werden könnten. Auch in den anderen Schotterrinnen liegen noch ungenutzte Grundwasservorräte.

In den 1960er-Jahren prüfte der Kanton Basel-Stadt mittels detaillierter Untersuchungen, ob er seinen steigenden Trinkwasserbedarf künftig aus dem Grundwassergebiet Möhlin-Rheinfelden decken könnte. Obwohl dies möglich gewesen wäre, entschied sich Basel für eine näher gelegene Lösung. Eine Dokumentation dieser regionalen Grundwassererkundung findet sich in JÄCKLI & WYSSLING (1972) sowie in drei Berichten (JÄCKLI 1964, 1966, 1971) und einer Karte (JÄCKLI 1968).

Ergolzthal und Seitentäler

Das Ergolzthal und dessen von Süden her einmündende Seitentäler, insbesondere das Tal der (Vorderen und Hinteren) Frenke, besitzen ergiebige Schottergrundwässer in der Talsohle (teilweise zusammenhängend mit Karstgrundwasser im Felsuntergrund, v.a. Hauptrogenstein), wenn auch in bedeutend geringerem Umfang als das Rheintal.

Fünf grosse Trinkwasserfassungen befinden sich zwischen Liestal und Sissach, drei weitere zwischen Sissach und Böckten. Im Tal der Frenke liegen drei

¹ Zum Teil sind auf Blatt Sissach-Rheinfelden anstelle von Grundwasserfassungen die dafür abgeteuften Bohrungen dargestellt.

weitere grosse Trinkwasserfassungen. Im Raum Liestal wird das Grundwasser zudem durch grosse Grundwasserwärmepumpen genutzt.

Detaillierte Beschreibungen der Grundwasserverhältnisse in den Schottern des Ergolztals und dessen südlichen Seitentälern finden sich in SCHMASSMANN (1970a, 1972) und in EPTING & HUGGENBERGER (2016).

Kleinere Bachtäler

Im *Tal des Möhlinbachs* verläuft von Wegenstetten bis Zeiningen eine relativ mächtige Schotterrinne, die sich gut zur Grundwassernutzung eignet. Aus dieser jungen Alluvion entnehmen die vier Talgemeinden mit drei grossen Fassungen ihr Grundwasser zu Trinkwasserzwecken. Aus weiteren fünf Fassungen wird Brauchwasser entnommen.

Im *Tal des Magdenerbachs* liegt auf 4 km Länge gut durchlässiger Schotter mit nutzbarem Grundwasser. Dieses wird mit einer Trinkwasserfassung und sechs Brauchwasserfassungen genutzt. Oberhalb von Magden überwiegt siltig-toniger Schotter.

Der Talschotter im *Tal des Violbachs* führt erst nach der Vereinigung mit dem Tal des Arisdorferbachs genügend Grundwasser für eine Nutzung. Genutzt wird dieses Grundwasser erst nach dem Eintritt in das Rheintal bei Kaiseraugst.

Karst- und Kluftgrundwasser

Die Verkarstung der Karbonatgesteine des Muschelkalks, des Doggers und des Malmes hat an der Erdoberfläche zur Bildung zahlreicher Dolinen geführt, durch welche den Aquiferen viel Meteorwasser direkt zugeführt wird. Diese Situation bringt nicht nur die Gefahr einer raschen Eintragung von Verunreinigungen aus der Landwirtschaft in das Grundwasser mit sich, sondern auch die Gefahr von neuen Dolinenbildungen und den damit verbundenen Bodeneinstürzen (s. S. 156).

Auf deutscher Seite wurden grosse Dolinen hydrogeologisch untersucht. Dabei wurden mittels Markierversuchen schnelle Fliessverbindungen zu Quelfassungen ermittelt, z.B. im Karstgebiet Rührberg-Hindelbach nordwestlich von Herten. Ähnliche Abklärungen wurden auch im Kanton Basel-Landschaft vorgenommen, z.B. in Buus.

Quelfassungen

Die Karst- und Kluftgrundwässer der mächtigen Karbonataquifere «Hauptmuschelkalk», «Dolomitzone», Hauptrogenstein und Balsthal-Formation bilden grosse Quellaustritte und -horizonte, an denen das Wasser gefasst und als Trinkwasser genutzt werden kann. Naturgemäss handelt es sich bei diesen Grundwäs-

sern um hartes bis sehr hartes Wasser (Ca-Mg-Hydrogenkarbonate, oft mit etwas Sulfat aus benachbarten Anhydrit- und Gipslagen). Die Lage dieser Quellen und ihrer Gewässerschutzzonen sind auf den Webseiten der Gewässerschutzämter ersichtlich. Auf der schweizerischen Seite dienen diese Quellen von Felsgrundwasser der regulären Trinkwasserversorgung, während sie in Deutschland der Notwasserversorgung dienen (und trotzdem Wasserschutzgebiete besitzen).

Die Schutzzonen für solche Quellen fallen, verglichen mit jenen für Grundwasserfassungen, relativ grossflächig aus, was daran liegt, dass die Fliessgeschwindigkeit in diesen Karbonataquiferen vergleichsweise hoch ist und schützende Deckschichten mit filtrierender Wirkung über den Karbonatgesteinen oft fehlen oder sehr geringmächtig sind.

Südöstlich von Magden, am Fuss des Önsbergs, entspringen drei stark mineralisierte Quellen aus der Bänkerjoch-Formation. Diese Quellen wurden 1924 zur *Magdalena-Quelle* (Koord. 2628.485/1263.870) gefasst; die Ergiebigkeit liegt bei 220–280 l/min. Es handelt sich um ein Ca-Mg-Sulfatwasser, reich an Strontium, mit einer hohen Mineralisation (2,6 g/l), das ab öffentlichem Laufbrunnen zu Trinkkuren verwendet wird. Die Quelle wurde hydrogeologisch und isotopengeochemisch untersucht (HOLINGER AG 2013). Es liegt ein Mischwasser vor aus <5% Meteorwasser, das den Lias und Keuper von oben her durchsickert, und >95% Felsgrundwasser aus der Bänkerjoch-Formation, welches Verweilzeiten von 10–20 Jahren aufweist.

Eine analoge Mineralquelle wie in Magden gibt es auch im Nachbardorf Olsberg. Der mit 2,5–2,6 g/l stark mineralisierte *Rösslibrunnen* (Koord. 2625.975/1263.340), früher Schwefelbrunnen genannt, liefert rund 30 l/min., wurde 2007 neu gefasst und dient ebenfalls zu Trinkkuren; es besteht keine Schutzzone (BURGER 2011).

Eine weitere Mineralquelle ist die *Alpbadquelle* nördlich von Sissach (Koord. 2627.672/1258.866, JÄCKLI & KEMPF 1972), die ca. 135 m über der Talsohle liegt. Die Mineralquelle wurde 1823 durch Grabung gefunden und gefasst (SCHMUTZ 2012). Sie weist einen hohen Sulfatgehalt auf. Das Wasser wurde bis zum Ersten Weltkrieg vor Ort als Heil- und Badewasser genutzt. Danach erfolgte eine Umnutzung als Mineralwasser, ab 1925 als «Sissacher Mineralwasser» (Flaschenabfüllung) und ab 1929 auch zur Herstellung diverser Süssgetränke. Seit 1995 wird das Mineralwasser nicht mehr genutzt; es besteht keine Schutzzone.

Die *Quelle Büel* südöstlich von Wintersingen (Koord. 2629.739/1260.053) ist eine stark sulfathaltige Mineralquelle. Ihr Wasser wurde früher von der Mineralquelle Eptingen AG genutzt und als Mineralwasser abgefüllt. Um das Jahr 2000 wurde diese Nutzung eingestellt und die Quelle an die Gemeinde Wintersingen verkauft. Diese nutzt das gefasste Quellwasser vorderhand nicht, plant aber eine Einspeisung in die Laufbrunnen des Dorfes. Eine Netzeinspeisung ist wegen des (geringen) Gehalts an Sulfid nicht möglich, da sich dieses beim Aufwärmen verflüchtigt und zu Geruchsbelästigungen führt.

Am Südostrand von Giebenach (Koord. 2623.220/1263.350) liegt die *Zettelquelle*. Diese gefasste Mineralquelle diente früher der Wasserversorgung und wird heute in den Zettelbach abgeleitet (s.a. HAERING 1863).

Ferner ist noch die *Kapuzinerquelle* im Süden von Rheinfelden AG zu nennen, eine kalte, schwach mineralisierte Quelle, mit einer Schüttung von rund 200 l/min. Die Quelle ist gefasst, ihr Wasser, das Borsäure und CO₂ enthält, wurde lange Zeit als «Heilwasser» verwendet. Seit längerem wird sie nicht mehr genutzt, das Wasser wird in einen Bach abgeleitet.

Zu Mineralquellen im Kartengebiet und seiner Umgebung siehe ausserdem HARTMANN (1925), SCHNIDRIG (1965) und BURGER (2009).

Grundwasserfassungen im Muschelkalk

Brauwasser sollte möglichst frei von Nitrat sein, da durch den Brauprozess ohnehin etliche mg/l Nitrat in das Getränk gelangen. Deshalb ersetzte die Brauerei Feldschlösschen AG, Rheinfelden, ihre Brauwasserfassungen im Schottergrundwasser (deutlich mit Nitrat vorbelastet) Ende der 1980er-Jahre durch Felsgrundwasserfassungen im Muschelkalk. In Rheinfelden AG und Magden wurden fünf 200–300 m tiefe Bohrungen (Ziel: Schinznach-Formation) abgeteuft. Zwei davon (Quellmatte und Kloos) lieferten einwandfreies, fast nitratfreies Trinkwasser, welches seither als Brauwasser verwendet wird. Es handelt sich um ein Ca-Na-Mg-Sulfat-Hydrogenkarbonat-Wasser mit einer Mineralisierung von 1450–1500 mg/l und einer Temperatur von 20–21 °C (BIEHLER et al. 1993).

Eine weitere, 92 m tiefe, sehr leistungsfähige Grundwasserfassung im «Mittleren Muschelkalk» befindet sich südlich von Kaiseraugst, östlich des Violenbachs.

Felsgrundwasser im Rotliegend und im kristallinen Grundgebirge

Neben den nachfolgend separat beschriebenen Thermalwasservorkommen von Bad Säkingen, Mumpf und Rheinfelden AG wurden auch in anderen Bohrungen in das Rotliegend und das kristalline Grundgebirge stark mineralisiertes Grundwasser mit erhöhter Temperatur angetroffen, beispielsweise in Kaiseraugst. Etwas weiter im Osten stiess 1984 auch die Nagra-Bohrung in Kaisten im kristallinen Grundgebirge auf viel artesisch gespanntes Thermalwasser (SCHMASSMANN et al. 1992).

Es ist davon auszugehen, dass bei Bohrungen in das Rotliegend und das kristalline Grundgebirge im Raum von Blatt Sissach-Rheinfelden und östlich davon mit grosser Wahrscheinlichkeit hochmineralisiertes, artesisches Thermalwasser angetroffen wird. Deshalb sind Bohrungen in solche Tiefen in diesem Gebiet generell nicht erlaubt, zudem besteht im Konzessionsgebiet der Salzlaugung ein Bohrverbot bereits für die Tiefen des Muschelkalks.

Thermalwasser

Exfiltrationszone des westlichen Hochrheins für Tiefengrundwasser

Die Tiefengrundwässer aus dem kristallinen Grundgebirge der Nordschweiz und des angrenzenden Schwarzwalds liegen unter einer dichten Abschirmung mesozoischer Gesteine, insbesondere toniger und sulfathaltiger Sedimentgesteine der Trias. Das Kluftgrundwasser im kristallinen Grundgebirge reicht über Störungszonen und grobkörnige Lithologien auch in das Rotliegend. Dort bildet es Porengrundwasser in Grobsand- und Brekzienlagen und wird gegen oben durch feinkörnige Lagen abgedichtet.

Die tiefreichenden thermalen Grundwässer des Systems kristallines Grundgebirge – Rotliegend stehen durch höhergelegene seitliche Zuflüsse unter artesischem Druck. Im Gebiet Laufenburg – Bad Säckingen – Rheinfelden – Kaiseraugst ist der Rhein so tief in die mesozoischen Einheiten und teilweise auch in das Rotliegend eingeschnitten, dass die abdichtenden Schichten zu einem erheblichen Teil erodiert sind. An solchen Stellen genügen tektonische Schwächezonen, damit das Thermalwasser artesisch aufsteigen und in den Vorfluter Hochrhein gelangen kann. Bekannte Beispiele sind die früher natürlich austretende Thermalquelle Bad Säckingen und die natürlichen Thermalwasseraustritte in den Rheinschotter bei Mumpf.

Diese natürlichen und in begrenzten Mengen freigesetzten Thermalwässer wurden in den letzten 90 Jahren durch Bohrungen in das kristalline Grundgebirge ergänzt. Wichtige Beispiele sind vier Thermalwasserbohrungen in Bad Säckingen, eine Thermalwasserbohrung in Rheinfelden AG, eine Erdwärmesondenbohrung in Mumpf und eine Nagra-Bohrung in Kaisten.

Detaillierte hydrochemische und isotopengeochemische Untersuchungen wurden im Gebiet des Hochrheins grossräumig durchgeführt. Eine Auswertung der Daten in einem hydrogeologischen Gutachten des LGRB Baden-Württemberg (BAUER & GRIMM 2011) kam zum Schluss, dass die im Raum Bad Säckingen – Mumpf natürlich exfiltrierenden oder angebohrten Thermalwässer drei verschiedenen Zuströmbereichen zugeordnet werden können:

- «Zustrom Ost» aus dem kristallinen Grundgebirge der Nordschweiz und der östlichen Südabdachung des Schwarzwalds (Granite und Gneise). Dieser Zustrom bringt mässig mineralisiertes Thermalwasser, ungefähr vom Typ «Zurzach», mit moderat erhöhten Temperaturen. Es handelt sich um mehrere zehntausend Jahre altes (fossiles) Thermalwasser.
- «Zustrom Süd» aus der Gegend des Nordschweizer Permkarbon-Trogs und dessen Rahmen aus kristallinem Grundgebirge. Dieser Zustrom bringt hochmineralisiertes Thermalwasser mit stark erhöhten Temperaturen. Auch hier handelt es sich um fossiles Thermalwasser mit einem Alter von Zehntausenden bis Hunderttausenden von Jahren.

- Beim «Zustrom lokal bis regional» aus dem Gebiet Rheintal–Hotzenwald handelt es sich um Grundwasser, das sich aus einsickerndem Meteorwasser bildet und sich anschliessend mit den anderen beiden zugeströmten Thermalwässern vermischt. Es ist nur schwach mineralisiert, die Temperatur kaum erhöht, und weist geringe Verweilzeiten (Wochen bis Jahrzehnte) im Untergrund auf. Anthropogene Einflüsse, wie chemische Spurenstoffe und bakterielle Verunreinigungen, sind in dieser dritten Zuströmkomponente nachgewiesen.

Thermalwasser von Bad Säkingen

Die Quellen der Bad Säkinger Thermalwässer liegen im Grenzbereich des Gebiets der Blätter Sissach-Rheinfelden und Frick-Laufenburg. Weil das Atlasblatt Frick-Laufenburg nur bis zur Landesgrenze bearbeitet wurde, werden diese Thermalquellen nun in den vorliegenden Erläuterungen gesamthaft dargestellt.

Historische Entwicklung

Eine Heilquelle aus dem kristallinen Grundgebirge bei Bad Säkingen wurde erstmals im 10. Jahrhundert erwähnt; wahrscheinlich wurde sie aber bereits von den Römern genutzt, die ganz in der Nähe eine Strasse bauten. Die damals natürliche (artesisch auslaufende) Quelle wurde seit dem Hochmittelalter regelmässig dokumentiert; sie liegt im Säkingen-Granit, knapp ausserhalb des Gebiets von Blatt Sissach-Rheinfelden.

1929 wurde mit einer 154 m tiefen Bohrung, die 1,4 km östlich des Gebiets von Blatt Sissach-Rheinfelden und östlich des Stadtzentrums liegt, zusätzliches Thermalwasser gefasst; diese Fassung wurde *Margarethen-Quelle* genannt und bis in die 1980er-Jahre auch balneologisch genutzt. Beim Bau des Flusskraftwerks Säkingen versiegte 1964 die natürlich auslaufende Thermalquelle infolge von Sprengungen; es verblieb nur noch die Margarethen-Quelle. Seither sind zum Schutz der Thermalquellen Sprengungen im Untergrund von Bad Säkingen verboten. Der artesische Überlauf der Margarethen-Quelle beträgt 40–41 l/min. (Messung 2011).

Die 1964 versiegte natürliche Quelle wurde 1967 durch eine Bohrung reaktiviert bzw. ersetzt und trägt heute den Namen *Alte Badquelle*. Sie liegt 450 m östlich des Gebiets von Blatt Sissach-Rheinfelden und nördlich des Stadtzentrums.

1982–1983 wurde im Osten der Stadt, 1,2 km östlich des Gebiets von Blatt Sissach-Rheinfelden bei der Lokalität Stammelhof, eine weitere Thermalwasserbohrung auf 600 m Tiefe niedergebracht, welche erfolgreich eine Thermalquelle erschloss. Diese trägt heute den Namen *Fridolinsquelle*.

1994–1995 wurde, ebenfalls in der Stadt, abermals eine Bohrung auf Thermalwasser abgeteuft (*Vincentiusquelle*, Tiefbrunnen 3). Sie liegt als einziger der Thermalwasserbrunnen von Bad Säkingen im Gebiet von Blatt Sissach-Rheinfelden.

Die Bädernutzung in Bad Säckingen liegt derzeit gesamthaft bei einer Thermalwassermenge von rund 700 000 l/Tag.

Nachfolgend die wichtigsten Daten zu den drei heute nutzungsrelevanten Thermalquellen von Bad Säckingen (s.a. HOLINGER 2010):

- Alte Badquelle (Koord. 2637.980/1267.637), Bohrung mit Teufe von 201 m. Als Thermalwasser in sechs Becken des Bäderzentrums «Aqualon» genutztes Wasser, seit 1990 wegen Verunreinigungen nicht mehr staatlich anerkannte Heilquelle. Es werden ca. 100 l/min. entnommen. Temperatur zwischen 28,4 und 30,6°C; Mineralisation 3,2–3,7 g/l. Bemerkenswert ist der hohe Iodidgehalt (0,44 mg/l).
- Fridolinsquelle (Koord. 2638.639/1267.455), Bohrung mit Teufe von 600,0 m (s.a. S. 177). Als Thermalwasser zu therapeutischen Zwecken genutzte, staatlich anerkannte Heilquelle, genutzt im «Japanischen Pavillon». Es werden ca. 55 l/min. entnommen. Temperatur um 24,5–25,5°C schwankend; Mineralisation um 6,7 g/l; enthält mit 148 mg/l viel freies CO₂. Bemerkenswert ist der hohe Eisengehalt (2,3 mg/l).
- Vincentiusquelle (Tiefbrunnen 3; Koord. 2637.148/1267.340), Bohrung mit Teufe von 750,7 m (s.a. S. 177); lediglich als Reserve genutzte, staatlich anerkannte Heilquelle. Gemäss einem Betriebstest können 60–90 l/min. entnommen werden. Temperatur 27,9°C; Mineralisation 4,5 g/l. Bemerkenswert ist der hohe Fluoridgehalt (5,2 mg/l). Diese Bohrung wurde gestützt auf die Voruntersuchungen des Geologischen Landesamts Baden-Württemberg (BIEHLER 1991) erstellt.

Allgemeines zu den Bad Säckinger Thermalquellen

Alle Thermalquellen von Bad Säckingen beziehen ihr Wasser aus demselben Aquifer, einem zerklüfteten, von zahlreichen Verwerfungen durchzogenen variszischen Granitpluton, dem Säckingen-Granit, der in den etwas geringer durchlässigen Murgtal-Gneiskomplex intrudierte. Der Säckingen-Granit wirkt als tiefgreifender Drainagekörper, dessen Vorfluter der Rhein ist. Der Granit bildet zusammen mit ebenfalls tektonisierten Arkose-, Brekzien- und Sandsteinlagen des Rotliegend ein gemeinsames Grundwasserstockwerk. Die Reliefenergie erhalten diese Thermalwässer aus dem höhergelegenen kristallinen Grundgebirge des südöstlichen Schwarzwalds. In allen vier Thermalwasserbrunnen von Bad Säckingen ist das Wasser gespannt, in der Margarethen-Quelle sogar artesisch gespannt. Hydrogeologische Beschreibungen dieser Thermalwässer finden sich in SCHMASSMANN et al. (1984), NAGRA (1989), PEARSON et al. (1991), SCHMASSMANN et al. (1992), THURY et al. (1994), STÖBER (1996), STÖBER & BUCHER (2000) und WABER et al. (2014). Informativ sind auch der LGRB-Fachbericht von SCHLOZ & STÖBER (2006), der Bericht der HYDROISOTOP GMBH (2000), der Fachbericht der GEOCONSULT

GMBH (1997) zur Thermalwassererschliessung mit dem Tiefbrunnen 3 sowie die hydrogeologischen Gutachten des GLA bzw. LGRB (BIEHLER 1991, WENDT 1994, BAUER & GRIMM 2011).

Bemerkenswert ist der hohe Gehalt an Salz (Na und Cl) aller Thermalwässer von Bad Säckingen. Die CO₂-Gehalte sind in den einzelnen Wässern stark unterschiedlich. Das CO₂ ist zu einem erheblichen Teil aus grosser Tiefe entlang von Störungszonen aufgestiegen. Es führt zu einer zusätzlichen Lösung von Plagioklassen durch geochemische Verwitterung, was wiederum das Thermalwasser mit Hydrogenkarbonat, SiO₂ bzw. Ortho- und Metakieselsäure sowie Ca (aus Anorthit) und Na (aus Albit) anreichert. Durch diese Vorgänge wird das aufsteigende freie CO₂ im Thermalwasser abgereichert. Die Bad Säckinger Thermalwässer sind alle reduziert und daher eisen- und manganhaltig.

Das LGRB Baden-Württemberg publizierte ein «Hydrogeologisches Abschlussgutachten zur vorläufigen Abgrenzung eines Heilquellengebiets für die Thermalquellen Bad Säckingen» (BAUER & GRIMM 2011). Darin werden auch die Ergebnisse von isotopengeologischen Untersuchungen und hydrochemischen Wassermischungsberechnungen untersucht. Die Temperatur- und die Ionenverhältnisse der einzelnen Thermalquellen zeigen, dass in Bad Säckingen keine einfache Verdünnungsreihe, sondern ein komplexes Mischungssystem aus verschiedenen Grundwasserkomponenten vorliegt. Das Gutachten kommt auch zum Schluss, dass die Thermalwässer von Bad Säckingen aus zwei tiefen und einer oberflächennahen Zuströmkomponente bestehen (s.o.). Das Thermalwassergebiet von Bad Säckingen ist auch für die Schweiz von Bedeutung, weil der Säckingen-Granit gemäss Auswertungen der Nagra mehrere Kilometer weit in den Kanton Aargau hineinreicht.

Die Heilwässer von Bad Säckingen werden medizinisch bei Indikationen der Gelenksabnützung und generell bei Krankheiten des Bewegungsapparates empfohlen, die CO₂-reichen Quellen auch bei kardiovaskulären Indikationen.

Die Wasserchemie der beiden zurzeit genutzten Säckinger Thermalquellen (Fridolinsquelle und Alte Badquelle) ist in Tabelle 4 dargestellt.

Tab.4: *Wasserchemie der Bad Säckinger Thermalquellen: Fridolinsquelle und Alte Badquelle (Analysen vom 23.2.2010).*

Parameter	Einheit	Fridolinsquelle	Alte Badquelle
Temperatur	°C	24,5	28,9
Elektr. Leitfähigkeit	mS/cm, 25 °C	12,09	6,24
Mineralisation	g/l	6,701	3,429
Lithium	mg/l	13,4	6,92
Natrium	mg/l	2060	1040
Kalium	mg/l	145	85
Calcium	mg/l	295	156
Magnesium	mg/l	21,4	14,7
Strontium	mg/l	11	5,67
Eisen	mg/l	2,31	n.b.
Mangan	mg/l	0,68	n.b.
Hydrogenkarbonat	mg/l	531	301
Chlorid	mg/l	3290	1700
Sulfat	mg/l	359	126
Nitrat	mg/l	<0,5	5,8
Fluorid	mg/l	3,52	2,71
Bromid	mg/l	10,3	5,1
Iodid	mg/l	0,22	0,44
Bor	mg/l	5,1	0
Arsen	mg/l	0,54	0

Thermalwasser von Mumpf

Eine Erdwärmesondenbohrung stiess im Sommer 2009 im Zentrum von Mumpf in 185–188 m Tiefe im Rotliegend auf einen Thermalwasserarteser (23,5°C, freier Auslauf von mehreren hundert l/min.). In einer Tiefe von ca. 60 m bestand ein weiterer Zulauf von ca. 30 l/min. in das Bohrloch. Der Hauptzufluss erfolgte aus Arkose- und Brekzienlagen, die in 180–188 m Tiefe anstehen. Das Wasser besass einen mit den Thermalwässern von Bad Säckingen vergleichbaren Chemismus, war stark salzhaltig (7,8 g/l Cl, 4,7 g/l Na) und erreichte aussergewöhnlich hohe Werte bei Kalium (462 mg/l), Lithium (32 mg/l), Strontium (23 mg/l), Bromid (23 mg/l) und Eisen (2 mg/l), zudem enthielt es viel freies CO₂ (um 300 mg/l). Das Wasser des Artesers wurde wegen seiner Nähe zu Bad Säckingen von deutscher

Seite intensiv untersucht (HYDROISOTOP GMBH 2010) und auch in die Beurteilung der Säckinger Thermalwässer miteinbezogen (BAUER & GRIMM 2011). Aufgrund extrem tiefer Tritiumwerte und fehlendem ^{14}C wird für das Mumpfer Thermalwasser ein sehr hohes Alter angenommen. Gestützt auf die geochemischen Wasseranalysen und die Isotopenmessungen dürfte das Mumpfer Thermalwasser überwiegend aus Süden zufließen (Permokarbon-Trog und daran angrenzendes kristallines Grundgebirge).

Die Bohrung wurde Ende 2010 wieder verschlossen, doch ergaben Kontrollmessungen weiterhin eine Thermalwasserkomponente an mehreren Stellen im Schottergrundwasser von Mumpf. Salziges Grundwasser wurde entlang des Mumpfer Rheinuferes allerdings schon vor der Arteserbohrung festgestellt. Detaillierte Nachuntersuchungen ergaben, dass hier hochmineralisiertes Thermalwasser vom Typ «Säckingen» auf natürliche Weise aus dem kristallinen Grundgebirge entlang einer Nord-Süd verlaufenden Störung in das Rotliegend aufsteigt und unter der Oberfläche in das Schottergrundwasser austritt (PIETSCH 2015).

Thermalwasserbohrung Engerfeld, Rheinfelden AG

Am Südostrand von Rheinfelden AG wurde 1983 eine 600 m tiefe Bohrung durchgeführt mit dem Ziel, Thermalwasser zu finden. Der Bohrstandort (Koord. 2627.650/1266.680, s. S. 174) war im Bereich der Rheinfelden-Abschiebung gewählt worden. Unter den Karbonaten der Schinznach-Formation folgten die ton-, anhydrit- und salzhaltigen Schichten der Zeglingen-Formation, die allfällig aufsteigendes Thermalwasser zuverlässig abdichten können. In einer Störungszone innerhalb des Rotliegend wurde in 347 m Tiefe artesisch gespanntes, stark mineralisiertes Thermalwasser angetroffen. Auch das darunterliegende kristalline Grundgebirge (ab 371,5 m Granit) enthielt wasserführende Zonen, und zwar von fast gleicher Temperatur und chemischer Zusammensetzung wie das Wasser aus der Störungszone.

Der hydrostatische Überdruck beträgt 8,3 bar, bei freiem Auslauf können dauerhaft rund 1200–1250 l/min. gefördert werden. Die Auslauftemperatur liegt bei 25–26 °C, die Gesamtmineralisierung bei 4560–4570 mg/l. Eine Wasserprobe sowie ein detailliertes Bohrprofil finden sich in ENEZIAN (1984) und in RYF (1984; s.a. BLÜM 1989).

Bemerkenswert ist der hohe Gehalt an freiem CO_2 , welches vermutlich, in Analogie zu Tiefengrundwasservorkommen in weiter westlich und nordwestlich liegenden Bohrungen, aus grösseren Tiefen im Umfeld des Oberrhein-Grabens aufsteigt.

Wegen seiner Zusammensetzung, insbesondere des hohen CO_2 -Gehalts, eignet sich das Rheinfelder Thermalwasser nicht nur für rheumatische Indikationen, sondern auch für Therapien von kardiovaskulären Erkrankungen.

Die Bohrung wurde für einen Langzeitbetrieb mit korrosionsresistentem Spezialstahl ausgebaut und ab 1985 sieben Jahre lang balneologisch genutzt. Eine

dauerhafte Nutzung kam bisher aus betrieblichen Gründen nicht zustande, weshalb die Bohrung 1994 provisorisch verschlossen wurde. Seither wird sie periodisch auf Zustand und Dichtigkeit geprüft.

Die Wasserchemie der Rheinfelder Thermalquelle ist in Tabelle 5 wiedergegeben.

Tab.5: *Wasserchemie der Thermalquelle Rheinfelden AG (Bohrung Rheinfelden-Engerfeld; Analyse vom 20. 4. 1984 [Fresenius]).*

Parameter	Einheit	
Temperatur	°C	25,5
Mineralisation	g/l	4,56-4,57
pH-Wert		6,4
Natrium	mg/l	1020
Kalium	mg/l	36,1
Calcium	mg/l	261
Magnesium	mg/l	48,1
Strontium	mg/l	5,8
Eisen	mg/l	4,1
Hydrogenkarbonat	mg/l	1471
Chlorid	mg/l	648
Sulfat	mg/l	993
Fluorid	mg/l	4,5
Bromid	mg/l	3,4
Arsen	mg/l	1,3
Schwefelwasserstoff	mg/l	<0,005

Grundwassergefährdung und Grundwasserschutz

Qualitative Beeinträchtigungen durch Altlasten und Landwirtschaft

Auf der schweizerischen Seite ist das Grundwasser der Rheinebene durch Altlasten kontaminiert; auf Schäden durch die Salzlaugung wird nachfolgend separat eingegangen. Die Altlasten werden überwacht und, wo nötig, saniert. So ist im Kanton Aargau in der Rheinebene eine Chemiemülldeponie durch Totalaushub entfernt worden. Auf deutscher Seite ist die Grundwasserbelastung durch Altlasten höher. Bei den Industriearealen der Firmen Hüls AG, Degussa AG und Aluminium Rheinfelden AG muss seit Jahrzehnten verunreinigtes Grundwasser abgepumpt werden, und die Industriemülldeponie Zielgasse (Koord. 2625.300/1267.650) wurde mit einer Dichtwand vom übrigen Schottergrundwasser abgetrennt.

Von der Landwirtschaft stammen kontinuierliche Einträge von Nitrat (Überdüngung) und Pestiziden in das Grundwasser.

Grundwassergefährdung durch Salzlaugung und durch Stauhaltungen

Salzlaugung in grundwasserführenden Gebieten ist immer mit dem hydrogeologischen Langfrisfrisiko verbunden, dass bei unsachgemäßem Umgang die Restsole die benachbarten Grundwassergebiete erreicht und diese verschmutzt oder dass das hydrogeologische Regime durch den Kollaps von ausgelaugten Salzkavernen negativ verändert wird. Bei der Soleförderung mit Wasser sind immer Leckagen in das Umgebungsgestein möglich, diese sind jedoch nicht prognostizierbar.

Im Kanton Aargau wird seit über hundert Jahren im Gebiet Rheinfelden und Möhlin Steinsalz aus der Zeglingen-Formation («Anhydritgruppe») ausgelaugt. Dadurch entstehen grosse, mit Sole gefüllte Hohlräume im Untergrund. Die Salzsole kann durch Leckagen oder Einbrüche der darüberliegenden «Platte» der Schinznach-Formation in das Nebengestein (Felsgrundwasser) und in das darüber liegende Lockergesteinsgrundwasser ausgepresst werden.

Ein grösserer solcher Unfall, mit einem Absacken der Oberfläche um bis zu 6 m und massiver Verunreinigung des Grundwassers, ereignete sich am 6. 12. 1986 (ZUMSTEG 2018) nach dem Kollaps einer überförderten Kaverne. Dabei entstand im Gebiet Neuland östlich von Rheinfelden AG innerhalb weniger Stunden eine trichterartige Vertiefung im Gelände mit einem Durchmesser von 60-70 m und einem Volumen von etwa 7000 m³. Von der Absenkung war auch eine Kantonsstrasse betroffen. Der Kollaps im Bereich der «Salzschichten» der Zeglingen-Formation (in rund 150-200 m Tiefe) pauste sich durch die darüberliegende Schinznach-Formation bis in die Niederterrassenschotter hinauf durch (s. S. 159f.). Die austretende Salzsole verunreinigte das Karstgrundwasser im Muschelkalk und vor allem das genutzte Schottergrundwasser, was neben anderen Gründen zur

Schliessung von zwei grossen Trinkwasserfassungen führte. Der materielle Schaden an Grundwasser und Gelände lag bei rund 10 Millionen Franken. Die Absenkung des Geländes beruhigte sich optisch erst nach 4 Monaten, ging danach aber noch in kleinem Umfang weiter (HAUBER 1987). Sie wird weiterhin mit einem Präzisionsnivellement beobachtet. Dieser grosse Schadenfall zeigt exemplarisch auf, mit welchen Langfristschäden an Grundwasser und Infrastrukturbauten zu rechnen ist, wenn die Salzlaugung in besiedeltem Gebiet bzw. unter oder neben nutzbaren Grundwasservorkommen stattfindet. Nach diesem Ereignis wurde versucht, die Salzgewinnung und die Grundwasserförderung räumlich stärker zu entflechten (DR. H. JÄCKLI AG 1987) sowie durch die Einführung eines neuen Abbauverfahrens den Kollaps weiterer Kavernen zukünftig zu verhindern. Das Salinenareal selber liegt ebenfalls über dem Grundwassergebiet von Möhlin-Rheinfelden AG und belastet durch den Betrieb, insbesondere durch die ehemalige Deponierung von Solerückständen und das frühere Ableiten von Solungsabwässern in einen Bach, das Schottergrundwasser noch heute (Abstrommessungen ergaben mehrere hundert mg/l Chlorid).

Dort, wo Flusswasser des Rheins oder Schottergrundwasser in direkten Kontakt mit den löslichen Schichten der Zeglingen-Formation treten kann, tritt auch natürliche Salzlaugung (Subrosion, S. 159f.) auf.

Im Kanton Basel-Landschaft bestehen ebenfalls Salzlaugungskonzessionen. Die Salzlaugung findet dort primär im Gebiet Schweizerhalle statt; es bestehen auch Konzessionsgebiete im Nordwesten des Gebiets von Blatt Sissach-Rheinfelden, die bislang jedoch nicht genutzt werden.

Auf die erheblichen Grundwasserbeeinflussungen durch die Wasserkraftwerke wurde bereits im Abschnitt Lockergesteinsgrundwasser (S. 140ff.) hingewiesen. Qualitative Beeinträchtigungen durch die Staudämme erfolgen einerseits durch verstärkte Generierung von Flussuferinfiltrat, mit Sauerstoffzehrung und Eintrag von organischen Schadstoffen in das Grundwasser. Zusätzlich ist auch der Einstau von Altlasten und die Ausschwemmung von Altlastenschadstoffen durch die Veränderung des Grundwasserspiegels oder der Grundwasserfliessrichtung zu beachten. Diese Problematik trat beim Neubau des Kraftwerks Rheinfelden sowohl auf deutscher Seite (gebietsweise hochbelastete Industrieareale direkt nördlich des Kraftwerks, s.o.) als auch auf der schweizerischen Seite auf (zusätzliche Mobilisierung von Schadstoffen aus diversen Deponien und mögliche Umleitung von Schadstoffbahnen hin zu Trinkwasserbrunnen).

Quantitative Beeinträchtigungen

Übernutzungen

Die Schottergrundwässer mit ihren vergleichsweise hohen Erneuerungsraten durch Meteorwasser sind im Rheintal nicht von einer Übernutzung gefährdet. Im Ergolztal und den kleineren Bachtälern kann es hingegen während längerer Trockenperioden zu einer Übernutzung kommen. Dieses Thema wird in SCHMID et al. (2014) generell abgehandelt. Bei den Felsgrundwässern ist die Übernutzungsgefahr grösser. Dies betrifft insbesondere die Thermalquellen. Bei der Säckinger Fridolinsquelle, seit Mitte der 1980er-Jahre in Betrieb, sinkt der Ruhewasserstand des Brunnens seit Jahrzehnten um 0,1–0,2 m/a. Als der Arteser von Mumpf angebohrt wurde und über ein Jahr lang auslief, sank der Ruhewasserspiegel der Fridolinsquelle um zusätzliche 2 m ab. Nach heutigen Erkenntnissen erneuern sich bei den Säckinger Thermalquellen die tiefen, warmen Zuflüsse kaum, während sich die oberflächennahe und lokal gebildete «Kaltwasserkomponente» gut und in relativ kurzer Zeit erneuert. Dies bedeutet, dass bei einer intensiven Nutzung (bis Übernutzung) des Thermalwassers eine qualitative Veränderung dahingehend auftreten dürfte, dass anteilmässig immer mehr junges, kaltes Wasser mitgefördert wird.

Für die Gebiete in Deutschland gibt die Europäische Wasserrahmenrichtlinie (EU-WRRL, EU 2009) Handlungsanweisungen zu Nutzung und Schutz des Grundwassers.

Nutzungskonflikte

Sowohl zur Übernutzung als auch zu Nutzungskonflikten mit Grundwasser haben sich die Schlussberichte des Nationalen Forschungsprogramms NFP 61 «Nachhaltige Wassernutzung» geäußert (LANZ et al. 2014). Die wichtigsten und auch langfristig bedeutsamen Konflikte sind im Spannungsfeld von Thermalwassernutzung versus Tiefengeothermie sowie von Salzsolung versus Nutzung der Lockergesteinsgrundwässer zu Trinkwasserzwecken anzusiedeln. Zu den Hintergründen und Lösungsmöglichkeiten solcher Nutzungskonflikte siehe BURGER (2016).

KARST

Karst, das heisst unter- und oberirdische, vorwiegend durch Lösungs- und Kohlensäureverwitterung entstandene Geländeformen und Phänomene, tritt im Gebiet von Blatt Sissach-Rheinfelden, das reich an Karbonat-, Sulfat- und Salzgesteinen ist, verbreitet auf. Aufgrund der hohen Löslichkeit von Steinsalz findet die Verkarstung dieses Gesteins in grösserer Tiefe statt und äussert sich an der Erdoberfläche nur diffus.

Dolinen

Dolinen sind im gesamten Kartengebiet in karbonat- und sulfatreichen Gesteinen vorhanden, treten jedoch im Gebiet Berg südwestlich von Rheinfelden AG und vor allem auf dem Dinkelberg in besonders hoher Dichte auf, speziell im Grenzbereich Schinznach-/Bänkerjoch-Formation. Es handelt sich um eigentliche Lösungsdolinen, teils auch um Einsturzdolinen sowie um Dolinen, die sich durch überlagernde quartäre Lockergesteine durchpausen, so beispielsweise im Gebiet Neuland-Brüel östlich von Rheinfelden AG. Die Grösse der Dolinen reicht von Senken mit Durchmesser von mehreren Dekametern bis zu kleinen Einstürzen. Lokal ist die Dolinenbildung aktiv. Prominentes Beispiel hierfür sind die «Helliker Löcher» nordwestlich von Hellikon (Koord. 2635.865/1262.300), zwei Ende 2009 entstandene nebeneinanderliegende, längliche Einsturzdolinen von 9 und 6 m Länge sowie 13,7 und 9 m Tiefe (Fig. 32, GEOTOP-INVENTAR AG 2019a). Ebenfalls aktiv, jedoch grösstenteils anthropogen, ist die Bildung von trichterförmigen Einbrüchen (Pingen), zusammen mit Geländeabsenkungen und Hangbewegungen, die vorwiegend durch Stolleneinbrüche und Tagbrüche in den Gipsbergwerken am Westrand des Wehratals zwischen Wehr und Öflingen (Knebelhalde, wenig ausserhalb des Kartengebiets) verursacht werden (KAMMANN 2018, BECKER 2018). 1932 führte der Einsturz einer Doline am Grund des Hochbeckens auf dem Humbel südwestlich von Öflingen zur Stilllegung des erst sieben Jahre vorher zur Energieversorgung der Textilfirma Brennet AG erbauten Pumpspeicherwerks.

Verschiedentlich wurden Dolinen im Zuge von Meliorationen aufgefüllt (z.B. im Gebiet Heid nordöstlich von Wenslingen).

Ponore

Als Ponore sind auf Blatt Sissach-Rheinfelden sowohl Bachschwinden, das heisst eigentliche Schlucklöcher, als auch Schlinger ausgeschieden. In Bachschwinden verschwindet alles zufließende Wasser, bei Schlingern fliesst nur ein Teil davon in den Untergrund.



Fig. 32: Die «Helliker Löcher» nordwestlich von Hellikon (Koord. 2635.865/1262.300, Blick in Richtung Südosten). Foto F. Mechelke, AfU Aargau, 2019.

Im Gebiet Berg südlich von Rheinfeldern AG befinden sich drei Bachschwinden, zwei davon beim Stellibode (Koord. 2625.350/1264.590), wo ein Bach in den «Hauptmuschelkalk» einsickert, die dritte südöstlich des Häxeplatzes (Koord. 2626.180/1265.030) im Stamberg-Member. Das Wasser läuft unterirdisch zu Quellen am Rande des Rheintals. Beim Rütihof südlich von Hemmiken (Koord. 2634.610/1261.250) verschwindet ein Bach in das Asp-Member der Schinznach-Formation, im Tälchen vom Zunzgerberg nach Zunzgen liegt ein Schlinger über der Ifenthal-Formation bei Koord. 2626.985/1254.855. Zeitweise trocken ist der Homburgerbach, welcher in die Talalluvionen versickert.

Auf dem Dinkelberg sind Ponore, insbesondere im Grenzbereich Schinznach-/Bänkerjoch-Formation, recht häufig. Erwähnenswert sind beispielsweise die Bachschwinden nördlich und südöstlich von Seeholz im Westen von Schwörstadt (Koord. 2630.210/1271.915, 2630.685/1271.540). Zudem seien noch die von GEYER et al. (2003) speziell erwähnten Kombinationen von Bachschwinden und temporären Quellen (Resurgenzen) auf dem Nollinger Berg («Blindtal», Koord. 2624.985/1270.540 u. Umg.) genannt. Aus darstellerischen Gründen sind die Resurgenzen an dieser Stelle nicht auf der Karte eingezeichnet. Eine weitere Resurgenz eines Bachs befindet sich im Tälchen beim Buhrenboden westlich von Untermiseln (Koord. 26252.650/1271.820); der dazugehöriger Ponor liegt rund 100 m NNE davon.

Höhlen, Balmen

Bei den auf Blatt Sissach-Rheinfeldern ausgeschiedenen Höhlen bzw. Höhleneingängen handelt es sich überwiegend um mehr oder weniger horizontale Karsthöhlen, vertikale Karsthöhlen (Schachthöhlen), in geringer Zahl auch um Balmen oder balmähnliche Höhlen in verkittetem quartärem Lockergestein. Die Bildungsorte von Karsthöhlen sind vielfach durch Diskontinuitäten im verkarstungsfähigen Gestein vorgegeben. Diese können tektonischer Natur (Brüche), aber auch gravitativ bedingt sein (Spalten, s.S. 98). In den letzteren Fällen kann die Höhlenbildung zusätzlich zur Verkarstung auch durch Sackungsbewegungen bewirkt sein. Die Überlagerung von Bildungsprozessen führt zu Mischformen zwischen gravitativ geöffneten Spalten und durch Verkarstung gebildeten bzw. erweiterten Höhlen, was eine eindeutige Unterscheidung zwischen Höhlen und Zerrspalten (und Dolinen) bei der geologischen Kartierung nicht immer zulässt (z.B. «Schrämelöcher» nördlich von Buus, Koord. 2634.740/1262.765 u. Umg., GEOTOP-INVENTAR AG 2019b).

Karsthöhlen treten vor allem im «Hauptmuschelkalk» verbreitet auf, sind aber auch im Hauptrogenstein vorhanden. Südlich des Rheins sind u.a. die Höhle auf dem Önsberg bei Magden (Koord. 2629.410/1262.975) zu erwähnen, sodann das Bruderloch, die Tüfelschuchi und die Bärenhöhle in Wenslingen und Tecknau (MOHLER 2001, GDE. WENSLINGEN o. J.). In der Bärenhöhle (oder Bärenloch) wurden in den 1960er-Jahren Überreste von Höhlenbären gefunden. Zu den Höhlen im Baselbiet publizierten EHR SAM & KELLER (1976), EHR SAM (1977, 1980) und JANZ

(2016). Nördlich des Rheins, bei Riedmatt (Koord. 2628.640/1270.980), liegt die teilweise für Besucher ausgebaute, von einem unterirdischen Bach durchflossene, als Geotop klassierte Tschamberhöhle. Insgesamt sind hier bisher 1600 m Höhlengänge erforscht worden (SCHWARZWALDVEREIN KARSAU 2018). Etwas nördlich ausserhalb des Kartengebiets liegt das ebenfalls als Geotop klassierte und geschützte Teufelsloch (Koord. 2629.435/1272.855), die grösste bekannte Schachthöhle des Dinkelbergs. Sie beginnt mit einer rund 20 m tiefen Einsturzdoline durch das Asp- und Stamberg-Member der Schinznach-Formation. Bislang wurden 200 m Höhlengänge und -schächte bis in eine Tiefe von 75 m erforscht (Stand 2017, LGRB-Geotopkataster). Auf schweizerischer Seite treten Schachthöhlen – im Volksmund u.a. «Kuhlöcher» genannt, da früher oft Kadaver in diesen Hohlräume «entsorgt» wurden – vor allem auf den aus «Hauptmuschelkalk» und Hauptrogenstein gebildeten Plateaus auf, so beispielsweise nördlich des Bönisteins auf dem Zeinigerberg oder am Südennde des Schönenbergs nördlich von Buus. Teilweise sind sie entlang von Spalten aufgereiht, an denen sich Schollen – wohl beeinflusst durch Gipssubrosion in der liegenden Zeglingen-Formation – durch gravitative Bewegungen von kompakten «Hauptmuschelkalk»-Tafeln abgelöst haben. Am Nordrand des Zeinigerbergs bezeichnet der Flurname Chällerlöcher eine Anzahl von vertikalen Schloten in der Schinznach-Formation (auf der Karte vereinfacht dargestellt).

Balmen oder balmähnliche, nicht durch Verkarstung entstandene Höhlen finden sich südlich des Rheins im lokal verkitteten Feldhof-Schotter beim Feldhof südlich von Augst (Koord. 2621.125/1263.980) und an der Nordflanke des Rheintals zwischen Riedmatt und Schwörstadt in den hier ebenfalls verkitteten Tieferen Deckenschottern. Die bekannteste davon ist die in vorgeschichtlicher Zeit als Abri genutzte Nagelfluhhöhle (Koord. 2629.295/1271.290), die als Geotop klassiert und geschützt ist.

«Dampflöcher»

Im Winter tritt aus Karsthohlräumen zuweilen temperierte Luft aus, deren Feuchtigkeit kondensiert, so dass der Eindruck von plötzlich entstehenden Nebelschwaden entsteht. Im Volksmund werden diese Austrittstellen (z.B. im Wald nordöstlich von Riederer bei Buus) «Dampflöcher» genannt. Im Sommer kann dagegen warme Luft durch Karstlöcher und -spalten in das Gebirge hineinströmen, was als Luftzug am Fuss von Felswänden wahrgenommen werden kann.

Subrosion

An verschiedenen Stellen, vor allem im Gebiet des Blattteils Rheinfelden, sind unterschiedliche Anzeichen von Subrosion, also von unterirdischer Ablaugung leichtlöslicher Gesteine bzw. Minerale, insbesondere von Halit (Steinsalz), aber auch von Gips und Anhydrit (s. a. S. 36), anzutreffen. Subrosion betrifft die Evaporite der

Zeglingen- und der Bänkerjoch-Formation und tritt selektiv in Bereichen mit schichtparalleler Wasserzirkulation infolge geringer Überdeckung oder der Nähe permeabler Störungen auf. Aufgrund der meist im Vergleich zur vertikalen Durchlässigkeit höheren Durchlässigkeit entlang der Schichtung findet Subrosion verstärkt parallel zur Schichtung (SIMON 2003) und damit vom Ausstrich her statt. So wird das «Salzlager» im Kartengebiet hauptsächlich vom Ausstrich her in Richtung Süden durch schichtparallele Wasserzirkulation subrodiert. Dies führte zwischen Rheinfelden und Brennet zur Bildung eines ausgeprägten Salzhangs, in dessen Bereich die Salzmächtigkeit abrupt von rund 50 m auf 0 m abnimmt (HAUBER 1993). Im Osten des Möhliner Feldes hingegen scheint der Salzrand ebenfalls aufgrund von Subrosion am Verlauf des Kilchbühl-Bruchs (Wehratal-Zeiningen-Bruchzone) zu hängen (HAUBER 1993).

In Bereichen mit komplett oder teilweise subrodiertem «Salzlager» sind im Dach des «Salzlagers» oder an dessen Stelle meist unlösliche oder schwerer lösliche Nebengemengteile angereichert. Bei fortgeschrittener Subrosion ist dies meist nur noch Ton («Salzton»), zuvor auch Ton mit brekziiertem Gips, Anhydrit und stellenweise noch ungelöstem Halit. Die Subrosion des «Salzlagers» geht oft mit einer Vergipsung der unteren Bereiche der «Oberen Sulfatzone» einher.

Insbesondere die Subrosion des «Salzlagers» der Zeglingen-Formation kann zu einer allmählichen Absenkung des Deckgebirges und damit verbundenen Terrainsenkungen führen. Dies kann sich in der Höhenlage von Schotterterrassen (z.B. Zelglihof südlich von Kaiseraugst) bemerkbar machen, aber auch an der heutigen Terrainoberfläche.

Senken ohne oberirdischen Abfluss

Die Senken ohne oberirdischen Abfluss im Kartengebiet wurden mittels einer GIS-Analyse der Daten der hochauflösenden digitalen Höhenmodelle der Schweiz und Deutschlands ermittelt. Es wurden nur die grossflächigen Senkungsgebiete, die im Wesentlichen durch Subrosion verursacht sein dürften, auf der Karte dargestellt.

Ein noch heute aktives Senkungsgebiet, welches auf natürliche Subrosion zurückgeführt werden kann, ist die Oberi Rüchi östlich von Rheinfelden AG. Zwei weitere Senken südlich davon im Gebiet Neuland-Erlenhof sind hingegen durch die Aktivitäten der Saline Riburg im Bohrfeld Neuland verursacht. Die nördliche der beiden geht dabei auf den Kollaps einer Laugungskaverne im Jahr 1986 zurück (s. S. 153f.). Die drei genannten Senken befinden sich auf dem obersten Niveau der Niederterrassenschotter.

Weitere Senken befinden sich auf dem Möhliner Feld in Hochterrassenschotter (Möhlinerfeld-Schotter), der von Löss und Lösslehm überlagert wird. Letzterer führte durch Abdichtung zur Bildung eines Sees (Ägelsee) und eines Flachmoors (Breitsee, mit künstlichem Auslass).

Ebenfalls auf lehmbedecktem Hochterrassenschotter (Öflingen-Schotter) liegen die beiden Senken ohne oberirdischen Abfluss östlich von Brennet.

MINERALISCHE ROHSTOFFE

Salz

Nach mehreren erfolglosen Bohrversuchen wurde das «Salzlager» der Zeglingen-Formation 1836 bei Schweizerhalle (Blatt Arlesheim) durch den Salinisten Freiherr Carl Christian Friedrich Glenck nach einer Lektüre MERIANS (1821) erstmals erbohrt (BIRKHÄUSER et al. 1987, PERSONENLEXIKON BL o. J.). 1837 nahm die erste Saline in Schweizerhalle-Pratteln ihren Betrieb auf. Ab 1841 wurde auch weiter östlich erfolgreich auf Steinsalz gebohrt, was zur Gründung der Salinen Kaiseraugst (1843, an der Ergolz), Rheinfelden AG (1844, am Rhein) und Ryburg (1848, heute Riburg, westlich von Möhlin) führte (VERLOOP 1909, DISLER 1948, HAUBER & STUCKY 1997, SCHWEIZER SALINEN o. J.). Die Gründungen der Aargauer Salinen begründeten auch die Entwicklung des Badewesens in Rheinfelden AG ab 1846 (DISLER 1948). Die Errichtung der Staustufe Augst-Wyhlen 1908–1912 hatte 1915 die Schliessung der Saline Kaiseraugst zur Folge. In der Saline Rheinfelden wurde 1942 die Produktion eingestellt. Die Saline Riburg der Schweizer Salinen AG ist nach wie vor in Betrieb und produziert derzeit rund 250 000 t Salz pro Jahr im Siedesalzverfahren.

Bis in jüngste Zeit wurden neben Produktionsbohrungen auch Sondierbohrungen der Schweizer Salinen AG zur Erkundung der Steinsalzführung der Zeglingen-Formation abgeteuft, so bei Liestal und Arisdorf und in Rothenfluh (s. Kap. Bohrungen).

Gips

Gips aus der *Zeglingen-Formation* («Anhydritgruppe») wurde im Gebiet Knebelhalde am rechten Rand des Wehratals (knapp ausserhalb des Kartengebiets) von etwa 1790 bis 1955 in drei Revieren (von Norden nach Süden: Gipsgrube Wehr, van Eyck'sche Gipsgrube, südliche Gruben [nicht mehr näher zuzuordnen], KAMMANN 2018) abgebaut. Dabei existierte sowohl in Wehr als auch in der damals noch eigenständigen Gemeinde Öflingen (heute zu Wehr) je eine Gipsmühle. Der Abbau erfolgte in mehreren Stollen, deren Mundlöcher zum Teil noch heute erkennbar und in einem Fall auch gesichert sind. Die Produktion der vereinten Werke betrug in den besten Jahren vor dem Ersten Weltkrieg bis 3000 t/Jahr. 1941 wurden über 10 000 t Rohgips gefördert, wovon allerdings nur ein Teil verwertbar war. Zwischen 1949 und 1954 betrug die Fördermenge jeweils 6000–7000 t/Jahr, von denen jeweils 80–90% verwertbar waren. Hergestellt wurden ursprünglich Baugips, aus schlechterem Material Zementgips und aus Abfall Düngegips. Ab dem Zweiten Weltkrieg wurden auch Gipsplatten hergestellt. Der Abbau wurde wegen zunehmenden Anhydritgehalts und somit Erschöpfung des verwertbaren Vorkommens

eingestellt. Für weitere Informationen sei auf die ausführliche Arbeit von ALBIEZ (1977) verwiesen, von wo auch die hier aufgeführten Angaben stammen. Heute präsentiert sich das damalige Abbaugelände infolge der Einbrüche der Stollen und Subrosion des verbliebenen Gipses als wilde Trichterlandschaft (s.a. S. 156).

Ebenfalls aus der Zeglingen-Formation wurde Gips im 18. Jahrhundert südlich des Markthofs (südwestlich von Herten) in einer Grube nahe am Rhein abgebaut. Die ehemalige Gipsgrube wurde durch die Errichtung der Staustufe Augst-Wyhlen 1908–1912 überflutet. Ab dem Ende des 18. Jahrhunderts wurde Gips auch nordöstlich des Markthofs in (nicht mehr auffindbaren) Gruben und später Stollen abgebaut. Der Betrieb wurde 1878 eingestellt (ALBIEZ 1977).

Ehemalige Abbaustellen von Gips aus der *Bänkerjoch-Formation* («Gipskeuper») finden sich südlich von Büel bei Wintersingen (Koord. 2629.750/1260.140, letzter Gips 1889 als Düngegips gemahlen, MOHLER 1933) sowie südöstlich von Buus in der Neumatt (Koord. 2633.010/1260.960, hier sind noch Gipsstücke zu finden) und südöstlich der Rütimatt (Koord. 2634.160/1261.060). Auf dem Dinkelberg und im Wehratal sind eindeutige Hinweise auf Abbau von Gips aus der Bänkerjoch-Formation trotz grosser Ausdehnung des Ausstrichs des Keupers selten. Mögliche Relikte von Gipsgruben finden sich beispielsweise in den Riedmatthalen nördlich von Riedmatt und in den Letten nördlich von Nollingen, wobei der Flurname bei letzterem Grubenrelikt eher auf Abbau von Lehm bzw. Ton hinweist.

Sandstein, Kalkstein, Mergel

Blöcke, Mauersteine, Schotter

Der Abbau von Kalk- und Sandstein zur Errichtung von Bauwerken war einst weit verbreitet, wie die Vielzahl von Steinbrüchen zeigt, die heute meist stillgelegt sind. Bereits die Römer brachen den Rohstoff für ihre Gebäude (RENTZEL 1994, 1998, ECKARDT et al. 1997, BLÖCK 2016). Das römische Theater in Augusta Raurica wurde in nachrömischer Zeit bis zur Unterschutzstellung als «Steinbruch» und damit als sekundäre Lagerstätte *avant la lettre* genutzt.

Mauersteine wurden aus der gesamten stratigraphischen Abfolge der Festgesteine gewonnen, obwohl die meisten Einheiten nicht völlig frostfestes Material liefern. Plattig oder quaderstückig brechenden Varietäten wurde der Vorzug gegeben, der dickbankige «Arietenkalk» (Beggingen-Member der Staffelegg-Formation) beispielsweise wurde hingegen nicht oder kaum genutzt.

Die regional wohl prominentesten Bausteine entstammen der *Dinkelberg-Formation*: der gröbere «Vogesensandstein» (v.a. für Mauerwerk [Fig. 33], ausserdem für Mühlsteine) sowie der feinere «Plattensandstein» (hauptsächlich für Figuren und Ornamentik; DE QUERVAIN 1961, 1969, 1981, WERNER et al. 2013). Schon in römischer Zeit (1–4. Jahrhundert n. Chr.) wurden sie in verschiedenen Abbaustellen entlang des Rheins und am Nettenberg bei Degerfelden gebrochen. Abbaumaterial



Fig. 33: Bruchsteinmauer aus «Vogesensandstein»; Hausmauer in Degerfelden. Das Material stammt aus einem der nahe gelegenen Steinbrüche in der Dinkelberg-Formation (Buntsandstein). Foto R. Burkhalter, 2019.

vom Nettenberg wurde in Augusta Raurica, in der Thermenanlage von Badenweiler oder im römischen Castrum am Breisacher Münsterberg als Baustein verwendet. Die spätrömische Befestigungsanlage von Kleinbasel enthält ebenfalls Material aus diesem Steinbruch. Auch in nachrömischer Zeit wurde «Buntsandstein» per Schiff insbesondere nach Basel transportiert (DISLER 1931). Die grösste der Abbaustellen am Rheinufer lag in der Wanzenau westlich von Rheinfelden AG. Spuren kleinerer Sandsteinbrüche finden sich zwischen der Autobahnbrücke und der Kläranlage südlich von Herten. Später entstanden weitere, grosse Steinbrüche vor allem rund um Degerfelden, so am Nettenberg, am Eichberg, hinter der Reibematt, im Rainstrick und südlich des Rappenklapfs – wo auch Sandstein aus dem «Oberen Schuttfächer» der *Weitenau-Formation* gewonnen wurde, ebenso wie am Duttenberg südöstlich von Brennet (Koord. 2636.160/1269.900) –, ferner im Weierhau südlich von Zeiningen (Koord. 2632.690/1264.220). Die Sandsteinbrüche bei Degerfelden wurden bis zum Ende des Ersten Weltkriegs betrieben.

Der im Gebiet von Blatt Sissach-Rheinfelden am häufigsten gewonnene Baustein, sowohl nach Menge wie nach Anzahl Abbaustellen, stammt aus der *Schinznach-Formation*. Begehrt waren und sind der «Trochitenkalk» (Leutschenberg-

und Kienberg-Member) und der «Plattenkalk» (Liedertswil-Member). Der Abbau des mancherorts und in manchen Lagen frostsicheren «Muschelkalks» begann bereits zur römischen Zeit (RENTZEL 1994, 1998). Dabei wurden einige römische Steinbrüche in unmittelbarer Nähe von Kaiseraugst und in der Stadt selber offenbar bereits in der Antike wieder mit Bauschutt planiert (MÜLLER & RENTZEL 1994). Wurde das Gestein früher hauptsächlich als Baustein insbesondere für Bruchsteinmauern abgebaut, dient es heute hauptsächlich zur Herstellung von Schotter und Strassenmergel. Eine grosse, in Betrieb stehende Abbaustelle ist der Steinbruch Rheinfeldens-Karsau (s.a. LGRBWISSEN o.J. b; Koord. 2626.250/1270.800), in dessen näherer Umgebung sich zahlreiche Spuren weiterer älterer, heute aufgelassener Steinbrüche finden. Ein Abbauschwerpunkt lag rund um den Markhof südwestlich von Herten an der Buttenhalde und zwischen Schlosskopf und Rappenfelsen. Weitere grössere, heute stillgelegte Steinbrüche liegen bei Nollingen (Koord. 2624.750/1269.200), in Beuggen (Koord. 2627.970/1270.410), im Unterdorf von Schwörstadt (Koord. 2632.140/1271.300, dort Stamberg-Member abgebaut), bei Öflingen (Koord. 2635.400/1271.450) sowie bei Magden (Koord. 2627.530/1265.320). Aus dem Steinbruch von Wegenstetten (Koord. 2637.100/1261.500) stammt der «Muschelkalk», der als Vorsatzsteine des Mauerwerks des Eisenbahnviadukts von Gelterkinden verwendet wurde (REGIONATUR 2018). Daneben existieren Dutzende von Spuren kleiner und kleinster Abbaustellen in der Schinznach-Formation.

Der Schilfsandstein, das heisst die Sandsteinfazies (Rinnenfüllungen) des *Ergolz-Members* der *Klettgau-Formation*, ist ein wertvoller Baustein, der für Tür- und Fenstereinfassungen sowie für Ofenplatten genutzt wurde. Wichtigste Abbaustellen waren die Steinbrüche im Steingraben nordwestlich von Hemmiken (Koord. 2633.405/1260.145 u. Umg.).

Stillgelegte Steinbrüche im *Gansingen-Member* der *Klettgau-Formation* nordwestlich und nordöstlich von Hemmiken (Koord. 2633.475/1260.575 u. Umg., 2634.450/1260.890, 2635.580/1260.480) belegen, dass auch dieses Gestein genutzt wurde. Einige Bänke sind frostfest; plattige Varietäten waren als Baustein gefragt.

Bausteine lieferten lokal auch kalkreiche Untereinheiten der *Passwang-Formation*. In einer Grube nördlich von Bubendorf Bad (Koord. 2622.780/1256.960) wurde eine plattige, kalkige Varietät der «Humphriesi-Schichten» abgebaut.

Hauptrogenstein wurde häufig als Baustein verwendet (z.B. für das 1855–1856 erbaute Eisenbahnviadukt bei Rümlingen [Blatt Hauenstein]), in jüngerer Zeit wurde er auch zu Schotter gebrochen. Er ist nur in einzelnen Bänken und Gegenden frostfest. Abgebaut wurde er z.B. in Lausen (zur Zementherstellung, s.u.), südlich von Zunzgen, im Steinbruch Hämmerli in Furlen bei Lausen oder am Rand der Deponie Elbisgraben.

Wertvollen Baustein lieferten die plattigen Bänke der Kalkbankabfolgen im *Effingen-Member* der *Wildeggen-Formation*, wovon zahlreiche kleine Gruben zeugen, so beispielsweise am Nordhang des Blomd westlich von Bubendorf (Koord.

2621.550/1255.610), bei Hinter Hard östlich von Ramlinsburg (Koord. 2625.550/1255.335 oder auf dem Berg südlich von Gelterkinden (Koord. 2632.180/1254.715). Örtlich wurde auch Kalk aus dem *Birmenstorf-Member* der *Wildeg-Formation* als Baustein abgebaut (z.B. bei der Lokalität Zwei südlich von Gelterkinden, Koord. 2632.120/1254.380).

Bedingt durch die geringe Verbreitung der stratigraphischen Einheit im Kartengebiet hatte der Abbau von Bausteinen aus der *Balsthal-Formation* nur untergeordnete Bedeutung. Je ein kleiner Steinbruch findet sich z.B. am Blomd westlich von Bubendorf (Koord. 2621.520/1255.080) oder am Schwarchof südwestlich von Nussdorf (Koord. 2626.500/1259.460).

Obwohl relativ porös, ist das *Tenniken-Muschelagglomerat* (OMM) frostfest. Es war deshalb ein beliebter Baustein für Tür- und Fenstereinfassungen, Scheunentorbogen, Brücken (Sissach, Eibachbrücke) und Stützmauern (Regierungsgebäude in Liestal sowie grosser Brunnen daneben). Zentrum des Abbaus war das Gebiet Tennikerflue–Gisiberg–Steinholden, wo sich zahlreiche stillgelegte Steinbrüche befinden (z.B. Koord. 2628.505/1254.570, 2629.200/1254.470, 2629.960/1254.420). Letztmals wurde das Tenniken-Muschelagglomerat (Material aus Wittinsburg) an der Fassade eines Einfamilienhauses in Känerkinden verbaut.

Schliesslich wurde in Augusta Raurica auch *Kalksinter* (*Quelltuff*) verbaut; dieser stammte aus Vorkommen bei der ehemaligen Brauerei Salmenbräu (Cardinal, später Feldschlösschen) in Rheinfelden AG.

Strassenmergel

Der Hangschutt am Fuss von Felswänden aus «Hauptmuschelkalk» und Hauptrogenstein besteht vorwiegend aus Gesteinsbruchstücken in Kiesfraktion mit wenig Sand und Silt. Das Material, im Volksmund «Marchel», «Mergel» oder «Grien» genannt, ist gut verdichtbar und eignet sich als Belag von Wald- und Flurwegen sowie von Hofplätzen.

Die grössten in Betrieb stehenden Strassenmergelgruben im Kartengebiet befinden sich am Staufen östlich von Wintersingen (Koord. 2630.430/1260.550), beim Talhof südwestlich von Magden (Koord. 2627.250/1261.700), am Chleine Sunnenberg südlich von Möhlin (Koord. 2630.100/1264.950), bei der Wanne südlich von Wegenstetten (Koord. 2636.780/1259.520) und an der Banholden nordöstlich von Rothenfluh (Koord. 2637.245/1258.175). Die grosse Abbaustelle am Limperg nordwestlich von Sissach (Koord. 2626.610/1258.310) ist in Auffüllung begriffen.

Zementrohstoff

MOESCH (1867) nennt einen Steinbruch in Zuzgen in der Kaiseraugst-Formation, in dem Zementrohstoff abgebaut worden sein soll, ohne nähere Angaben über den genauen Ort zu machen. Im Steinbruch unterhalb der Stockholde in Lau-

sen (Koord. 2624.750/1257.650) wurde neben Hauptrogenstein auch der obere Teil des Rothenfluh-Members der Passwang-Formation zur Gewinnung von Zementrohstoff abgebaut (LEUTHARDT 1926). Auch aus dem Effingen-Member der Wildegg-Formation wurde früher Zementrohstoff gewonnen, allerdings in weitaus geringerem Umfang als andernorts im Jura.

Ton, Lehm

Keramikrohstoffe

In Rheinfelden AG produziert seit 1786 eine Keramikfabrik unter dem Markennamen Rheinfelder Keramik ein grosses Spektrum an Gebrauchs- und Kunstkeramik. Dazu wurden zumindest in den ersten 150 Jahren auch Keramikrohstoffe aus lokalen Gruben verwendet.

Ziegelton

Lehm bzw. Ton für den Bau oder die Herstellung von Ziegeln wurde bereits von den Römern gewonnen. Abbaustellen befanden sich bei Koord. 2622.275/1265.050 u. Umg. unmittelbar östlich von Augusta Raurica (FURGER 2007).

In jüngerer Vergangenheit nutzten die zahlreichen lokalen Ziegeleien kalkarmen Lehm und Ton aus tiefgründig verwittertem Till der Möhlin-Eiszeit (Grube Langenhag in Liestal, Koord. 2622.470/1258.685, s.a. STRÜBIN 1907a; Grube in Bumbendorf, Koord. 2622.785/1255.720) und vor allem aus Schwemtlehm (LETSCH et al. 1907, FRÜH 1907). Eine Lehmgrube der Ziegelei Gelterkinden befand sich am Staffelenweg in Gelterkinden (Koord. 2631.305/1257.425). Ebenso wurde Lösslehm zur Ziegelherstellung abgebaut.

Dünger

Ton wurde im 18. und 19. Jahrhundert in zahlreichen Gruben abgebaut und zum «Mergeln» der Felder zu Düngezwecken verwendet (MOESCH 1867, DISLER 1931, S. 35, MOHLER 1933). Eine Vielzahl von kleinen und kleinsten, verfallenen und oft aufgefüllten und deshalb nicht mehr lokalisierbaren Gruben, vorwiegend im Opalinus-Ton, aber auch im Frick-Member der Staffelegg-Formation («Obtus-Ton»), in tonreichen Abschnitten der Passwang-Formation und in der Bärswil-Formation zeugen von dieser Abbautätigkeit. In jüngerer Zeit kam auch Löss zur Bodenverbesserung zum Einsatz.

Huppererde

Huppererde zur Produktion von feuerfesten Erzeugnissen wurde in den Huppergruben südlich von Lausen abgebaut. Das Grubenareal gliedert sich in die

nordöstliche BIK-Grube (Bau- und Industriekeramik AG) und die südwestliche Tonwerk-Grube (Tonwerk Lausen AG) (GDE. LAUSEN, o. J.).

Das Tonwerk Lausen wurde 1872 gegründet und stellte erst Ziegel, Backsteine, feuerfeste Steine sowie glasiertes und feuerfestes Geschirr her, ab 1907 Steinzeugplatten und Feuerfestprodukte für die Industrie und wechselte 1942 schliesslich zur Fabrikation von Klinkerplatten (vgl. VON MOOS 1936). 1996 wurde die Massenproduktion von Feuerfestprodukten eingestellt und die Tätigkeit auf die Herstellung von Speicheröfen verlagert (TIBA AG, o. J.). Die Bau- und Industriekeramik AG nahm ihren Betrieb 1899 als Verblendsteinfabrik Lausen BL auf. 1983 wurde sie von der Tonwerk Lausen AG übernommen (SCHWEIZ. SOZIALARCHIV 2007).

Giessereisand

In der stillgelegten Grube im Bachtalen südlich von Mumpf (Koord. 2636.450/1266.000) wurde tonhaltiger Sand aus verwitterter Weitenau-Formation als Giesserei- bzw. Formsand abgebaut (OETTLI 1974, S. 102). Auch Löss kam als Formsand zur Anwendung (Gruben nordwestlich von Giebenach, Koord. 2622.175/1264.200, 2622.150/1264.300).

Kies, Sand

Kies und Sand wurden und werden vor allem – und in grossem Umfang – in den Niederterrassenschottern abgebaut; weniger verbreitet sind Abbaustellen in den Hochterrassenschottern, während aus den Tieferen und Höheren Deckenschottern nur lokal und in sehr geringem Mass Kies und Sand gewonnen wurde. Die Zahl der in Betrieb stehenden Kiesgruben ist heute vergleichsweise gering. Zum Zeitpunkt der Drucklegung von Blatt Sissach-Rheinfelden standen die folgenden Kiesgruben in Betrieb: Burgfeld bei Herten (Koord. 2621.400/1266.350), Chleigrüt und Underi Rütönen bei Rheinfelden AG (Koord. 2628.875/1268.775, 2629.430/1268.200), Wallbach (Baden) (Koord. 2636.400/1268.300), Rheingrütäck (Koord. 2635.550/1267.350) sowie Bünten bei Zeiningen (Koord. 2632.620/1267.000, in Hochterrassenschotter). Durch die auf der Karte dargestellten künstlichen Aufschüttungen kommt der flächenmässige Umfang des bisherigen Kiesabbaus im Bereich der Niederterrassenschotter deutlich zur Geltung. Noch heute finden sich im gesamten Kartengebiet entlang von Terrassenkanten zahlreiche kleine, offen gelassene Kiesgruben, die jedoch meist verstürzt und überwachsen sind, so dass sie kaum mehr Einblick in das ehemals abgebaute Material erlauben. Nicht wenige dieser Abbaustellen wurden auch zur Abfallentsorgung verwendet und sind heute zum Teil als belastete Standorte registriert.

Erze

Eisenerz

Ein umfangreicher Abbau von Eisenerz (Dogger- oder Bohnerz) dürfte im Gebiet von Blatt Sissach-Rheinfeldern nicht stattgefunden haben; Anzeichen von möglichem Erzabbau sind vereinzelt Gruppen von Pingen bei Vorkommen von Siderolithikum. Solche sind in der nordöstlichen Verlängerung der Huppergrube Lausen (Koord. 2624.750/1256.895), oberhalb des Hofs Schneggenberg bei Bubendorf (Koord. 2622.860/1254.690) und im Chrüzholz südwestlich von Bubendorf (Koord. 2620.775/1254.410) zu finden. Südlich des Hofs Schneggenberg, bei Koord. 2622.715/1254.460, befindet sich ausserdem der Eingang eines Stollens, vermutlich aus dem 19. Jahrhundert, der zum Abbau von Bohnerz erstellt worden sein dürfte (s.a. S. 180).

Eine wichtigere Rolle spielte im Kartengebiet hingegen die Verarbeitung von Eisenerz. Das Doggererz (Eisenoolith aus dem Herznach-Member der Ifenthal-Formation) aus dem damals vorderösterreichischen Fricktal (Wölflinswil, Herznach; Blatt Frick-Laufenburg) wurde bis um 1800 – neben Bohnerz aus dem Oberrheintal, aber auch aus verschiedenen Vorkommen in der Schweiz – im damals ebenfalls zu Vorderösterreich gehörenden Wehratal verarbeitet. Der Schwerpunkt lag in der Umgebung von Wehr. In Öflingen ist auf der Dufourkarte 1:100000 (ab 1848) ein «Eisenhammer» vermerkt (Koord. ca.2635.700/1271.600). Dieser Begriff deutet auf Erzaufbereitung (Pochwerk) oder Stahlerzeugung hin; für einfache Dorfschmieden ist er unüblich. Die Wehrtaler Hämmer hatten früher grosse Bedeutung, namentlich auch für die kleinen schweizerischen Abbaugelände, die ihr Erz hierhin zur Verarbeitung brachten (s.a. FEHLMANN & RICKENBACH 1962).

Kupfererz

In einem Stollen am Rheinufer südlich von Herten (Koord. 2622.895/1266.035, s.a. S. 180) wurde vor rund 300 Jahren Kupfererz aus der Weitenau-Formation abgebaut (GEOLOGIE DES DINKELBERGS o. J.).

Kohle

Die Exploration und Erschliessung von Kohle wurde, insbesondere in Mangelzeiten, immer wieder erwogen. Die Bohrungen Buechholdengraben und Tschoppert bei Zeiningen, Mumpf, Weiherfeld, Wintersingen sowie Zuzgen 1 und 2 (s.a. S. 170ff., 180) wurden auf Kohle im Karbon angesetzt, waren jedoch nicht fündig (MÜHLBERG 1882, ROTH 1928, SCHMASSMANN & BAYRAMGIL 1946, DISLER 1951).

Ein geringmächtiges Kohleflöz wurde nordwestlich von Magden in der Bänkerjoch-Formation («Gipskeuper») erschürft, wovon noch zahlreiche Pingen

(Koord. 2627.300/1264.750 u. Umg.) zeugen. Das Flöz soll einige Wagenladungen aschereicher Steinkohle geliefert haben (BRONNER 1844, MÜHLBERG 1882, HARTMANN 1919, DISLER 1951).

Mineralische Sekundärrohstoffe

2005–2006 wurden in der Deponie Elbisgraben bei Liestal 180 000 t eingelagerte Schlacke aus Kehrichtverbrennungsanlagen ausgebaut und daraus Eisen- und Nichteisenmetalle zurückgewonnen. Die Verbrennungsrückstände wiesen einen Metallgehalt (Eisen und Buntmetalle wie Aluminium, Kupfer, Messing, Zink, Silber und Chromstahl) von rund 8% auf. Die Konzentration von Buntmetallen in der Schlacke überstieg jene von natürlichen Erzvorkommen um das Drei- bis Fünffache. Gleichzeitig konnte durch den Ausbau der Schlacke Deponievolumen gewonnen und die Deponie von Schwermetallen entlastet werden (FREI 2005).

BOHRUNGEN

Von der grossen Zahl der im Gebiet von Blatt Sissach-Rheinfelden für geotechnische Baugrunduntersuchungen, die Nutzung von Erdwärme, die Prospektion und Gewinnung von Rohstoffen (namentlich Salz), die Prospektion und Förderung von Grund- und Thermalwasser usw. abgeteuften Bohrungen wurden nur diejenigen auf die Karte übernommen, die relevante Informationen zur Art der angetroffenen Fels-, in einigen Fällen auch Lockergesteinsformationen, zur Tiefe der Felsoberfläche und zur Tektonik liefern. Dasselbe gilt auch für die zahlreichen Sondierschlitze, Baugruben und weiteren temporären Aufschlüsse, die zwar für die Erstellung der geologischen Karte ausgewertet wurden, von denen aber nur die wichtigsten auf der Karte dargestellt sind.

Acht der Bohrungen im Kartengebiet sind Tiefbohrungen mit Endtiefe >400 m; diese und weitere relevante Bohrungen mit Endtiefe >100 m sind nachfolgend, von Westen nach Osten geordnet, aufgelistet. Die Ansprache der Schichten wurde vereinheitlicht und der aktuellen lithostratigraphischen Nomenklatur angepasst. Die Tiefenangaben der Schichten beziehen sich auf die Basis der betreffenden Formation in Meter unter der Geländeoberfläche. Zu beachten ist, dass die hier angegebenen Höhenangaben der Geländeoberfläche, die den Original-Bohrprofilen bzw. -protokollen entnommen wurden, nicht in jedem Fall exakt mit den Werten übereinstimmen, die sich anhand der Koordinaten aus map.geo.admin.ch herauslesen lassen.

ET	Endtiefe
EWS	Erdwärmesonde/Geothermie
BVU AG	Bohrdatenbank Departement Bau, Verkehr u. Umwelt Kt. Aargau
GeoView BL	Online-Geodatenbank Kt. Basel-Landschaft
LGRB	Bohrdatenbank Landesamt für Geologie, Rohstoffe u. Bergbau Baden-Württemberg

S151, Lupsingen, 2012

Salz

2618.598/1254.394/452 (Blatt Arlesheim);
ET 666,5

- 8 Hangschutt, Hanglehm
- 107 Hauptrogenstein
- 180 Passwang-Formation
- 323 Opalinus-Ton
- 349 Staffelegg-Formation
- 393 Klettgau-Formation mit
Belchen-Member
- 492 Bänkerjoch-Formation
- 496,6 Asp-Member
- 519,3 Stemberg-Member
- 559,8 «Hauptmuschelkalk»
- 568,6 «Dolomitzone»
- 621,7 «Obere Sulfatzone»
- 650,2 «Salzlager»
- 666,5 Kaiseraugst-Formation und
«Untere Sulfatzone»

Quelle: Schweizer Salinen AG

S106, Liestal, 1987

Salz

2619.825/1260.503/379 (Blatt Arlesheim);
ET 574,9

- 5,3 Hangschutt
- 143 Opalinus-Ton (tektonisch repetiert)
- 177 Staffelegg-Formation
- 372 Asp-Member, Bänkerjoch- und
Klettgau-Formation
- 384 Stemberg-Member
- 431 «Hauptmuschelkalk»
- 440,3 «Dolomitzone»
- 471,4 «Obere Sulfatzone»
- 567,1 «Salzlager»
- 572,4 «Untere Sulfatzone»
- 574,9 Kaiseraugst-Formation

Quelle: Schweizer Salinen AG

34.J.1, Frenkendorf, 1973

Grundwasser

2621.043/1262.365/305; ET 308

- 17 Ergolzthal-Formation
(Niederterrasse)
- 54 Staffelegg-Formation
- 93,5 Gruhalde-Member
- 99 Gansingen-Member
- 103 Ergolz-Member
- 223,5 Bänkerjoch-Formation
- 229,5 Asp-Member
- 248,5 Stemberg-Member
- 302,5 «Hauptmuschelkalk»
- 308 Zeglingen-Formation

Quelle: GeoView BL

43.Z.10, Seltisberg, 2011

EWS

2621.161/1256.689/498; ET 160

- 4 Verwitterungslehm
- 20 Ifenthal-Formation
- 120 Hauptrogenstein
- 160 Passwang-Formation

Quelle: GeoView BL

43.Z.16, Seltisberg, 2012

EWS

2621.682/1257.306/471; ET 150

- 2 Verwitterungslehm
- 92 Hauptrogenstein
- 150 Passwang-Formation

Quelle: GeoView BL

39.Z.31, Liestal, 2014

EWS

2622.067/1259.069/329.5; ET 165

- 8 Ergolzthal-Formation
(Niederterrasse)
- 70 Passwang-Formation
- 165 Opalinus-Ton

Quelle: GeoView BL

S153 / 39.Y., Liestal, 2016

Salz

2622.173/1260.613/342.3; ET 518,4

- 9 Hanglehlm
- 39 Passwang-Formation
- 133 Opalinus-Ton
- 151 Staffelegg-Formation
- 198 Klettgau-Formation
- 316,5 Bänkerjoch-Formation
- 394,5 Schinznach-Formation
- 516,9 Zeglingen-Formation
- 518,4 Kaiseraugst-Formation

Quelle: Schweizer Salinen AG

S95 / 36.X.1, Giebenach, 1985

Salz

2622.605/1263.217/375.4; ET 357,5

- 52 Höhere Deckenschotter und Lösslehm
- 213 Keuper
- 223,6 Stamberg-Member
- 278,9 «Hauptmuschelkalk»
- 286,7 «Dolomitzone»
- 336,8 «Obere Sulfatzone»
- 346,4 «Salzlager»
- 352,3 «Untere Sulfatzone»
- 357,5 Kaiseraugst-Formation

Quelle: Schweizer Salinen AG

S99 / 31.X.5, Arisdorf, 1985

Salz

2623.362/1261.922/382.8; ET 464,3

- 6 Hangschutt
- 137 Keuper
- 163,8 Stamberg-Member
- 210,9 «Hauptmuschelkalk»
- 218,6 «Dolomitzone»
- 329,9 «Obere Sulfatzone»
- 456,9 «Salzlager»
- 462,1 «Untere Sulfatzone»
- 464,3 Kaiseraugst-Formation

Quelle: Schweizer Salinen AG

S154 / 31.X., Arisdorf, 2016

Salz

2623.828/1262.449/342.5; ET 228

- 12,3 Opalinus-Ton
- 37,9 Staffelegg-Formation
- 89,3 Klettgau-Formation
- 171,5 Bänkerjoch-Formation (Störung)
- 186,4 «Obere Sulfatzone»
- 217,3 «Salzlager»
- 221 «Untere Sulfatzone»
- 228 Kaiseraugst-Formation

Quelle: Schweizer Salinen AG

Weierfeld, 1875

Kohle

2623.990/1266.220/275; ET 432,8

- 39,4 Dinkelberg-Formation («Mittlerer Buntsandstein»)
- 87,0 Weitenau-Formation, «Oberer Schuttfächer»
- 324,7 Weitenau-Formation, «Playa-Serie»
- 366,7 Weitenau-Formation, «Unterer Schuttfächer»
- 432,8 «Grundgebirge»

Quellen: SCHMASSMANN & BAYRAMGIL (1946, S. 76, Tab. 19), BLÜM (1989, S. 474, Tab. 1)

42.Z.11, Ramlinsburg, 2010

EWS

2624.242/1255.432/462.9; ET 225

- 6 Hanglehlm
- 16 Ifenthal-Formation
- 112 Hauptrogenstein
- 166 Passwang-Formation
- 225 Opalinus-Ton

Quelle: GeoView BL

S98 / 31.X.4, Arisdorf, 1985

Salz

2624.423/1260.784/412.3; ET 404

102	Opalinus-Ton
152	Stafflegg-Formation
257,2	Keuper
286,9	Stamberg-Member
325,8	«Hauptmuschelkalk»
336,6	«Dolomitzone»
378,8	«Obere Sulfatzone»
393,7	«Salzlager»
398,9	«Untere Sulfatzone»
404	Kaiseraugst-Formation

Quelle: Schweizer Salinen AG

42.Z.2, Ramlnsburg, 1996

EWS

2624.666/1255.695/494.1; ET 322

86	Hauptrogenstein
173	Passwang-Formation
283	Opalinus-Ton
313	Stafflegg-Formation
322	Klettgau-Formation

Quelle: GeoView BL

31.G.1, Arisdorf, 1986

Grundwasser

2624.668/1260.887/380.4; ET 300

14	Bachschutt und Schwemmlehm
31	Opalinus-Ton
63	Stafflegg-Formation
114	Klettgau-Formation
217,3	Bänkerjoch-Formation
225	Asp-Member
249	Stamberg-Member
293	«Hauptmuschelkalk»
300	Zeglingen-Formation

Quelle: Feldschlösschen Getränke AG

S39 / 31.X.1, Arisdorf, 1954

Salz

2625.140/1262.470/362.5; ET 249,5

5	Bachschutt
75,8	Bänkerjoch-Formation
80	Asp-Member
99	Stamberg-Member
157	«Hauptmuschelkalk»
165,5	«Dolomitzone»
211,2	«Obere Sulfatzone»
242,5	«Salzlager»
247,4	«Untere Sulfatzone»
249,5	Kaiseraugst-Formation

Quelle: Schweizer Salinen AG

59.Z.3, Itingen, 1998

EWS (Schrägbohrung)

2625.902/1257.902/347.0; ET 360

17,7	Ergolzthal-Formation (Niederterrasse)
68,1	Opalinus-Ton
102,8	Stafflegg-Formation
154,4	Klettgau-Formation
264,8	Bänkerjoch-Formation
268,6	Asp-Member
300,9	Stamberg-Member
360	«Hauptmuschelkalk»

Quelle: GeoView BL

59.Z.2, Itingen, 1998

EWS (Schrägbohrung)

2625.925/1257.925/347.0; ET 310

15,8	Ergolzthal-Formation (Niederterrasse)
58,5	Opalinus-Ton
93,8	Stafflegg-Formation
148	Klettgau-Formation
243,1	Bänkerjoch-Formation
248,4	Asp-Member
277,7	Stamberg-Member
310	«Hauptmuschelkalk»

Quelle: GeoView BL

S2/53, Gymnasium Rheinfelden (Baden), 1953

Thermalwasser

2626.101/1268.105/282.5; ET 154,8

- 22,0 Niederterrassenschotter
- 65,0 Schinznach-Formation
- 130,5 Zeglingen-Formation
- 154,8 Kaiseraugst-Formation

Quelle: LGRB

S97 / 31.X.3, Arisdorf, 1985

Salz

2626.272/1262.571/421.5; ET 337,9

- 10,7 Bachschutt
- 140 Asp-Member, Bänkerjoch- und Klettgau-Formation
- 160,1 Stamborg-Member
- 215,4 «Hauptmuschelkalk»
- 223,1 «Dolomitzone»
- 289 «Obere Sulfatzone»
- 327,4 «Salzlager»
- 334,1 «Untere Sulfatzone»
- 337,9 Kaiseraugst-Formation

Quelle: Schweizer Salinen AG

B 20, Rheinfelden (Baden), 1941

Salz

2626.795/1267.624/275; ET 136,3

- 12,3 Niederterrassenschotter
- 57,2 Schinznach-Formation
- 132,8 Zeglingen-Formation
- 136,3 Kaiseraugst-Formation

Quelle: LGRB

B5, Rheinfelden (Baden), 1915

Salz

2626.960/1268.133/277.5; ET 136,5

- 23,5 Niederterrassenschotter
- 54,0 Schinznach-Formation
- 136,5 Zeglingen-Formation

Quelle: LGRB

Engerfeld, Rheinfelden AG, 1983

Thermalwasser

2627.650/1266.680/299.7; ET 600

- 1,5 Deckschichten
- 12,0 Niederterrassenschotter
- 59,0 Schinznach-Formation
- 177 Zeglingen-Formation (Störung)
- 229 Dinkelberg-Formation («Oberer» und «Mittlerer Buntsandstein»)
- 249 Weitenau-Formation, «Oberer Schuttfächer»
- 360,5 Weitenau-Formation, «Playa-Serie» (Störung)
- 371,5 Weitenau-Formation, «Unterer Schuttfächer»
- 600 «Grundgebirge»

Quellen: RYF (1984), ENEZIAN (1984), BLÜM (1989, S. 474, Tab. 1)

Eich, Magden, 1985–1986

Grundwasser

2627.656/1262.757/412.7; ET 248,0

- 19 Hanglehm, Rutschmasse
- 30,5 Staffelegg-Formation
- 100 Klettgau-Formation
- 184 Bänkerjoch-Formation
- 190 Asp-Member
- 215 Stamborg-Member
- 248,0 «Hauptmuschelkalk»

Quelle: Feldschlösschen Getränke AG

B IIIa, Rheinfelden (Baden), 1942

Baugrund

2627.660/1268.556/<265 (= mittl. Pegel

Rhein; im Fluss abgeteuft); ET 116,5

- 34,4 Schinznach-Formation
- 115,6 Zeglingen-Formation
- 116,5 Kaiseraugst-Formation

Quelle: LGRB

B II, Rheinfelden (Baden), 1942**Baugrund**

2627.867/1268.695/<265 (=mittl. Pegel Rhein;
im Fluss abgeteuf); ET 120,8

37,8	Schinznach-Formation
105,7	Zeglingen-Formation
120,8	Kaiseraugst-Formation

Quelle: LGRB

B I, Rheinfelden (Baden), 1942**Baugrund**

2627.950/1268.812/<265 (=mittl. Pegel Rhein;
im Fluss abgeteuf); ET 126,4

4,9	Lockergestein
50,0	Schinznach-Formation
114,2	Zeglingen-Formation
126,4	Kaiseraugst-Formation

Quelle: LGRB

Falke 2, Magden, 1985**Grundwasser**

2628.093/1263.210/402.9; ET 240

41	Klettgau-Formation (gestört?)
157	Bänkerjoch-Formation
162	Asp-Member
190	Stamberg-Member
235,5	«Hauptmuschelkalk»
240	Zeglingen-Formation

Quelle: Feldschlösschen Getränke AG

R44, Riburg, 1971**Salz**

2628.705/1269.310/295; ET 235,1

38,5	Niederterrassenschotter
83	Schinznach-Formation
234,6	Zeglingen-Formation
235,1	Kaiseraugst-Formation

Quelle: BVU AG

Weiere, Magden, 1983**Grundwasser**

2628.724/1262.820/352.0; ET 285

8	Schwemmlehm
12	Opalinus-Ton
40	Staffelegg-Formation
101	Klettgau-Formation
204	Bänkerjoch-Formation
209,5	Asp-Member
231	Stamberg-Member
280	«Hauptmuschelkalk»
285	Zeglingen-Formation

Quelle: Feldschlösschen Getränke AG

Kernbohrung 82-3, Riburg, o. J.**Grundwasser**

2628.764/1270.003/294; ET 162,0

31,0	Niederterrassenschotter
90,8	Schinznach-Formation
158,7	Zeglingen-Formation
162,0	Kaiseraugst-Formation

Quelle: BVU AG

76.Y.1, Wintersingen, 1939**Kohle**

2629.107/1261.606/386.5; ET 440,3

7	Bachschutt
49	Weitenau-Formation, «Oberer Schuttfächer»
205,5	Weitenau-Formation, «Playa-Serie»
344,6	Weitenau-Formation, «Unterer Schuttfächer»
421,0	Weitenau-Formation, «Lakustrische Serie»
440,3	«Grundgebirge»

Quellen: SCHMASSMANN & BAYRAMGIL
(1946, S. 29ff.), BLÜM (1989, S. 474, Tab. 1)

Stockacher, Magden, 1986**Grundwasser**

2629.176/1263.653/388.4; ET 272,8

7	Hanglehm
22	Stafflegg-Formation
92	Klettgau-Formation
192,5	Bänkerjoch-Formation
198,5	Asp-Member
224	Stamberg-Member
266	«Hauptmuschelkalk»
272,8	Zeglingen-Formation

Quelle: Feldschlösschen Getränke AG

R 40, Möhlin, o. J.**Salz**

2629.191/1266.240/310.26; ET 269,75

28	Niederterrassenschotter
47	Bänkerjoch-Formation
57,8	Asp-Member
85,87	Stamberg-Member
140	«Hauptmuschelkalk»
152,62	«Dolomitzone»
175,52	«Obere Sulfatzone»
261,34	«Salzlager»
266,62	«Untere Sulfatzone»
269,75	Kaiseraugst-Formation

Quelle: Schweizer Salinen AG

IG Farben B1, Riedmatt, 1925**Salz**

2629.266/1271.026/291; ET 192,8

8,5	Niederterrassenschotter
10,0	Bänkerjoch-Formation
16,0	Asp-Member
95,0	Schinznach-Formation (Rest)
159,0	Zeglingen-Formation
192,8	Kaiseraugst-Formation

Quelle: LGRB

R13, Riburg, 1951**Salz**

2629.830/1269.350/296; ET 175,8

33,1	Niederterrassenschotter
101,4	Schinznach-Formation
175,8	Zeglingen-Formation

Quelle: BVU AG

R14, Riburg, 1951**Salz**

2631.050/1269.100/301; ET 174,6

29,2	Niederterrassenschotter
78,0	Schinznach-Formation
174,6	Zeglingen-Formation

Quelle: BVU AG

Buechholdengraben, Zeiningen, 1850–1862**Kohle (Bohrung in Stollen)**

ca. 2631.925/1265.340/ca. 401; ET 205,7

k.A.

205,7	Klettgau-Formation
-------	--------------------

Quellen: ROTH (1928), DISLER (1951)

66.Z.4, Ormalingen, 2003**EWS**

2633.131/1257.750/426.0; ET 220

8	Bachschutt
38	Opalinus-Ton
70	Stafflegg-Formation
114	Klettgau-Formation
220	Bänkerjoch-Formation

Quelle: GeoView BL

R77, Wallbach AG, o. J.**Salz**

2633.685/1269.335/334.75; ET 281,85

6	Löss, Lösslehm
62	Hochterrasse
84,2	Bänkerjoch-Formation
92,65	Asp-Member
110,9	Stamberg-Member
162,6	«Hauptmuschelkalk»
170,5	«Dolomitzone»
209,7	«Obere Sulfatzone»
274,2	«Salzlager»
279,6	«Untere Sulfatzone»
281,85	Kaiseraugst-Formation

Quelle: Schweizer Salinen AG

Tschoppert, Zeiningen, 1879–1888
 Kohle (Bohrung in Stollen)
 ca. 2634.220/1266.500/ca. 364; ET 210
 k.A.
 210 Weitenau-Formation
 Quellen: ROTH (1928), DISLER (1951)

R121, Rothenfluh, 2014
 Salz
 2634.877/1257.326/449; ET 341
 10 Hangschutt, Hanglehm
 53 Opalinus-Ton
 54 Staffelegg-Formation (gestört)
 97 Klettgau-Formation
 188 Bänkerjoch-Formation
 192,7 Asp-Member
 217,3 Stamberg-Member
 258,3 «Hauptmuschelkalk»
 266,1 «Dolomitzone»
 320 «Obere Sulfatzone»
 328,8 «Salzlager»
 334,1 «Untere Sulfatzone»
 341 Kaiseraugst-Formation

Quelle: Schweizer Salinen AG

Zuzgen 1, 1939–1940
 Kohle
 2635.030/1263.400/412.1; ET 403,3
 25 «Röt» (=«Oberer Buntsandstein»)
 35 «Mittlerer Buntsandstein»
 82 Weitenau-Formation,
 «Oberer Schuttfächer»
 253,7 Weitenau-Formation,
 «Playa-Serie»
 256,3 Weitenau-Formation,
 «Unterer Schuttfächer»
 403,3 «Grundgebirge»

Quellen: SCHMASSMANN & BAYRAMGIL
 (1946, S. 80, Tab. 22), BLÜM (1989, S. 474, Tab. 1)

75.Z.3, Wenslingen, 2011
 EWS
 2635.095/1254.710/574; ET 200
 82 Hauptrogenstein
 164 Passwang-Formation
 200 Opalinus-Ton

Quelle: GeoView BL

Zuzgen 2, 1940
 Kohle
 2635.410/1263.470/406.3; ET 259
 k.A.
 259 «Grundgebirge»
 Quelle: SCHMASSMANN & BAYRAMGIL (1946)

Mumpf, Adlergasse, 2009
 EWS
 2636.175/1266.235/290.4; ET 188
 8 Niederterrassenschotter
 12 Weitenau-Formation,
 «Oberer Schuttfächer»
 180 Weitenau-Formation,
 «Playa-Serie»
 188 Weitenau-Formation, «Unterer
 Schuttfächer»
 Quelle: GRUNER BÖHRINGER AG (2015)

Mumpf, 1898
 Kohle
 ca. 2636.455/1266.270/283; ET 207
 150 Weitenau-Formation, «Oberer
 Schuttfächer»(?) und «Playa-Serie»
 207 Weitenau-Formation, «Unterer
 Schuttfächer»
 Quelle: DISLER (1914)

Vincentiusquelle (Tiefbrunnen 3),
 Bad Säckingen, 1994–1995
 Thermalwasser
 2637.148/1267.340/297; ET 750,7
 6,8 Niederterrassenschotter
 32,0 Weitenau-Formation
 750,7 Säckingen-Granit
 Quelle: LGRB

Fridolinsquelle (Stammelhof),
 Bad Säckingen, 1982–1983
 Thermalwasser
 2638.639/1267.455/288
 (Blatt Frick-Laufenburg); ET 600,0
 14 Niederterrassenschotter
 46 Weitenau-Formation
 600 Säckingen-Granit
 Quelle: LGRB

TUNNELS, STOLLEN

Sieben Eisenbahn- und Strassentunnels liegen ganz oder teilweise im Gebiet von Blatt Sissach-Rheinfelden.

Der älteste davon ist der 1912–1916 erbaute *Hauenstein-Basistunnel* der SBB-Strecke Olten–Basel (BUXTORF 1916, s.a. BLÄSI et al. 2018), mit einer Länge von 8134 m, wovon rund 660 m südlich des Nordportals bei Tecknau auf das Kartengebiet entfallen. Bautechnische Schwierigkeiten bietet vor allem Anhydritquellung in der Zeglingen-Formation («Anhydritgruppe»).

1970 wurde der *Arisdorfunnel* der Autobahn A2 eröffnet. Der Tunnel zwischen Sissach und Arisdorf ist zweiröhrig, seine Länge beträgt 1380 bzw. 1340 m. Der Tunnel durchfährt vor allem Mergel und Kalk oberhalb der Gips und Anhydrit führenden Schichten, wodurch sich bautechnisch keine besonderen Schwierigkeiten ergaben. Dennoch machten u.a. leichte Hebungen 2005 eine Sanierung nötig.

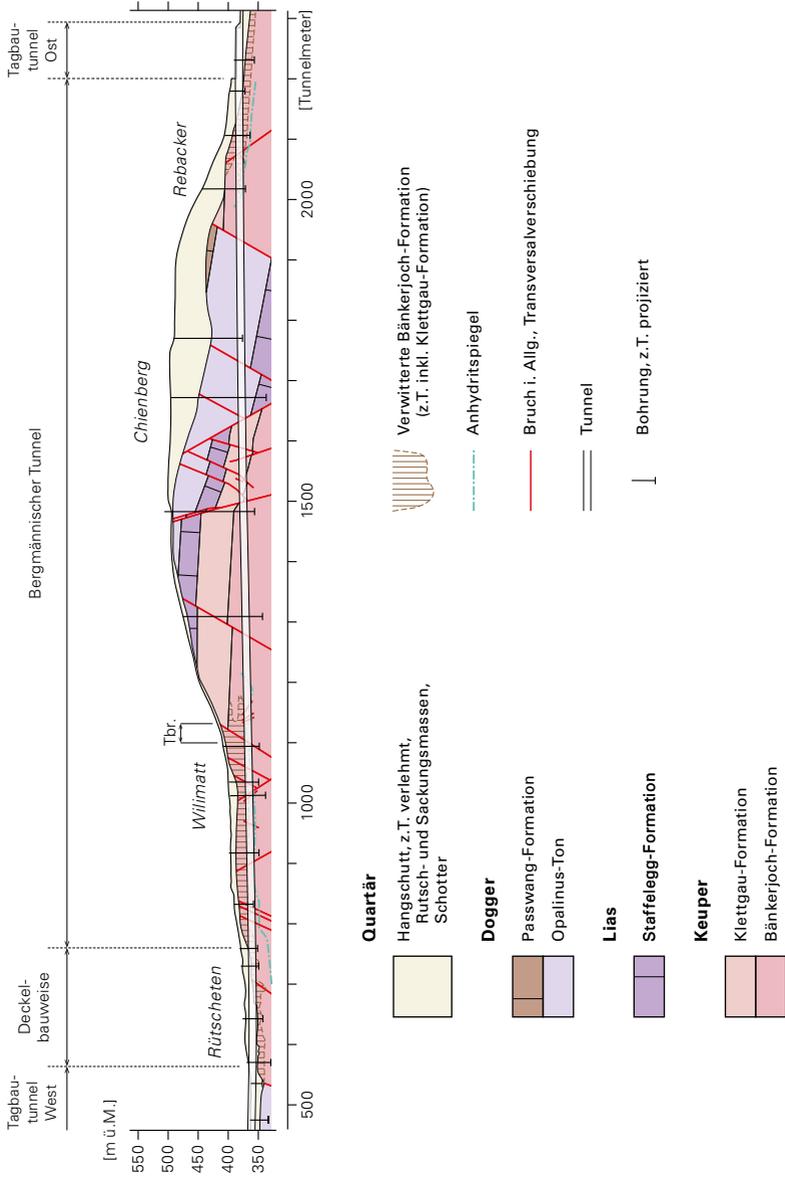
Ein weiterer Tunnel der Autobahn A2 ist der ebenfalls 1970 eröffnete *Ebenraintunnel* südlich von Sissach. Der Tunnel ist einröhrig, 350 m lang und verläuft beim Südportal in quartären Lockergesteinen, zur Hauptsache aber in Hauptrogenstein und Passwang-Formation.

Der zweite Tunnel der SBB-Strecke Olten–Basel im Kartengebiet ist der 1994–1999 erbaute *Adlertunnel* (HAUBER 1996, 2003a, MOSER & TEDALDI 2000, MEYER 2001) zwischen Liestal und MuttENZ. Seine Gesamtlänge beträgt 5328 m, davon betreffen ca. 1100 m des bergmännisch erbauten Tunnels und die 223 m lange Tagbaustrecke Süd beim Südportal das Gebiet von Blatt Sissach-Rheinfelden. Setzungen, ein Senktrichter sowie Anhydritquellung erforderten 2010–2011 Reparaturen.

Der *Tunnel Nollinger Berg* der Autobahn A861 (Verbindung der schweizerischen A3 mit der deutschen A98) führt vom Grenzübergang Rheinfelden zum Autobahndreieck Hochrhein. Er weist eine Länge von 1268 m auf und ist zweiröhrig. Die Oströhre wurde 2002 fertiggestellt, die Weströhre 2005. Der Südabschnitt des Tunnels verläuft in der Schinznach-Formation («Oberer Muschelkalk») und ist trennflächenreich, der Nordabschnitt durchquert die Bänkerjoch-Formation («Gipskeuper»), wo unterschiedliche Festigkeiten und die Gefahr des Aufweichens des tonreichen Gesteins durch Wasserzutritte bautechnische Herausforderungen darstellten (SACHS 2004).

Der *Chienbergtunnel* (Fig. 34) der Anschlussstrasse A22 (Umfahrung Sissach), 1998–2006 erbaut, ist insgesamt 2294 m lang, wovon 1445 m auf die bergmännische

Fig. 34: Geologisches Längenprofil (Befundprofil) des Chienbergtunnels der Umfahrung Sissach (Tunnelmeter ca. 460–2294). Insbesondere im Gebiet Willimatt treten nach wie vor Hebungen durch quellfähige Sulfatgesteine (Anhydritquellung) auf; zudem kam es während des Baus des Tunnels 2002 zu Tagbruch (Tbr. = Bereich mit Tagbruch). Nach GIBS (2010), vereinfacht und der aktuellen Nomenklatur angepasst. Verlauf und Neigung der Brüche entsprechen dem Originaldokument und stimmen zum Teil nicht genau mit Blatt Sissach-Rheinfelden überein.



Strecke, der Rest auf Tagbaustrecken bei den Portalen entfallen (HAUBER et al. 2000, NOACK & VÖGTLI 2000, ANAGNOSTOU 2007). Bautechnische Probleme werden vor allem durch grossen Wasserzutritt in die unverwitterte Bänkerjoch-Formation («Gipskeuper», Anhydritquellung, Quelldruck bis 6MPa) und in den Opalinus-Ton (Quelldruck bis 1MPa) verursacht (VON LOEBEN 2018). Es existieren zwei Hebungszonen (max. Hebungsgeschwindigkeit 16 cm/a; VON LOEBEN 2018), was wiederholt Sanierungsmassnahmen nötig macht. Ausserdem ereignete sich während des Baus 2002 ein Tagbruch, der den Bau eines Umgehungsstollens erforderte (GIBS 2010).

Jüngster Tunnel im Kartengebiet ist der ca. 2130 m lange, 2009–2013 erbaute *Tagbautunnel Schönthal* der A22 bzw. Hauptstrasse H2 zwischen Liestal und Frenkendorf. Er besteht aus zwei einspurigen Röhren und verläuft entlang der Kante der Niederterrasse (Ergolzthal-Formation) und in jungen Alluvionen der Ergolz.

Obwohl Stollen meist einen interessanten Einblick in den geologischen Untergrund bieten und auch bergbauhistorisch interessant sind, gestaltet sich ihre Erfassung bei der Aufnahme einer geologischen Karte zuweilen recht schwierig, da sie oft in Vergessenheit geraten oder schlecht dokumentiert sind. Aus diesen Gründen muss davon ausgegangen werden, dass nicht alle der im Gebiet von Blatt Sis-sach-Rheinfeldern vorhandenen Stollen auf der Karte verzeichnet sind.

Im Häuli südlich von Bubendorf (Koord. 2622.715/1254.460) existiert ein Stollen, der – vermutlich im 19. Jahrhundert – zum Abbau von Bohnerz durch die Balsthal-Formation in das Siderolithikumvorkommen am Murenberg vorgetrieben wurde.

In der südlichen Huppbergube von Lausen wurde 1955 bei Koord. 2624.170/1256.250 ein Stolleneingang mit Resten des Holzverbaus freigelegt. Bereits früher waren von Arbeitern ähnliche Schachteingänge mit Ziegelfragmenten, Aschenresten und «reinem Eisen» beobachtet worden (schriftl. Mitt. S. Kiefer, s.a. TAUBER 1992).

An der Spittelerstrasse in Liestal (Koord. 2622.330/1258.670) wurde in einer Baugrube ein über 4 m langer Stollen freigelegt, der bis in eisenoolithische Schichten (wohl «Humphriesi-Schichten», Passwang-Formation) führt. Ob ein Abbau des eisenhaltigen Materials stattgefunden hat, konnte nicht festgestellt werden (schriftl. Mitt. S. Kiefer).

Im Buechholdengraben (Graben westlich der Buechholden) bei Zeiningen (Koord. 2631.910/1265.270) wurde um 1850 ein 150 m langer Stollen gegraben, von dessen Ende aus eine Kohlebohrung abgeteuft wurde. Zum gleichen Zweck wurde um 1879 im Tschoppert bei Zeiningen ein 210 m langer Stollen erstellt (Koord. 2634.220/1266.500) (ROTH 1928, DISLER 1951, s.a. S. 176f.).

Am rechten Ufer des Rheins südlich von Herten (Koord. 2622.895/1266.035) befindet sich der mit einem Eisentor verschlossene Eingang zu einem verfallenen Stollen, der über eine Länge von 179 m unter dem Areal des Kleingartenvereins «Wühlmäuse» Herten e.V. hindurch verläuft. In diesem Stollen, der in der Weiten-

au-Formation (Rotliegend) angelegt ist und wegen der Gesteinsfarbe im Volksmund «rote Höhle» genannt wird, wurde vor rund 300 Jahren Kupfererz abgebaut (GEOLOGIE DES DINKELBERGS o. J.).

Beim Dättmatthof südwestlich von Magden (Koord. 2627.600/1263.530) wurde ein Wasserfassungsstollen in das Gansingen-Member (Klettgau-Formation) vorgetrieben.

Unterhalb des Büechli bei Thürnen (2629.750/1255.960 u. nördl. davon) wurden 1859 beim Bau der Hauensteinstrecke durch die Schweizerische Centralbahn Entwässerungsstollen zur Sanierung des Rutsches angelegt.

Schliesslich sind zwei stollenähnliche Keller zu nennen, einerseits der in verkittetem und damit standfestem Hangschutt gegrabene Rübenkeller im Rebacker bei Sissach (Koord. ca. 2629.100/1257.200), andererseits der um das Jahr 1850 im Tagbau erstellte Eiskeller am Ausgang des Weielegrabe südlich von Gelterkinden (Koord. 2632.085/1255.740). Letzterer reicht rund 35 m in den Hang (Passwang-Formation). Er diente der damaligen Brauerei Farnsburg in Gelterkinden dazu, im Winter Eis einzulagern, um im darauffolgenden Sommer das Bier zu kühlen. Der Zugangsbereich zum Keller wurde vor dem Zweiten Weltkrieg mit dem Aushub eines in der Nähe gebauten Munitionsdepots zugeschüttet; ab 2014 wurde der Keller wieder freigelegt (VEREIN BIERCHÄLLER GELTERKINDEN 2019).

ARCHÄOLOGIE

Wie die Geologie, so erforscht auch die Archäologie den Untergrund. Sie interpretiert Funde und Fundzusammenhänge, die im Boden entdeckt wurden. Nur was im Boden *bedeckt* war, kann *entdeckt* werden. Nur das, was Jahrhunderte oder Jahrtausende im Boden geschützt war, kann die Archäologie erforschen. Was für den Historiker das Archiv mit den Urkunden, das ist für den Archäologen der Boden. Die «Bodenurkunden» bilden das archäologische Archiv. Dieses Bodenarchiv der Archäologie ist ein Teil des geologischen Bodenarchivs.

Die archäologische Fundlandschaft der Region ist so vielgestaltig wie die Geologie. Der geologische Untergrund bedingt unterschiedliche Landschaftsformen. Diese unterscheiden sich sowohl im Hinblick auf ihre Nutzung durch die Menschen in den verschiedenen Epochen als auch im Hinblick auf die Erhaltungsmöglichkeiten ihrer Hinterlassenschaften.

Steinzeit

ca. 120 000–2200 v. Chr.

Mittel- und jungpaläolithische Funde sind im grössten Teil der Schweiz durch die letzteiszeitlichen Gletscher zerstört worden. Fundplätze wie Magden

«Strick», die aus der Zeit der Neandertaler stammen, sind daher etwas Besonderes.

Nach dem Ende der Birrfeld-Eiszeit (Letzte Eiszeit) diente das Felsdach des Bönisteins bei Zeiningen Jägern und Sammlerinnen als Witterungsschutz, auch an der Eremitage in Rheinfeldern AG befand sich ein Lagerplatz.

Bereits im 7. und 6. Jahrtausend v. Chr. beginnen die Menschen, den Wald mit Feuer zu roden. Sie bauen ganz vereinzelt Kulturpflanzen an und halten ausser Hunden auch wenige Ziegen und Schafe. Ihr Einfluss auf die Landschaft bleibt aber sehr begrenzt.

Erst im 5. und 4. Jahrtausend v. Chr. werden neolithische Siedlungen archäologisch greifbar. Der menschliche Einfluss auf die Landschaft wird stärker und dauerhafter. Siedlungen des 5. Jahrtausends v. Chr. sind von Zeiningen «Uf Wigg» und Mumpf «Kapf» bekannt. Die fruchtbaren Böden auf dem Möhliner Feld begünstigten die Besiedlung durch die frühen Bauern der Region.

Zahllose Feuersteingeräte und Steinbeile zeigen, dass das Möhliner Feld während des 4. und 3. Jahrtausends v. Chr. von Bauern intensiv genutzt wurde. Vor allem in Zeiningen und Wallbach (Baden) fanden sich grosse Mengen jungsteinzeitlicher Steingeräte. Offenbar war ein direkter Zugang zu fliessendem Wasser in dieser Epoche nicht gefragt. Ein Feuersteingerät von Mumpf «Kapf» stammt von der Insel Møn in Dänemark und zeigt eindrücklich, wie weit die Handelsbeziehungen damals schon reichten.

Im Gebiet von Blatt Sissach-Rheinfeldern sind fünf Fundstellen der Altsteinzeit und ca. 25, teilweise sehr grossflächige Fundstellen der Jungsteinzeit (Neolithikum), vor allem Oberflächenfunde von Steingeräten, bekannt.

Der Mensch prägt die Landschaft

Zwischen dem 5. und 1. Jahrtausend v. Chr., das zeigen die Untersuchungen am Häxeloch oberhalb von Rheinfeldern AG und im Bergsee bei Bad Säkingen, nimmt der menschliche Einfluss auf die Landschaft tendenziell zwar zu, er schwankt aber stark. Aufgrund der begrenzten technischen Möglichkeiten eignen sich nur bestimmte Bereiche für einen produktiven Ackerbau.

Die «Inseln im Waldmeer» sind je nach dem Stand der landwirtschaftlichen Technik und dem Bevölkerungsdruck grösser oder kleiner. Nach dem 4. Jahrtausend spielt auch die Jagd keine nennenswerte Rolle mehr für die Ernährung. Beim Wald handelt es sich aber keinesfalls um einen unberührten Urwald. Der Viehbestand ist relativ hoch. Rinder und Ziegen halten den Wald kurz. Mit der Zeit wird die Landschaft offener. Die Haltung von Schafen und das Vorkommen von Feldhasen, deren Knochen z.B. in der eisenzeitlichen Siedlung in Möhlin gefunden wurden, sind eindeutige Belege für grössere offene Flächen spätestens seit der Bronzezeit. Auch die bronze-, eisenzeitlichen und frühmittelalterlichen Grabhügel, die heute meist im Wald liegen, waren ursprünglich auf offenen Flächen angelegt worden.

Ab dem 4. oder 3. Jahrtausend v. Chr. wurde das Vieh über grössere Strecken getrieben, so dass im Sommer höher- und im Winter tiefergelegene Bereiche beweidet und offengehalten wurden. Falls zusätzlich Winterfutter benötigt wurde, war dies Laubfutter: Eschen- oder Lindenzweige, die man im Sommer geschneitelt hatte. Heu wurde erst ab dem 1. Jahrtausend v. Chr. gewonnen. Die heute übliche scharfe Trennung zwischen Acker und Wiese auf der einen und Hochwald auf der anderen Seite ist eine Entwicklung der letzten 400 Jahre.

Am Anfang des 3. Jahrtausends v. Chr. setzt sich die Nutzung von Zugtieren durch. Mit dem Pflug können nun viel grössere Flächen bearbeitet werden. Auch weniger fruchtbare Böden eignen sich jetzt für den Ackerbau. Gleichzeitig werden viel mehr Rinder gehalten, die den Wald kurzhalten. Diese Kombination führt zu einer massiven, vom Menschen ausgelösten Erosion. Erstmals wird der Mensch selber grossflächig zu einem geologischen Faktor.

Bronzezeit

ca. 2200–800 v. Chr.

Mit dem Beginn der Bronzezeit um 2200 v. Chr. ändert sich im Mittelland zunächst wenig. Erst ab dem 17. Jahrhundert v. Chr. zeichnet sich ein Siedlungsboom ab, der sich auch im Jura widerspiegelt. Erneut lässt sich verstärkte Erosion feststellen. Erstmals können durch den Anbau von Hirse und Ackerbohnen grössere Nahrungsüberschüsse produziert werden. Gräber in Möhlin und Kaiseraugst stammen aus dieser Epoche, und auf den Anhöhen beiderseits von Möhlin- und Magdenerbach konzentrieren sich die bäuerlichen Siedlungen der Bronze- und Eisenzeit. Offenbar galt die Nähe zu einem Bach in diesen Zeiten als unverzichtbar für eine Siedlung.

Im Kanton Basel-Landschaft sind aus dieser Zeit vor allem Höhensiedlungen bekannt. Diese waren teilweise schon in der Steinzeit und bis in die Neuzeit immer wieder besiedelt. Auf der Sissacherflue sind die Reste des Befestigungsringes gut erhalten.

Im Kartengebiet sind ca. 10 bronzezeitliche Fundstellen bekannt, vor allem Siedlungen, Gräber in Möhlin und Kaiseraugst sowie diverse Einzelfunde von Bronzewaffen und -geräten.

Eisenzeit

ca. 800–15 v. Chr.

Um 800 v. Chr. kommt es zu einem Bevölkerungsrückgang und einer Wiederbewaldung. Eine der Ursachen ist eine Klimaverschlechterung. Die Krise des 8. Jahrhunderts v. Chr. wurde relativ schnell überwunden.

Der darauffolgende Boom des 7.–5. Jahrhunderts v. Chr. ist auf dem Möhliner Feld weniger gut zu fassen als im Jura. Im Kanton Basel-Landschaft fallen in die-

se Zeit Grabhügel im Gebiet Hard bei Pratteln (wenig ausserhalb des Kartengebiets), wo mindestens 23 Grablegungen festgestellt werden konnten; in der älteren Eisenzeit war es üblich, die Toten unter Grabhügeln zu bestatten.

Wiederum in Sissach ist ein hallstattzeitliches Refugium bekannt. Überhaupt ist Sissach, dessen Namen auf eine keltische Gründung hinweist, ein seit langem besiedeltes Gebiet.

Spätkeltische Spuren sind vom Möhliner Feld kaum bekannt. Im Gegensatz dazu wurden in Sissach 12 Töpferöfen und weitere Siedlungsspuren dokumentiert.

Die Präsenz der Menschen wird aber auch auf andere Art sichtbar: Durch Pollenanalysen ist nachgewiesen, dass im Jura die Eiche massiv gefördert wurde. Stellenweise wurden die seit Jahrtausenden vorherrschenden Weisstannen und Buchen sogar vollständig durch einen von Eichen dominierten Wald ersetzt.

Aus der Eisenzeit sind im Kartengebiet vor allem Siedlungsreste bekannt (ca. fünf Fundstellen).

Römische Zeit

15 v. Chr. – 400 n. Chr.

Im zweiten Jahrzehnt vor Christi Geburt wurde die römische Koloniestadt Augusta Raurica auf dem Gebiet von Augst und Kaiseraugst gegründet. Die Lage an zwei europäischen Verkehrsrouten, Nord-Süd und Ost-West, verhalf ihr zu einem raschen Aufschwung. Zuerst wurde in Holz- und Fachwerk gebaut. Ab kurz vor der Mitte des 1. Jahrhunderts wurde diese Technik dann allmählich durch die Steinbauweise abgelöst. Zur Zeit ihrer grössten Ausdehnung in der ersten Hälfte des 3. Jahrhunderts lebten ca. 15 000 Einwohner in Augusta Raurica. Die Stadt verfügte über die üblichen städtischen Einrichtungen und Monumente: Forum, Theater, Amphitheater, Thermenanlagen, zahlreiche Tempel usw. Sie wurde durch mehrere Wasserleitungen versorgt: Die grösste brachte Wasser, das am Nordwestrand von Lausen durch einen mehrere Meter hohen, quer über das Ergolzthal verlaufenden Damm gestaut wurde, über eine Distanz von etwas mehr als 7 km in freiem Gefälle (0,15%) dem rechtsseitigen Talhang entlang in das Stadtzentrum von Augusta Raurica. Die Wasserleitung, von der noch Reste erhalten sind, bestand aus einem 1,6–1,7 m hohen, begehbaren Kanal. Ihre Kapazität betrug ca. 25 000 m³ Wasser pro Tag (MARTI 2009). Zwei weitere, kleinere Leitungen dürften ihren Ursprung in den Hängen zwischen Rheinfeldern AG und Kaiseraugst haben. Mit dem Wasser wurden öffentliche Laufbrunnen, Thermen und Privathaushalte gespeist. Es gab zu dieser Zeit mehrere Brücken über den Rhein. Da in der römischen Zeit der Transport über die Wasserwege sehr wichtig war, müssen in Augusta Raurica ein oder mehrere Häfen existiert haben, wovon man bisher aber keine Spuren gefunden hat.

Die Ende der 1980er-Jahre aufgestellte These, wonach Mitte des 3. Jahrhunderts ein Erdbeben Teile der Oberstadt von Augusta Raurica zerstört haben könnte (vgl. FÄH 2009), ist unterdessen wieder mehrheitlich verworfen worden, da die

verschiedenen Schadensbilder aus unterschiedlichen Zeitpunkten stammen und auch andere Ursachen gehabt haben können.

Als der Rhein in der zweiten Hälfte des 3. Jahrhunderts wieder die Reichsgrenze bildete, wurden Befestigungen gebaut: zuerst ein kleines Kastell auf dem Geländesporn von Kastelen (Augst) und dann ab ca. 290/300 das *Castrum Rauracense* (Kaiseraugst) am Rhein. Unter Kaiser Valentinian (Regierungszeit von 364–375) war das *Castrum* Teil eines neuen Grenzbefestigungssystems mit zahlreichen Wachttürmen zwischen dem Bodensee und dem Rheinknie. Gegenüber dem *Castrum*, in Wyhlen, stand ein Brückenkopf. An wichtigen Verkehrsverbindungen wurden ebenfalls kleinere Befestigungen gebaut; eine dürfte unter der Kirche in der Altstadt von Liestal gelegen haben. Nach Abzug der römischen Truppen nördlich der Alpen zu Beginn des 5. Jahrhunderts blieb die Siedlung rund um Kaiseraugst lange romanisch geprägt, unterstand aber burgundischer und später dann fränkischer Herrschaft.

Diverse Rohstoffe wurden in Augusta Raurica für den Bausektor oder für eine Weiterverarbeitung ausgebeutet (s.a. S. 162ff., 166): der überall natürlich anstehende Kies für die Strassen, Plätze und Hausböden, der Lehm für den Bau oder die Produktion von Töpferware oder Ziegeln, Stein vorwiegend für den Bau (Handquader und gebrannter Kalk). Unmittelbar östlich der Stadt wurde ein grossflächiges Abbaugelände von Lehm beobachtet, das aus unzähligen regelmässig angeordneten Entnahmegruben besteht. In Augusta Raurica sind mindestens zwei Steinbrüche belegt, in denen «Muschelkalk» (Schinznach-Formation) abgebaut wurde. Es könnten aber noch mehr gewesen sein. Am Rheinufer bei Augarten und Warmbach sowie in Degerfelden wurde der Buntsandstein (Dinkelberg-Formation) gesucht. Schliesslich wurden auch Quelltuffvorkommen bei der ehemaligen Brauerei Salmenbräu in Rheinfeldern AG ausgebeutet. Die weitere Verarbeitung dieser Rohstoffe ist in Augusta Raurica bestens belegt: Es finden sich zahlreiche Töpfer-, Ziegel- und Kalkbrennöfen in und am Rand der Stadt.

Im Umland von Augusta Raurica findet sich beiderseits des Rheins (u.a. in Rheinfeldern [Baden u. AG], Möhlin und Wallbach AG) und in den Juratälern ein dichtes Netz von Gutshöfen oder kleineren Gehöften (*villae rusticae*). Gewisse verfügten über grosse Herrschaftshäuser und waren sehr reich ausgestattet, wie die Villa von Munzach in Liestal. Der Inhaber dürfte ein reicher Bürger der Koloniestadt gewesen sein. Aber auch von Augusta Raurica weiter entfernte Villen wie diejenige von Ormalingen verfügten über luxuriöse Ausstattungen, wie Bodenheizung, bemalte Wände und einen Badetrakt. Die Mehrzahl der Villen war jedoch eher schlicht. Alle diese Villen dürften neben einer Eigenproduktion vorwiegend für die Bedürfnisse von Augusta Raurica produziert haben.

Die Strasse von Augst nach Osten führte über Rheinfeldern AG, dann aber nicht über Möhlin, sondern sie verlief am Juranordfuss über Zeiningen in Richtung Mumpf.

Fundstellen aus der römischen Zeit sind im Kartengebiet rund 30 bekannt.

Früh- und Hochmittelalter

ca. 400–800 n. Chr., ca. 800–1500 n. Chr.

Das Ende der römischen Militärpräsenz am Hochrhein und der Aare bedeutete eine Zäsur. Grosse Teile der Bevölkerung scheinen abgewandert zu sein. Viele Siedlungen wurden aufgegeben, Wald und Buschland eroberten letztmals in der Geschichte weite Flächen zurück. Dennoch weisen die überlieferten Orts- und Gewässernamen südlich des Rheins (z.B. Augst, Magden, Möhlin) auf eine Kontinuität hin. Bereits in spätrömischer Zeit siedeln Germanen nördlich des Hochrheins, und mit der Eingliederung in das Frankenreich etabliert sich ab dem 6. Jahrhundert eine Bevölkerung mit lokal unterschiedlichen Anteilen von Romanen und Germanen. Aus dieser Zeit stammt auch das Obmannsgrab (Grabhügel, nördlich von Degerfelden).

Zwischen dem 7. und 11. Jahrhundert wurden die meisten heute noch existierenden Dörfer gegründet. Nur wenige Siedlungen wurden wieder aufgegeben. So wurde Höflingen, zwischen Rheinfeld AG und Magden gelegen, nach dem Dreissigjährigen Krieg nicht wiederaufgebaut.

Aus dem Frühmittelalter stammen ca. 25 Fundstellen im Kartengebiet, vor allem Grabfunde, aus dem Hochmittelalter sind einige Wüstungen (aufgegebene Dörfer, s.a. S. 96) und Kalkbrennöfen bekannt.

Burgen

Das Gebiet von Blatt Sissach-Rheinfeld liegt in der Gegend mit der grössten Burgendichte Europas (MEYER 1981). Die Burgen standen meist auf felsigen Anhöhen und waren weitem 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. Der Zunzger Büchel beispielsweise ist eine so genannte Motte, eine Holzburg, welche auf einem künstlich aufgeschütteten Hügel errichtet wurde. Manche dieser Holzburgen wurden zu späteren Zeit versteinert, nicht so in Zunzgen. 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, von denen die meisten nicht wiederaufgebaut 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 wiederaufgebaut.

LITERATURVERZEICHNIS

- ALBIEZ, G. (1977): Gipsbergbau im Markgräflerland. – Das Markgräflerland [N.F.] 8(39)/3–4, 268–294.
- ALLIA, V. (1996): Sedimentologie und Ablagerungsgeschichte des Opalinuston in der Nordschweiz. – Diss. Univ. Basel.
- ANAGNOSTOU, G. (2007): Zur Problematik des Tunnelbaus in quellfähigem Gebirge. – Mitt. schweiz. Ges. f. Boden- u. Felsmech. 154, 1–10.
- ANRICH, H. (1958): Zur Frage der Vergipsung in den Sulfatlagern des Mittleren Muschelkalks und Gipskeupers in Südwestdeutschland. – N. Jb. Geol. Paläont. [Abh.] 106, 293–338.
- AUCKENTHALER, A. (2009): Nutzung von Grund- und Trinkwasser im Kanton Baselland. In: BIRET, Y. (Hrsg.): Wasser – lebendig, faszinierend, gefährlich ... (S. 255–266). – Baselbieter Heimatbuch 27, Verl. Kt. Basel-Landschaft, Liestal.
- BAFU [Bundesamt für Umwelt] (2013): Koordination wasserwirtschaftlicher Vorhaben. Die Abstimmung wasserwirtschaftlicher Vorhaben in und zwischen den Bereichen, den Staatsebenen und im Einzugsgebiet. Ein Modul der Vollzugshilfe Renaturierung der Gewässer. – Umwelt-Vollzug 1311, www.bafu.admin.ch/uv-1311-d (30.9.2019).
- BAIER, J. (2013a): Das miozäne Muschelagglomerat der Tenniker Fluh (Kt. Basel-Landschaft, Schweiz). – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N.F.] 95, 337–346.
- (2013b): Die Tenniker Fluh – ein Relikt des Molassemeeres in der Nordschweiz. – Fossilien 30, 81–83.
- BARTHOLET, H.U. (1964): Geologie des Tafel- und Faltenjuras zwischen Eptingen und Oltingen. – Tätber. natf. Ges. Basell. 23, 43–130.
- BAUER, M. & GRIMM, B. (2011): Hydrogeologisches Abschlussgutachten zur vorläufigen Abgrenzung eines Heilquellengebietes für die Thermalquellen Bad Säckingen. – Ber. z.H. Landesamt f. Geol., Rohstoffe u. Bergbau, Freiburg i. Br., 14.2.2011 (unpubl.).
- BAUMBERGER, E. (1907): Die Eisenerze im Schweizerjura. – Mitt. natf. Ges. Bern 1907, 58–67.
- (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. 13/1, 32–47.
- (1927): Die stampischen Bildungen der Nordwestschweiz und ihrer Nachbargebiete mit besonderer Berücksichtigung der Molluskenfaunen. – Eclogae geol. Helv. 20/4, 533–578.
- BECKER, A., AMMANN, B., ANSELMETTI, F.S., HIRT, A.M., MAGNY, M., MILLET, L., RACHOUD, A.-M., SAMPIETRO, G. & WÜTHRICH, C. (2006): Paleoenvironmental studies on Lake Bergsee, Black Forest, Germany. – N. Jb. Geol. Paläont. [Abh.] 240/3, 405–445.
- BECKER, A. & ANGELSTEIN, S. (2004): Rand- und subglaziale Rinnen in den Vorbergen des Süd-Schwarzwaldes bei Bad Säckingen, Hochrhein. – Eiszeitalter u. Gegenwart 54, 1–19.
- BECKER, J. (2018): Landratsamt Waldshut warnt vor Erdlöchern auf dem Dinkelberg bei Wehr und Öflingen. – Südkurier, 26.7.2018, <https://www.suedkurier.de/region/hochrhein/wehr/Landratsamt-Waldshut-warnt-vor-Erdloechern-auf-dem-Dinkelberg-bei-Wehr-und-OEflingen;art372624,9833621> (3.10.2019).
- BERNET, K. (2008): Geologische Aufnahmen auf LK-Blatt 1068 Sissach, Schotterfäbchung der Täler des Rheins, der Ergolz inkl. südliche Zuflüsse, des Violen-/Arisdorferbachs und des Magdenerbachs, 1:25 000. – Kartenmskr., Arch. Landesgeol. (o. Nr.) (unpubl.).
- BIEHLER, D. (1991): Voruntersuchungen zur Sicherung des Thermal- und Mineralwasserdargebots in Bad Säckingen. – Ber. z.H. geol. Landesamt Bad.-Württemb. (GLA), Juni 1991 (unpubl.).

- BIEHLER, D. (1992): Das Thermal- und Mineralwasservorkommen von Bad Säckingen (Hochrhein) – Ergebnisse einer historischen Erkundung. – *Regio basil.* 33/1, 45–56.
- BIEHLER, D., SCHMASSMANN, H., SCHNEEMANN, K. & SILLANPÄÄ, J. (1993): Hydrochemische Synthese Nordschweiz: Dogger-, Lias-, Keuper- und Muschelkalk-Aquifere. – *Nagra tech. Ber. NTB 92-08*.
- BIRKHÄUSER, K., HAUBER, L. & JEDELHAUSER, A. (1987): 150 Jahre Saline Schweizerhalle 1837 bis 1987. – Verl. Kt. Basel-Landschaft, Liestal.
- BITTERLI-BRUNNER, P. (1987): Geologischer Führer der Region Basel. – Veröff. nathist. Mus. Basel 19.
- BITTERLI-BRUNNER, P. & FISCHER, H. (1988): Blatt 1067 Arlesheim. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Erläut. 80.
- BITTERLI-BRUNNER, P., FISCHER, H. & HERZOG, P. (1984): Blatt 1067 Arlesheim. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Karte 80.
- 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 jurass. W europ.»*. – *Publ. spéc. Assoc. Sédimentol. franç.* 1, 99–109.
- (2012): Zur Geologie der Ifenthal-Formation. – *Swiss Bull. angew. Geol.* 17/2, 93–117.
- 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 z. Förderung d. wiss. Forsch.*, Bern.
- BLÄSI, H.-R., JORDAN, P., KÄLIN, D., GNÄGI, C., BURGER, H., KIEFER, S., TORTOLI, F. & BURKHALTER, R. (2018a): Blatt 1088 Hauenstein. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Erläut. 158.
- BLÄSI, H.-R., JORDAN, P., LAUBSCHER, H.P., REBER, D. & BURKHALTER, R. (2018b): Blatt 1088 Hauenstein. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Karte 158.
- BLÖCK, L. (2016): Die römerzeitliche Besiedlung im rechten südlichen Oberrheingebiet. – *Forschungen und Berichte zur Archäologie in Baden-Württemberg 1* (Landesamt für Denkmalpflege im Regierungspräsidium Stuttgart, Esslingen am Neckar).
- BLÖSCH, E. (1910): Zur Tektonik des schweizerischen Tafeljura. – *Diss. Univ. Zürich*, auch: *N. Jb. Mineral. Geol. Paläont.* [Beilbd.] 29, 592–680.
- BLUDAU, W., GROSCOPF, R. & SCHREINER, A. (1994): Ein Riss-Interstadial bei Riedmatt am Hochrhein. – *Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N.F.]* 76, 295–324.
- BLÜM, W. (1989): Faciesanalyse im Rotliegenden des Nordschweizer Permkarbon-Trogs (Hochrhein-Region zwischen Basel und Laufenburg). – *Eclogae geol. Helv.* 82/2, 455–489.
- BOLLIGER, W. & BURRI, P. (1970): Sedimentologie von Schelf-Carbonaten und Beckenablagerungen im Oxfordien des zentralen Schweizer Jura. Mit Beiträgen zur Stratigraphie und Ökologie. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 140.
- BRÄNDLIN, E. (1912): Über tektonische Erscheinungen in den Baugruben des Kraftwerkes Wyhlen-Augst am Oberrhein. – *Mitt. grossherzogl. bad. geol. Landesanstalt* 6/2, 735–743.
- BRAUN, G. (1917): Zur Morphologie der Umgebung von Basel, II. Das Rheintal zwischen Waldshut und Basel. – *Verh. natf. Ges. Basel* 28/2, 307–339.
- BRONNER, F.X. (1844): Der Kanton Aargau: historisch, geographisch, statistisch geschildert; Beschreibung aller in demselben befindlichen Berge, Seen, Flüsse, Heilquellen, Städte, Flecken, Dörfer und Weiler, so wie der Schlösser, Burgen und Klöster; nebst Anweisung, denselben auf die genussreichste und nützlichste Weise zu bereisen; ein Hand- und Hausbuch für Kantonsbürger und Reisende. – Huber, St. Gallen.

- BRÜDERLIN, M. (1969): Beiträge zur Lithostratigraphie und Sedimentpetrographie des Oberen Muschelkalks im südwestlichen Baden-Württemberg. Teil I: Lithostratigraphie. – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N.F.] 51, 121–158.
- (1971): Beiträge zur Lithostratigraphie und Sedimentpetrographie des Oberen Muschelkalks im südwestlichen Baden-Württemberg. Teil II: Sedimentpetrographie. – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N.F.] 52, 175–209.
- BUBNOFF, S. VON (1912): Die Tektonik der Dinkelberge bei Basel. – Mitt. grossherzogl. bad. geol. Landesanst. 6/2, 521–634.
- (1914): Faltungen und Verwerfungen zwischen den Ketten des schweizer Jura und dem Schwarzwaldmassiv. – Trav. Soc. imp. Naturalistes St.-Petersbourg 45. [Artikel in russischer Sprache, mit deutscher Zusammenfassung.]
- BÜCHI, U.P. & HOFMANN, F. (1960): Die Sedimentationsverhältnisse zur Zeit der Muschel-sandsteine und Grobkalke im Gebiet des Beckennordrandes der Oberen Meeresmolasse zwischen Aargau und Schaffhausen. – Bull. Ver. schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing. 27/72, 11–22.
- BURGER, H. (2009): Vorkommen, Nutzung und Schutz von Thermalwässern und Mineralwässern im Kanton Aargau: eine Übersicht. – Swiss Bull. angew. Geol. 14/1–2, 13–27.
- (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.
- BÜRGERGEMEINDE LIESTAL (o. J.): Deponien. – <https://bgliestal.ch/wald-forstbetrieb/deponien> (12.6.2019).
- 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.
- BUXTORF, A. (1900): Ueber vor- oder alt-miocäne Verwerfungen im Basler Tafel-Jura. – Eclogae geol. Helv. 6/2, 176–177.
- (1901a): Geologie der Umgebung von Gelterkinden im Basler Tafeljura. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 11.
- (1901b): Geologische Karte von Gelterkinden, 1:25000. – Geol. Spezkarte 26.
- (1907): Zur Tektonik des Kettenjura. – Ber. Versamml. oberrh. geol. Ver., 30./40. Versamml., 1906/1907, 29–38.
- (1916): Ueber Prognosen und Befund beim Hauensteinbasistunnel und die geologische Geschichte und Oberflächengestaltung des Tunnelgebietes und seiner Umgebung. – Tätber. natf. Ges. Basell. 5, 178–208.
- (1928): Ueber das oligocäne Alter der Verwerfungen im Schweizer Tafeljura. – Eclogae geol. Helv. 21/2, 337–338.
- CLAUDE, A. (2016): Landscape evolution in the northern Alpine Foreland: constructing a temporal framework for early to middle Pleistocene glaciations. – Diss. Univ. Bern.
- CLOOS, H. (1910): Tafel- und Kettenland im Basler Jura und ihre tektonischen Beziehungen nebst Beiträgen zur Kenntnis des Tertiärs. – N. Jb. Mineral. Geol. Paläont. [Beilbd.] 30, 124–130.
- 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. (1988): Der Nordschweizer Permokarbon-Trog und die Steinkohlenfrage der Nordschweiz. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 133/1, 143–174.
- (1989): Der Nordschweizer Permokarbon-Trog und die Steinkohlenfrage der Nordschweiz. – Beitr. Geol. Schweiz, klein. Mitt. 81.
- (1990): Die tektonische Entwicklung der Nordschweiz. – Nagra informiert 12/2, 47–54.
- DIEBOLD, P., BITTERLI-BRUNNER, P. & NAEF, H. (2006): Blatt 1069/1049 Frick-Laufenburg. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 110.
- DISLER, C. (1912): Geologische Skizze von Rheinfelden. – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N.F.] 2/2, 19–34.
- (1914): Stratigraphie und Tektonik des Rotliegenden und der Trias beiderseits des Rheins zwischen Rheinfelden und Augst. – Verh. natf. Ges. Basel 25, 1–96.
- (1931): Geologie des Bezirks Rheinfelden und der angrenzenden Gebiete. – Vom Jura zum Schwarzwald, Sonderh. 6.
- (1948): 100 Jahre Saline Riburg 1848–1948; und ihre aargauischen Schwestersalinen Kaiseraugst 1843–1846 und 1865–1909, Rheinfelden 1844–1942. – Gedenkschr. Regierungsrat Kt. Aargau u. Ver. schweiz. Rheinsalinen, Rheinfelden [o. Verl.].
- (1949): Geologisches aus der Umgebung von Rheinfelden. – Rheinfelder Njbl. 1949, 29–35.
- (1950): Geologisches aus der Umgebung von Rheinfelden. – Rheinfelder Njbl. 1950, 5–17.
- (1951): Die Steinkohlenbohrversuche bei Zeiningen, in Wallbach und in Mumpf im letzten Jahrhundert. – Vom Jura zum Schwarzwald 26, 49–64.
- DR. H. JÄCKLI AG (1987): Entflechtung von Salzgewinnung und Grundwasserförderung im Gebiet Rheinfelden–Möhlin–Wallbach/AG. – Ber. z.H. Kt. Aargau, Baudept. u. Finanzdept., 2.2. 1987 (unpubl.).
- DRACH, V. (1978): Mineralalter im Schwarzwald. – Diss. Univ. Heidelberg.
- DUPRAT-OUALID, F., RIUS, D., BÉGEOT, C., MAGNY, M., MILLET, L., WULF, S. & APPELT, O. (2017): Vegetation response to abrupt climate changes in Western Europe from 45 to 14.7k cal a BP: the Bergsee lacustrine record (Black Forest, Germany). – J. Quatern. Sci. 32/7, 1008–1021.
- EBENRAIN-ZENTRUM [für Landwirtschaft, Natur und Ernährung] (o. J.): Talweiher, Anwil. Inventar der geschützten Naturobjekte. – <https://www.baselland.ch/politik-und-behorden/direktionen/volkswirtschafts-und-gesundheitsdirektion/landw-zentrum-ebenrain/natur/natur-schutzgebiete/inventar-der-geschuetzten-naturobjekte/talweiher-anwil> (11.6.2019).
- ECKARDT, P., LABHART, T.P., ARNOLD, A., GERBER, M., RÜCK, P. & BAUMER, A. (1997): Festgesteine für Bauzwecke. In: SCHWEIZERISCHE GEOTECHNISCHE KOMMISSION (Hrsg.): Die mineralischen Rohstoffe der Schweiz (S. 169–296). – Vontobel, Wetzikon.
- EHRSAM, U. (1977): Höhlen im Baselbiet. – Baselbieter Heimatbuch 13, 185–204.
- (1980): Oberbaselbiet Teil 1: Illustriertes Höhlenkataster der Nordwestschweiz in 4 Teilen. – Arbeitsgemeinschaft für Speläologie Liestal (AGSL).
- EHRSAM, U. & KELLER, P. (Hrsg.) (1976): Illustriertes Höhlenkataster der Nordwestschweiz in 4 Teilen. Oberbaselbieter Teil 1. Liestal. – Arbeitsgemeinschaft für Speläologie Liestal (AGSL).
- ELEKTROWATT [Ingenieure] AG & SIMULTEC AG (1996): Ergänzungen zum Fachgutachten Grundwasser/Altlasten. – Ber. z.H. Kt. Aargau, Baudept., Abt. Landschaft u. Gewässer sowie Abt. Umweltschutz, 22.2.1996 (unpubl.).
- ENEZIAN, G. (1984): Der Weg zur Rheinfelder Thermalquelle. – Rheinfelder Njbl. 1984, 27–41.
- ENGESSER, B. (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.
- EPTING, J. & HUGGENBERGER, P. (2016): Projekt «Regionale Wasserversorgung Basel-Landschaft 21»: Teilprojekt 2: Flussnahe Trinkwasserfassungen. – www.baselland.ch/politik-und-behorden/direktionen/bau-und-umweltschutzdirektion/umweltschutz-energie/wasser/wasserversorgung/publikationen/downloads/tp2-fluss-grundwasser-interaktion.pdf (30.9.2019).
- ERB, L. (1936): Zur Stratigraphie des mittleren und jüngeren Diluviums in Südwestdeutschland und dem angrenzenden schweizerischen Grenzgebiet. – Mitt. bad. geol. Landesanst. 11/6, 187–220.
- ERNI, A. (1910): Das Rhät im schweizerischen Jura. – Eclogae geol. Helv. 11/1, 5–54.
- ETZOLD, A. & SCHWEIZER, V. (2005): Der Keuper in Baden-Württemberg. In: DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION (Hrsg., Bearb. Arbeitsgruppe Keuper der Subkommission Perm-Trias): Stratigraphie von Deutschland IV. Keuper (S. 214–258). – Courier Forschinst. Senckenberg 253.
- EU [Europäische Union] (2009): Richtlinie 2000/60/EG des Europäischen Parlaments und des Rates vom 23. Oktober 2000 zur Schaffung eines Ordnungsrahmens für Massnahmen der Gemeinschaft im Bereich der Wasserpolitik (Amtsbl. europäische Gem. L 327 22. 12. 2000, 1–72), die zuletzt durch die Richtlinie 2009/31/EG geändert worden ist. – Amtsbl. europäische Union 5.6.2009, 114–130.
- FÄH, D. (2009): Zur Frage eines Erdbebens in Augusta Raurica im 3. Jahrhundert n. Chr. aus seismologischer Sicht. – Jber. aus Augst u. Kaiseraugst 30, 291–305.
- FEHLMANN, H. & RICKENBACH, E. (1962): Die Eisen- und Manganerze der Schweiz: Die eisenhaltigen Doggererze der Schweiz. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 13/7.
- FISCHER, H., HAUBER, L. & WITTMANN, O. (1971): Blatt 1047 Basel. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 59.
- FRANK, M. (1928): Zur Stratigraphie und Bildungsgeschichte der Lettenkohle zwischen Südwestdeutschland und dem Kettenjura. – Cbl. Mineral. Geol. Paläont. (B) 1928, 456–473, 481–497.
- FREI, R. (1912): Monographie des Schweizerischen Deckenschotter. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 37.
- FREI, U. (2005): Ist der Elbisgraben eine Goldgrube? – Bau- und Umweltztg. 50, 1–2 (Bau- u. Umweltschutzdir. Kt. Basel-Landschaft).
- FRÜH, J. (1907): Rheinfelden. In: LETSCH, E., ZSCHOKKE, B., ROLLIER, L. & MOSER, R.: Die schweizerischen Tonlager. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 4.
- FURGER, A.R. (2007): Eine sensationelle Entdeckung: grossräumige Lehmgewinnung im Tagebau. In: SALATHÉ, R., FURGER, A.R., HÄNGER, H., KÖNIGS, D., KURMANN, F., MARTI, R. & PETER, M.: Augst und Kaiseraugst: zwei Dörfer – eine Geschichte (Bd. 1) (S. 46–49). – Ortsbürgergde. Kaiseraugst u. Gde. Augst, Verl. Kt. Basel-Landschaft, Liestal.
- GAAR, D. & PREUSSER, F. (2017): Age of the Most Extensive Glaciation of northern Switzerland: evidence from the scientific drilling at Möhliner Feld. – Quatern. Sci. J. 66/1, 1–5.
- GDE. [Gemeinde] LAUSEN (o. J.): Huppergruben. – <https://www.lausen.ch/de/tourismus/sehenswuerdigkeiten> (5.3.2019).
- GDE. [Gemeinde] WENSLINGEN (o. J.): Sehenswürdigkeiten; Höhlen. – <http://www.wenslingen.ch/Sehenswuerdigkeiten.59.0.html> (2.10.2019).

- GEOCONSULT GMBH [Dr. Friedrich W. Hug] (1997): Mineral- und Thermalwassererschliessung TB 3 Bad Säckingen. – Abschlussdok. z.H. Kurverwaltung Bad Säckingen, Proj. Nr. 93273, 3. 6. 1997 (unpubl.).
- GEOLOGIE DES DINKELBERGS (o. J.): Bergbau. – <http://www.geologie-des-dinkelbergs.de/bergbau.html> (11. 10. 2019).
- GEOTOP-INVENTAR AG [Kanton Aargau] (2019a): Hellikon Löcher. Geotop-Inventar Kanton Aargau, Objekt Nr. 60. – <https://www.ag.ch/geoportal/agisviewer/Zusatzdokumente/afu/geotope/Objekt-Nr.60.pdf> (17. 10. 2019).
- (2019b): Schrämellocher. Geotop-Inventar Kanton Aargau, Objekt Nr. 62. – <https://www.ag.ch/geoportal/agisviewer/Zusatzdokumente/afu/geotope/Objekt-Nr.62.pdf> (17. 10. 2019).
- GEYER, O.F., NITSCH, E. & SIMON, T. (2011): Geologie von Baden-Württemberg (5. Aufl.). – Schweizerbart, Stuttgart.
- GEYER, O.F., SCHOBER, T. & GEYER, M. (2003): Die Hochrhein-Regionen zwischen Bodensee und Basel. – Samml. geol. Führer 94, Borntreager, Berlin, Stuttgart.
- GIBBARD, P.L. (2003): Definition of the Middle–Upper Pleistocene boundary. – *Global and planetary change* 36/3, 201–208.
- 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. & THE SUBCOMMISSION ON QUATERNARY STRATIGRAPHY (2010): Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma. – *J. Quat. Sci.* 25/2, 96–102.
- GIBS [Geotechnisches Institut AG Basel] (2010): Jurastrasse H2, Umfahrung Sissach. Chienbergtunnel, Geologisches Längenprofil, 1:2000, Tunnelmeter 500–2300 (Befundprofil). – Dok. z.H. Bau- u. Umweltschutzdir. Kt. Basel-Landschaft, 13. 4. 2010 (unpubl.).
- GONZALEZ, R. (1989): Geologische Neukartierung und tektonische Interpretation der Zeininger Verwerfungszone. – Diplomarb. Univ. Basel (unpubl.).
- (1990): Geometrie und Kinematik der Zeininger Bruch-Zone und eine Diskussion möglicher spätpaläozoischer Strukturen. – *Eclogae geol. Helv.* 83/3, 513–523.
- (1993): Die Hauptrogenstein-Formation der Nordwestschweiz (mittleres Bajocien bis unteres Bathonien). – Diss. Univ. Basel.
- GONZALEZ, R. & WETZEL, A. (1996): Stratigraphy and paleogeography of the Hauptrogenstein and Klingnau formations (middle Bajocian to late Bathonian), northern Switzerland. – *Eclogae geol. Helv.* 89/2, 695–720.
- GRAF, H.R. (1993): Die Deckenschotter der zentralen Nordschweiz. – Diss. eidg. tech. Hochsch. [ETH] Zürich 10205.
- (2009a): Stratigraphie von Mittel- und Spätpleistozän in der Nordschweiz. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 168.
- (2009b): Stratigraphie und Morphogenese von frühpleistozänen Ablagerungen zwischen Bodensee und Klettgau. – *Quatern. Sci. J.* 58/1, 12–53.
- 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, 137–148.
- (2018): Die Ablagerungen des Eiszeitalters: stratigraphisches Konzept und Nomenklatur am Beispiel der Nordschweiz. – *Swiss Bull. angew. Geol.* 23/2, 25–36.
- GRAF, K. (1968): Heimatkunde von Maisprach. – Kant. Drucksachen- u. Materialzentrale, Liestal.
- GRAUL, H. (1962a): Die Niederterrassenfelder im Umkreis von Basel. – *Eiszeitalter u. Gegenwart* 13, 181–196.

- GRAUL, H. (1962b): Geomorphologische Studien zum Jungquartär des nördlichen Alpenvorlandes. Teil I: Das Schweizer Mittelland. – Heidelb. geogr. Arb. 9/1.
- GROOTHOFF, C.T. (1909): Verslag van de geologische excursie naar de Zwitsersche Jura en het Alpen-gebied van 7 tot 29 September 1909 onder leiding van Prof. Dr. G.A.F. Molengraaff en Prof. Dr. H.G. Jonker. – Jaarboekje van de Mijnbouwkundige Vereeniging te Delft 1909.
- GRUNER BÖHRINGER AG (2015): Arteser Adlergasse 6, Mumpf: Lokalisierung von natürlichen Austritten von Thermalwasser sowie Abklärung zum Verlauf des Wehratal-Zeiningen-Störungssystems. – Geol. Ber. z.H. Kt. Aargau, Dept. Bau, Verkehr u. Umwelt, Abt. f. Umwelt, 17.3.2015 (unpubl.).
- GÜNTHER, A. & BEARTH, P. (1955): Bericht über die petrographische Untersuchung von erratischen Blöcken aus dem Kanton Baselland. – Tätber. natf. Ges. Basell. 20, 68–73.
- 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.
- GUTZWILLER, A. (1894): Die Diluvialbildungen der Umgebung von Basel. – Verh. natf. Ges. Basel 10/3, 512–690.
- (1901): Zur Altersfrage des Löss. – Verh. natf. Ges. Basel 13/2, 271–286.
 - (1906): Die eocänen Süswasserkalke im Plateaujura bei Basel. – Abh. schweiz. paläont. Ges. 32/4, 1–36.
- 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. – Eclogae geol. Helv. 88/1, 1–58.
 - (2000a): Integrated stratigraphy of the Oxfordian and Kimmeridgian (Late Jurassic) in northern Switzerland and adjacent southern Germany. – Denkschr. schweiz. Akad. Natwiss. 104.
 - (2000b): Annotated index of lithostratigraphic units currently used in the Upper Jurassic of northern Switzerland. – Eclogae 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. – Eclogae geol. Helv. 79/2, 385–454.
- HABICHT, J.K.A. (1987): Internationales stratigraphisches Lexikon, Bd. I Europa, Fasz. 7 Schweiz, 7b Schweizerisches Mittelland (Molasse). – Schweiz. geol. Komm. und Landeshydrol. u. -geol.
- HAERING, J.J. (1863): Heimatkunde Giebenach. – Georg Sprecher (Hrsg.), Giebenach.
- HAGDORN, H., HORN, M. & SIMON, T. (1993): Vorschläge für eine stratigraphische Gliederung und Nomenklatur des Muschelkalks in Deutschland. In: HAGDORN, H. & SEILACHER, A. (Hrsg.): Muschelkalk – Schönböcker Symposium 1991 (S. 39–46). – Ges. Natkd. Württemb., Sonderbd. 2, Goldschneck, Stuttgart.
- HAGDORN, H. & SIMON, T. (2005): Der Muschelkalk in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002. – Newsletters on Stratigraphy 41/1–3, 143–158.
- HANTKE, R. (1965): Zur Chronologie der präwürmzeitlichen Vergletscherungen in der Nordschweiz. – Eclogae geol. Helv. 58/2, 877–899.
- HÄRRI, H. (1932): Löss- und pollenanalytische Untersuchungen am Breitsee (Möhlin, Aargau). – Mitt. aargau. natf. Ges. 19, 99–152.
- HARTMANN, A. (1919): Zwei Kohlevorkommnisse im Aargau. – Mitt. aargau. natf. Ges. 15, 136–148.

- HARTMANN, A. (1925): Die Mineral- und Heilquellen des Kantons Aargau. – Mitt.aargau. natf. Ges. 17, 225–320.
- HAUBER, L. (1960a): Geologie des Tafel- und Faltenjura zwischen Reigoldswil und Eptingen. – Beitr.geol. Karte Schweiz [N.F.] 121.
- (1960b): Über das Tertiär im nordschweizerischen Tafeljura. – Eclogae geol. Helv. 53/2, 656–668.
- (1966): Neue erratische Blöcke und Moränenaufschlüsse in Lausen. – Jurabl. 10/11 (Sondernr. Baselland), Habegger, Derendingen.
- (1967): Exkursion Nr.27a, Basel–Hauenstein–Olten. – Geol. Führer Schweiz 6, Wepf, Basel.
- (1971): Zur Geologie des Salzfeldes Schweizerhalle-Zinggibrunn (Kt. Baselland). – Eclogae geol. Helv. 64/1, 163–183.
- (1973): Nationalstrasse N2, Verzweigung Augst, Kantonsstrasse Kaiseraugst–Giebenach, Axe 151. – Geol. Ber. z.H. Baudir. Kt. Basel-Landschaft, 15. 1. 1973 (unpubl.).
- (1980): Geology of the salt field Rheinfelden-Riburg, Switzerland. In: COOGAN, A.H. & HAUBER, L. (Ed.): Fifth symposium on salt 1 (p.83–90). – North. Ohio geol. Soc., Cleveland, Ohio.
- (1987): Kantonsstrasse 292 Rheinfelden–Möhlin: geologischer Bericht über den Einsturztrichter im Neuland (Gemeinde Rheinfelden). – Geol. Ber. Univ. Basel z.H. Kt. Aargau, Baudept., Abt. Tiefbau sowie Abt. Umweltschutz, 20.8.1987 (unpubl.).
- (1993): Der Mittlere Muschelkalk am Hochrhein. – N. Jb. Geol. Paläont. [Abh.] 189/1–3, 147–170.
- (1996): Die Geologie des Adlertunnels. – Schweiz. Ing. u. Archit. 114/18, 341–344.
- (2003a): Geologie von Pratteln. In: ARBEITSGRUPPE HEIMATKUNDE PRATTELEN 2003 (Hrsg.): Heimatkunde Pratteln 2003 (S.28–33). – Verl. Kt. Basel-Landschaft, Liestal.
- (2003b): Geologische Aufnahmen auf LK-Blatt 1068 Sissach, südlich der Ergolz, 1:25 000. – Kartenmskr., Arch. Landesgeol. 455 (unpubl.).
- HAUBER, L., JORDAN, P., MADSEN, F., NÜESCH, R. & VÖGTLI, B. (2005): Tonminerale und Sulfate als Ursache für druckhaftes Verhalten von Gesteinen. Ursachen und Wirkungen des Quellvorganges. – Geol.-paläont. Inst. Univ. Basel, Abt. prakt. Geol., Forschaufr. 55/92 u. 52/96 (Nr. 4306.01 u. 4306.02) z.H. Bundesamt f. Strassenbau (ASTRA 1996/039).
- HAUBER, L. & STUCKY, K. (1997): Gips und Salz. In: SCHWEIZERISCHE GEOTECHNISCHE KOMMISSION (Hrsg.): Die mineralischen Rohstoffe der Schweiz (S.335–370). – Vontobel, Wetzikon.
- HAUBER, L., THURY, M., DAUWALDER, P. & FLURY, F. (2000): Ingenieurgeologische Probleme im nordschweizerischen Juragebirge (Exkursion F am 28. April 2000). – Jber. Mitt. oberrr. geol. Ver. [N.F.] 82, 101–112.
- HEIM, A. (1919): Geologie der Schweiz, Bd. I: Molasseland und Juragebirge. – Tauchnitz, Leipzig.
- HERZOG, P. (1956): Die Tektonik des Tafeljura und die Rheintalflexur südöstlich von Basel. – Eclogae geol. Helv. 49/2, 317–362.
- HESS, H., AUSICH, W.I., BRETT, C.E. & SIMMS, M.J. (Ed.) (1999): Fossil Crinoids. – Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- HEUSSER, H. (1926): Beiträge zur Geologie des Rheintales zwischen Waldshut und Basel (mit besonderer Berücksichtigung der Rheinrinne). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 57/2.
- HOFMANN, B. (1977): Blei-, Zink-, Kupfer- und Arsenvererzungen im Wellengebirge (unterer Muschelkalk, Trias) am östlichen und südlichen Schwarzwaldrand. – Mitt. natf. Ges. Schaffhausen 31, 157–196.
- HOFMANN, F. (1961): Vulkanische Aschen in den Helicidenmergeln des baslerischen, aargauischen und badischen Tafeljuras. – Eclogae geol. Helv. 54/1, 133–136.

- HOFMANN, P. (2018): Einst waren da viele mehr ... – Wüstungsamen im Oberbaselbiet. Wüstungsamen im Kontext der Flurnamenforschung. – Baselbieter Heimatbl. 83, 71–83.
- HOLINGER AG (Büro Schmassmann, Liestal) (2008): Kraftwerk Augst-Wyhlen, Änderung der Staukote: Beurteilung der Auswirkungen auf Anlagen der Wasserversorgung und der Abwasserentsorgung. – Ber. z.H. Kt. Aargau, Dept. Bau, Verkehr u. Umwelt, Abt. f. Umwelt sowie Abt. Landschaft u. Gewässer, 10. 11. 2008 (unpubl.).
- HOLINGER AG (2010): Heilquellen Bad Säckingen: Darstellung des Ist-Zustands. – Ber. z.H. Regierungspräsident. Freiburg, Landesamt f. Geol., Rohstoffe u. Bergbau, 2. 11. 2010 (unpubl.).
- (2013): Hydrogeologische Untersuchungen an der Magdalena-Quelle, Magden. – Ber. z.H. Kt. Aargau, Dept. Bau, Verkehr u. Umwelt, Abt. f. Umwelt, 16. 1. 2013 (unpubl.).
- HOSTETTLER, B. (2014): Lithostratigraphie und Biostratigraphie im Callovien und Oxfordien des zentralen Nordschweizer Jura. – Diss. Univ. Bern.
- HOTZ, W. & BUXTORF, A. (1931): Die geologische Lage der Kraftwerke am Oberrhein. – Eclogae geol. Helv. 24/2, 233–240.
- HUBER, M. & HUBER, A. (1984): Das Kristallin des Südschwarzwaldes. – Nagra tech. Ber. NTB 84-30.
- HUENE, F. VON (1899): Ein Beitrag zur Tektonik und zur Kenntniss der Tertiärablagerungen im schweizer Tafel-Jura. – Ber. Versamml. oberrh. geol. Ver. 32, 12–16.
- (1900): Geologische Beschreibung der Gegend von Liestal im Schweizer Tafeljura, an Hand von Blatt 30 des Siegfriedatlas. – Verh. natf. Ges. Basel 12/3, 293–372.
- (1911): Die jungtriassische Wirbeltierfauna von Niederschönthal bei Basel. – Cbl. Mineral. Geol. Paläont. 13, 422–424.
- HUG, J. (1909): Die Zweiteilung der Niederterrasse im Rheintal zwischen Schaffhausen und Basel. – Z. Gletscherkde. 3.
- HÜGLI, E. (2004): Die Maximalvereisung auf dem Möhliner Feld. Zur glazialmorphologischen Problematik der sogenannten Riss Vereisung [sic]. – Diplomarb. Univ. Basel (unpubl.).
- HYDROISOTOP GMBH (2000): Bad Säckingen: hydrochemische und isotopenhydrologische Untersuchungen. – Ber. z.H. Regierungspräsident. Freiburg, Landesamt f. Geol., Rohstoffe u. Bergbau, 28. 7. 2000 (unpubl.).
- (2010): 2. interner Arbeitsbericht Heilwasser Bad Säckingen: Charakterisierung der beteiligten Komponenten Bad Säckingen (D) und Mumpf (CH). – Intern. Arbeitsber. Hydroisotop GmbH, Schweitenkirchen (unpubl.).
- ICS [International Commission on Stratigraphy] (2019): International Chronostratigraphic Chart, version 2019/05. – <http://www.stratigraphy.org/index.php/ics-chart-timescale> (13. 10. 2019).
- INTERREG II (2001a): Erkundung der Grundwasserleiter und Böden im Hochrheintal zwischen Schaffhausen und Basel. Bd. 1: Dokumentation der Methoden. – Landratsamt Waldshut, Waldshut-Tiengen.
- (2001b): Erkundung der Grundwasserleiter und Böden im Hochrheintal zwischen Schaffhausen und Basel. Bd. 2: Ergebnis- und Abschlussbericht; mit Karten 1:25 000 der abgedeckten Geologie und der Aquiferbasis, der Grundwasseroberfläche und -mächtigkeit sowie der Grundwasserflurabstände. – Landratsamt Waldshut, Waldshut-Tiengen.
- JÄCKLI, H. (1964): Geologisch-hydrologischer Bericht Grundwasseruntersuchungen im Bezirk Rheinfelden, mit 39 Beilagen. – Paritätische Fachkommission der Kantone Basel-Stadt und Aargau für die Grundwasseruntersuchungen im Bezirk Rheinfelden, 31. 8. 1964.
- (1966): Geologisch-hydrologischer Bericht Grundwasseruntersuchungen im Bezirk Rheinfelden. Erster Ergänzungsbericht, mit 32 Beilagen. – Paritätische Fachkommission der Kantone Basel-Stadt und Aargau für die Grundwasseruntersuchungen im Bezirk Rheinfelden, 15. 6. 1966.

- JÄCKLI, H. (1968): Kieskarte Blatt Rheinfelden, mit Erläuterungsbericht. – Karte u. geol. Ber. z.H. Kt. Aargau, Baudept., 30. 6. 1968 (unpubl.).
- (1971): Geologisch-hydrologischer Bericht Grundwasseruntersuchungen im Bezirk Rheinfelden. Zweiter Ergänzungsbericht, mit 9 Beilagen. – Paritätische Fachkommission der Kantone Basel-Stadt und Aargau für die Grundwasseruntersuchungen im Bezirk Rheinfelden, 22. 12. 1971.
- JÄCKLI, H. & KEMPF, T. (mit Beiträgen von FRÖHLICHER, H., MOOS, A. VON, SCHMASSMANN, H. & WYSSLING, L.) (1972): Blatt Bözberg–Beromünster. – Hydrogeol. Karte Schweiz 1:100 000, Karte u. Erläut. 1.
- JÄCKLI, H. & WYSSLING, L. (1972): Die Grundwasserverhältnisse im aargauischen Rheintal zwischen Wallbach und Rheinfelden. – Wasser- u. Energiewirtsch. 64/6, 227–229.
- JANDL, E. (2010): Deformierte Granite im Südschwarzwal als Indikatoren lokaler variskischer Deformationszonen. – Diss. Univ. Hamburg [vorgelegt v. E. Hincke, geb. Jandl].
- JANZ, W. (2016): Höhlen und Höhlenforschung im Baselbiet und Schwarzbubenland. – Mitt. natf. Ges. beid. Basel 16, 35–46.
- JOACHIM, H. & VILLINGER, E. (1975): Hydrogeologische Karte von Baden-Württemberg, 1:50 000, Blatt Dinkelberg–Hochrhein, mit Erläuterungsband. – Geol. Landesamt Bad.-Württemb., Freiburg i.Br.
- JORDAN, P. (1992): Evidence for large scale decoupling in the Triassic evaporites of Northern Switzerland: an overview. – *Ecolgae 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.*
- (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. Geol.* 109/2, 241–256.
- JORDAN, P., GRAF, H.R., EBERHARD, M., JOST, J., KÄLIN, D. & BITTERLI-DREHER, P.H. (2011): Blatt 1089 Aarau. – *Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 135.*
- 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. (1993): Stratigraphie und Säugetierfaunen der Oberen Süsswassermolasse der Nordwestschweiz. – *Diss. eidg. tech. Hochsch. [ETH] Zürich 10152.*
- KAMMANN, J. (2018): Präsentation des ingenieurgeologischen Gutachtens zu den durch Altbau beeinflussten Flächen im Verfahrensgebiet der Flurbereinigung Wehr (Dinkelberg). – Präsentation Landesamt f. Geol., Rohstoffe u. Bergbau, Ref. 95 Landesingenieurgeologie, 20. 6. 2018, Landkreis Waldshut. https://www.landkreis-waldshut.de/fileadmin/landkreis-waldshut.de/media/umweltschutz-psw-atdorf/Download/Gipsbergbau_Wehr_Praesentation_Gutachten_Buergerberatung.pdf (3. 10. 2019).
- 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.
- KOLYMBAS, D. (1998): *Geotechnik – Tunnelbau und Tunnelmechanik.* – Springer, Berlin, Heidelberg.

- KUHN, O. & ETTER, W. (1994): Der Posidonienschiefer der Nordschweiz: Lithostratigraphie, Biostratigraphie, Fazies. – *Eclogae geol. Helv.* 87/1, 113–138.
- LANZ, K., RAHN, E., SIBER, R. & STAMM, C. (2014): Bewirtschaftung der Wasserressourcen unter steigendem Nutzungsdruck. Thematische Synthese 2 im Rahmen des Nationalen Forschungsprogramms NFP 61 «Nachhaltige Wassernutzung». – Schweiz. Nationalfonds z. Förderung d. wiss. Forsch., Bern.
- LAUBSCHER, H. (1961): Die Fernschubhypothese der Jurafaltung. – *Eclogae geol. Helv.* 54/1, 221–281.
- (1965): Ein kinematisches Modell der Jurafaltung. – *Eclogae geol. Helv.* 58/2, 231–318.
 - (1973): Jura Mountains. In: JONG, K.A. DE & SCHOLTEN, R. (Ed.): *Gravity and tectonics* (p. 217–227). – Wiley, New York.
 - (1980): Die Entwicklung des Faltenjuras – Daten und Vorstellungen. – *N. Jb. Geol. Paläont. [Abh.]* 160/3, 289–320.
 - (1982): Die Südostecke des Rheingrabens – ein kinematisches und dynamisches Problem. – *Eclogae geol. Helv.* 75/1, 101–116.
 - (1987): Die tektonische Entwicklung der Nordschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 80/2, 287–303.
 - (1998): Der Ostrand des Laufenbeckens und der Knoten von Grellingen: die verwickelte Begegnung von Rheingraben und Jura. – *Eclogae geol. Helv.* 91/2, 275–291.
 - (2001): Plate interactions at the southern end of the Rhine graben. – *Tectonophysics* 343/1, 1–19.
 - (2002): Der geologische Bau der Gegend von Titterten und seine Geschichte (mit einer Exkursion). – *Mitt. natf. Ges. beid. Basel* 6, 63–86.
 - (2003): The Miocene dislocations in the northern foreland of the Alps: Oblique subduction and its consequences (Basel area, Switzerland–Germany). – *Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N.F.]* 85, 423–439.
 - (2004): The southern Rhine graben: A new view of the initial phase. – *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rdsch.)* 93/3, 341–347.
 - (2008): 100 years Jura décollement hypothesis: How it affects Steinmann's (1892) «Schwarzwaldlinie». – *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rdsch.)* 97/6, 1231–1245.
- LAUBSCHER, H. & NOACK, T. (1997): The deep structure of the Basel Jura. In: PFIFFNER, O.A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MUELLER, S. & STECK, A. (Ed.): *Deep structure of the Swiss Alps. Results of NFP 20* (p. 54–58). – Birkhäuser, Basel.
- LEIBER, J. & BOCK, H. (2011): Der Buntsandstein in der Kraichgau-Senke und der südwestdeutschen Randfazies (Baden-Württemberg). In: DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION (Hrsg.; Koord. u. Red. LEPPER, H. & RÖHLING, H.-G. für die Subkommission Perm-Trias): *Stratigraphie von Deutschland XI. Buntsandstein* (S. 525–546). – *Schriftenr. dtsch. Ges. Geowiss.* 69.
- LETSCH, E., ZSCHOKKE, B., ROLLIER, L. & MOSER, R. (1907): Die schweizerischen Tonlager. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 4.
- LEUTHARDT, F. (1905): Die Hupperablagerungen von Lausen (Baselland). – *Verh. Schweiz. natf. Ges.* 88, 45.
- (1906): Beiträge zur Kenntnis der Hupper-Ablagerungen im Basler Jura. – *Eclogae geol. Helv.* 9/1, 145–147.
 - (1911a): Der Erdschlipf am Murenberg bei Bubendorf (Baselland). – *Tätber. natf. Ges. Baselland* 4, 89–94.
 - (1911b): Über das Vorkommen von *Antedon costatus* Goldfuss in den Hornsteinknollen der Hupperablagerungen von Lausen. – *Tätber. natf. Ges. Baselland* 4, 109–118.
 - (1920): Eine Grundmoräne mit Gletscherschliffen in der Umgebung von Liestal. – *Eclogae geol. Helv.* 15/4, 478–481.
 - (1923): Glazialablagerungen aus der Umgebung von Liestal. – *Tätber. natf. Ges. Baselland* 6, 92–117.

- LEUTHARDT, F. (1926): Ein Aufschluss in den Blagdenischichten von Lausen. – *Tätber. natf. Ges. Baselland* 7, 127–132.
- (1931): Die Geologie des Hasenbühlhügels bei Liestal. – *Basellandschaftl. Ztg. Nov.* 1931.
 - (1932): Zur Geschichte der naturwissenschaftlichen Erforschung des Basellandes. – *Basellandschaftl. Ztg.* 16. 7. 1932.
- LGRBWISSEN (o. J. a): Südschwarzwald-Gneis-Gruppe. – <https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/geologie/gneis-migmatit-komplex/suedschwarzwald-gneis-gruppe> (17. 10. 2019).
- (o. J. b): Muschelkalk am Dinkelberg. – <https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/rohstoffgeologie/rohstoffe-des-landes/kalksteine-im-oberen-muschelkalk/muschelkalk-am-dinkelberg> (22. 10. 2019).
- LIEB, F. (1951): Die Ammonitenhorizonte der Murchisonaeschichten des nordschweizerischen Juragebirges (vorläufige Mitteilung). – *Eclogae geol. Helv.* 44/2, 450–458.
- (1953): Neue Beiträge zur Erforschung der Ammonitenhorizonte der Murchisonaeschichten des nordschweizerischen Juragebirges (in Zusammenarbeit mit Walter Bodmer). – *Eclogae geol. Helv.* 46/2, 286–294.
 - (1955): Die Ammonitenhorizonte der Murchisonaeschichten im Tafeljura des oberen Basellandes und des Aargaus westlich der Aare (in Zusammenarbeit mit Walter Bodmer). – *Eclogae geol. Helv.* 48/2, 491–501.
 - (1957): Die Ammonitenhorizonte des Aalénien und des unteren Bajocien im Tafeljura des oberen Basellandes und des Aargaus. 2. Der Fazieswechsel der Murchisonaeschichten zwischen Ormalingen (Baselland) und Wegenstetten (Aargau). – *Eclogae geol. Helv.* 50/2, 568–581.
- LINIGER, H. (1953): Zur Geschichte und Geomorphologie des nordschweizerischen Juragebirges. – *Geographica helv.* 8/1, 289–303.
- (1966): Das plio-altpleistozäne Flussnetz der Nordwestschweiz. – *Regio basil.* 7/2, 158–177.
- LLS [Lithostratigraphisches Lexikon der Schweiz] (o. J.): Molasse Alsacienne, calcaire d'eau douce de Delémont. – <https://www.strati.ch/de/tectonic/mol/molj> (17. 3. 2019).
- LOEBEN, W.-H. VON (2018): Chienbergtunnel: Mit Ankerview dem quellenden Gipskeuper zuvorkommen. – *Bau- u. Umweltztg.* 99 (Bau- und Umweltschutzdir. Basel-Landschaft), <https://bau-und-umweltzeitung.ch/nr-99/chienbergtunnel-mit-ankerview-dem-quellenden-gipskeuper-zuvorkommen> (11. 10. 2019).
- LUTZ, M. (1964): Stratigraphische und tektonische Untersuchungen am südwestlichen Schwarzwaldrand zwischen Wiesental und Hochrhein. – *Oberrh. geol. Abh.* 13/1–2, 75–122.
- MARTI, R. (2009): Zwischen Grundbedarf und Überfluss: Wassernutzung im römischen Baselland. In: BIRET, Y. (Hrsg.): *Wasser – lebendig, faszinierend, gefährlich ...* (S. 219–238). – *Baselland Heimatbuch* 27, Verl. Kt. Basel-Landschaft, Liestal.
- MARTIN, G.P.R. (1938): Zur Mikrofauna des Ferrugineus-Oolith aus der Gegend von Basel. – *Eclogae geol. Helv.* 31/2, 355–361.
- MATTER, A. (1987): Faciesanalyse und Ablagerungsmilieu des Permokarbons im Nordschweizer Trog. – *Eclogae geol. Helv.* 80/2, 345–368.
- MAZUREK, M. & PETERS, T. (1992): Petrographie des kristallinen Grundgebirges der Nordschweiz und Systematik der herzynischen Granite. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 72, 11–25.
- 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. (1961): Der Obere Muschelkalk im östlichen Schweizer Jura. – *Eclogae geol. Helv.* 54/1, 137–219.

- METZ, R. (1980): Geologische Landeskunde des Hotzenwaldes. – Schauenburg, Lahr/Schwarz-
wald.
- MEYER, C.A. (1988): Paläoökologie und Sedimentologie von Seeliliengemeinschaften aus dem
Unteren Hauptrogenstein des Nordwestschweizer Jura. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-
Geol. u. -Ing. 55/128, 1–11.
- MEYER, C.A. & WETZEL, A. (2015): The Late Triassic bonebed of Niederschönthal (Norian,
Knollenmergel, Füllinsdorf BL) – Amanz Gressly's dinosaur locality revisited. – Abstr.
Vol., Swiss Geosci. Meet. 2015, Basel, 152.
- MEYER, M. (2001): Die Geologie des Adlertunnels. – Bull. angew. Geol. 6/2, 199–208.
- MEYER, W. (1981): Burgen von A bis Z, Burgenlexikon der Regio. – Burgenfreunde beid. Basel,
Basel.
- MOESCH, C. (1857): Das Flözgebirge im Kanton Aargau. 1. Teil. – 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, W.[A.] (1933): Beitrag zur Landschaftsgeschichte der Umgebung von Gelterkinden. –
Tätber. natf. Ges. Basell. 9, 79–90.
- (2001): Topografie und Geologie der Höhle Bärenloch und ihrer Umgebung. Die Entde-
ckung 1962 und erste Forschungen. In: SCHMID, E., MOHLER, W.A., SEDLMEIER, J. &
EWALD, J.: Die Höhle Bärenloch bei Tecknau/Wenslingen. Die Grabungen 1962–1968
(S. 10–17). – Archäol. u. Mus. 42, Archäologie- u. Kantonsmus. BL.
- MONBARON, M. (1996): Le paléokarst sidérolithique du Jura septentrional: quelques repères. –
Rapp. Rech. Inst. Géogr. Univ. Fribourg 8, 209–216.
- MOOS, A. VON (1936): Zur Petrographie der Quarzsande und mageren Huppererde der Bohnerz-
formation im schweizerischen Jura gebirge. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 16, 318–327.
- MOSER, P. & TEDALDI, E. (2000): Adlertunnel. – Tec21 118/49–50, 1–32.
- MÜHLBERG, F. (1882): Übersicht der Steinkohlenbohrversuche im Aargau. – Mitt. aargau. natf.
Ges. 1, 184–191.
- MÜLLER, A. (1876): Beschreibung der Bohrkernserie des Weyerfeldes. – Bericht des Verwal-
tungsrates der Schweizerischen Steinkohlenbohrgesellschaft an die Generalversammlung
der Aktionäre, Aarau, 25–26, Taf. 3.
- MÜLLER, P. (1958): Pollenanalytische Untersuchungen im Gebiet des jüngeren Deckenschotter
und Lösses im Frauenwald zwischen Rheinfelden und Olsberg (eine vorläufige Mittei-
lung). – Veröff. geobot. Inst. Rübél Zürich 33, 165–174.
- MÜLLER, U. & RENTZEL, P. (1994): Ein weiterer römischer Steinbruch in Kaiseraugst: archäologi-
sche, geologische und technologische Aspekte. – Jber. aus Augst u. Kaiseraugst 15, 177–186.
- MÜLLER, W.H., HUBER, M., ISLER, A. & KLEBOTH, P. (1984): Geologische Karte der zentralen
Nordschweiz 1:100 000, mit angrenzenden Gebieten von Baden-Württemberg. – Geol.
Spezkarte, Erläut. 121, auch: Nagra tech. Ber. NTB 84-25.
- MÜLLER-DICK, K. (2000): Möhliner Feld im Hochrheintal. In: KELLY, M., LINDEN, U. &
SCHLÜCHTER, C.: Exkursionsführer, Exkursion A1 (S. 10–13). – Tag. DEUQUA (dtsch.
Quartärver.), 6.–8. 9. 2000, Bern.
- MÜLLERRIED, F. (1921): Klüfte, Harnische und Tektonik der Dinkelberge und des Basler Tafel-
juras. – Verh. nathist.-med. Ver. Heidelberg [N.F.] 15, 1–46.
- NAGRA [Nationale Genossenschaft für die Lagerung radioaktiver Abfälle] (1989): Hydrochemi-
sche Analysen (11 Ordner); Isotopen- und Edelgasuntersuchungen (3 Ordner). – Nagra in-
tern. Ber. NIB 89-06.

- NITSCH, E. (2011): Lithostratigraphische Übersicht des Keupers in Baden-Württemberg (8. Ausg.). – https://lgrb-bw.de/download_pool/Lith06_k_BW.pdf (29.10.2019).
- (2015): Lithostratigraphie des Lettenkeupers. In: HAGDORN, H., SCHOCH, R. & SCHWEIGERT, G. (Hrsg.): Der Lettenkeuper – ein Fenster in die Zeit vor den Dinosauriern (S.27–40). – Palaeodiversity, spec. Issue (staatl. Mus. Natkde. Stuttgart).
- NITSCH, E., BEUTLER, G., HAUSCHKE, N., ETZOLD, A. & LAASS, M. (2005): Feinstratigraphische Korrelation der Grabfeld-Formation (Keuper, Trias) zwischen Hochrhein und Ostsee. – Hallesches Jb. Geowiss., Reihe B, Beih. 19, 137–152.
- NITSCH, E., KIMMIG, B. & SAUSSELE, M. (2017): Die äussere Randfazies des Buntsandsteins in neuen Kernbohrungen bei Steinen im Wiesental (Schopfheimer Bucht, Baden-Württemberg). – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N.F.] 99, 507–544.
- NITSCH, E. & WIELAND-SCHUSTER, U. (2011): Lithostratigraphische Übersicht des Tertiärs in Baden-Württemberg (6. Ausg.). – https://lgrb-bw.de/download_pool/Lith02_T_BW.pdf (3.11.2019).
- NITSCH, E. & ZEDLER, H. (2009): Oberkarbon und Perm in Baden-Württemberg. – LGRB-Inf. (Freiburg i. Br.) 22, 7–102.
- NOACK, T. & VÖGTLI, B. (2000): Geologie und Geotechnik entlang von Hochleistungsstrassen am Beispiel der N2 Sissach–Eptingen und des Umfahrungstunnels Sissach (Exkursion H am 29. April 2000). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. [N.F.] 82, 131–144.
- NÜSPERLI, F. (1863): Heimatkunde der Gemeinde Thürnen. – Mskr., Staatsarch. Liestal.
- NYFELER, J. (2002): Rutschung Wintersingen vom 21. Februar 1999. Bewältigung einer Krisensituation. In: Geotechnik im Jura. – Mitt. schweiz. Ges. f. Boden- u. Felsmech. 145, 39–47.
- OETTLI, M. (1974): Geologische Hinweise für Wanderlustige. – Badener Njbl. 49, 101–120.
- PEARSON, F.J., BALDERER, W., LOOSLI, H.H., LEHMANN, B.E., MATTER, A., PETERS, T., SCHMASSMANN, H. & GAUTSCHI, A. (1991): Applied isotope hydrogeology – a case study in Northern Switzerland. – Nagra tech. Ber. NTB 88-01.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901–09): Die Alpen im Eiszeitalter (3 Bde.). – Tauchnitz, Leipzig.
- PERSONENLEXIKON BL [des Kantons Basel-Landschaft] (o. J.): Carl Christian Friedrich Glenck. – https://personenlexikon.bl.ch/Carl_Christian_Friedrich_Glenck (14.2.2019).
- PFANNENSTIEL, M. (1969): Grundmoräne des Riss-eiszeitlichen Wehragletschers bei Öflingen. – Ber. natf. Ges. Freiburg i.Br. 59, 31–34.
- PFANNENSTIEL, M. & RAHM, G. (1964): Die Vergletscherung des Wehratales und der Wiesetäler während der Risseiszeit. – Ber. natf. Ges. Freiburg i.Br. 54, 209–278.
- PIETSCH, J. (2015): Abschätzung möglicher Nachfolgeschäden untiefer Geothermienutzung in Mumpf. Lokalisierung eines permeablen Störungssystems. – Regio basil. 56/2, 89–97.
- PIETSCH, J., WETZEL, A. & JORDAN, P. (2016): A 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.
- PREUSSER, F., GRAF, H.R., KELLER, O., KRAYSS, E. & SCHLÜCHTER, C. (2011): Quaternary glacial history of northern Switzerland. – Quatern. Sci. J. 60/2–3, 282–305.
- QUERVAIN, F. DE (1961): Gesteine aus dem Jura an historischen Bau- und Bildwerken des Aargaus. – Mitt. aargau. natf. Ges. 26, 58–85.
- (1969): Die nutzbaren Gesteine der Schweiz. – Kümmerly & Frey, Bern.
- (1981): Der Stein in der Baugeschichte Basels. – Verh. natf. Ges. Basel 90, 37–50.

- RAHM, G. (1961): Über den Betrag des Wehratal-Abbruches. – Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br. 51/2, 273–275.
- RAHN, M. & STUMM, F.G. (2011): Alter und Herkunft vulkanischer Apatite in der Molasse des Baselsbieters und Aargauer Tafeljuras (NW-Schweiz). – Mitt. natf. Ges. beid. Basel 13, 129–142.
- REGIONATUR (2018): Eisenbahnbrücke [bei Gelterkinden]. – https://www.regionatur.ch/Orte/Gemeinden-Ortsteile/Gelterkinden?a=image&bild_id=8468 (3. 10. 2019).
- REISDORF, A.G. & WETZEL, A. (2018): Evidence for synsedimentary movements in a low-sub-sidence setting: Early Jurassic in northwestern Switzerland. – Swiss J. Geosci. 111/3, 417–444.
- 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.
- RENTZEL, P. (1994): Bemerkungen zu einem römischen Steinbruch beim Kastell Kaiseraugst. – Minaria helv. 14a, 39–46.
- (1998): Antike Steingewinnung im Hochrheintal. Eine Übersicht für die Gegend zwischen Basel und Rheinfelden. In: MEIER-RIVA, K. (Red.): Mille fiori, Festschrift für Ludwig Berger zu seinem 65. Geburtstag (S. 185–192). – Forschungen in Augst 25.
- 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.
- RICK, B. (1990): Geotechnische und hydrochemische Folgen der Verwitterung sulfathaltiger Gesteine (Gipskeuper des Schweizer Jura). – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 289.
- RIPPMANN, D. (2001): Geschichte, Mittelalter. In: ERNY-HOFSTETTER, E., LÜTHI, H., MANZ, M. & OTTH, A. (Red.): Heimatkunde Rothenfluh (S. 29–32). – Verl. Kt. Basel-Landschaft, Liestal.
- ROHR-WILLERS, C. (2018): Theater Magden lässt «Deschliken» mit einem Freilichttheater wieder aufstehen. – Aargauer Ztg. 6. 5. 2018.
- ROLLIER, L. (1903): Beweis, dass die Nattheim-Wettinger-Schichten (Weiss-Jura ϵ = Ober-Kimmeridge) auch auf der Basler Tafellandschaft etc. ursprünglich vorhanden waren. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 48, 458–472.
- ROTH, E. (1928): Die Bohrungen nach Steinkohlen in Zeiningen, 1850–1888. – Vom Jura zum Schwarzwald 3.
- RÜTIMEYER, L. (1856): Fossile Reptilienknochen aus dem Keuper (in der Nähe von Liestal). – Verh. schweiz. natf. Ges. 41, 62–64.
- RYF, W. (1984): Thermalwasserbohrung 1983 Engerfeld, Rheinfelden. – Rheinfelder Njbl. 1984, 43–52.
- SACHS, M. (2004): Tunnel Nollinger Berg. – Bau International, ÖSTU-Stettin, Report 2004, <https://www.yumpu.com/de/document/read/4717565/tunnel-nollinger-berg-thyssen-schachtbau-gmbh> (11. 10. 2019).
- SCHAAD, E. (1908): Die Juranagelflüh. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 22.
- SCHALTEGGER, U. (2000): U–Pb geochronology of the southern Black Forest batholith (central Variscan Belt): timing of exhumation and granite emplacement. – Int. J. Earth Sci. 88/4, 814–828.
- SCHÄRER, M. & SCHMASSMANN, H. (1987): Ein Holzfund an der Basis der jungpleistozänen Niederterrassenschotter des unteren Ergolztales (Gemeinde Füllinsdorf BL). – Tätber. natf. Ges. Basell. 34, 7–9.

- SCHAUB, W. (1943): Ittikon, ein verschwundenes Baselbieterdorf. – *Baselbieter Heimatb.* 2, 224–235.
- SCHLOZ, W. & STOBER, I. (2006): Mineral-, Heil- und Thermalwässer, Solen und Sauerlinge in Baden-Württemberg. – LGRB-Fachber., überarb. Fass. Juni 2006. Landesamt f. Geol., Rohstoffe u. Bergbau, Freiburg i. Br.
- SCHLÜCHTER, C. (Kompil.) (2009): Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM), 1:500 000. – *GeoKarten500*, Bundesamt f. Landestopogr. swisstopo.
- SCHLUNEGGER, F., BURBANK, D.W., MATTER, A., ENGESSER, B. & MÖDDEN, C. (1996): Magnetostratigraphic calibration of the Oligocene to Middle Miocene (30–15 Ma) mammal biozones and depositional sequences of the Swiss Molasse Basin. – *Eclogae geol. Helv.* 89/2, 753–788.
- SCHMASSMANN, H. (1945): Stratigraphie des mittleren Doggers der Nordschweiz. – *Tätber. natf. Ges. Basell.* 14, 13–180.
- (1953): Die Rutschung am Südwestabhang des Wartenbergs. – *Tätber. natf. Ges. Basell.* 19, 29–128.
- (1955): Die Verbreitung der erratischen Blöcke im Baselbiet. – *Tätber. natf. Ges. Basell.* 20, 42–67.
- (1970a): Geologie, Klima und Gewässer in Liestal. – In: KLAUS, F. (Hrsg.): *Heimatkunde von Liestal*. – Kant. Drucksachen- u. Materialzentrale, Liestal.
- (1972): Das Ergolzthal und seine Seitentäler, Baselbieter und westlicher Aargauer Tafeljura. In: JÄCKLI, H. & KEMPF, T. (mit Beiträgen von FRÖHLICHER, H., MOOS, A. VON, SCHMASSMANN, H. & WYSSLING, L.): *Blatt Bözberg–Beromünster (S. 89–100)*. – *Hydrogeol. Karte Schweiz* 1:100 000, Erläut. 1.
- SCHMASSMANN, H., BALDERER, W., KANZ, W. & PEKDEGER, A. (1984): Beschaffenheit der Tiefengrundwässer in der zentralen Nordschweiz und angrenzenden Gebieten. – *Nagra tech. Ber. NTB* 84-21.
- SCHMASSMANN, H. & BAYRAMGIL, O. (1946): Stratigraphie, Petrographie und Paläogeographie der Perm-Formation im schweizerischen Tafeljura und die Steinkohlenfrage der Nordschweiz. – *Tätber. natf. Ges. Basell.* 15, 17–117.
- SCHMASSMANN, H., KULLIN, M. & SCHNEEMANN, K. (1992): Hydrochemische Synthese Nordschweiz: Buntsandstein-, Perm- und Kristallin-Aquifere. – *Nagra tech. Ber. NTB* 91-30.
- SCHMID, F., WALTER, F., SCHNEIDER, F. & RIST, S. (2014): Nachhaltige Wassergouvernanz: Herausforderungen und Wege in die Zukunft. Thematische Synthese 4 im Rahmen des Nationalen Forschungsprogramms NFP 61 «Nachhaltige Wassernutzung». – *Schweiz. Nationalfonds z. Förderung d. wiss. Forsch.*, Bern.
- SCHMIDT, C., BUXTORF, A. & PREISWERK, H. (1907): Führer zu den Exkursionen der Deutschen Geologischen Gesellschaft im südlichen Schwarzwald, im Jura und in den Alpen, August 1907. – Birkhäuser, Basel.
- SCHMUTZ, D. (2012): Sissacher Trinkwasserversorgung – 17. Jahrhundert bis heute. – Arbeitsgemeinschaft f. Natur- u. Heimatschutz Sissach (AGNHS); Schaub Medien AG, Sissach, <http://www.sissach.ch/dl.php/de/5623747b034bf/Trinkwasserversorg.pdf> (1. 10. 2019).
- (2016): Arsen und Thallium in Landwirtschafts- und Waldböden im Gebiet Erzmatt bei Buus und Umgebung. – *Faktenblatt, Bau- u. Umweltschutzdir. Kt. Basel-Landschaft*.
- SCHNIDRIG, A.L. (1965): Ungenutzte Mineralwässer. – *Leben u. Umwelt* 2/18, 462–464.
- SCHREINER, A. (1995): Zur Quartärgeologie des unteren Wehratales und zur Frage der Vergletscherung des Dinkelberges in der Riss-Eiszeit (SW Deutschland). – *Eiszeitalter u. Gegenwart* 45, 62–74.
- SCHWARZWALDVEREIN KARSAU [e. V. 1964] (2018): Tschamberhöhle – Naturwunder und Ausflugsziel. – <https://www.schwarzwaldverein-karsau.de/tschamberhoehle.php> (2. 10. 2019).

- SCHWEIZ.[erisches] SOZIALARCHIV (2007): Archivfindmittel, Verblendsteinfabrik Lausen BL. – http://findmittel.ch/archive/archNeu/Ar201_30.html (5.3.2019).
- SCHWEIZER SALINEN (o. J.): Geschichte. – <https://www.salz.ch/de/ueber-uns/geschichte> (3. 10. 2019).
- SENN, A. (1928): Über die Huppererde von Lausen und das geologische Alter der Zeinger Bruchzone (Basler Tafeljura). – *Eclogae geol. Helv.* 21/1, 163–180.
- (1947): Geologische Aufnahmen auf SA-Blatt 30 Liestal, 1:25 000. – Kartenmskr., Arch. Landesgeol. 90A–C (unpubl.).
- SIMON, T. (2003): Natürliche Auslaugung von Steinsalzlagern. In: HANSCH, W. & SIMON, T. (Hrsg.): Das Steinsalz aus dem Mittleren Muschelkalk Südwestdeutschlands (S. 152–159). – *Museo* 20.
- SIMULTEC AG (1994): Neubau Kraftwerk Rheinfelden. Fachgutachten Grundwasser/Altlasten. – Ber. z.H. Kt. Aargau, Baudept., Abt. Landschaft u. Gewässer sowie Abt. Umweltschutz, 30.9.1994 (unpubl.).
- SKS [Schweizerisches Komitee für Stratigraphie] (2004): Lithostratigraphie. Richtlinien zur Anwendung der lithostratigraphischen Nomenklatur. – *GEOForumCH actuel* 19, 8–15.
- STADT WEHR (o. J.): Naturschutzgebiet an der Mündung der Wehra in den Rhein. – <https://www.wehr.de/de/freizeit-gaeste/erholung/wehramuendung/> (12. 6. 2019).
- STEHLIN, H. (1975): Die ehemalige Fossilien- und Mineralienfundstelle an der Ergolz in Schöntal. – *Tätber. natf. Ges. Basell.* 29, 339–347.
- STEHLIN, K. (1916): Das abgegangene Dorf Itkon. – *Basler Z. Gesch. Altertumskd.* 15, 231–236.
- STOBER, I. (1996): Geohydraulik und Hydrochemie der Thermalquellen von Bad Wildbad, Bad Liebenzell, Baden-Baden und Bad Säckingen. – *Dtsch. gewässerkd. Mitt.* 40/2, 69–83.
- STOBER, I. & BUCHER, K. (2000): Herkunft der Salinität in Tiefenwässern des Grundgebirges – unter besonderer Berücksichtigung der Kristallinwässer des Schwarzwaldes. – *Grundwasser* 2000/3, 125–140.
- STRUB, G. (1982): Stratigraphie und Sedimentologie des Hauptrogensteins im nordschweizerischen Jura. – *Geol. Inst. Univ. Basel* (unpubl. Mskr.).
- STRÜBIN, K. (1900): Ein Aufschluss der Sowerby-Schichten im Basler Tafeljura. – *Eclogae geol. Helv.* 6/4, 332–342.
- (1901a): Beiträge zu Kenntnis der Stratigraphie des Basler Tafeljura, speziell des Gebietes von Kartenblatt 28, Kaiseraugst (Siegfriedatlas). – *Diss. Univ. Basel*; Birkhäuser, Basel.
- (1901b): Neue Aufschlüsse in den Keuper-Liasschichten von Niederschönthal (Basler Tafeljura). – *Eclogae geol. Helv.* 7/2, 119–123.
- (1901c): Geologische Beobachtungen im Eisenbahneinschnitt (Burgeinschnitt) bei Liestal. – *Tätber. natf. Ges. Basell.* 1, 68–72.
- (1902): Neue Untersuchungen über Keuper und Lias bei Niederschönthal (Basler Tafeljura). – *Verh. natf. Ges. Basel* 13/3, 586–602.
- (1904a): Glaciale Ablagerungen in der Umgebung von Liestal. – *Tätber. natf. Ges. Basell.* 2, 76–83.
- (1904b): Bericht über die Verbreitung erratischer Blöcke im Basler Tafeljura. – *Tätber. natf. Ges. Basell.* 2, 84–87.
- (1904c): Über das Vorkommen eines Mammutbackenzahns in der Hochterrasse oberhalb Liestal. – *Tätber. natf. Ges. Basell.* 2, 88.
- (1907a): 2. Bericht über die Verbreitung erratischer Blöcke im Basler Jura. – *Tätber. natf. Ges. Basell.* 3, 95–96.
- (1907b): Geologische Beobachtungen im Rheinbett bei Augst. – *Tätber. natf. Ges. Basell.* 3, 97–100.

- STRÜBIN, K. (1908a): Zwei Profile durch den obern Teil des Hauptrogenstein bei Lausen und bei Pratteln (Basler Tafeljura). – *Eclogae geol. Helv.* 10/1, 45–47.
- (1908b): Die Verbreitung der erratischen Blöcke im Basler Jura. 1. Nachtrag. – *Verh. natf. Ges. Basel* 19/3, 109–111.
- (1914): Die Verbreitung der erratischen Blöcke im Basler Jura. 2. Nachtrag. – *Verh. natf. Ges. Basel* 25, 143–149.
- (1916): Die Verbreitung der erratischen Blöcke und deren Erhaltung als Naturdenkmäler im Basler Jura. – *Tätber. natf. Ges. Basell.* 5, 97–120.
- STRÜBIN, K. & KAECH, M. (1904): Die Verbreitung der erratischen Blöcke im Basler Jura. – *Verh. natf. Ges. Basel* 15/3, 391–484.
- STUMM, F. (1964a): Das Tertiär des Basler Tafeljura. Mit besonderer Berücksichtigung der mio-caenen Ablagerungen. – *Verh. natf. Ges. Basel.* 75/2, 153–218.
- (1964b): Das Tertiär des Tafeljura. Blatt 1068 Sissach, 1:25 000. – *Kartenmskr., Arch. Landesgeol.* 134A (unpubl.).
- SUTER, M. (2010): Stellungnahme zum Sicherheitsbericht für das KKN: Spannungsfeld, Neotektonik, Erdbeben. – *Aktennot. eidg. Nuklearsicherheitsinspektorat ENSI 18KGX.RB.*
- SUTER, P. (1926): Beiträge zur Landschaftsgeschichte des Ergolzgebietes. – *Diss. Univ. Basel*, auch: *Mitt. geogr.-ethnol. Ges. Basel* 1.
- (1989): Der Bergrutsch von Thürnen im Jahre 1758. – *Baselbieter Heimatbl.* 54/1, 394–402.
- SUTER, R. (1915): Geologie der Umgebung von Maisprach (Schweizerischer Tafeljura). – *Verh. natf. Ges. Basel* 26, 9–64.
- TANNER, K.M. (1978): Die Keuper-Lias-Fundstelle von Niederschönthal, Kanton Baselland. – *Bull. Ver. schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing.* 44/106, 13–23.
- TAUBER, J. (1992): Zum Stand der Eisenarchäologie im Kanton Basel-Landschaft. – *Minaria helv.* 12a, 22–30.
- THURY, M., GAUTSCHI, A., MAZUREK, M., MÜLLER, W.H., NAEF, H., PEARSON, F.J., VOMVORIS, S. & WILSON, W. (1994): Geology and hydrogeology of the crystalline basement of Northern Switzerland. Synthesis of regional investigations 1981–1993 within the Nagra radioactive waste disposal programme. – *Nagra tech. Ber. NTB* 93-01.
- TIBA AG (o. J.): Geschichte. – <https://www.tonwerk-ag.com/Geschichte> (5.3.2019).
- TREFZGER, E.[F.] (1925): Die Tektonik des westl. Dinkelbergs und des nördl. Tafeljuras bei Basel. – *Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br.* 24, 62–324.
- (1950): Die Steinsalzlagerstätte von Rheinfelden (Baden). *Stratigraphie, Solung und Senkung.* – *Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N.F.]* 32, 95–127.
- TRUNINGER, E. (1922): Arsen als natürliches Bodengift in schweizerischen Kulturböden. *Der Boden der Erzmatt in Buus (Baselland).* – *Landwirtsch. Jb. Schweiz* 36, 1015–1030.
- TSCHUDI, R. (1904): Zur Altersbestimmung der Moränen im unteren Wehratal. – *Diss. Univ. Basel*; Birkhäuser, Basel.
- VERDERBER, R. (1992): Quartärgeologische Untersuchungen im Hochrheingebiet zwischen Schaffhausen und Basel. – *Diss. Univ. Freiburg i. Br.*
- VEREIN BIERCHÄLLER GELTERKINDEN (2019): Projekt, Geschichte. – <https://www.bierchaeller.ch/> (11.10.2019).
- VERLOOP, H.J. (1909): Die Steinsalzlager der Nordschweiz. – *Diss. Univ. Basel*; Birkhäuser, Basel.
- 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.

- WABER, H.N., BISSIG, P., HUGGENBERGER, P., MEYLAN, B., MILNES, E. & WALTER, U. (2015): Tiefengrundwasser: Vorkommen, Nutzungspotenzial und Schutzwürdigkeit. – *Aqua & Gas* 2015/4, 32–41.
- WABER, H.N., HEIDINGER, M., LORENZ, G. & TRABER, D. (2014): Hydrochemie und Isotopenhydrogeologie von Tiefengrundwässern in der Nordschweiz und im angrenzenden Süddeutschland. – *Nagra Arbeitsber. NAB* 13–63.
- WACKERNAGEL, A. (1970): Geotechnische Probleme der Schüttungen und Einschnitte der N2 im Kanton Baselland. – *Strasse u. Verkehr* 10, 3–11.
- 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*.
- WENDT, O. (1994): Hydrogeologisches Gutachten Dr. O. Wendt zur Durchführung einer weiten Thermal- und Mineralwasserbohrung (Tiefbrunnen 3). – *Ber. z.H. geol. Landesamt Bad.-Württemberg. (GLA)*, 25. 1. 1994 (unpubl.).
- WERNER, W., WITTENBRINK, J., BOCK, H. & KIMMIG, B. (2013): Naturwerksteine aus Baden-Württemberg – Vorkommen, Beschaffenheit und Nutzung. – *Landesamt f. Geol., Rohstoffe u. Bergbau, Freiburg i. Br.*
- WETZEL, A. & ALLIA, V. (2000): The significance of hiatus beds in shallow-water mudstones: an example from the Middle Jurassic of Switzerland. – *J. sediment. Res.* 70/1, 170–180.
- (2003): Der Opalinuston in der Nordschweiz: Lithologie und Ablagerungsgeschichte. – *Eclogae geol. Helv.* 96/3, 451–469.
- WETZEL, A., ALLIA, V. & GONZALEZ, R. (1993): Sedimentation und Tektonik im Ostjura. Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft am 29. 9. 1992. – *Eclogae geol. Helv.* 86/1, 313–332.
- WIDMER, T. (1991): Zur Stratigraphie und Sedimentologie der Anhydritgruppe (Mittlere Trias) in der Region Liestal–Arisdorf (Baselland, Nordwestschweiz). – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 79.
- WIENER, G. (1975): Ein Vorkommen von gediegen Kupfer im Buntsandstein des Tafeljura (Kaiseraugst, Kt. Aargau, Schweiz). – *Eclogae geol. Helv.* 68/1, 229–237.
- (1986): Thermalwasserprospektion in der Nordwestschweiz. – *Bull. Ver. schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing.* 52/122, 51–66.
- WILDI, W. (1976): Die Mettauer Überschiebung im Aargauischen Tafeljura. – *Eclogae geol. Helv.* 68/3, 483–489.
- WILSER, J.L. (1913): Die Perm-Trias-Grenze im südlichen Baden. – *Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br.* 29, 59–80.
- WITTMANN, O. (1961): Niederterrassenfelder im Umkreis von Basel und ihre kartographische Darstellung. – *Basler Beitr. Geogr. Ethnol.* 3, Ergänzungsh. zu *Regio basil.*
- WOHLWEND, S., BLÄSI, H.-R., FEIST-BURKHARD, S., HOSTETTLER, B., MENKVELD-GFELLER, U., DIETZE, V. & DEPLAZES, G. (2019): 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.
- WOLPENSINGER, U. (1972): Der Dinkelberg (2. Fortsetzung): die Höhlen des Dinkelberges (Süddeutschland). – *Stalactite (Neuchâtel)* 22/1, 11–23.
- ZIEGLER, P.A. & FRAEFEL, M. (2008): Response of drainage systems to Neogene evolution of the Jura fold-thrust belt and Upper Rhine Graben. – *Swiss J. Geosci.* 102/1, 57–75.

- ZINGG, R. (1975): Ein neuer Aufschluss des Hauptrogensteins und der Varians-Schichten im «Bubenried» bei Hölstein. – *Tätber. natf. Ges. Basell.* 29, 349–353.
- ZINK, F. (1941): Zur diluvialen Geschichte des Hochrheins und zur Altersstellung der paläolithischen Station «Murg». – *Mitt. Reichsst. Bodenforsch., Zweigst. Freiburg/Br. I.*
- ZUMSTEG, V. (2018): Als der Boden einstürzte. Die Ursachen und Auswirkungen der Landabsenkung zwischen Rheinfeldern und Möhlin. – *N. Fricktaler Ztg.* 15. 12. 2018, <https://www.nfz.ch/2018/12/als-der-boden-einstürzte.html> (2. 10. 2019).

GEOLOGISCHE KARTEN

Geologische Karte der Schweiz 1:500 000

Bundesamt für Wasser und Geologie, Landesgeologie, 2005.

Tektonische Karte der Schweiz 1:500 000

Bundesamt für Wasser und Geologie, Landesgeologie, 2005.

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

Bundesamt für Landestopografie swisstopo, Landesgeologie, 2009.

Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200 000

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

Geologische Karte der Schweiz 1:100 000

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. Auflage), von L. ROLLIER & E. KISSLING, 1904.

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

Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000

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

Nr. 158 Hauenstein (LK 1088), von H.-R. BLÄSI, P. JORDAN, H. P. LAUBSCHER, D. REBER & R. BURKHALTER, 2018.

Geologische Spezialkarten

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

Nr. 26 Geologische Karte von Gelterkinden, 1:25 000, von A. BUXTORF, 1901.

Nr. 45 Geologische Karte der Umgebung von Aarau, 1:25 000, von F. MÜHLBERG, 1908.

Nr. 73 Geologische Karte des Hauensteingebietes (Waldenburg–Olten), 1:25 000, von F. MÜHLBERG, 1915.

Nr. 77 Geologische Karte von Basel. Erster Teil: Gempfenplateau und unteres Birstal, 1:25 000, von A. GUTZWILLER & E. GREPPIN, 1916.

Nr. 121 Geologische Karte der zentralen Nordschweiz, 1:100 000, von A. ISLER, F. PASQUIER & M. HUBER, 1984.

Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000

Bl. 8411 Weil am Rhein, 2., ergänzte Ausgabe, 2004.

Bl. 8412 Rheinfeldern (Baden), 2., ergänzte Ausgabe, 2000.

Bl. 8413 Bad Säckingen, 2., ergänzte Ausgabe, 2004.

Bl. 8414 Laufenburg (Baden), 2., ergänzte Ausgabe, 2004.

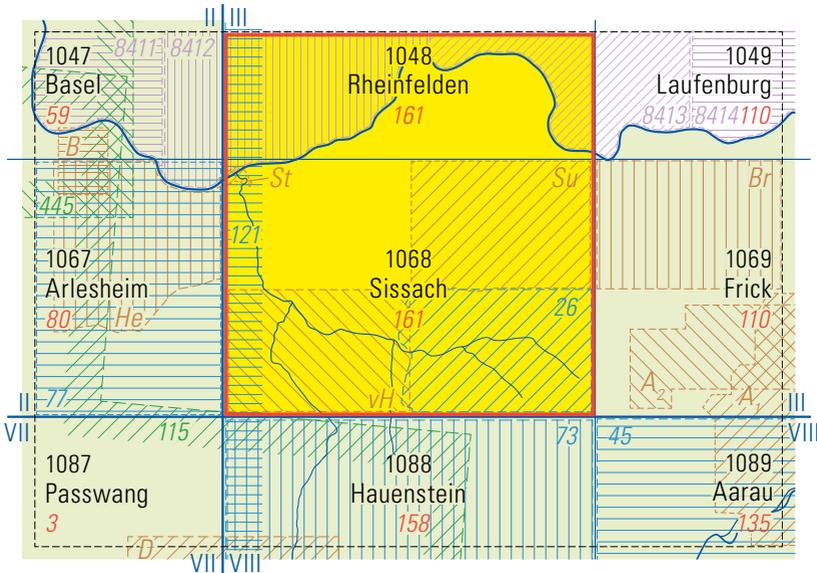


Fig. 35: Publierte geologische Karten mit offizieller topographischer Grundlage (ab 1900).

Carte géologique de la France à 1:50 000

No. 445 Altkirch-Huningue, 1958.

Carte géologique de la France 1:80 000

No. 101 Mulhouse, 1961 (2^{ème} édition).

No. 115 Ferrette, 1969 (2^{ème} édition).

In Zeitschriften publizierte 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. – *Eclogae 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 BARSCH, D., HAUBER, L. & SCHMID, E. (1971): Die Geologie der Felsunterlage unter den Schottern im Gebiet St. Jakob-Schänzli östlich von Basel, ca. 1:17000, Schwarzdruck auf Stadtplan. In: Birs und Rhein bei St. Jakob (Basel) im Spätpleistozän und Holozän. – *Regio basil.* 12/2, Fig. 2. Dazu (gleicher Kartenausschnitt und gleiche -unterlage) Fig. 3: Das Relief der Felsoberfläche unter den Schottern im Gebiet St. Jakob-Schänzli östlich von Basel, und Fig. 4: Verbreitung der Niederterrassenfelder im Raum St. Jakob.

- Br BRAUN, L. (1920): Geologische Karte der Umgebung von Frick, 1:25 000. In: Geologische Beschreibung von Blatt Frick (1:25 000) im Aargauer Tafeljura. – Verh. natf. Ges. Basel 31, 189–242.
- D DELHAES, W. & GERTH, H. (1912): Geologische Karte des Kettenjura zwischen Reigoldswil (Baselland) und Oensingen (Solothurn), 1:25 000. In: Geologische Beschreibung des Kettenjura zwischen Reigoldswil (Baselland) und Oensingen (Solothurn). – Geol. Paläont. Abh. [N.F.] 11/1, Taf. I.
- He HERZOG, P. (1956): Geologische Karte des Tafeljura südöstlich von Basel, 1:25 000. In: Die Tektonik des Tafeljura und der Rheintalflexur südöstlich von Basel. – Eclogae geol. Helv. 49/2, Taf. I.
- vH HUENE, F. VON (1900): Blatt Liestal, 1:25 000. In: Geologische Beschreibung der Gegend von Liestal im Schweizer Tafeljura, an Hand von Blatt 30 des Siegfriedatlas. – Verh. natf. Ges. Basel 12/3, Taf. 5.
- St STRÜBIN, C. (1907b): Verkleinerung des Situationsplanes mit Einzeichnung der geolog. Verhältnisse im Rheinbett, 1:10 000. In: Geologische Beobachtungen im Rheinbett bei Augst. – Tätber. natf. Ges. Basell. 3, Taf. 4.
- Su SUTER, R. (1915): Geologische Karte von Maisprach, 1:25 000. In: Geologie der Umgebung von Maisprach (Schweizerischer Tafeljura). – Verh. natf. Ges. Basel 26, Taf. 1.

In Zeitschriften publizierte geologische Karten ohne offizielle topographische Grundlage

- ALBIEZ, G. (1931): Geologische Karte des östlichen Dinkelberges, 1:50 000. In: Die Tektonik des östlichen Dinkelberges und der Eichener See. – Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br. 3/1–2.
- BARTHOLET, H.U. (1964): Vereinfachte geologische Karte des Tafel- und Faltenjuras zwischen Eptingen und Oltingen BL, 1:25 000. In: Geologie des Tafel- und Faltenjuras zwischen Eptingen und Oltingen. – Tätber. natf. Ges. Basell. 23, Taf. 2.
- BRÄNDLIN, E. (1912): Geologische Karte der Umgebung des Kraftwerkes Augst-Wyhlen, 1:50 000. In: Über tektonische Erscheinungen in den Baugruben des Kraftwerkes Wyhlen-Augst am Oberrhein. – Mitt. grossherzogl. bad. geol. Landesanst. 6/2, Taf. 34.
- BUXTORF, A. (1907): Geologische Karte der alttertiären Grabenbrüche im Tafeljura südöstl. von Sissach, 1:25 000. In: SCHMIDT, C., BUXTORF, A. & PREISWERK, H.: Führer zu den Exkursionen der Deutschen Geologischen Gesellschaft im südlichen Schwarzwald, im Jura und in den Alpen. – Birkhäuser, Basel, Fig. 11.
- CLOOS, H. (1910): Tektonische Uebersichtskarte des südlichen Basler Juragebirges, 1:50 000. In: Tafel- und Kettenland im Basler Jura und ihre tektonischen Beziehungen nebst Beiträgen zur Kenntnis des Tertiärs. – N. Jb. Mineral. Geol. Paläont. [Beilbd.] 30, Taf. 4.
- DEECKE, W. (1930): Skizze der Flussterrassen und der Verwerfungen am Basler Hochrhein, 1:143 000. In: Flussterrassen und junge Tektonik am Basler Hochrhein. – Bad. geol. Abh. 2, Textfig. S. 69.
- DISLER, C. (1931): Geologische Karte und Profile des Bezirks Rheinfelden & der angrenzenden Gebiete, 1:50 000. In: Geologie des Bezirks Rheinfelden und der angrenzenden Gebiete. – Vom Jura zum Schwarzwald, Sonderh. 6, Taf.
- FISCHER, H. (1969): Strukturatlas Nordwestschweiz/Oberelsass/Südschwarzwald, geologische Struktur, 1:500 000. In: Geologischer Überblick über den südlichen Oberrheingraben und seine weitere Umgebung. – Regio basil. 10/1, 57–84.
- HEUSSER, H. (1926): Geologische Übersichtskarte der Rheinstrecke Waldshut–Basel, 1:50 000 / Strecke Säkingen–Bennet, 1:10 000 / Strecke Nieder Schwörstadt – Riedmatt, 1:7500. In: Beiträge zur Geologie des Rheintales zwischen Waldshut und Basel. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 57/2, Taf. I, II u. III.

- METZ, R. (1980): Geologisch-petrographische Karte des Hotzenwaldes, 1:50000. In: Geologische Landeskunde des Hotzenwaldes. – Schauenburg, Lahr/Schwarzwald.
- METZ, R. & REIN, G. (1958): Geologisch-petrographische Übersichtskarte des Südschwarzwaldes, 1:50000 (1957). In: Erläuterungen zur Geologisch-petrographischen Übersichtskarte des Südschwarzwaldes mit Erz- und Mineralgängen, 1:50000. – Schauenburg, Lahr/Schwarzwald.
- MÜLLERRIED, F. (1921): Tektonische Karte des Basler Tafeljuras, 1:100000. In: Klüfte, Harnische und Tektonik der Dinkelberge und des Basler Tafeljuras. – Verh. nathist.-med. Ver. Heidelb. [N.F.] 15/1, Taf. I.
- SCHMASSMANN, H. (1970b): Felsuntergrund von Liestal und Umgebung (abgedeckte geologische Karte), 1:50000 / Verbreitung der Ablagerungen und Erosionsformen des Quartärs in Liestal und Umgebung, 1:50000. In: KLAUS, F. (Hrsg.): Heimatkunde von Liestal. – Kant. Drucksachen- u. Materialzentrale, Liestal, Abb. 2 u. 4.
- SENN, A. (1928): Geologische Karte des Tafeljuras südlich Lausen, 1:25000/Kärtchen, zeigend den Verlauf der Zeininger Bruchzone und die Beziehungen der Verwerfung zum Tertiär im Basler Tafeljura, ca. 1:150000. In: Über die Huppererde von Lausen und das geologische Alter der Zeininger Bruchzone (Basler Tafeljura). – Eclogae geol. Helv. 21/1, Fig. 1 u. 4.
- STUMM, F. (1964): Verbreitung des Tertiärs im Basler Tafeljura, ca. 1:135000. In: Das Tertiär des Basler Tafeljura. Mit besonderer Berücksichtigung der miocaenen Ablagerungen. – Verh. natf. Ges. Basel 75/2, Taf. S. 218.

Geologische Kartenmanuskripte

- BERNET, K. (2008): Geologische Aufnahmen auf LK-Blatt 1068 Sissach, Schotterfüllung der Täler des Rheins, der Ergolz inkl. südliche Zuflüsse, des Violen-/Arisdorferbachs und des Magdenerbachs, 1:25000. – Kartenmskr., Arch. Landesgeol. (o. Nr.).
- DISLER, C. (1932): Geologische Aufnahmen auf SA-Blatt 28 Kaiseraugst und SA-Blatt 17 Rheinfelden (Südteil), 1:25000. – Kartenmskr., Arch. Landesgeol. 25.
- GONZALEZ, R. (1989): Geologische Karte der Zeiningerflexur zwischen Zeiningen (AG) und Iglingerhof (AG), 1:10000. – Kartenmskr., Arch. Landesgeol. 327.
- HAUBER, L. (2003b): Geologische Aufnahmen auf LK-Blatt 1068 Sissach, südlich der Ergolz, 1:25000. – Kartenmskr., Arch. Landesgeol. 455.
- HOEHN, E. (1977): Geologische Aufnahmen auf LK-Blatt 1068 Sissach und LK-Blatt 1069 Frick, Gebiet Mumpf-Eiken-Frick-Wegenstetten, 1:10000. – Kartenmskr., Arch. Landesgeol. 204.
- HUBER, G. (1966): Geologische Aufnahmen auf LK-Blatt 1068 Sissach, Nordwestteil, 1:25000. – Kartenmskr., Arch. Landesgeol. 144, 144A.
- JAEGGI, D. (2007): Geologische Kartierung auf LK-Blatt 1068 Sissach, Gebiet Sissach-Hemmi-ken-Rothenfluh. – Kartenmskr., Arch. Pfirter, Nyfeler + Partner AG, Muttenz.
- MÜHLBERG, F. (o. J.): Geologische Aufnahmen auf SA-Blatt 29 Maisprach, 1:25000. – Kartenmskr., Arch. Landesgeol. 73.
- SENN, A. (1947): Geologische Aufnahmen auf SA-Blatt 30 Liestal, 1:25000. – Kartenmskr., Arch. Landesgeol. 90A–C.
- STUMM, F. (1964b): Das Tertiär des Tafeljura. Blatt 1068, 1:25000. – Kartenmskr., Arch. Landesgeol. 134A.
- SUTER, R. (1936): Geologische Aufnahmen auf SA-Blatt 29 Maisprach, 1:25000. – Kartenmskr., Arch. Landesgeol. 98.

Hydrogeologische Karte der Schweiz 1:100 000

Blatt 1 Bözberg–Beromünster, von H. JÄCKLI & T. KEMPF (mit Beiträgen von H. FRÖHLICHER, A. VON MOOS, H. SCHMASSMANN & L. WYSSLING), 1972.

Hydrogeologische Karte von Baden-Württemberg 1:50 000

Blatt Dinkelberg–Hochrhein, von H. JOACHIM & E. VILLINGER, 1975.

Grundwasserkarte des Kantons Aargau 1:25 000

Blatt Sissach, von T. KEMPF, 1982.

Blatt Rheinfelden, von T. KEMPF, 1983.

Grundwasserkarte des Kantons Basel-Landschaft 1:25 000

Bau- und Umweltschutzdirektion des Kantons Basel-Landschaft, Amt für Umweltschutz u. Energie, 1998.

Karte der Mineral-, Heil- und Thermalwässer, Solen und Säuerlinge in Baden-Württemberg 1:300 000

Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau, Freiburg i. Br., 2002.

Geotechnische Karte der Schweiz 1:200 000

Blatt 1 Neuchâtel–Bern–Basel, von F. DE QUERVAIN, F. HOFMÄNNER, V. JENNY & V. KÖPPEL, 2. Auflage, 1964.

Topographische Karten

1047 – 1049	}	Landeskarte der Schweiz 1:25 000
1067 – 1069		
1087 – 1089		

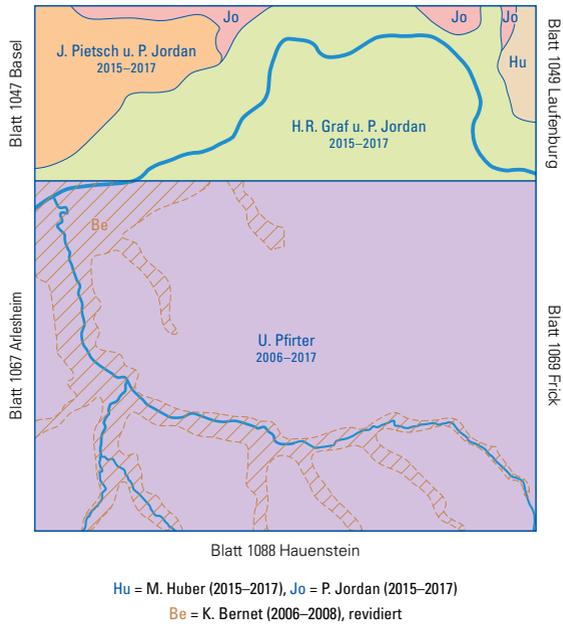


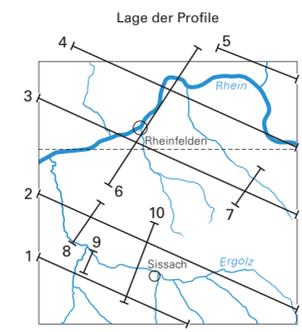
Fig. 36: Aufnahmegebiete und -perioden der Autoren von Blatt Sissach-Rheinfelden.

ANHANG

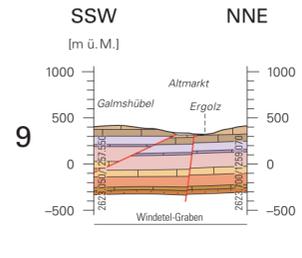
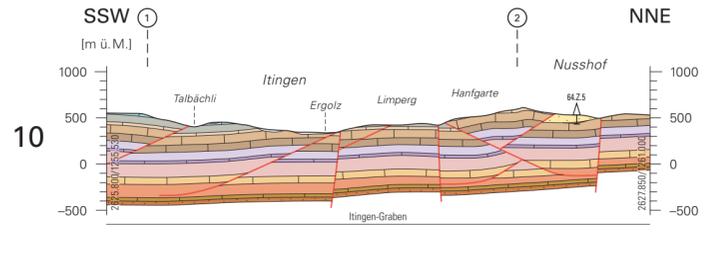
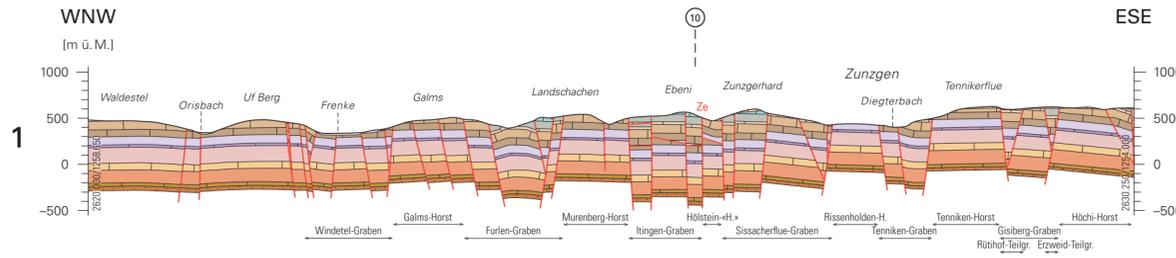
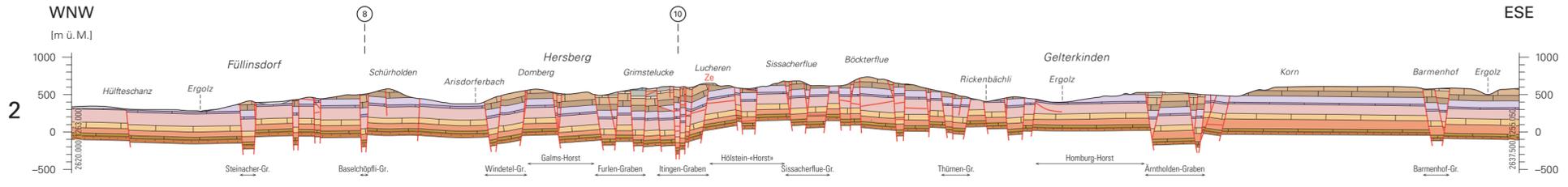
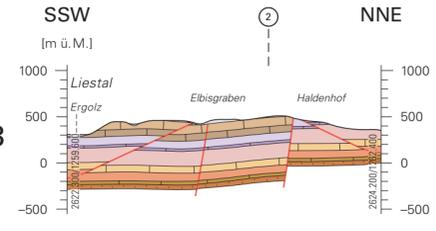
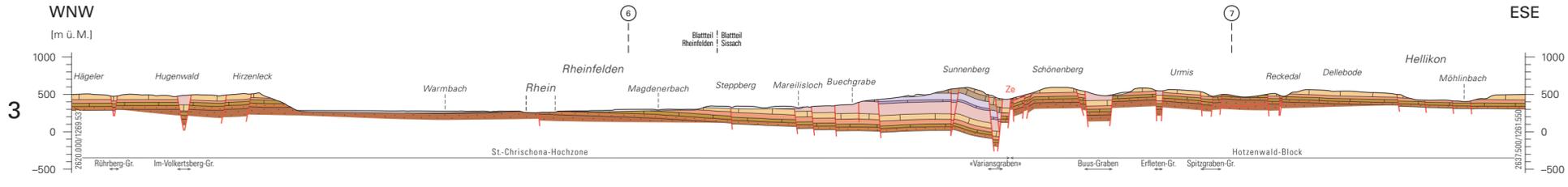
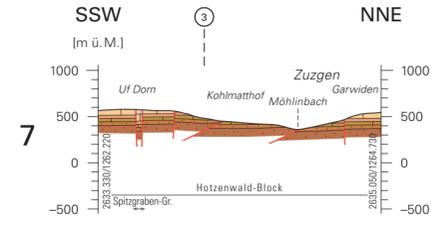
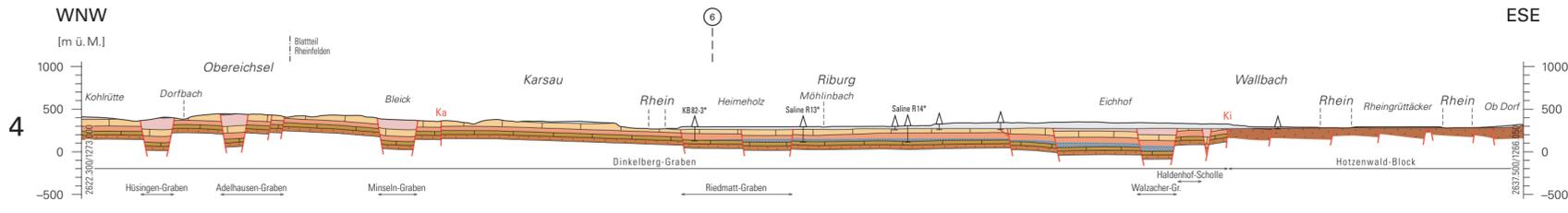
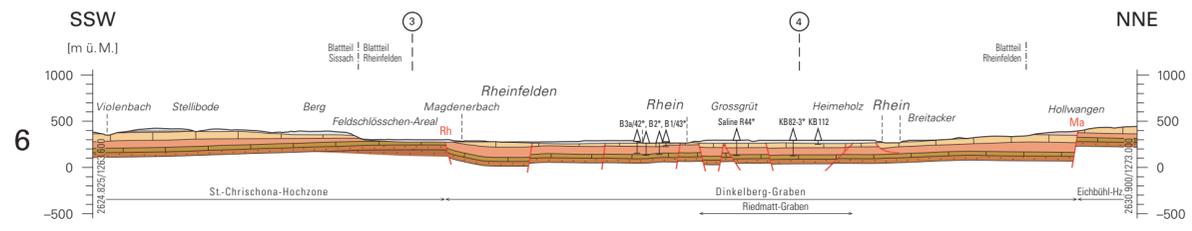
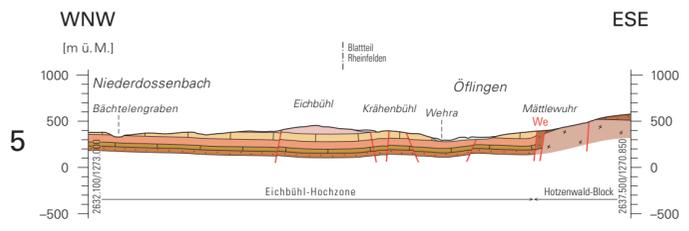
- Tafel I: Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Sissach-Rheinfelden.
Tafel II: Quartärgeologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Sissach-Rheinfelden.

Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Sissach-Rheinfelden

von **Peter Jordan** (Blattteil Rheinfelden) und **Urs Pfrirer** (Blattteil Sissach)

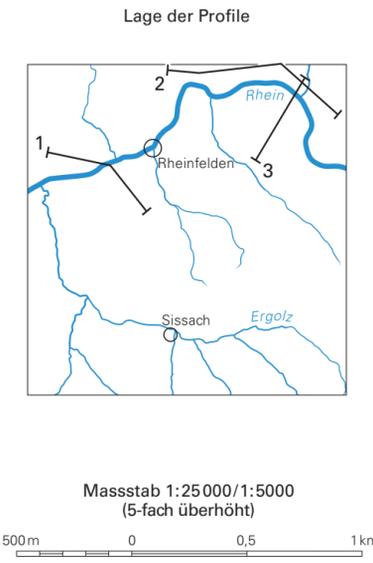
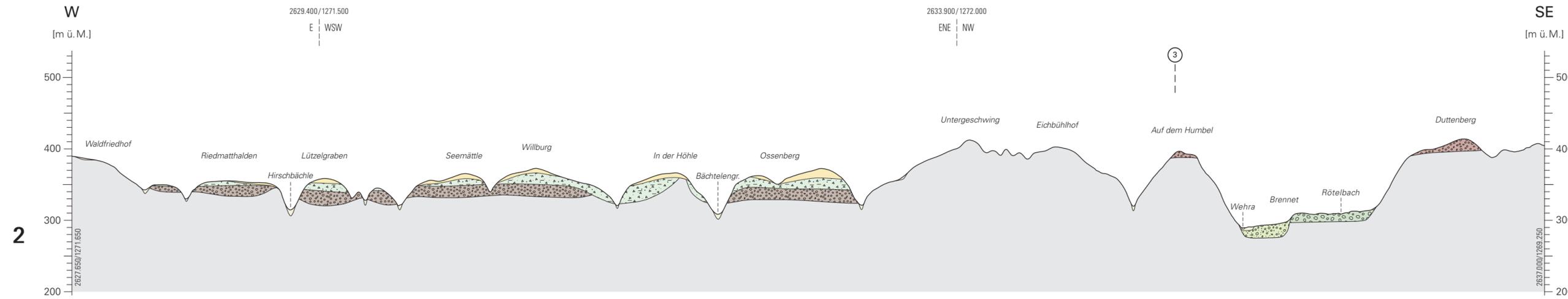


Massstab 1:50 000



- Quartär**
 - Lockergesteine
- Neogen**
 - Basler Juranagefluh (Obere Süswassermolasse), an der Basis z. T. mit Oberer Meeresmolasse
- Paläogen**
 - Delsberg-Süswasserkalk (Untere Süswassermolasse)
 - Siderolithikum
- Jura**
 - Balsthal-Formation
 - Wildegg-Formation, im SW inkl. Bärschwil- und Pichoux-Formation
 - Ifenthal-Formation
 - Hauptrogenstein
 - Passwang-Formation
 - Opalinus-Ton
 - Staffellegg-Formation
- Trias**
 - Bänkerjoch- und Klettgau-Formation
 - Schinznach-Formation
 - Zeglingen-Formation
 - «Salzlager»¹
 - Kaiseraugst-Formation
 - Dinkelberg-Formation
- Perm**
 - Weitenau-Formation
- Ordovizium-Karbon**
 - Murgtal-Gneiskomplex, Albtal-Granit und Säkingen-Granit, undifferenziert

- ¹nur im Blattteil Rheinfelden ausgeschieden; inkl. «Untere Sulfatzone»
- Tektonische Störung**
- Ka** Karsau-Bruch
- Ki** Kilchbühl-Bruch
- Ma** Maulburg-Abschiebung
- Rh** Rheinfelden-Abschiebung
- We** Wehratal-Bruchzone
- Ze** Zeiningen-Bruch bzw. -Bruchzone
- Hz, H, Gr. Hochzone / Horst / Graben
- ▲ Bohrung (* = projiziert)
- ⊙ Profilschnitt



Quartärgeologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Sissach-Rheinfelden

von
Hans Rudolf Graf

- Pleistozän oder Holozän**
- Hangschutt, z.T. verlehmt, Bachschutt, Alluvion
 - Sackungsmasse, z.T. zerrüttet
- Spätes Pleistozän – Holozän**
- Niederterrassenschotter, undifferenziert } Birrfeld-Eiszeit – Postglazial
- Mittleres – Spätes Pleistozän**
- Löss, Lösslehm
- Mittleres Pleistozän**
- Willburg-Formation
 - Möhlinerfeld-Schotter, Öflingen-Schotter
 - Zeiningen-Till
 - Birkenhof-Formation
 - Wallbach-Schotter
 - Bünten-Schotter
 - Bünten-Till } Hochterrasse
- Frühes Pleistozän**
- Tiefere Deckenschotter, undifferenziert
 - Höhere Deckenschotter, undifferenziert
- Präquartär**
- Fels
- Glazialtektonische Überschiebung
- ▲ Bohrung (* = projiziert)
- ② Profilschnitt

