Geologischer Atlas der Schweiz
Atlas géologique de la Suisse

1:25000

Blatt

1069 Frick

mit schweizerischem Anteil von Blatt

1049 Laufenburg

Topografie: Landeskarte der Schweiz 1:25000

(Atlasblatt 110)

Erläuterungen

verfasst von

PETER DIEBOLD,

PETER BITTERLI-BRUNNER† und HEINRICH NAEF

2006

Herausgegeben vom Bundesamt für Landestopografie

Publié par l'Office fédéral de topographie

©

Geologischer Atlas der Schweiz
Atlas géologique de la Suisse

1:25000

Blatt

1069 Frick

mit schweizerischem Anteil von Blatt

1049 Laufenburg

Topografie: Landeskarte der Schweiz 1:25000

(Atlasblatt 110)

Erläuterungen

verfasst von

PETER DIEBOLD,

PETER BITTERLI-BRUNNER† und HEINRICH NAEF

Mit 19 Textfiguren, 2 Tabellen und 2 Tafelbeilagen

2006

Herausgegeben vom Bundesamt für Landestopografie

Publié par l'Office fédéral de topographie

©

Empfehlung für die Angabe in einem Literaturverzeichnis

Karte
DIEBOLD, P., BITTERLI-BRUNNER, P. & NAEF, H. (2005): Blatt 1069/1049 Frick-Laufenburg. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte *110*.

Erläuterungen
DIEBOLD, P., BITTERLI-BRUNNER, P. & NAEF, H. (2006): Blatt 1069/1049 Frick-Laufenburg. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. *110*.

© 2006, 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 3-906723-82-8

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort ... 4

Einleitung ... 5

Geologische und geomorphologische Übersicht ... 6

Stratigraphie ... 9

- Kristallines Grundgebirge ... 9
  - Prävariszisches Kristallin ... 9
  - Variszisches Kristallin ... 10
- Perm ... 10
  - Oberrotliegendes ... 11
- Trias ... 12
  - Buntsandstein ... 13
  - Muschelkalk ... 13
  - Keuper ... 18
- Jura ... 23
  - Lias ... 23
  - Dogger ... 27
  - Malm ... 37
- Tertiär ... 41
  - Eozän ... 42
  - Oligozän ... 44
  - Oligozän–Miozän ... 45
- Quartär ... 57
  - Pleistozän ... 58
  - Pleistozän oder Holozän ... 69
  - Holozän ... 72

Tektonik ... 74

- Tafeljura ... 76
  - Wölflinswiler Graben ... 77
  - Tafeljura westlich des Wölflinswiler Grabens ... 78
  - Tafeljura östlich des Wölflinswiler Grabens ... 79
- Faltenjura ... 83
  - Vorfaltenzone ... 85
  - Faltenjura s. str. ... 89

Mineralische Rohstoffe ... 99

Hydrogeologie ... 106

Bohrungen ... 110

Literaturverzeichnis ... 116

Geologische Karten ... 130

VORWORT

Frick-Laufenburg, das Blatt Nr. 110 des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000, liefert eine aktuelle, umfassende und detaillierte Bestandesaufnahme der geologischen Verhältnisse in der Gegend Fricktal–Bözberg.

In der ersten Hälfte der 1980er-Jahre begannen Dr. Peter Bitterli-Brunner †, Dr. Peter Diebold, Dr. Jost Schweizer und Prof. em. Dr. Lukas Hauber als externe Mitarbeiter der Geologischen Landesaufnahme (GLA) mit der geologischen Kartierung des Gebietes von Blatt Frick. Im Verlauf der Arbeiten stellten die beiden letzteren ihre Gebiete den beiden Erstautoren zur Verfügung, die 1994 eine erste Fassung der Manuskriptkarte bei der GLA einreichten. Das linksrheinische Gebiet von Blatt Laufenburg nahm Dr. Heinrich Naef zwischen 1985 und 1994 im Auftrag der Nagra und später der Landeshydrologie und -geologie auf. Peter Diebold fertigte eine inhaltlich und stilistisch vereinheitlichte Reinzeichnung der Karte an; er war es auch, der diese und das Manuskript der Erläuterungen bis unmittelbar vor dem Druck massgeblich mit neuen Daten ergänzte. Karte und Erläuterungen wurden von Dr. Reto Burkhalter einer umfassenden redaktionellen Bearbeitung unterzogen.

Im Namen der Schweizerischen Geologischen Kommission begutachteten Prof. Dr. Karl Föllmi, Prof. Dr. Jean-Pierre Berger und Dr. Iwan Stössel den Inhalt der Karte und der Erläuterungen. Grössere und kleinere Beiträge lieferten ausserdem: Dr. Hans Burger, Dr. Werner Kanz und Mitarbeiter von der Abteilung Umwelt im Departement Bau, Verkehr und Umwelt des Kantons Aargau, Dr. Peter Bitterli-Dreher, Dr. Hans-Rudolf Bläsi, Dr. Mark Eberhard, Dr. Hermann Fischer, Dr. Werner Flück, Dr. Hans-Rudolf Graf, Dr. Franzjosef Gsell †, Dr. Reinhart Gygi, Prof. em. Dr. Lukas Hauber, Dr. Werner Heckendorn, Dr. Alfred Isler, PD Dr. Peter Jordan, Dr. Daniel Kälin, Dr. Walter H. Müller, dipl. Geol. Achim Reisdorf, dipl. Geol. René Schürch, Dr. Jost Schweizer, Dr. Hanspeter Weber sowie Anna Bischoff und Franz Maier von der Kantonsarchäologie Aargau.

Die kartografischen Arbeiten führten Peter Plocek, Bruno Reber, Remo Trüssel und Pascal Marguerat aus, die Textfiguren und Tafeln wurden von Peter Diebold, Reto Burkhalter und Remo Trüssel grafisch bearbeitet und den Schriftsatz gestaltete Edith Steiner.

Die GLA dankt den Autoren und allen Beteiligten für die geleistete Arbeit, für ihre Beiträge und für die Weitergabe von Informationen. Ein spezieller Dank geht an Peter Diebold für seinen unermüdlichen Einsatz für das Gelingen von Blatt Frick-Laufenburg.

Januar 2006

Bundesamt für Landestopografie
Geologische Landesaufnahme

EINLEITUNG

Im Gebiet von Blatt 110 Frick-Laufenburg des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 machten möglicherweise schon die altsteinzeitlichen Menschen auf der Suche nach Silexknollen aus dem Trigonodus-Dolomit (BROGLI 2002) die ersten geognostischen Erfahrungen. Bereits ein gewisses Mass an geotechnischen Kenntnissen erforderte dann der Bau der Römerstrasse über den Bözberg. Und schliesslich – etliche Jahrhunderte später, 1993 – gingen eingehende geologische, hydrogeologische und geotechnische Untersuchungen voran, bevor eine Tunnelbohrmaschine den Bözberg erneut überwinden konnte.

Zwischen dem Bau der ersten Bözbergstrasse und des A3-Bözbergtunnels machten sich erst die Anwender der praktischen Geologie, später dann zahlreiche erdwissenschaftliche Forscher um die Förderung der geologischen Kenntnisse der Region verdient. Spätestens seit dem 13. Jahrhundert brachte der Eisenerzabbau um Wölflinswil Kenntnisse über die Lagerstättenverhältnisse mit sich; im 16. Jahrhundert wurde mit der Verwendung von Wünschelruten zum Auffinden von Flözen ein frühes Fernerkundungsverfahren eingesetzt. Erste eigentliche geologische Erkenntnisse stammen von MERIAN (1821) über die miozänen Süsswasserablagerungen (inkl. Kohlenflöz) von Anwil, von STUDER (1853), der die Mandacher «Verwerfungslinie» erwähnte, und von MOESCH (1857, 1867, 1874), der die Stratigraphie des Aargauer Juras grundlegend bearbeitete. Wichtige Einblicke in die Tektonik des Faltenjuras brachte der Bau des 1875 fertig gestellten SBB-Bözbergtunnels; die Tektonik des Tafeljuras untersuchte BLÖSCH (1910). Arbeiten über verschiedene Aspekte der Geologie des Fricktals und seiner Umgebung publizierten unter anderen F. und M. MÜHLBERG (von 1869 bis 1915), BRÄNDLIN (1911) und BRAUN (1920a). In den folgenden Jahrzehnten entstanden zahlreiche Publikationen zu stratigraphischen, tektonischen und angewandten Themen, die in den diesbezüglichen Kapiteln der vorliegenden Erläuterungen erwähnt sind. Einen grossen Fortschritt der Erkenntnisse brachten in den 1980er-Jahren die Tiefbohrungen der Nagra in der zentralen Nordschweiz und die damit einhergehenden geophysikalischen und geologischen Untersuchungen der Region.

Die Neukartierung von Blatt Frick-Laufenburg wurde unter Berücksichtigung der folgenden, meist unpublizierten Kartierungen, die grösstenteils aus Dissertations- und Diplomarbeiten stammen, vorgenommen: BRÄNDLIN (1907), BRAUN (1920b), SCHMIDT & BRAUN (1920), BUSER (1952), BAUMER (1957), ZIEGLER (1958), PAPADOPOULOS (1960), SEILER (1961), HALLER (1967, 1968), GSELL (1968), HAUBER (1972), WILDI (1972) und SCHWEIZER (1993).

Für die Erstellung des Kartenoriginals wurden zudem zahlreiche Daten aus Bohrungen nach Grundwasser und nach mineralischen Rohstoffen – insbesondere Salz – verwendet, welche die Autoren den Vertretern folgender Behörden, Institutionen und Firmen verdanken:

- Departement Bau, Verkehr und Umwelt des Kantons Aargau
- Geologische Institute der Universitäten Zürich und Basel
- Naturhistorisches Museum Basel (Dr. P. Jung)
- Nationale Genossenschaft für die Lagerung radioaktiver Abfälle (Nagra)
- Geologisches Institut Dr. Schmassmann AG, Liestal
- Vereinigte Schweizerische Rheinsalinen AG, Schweizerhalle (Prof. em. Dr. L. Hauber)
- Nordostschweizer Kraftwerke (NOK)

Die Kartiergebiete der Autoren gehen aus der entsprechenden Nebenkarte links unterhalb des Kartentitels hervor. Die historischen Läufe von Aare, Rhein und Sissle rekonstruierte dipl. Geol. R. Schürch.

GEOLOGISCHE UND GEOMORPHOLOGISCHE ÜBERSICHT

Das Atlasblatt Frick-Laufenburg umfasst Teile des Aargauer Tafel- und Faltenjuras, mit Anteilen der Kantone Basel-Landschaft (Anwil) und Solothurn (Kienberg) im Südwesten.

Das Landschaftsbild des Kartengebietes wird in grossen Zügen durch eine markante Zweiteilung geprägt, die den Bau des geologischen Untergrundes widerspiegelt. Im Norden präsentiert der Tafeljura, mit generell rund 5° nach Südosten einfallenden Schichten, besonders im westlichen Teil eine typische Schichtstufenlandschaft, in die sich der Rhein und seine Nebenbäche eingetieft haben. Sie erstreckt sich über die ganze Breite des Gebietes, bildet flächenmässig den Hauptanteil (ca. 85 %) der Karte und reicht vom Rhein bis zum Faltenjura. Dieser überragt im Süden, mit akzentuiertem und fein gegliedertem Relief, den Tafeljura um bis zu 300 m und liegt entlang einer Linie von Kienberg im Westen nach Linn im Osten überschoben auf dessen Südrand.

Noch im Verlauf der Kartierarbeiten wurden neue Daten zur regionalen Stratigraphie und Tektonik verfügbar. Die Nagra publizierte die geologischen Resultate der Tiefbohrungen Kaisten und Riniken, dazu auch Reflexionsseismikprofile von guter Qualität, die den Tafel- und Faltenjura im Gebiet von Blatt Frick-Laufenburg durchqueren. Überdies ergaben sich aus den Sondierbohrungen für den Bau der Autobahn A3 und dem Bau des Autobahntunnels eine Fülle neuer Daten zur Geologie und Tektonik des Ostteils des Kartengebietes. Weitere geologische Daten stammen aus umfangreichen Prospektionsarbeiten für Ressourcen (z.B. Grundwasser, Salz, Eisen, Ziegeleirohstoffe), dem Strassen- sowie dem Kraftwerkbau

(NOK, Wildegg-Brugg). Obwohl die Daten ungleichmässig über das Kartengebiet verteilt sind, ergänzen sie die Erhebungen im Feld besonders dort, wo Beobachtungen an der Oberfläche nicht möglich sind, z.B. im Aare- und im Rheintal.

Fast die gesamte, über 1200 m mächtige Schichtfolge der Nordschweiz vom kristallinen Grundgebirge bis zum Quartär ist im Gebiet des Kartenblattes vertreten und an der Oberfläche zugänglich, wenn auch z.T. nur in kleinen Aufschlüssen. Einzig das Oberrotliegende und der Buntsandstein wurden nur in Kernbohrungen nachgewiesen. Vorkommen von Oberkarbon und Unterrotliegendem, in grosser Mächtigkeit und möglicherweise auch Kohle führend, sind unter dem Tafeljura im Nordschweizer Permokarbontrog aufgrund von Reflexionsseismik zu erwarten.

Muschelkalk und Keuper in regionaltypischer Ausbildung sind im nördlichen Tafeljura aufgeschlossen. Die Schichtfolge ab dem Mittleren Muschelkalk (Gips und Dolomit) tritt auch im Faltenjura an die Oberfläche.

Der Lias und Teile des Doggers sind durch markante laterale Mächtigkeitsänderungen, Schichtlücken und kondensierte, z.T. eisenoolithische Ablagerungen geprägt, von denen das bekannte Fricktaler Eisenerz an der Dogger/Malm-Grenze wirtschaftliche Bedeutung erlangte. Der mittlere Dogger ist zudem durch einen markanten Fazieswechsel zwischen dem Hauptrogenstein und den mergeligen Schichten der Klingnau-Formation im östlichen Kartengebiet gekennzeichnet.

Der Malm besteht im Wesentlichen aus dem bis zu 220 m mächtigen mergeligen Effingen-Member und den Kalken der Villigen-Formation.

Aus dem Zeitintervall zwischen der Ablagerung der obersten Villigen-Formation im Kimméridgien und dem frühen Tertiär sind keine datierten Ablagerungen erhalten geblieben; es besteht somit eine Datenlücke von rund 120 Millionen Jahren. Lediglich die Residualprodukte aus der Endphase dieser Erosionsperiode (Siderolithikum, Eozän) und vormolassische Krustenkalke (frühes Oligozän) blieben auf der verkarsteten alten Landoberfläche erhalten.

Über diesem Hiatus folgt die Molasse, die in einem völlig neuen geologischen Umfeld abgelagert wurde. Das Gebiet von Blatt Frick-Laufenburg lag damals am Nordrand des Molassebeckens und zugleich im Einflussbereich des sich hebenden Südschwarzwalds. Die Ablagerungen vom späten Oligozän bis ins frühe Spätmiozän zeigen eine verzahnte Wechselfolge von mittelländischer Molasse und fluviatilen Schüttungen aus der Südabdachung des Schwarzwalds (Juranagelfluh). Schichtlücken und rasche Fazieswechsel sind charakteristisch für die Lage am Beckenrand. Nach der spätmiozänen bis pliozänen Jurafaltung und erneuten Abtragungsperioden wurde praktisch das gesamte Kartengebiet vom späten Pliozän bis ins Mittelpleistozän von mindestens zwei, stellenweise drei Eisvorstössen überprägt.

Der Bau des *Tafeljuras* im Gebiet von Blatt Frick-Laufenburg ist keineswegs so einfach wie der Name erwarten lässt: Die Tafel wird von einer NNE–SSW (ca. N10°E, d.h. rheintalisch) streichenden Störung (Transferzone) zweigeteilt. Im Süden bildet der Wölflinswiler Graben einen Teil dieser Zone. Das Gebiet

westlich des Wölflinswiler Grabens wird von meist rheintalisch verlaufenden Abschiebungen und Keilgräben durchsetzt, zeigt aber generell das Bild einer typischen Schichttafel. Östlich des Wölflinswiler Grabens wird der Tafeljura durch die Mettauer und die Mandacher Überschiebung in drei Teile gegliedert:

- Zwischen beiden Überschiebungen liegt als schmales Dreieck die sich nach Osten öffnende flache Tafel von Gansingen.
- Im Norden erhebt sich der Mettauer Tafeljura, d.h. das Muschelkalkplateau von Kaisten bis Leibstadt nordwestlich der südvergenten Mettauer Überschiebung, die neuerdings wieder als Unterschiebung interpretiert wird (Laubscher 2003, s.a. BUXTORF & NIGGLI 1934).
- Die im Süden liegende Herznach-Bözberg-Tafel wurde während der Jurafaltung vom Grundgebirgssockel abgeschert und nach Norden verschoben; ihr aufgebogener Nordrand liegt an der nordvergenten Mandacher Überschiebung.

Der *Faltenjura* s.l. bedeckt im Süden des Kartengebietes flächenmässig rund 15 %; er ist durch eine kleinräumig gegliederte, z.T. auch komplizierte Tektonik gekennzeichnet. Deren Inventarisierung, Deutung und Darstellung auf der Karte stellte sich oft als Herausforderung dar; zum besseren Verständnis tragen die Profiltafel (Taf. I) und die Strukturkarte (Taf. II) in den vorliegenden Erläuterungen bei.

Zwischen dem Südrand des Tafeljuras und dem Nordrand des Faltenjuras s. str. liegt im Gebiet zwischen Kienberg im Westen und Linn im Osten die *Vorfaltenzone* mit eigenständigem Baustil. Mit wenigen Ausnahmen sind nur Gesteine des Juras und des Tertiärs am Faltenbau beteiligt.

Im Faltenjura s. str. dominiert Überschiebungstektonik; typische Antiklinalen, wie sie aus dem zentralen und westlichen Jura bekannt sind, kommen im Gebiet von Blatt Frick-Laufenburg nicht vor.

Am Nordrand, gegen die Vorfaltenzone, liegt über der Jurahauptüberschiebung eine rund 1 km breite Zone von mehrfach gestapelten Muschelkalkschuppen, die lokal auch enge Stirnfalten aufweisen. Das im Süden an die Schuppenzone angrenzende Gebiet lässt sich in grössere Sedimentschollen mit etwa rhombischem Umriss unterteilen. Diese sind durch tektonische Störungszonen begrenzt, dachziegelartig angeordnet und zeigen generelles Südfallen. Der Nordrand der Schollen liegt überschoben auf dem jeweils nördlich angrenzenden Gebiet und wurde in Rampenfalten steil gestellt. Die Schichtfolge im Inneren der Schollen reicht vom Mittleren Muschelkalk bis in den Jura, im Gebiet von Thalheim bis ins Tertiär; die jüngsten Sedimente blieben jeweils im Südteil der Schollen erhalten. Die Schollensüdränder sind in engem Scharnier in steile Lage aufgebogen, oft auch verschuppt und liegen meist unter dem überschobenen Nordrand der nächst südlichen Scholle.

STRATIGRAPHIE

KRISTALLINES GRUNDGEBIRGE

Das kristalline Grundgebirge ist in der Nordschweiz heute einzig in Laufenburg in namhafter Ausdehnung aufgeschlossen. Vor dem Bau des Kraftwerkes Laufenburg war es in der damaligen Rheinschlucht («Laufen») über eine Strecke von ca. 2 km Länge zugänglich. Die geologischen Verhältnisse studierten BLÖSCH (1910) und NIGGLI (1912) während des Kraftwerkbaus zwischen 1909 und 1912, und SUTER (1924) bearbeitete in seiner monographischen Dissertation die Petrographie (Zusammenfassung in BUXTORF & NIGGLI 1934: 534f., METZ 1980: 991ff.). BÜCHI et al. (1984) haben neuere Aufschlüsse (Kanalisationsstollen) in Laufenburg beschrieben. Die Nagra erschloss mit der 1983 abgeteuften Bohrung Kaisten (Ref. 12[1]) das Grundgebirge rund 3 km südwestlich von Laufenburg in einer 1009,3 m langen, vollständigen Kernstrecke.

Das im Gebiet von Blatt Frick-Laufenburg aufgeschlossene Grundgebirge gehört zum südlichen Teil des Schwarzwälder Grundgebirgskörpers, der Hotzenwald-Scholle. Im Gegensatz zu den weiter nördlich liegenden Granitgebieten ist sie vorwiegend aus prävariszischen Gneismeta- und -anatexiten aufgebaut, die den Rahmen für spätere Intrusivkörper bilden (z.B. Säckinger Granit). Detaillierte Angaben über die Petrographie und Tektonik des Grundgebirges, auch der weiteren Umgebung, lieferten die eingehenden Untersuchungen der Nagra (z.B. HUBER-ALEFFI & HUBER-ALEFFI 1984, 1990, PETERS 1987, PETERS et al. 1989, MAZUREK & PETERS 1992, THURY et al. 1994: 4ff.).

Prävariszisches Kristallin

GA_L Biotitgneis (Metatexit) des Typus Laufenburg

GA_M Biotit- und Cordieritgneis (Anatexit) des Typus Murgtal

Der Biotitgneis des Typus Laufenburg ist eine geaderter, bänderiger Metatexit, der schwächer anatektisch überprägte Biotit- und Cordieritgneis des Typus Murgtal ein stark verfalteter, feinbänderiger Gneisanatexit (MÜLLER et al. 1984: Abb. 7a, 7b). Bei beiden handelt es sich um mehrphasig metamorphisierte, von Gängen durchzogene metapelitische Gneise, die wahrscheinlich schon im Prä-

[1] Ref. = Referenznummer von Bohrungen; siehe Karte und Schichtenverzeichnisse im Kapitel Bohrungen (S. 111ff.).

kambrium entstanden. Sie sind durch eine amphibolitfazielle Metamorphose geprägt. Eine spätere retrograde Überprägung mit intensiver Tektonisierung führte zur Bildung von Hellglimmer und zu einer starken Verschieferung (Glimmerschiefer).

Granitoide Pegmatite (ältere Gangarten) und jüngere Aplite sowie Lamprophyre von eher basischem Chemismus durchschlagen die Gneise.

Als jüngste Bildungen werden bis zu dezimeterdicke Quarzadern beobachtet, die ebenfalls noch deutliche Merkmale tektonischer Beanspruchung aufweisen (undulöse Auslöschung der einzelnen Minerale), also wahrscheinlich ein spätes Produkt der jungpaläozoischen Gebirgsbildung sind.

Ähnliche Biotitgneise wie in der Tiefbohrung Kaisten, die durch Oberflächenverwitterung eine typisch rote Färbung besitzen, treten bei der Grossmatt zwischen Etzgen und Schwaderloch an die Oberfläche. Ebenso wurde ein quarzreiches, rot verwittertes Parakristallin beim Bau der neuen Strasse östlich von Laufenburg (1988–1989) beobachtet.

Für detaillierte Angaben zur Petrographie und Genese dieser Gneise und ihrer Gangarten sei auf die oben zitierte Literatur verwiesen.

Variszisches Kristallin

γ Granit

Während im angrenzenden südlichen Schwarzwald mehrere Granitkomplexe im Gneisrahmen zutage treten (z.B. bei Bad Säckingen), wurde im Gebiet von Blatt Frick-Laufenburg bisher nur ein isoliertes Granitvorkommen in der Kernbohrung Zoll Etzgen (92-1, Koord. 650.460/270.170) unter Rheinschottern erbohrt (Tiefe: 25,1 bis 28 m); nähere Angaben fehlen.

PERM

Östlich des Kartengebietes wurde in den Nagra-Bohrungen Weiach und Riniken (Ref. 34) mächtiges Permokarbon erbohrt. Diese z.T. Kohle führenden Sedimente wurden von MATTER (1987) eingehend untersucht und beschrieben. Aufgrund seismischer Profile der Nagra erscheint es wahrscheinlich, dass sich diese terrestrischen Ablagerungen von mehreren Kilometern Mächtigkeit auch ins Gebiet von Atlasblatt Frick-Laufenburg erstrecken (DIEBOLD 1987, 1988, DIEBOLD et al. 1992).

Gestützt auf diese Seismik scheint der verdeckte Nordrand des eigentlichen, vermutlich über 5 km tiefen und rund 9 km breiten Permokarbontroges etwa mit der Spur der Mandacher Überschiebung zusammen zu fallen, während der Südrand unter dem nördlichen Rand des Faltenjuras vermutet wird. Eine Fortsetzung des Troges nach Westen bleibt infolge spärlicher Daten aber unsicher (vgl. z.B. SCHMASSMANN & BAYRAMGIL 1946, THURY et al. 1994: App. 4-1, 5-2).

Der tiefe Permokarbontrog wird von Oberrotliegendem diskordant überlagert. Diese Sedimente reichen im Kartengebiet weit über die Trogschultern hinaus, wurden auch mehrfach erbohrt und sind im Westen, z.B. bei Mumpf (LK-Blatt 1068 Sissach), an der Oberfläche aufgeschlossen.

Oberrotliegendes

p Arkose, Sandstein, Ton- und Siltstein, Brekzie

Der Ausbiss des Oberrotliegenden verläuft im Rheintal unter Quartärbedeckung vom nordwestlichen Kartengebietsrand bei Stein (Bad Säckingen) bis Laufenburg (vgl. Taf. II u. Interreg II 2001). Von dort an ostwärts überschreitet der Buntsandstein die nördliche Verbreitungsgrenze (= Ablagerungsgrenze?) des Oberrotliegenden.

BRÄNDLIN (1911) und HEUSSER (1926) untersuchten die relativ spärlichen Aufschlüsse von Oberrotliegendem am Rheinufer; heute werden diese Daten durch die Resultate mehrerer Bohrungen ergänzt. BLÜM (1989: 476) fasste alle verfügbaren stratigraphischen Daten zusammen und fügte sie in ein regionales Bild der Ablagerungsverhältnisse.

Wesentliche Informationen lieferte die Bohrung Kaisten (Ref. 12, Fig. 2), die zwischen dem Buntsandstein im Hangenden und dem kristallinen Grundgebirge eine 172 m mächtige, vorwiegend braunrote Abfolge von Oberrotliegendem durchteufte. Diese unter ariden festländischen Bedingungen abgelagerten Sedimente bestehen aus zwei grobkörnigen Folgen von Arkose, Sandstein und Brekzie (untere und obere Schuttfächerserie von 63 bzw. 27 m), denen eine 81 m mächtige feinkörnige, z.T. tonige Abfolge (Playa-Serie) zwischengelagert ist. Detaillierte Angaben geben PETERS et al. (1989: 38ff.) und BLÜM (1989).

In Kurzbohrungen und isolierten Aufschlüssen bleibt die Grenzziehung zwischen Oberrotliegendem und Buntsandstein bisweilen schwierig. Auch herrscht über die stratigraphische Unterteilung gewisse Unsicherheit (hierzu u.a. DISLER 1914, SCHMASSMANN & BAYRAMGIL 1946, LUTZ 1964, ORTLAM 1970, PETERS et al. 1989).

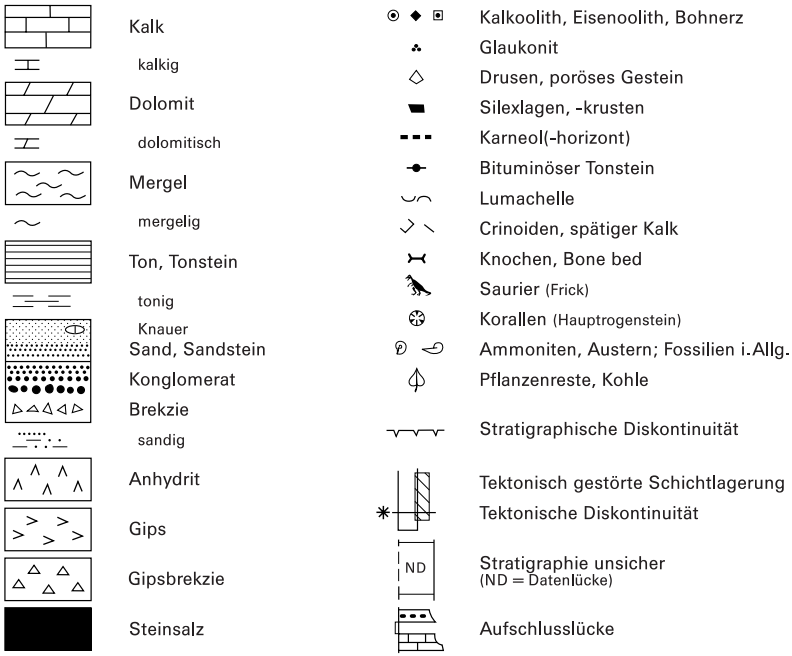


Fig. 1: Allgemeine Legende zu den stratigraphischen Profilen.

TRIAS

Die Trias zeigt an der Basis den rot gefärbten fluviatilen Buntsandstein, darüber den marin-tonigen, evaporitischen und marin-karbonatischen Muschelkalk und im Dach den farblich und lithologisch abwechslungsreichen, wiederum vorwiegend im terrestrischen Milieu gebildeten Keuper. Der Ablagerungsraum der Trias im Kartengebiet (Germanische Trias) lag in der südlichen Randzone eines stabilen kratonischen Beckens mit geringer Wassertiefe und z.T. nur beschränkter Verbindung nach Norden zum offenen Meer. Landnähe, arides Klima und Meeresspiegelhöhe steuerten die Sedimentation: Die Landnähe äussert sich in mehrfachen fluviatilen Sandschüttungen (Bunt- und Schilfsandstein), randmarine Ablagerungen und Sedimente der Küstenebene (Dolomit, Gips, Salz) überwiegen im Mittleren Muschelkalk und im Gipskeuper, offenmarine Karbonate beschränken sich auf die Perioden mit Meeresspiegelhochstand (Wellengebirge und Hauptmuschelkalk).

Im Übrigen sei hier auf die vorzüglichen Ausführungen zur Triasstratigraphie der Region von GEYER & GWINNER (1991) hingewiesen. Die chronostratigraphische Einstufung der Triaseinheiten (s. Kartenlegende) beruht auf der Gliederung der Germanischen Trias in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002 (Deutsche Stratigraphische Kommission 2002).

Buntsandstein

Mittlerer und Oberer Buntsandstein

t_I Sandstein, Konglomerat; Karneolhorizont: 20–45 m

Im Gebiet des Kartenblattes liegt Buntsandstein meist unter Quartärbedeckung. BRÄNDLIN (1911: 3) beschreibt lediglich zwei Aufschlüsse am Rheinufer bei Schwaderloch und Etzgen, die aber bei der Kartierung nicht mehr aufgefunden werden konnten. Buntsandstein wurde jedoch im Rheintal von zahlreichen Sondierbohrungen erfasst. Zusammenhängende, gut untersuchte Profile des Buntsandsteins lieferten die Bohrungen Kaisten (30,9 m, PETERS et al. 1989, Ref. 12) und Riniken (22,5 m, MATTER et al. 1988a, Ref. 34). Die Mächtigkeit dieser terrestrisch-fluviatilen Sedimente nimmt generell von ca. 45 m im westlichen Kartengebiet (HEUSSER 1926) auf ca. 20 m im Osten ab (vgl. Isopachenkarte in RAMSEYER 1987: 384).

Lithologisch lässt sich der Buntsandstein im Kartengebiet zweiteilen:

- Die untere Abfolge (*Mittlerer Buntsandstein*) besteht aus schräg geschichtetem, ton- und quarzzementiertem Sandstein (mit Konglomeratlagen aus Grundgebirgskomponenten), der nach oben in karbonatreicheren bunten Sandstein übergeht. Dieser enthält im *Karneolhorizont* kieselige und dolomitische Konkretionen, bei denen es sich nach ORTLAM (1970) um pedogene Bildungen handelt.
- Die über dem Karneolhorizont folgende obere Serie (*Oberer Buntsandstein*) wird im unteren Teil von buntem, grob- bis feinkörnigem Sandstein bestimmt (Plattensandstein). Nach oben tritt immer mehr roter Silt- und Tonstein auf, der im obersten Abschnitt, dem *Röt* (Fig. 2), dominiert.

Muschelkalk

Unterer Muschelkalk

t_{IIa} Wellengebirge: bis ca. 50 m

Zusammenhängende Schichtfolgen sind nur aus den Nagra-Bohrungen Kaisten (Ref. 12) und Riniken (Ref. 34) bekannt, wo die Untereinheiten des Wellengebirges folgende Mächtigkeiten aufweisen:

oben:	Orbicularis-Mergel	Riniken:	6,3 m	Kaisten:	9,6 m
	Wellenmergel		27,0 m		27,2 m
unten:	Wellendolomit		9,3 m		10,8 m

Teilprofile des Wellenmergels sind bei Etzgen (Koord. 650.550/268.900) und an der Sissle nördlich von Eiken (Koord. 641.600/265.530) aufgeschlossen. Der Orbicularis-Mergel wurde anfangs des 20. Jahrhunderts südwestlich von Obermumpf zur Zementfabrikation ausgebeutet (BRAUN 1920a: 193). Ein tektonisch verschürftes Paket von Wellengebirge wurde auch im Faltenjura, in der Bohrung Asp (Ref. 14), nachgewiesen.

Mit dem *Wellendolomit* (bis 10 m) beginnt mit scharfer lithologischer Grenze die flachmarine Sedimentation des Muschelkalks. Die Abfolge besteht aus einer unregelmässigen Wechselfolge von grauem, z.T. tonigem Mergel, hellgelbem Dolomit und Kalk und deren Mischfazies. Den oberen Abschluss bildet ein Bonebed und eine fossilreiche Kalkbank mit Bleiglanz (Bleiglanzbank, «B» in Fig. 2), die BRÄNDLIN (1911) am Rheinufer 1 km unterhalb von Schwaderloch beobachtete.

Der mittlere Abschnitt des Wellengebirges, der *Wellenmergel* (ca. 27 m, auch *Wellenkalk*), ist durch meist grauen, siltigen bis feinsandigen, z.T. tonigen und fossilreichen Kalkmergel mit wenigen bioklastischen Kalk- und Schillkalklagen charakterisiert. Neben Knochenresten sind Lamellibranchier und Brachiopoden häufig, selten sind Ammoniten (z.B. *Beneckeia buchi* v. ALBERTI). Einige Meter unter dem Dach des Wellenmergels liegt die Spiriferina-Bank, eine Kalkbank mit zahlreichen Spiriferinen («S» in Fig. 2; BRÄNDLIN 1911: 7, WILDI 1983).

Das hier typische Auftreten von Rippeln auf den Schichtflächen – daher auch die Namen Wellengebirge, Wellendolomit und Wellenmergel – weist auf eine Ablagerung in untiefem, bewegtem Wasser hin, möglicherweise in einem Watt.

Der *Orbicularis-Mergel* (ca. 10 m) bildet das jüngste Glied des Unteren Muschelkalks. Kennzeichnend ist die Wechsellagerung folgender Lithologien:

- graubrauner, fein geschichteter Mergel (bituminös, pyrithaltig)
- leicht dolomitischer Kalkmergel
- Anhydrit.

Als namengebendes Fossil tritt die Muschel *Myophoria orbicularis* BRONNI auf. Mit dem Beginn eines reduzierenden Ablagerungsmilieus und dem Auftreten erster Anhydritlagen wird der Übergang zur Evaporitfazies des Mittleren Muschelkalks angezeigt (MATTER et al. 1988a: 103).

Mittlerer Muschelkalk

t_{llb} Anhydritgruppe: ca. 80 m

Meist versackt oder durch Hangschutt oder Rheinschotter bedeckt, folgt die praktisch fossilleere Anhydritgruppe von Stein bis Leibstadt dem Nordrand des triadischen Tafeljuras. Mehrere kleine Aufschlüsse geben nur punktuellen Ein-

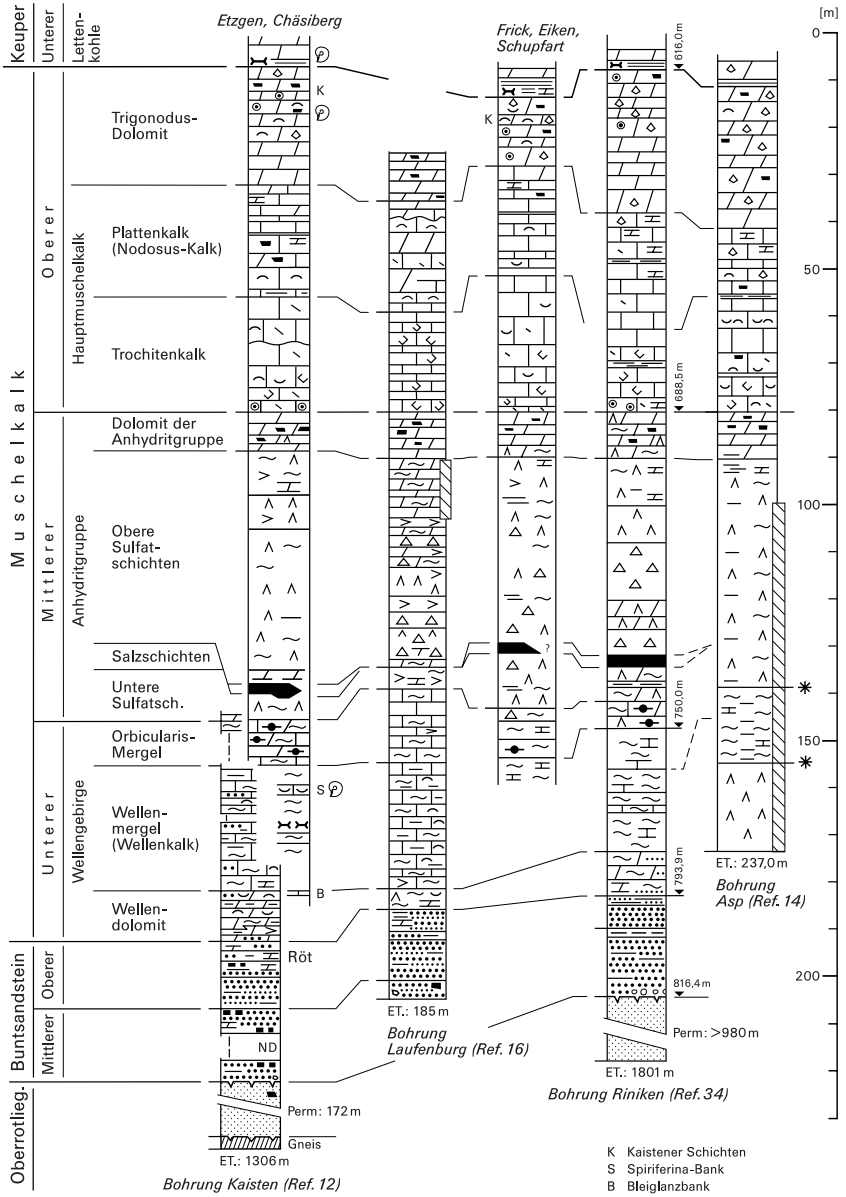


Fig. 2: Lithologie und Korrelation von Buntsandstein und Muschelkalk. Legende s. Fig. 1, S. 12.

blick in die Schichtfolge, so z.B. längs der Mettauer Überschiebung, nordwestlich von Bütz bei Sulz oberhalb der Salzhalden (BRÄNDLIN 1911), in der Umgebung von Sulz (Sulzerbach) und bei Etzgen (Etzgerhalde). Auch im Faltenjura sind Teilprofile der Abfolge in mehreren, z.T. künstlichen Aufschlüssen zugänglich, so besonders am Strihen und in den alten Gipsgruben südöstlich und nordöstlich von Kienberg (JORDAN 1994).

Zusammenhängende Profile vermitteln nur durchgehend gekernte Bohrungen, wie sie zur Erkundung von Steinsalz oder durch die Nagra abgeteuft wurden.

Der Mittlere Muschelkalk zeigt eine heterogenen Zusammensetzung von Evaporiten mit lateral stark wechselnder Mächtigkeit (ca. 45 bis > 100 m), die in einem lagunär-salinaren Milieu unter wechselndem marinem und kontinentalem Einfluss abgelagert wurden.

Im Kartengebiet lässt er sich anhand des Bohrprofils von Riniken (Ref. 34) in folgende vier Einheiten gliedern:

oben:	Dolomit der Anhydritgruppe	10 m
	Obere Sulfatschichten	42 m
	Salzschichten	2,4 m
unten:	Untere Sulfatschichten	8 m

DRONKERT et al. (1990) haben die Anhydritgruppe in einer Detailarbeit weiter in zyklische Kleinsequenzen gegliedert, die sich über die ganze Nordschweiz korrelieren lassen.

In der Bohrung Riniken werden die dolomitisch-anhydritischen bis tonigmergeligen *Unteren Sulfatschichten* von einem bescheidenen, nur 2,38 m mächtigen Steinsalzflöz (*Salzschichten*) überlagert (s. Kap. Rohstoffe, S. 102). Darüber folgen die teilweise tonigen Anhydritbrekzien, die heterogene Anhydritserie und die Dolomit- und Mergelschichten der *Oberen Sulfatschichten.* Anhydrit liegt oberflächlich meist als Gips vor.

Zuverlässige Mächtigkeitsangaben für die Anhydritgruppe sind nur für einen Gebietsstreifen im nördlichen Tafeljura verfügbar, aus welchem Resultate von Bohrungen vorliegen; im ganzen Gebiet des südlichen Tafeljuras und im Faltenjura fehlen solche Daten hingegen. Mächtigkeitsunterschiede sind einerseits durch sekundäre Lösung, v.a. Auslaugung der Salzschichten (Subrosion), anderseits durch tektonische Anhäufung bedingt, wie etwa die grosse Evaporitmächtigkeit an der Wandflue (Mettauer Überschiebung, Profil 9 auf Taf. I, Bohrung Wandflue B 4 [Ref. 30]) oder im Kern der Heimetsädel-Antiklinale südlich von Kienberg (Faltenjura, Profil 2s auf Taf. I). Die Anhydritgruppe ist nicht nur im Faltenjura der wichtigste tektonische Abscherhorizont (JORDAN 1994), es muss auch davon ausgegangen werden, dass im gesamten Ostteil des Tafeljuras im Bereich der Mandacher und der Mettauer Überschiebung gleiches gilt (s. Kap. Tektonik).

Das Dach des Mittleren Muschelkalks bildet der *Dolomit der Anhydritgruppe*, eine Abfolge von ca. 10 m beigem, meist feinplattigem Dolomit mit Silex und in

erbohrten Profilen auch Lagen von Anhydrit- bzw. Gipskristallen. Im Faltenjura ist der Dolomit der Anhydritgruppe an der Basis von Muschelkalkschuppen verbreitet aufgeschlossen und zeigt im ganzen Kartengebiet eine gleichförmige Ausbildung (Profile s. MERKI 1961).

Oberer Muschelkalk

Mit der Ablagerung des Oberen Muschelkalks begann erneut die offenmarine Sedimentation in einem Flachmeer; dieses bildete sich sich während der Ablagerung des Trigonodus-Dolomits zu einer seichten Randzone zurück.

Aus Oberem Muschelkalk sind die Plateaus und Steilhänge des nördlichen Tafeljuras zwischen Stein im Westen und der Wandflue im Osten sowie im Faltenjura die prominenten, meist nach Norden gerichteten Felsstufen der Muschelkalkschuppen aufgebaut. Er ist in zahlreichen natürlichen Aufschlüssen und in alten Steinbrüchen sehr gut aufgeschlossen und kann, im Gegensatz zum liegenden Mittleren Muschelkalk, an der Oberfläche untersucht werden. Beschreibungen finden sich bei HERB (1957), MERKI (1961), GSELL (1968) und MATTER et al. (1988a).

Der Obere Muschelkalk (Fig. 2) ist gegliedert in

oben:	Trigonodus-Dolomit	ca. 25–35 m
	Plattenkalk (Nodosus-Kalk)	ca. 20–25 m
unten:	Trochitenkalk	ca. 24 m

Trochiten- und Plattenkalk lassen sich in kleineren Aufschlüssen lithologisch meist nicht sicher unterscheiden; sie wurden daher auf der Karte zum Hauptmuschelkalk zusammengefasst (vgl. MÜLLER et al. 1984: Fig. 26).

t_{IIc} **Hauptmuschelkalk: Trochiten- und Plattenkalk**: 35–53 m

Der liegende, teilweise leicht dolomitische Trochitenkalk beginnt mit einem «Basaloolith», gefolgt von rauchgrauem, fein- bis grobkörnigem, gut gebanktem Kalk (4–6 m), der durch eine Lumachelle mit *Coenothyris vulgaris* SCHLOTHEIM abgeschlossen wird. Darüber liegt der durch dünne, oft wellige Mergellagen getrennte eigentliche Trochitenkalk (11–18 m). Dieser ist gekennzeichnet durch das horizontweise reichliche Auftreten von Stielgliedern u.a. der Seelilie *Encrinus liliiformis* LAMARCK, ferner von Schilllagen, Wühlstrukturen und Algenknollen als Faziesindikatoren; häufig sind auch Stylolithen.

Der Plattenkalk, nach *Ceratites nodosus* DE HAAN auch als *Nodosus-Kalk* bezeichnet, ist lithologisch durch eine Zunahme von grauem, gut geschichtetem mikritischem Kalk auf Kosten von grobkörnigem biodetritischem Kalk charakterisiert; gleichzeitig werden dolomitisierte Zwischenlagen und Silexkonkretionen häufiger. Der Plattenkalk geht ohne scharfe Grenze in den Trigonodus-Dolomit über.

t_{IId} Trigonodus-Dolomit: 20–35 m

Der Trigonodus-Dolomit – nach der Muschel *Trigonodus sandbergeri* v. ALBERTI benannt – wird von beigebraunem, fein- bis grobkörnigem, oft kaum geschichtetem, meist sehr porösem zuckerkörnigem Dolomit gebildet. Eingelagert sind dunkle Silexkonkretionen und Rauwacke (Zellendolomit).

Der graduelle Übergang aus dem Liegenden und die Abfolge aus feinkörnigem Dolomit und dolomitischen Schill- und Arenitbänken lassen eine dem Trochiten- und Plattenkalk analoge Sedimentation erkennen, wobei die Schichten nachträglich dolomitisiert wurden.

So herrscht im Gebiet Schupfart–Kaisten im oberen Teil ein z.T. rötlicher, fossilreicher, lagenweise oolithischer Dolomit vor, der von MERKI (1961) als *Kaistener Schichten* bezeichnet wurde («K» in Fig. 2; Typlokalität: Tuttigraben [Name erscheint nicht auf der Karte], Koord. 646.570/265.600). Fossilienlisten (Gastropoden, Lamellibranchier) geben HERB (1957), MERKI (1961: 188) und BRAUN (1920a: 169).

Bedingt durch die hohe Porosität entsteht durch Meteor- oder Grundwasser lokal eine kavernöse Auslaugung (Verkarstung), was zu unterirdischen Einbrüchen und oberflächlicher Dolinenbildung führt (HARTMANN 1937). Aufgrund seiner Porosität ist der Trigonodus-Dolomit einer der wichtigsten Grundwasserträger der Region (s. Kap. Hydrogeologie, S. 106ff.).

Keuper

Ausgedehnte Keupervorkommen findet man im Dach der Muschelkalkplateaus des nördlichen Tafeljuras und der Muschelkalkschuppen im Faltenjura, wo Keuper, tektonisch aufgeschürft, auch unter der Jurahauptüberschiebung verbreitet auftritt. Die bis ca. 140 m mächtige, stark mergelige Keuperabfolge verwittert leicht und neigt zu Rutschungen, was zur Bildung sanfter Geländeformen führt. Gute, zusammenhängende (Teil-)Profile sind nur in künstlichen Aufschlüssen zu beobachten. Der Keuper wird auf der Karte als Einheit dargestellt, wobei einige typische Markerlithologien wie z.B. Gipsvorkommen, der Schilfsandstein oder der Gansinger Dolomit Hinweise auf die stratigraphische Position innerhalb der Abfolge ermöglichen.

In vollständigen Profilen aus Kernbohrungen im Gebiet des Kartenblattes können folgende Schichtglieder ausgeschieden werden:

Mittlerer Keuper:	Obere Bunte Mergel (Knollenmergel und Stubensandstein, vgl. Bohrungen Bad Schinznach-S3 [Ref. 33], Riniken [Ref. 34])
	Gansinger Dolomit
	Schilfsandstein und Untere Bunte Mergel
	Gipskeuper
Unterer Keuper:	Lettenkohle (Estherienschiefer und Grenzdolomit).

Der Obere Keuper («Rhät») ist im Gebiet nicht nachgewiesen (ERNI 1910: 42ff.).

Unterer und Mittlerer Keuper

t_{III} Gipskeuper, Obere und Untere Bunte Mergel, Keuper ungegliedert: 110–140 m

Lettenkohle: 3–8 m

Die stratigraphische Zuordnung der Lettenkohle zum Muschelkalk oder zum Unteren Keuper ist umstritten; siehe hierzu MERKI (1961: 204ff.) und MATTER et al. (1988a: 81).

Die Grenze zwischen dem marinen Hauptmuschelkalk und dem kontinentalen Keuper bildet nach MERKI (1961) ein Hartgrund mit Bonebed (Fischreste und Vertebratenzähne). Dieser wird von dunkelgrauem, blättrigem, selten kohligem, bituminösem, z.T. pyritreichem tonigem Mergel (Alaunschiefer) überlagert, häufig mit Resten des Schalenkrebses *Estheria minuta* (GOLDFUSS), der in einem reduzierenden Milieu abgelagert wurde. Diesem *Estherienschiefer* (< 1 m), der lokal auch feinsandige Einschaltungen aufweist, sind im Gebiet Bözberg–Staffelegg eine bis mehrere Dolomitbänke (ca. 0,2–0,4 m) eingelagert.

Der hangende *Grenzdolomit*, ein ca. 3–5 m mächtiger kavernöser Dolomit (Rauwacke), tritt im Faltenjura als markante, gut kartierbare Felsrippe zwischen zurückwitterndem Trigonodus-Dolomit und Gipskeuper in Erscheinung.

Aufschlüsse

- Im Tobel westlich von Kaisten, zwischen Lümberg und Barüti (Koord. 644.725/265.330, BRÄNDLIN 1911, MERKI 1961).
- Östlich von Schupfart: Bach 250 m WNW Brochmet (BRAUN 1920a).
- Strasse nach Asp, ca. 200 m östlich der Üselmatt.
- Beim Chillholz (ca. 2 km nördlich von Thalheim).

Aus den wenigen und zudem unvollständigen Aufschlüssen lässt sich kein zusammenhängendes Profil des Mittleren Keupers rekonstruieren. Die Daten aus Bohrungen der Nagra und der Rohstoffprospektion haben den lithologischen Aufbau dieser Schichtfolge jedoch im Detail abgeklärt (MATTER et al. 1988a, b, DRONKERT et al. 1990).

Bedingt durch rasch wechselnde Ablagerungsbedingungen sind im Mittleren Keuper deutliche laterale Fazies- und Mächtigkeitsunterschiede festzustellen.

Gipskeuper: ca. 85 m

Dieser Abschnitt des Keupers ist aus buntem Mergel, dolomitischem Tonstein, Dolomit und Anhydrit bzw. Gips aufgebaut. Im Gegensatz zur Auffas-

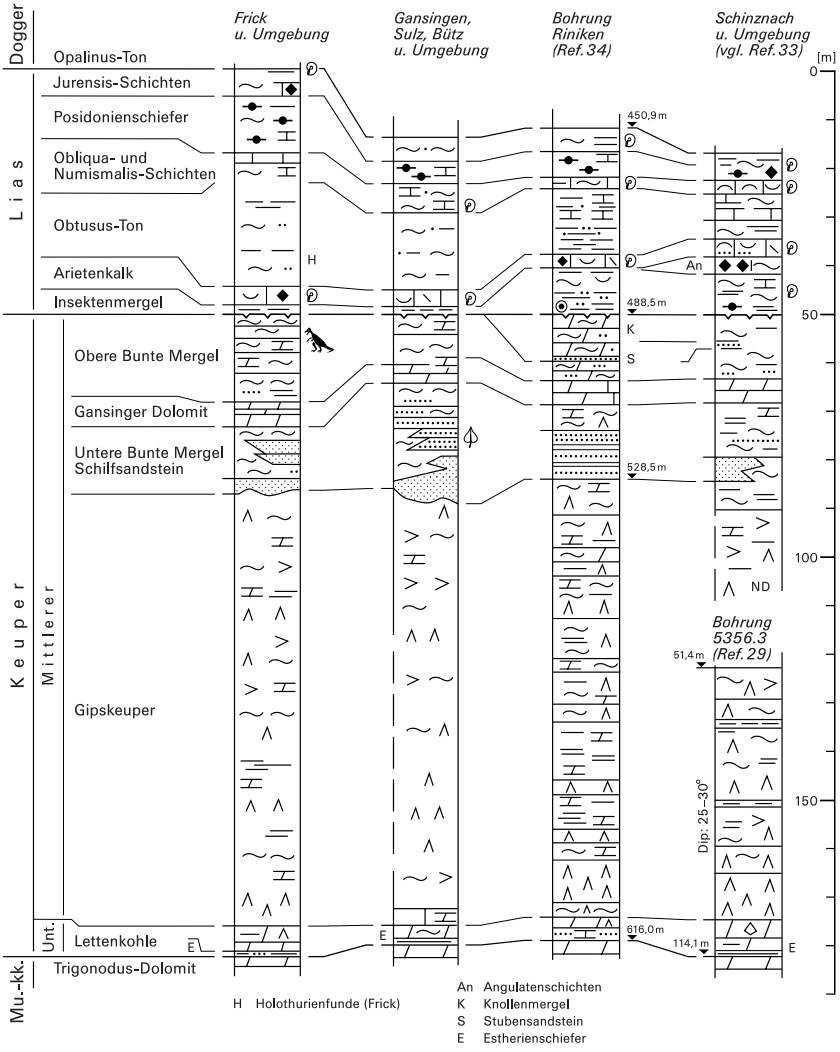


Fig. 3: Lithologie und Korrelation von Keuper und Lias. Legende s. Fig. 1, S. 12.

sung älteren Autoren, z.B. von BRÄNDLIN (1911), zeigt der Gipskeuper in der Nordschweiz eine gut korrelierbare Lithostratigraphie, die sich in Untereinheiten und Kleinzyklen einteilen lässt, wie DRONKERT (1987: 399) nachgewiesen hat.

Evaporitgesteine, d.h. Anhydrit (oberflächennah in Gips umgewandelt), treten an der Basis in massiven Lagen auf, im mittleren und oberen Abschnitt der Abfolge als Kluftfüllungen oder als Knollen in Wechsellagerung mit grauem oder buntem, z.T. dolomitischem Mergel und Tonstein.

Aufgrund seiner Lithologie bildet der Gipskeuper eine tektonische Schwächezone, die während der Jurafaltung als sekundärer Abscherhorizont aktiviert wurde (JORDAN 1994).

Keupergips wurde in zahlreichen Gruben abgebaut (s. Kap. Rohstoffe, S. 102).

Schilfsandstein und Untere Bunte Mergel: bis ca. 35 m

Über Gipskeuper liegt mit erosivem Kontakt der meist sandige oder mergelig-tonige Schilfsandstein, nach den Arbeiten von WURSTER (1964, 1968) und HELING (1979) eine fluviatile Ablagerung in einem ausgedehnten Deltakomplex mit Schüttungsrichtung aus Nordnordosten.

Charakteristisch für den Schilfsandstein ist der fein- bis mittelkörnige, meist grob gebankte Sandstein, der in der Keuperlandschaft oft als Steilstufe in Erscheinung tritt und dessen Mächtigkeit auf kurze Distanz ändern kann (z.B. BRÄNDLIN 1911: 39). Er wird als Füllung von Rinnen aufgefasst, die in mergelig-tonigen Sedimenten einer Überschwemmungsebene eingelagert sind und von solchen auch überdeckt werden.

Im Hangenden des Sandsteins liegt z.T. sandiger bunter Mergel mit eingeschalteten cm- bis dm-mächtigen mergeligen Dolomitlagen. Die Mächtigkeit (< 1–15 m) dieser als Untere Bunte Mergel ausgeschiedenen Abfolge zeigt erhebliche Unterschiede (Gsell 1968: 32, Tab. 1). Wie schon Disler (1914: 79f.) betrachten auch Matter et al. (1988a: 75, 1988b: 85) diese Ablagerungen als Teil der Deltaschüttung, die stratigraphisch dem Schilfsandstein zuzurechnen ist.

Aus einem Profil östlich von Wil erwähnt BRÄNDLIN (1911: 28) *Equisetum* sp. und andere Pflanzenreste, ebenso BUSER (1952) von Obersulz.

Aufschlüsse

- Im Steinbruch bei Röt nordwestlich von Gansingen: Hier weist der bis 15 m mächtige, beige bis grünliche, braunrot gefleckte Schilfsandstein Schrägschichtung und auf einzelnen Schichtflächen Rippelmarken auf. Im Kontakt über der unregelmässigen Oberfläche des Sandsteins sind ca. 5 m bunte Mergel und darüber, am oberen Grubenrand, der ca. 2 m mächtige Gansinger Dolomit aufgeschlossen.
- Im Bachtobel östlich von Sulzerberg (Koord. 648.950/264.850).
- Bei Luppe, ca. 1,3 km SSW Schupfart (Braun 1920a).
- Im Faltenjura ENE Chillholz (650.000/256.120).
- Grosse verrutschte Schilfsandsteinpakete bei Unterburg (ca. 1,5 km W Oberhof).

Gansinger Dolomit: 2–7 m

Der Gansinger Dolomit, der Hauptsteinmergel Südwestdeutschlands, tritt als markante, oft bewaldete Geländerippe oder als Steilstufe im Keuper in Erscheinung; er ist meist gut aufgeschlossen und ein zuverlässiger Leithorizont beim Kartieren.

Der dichte, lokal auch poröse hellgelbliche bis rötlich-graue Dolomit mit dünnen Dolomitmergelzwischenlagen stellt innerhalb des Keupers eine reine Karbonatfazies dar und ist Zeuge einer kurzen Episode flachmarin-lagunärer Verhältnisse mit marinen Fossilien.

Eine detaillierte lithologische Beschreibung und Korrelation von Profilen im Kartengebiet gibt WILDI (1976), der auch die Gastropoden- und Lamellibranchierfauna bearbeitet hat.

Typlokalität

Steinbruch Röt (WILDI 1976, Koord. 651.700/266.775).

Obere Bunte Mergel: 10–20 m

Die Oberen Bunten Mergel sind hauptsächlich durch blutrot bis violett gefärbten, abwechslungsweise graugrünen, sandigen und dolomitischen Tonmergel gekennzeichnet. PETERS (1964) und FREY (1969) haben diese Abfolge mineralogisch eingehend untersucht (Ziegeleirohstoff, s. Kap. Rohstoffe, S. 101).

Seit den 1970er-Jahren wurden in der Grube Gruhalde der Tonwerke Keller in Frick umfangreiche Reste von Plateosauriern gefunden, was die Tongrube zu einer der wichtigsten Fundstellen dieser Gattung in Europa macht. Das vollständige Skelett eines *Plateosaurus engelhardti* MEYER ist zusammen mit weiteren Funden im Sauriermuseum Frick ausgestellt.

MATTER et al. (1988a: 68ff.) stellten in der Bohrung Riniken (Ref. 34) ca. 0,8 m Stubensandstein und 9 m Knollenmergel fest (s. Fig. 3). In der Geothermiebohrung Bad Schinznach-S3 (Ref. 33) wurden diese Schichtglieder des Mittleren Keupers wahrscheinlich ebenfalls durchbohrt. Da das «Rhät» (Oberer Keuper) im Kartengebiet bisher nicht nachgewiesen wurde, kann von einer Schichtlücke zwischen den Oberen Bunten Mergeln und dem basalen Lias ausgegangen werden.

Aufschluss

In der Ziegeleigrube Gruhalde der Tonwerke Keller AG, Frick (Profil z.B. in GSELL 1968: Taf. 1; SANDER 1992). Hier liegen, etwa 5 m unter der Keuper/Lias-Grenze, die Saurierfunde von Frick (hierzu BITTERLI-BRUNNER 1987b: 24, SANDER 1992, BERGER et al. 1994).

JURA

Mit der Transgression des Meeres zu Beginn des Frühen Juras kam das Gebiet in den Einflussbereich eines offenmarinen epikontinentalen Schelfmeeres, das mindestens bis ins frühe Kimméridgien dominierte. Der Ablagerungsraum gehörte zunächst zum nordwesteuropäischen Germanischen Becken. Es entwickelte sich erst eine Verbindung nach Südwesten ins Burgund und zunehmend auch eine nach Süden. So kann das Jurameer der Region ab dem Mittleren Jura zum Nordrand der alpinen Tethys (Helvetischer Schelf) gerechnet werden. Bei Meerestiefen, die zwischen dem flachen und tieferen Schelfbereich pendelten, wurden während des Juras überwiegend kalkige, mergelige und tonige Sedimente abgelagert.

Besonders im Frühen und Mittleren Jura wurde die Sedimentation durch die Topographie des Meeresbodens, den Stand des Meeresspiegels und durch Strömungen geprägt. Auffallend sind relativ kleine Sedimentationszyklen und rasche laterale Mächtigkeitsschwankungen aufgrund von Becken und Schwellen im Ablagerungsraum, wobei auf letzteren kondensierte Schichtfolgen und Diskontinuitäten entstanden. In diesem Ablagerungsmilieu bildeten sich im Lias und im Dogger, namentlich an der Dogger/Malm-Grenze, Eisenoolithe.

Abgesehen von dysaeroben Phasen im Toarcien war die Wasserdurchlüftung gut. Es entwickelte sich eine reiche planktonische und benthonische Fauna, welche die Voraussetzung für die im Gegensatz zur Trias feine biostratigraphische Gliederung der Jura-Serie lieferte.

Lias

Im nördlichen Tafeljura zieht der Lias mit relativ schmaler Ausbissbreite als kontinuierliches Band vom Tiersteinberg im Westen bis ins Gebiet nordöstlich von Wil. Kleinere, isolierte Vorkommen blieben auf den Muschelkalkplateaus über Keuper erhalten, so z.B. in Keilgräben im Gebiet Schupfart–Stein und im Mettauer Tafeljura. Ein zweites Band von steil südfallendem Lias zieht entlang der Mandacher Überschiebung von Frick zum Ostrand des Kartengebietes. Ebenso verlaufen im Faltenjura zwischen Oberhof und Schinznach-Dorf z.T. steil einfallende, verschuppte Liaszüge parallel zu den grossen Überschiebungen.

Obwohl der Lias auf dem Kartenblatt an der Oberfläche verbreitet ist, sind gute Aufschlüsse zusammenhängender Profile heute selten und beschränken sich auf Kernbohrungen oder die wenigen künstlichen Anschnitte, z.B. in der Tongrube Gruhalde in Frick oder an der Staffelegg. Einen Überblick über Aufbau und stratigraphische Gliederung des Lias vermitteln die Figuren 3 und 4. Bei der Kartierung liess sich eine konsequente Gliederung nicht immer durchführen, im Fal-

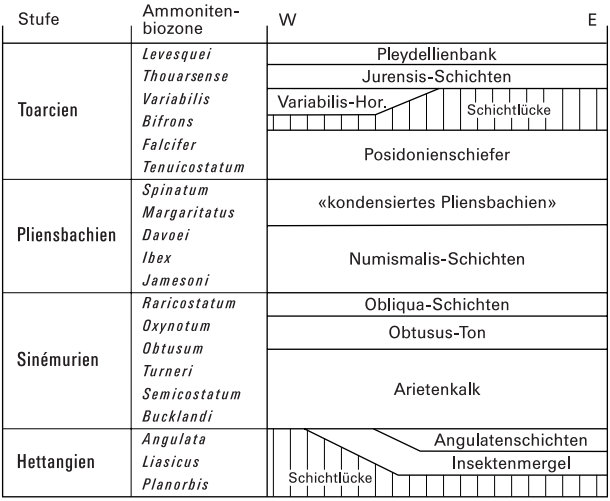


Fig. 4: Stratigraphische Gliederung des Lias im Kartengebiet.

tenjura wäre eine detaillierte Darstellung kartographisch zudem kaum möglich gewesen; der Lias wurde deshalb auf der Karte als Einheit zusammengefasst, nur im Nordosten, nördlich der Mandacher Überschiebung und östlich von Sulz, konnte eine Zweiteilung vorgenommen werden.

l_{1-3} **Insektenmergel bis Obtusus-Ton**: ca. 13–37 m

Insektenmergel: 2–9 m

Über dem hellen, bunten Keupermergel liegt erosiv und mit markantem Farbwechsel der schwarzgraue, fein geschichtete, teilweise feinsandige Insektenmergel (benannt nach der Insektenfauna der Schämbelen, Koord. ca. 659.3/256.9, LK-Blatt 1070 Baden; HEER 1865: 63). Er besteht im unteren Teil aus bituminösem, Pyrit führendem, lokal fossilreichem Tonstein (z.B. SCHLATTER 1975), der graduell in eine obere, kalkreichere Abfolge mit dünnen Schillkalklagen übergeht (JORDAN 1983: 357). MOESCH (1867) fand darin bei Gansingen ein dünnes Kohleflöz. Die Mächtigkeit des Insektenmergels nimmt von Osten nach Westen ab, vor allem auf Kosten der oberen, kalkreicheren Abfolge: von 9 m in der Bohrung Riniken auf ca. 2 m bei Frick.

Angulatenschichten: 0,1–2 m

Zwischen Insektenmergel und Arietenkalk liegen im Faltenjura die mehrheitlich sehr geringmächtigen Angulatenschichten (namengebendes Fossil: *Schlotheimia angulata* [SCHLOTHEIM]), die nordöstlich der Linie Effingen–Frick als bis zu 2 m mächtiger eisenschüssiger und z.T. eisenoolithischer Kalkarenit entwickelt sind.

Aufschluss

Weganschnitt ca. 200 m SSW Chillholz (Koord. 649.780/255.850): Eisenoolith.

Arietenkalk: 3–5 m

Die Angulatenschichten werden vom 3–5 m mächtigen, fossilreichen, dick gebankten z.T. sandigen Arietenkalk (oder *Gryphitenkalk*) überlagert (namengebende Fossilien: *Arietites bucklandi* [SOWERBY] und *Gryphaea arcuata* LAMARCK). Die Fazies- und Mächtigkeitsentwicklung vermittelt JORDAN (1983: Fig. 8a, b). Fossiltrümmer und angebohrte(?) Gerölle weisen auf stark bewegtes, untiefes Wasser, verhärtete Bankoberflächen mit Eisenhydroxid- und Phosphoritausscheidungen auf Hartgründe. Im Arietenkalk von Frick wurden verschiedene Knochen von Fischsauriern gefunden; ein recht vollständiger Schädel wurde als *Ichthyosaurus communis* CONYBEARE 1822 bestimmt (REISDORF et al., in Vorb.).

Der Arietenkalk bildet zusammen mit den Angulatenschichten eine markante Geländerippe.

Obtusus-Ton: 8–21 m

Über dem Arietenkalk folgt nach Jordan (1983: 367) eine Shallowing-upward-Sequenz, die mit dem dunkelgrauen, siltig-sandigen, Hellglimmer führenden Obtusus-Ton beginnt, welcher im nördlichen Kartengebiet die mächtigste Liaseinheit darstellt (s.a. BEHER 2004). In der Tongrube Gruhalde in Frick fand HALDIMANN (2004) im allgemein eher fossilarmen Obtusus-Ton neben anderen Mikrofossilien Holothuriensklerite (Skelettelemente von Seegurken).

l_{3-6} Obliqua- bis Jurensis-Schichten: ca. 5,5–20 m

Obliqua-Schichten: 2 m

Im Hangenden des Obtusus-Tons folgen die nach oben zunehmend kalkreichen, mergelig-knolligen bis bankigen Obliqua-Schichten als oberer Teil der Shallowing-upward-Sequenz. Die Kalkbänke der Obliqua-Schichten bilden mancherorts eine markante zweite Geländerippe über derjenigen des Arietenkalks.

Numismalis-Schichten: 2–3 m

Die Obliqua-Schichten werden von dem durch glaukonitische Tonstein- und Mergelfugen gebankten Muscheltrümmerkalk der Numismalis-Schichten überlagert. Das Dach dieser Abfolge bildet eine ca. 1 m mächtige fossilreiche Schicht, die von JORDAN (1983: Fig. 6) als *«kondensiertes Pliensbachien»* (Fig. 4) bezeichnet wurde. Diese enthält Ammoniten des frühen und späten Pliensbachiens sowie verwühlten Biomikrit, Limonitkrusten und Phosphoritknollen, die auf Sedimentationsunterbrüche und Aufarbeitung hinweisen.

GSELL (1968: Tab. 1) nannte die Abfolge über den Obliqua-Schichten (u.a. Jamesoni-Spinatus-Schichten) «Mittellias». Nomenklatorische Schwierigkeiten, die sich u.a. aus der Gliederung dieser Abfolge ergeben haben, diskutierten JORDAN (1983: 368f.) und MATTER et al. (1988a: 55).

Posidonienschiefer: < 0,1–5 m

Der Posidonienschiefer kann aufgrund seiner feinblättrigen Verwitterungsform auch in kleinen Aufschlüssen leicht erkannt werden. Seine Mächtigkeit schwankt zwischen wenigen Zentimetern und 5 m. Lithologisch besteht er aus schwarzgrauem, fein geschichtetem bituminösem Tonstein mit zwischengeschalteten Stinkkalkbänken, bräunlichem Tonmergel und vereinzelt auch Gagatlinsen. Der Gehalt an organischem Kohlenstoff beträgt in der Bohrung Riniken (Ref. 34) 3,1%, kann lokal aber >10% erreichen (Ölschiefer, s. Kap. Rohstoffe, S. 105). Der Posidonienschiefer wurde in einem ausgedehnten Flachmeer mit stagnierendem, sauerstoffarmem Tiefenwasser abgelagert, wobei eine Anreicherung von organischer Substanz am Meeresboden stattfand (KUHN & ETTER 1994).

Im Kartengebiet tritt die namengebende Muschel *Steinmannia* (ehemals: *Posidonia*) *bronni* (GOLDFUSS) nicht auf, hingegen sind *Pseudomonotis substriata* (MÜNSTER) und *Pseudomytiloides dubius* (SOWERBY) und Ammoniten häufig. Bemerkenswerte Vertebratenreste stellen die Fischfunde (*Leptolepis* sp.) aus der untersten Stinkkalkbank in der Umgebung von Frick (MEYER & FURRER 1995) sowie die beiden unvollständigen Ichthyosaurierschädel von der Staffelegg dar.

Jurensis-Schichten: 1,5–5 m

Die Jurensis-Schichten (bzw. *Jurensis-Mergel*) bestehen aus dunkel- bis hellgrauem, fossilreichem, z.T. kalkigem Mergel mit knolligen Kalkkonkretionen. An der Basis findet sich eine Bank mit Phosphoritknollen und Pyrit: der *Variabilis-Horizont* (JORDAN 1983, vgl. auch RIEBER 1973; Fig. 4).

Die Ablagerungen des Frühen Juras werden von einer wenige Zentimeter mächtigen, dunklen Mergelschicht abgeschlossen, der *Pleydellienbank* (Fig. 4). Diese ist reich an Fossilien, u.a. *Cotteswoldia* (Synonym: *Pleydellia*) *aalensis* (ZIETEN), *C. distans* (BUCKMAN) und *C. fluitans* (DUMORTIER) (vgl. SCHULBERT 2001) und leitet zum Opalinus-Ton über.

Eine Gliederung der Jurensis-Schichten und die Grenzziehung zwischen Lias und Dogger wurde von TRÖSTER (1987) mittels Ostrakoden und Foraminiferen erarbeitet.

Dogger

Im Gebiet von Blatt Frick-Laufenburg sind Sedimente des bis fast 300 m mächtigen Doggers im Tafel- wie auch im Faltenjura an der Oberfläche grossflächig verbreitet. Die harten, kompetenten Kalkbänke des Hauptrogensteins dominieren die typische Schichtstufenlandschaft im Tafeljura, z.B. im Plateau von Tiersteinberg-Anwil oder im Nordteil der Herznach-Bözberg-Tafel. Morphologisch zurück treten die tonige Schichtfolge des Opalinus-Tons und die zyklischen Wechsellagerungen von Ton, Mergel und Kalk der Passwang-Formation und des «oberen Doggers».

Der Dogger im östlichen Jura war in den letzten Jahren Gegenstand zahlreicher Untersuchungen, die sich auch mit seiner Stratigraphie im Kartengebiet befassten. Speziell sei hier auf die Arbeiten von ALLIA (1996): Opalinus-Ton; BURKHALTER (1993, 1996): Passwang-(Allo-)Formation sowie GONZALEZ (1993) und WETZEL & GONZALEZ (1996): Hauptrogenstein, hingewiesen. Diese Autoren haben z.T. eine revidierte stratigraphische Gliederung und auch eine angepasste modernere Nomenklatur erarbeitet, die hier zur Anwendung kommt.

a_1 **Opalinus-Ton**: ca. 95–120 m

Die mächtige Tonsteinfolge ist im Kartengebiet zwar weit verbreitet, jedoch schlecht aufgeschlossen: Das quellfähige Gestein neigt an Hängen zur Instabilität und damit zu z.T. grossflächigen Rutschungen. Gute, meist aber unvollständige Profile sind u.a. in den Tongruben Cheeslete (Koord. 643.9/260.8), Eriwis (Koord. 652.6/256.2) und an der Staffelegg (Koord. 647.0/254.0) zugänglich (s. Kap. Rohstoffe, S. 101f.). Die im Opalinus-Ton durchgehend gekernte Bohrung Riniken (Ref. 34) liefert das einzige vollständige Profil der Region (Mächtigkeit 119,8 m, MATTER et al. 1988a).

Lithologisch besteht der Opalinus-Ton vorwiegend aus grauem bis grauschwarzem, Quarz und Glimmer führendem Tonstein. Das Sediment ist meist laminiert, zeigt aber auch Rippelmarken und ist oft auch verwühlt (MATTER et al. 1988a: Beil. 7a, V. Allia in WETZEL et al. 1993: Fig. 13). Im unteren Abschnitt sind ausgedehnte Lagen von Kalkkonkretionen relativ häufig. Ihre Entstehung führt ALLIA (1996: 51) auf Bioturbation zurück. Mit nach oben zunehmender Häufigkeit treten 1–10 cm mächtige siltig-feinsandige Einschaltungen auf. Diese zeigen eine Gradierung und deutliche Flaser- oder Linsenschichtung. Solche Sedimente sind typisch für Ablagerungen im Bereich der Sturmwellenbasis (Sturmlagen); sie deuten auf eine Wassertiefe um ca. 30 m. In den höheren Anteilen des Opalinus-Tons

sind auch Karbonate (Kalzit, Siderit) als knollige Sandmergel oder bis ca. 30 cm mächtige biomikritische Bänke zu beobachten.

Im Kartengebiet bildet eine 10–20 cm mächtige, leicht eisenoolithische biomikritische Kalkbank mit Hartgrund das Dach des Opalinus-Tons (BURKHALTER 1996: Fig. 7, 8).

Für die lithostratigraphische Gliederung des Opalinus-Tons sei auf BLÄSI (1987) und ALLIA (1996) verwiesen. Biostratigraphische Aspekte, Abgrenzung und Einstufung behandeln u.a. GSELL (1968), LUSSER (1980), TRÖSTER (1987), BLÄSI (1987) und ETTER (1990).

a_2-i_1 Passwang-Formation: ca. 35–85 m

Die früher zum «unteren Dogger» zusammengefasste Schichtfolge von den Murchisonae- bis zu den Blagdeni-Schichten auct. (z.B. BUXTORF 1901, BLÄSI 1987) haben BURKHALTER (1993) und GONZALEZ (1993) neu bearbeitet. Nach einem Beschluss des Stratigraphischen Komitees der Schweiz (SKS) im Jahr 2004 wurden die Passwang-Alloformation (BURKHALTER 1993, 1996) und die genetisch zum untersten Sedimentationszyklus des Hauptrogensteins zu rechnenden Rothenfluh-Schichten (Blagdeni-Schichten auct.; GONZALEZ 1993: 152, s. a. SCHMASSMANN 1945: 143) zur *Passwang-Formation* vereinigt (Fig. 5) und die bis dahin informellen neuen Untereinheiten dabei in den Rang von Members erhoben.

Figur 5 zeigt die Gegenüberstellung von «unterem Dogger» und Passwang-Formation und der jeweiligen Untereinheiten. Für Details und Definitionen sei auf die genannten Arbeiten verwiesen.

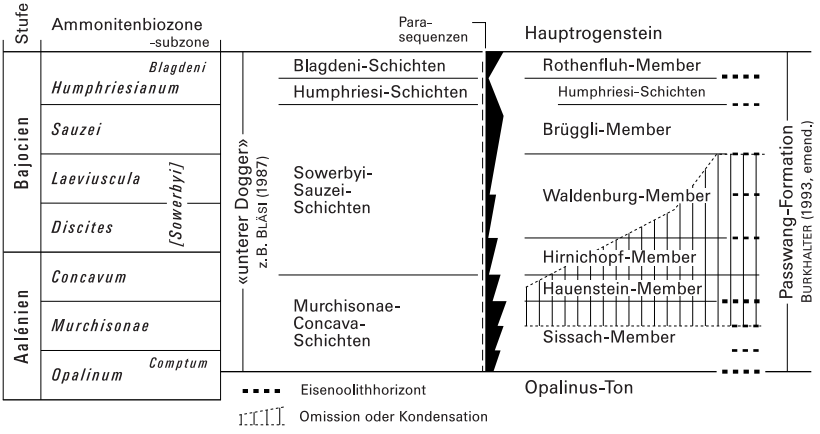


Fig. 5: Stratigraphische Gliederung der Passwang-Formation im Kartengebiet.

Im Gebiet von Blatt Frick-Laufenburg ist die Passwang-Formation nur in unvollständigen Teilprofilen aufgeschlossen. Der Fossilreichtum der kondensierten Abschnitte erlaubt es aber oft, auch Teilprofile stratigraphisch einzustufen.

Nach BURKHALTER (1996: 889), ebenso LUSSER (1980: Fig. 3-1) und BLÄSI (1987: Fig. 2), lässt sich die Passwang-Formation in eine Abfolge von mehreren Shallowing-upward-Zyklen (Parasequenzen) unterteilen. Es sind dies Zyklen, die mit terrigenen, in tieferem Wasser abgelagerten Sedimenten (sandiger Tonstein, Mergel) beginnen und nach oben in Flachwasserkarbonate übergehen. Im Dach tritt meist ein Eisenoolithhorizont auf, auch Hartgründe sind häufig.

Der Ablagerungsraum der Passwang-Formation zeigt im Gebiet von Blatt Frick-Laufenburg eine deutliche Gliederung in Becken und Schwellen; ein Depotzentrum besteht im Gebiet westlich von Frick, während der Ostrand des Kartengebietes (z.B. Riniken) auf eine Schwellenzone fällt. Hier sind einige der Members infolge Kondensation bzw. Omission unvollständig ausgebildet oder fehlen ganz. Im gekernten Profil der Bohrung Riniken (Ref. 34, Mächtigkeit der Passwang-Formation 40,6 m; vgl. MATTER et al. 1988a: 33ff.) sind nach BURKHALTER (1993, 1996) das Hauenstein-, Hirnichopf- und Waldenburg-Member stark reduziert und insgesamt nur 1,2 m mächtig. Westwärts, im Gebiet von Frick, nimmt die Mächtigkeit der reduzierten Schichtglieder auf kurze Distanz stark zu, und die Gesamtmächtigkeit der Passwang-Formation erreicht im Profil Sespe (3 km SW Frick) rund 75 m (Fig. 6; vgl. GSELL 1968 u. Isopachenkarten in BURKHALTER 1996: Fig. 16, 18–21).

Sissach- und Hauenstein-Member: ca. 5–15 m

Die beiden Members (*Murchisonae-Concava-Schichten* auct.) bestehen vorwiegend aus sandigem, Glimmer führendem Mergel und stark verwühltem biodetritischem Sandkalk. Drei Eisenoolithhorizonte und der typische Fossilinhalt machen diese Abfolge zu guten Leitschichten beim Kartieren.

Aus Profilen der weiteren Umgebung von Frick, die von LIEB (1953, 1955, 1957) biostratigraphisch bearbeitet wurden, liegt umfangreiches Fossilmaterial vor, so u.a. *Ludwigia (L.) murchisonae* (SOWERBY) und *Graphoceras (G.) concavum* (SOWERBY). Detaillierte Profilbeschreibungen und Faunenlisten liefern BRÄNDLIN (1911: 57ff.) und GSELL (1968: 43ff., Taf. II).

Aufschluss

Das Sissach-Member ist südöstlich des Hofes Sespe bei Koord. ca. 641.000/260.250 aufgeschlossen.

Hirnichopf-, Waldenburg- und Brüggli-Member p.p.: ca. 20–35 m

Vom Frickberg beschrieb BRÄNDLIN (1911: 59f.) ein Profil von ca. 30 m Mächtigkeit. Das Hirnichopf- und Waldenburg-Member (*Sowerbyi-Schichten* auct.,

10,7 m) beginnen mit einem 0,5 m messenden Kondensationshorizont mit dunklem, eisenoolithischem, oft spätigem Kalk und angebohrten Kalkknollen mit *Sonninia sowerbyi* (SOWERBY). Darüber folgt grauer Mergel und eine Bank von spätigem eisenoolithischem Kalk. Das Brüggli-Member (*Sauzei-Schichten* auct., «Neutrale Zone» auct.) wird von sandigem, Glimmer führendem Tonmergel mit *Zoophycos* isp. (*«Cancellophycos»*) und sandig-biodetritischen, nach oben leicht eisenoolithisch werdenden Kalkbänken gebildet (Mächtigkeit ca. 20 m).

Das Gebiet um Gansingen liegt im Bereich einer Schwellenzone, an der sich eine Mächtigkeitsreduktion besonders des Hirnichopf- und des Waldenburg-Members von Westen nach Osten manifestiert (BURKHALTER 1996: Fig. 20f.).

Humphriesi-Schichten: 1–5 m

Der fossilreiche eisenoolithische Kalk und Mergel mit *Stephanoceras humphriesianum* (SOWERBY) bildet im Feld einen leicht zu identifizierenden Leithorizont. Der hohe Eisengehalt (bis 24 %) gab Anlass, diese Schichten in die Fricktaler Eisenerzprospektion einzubeziehen (z.B. Bohrung Figget-N 214, Ref. 3 [Fig. 6], ebenso Schürfungen, vgl. FEHLMANN & RICKENBACH 1962: 53, Details in GSELL 1968: 52, Taf. II). Nach LUSSER (1980), BLÄSI (1987: 426) und BURKHALTER (1993, 1996) gehören die Humphriesi-Schichten zusammen mit dem Brüggli-Member zu einem Sedimentationszyklus, der im Dach mit einem Hartgrund abschliesst.

Rothenfluh-Member: ca. 10–33 m

Nach SCHMASSMANN (1945), LUSSER (1980) und GONZALEZ (1993) ist das Rothenfluh-Member (*Blagdeni-Schichten* auct.) Teil des über den Humphriesi-Schichten beginnenden Sedimentationszyklus des unteren Hauptrogensteins. Die zur Biozone des *Teloceras blagdeni* SOWERBY gehörende Schichtfolge besteht aus dunkelblaugrauem, Glimmer führendem Sandmergel, dem sich in der oberen Hälfte zunehmend Kalkknauerlagen zuschalten. Parallel dazu werden eingestreute Kalkooide häufiger, was die Abgrenzung zu den hangenden, bereits zum Hauptrogenstein gestellten Unteren Acuminata-Schichten erschwert.

Im Gebiet von Thalheim am südlichen Rand des Kartengebietes dürfte das Rothenfluh-Member teilweise in den Faziesbereich des Gisliflue-Korallenriffs reichen. Anstehende Vorkommen konnten im Kartengebiet nicht gefunden werden (MÜHLBERG 1908, WETZEL et al. 1993), doch treten Riffkorallen im Bergsturzschutt südlich von Thalheim auf.

Die Mächtigkeit des Rothenfluh-Members folgt dem Trend innerhalb der Passwang-Formation und nimmt von Osten nach Westen zu: von 12,5 m in der Bohrung Riniken (Ref. 34) auf ca. 30 m nördlich des Asperstrihen und 33 m in der Bohrung Figget-N 214 (Ref. 3) bei Wölflinswil (Fig. 6).

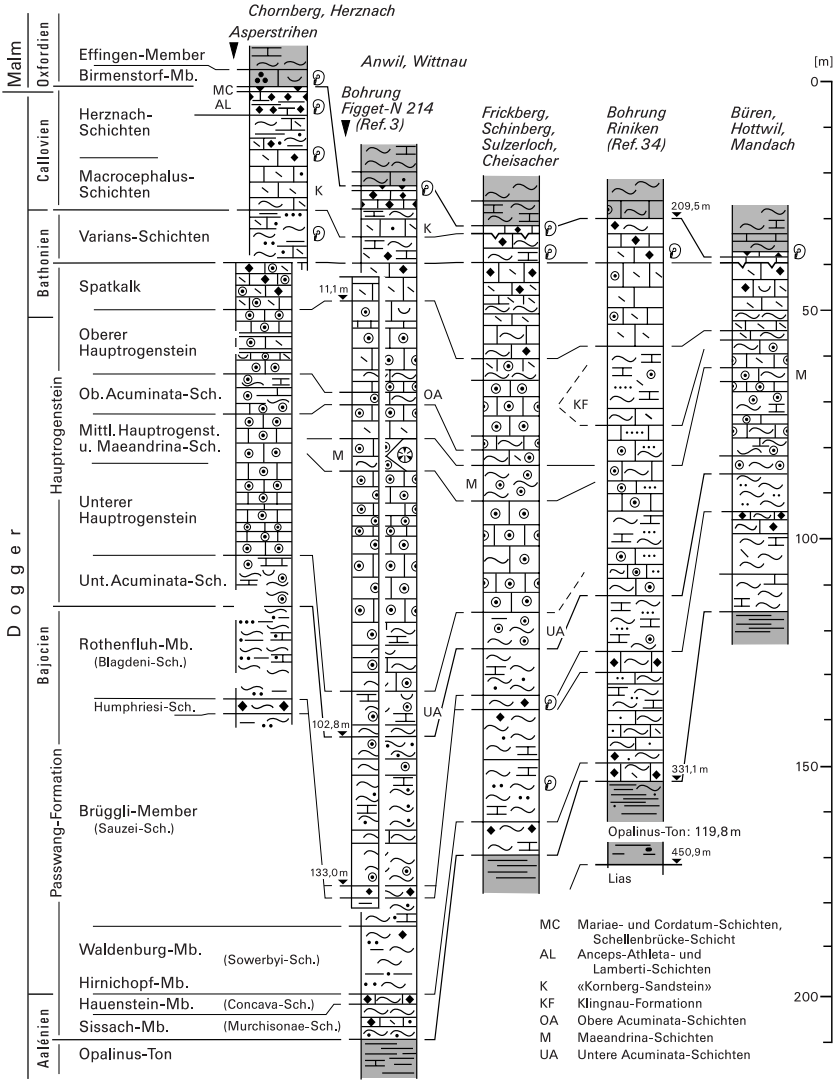


Fig. 6: Lithologie und Gliederung von Passwang-Formation, Hauptrogenstein und «oberem Dogger». Legende s. Fig. 1, S. 12.

i_{1-2} Hauptrogenstein: ca. 80–110 m
Östlich der Linie Gansingen–Schinznach: **Klingnau-Formation**

Im mittleren Mitteljura lag das Kartengebiet grösstenteils im Bereich der meist sehr untiefen Keltischen Karbonatplattform. Hier wurden nach WETZEL & GONZALEZ (1996) in drei Sedimentationszyklen vorwiegend oolithische Kalke abgelagert: der Hauptrogenstein. Östlich des Plattformrandes kam es zeitgleich zur Sedimentation einer überwiegend mergeligen Schichtfolge (Parkinsoni-Schichten s.l.) in einem epikontinentalen Becken (Schwäbische Fazies). GONZALEZ (1993) definierte diese Ablagerungen als Klingnau-Formation. Der Plattformrand lag nahe der Ostgrenze des Kartengebietes, so dass beide Faziesbereiche im Gebiet von Blatt Frick-Laufenburg vertreten sind (Fig. 7).

Die verwitterungsresistenten Kalke des Hauptrogensteins bilden im Tafel- und Faltenjura gut aufgeschlossene, markante Steilstufen. Im Hinblick auf die z.T. raschen lithologischen Übergänge (Faziesverfingerung) schien es angezeigt, die verschiedenartigen Ausbildungen des mittleren Doggers zur Kartiereinheit Hauptrogenstein zusammenzufassen.

Untere Acuminata-Schichten: 10–15 m

Die Unteren Acuminata-Schichten folgen ohne scharfe Grenze über dem Rothenfluh-Member. Es ist ein fossilreicher (namengebend: *Liostrea acuminata* SOWERBY), dunkelgrauer, Ooide führender, oft glimmerhaltiger siltiger Mergel mit eingeschalteten Kalkmergelbänken. Die Mächtigkeit nimmt von Westen nach Osten zu.

Aufschlüsse

- Asperstrihen, 200 m ENE Pt. 838 m (GONZALEZ 1993).
- Wittnauer Homberg, unterhalb Ruine Homberg, 1,1 km N Wittnau.
- Dreierberg, entlang Waldweg (Koord. 650.45/256.75).

Unterer Hauptrogenstein: ca. 50 m

Im Hangenden der Unteren Acuminata-Schichten ist der Untere Hauptrogenstein häufig gut aufgeschlossen. Der meist schräg geschichtete oolithische Kalk erreicht im westlichen Kartengebiet eine Mächtigkeit von ca. 50 m (48 m in Bohrung Figget-N 214, Ref. 3; Fig. 6). Nach Osten und Südosten erfährt er eine drastische Reduktion zugunsten einer überwiegend mergeligen Entwicklung. Im Gebiet Hottwil–Mandach–Riniken, aber auch im Südosten am Linnerberg und bei Kasteln (WNW Oberflachs) zeigen sich Anklänge an die unteren Abteilungen der Klingnau-Formation.

Im Gebiet der Gisliflue, ca. 1 km südlich von Thalheim (LK-Blatt 1089 Aarau), ist der Untere Hauptrogenstein z.T. als Korallenriff (Bioherm) ausgebildet (WULLSCHLEGER 1966).

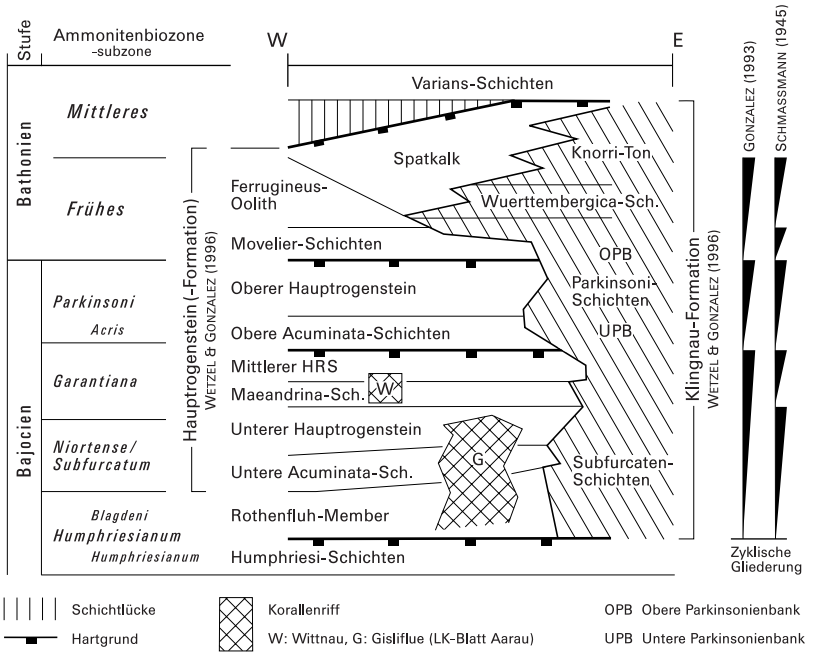


Fig. 7: Stratigraphische Gliederung von Hauptrogenstein und Klingnau-Formation im Kartengebiet (nach WETZEL & GONZALEZ 1996).

Maeandrina-Schichten und Mittlerer Hauptrogenstein: 10–15 m

Über einer z.T. angebohrten Omissionsfläche, die bei Ueken mit austernbesiedelten Geröllen vergesellschaftet ist (SCHMASSMANN 1945: 80), beginnen die aus Mergel und Kalkoolith bestehenden, lokal fossilreichen Maeandrina-Schichten, u.a. mit *Hemicidaris maeandrina* AGASSIZ.

Im Gebiet Wittnau–Anwil sind isolierte Korallenfleckriffe (patch reefs) verbreitet; sie wurden – etwas ungenau – gesamthaft als «Riff» von Wittnau beschrieben. Die Mächtigkeit der Riffkörper kann bis ca. 7 m erreichen (MOHLER 1936, WULLSCHLEGER 1971, WETZEL & GONZALEZ 1996: Fig. 6e).

Nach Osten gehen die Maeandrina-Schichten z.T. in spätige Ausbildung und anschliessend ohne wesentliche Mächtigkeitsänderung in den Ooide führenden Mergel der Klingnau-Formation über.

Zwischen den Maeandrina-Schichten und den hangenden Oberen Acuminata-Schichten liegt der aus feinkörnigem Kalkoolith, Schillkalk und mergeligem Kalkoolith aufgebaute Mittlere Hauptrogenstein sensu SCHMASSMANN (1945). Auch er wird gegen Osten zunehmend mergelig und ist am östlichen Karten-

gebietsrand in der Fazies der Klingnau-Formation entwickelt. Schwierigkeiten bei der Abgrenzung der Maeandrina-Schichten und des Mittleren Hauptrogensteins zum Liegenden haben BLÄSI (1987) und WETZEL & GONZALEZ (1996) veranlasst, diese Schichten zum Unteren Hauptrogenstein zu rechnen.

Aufschlüsse

- Korallenfleckriff: Wittnauer Homberg (Koord. 639.250/260.280).
- Fossilreiche Maeandrina-Schichten: Talhalden südöstlich von Sulz (Koord. 650.500/263.450); Heister, ca. 800 m nordwestlich von Schinznach-Dorf.

Typlokalität

Maeandrina-Schichten: Chorndletehalden (Koord. 644.250/260.400).

Obere Acuminata-Schichten: 1–4 m

Die Oberen Acuminata-Schichten überlagern den Mittleren Hauptrogenstein über einer regional ausgebildeten Omissionsfläche. Es ist ein grauer, Ooide führender Mergel mit eingelagerten, teilweise spätigen Kalkbänken. MÜHLBERG (1898), BRÄNDLIN (1911) und BRAUN (1920a) erwähnten *Clypeus* sp., *Echinobrissus* sp., Terebrateln sowie Rhynchonellen aus den Oberen Acuminata-Schichten des westlichen und zentralen Kartengebietes, WETZEL & GONZALEZ (1996) aus angrenzenden Gebieten *Parkinsonia acris* WETZEL und *P. subarietis* WETZEL.

Oberer Hauptrogenstein und Movelier-Schichten: 15–20 m

Über den Oberen Acuminata-Schichten folgt im Westen der Obere Hauptrogenstein, eine Abfolge von hellem, z.T. spätigem Kalkoolith. Er wird im Osten des Gebietes ebenfalls zunehmend mergelig und geht ohne scharfe Grenze in die Klingnau-Formation (mit *Parkinsonia parkinsoni* SOWERBY) über.

Die Movelier-Schichten führen im Basler Tafeljura Korallen und bestehen aus meist spätigem Kalk und Mergel. Sie lassen sich im Kartengebiet, falls vorhanden, nicht sicher vom Oberen Hauptrogenstein abtrennen (vgl. z.B. GSELL 1968: Taf. III).

Spatkalk: <1–22 m

Der Spatkalk bildet im ganzen Kartengebiet das Dach des Oberen Hauptrogensteins. Er reicht nach Osten bis weit in das Faziesgebiet der Klingnau-Formation.

Auf grauen, Fossilien führenden Mergel und Lagen von mergelig-oolithischem Spatkalk an der Basis folgt eisenschüssiger Kalkoolith, spätiger Kalk und rostbrauner Eisenoolith (Fe-Gehalt bis 17%). Die Vorkommen von *Ostrea knorri* ZIETEN und *Parkinsonia ferruginea* (OPPEL) weisen auf eine Korrelation mit dem groboolithischen *Ferrugineus-Oolith* im Westen und dem *Knorri-Ton* im Osten hin. Die Mächtigkeit zeigt mit ca. 22 m ein Maximum im Gebiet nördlich von Hor-

nussen (Depotzentrum über dem Plattformrand) und nimmt sowohl nach Südwesten als auch nach Osten ab (von <1 m N Kienberg auf 6,2 m bei Mandach; vgl. FEHLMANN & RICKENBACH 1962: 17 u. Fig. 13).

«Oberer Dogger»

Die Ablagerungen des späten Mitteljuras und des aus Gründen der Kartierbarkeit dazu gestellten Frühen Oxfordiens sind besonders im Osten des Kartengebietes teilweise stark kondensiert (Gesamtmächtigkeit <0,5 m). Trotzdem ermöglicht der grosse Ammonitenreichtum eine Feingliederung dieser Schichtfolge. Nur in der Umgebung von Herznach, wo sich ein Depotzentrum des «oberen Doggers» befindet, kann dieser in zwei Kartiereinheiten gegliedert werden.

i_{2-3} **Varians-Schichten**: <0,5–13 m

Mit einer Omissionsfläche (u.a. angebohrte Gerölle) an der Basis und im Dach bilden die lagenweise fossilreichen Varians-Schichten einen eigenständigen Sedimentationszyklus. Lithologie und Mächtigkeit zeigen starke Wechsel: Die Schichtfolge besteht aus einer Wechsellagerung von grauem bis rostrotem, meist knollig-mergeligem, eisenschüssigem oder eisenoolithischem, oft spätigem Kalk und grauem, sandigem Mergel. Lagenweise sind Brachiopoden häufig, u.a. *Rhynchonelloidella alemanica* (ROLLIER) (ehemals: *R. varians*). Eine Fossilliste gibt z.B. GSELL (1968: 62ff.).

Die Mächtigkeit der Varians-Schichten erreicht mit ca. 13 m ein Maximum im Zentrum des Kartengebietes. Die Gebiete am östlichen und westlichen Kartenrand liegen nach BITTERLI (1977) beide im Bereich von Schwellen mit reduzierten Schichtmächtigkeiten bzw. Kondensation.

Fossilien

Im Gebiet Cheisacher (ca. 1 km ESE Obersulz): Cephalopoden: z.B. *Oxycerites aspidoides* (OPPEL), Seeigel: *Holectypus depressus* (LESKE), *Nucleolites hugi* (AGASSIZ) und Brachiopoden: *Rhynchonelloidella alemanica* (ROLLIER), die so genannten Cheisacher-Tübli.

i_{3-4} **Macrocephalus-Schichten, «Kornberg-Sandstein» und Herznach-Schichten**: 0,1–29 m

Macrocephalus-Schichten und «Kornberg-Sandstein» <0,1–24 m

Im Gebiet um Herznach, wo die ins Frühe Callovien (Herveyi-Zone) gestellten Macrocephalus-Schichten (namengebendes Fossil: *Macrocephalites macrocephalus* SCHLOTHEIM) nach AMSLER (1936a) am mächtigsten entwickelt sind, besteht die Abfolge im unteren Teil aus graubeigem sandigem Mergel und knauerigen Lagen von Sandkalk. Dieser untere Teil ist nur schlecht aufgeschlossen. Das Dach der Schichtfolge bildet ein ca. 4 m mächtiger gelblicher, feinspätiger Kalk-

arenit, der in mehreren Steinbrüchen als «Kornberg-Sandstein» abgebaut wurde. Gemäss BITTERLI (1977) handelt es sich dabei um ein Äquivalent der Dalle nacrée.

Über den Kalkareniten folgen noch ca. 1,5 m knaueriger Mergel und mit scharfem Kontakt Eisenoolith (vgl. JEANNET 1951: Fig. 2, GSELL 1968: 66), dessen Basis zu den Herznach-Schichten gerechnet wird (s.u.).

Mit Annäherung an die «östliche Schwellenzone» (BITTERLI 1977) am Ostrand des Kartengebietes reduziert sich die Mächtigkeit der Macrocephalus-Schichten und des «Kornberg-Sandsteins»: auf ca. 12 m am Cheisacher (E Obersulz), ca. 2 m am Linnerberg und noch ca. 0,1 m bei der Weierhalde (ca. 1 km SSE Büren) (BITTERLI 1977: Fig. 4.6, 4.8).

Aufschluss

Aufgelassener Steinbruch auf dem Chornberg bei Hinter Raibach (Koord. 643.825/ 258.575).

Herznach-Schichten: < 0,1–5 m

GYGI (2000a: 133, 2000b: 51f.) definierte die überwiegend eisenoolithische Schichtfolge zwischen dem «Kornberg-Sandstein» und dem Birmenstorf-Member der Wildegg-Formation als Herznach-Formation. Wir benennen diese Schichtfolge, welche die Dogger/Malm-Grenze überspannt, hier in Anlehnung an R. Gygis Definition informell als Herznach-Schichten, da sie nur gebietsweise als eigenständige Einheit kartierbar ist.

Im Wesentlichen beinhalten die Herznach-Schichten das im Fricktaler Erzgebiet abgebaute oolithische Eisenerz. Dieses setzt über dem «Kornberg-Sandstein» ein, darüber folgen die früher Anceps-Athleta-, Lamberti-, Mariae- und Cordatum-Schichten genannten Bänke. In der Umgebung von Herznach erreicht die Abfolge eine maximale Mächtigkeit von rund 5 m, während sie west-, süd- und ostwärts in den Schwellenzonen auf einige Dezimeter, z.T. auch weniger, reduziert ist.

Die *Anceps-Athleta-* und *Lamberti-Schichten* (Mittleres – Spätes Callovien) bestehen im Kartengebiet aus einer meist auf wenige Dezimeter kondensierten Folge von eisenoolithischem Mergel und Kalk. Diese führt neben den Leitammoniten *Quenstedtoceras (Lamberticeras) lamberti* (SOWERBY) und *Reineckeia anceps* (REINECKE) eine überaus reiche Ammonitenfauna, die von JEANNET (1951, 1954) und GYGI & MARCHAND (1982) bearbeitet wurde, sowie eine grosse Zahl weiterer Fossilien, darunter Reste von Plesiosauriern.

Im Fricktaler Erzgebiet von Herznach-Wölflinswil ist diese Schichtfolge zu einer vergleichsweise mächtigen Abfolge von rostbraunem bis violettem, mergeligem Eisenoolith mit Eisenooide führenden, z.T. kalkig-knauerigen Mergellagen entwickelt (vgl. Kap. Rohstoffe, S. 102ff. u. Fig. 19). Die Entstehung und Ablagerung von Eisenoolithen diskutieren u.a. BITTERLI (1977, 1979), GYGI (1981), GEHRING (1985) und BURKHALTER (1995).

Mariae- und *Cordatum-Schichten, Schellenbrücke-Schicht* (Frühes Oxfordien): Die mergeligen, im Dach knauerigen, z.T. auch als Eisenoolith ausgebildeten Mariae-Schichten mit *Cardioceras mariae* (D'ORBIGNY) sind bei Herznach ca. 0,4 m mächtig, westlich von Wölflinswil bis ca. 1,5 m.

Die Cordatum-Schichten bzw. Schellenbrücke-Schicht mit *Cardioceras cordatum* (SOWERBY), das jüngste Glied der Herznach-Schichten, bilden einen geringmächtigen, über weite Gebiete durchgehenden, ca. 0,1–0,4 m mächtigen Horizont von meist rotbraunem Mergel und knolligem Kalkmergel mit eingestreuten, charakteristisch gelben, z.T. über 2 mm grossen Eisenooiden. Häufig sind auch Limonitkrusten oder limonitumkrustete Kalkbrocken und Fossilien. Nach GSELL (1968) liegen im Gebiet zwischen Herznach und Kienberg die Cordatum-Schichten diskordant über den Mariae- oder den Anceps-Athleta-Schichten (GSELL 1968: Profile, Taf. IV). Die Ammoniten der Schellenbrücke-Schicht wurden von GYGI & MARCHAND (1982) und von GYGI (1998) beschrieben.

Typusprofil

Typusprofil der Herznach-Formation (bzw. -Schichten) ist das von JEANNET (1952: Fig. 2) publizierte, nicht mehr zugängliche Profil im Eisenerzbergwerk Herznach (GYGI 2000b).

Malm

GYGI (2000a, b) publizierte in einem kommentierten Index der lithostratigraphischen Einheiten des Malms eine Übersicht über alle relevanten Autoren und Definitionen. Im Folgenden wird auf diesbezügliche Hinweise verzichtet. Einen Überblick über die Lithologie und Gliederung des Malms im Kartengebiet vermittelt Figur 8.

Das Frühe Oxfordien ist in den obersten Herznach-Schichten enthalten; diese sind im vorangehenden Abschnitt beschrieben.

i_{5-6} **Wildegg-Formation**: bis 230 m

Während im späten Mitteljura und zu Beginn des Oxfordiens eine akzentuierte, kleinräumige Strukturierung des Meeresbodens in Becken und Schwellen vorherrschte, vereinfachte sich im Mittleren und Späten Oxfordien die Situation im Kartengebiet. Es entstand ein uniformer Ablagerungsraum (vgl. aber ALLENBACH 2001) in einem relativ untiefen Schelfmeer mit offenmariner Kalk- und Mergelsedimentation.

Birmenstorf-Member: ca. 2,5–7 m

Das Birmenstorf-Member liegt über einer meist mit Limonit bekrusteten Omissionsfläche im Dach der Herznach-Schichten. Es wird von einer Wechsel-

folge von harten, fleckigen Schwammkalkbänken, dichtem, hellgrauem Kalk und grauen Mergelzwischenlagen gebildet. Besonders im unteren Abschnitt führt der Kalk und Mergel oft Glaukonit.

Das Birmenstorf-Member ist fossilreich: Neben Schwämmen, deren Anteil bis 20 % des Gesteinsvolumens ausmachen kann, sind auch Ammoniten häufig, u.a. Perisphincten und *Cardioceras (Vertebriceras) densiplicatum* BODEN. Fossillisten liefern GSELL (1968: 69f.), OESTERLE (1968, Mikrofauna) und GYGI (1969: 90f.).

Auf der Ammonitenfauna des Birmenstorf-Members ist die Transversarium-Ammonitenzone von OPPEL & WAAGEN (1866) begründet. Diese Ammoniten wurden im Kartengebiet in grossen Grabungen südwestlich von Ueken und im Eisengraben (Koord. 651.560/264.080, der Name erscheint nicht auf der Karte) von R. und S. Gygi geborgen. Die wichtigsten dieser Ammoniten sind in GYGI (1977, 2000b, 2001) und GYGI & MARCHAND (1982) publiziert. GYGI (1969) hat das Profil Eisengraben als Typusprofil für das Birmenstorf-Member vorgeschlagen.

Die harten Kalkbänke des Birmenstorf-Members bilden eine deutliche Geländestufe; mit ihrer typischen und konstanten Ausbildung ergeben sie vorzügliche Leitschichten.

Typusprofil

Im Eisengraben nordwestlich von Mönthal (GYGI 1969: 64, Taf. 17).

Effingen-Member: bis 220 m

Das Effingen-Member folgt ohne scharfe Grenze über dem Birmenstorf-Member. Es wird von einer mächtigen, monotonen Abfolge von blau- bis hellgrauem, selten feinsandigem Mergel gebildet. Dieser enthält sporadisch Pyrit, Feinglimmer und Glaukonit. In die Mergelfolge eingelagert sind mehrere Kalkmergel- und Kalkhorizonte (1– ca. 15 m). Dazu gehört auch die in der Grube Steinacher, 500 m nördlich von Mönthal, aufgeschlossene, ca. 15 m mächtige fein geschichtete Kalkbankfolge (s. Kap. Rohstoffe, S. 101f.), die *Gerstenhübel-Schichten* von GYGI (1969: 66).

Im Vergleich zum Birmenstorf-Member ist das Effingen-Member arm an Fossilien. GYGI & PERSOZ (1986: Tab. 3) nennen als Leitformen *Larcheria schilli* (OPPEL), *Perisphinctes (Dichotomoceras) bifurcatus* (QUENSTEDT) und *Euaspidoceras hypselum* (OPPEL). GSELL (1968: 70ff.) gibt Listen von Makro- und Mikrofossilien (Sporomorphen). Im Osten des Kartengebietes treten im unteren Effingen-Member vereinzelt Schwämme führende Kalkbänke auf.

i_6 **Villigen-Formation**: bis ca. 60 m

Die von GYGI & PERSOZ (1986) (neu) definierte Villigen-Formation («Malmkalke»; Spätes Oxfordien – Frühes Kimméridgien) umfasst das Geissberg-, Cre-

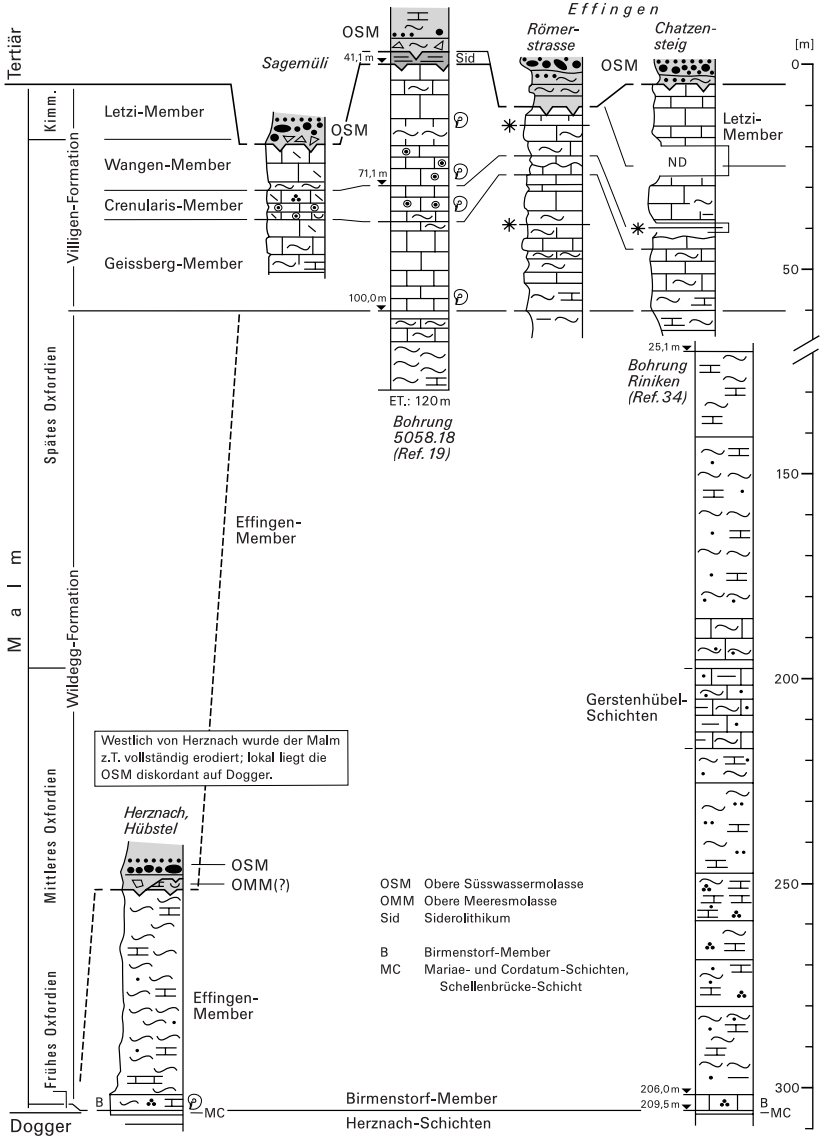


Fig. 8: Lithologie und Gliederung des Malms und dessen Überlagerung durch das Tertiär. Das in der Literatur beschriebene OMM-Vorkommen am Hübstel bei Herznach konnte bei den Kartierarbeiten nicht mehr aufgefunden werden (s. S. 48).

nularis-, Wangen- und Letzi-Member. Die einzelnen Schichtglieder, die auf MOESCH (1867, 1874) zurückgehen, haben Mächtigkeiten im Dekameterbereich, lassen sich aber, besonders in kleinen Aufschlüssen, lithologisch nicht sicher voneinander unterscheiden. Auf der Karte wurde die Villigen-Formation daher ungegliedert als Einheit zur Darstellung gebracht.

Die Villigen-Formation bildet östlich der Linie Sulzbann–Zeihen–Elfingen als Tertiärunterlage das Dach des Mesozoikums. Westlich dieser Linie wurden die Malmkalke vor der Ablagerung der Oberen Süsswassermolasse erodiert.

Aufschlüsse

Gute Aufschlüsse liefern vorwiegend alte Steinbrüche, z.B. oberhalb der Station Effingen (GYGI 1969), im Sagemülital, an der Bözbergstrasse und am Chatzensteig (Koord. 652.200/260.250; Fig. 8).

Geissberg-Member

Mit dem allmählichen Übergang vom Mergel des Effingen-Members zur kompakteren Kalkfolge beginnt das 15 bis 30 m mächtige Geissberg-Member. Es besteht aus geschichtetem bis gebanktem, graugelbem, dichtem Kalk von meist rauem Bruch sowie Mergelzwischenlagen. Pholadomyen und andere Muscheln sind zahlreich vertreten, Ammoniten hingegen selten. Im Bözberggebiet bildet oolithischer Kalkarenit eine Lokalfazies im obersten Geissberg-Member (GYGI et al. 1998: 538).

Typlokalität

Chameren, am Westende des Geissbergs (Koord. 655.000/264.400, genau auf der Ostgrenze des Kartengebietes); GYGI (2000a: 130).

Crenularis-Member

Das Geissberg-Member wird oberhalb einer korrodierten Schichtfläche von dem wenige Meter mächtigen, hellen, knollig anwitternden Crenularis-Member überlagert. Dieses enthält oft glaukonitisch imprägnierte Kalkknollen und Schwämme und führt neben zahlreichen Muscheln auch Ammoniten. Leitfossil: *Epipeltoceras bimammatum* (QUENSTEDT), namengebend: *Hemicidaris crenularis* AGASSIZ (nach MOESCH 1867).

Wangen-Member

Im Hangenden folgt das fossilarme, gebankte, glaukonitfreie Wangen-Member, das östlich der Linie Geissberg–Bözberg eine weisse, kreidige, Fossilien führende Fazies entwickelt, mit reicher Muschelfauna und *Taramelliceras (Metahaploceras) litocerum* (OPPEL). Das Dach bildet die dünne, glaukonitische Knollenschicht mit zahlreichen Brachiopoden.

Letzi-Member

Oberstes Schichtglied der Villigen-Formation ist das ins Kimméridgien gestellte, deutlich gebankte Letzi-Member. R. Gygi fand darin den Ammoniten *Subnebrodites laxevolutus* (FONTANNES) aus der Planula-Subzone (frühes Kimméridgien; abgebildet in GYGI 2000b: Taf. 1, Fig. 4).

Typlokalität

Aufgelassener Kalksteinbruch bei der Letzi, 1,5 km südwestlich von Mönthal (Koord. 652.130/262.070).

TERTIÄR

Überblick, Paläogeographie

Im Gebiet von Blatt Frick-Laufenburg sind Tertiärablagerungen im südlichen Tafeljura und in Teilen der Vorfaltenzone – hier mitverfaltet – erhalten geblieben. Die vollständigste, rund 200 m mächtige Tertiärabfolge befindet sich im Gebiet Bözberg–Villnachern. Im Faltenjura wurde das Tertiär, mit Ausnahme der Unteren Süsswassermolasse (USM) in der Synklinale von Thalheim, erodiert.

Im südöstlichen Kartengebiet liegt Siderolithikum auf dem Letzi-Member (Kimméridgien, Fig. 8); es liegt also eine bedeutende Schichtlücke vor (Fig. 9), die wenigstens teilweise einer festländischen Abtragungsperiode zugeschrieben werden kann. Es fehlen Ablagerungen des Späten Juras, der gesamten Kreide und des frühen Tertiärs, d.h. eines Zeitraums von rund 120 Millionen Jahren. Diagnostische Spuren möglicher Bildungen aus dieser Zeit (z.B. aufgearbeitete Kreidefossilien, vgl. FISCHER 1965: 64ff., Taf. 3) konnten im Kartengebiet bisher nicht nachgewiesen werden.

Ab dem späten Paläogen lag das Gebiet von Blatt Frick-Laufenburg in der nördlichen Randzone des Molassebeckens, gleichzeitig aber auch im Einflussbereich der Südabdachung des sich seit dem Oligozän hebenden Schwarzwalds (Foreland Bulge, LAUBSCHER 1992: 665). Die Lage am Beckennordrand, d.h. im distalen Bereich, äussert sich u.a. in der relativ geringen Mächtigkeit der Molasseablagerungen und auch daran, dass die Ablagerungen von vertikalen Verstellungen und von Änderungen der Erosionsbasis besonders stark beeinflusst wurden. Dies beweisen zahlreiche Diskordanzen, Schichtlücken und laterale Fazieswechsel (s. Fig. 9).

Die Molasseauflagerung zeigt insgesamt einen diskordanten Onlap, d.h. auf der mesozoischen Unterlage erscheinen nordwärts sukzessiv jüngere Molasseschichten. Als älteste Molasse überlagert die untere USM («Chattien») die Malm-

kalke bei Thalheim, die obere USM («Aquitanien») bei Villnachern. Die Obere Meeresmolasse (OMM) reicht in Relikten bis Oberbözberg und Bächli (1,5 km E Zeihen), und nördlich davon liegt die Obere Süsswassermolasse (OSM) auf Malm.

Zugleich verzahnen sich in dieser Randzone die von der Südabdachung des Schwarzwalds her geschütteten Konglomerate, die Juranagelfluh, mit der mittelländischen Molasse. Solche Geröllschüttungen erfolgten episodisch vom frühen Miozän (Aquitanien) bis ins späte Miozän (?Tortonien). Bei Villnachern erscheinen Dogger- und Malmgerölle erstmals in der oberen USM (= *Ältere Juranagelfluh*). Mit der OMM wurde die *Mittlere Juranagelfluh* abgelagert, und die als Aargauer Juranagelfluh bezeichnete jüngste Schüttung (= *Jüngere Juranagelfluh*) verzahnt sich im Bözberggebiet mit der beckenaxialen Glimmersandschüttung der mittelländischen OSM.

Als Folge einer als spät- bis post-OMM datierbaren Erosionsphase entwickelte sich ein markanter Hiatus in der Tertiärabfolge. Über grosse Gebiete westlich des Bözbergs wurden ältere Tertiärablagerungen bis auf Relikte abgetragen und auch die mesozoische Unterlage teilweise bis in den Dogger erodiert («Vindobone Peneplain»). Die Sedimentation der OSM erfolgte westlich einer Linie vom Linnerberg nach Oberbözberg diskordant zur Unterlage (Fig. 11 u. Taf. II), und in die Peneplain wurden mehrere Erosionsrinnen eingetieft.

Das Depotzentrum der Aargauer Juranagelfluhschüttung (OSM) liegt in der Osthälfte des Kartengebietes, während in der Westhälfte (W Herznach) Mergel und Süsswasserkalk in Seen oder untiefen Tümpeln zur Ablagerung kamen.

Figur 9 zeigt den Versuch einer litho- und chronostratigraphischen Gliederung des Tertiärs im Gebiet von Blatt Frick-Laufenburg. Dabei sind die verfügbaren Daten generell für eine genauere Einstufung und Korrelation der beobachteten Lithofazieseinheiten unzureichend. Die verwendete Namengebung folgt im Allgemeinen der bestehenden Literatur über die lokale Geologie. Dies geschieht im Bewusstsein der z.T. fragwürdigen stratigraphischen Anwendbarkeit dieser Terminologie (vgl. BERGER 1992: 595).

Eozän

e Siderolithikum

Die ins Eozän eingestuften Residualprodukte der kretazisch-frühtertiären Verwitterungsperiode blieben in Karsttaschen und -spalten auf der von Malmkalk gebildeten Oberfläche erhalten (vgl. HOFMANN 1991). Eine genauere Datierung der Vorkommen im Gebiet von Blatt Frick-Laufenburg ist nicht möglich.

Lithologie: gelbbrauner bis roter *Boluston*; ursprünglich ein illitisches, kalkfreies Auslaugungsprodukt, das durch SiO_2-Ausfuhr kaolinitisiert wurde, wobei

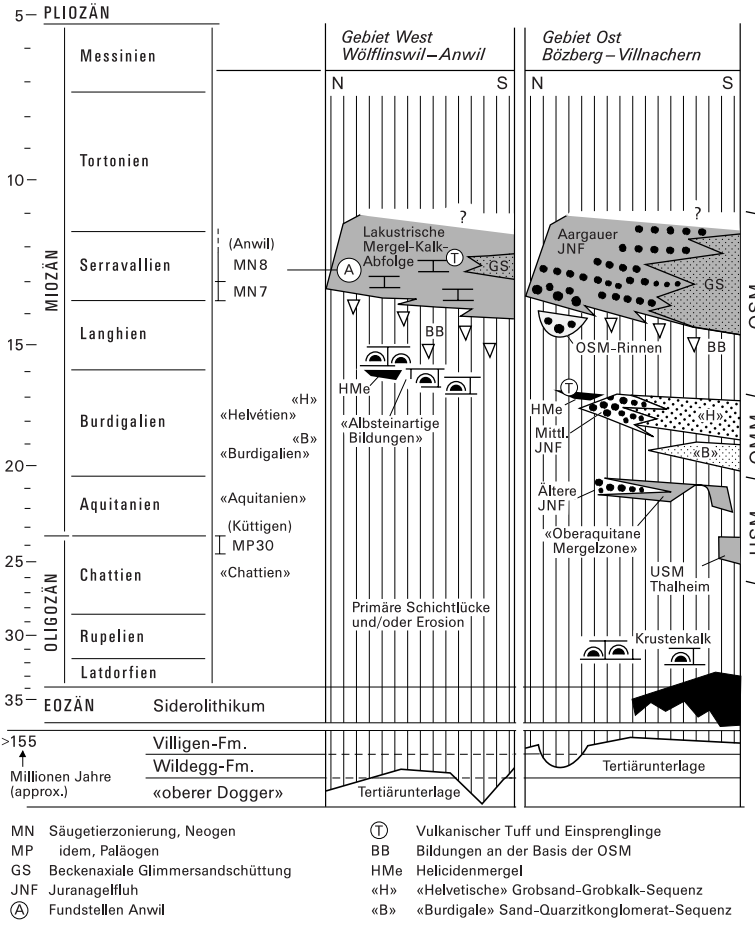


Fig. 9: Lithostratigraphisches Schema des Tertiärs im Gebiet von Blatt Frick-Laufenburg und Versuch einer chronostratigraphischen Gliederung.

das in Lösung gehende Eisen als *Bohnerz* ausgeschieden wurde (vgl. Kap. Rohstoffe, S. 105). In Karsttaschen eingeschwemmter Boluston ist häufig von kantigen Malmkalkbrocken und -splittern durchsetzt und führt in Nestern oft dunkel rostbraun oder grünlich gefärbten groben *Quarzsand*, so auch im A3-Bözbergtunnel, wo mehrere solcher Karsttaschen durchörtert wurden.

Kalkbrekzie

Kantige bis angerundete Malmkalksplitter (Durchmesser < 1 bis ca. 60 mm), oft mit diffuser randlicher Korrosion und Rotfärbung; Umkrustung ist nicht nachweisbar. Die Matrix ist dicht kalkig, ziegelrot, eingestreut sind feine Quarz- und Bohnerzkörner.

Aufschlüsse

- Bözbergplateau: südlich von Adlisberg (alte Gruben).
- Westlich der Station Effingen (alte Gruben bei der Summerhalde).
- Bächli östlich der Station Effingen (Koord. 650.250/258.600): Quarzgrobsand und Kalkbrekzie auf der Malmunterlage, Spaltenfüllung erreicht in 60 m Tiefe das Niveau des A3-Bözbergtunnels.
- Villnachern: Profil Chalofen-A (Fig. 10).
- Synklinale von Thalheim: südlich von Oberflachs (Koord. 652.175/254.220).
- Bei Niderzelg, ca. 1 km östlich von Thalheim.
- Rund 300 m südlich von Oberflachs (Koord. 652.150/254.325): Kalkbrekzie.

Oligozän

Vormolassische Ablagerungen

o_k Krustenkalk, z.T. Kalkbrekzie: 1–3 m

Im Profil Chalofen-A (Fig. 10) schaltet sich zwischen Boluston und USM ein ca. 1 m mächtiger Süsswasserkrustenkalk ein. Aufgrund ihrer stratigraphischen Lage und lithologischen Ausbildung ist diese Ablagerung mit den «Älteren Krustenkalken» im Randengebiet vergleichbar. HOFMANN (1988) stellt sie dort ins Rupélien (frühes Oligozän).

Lithologie: Hellbeiger, dichter, z.T. knollig ausgebildeter Algenkrustenkalk mit kreidigen, schwach porösen, welligen Zwischenlagen, z.T. Kalkbrekzie. Isolierte Kalkknollen im Dach führen vereinzelt feine Bohnerzkörner. Der Kontakt zum Liegenden und Hangenden ist unregelmässig, stark gewellt und teilweise lateral verfingert.

Zur Entstehung von (Süsswasser-)Krustenkalken vgl. ZÖBELEIN (1985: 41ff.) und DURINGER & GALL (1993: 30ff.).

Vorkommen

- Bei der Letzi (Umgebung von Pt. 643,8 m, Koord. ca. 651.9/262.2): Süsswasserkrustenkalk (vgl. BÜCHI & HOFMANN 1960: 13).
- Kernbohrung 1161v (Fig. 10; Ref. 23, A3-Bözbergtunnel, HAUBER 1991): Zwischen Siderolithikum (Boluston) und OMM (USM ist nicht nachgewiesen) liegen 1,2 m weisslicher bis rötlicher Kalk und toniger Mergel mit Quarzkörnern.
- Im Profil Rothübel (Fig. 10) überlagert die OMM Malmkalk. Auch hier ist am Kontakt Krustenkalk zu beobachten, der jedoch als jurassische Bildung interpretiert wird (GYGI 1992: 799). Das Vorkommen ist auf der Karte nicht eingetragen.

Oligozän – Miozän

Untere Süsswassermolasse (USM)

Die Verbreitung der USM beschränkt sich auf den Südosten des Gebietes von Blatt Frick-Laufenburg: die Gegend von Thalheim–Veltheim und vom Bözbergtunnel bis Villnachern. Bisher konnten keine weiteren USM-Vorkommen nachgewiesen werden. Die Zuordnung erfolgte aufgrund der Lage zwischen dem Siderolithikum und der OMM und durch Vergleich mit der USM von Küttigen (Säugetierzone MP 30, Fig. 9).

o_3-m_1 Glimmer führender Knauersandstein
(«Chattien» auct.): > 50 m

Das «Chattien» auct. besteht aus einer monotonen Abfolge von gelblichgrauem, Glimmer führendem, feinkörnigem Sandstein. Dieser ist kaum geschichtet und führt lagenweise grosse Knauer. Der Kontakt zum liegenden Malmkalk ist nicht aufgeschlossen (Beobachtungslücke ca. 2 m), das Hangende liegt unter Moränenbedeckung.

Aufschluss

Bacheinschnitt ca. 500 m südlich von Kasteln (Koord. 651.380/254.280 bis 253.900), Mächtigkeit im Profil ca. 50 m.

m_1 Gelber, z.T. sandiger Mergel und Siltstein
(«Oberaquitane Mergelzone»): bis ca. 10 m

Die «Oberaquitane Mergelzone» (vgl. BÜCHI et al. 1965: 91) besteht im Gebiet Villnachern–Bözbergtunnel aus gelbem, z.T. auch rostrotem, sandig-siltigem, z.T. Glimmer führendem Mergel. Eingelagert sind einzelne knauerige Kalkmergellagen sowie Malmkalk- und Hauptrogensteingerölle mit Durchmessern bis 10 cm. Die Einheit ist in mehreren Profilen aufgeschlossen und wurde auch in Sondierbohrungen für den A3-Bözbergtunnel durchörtert (Koordinaten der Profilstellen s. Fig. 10, der Bohrungen s. Schichtenverzeichnis, S. 113f.).

Aufschlüsse

- Profil Chalofen-A (Fig. 10): aufgeschlossene Mergelabfolge von ca. 4 m Mächtigkeit, diese entspricht nach ihrer Lage der von MOESCH (1867: 244) beschriebenen, 5,4 m mächtigen USM.
- Profil Chalofen-B (Fig. 10), Kote 430 – 440 m (?versackt): ca. 9,5 m auffallend gelber, sandigsiltiger, z.T. knaueriger Mergel mit zwei Lagen von Malmkalkgeröllen von 0,4 bzw. 0,6 m Mächtigkeit. Nördlich von Villnachern waren in Baugruben Konglomerate in analoger stratigraphischer Position zu beobachten.
- Die Bohrung 3602 (Ref. 22, HAUBER 1988) durchteufte zwischen 140 und 205 m überschobenen, mit ca. 60° einfallenden, tektonisierten bräunlichrot gefleckten Mergel. In dem Mergel wurden vier Intervalle mit Jurageröllen erbohrt. Der eingeschaltete, glimmerhalti-

ge Silt- und Sandstein wurde aufgrund von Schwermineralbefunden als USM eingestuft (F. Hofmann, pers. Mitt.). Die ursprüngliche (stratigraphische) Mächtigkeit dieser Abfolge bleibt jedoch ungewiss.

Im Profil Mannlehen (Fig. 10; ca. 50° überkippte Lage) ist ca. 5 m bunter (meist rötlicher), siltiger Mergel der oberen USM lückenhaft aufgeschlossen. Der Kontakt zum liegenden Malm ist verschüttet; im Schutt finden sich aber grosse Malmkalkblöcke (0,5 bis >1 m^3) mit aufzementierten Malmkalkgeröllen. Solche Horizonte von Jurageröllen in der oberen USM entsprechen der *Älteren Juranagelfluh* des Hegaus (z.B. SCHREINER 1974: 43).

Beobachtungen in den Profilen Mannlehen und Rothübel weisen auf ein akzentuiertes Relief der Auflagerungsfläche der oberen USM (vgl. Fig. 10). Im Profil Rothübel fehlt die USM: Hier liegt, mit einer Beobachtungslücke von ca. 1 m, die OMM über Malm. In den Bohrungen 3614 (Ref. 20), 1161v (Ref. 23) und 5157.3 (Ref. 24) (Fig. 10) konnte wohl die OMM, nicht jedoch die USM mit Sicherheit nachgewiesen werden; diese Bohrungen liegen vermutlich nahe der nördlichen Verbreitungsgrenze der oberen USM.

Obere Meeresmolasse (OMM)

Eine relativ vollständige Schichtfolge der OMM ist in der Umgebung von Villnachern aufgeschlossen und wurde auch beim Bau des A3-Bözbergtunnels erbohrt. Es liegt die für das nördliche Molassebecken typische Zweiteilung der OMM in eine Sand-Quarzitkonglomerat-Sequenz («Burdigalien» auct., unten) und eine Grobsand-Grobkalk-Sequenz («Helvétien» auct., oben) vor (BÜCHI & HOFMANN 1960). Kleinräumige laterale Fazies- und Mächtigkeitswechsel sowie Schichtlücken geben Hinweise auf relativ unruhige Ablagerungsverhältnisse, wie sie BRANDENBERGER (1926) und VON BRAUN (1953) auch für den Nordrand des Molassebeckens weiter im Nordosten aufgezeigt haben.

In den übrigen Tertiärgebieten des westlichen Kartenblattes kam es während der späten OMM-Zeit, eventuell an der Wende OMM/OSM, zu einer weiträumigen Abtragung (z.B. HAUBER 1960: 665f.). Es sind dort meist nur isolierte Relikte der leicht identifizierbaren Grobkalke der OMM nachzuweisen; diese sind vermutlich z.T. in Zeugenbergen erhalten geblieben. In weiten Gebieten kamen festländische Äquivalente der OMM (Helicidenmergel und «Albsteinartige Bildungen», s.S. 48ff.) zur Ablagerung.

m_{2-3} Graugrüner, Glimmer führender Fein- und Mittelsandstein
bis ca. 50 m

Gebiet Villnachern–Bözbergtunnel

Die *Sand-Quarzitkonglomerat-Sequenz* (untere OMM, «Burdigalien» auct.) im Gebiet Villnachern–Bözbergtunnel («B» in Fig. 9, 10) besteht aus graugrünem,

Glimmer führendem Sandstein, lokal mit siltig-mergeligen Schlieren; die Schichtung ist meist undeutlich, knauerig, im Profil Rothübel z.T. auch plattig. Diskrete Konglomeratlagen führen quarzitische Gerölle (Durchmesser < 3 cm) und lagenweise Austernschalen (*Quarzit-* bzw. *Austernnagelfluh*), im Profil Mannlehen bis 50 % Malmkalkgerölle.

Die Mächtigkeit reduziert sich von Südosten nach Nordwesten sehr rasch: Von > 50 m im Profil Rothübel (42° nordfallend) über >15 m im Profil Mannlehen (60° überkippt) auf ca. 5 m im Profil Chalofen-A. Im Profil Chalofen-B (ca. 1 m aufgeschlossen; versackt) tritt ein buntes, sandig-mergeliges Konglomerat mit aufgearbeiteten Komponenten des Liegenden (?USM) an die Stelle des Sandsteins.

Die Sand-Quarzitkonglomerat-Sequenz überlagert bunten Mergel der USM z.B. bei Chalofen-A und bei Mannlehen (dort mit basalem Konglomerat). Anderswo scheint die USM zu fehlen, so z.B. beim Rothübel und eventuell auch in der Bohrung 1161v (Ref. 23; A3-Bözbergtunnel). Hier könnten Auflagerungsverhältnisse vorliegen, wie sie HOFMANN & GYGI (1961) vom Chestenberg beschreiben.

Die *Grobsand-Grobkalk-Sequenz* («H» in Fig. 9, 10) der beiden Profile Chalofen-A und -B hat eine Mächtigkeit von ca. 6 m. Sie kann nach BÜCHI & HOFMANN (1960: 18) aufgrund ihres Schwermineralbestandes der oberen OMM («Helvétien» auct.) zugerechnet werden. Vom A3-Bözbergtunnel durchörtert, wurde sie auch in mehreren Kernbohrungen, z.B. 5157.3 (Ref. 24) und 3614 (Ref. 20), beobachtet (Fig. 10; HAUBER 1991, 1992).

Im A3-Bözbergtunnel besteht die Abfolge aus einer Wechsellagerung von meist braunem bis dunkelrotem Mergel, kalkig-mergeligem, glimmerhaltigem *Grobsand* und Feinkonglomeratlagen. Kennzeichnend ist der teilweise hohe Anteil an grobem, gut gerundetem Quarz (Durchmesser >1 mm [max. 20 mm], Graupensand), diagnostisch der typische *Grobkalk*, ein gelblich-grauer, oft spätiger, grobkörnigen Quarz führender, poröser, fossilreicher Kalksandstein mit hohem Anteil an Schalentrümmern. Muschelschill bildet oft den Hauptbestandteil des Gesteins (= Muschelagglomerat).

Im Profil Chalofen-A erreicht der Grobkalk nach Angaben von MOESCH (1867: 244) eine Mächtigkeit von 3,9 m, während im Profil Chalofen-B < 1 m festgestellt werden konnten (aufgelassene Steinbrüche, heute zerfallen und versackt).

Die OMM-Profile Chalofen-A und -B unterscheiden sich von jenen im A3-Bözbergtunnel hauptsächlich durch den hohen Anteil an Malm- und Doggergeröllen. Das Profil Chalofen-B dürfte mit ca. 80 % solcher Gerölle wohl im Mündungsbereich eines Juranagelfluhschwemmfächers (*Mittlere Juranagelfluh*) gelegen haben.

Nördlich und östlich des Chalofens (isolierte Aufschlüsse: Graben, Schihalden) konnte nur Juranagelfluh, jedoch kein Grobkalk nachgewiesen werden. Der marine Einfluss könnte hier aber trotzdem weiter nordwärts gereicht haben,

wie ein isolierter Fund von möglicherweise aufgearbeiteten Austern andeutet (Fundort NE Oberbözberg, Koord. 654.670/261.400).

Isolierte OMM-Vorkommen

Grobkalk und Grobsand lassen sich auch in isolierten Erosionsrelikten von OMM sicher erkennen. Mehrere solcher Vorkommen werden in der Literatur erwähnt; mangels präziser Ortsangaben waren sie jedoch grösstenteils nicht mehr auffindbar; diese Vorkommen sind somit auch nicht in die Karte eingetragen.

Nicht aufgefunden wurden die folgenden, in der Literatur beschriebenen OMM-Vorkommen: Letzi (Bözberg): BÜCHI & HOFMANN (1960: 13, genauere Ortsangabe fehlt, vermutlich handelt es sich hier aber um den auf S. 44 beschriebenen oligozänen Krustenkalk). Hübstel bei Herznach (Fig. 8): MOESCH (1867: 225), ferner AMSLER (1931, 1936a) und STUMM (1964: 175, 221, mit Fossilliste), nach F. Stumm aufgearbeitet. Bei Wölflinswil (E Lammetholz): MOESCH (1867: 225), ferner STUMM (1964: 175), ebenso GSELL (1968: 75). Oltingen (NE Chlapfen): MÜHLBERG (1908: 26), GSELL (1968: 75). Ebenso nennt AMSLER (1931, 1936a) Ablagerungen aufgearbeiteter OMM bei Oberhof.

Neue Fundstellen: Bächli (2 km NW Linn, Koord. 650.170/258.600): Baugrube zur Entlüftungszentrale Nord des A3-Bözbergtunnels (HAUBER 1992: Fig. 4). Über angebohrter Malmkalkoberfläche folgen Grobsand bzw. Feinkonglomerat und bunter, sandiger, Glimmer führender Mergel mit Nestern von Austernschalen und verkieselten Geröllen aus Juraformationen (Durchmesser bis 15 cm). Zudem fand sich eine mit Grobsand gefüllte Kluft (?Eozän). Die Baugrube ist heute verfüllt.

Als weiteres isoliertes OMM-Vorkommen wurden östlich des Hofes Rumpel bei Koord. 638.240/254.070 (Name erscheint auf LK-Blatt 1089 Aarau) Glaukonit führende Grobsandsteinbrocken im Schutt gefunden.

Festländische Äquivalente der OMM

m_{3-4} Süsswasserkalk und Mergel: ca. 1–3 m

Helicidenmergel

Während ältere Autoren den Helicidenmergel (Helicitenmergel, MOESCH 1857: 70) z.T. auch mit Mergeln der OSM (Silvana-Schichten, BAUMBERGER 1927) gleichstellten, beschränkt sich die Definition heute auf Bildungen im terrestrischen nördlichen Randbereich der OMM-Ablagerungen (vgl. F. Hofmann in HABICHT 1987: 152). Der ziegel- bis dunkelrote Mergel bzw. Tonstein enthält Steinkerne von Landschnecken (Heliciden). Er wechsellagert mit «Albsteinartigen Bildungen» und entspricht altersmässig dem «Helvétien» auct. HOFMANN (1961: 135) beschreibt vulkanische Einwehungen bzw. Einsprenglinge aus dem Helicidenmergel im Bözberggebiet, der dort allerdings nicht mehr aufgeschlossen ist (Fig. 10). Der Helicidenmergel lässt sich nur in zusammenhängenden Profilen sicher identifizieren. Unsicher bleibt die Zuordnung von rotem Mergel und Tonstein in kleinen Aufschlüssen an der Basis der OSM (z.B. A. Amslers «roter Mergel» der OSM).

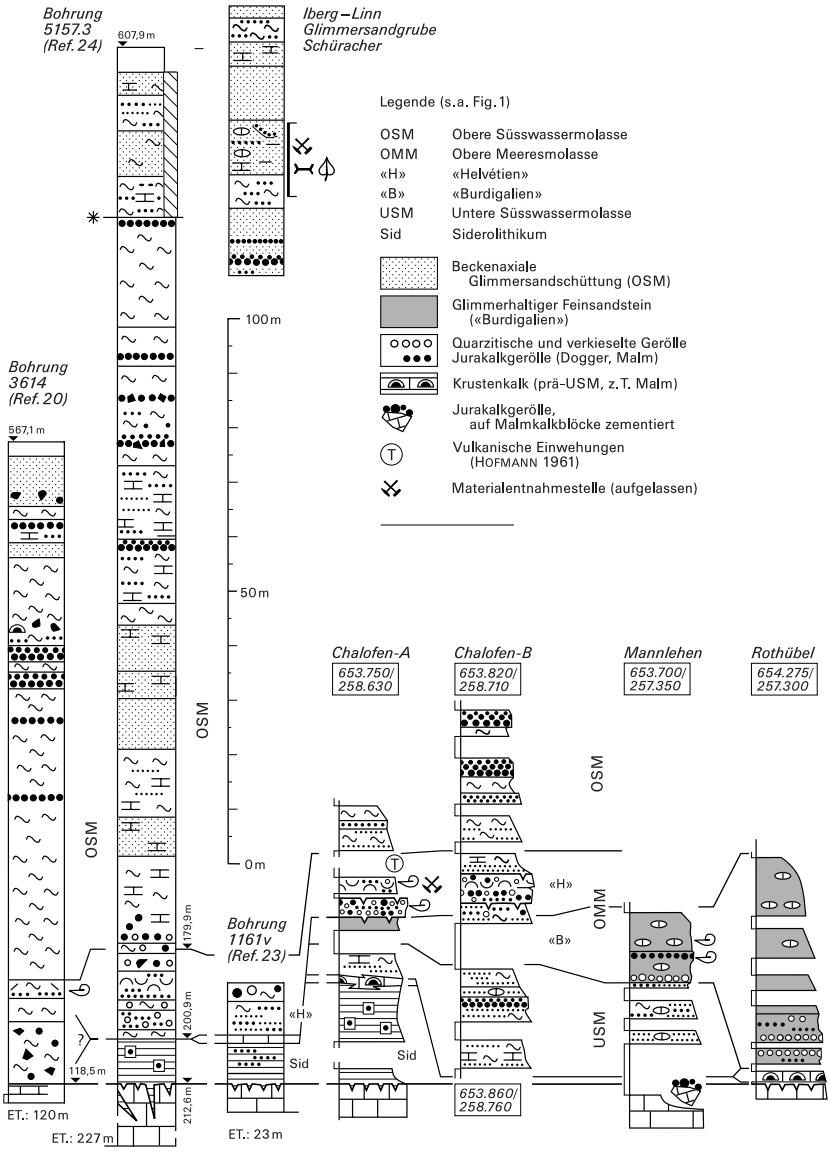


Fig. 10: Das Tertiär im Gebiet Bözberg–Villnachern.

Aufschlüsse

Beim Schrannhof (STUMM 1964: 173) und beim Hof Rumpel (GSELL 1968: 82). Roter Mergel fraglicher Zuordnung z.B. im Steinbruch Sagemüli (Koord. 650.950/258.680) sowie östlich und südlich von Anwil (GSELL 1968: 79).

«Albsteinartige Bildungen»

Dieser Krustenkalk ist an der Tertiärbasis im Gebiet Anwil–Wölflinswil gut ausgebildet. STUMM (1964: 168, 175) verglich ihn mit dem Albstein der Bodenseeregion («Albsteinartige Bildungen») und datierte ihn als «Helvétien» auct. (vgl. ZÖBELEIN 1985: 41ff.).

Lithologie: Kantige bis gerundete Komponenten der Unterlage (Malm- und Süsswasserkalk, aufgearbeitete «Albsteinartige Bildungen», auch Mergel) sind ganz oder teilweise umkrustet. Die Krusten sind bis 30 mm dick, fein laminiert und wurden oft in mehreren Phasen gebildet. Das Bindemittel zwischen den einzelnen Komponenten besteht aus Süsswasserkalk; häufig ist Microcodium. Die «Albsteinartigen Bildungen» treten lateral und vertikal in Wechsellagerung mit Süsswasserkalk und Helicidenmergel auf. Isolierte, kleinere Aufschlüsse von Krustenkalk an der Basis der OSM sind verbreitet, ihre Gleichstellung mit den «Albsteinartige Bildungen» von STUMM (1964) ist jedoch fraglich (vgl. basale Bildungen der OSM).

Aufschlüsse

- Schrannhof (W Wölflinswil, Koord. 641.050/256.700, von STUMM 1964: 168ff., Abb. 3–8, im Detail untersucht).
- Grössere, z.T. gute Aufschlüsse liegen zwischen Wölflinswil und Anwil: südöstlich der Bächlimatt (Koord. 640.520/256.540) und östlich von Anwil (Koord. 639.175/255.450 bis 639.050/256.000).

Obere Süsswassermolasse (OSM)

Verbreitung, Auflagerung und Erosionsrinnen

Die OSM ist über die ganze Breite des Kartengebietes als rund 1,5 bis 5 km breite Zone im südlichen Tafeljura und in Teilen der Vorfaltenzone aufgeschlossen. Die erhaltene Mächtigkeit erreicht am Nordrand des Faltenjuras rund 100 bis maximal ca. 150 m. Sie liegt mit deutlicher Winkeldiskordanz über älteren Schichten. Von Südosten ausgehend, entwickelt sich west- und nordwestwärts eine zunehmend grössere Schichtlücke, die bei Oberhof bis hinunter auf den Hauptrogenstein reicht. Die Lücke ist der auf Seite 42 erwähnten Erosionsphase zuzuschreiben, die wahrscheinlich in der späten OMM-Zeit einsetzte und zur Bildung der «Vindobonen Peneplain» führte. Figur 11 zeigt eine Isohypsenkarte dieser Erosionsfläche, auf welcher die OSM zur Ablagerung gelangte.

AMSLER (1922, 1936a), VOSSELER (1925) und FEHLMANN & RICKENBACH (1962: Fig. 4) wiesen auf markante *Erosionsrinnen* hin, die im Gebiet von Blatt Frick-Laufenburg in die Tertiärunterlage eingetieft sind. Zeitlich könnte ihre Ent-

stehung, auch aufgrund gewisser Analogien, mit jener der Graupensandrinne im Bodenseegebiet zusammenfallen (z.B. SCHREINER 1974). AMSLER (1936a) fasste einen zwischen Zeihen und Herznach gegen Süden gerichteten nördlichen Rinnenrand als marin erodierte Steilküste (Kliff der OMM) auf.

Die kartierbaren Ränder lassen eine Rinnentiefe von ca. 25 m (Anwil) bis ca. 50 m (W Herznach, Hommel) abschätzen (vgl. Profil 8R in Taf. I). Westlich von Herznach wurde der die Rinnen begleitende fossile Hangschutt (FEHLMANN & RICKENBACH 1962: Fig. 4) erbohrt. Ebenso kann die nördlich und südwestlich des Chapfbüels bei Zeihen aufgeschlossene basale Brekzie als miozäner Hangschutt interpretiert werden.

Aufschlüsse von Rinnenrändern

- SSW Anwil, westlich der Strasse nach Oltingen, zwischen Pt. 575 m und Allmet (Koord. ca. 637.7/255.2).
- Herznach, altes Eisenerzbergwerk (Koord. 645.450/258.350).
- Bei Hommel (Koord. ca. 652.000/262.500).

Lithofazielle Entwicklung

Die OSM wurde östlich von Herznach in fluviatilem, westlich davon vorwiegend in fluviatil-limnischem Milieu abgelagert. Im Kartengebiet besteht sie zu >50 % aus Mergel, dem im Osten Konglomeratbänke (Rinnenfüllungen) und im Westen Süsswasserkalkbänke eingelagert sind.

Basale Bildungen der OSM

In situ gebildete oder in Tümpeln zusammengeschwemmte Verwitterungs- und Erosionsprodukte aus der Unterlage wurden mit einsetzender Sedimentation in die basale OSM aufgearbeitet. Basale Bildungen sind weit verbreitet, scheinen aber keine zusammenhängende Ablagerung zu bilden. Es sind zwei Haupttypen zu beobachten:

- Aufgearbeitete Komponenten der Unterlage, die in einer (sandig-)mergeligen Matrix schwimmen. Zu diesen Bildungen kann auch der oben erwähnte fossile Hangschutt an den Rändern der Erosionsrinnen gerechnet werden.
- Kalzitisch zementierte Brekzien und Brekzienkalke, deren Komponenten oft angerundet und mehrphasig von Algen umkrustet sind. Letztere sind den «Albsteinartigen Bildungen» sehr ähnlich (vgl. DURINGER & GALL 1993: 30ff.). Basale Brekzienkalke überwiegen im lakustrinen Faziesbereich der OSM (Gebiet Wölflinswil–Anwil).

Aufschlüsse

Aufgearbeitete Komponenten:

- Steinbruch Sagemüli (Koord. 650.950/258.660): u.a. mit Cailloux noirs.
- Südlich von Iberg (Koord. 650.500/257.225).
- Chapfbüel (s.o.).

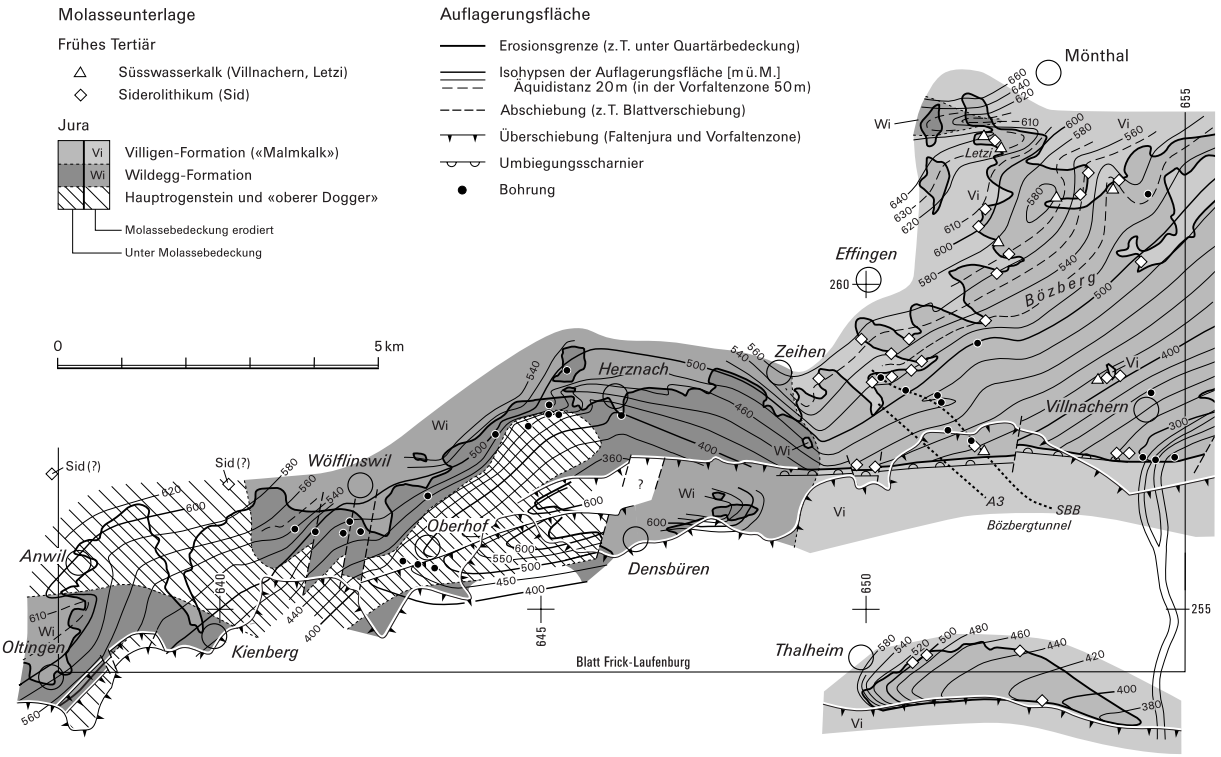


Fig. 11: Auflagerung der Molasse: Subcrop und Isohypsen der Auflagerungsfläche.

Brekzien:
- Nördlich von Oltingen (Koord. 637.465/253.800 [ausserhalb des Kartengebietes]): Kontakt Effingen-Member/Brekzienkalk.
- Östlich von Wölflinswil (Koord. 643.175/257.210).
- Nordöstlich der Neumatt (Koord. 648.960/257.900): teilweise umkrustete Kalkbrekzie.
- Bei den Schlatthöf (Koord. ca. 649.200/258.150): Krustenkalk, ähnlich den «Albsteinartigen Bildungen».
- Nordwestlich von Iberg (Koord. 650.160/257.975): umkrustete Kalkbrekzie.

m_4 **Bunter, z.T. knolliger Mergel**: bis ca. 150 m

Synonyme: Helicitenmergel (MOESCH 1857), Silvana-Schichten (BAUMBERGER 1927). Lithologisch wird die OSM des ganzen Kartengebietes von buntem Mergel dominiert. Es handelt sich um Ablagerungen in einer fluviatilen Überschwemmungsebene und z.T. um lakustrine Bildungen. Meist ist der tonige bis kalkige Mergel (Tongehalt ca. 20–60 %) kaum geschichtet, oft auch knollig-knauerig. Er verwittert leicht, neigt zu Rutschungen und ist daher schlecht aufgeschlossen. Zusammenhängende OSM-Profile liefern nur Kernbohrungen (Fig. 10). Seine Farbe variiert zwischen blass bis intensiv rot, gelb und grünlich. Die intensiv ziegelrote Farbe des basalen Mergels im Westen von Herznach ist durch aufgearbeitete Doggererze bedingt; auch sind dort eingestreute Eisenooide häufig (A. Amslers «roter Mergel»). Isoliert eingelagert finden sich umkrustete Algenkalk- oder Kalkmergelknollen (z.T. Calichebildungen); diffus verteilt oder lagenweise tritt feinkörniger Quarzsand auf.

Der Mergel der OSM ist im Gebiet der Aargauer Juranagelfluh oft von eingestreuten kantigen bis kantengerundeten Malmkalkkomponenten oder von sandigen bis feinkonglomeratischen Lagen begleitet.

Im lakustrinen Faziesgebiet (Süsswasserkalk von Anwil–Wölflinswil) treten häufig Lagen von grauem bis grau-braunem, kalkig-kreidigem *bituminösem Mergel* auf. Dieser ist reich an organischem Material (z.B. Pflanzenreste, pyrithaltige Kohleschmitzen, Gastropoden, Kleinsäugerreste bei Anwil, s.u.).

Aufschlüsse
- Nordöstlich des Hofes Rumpel (Koord. 638.200/254.100, Name erscheint auf LK-Blatt 1089 Aarau).
- Bänkerjochstrasse (Koord. 643.600/255.550).

Vulkanische Tuffe und Einsprenglinge wurden in höher liegenden Horizonten der OSM bei Tannen nordnordöstlich von Kienberg (STUMM 1964: 200, idiomorphe Apatitkristalle) und an der Bänkerjochstrasse (SUTER 1976) beobachtet.

Süsswasserkalk

Im Gebiet Anwil–Wölflinswil tritt lakustriner Süsswasserkalk in Wechsellagerung mit Mergel der OSM auf. Die Abfolge wurde von STUMM (1964) und GSELL (1968) eingehend beschrieben. ENGESSER (1972, 1990) gab eine präzise

Einstufung der basalen OSM im Gebiet um Anwil (Neogen-Säugetierzone MN8). Eine exakte Korrelation mit der Aargauer Juranagelfluh im Osten bleibt aber weiterhin nicht möglich (vgl. KÄLIN 1993).

Die dem Mergel zwischengelagerten diskreten Süsswasserkalkbänke erreichen Mächtigkeiten von bis zu 10 m. GSELL (1968) hat die Lithologie dieser Bänke im Detail dokumentiert; es handelt sich um weissen, grauen oder bräunlichen, feinporösen bis drusigen, oft synsedimentär brekziierten Kalk. Häufig führt er organisches Material, z.B. Algenkonkretionen, Gastropodenschalen, Pflanzenreste usw., in der Matrix oft detritischen oder autigenen Quarz.

Fossilfundstellen im Gebiet von Anwil

Berühmt wurden die Ablagerungen der Umgebung von Anwil durch ihren Fossilreichtum, der schon A. Gressly und P. Merian bekannt war. 1898 fand man erstmals Säugetierreste; daraufhin wurde der Fossilinhalt dieser Schichtfolge in mehreren Schürfungen durch das Naturhistorische Museum Basel genauer erforscht.

BAUMBERGER (1927) untersuchte die Molluskenfauna der Fundstellen bei Birch (Koord. 638.150/255.200) und Anwil (Koord. 638.150/255.600), HÜRZELER (1939) die Säugetierfauna der Fundstellen nördlich des Egghofs (Koord. 638.700/255.100) und östlich von Anwil (Koord. 638.300/255.700). Eine 1968 am östlichen Dorfrand von Anwil (Koord. 638.025/255.780) angesetzte Grabung lieferte über 6500 Säugetierreste. Die Resultate dieser Untersuchungen (ENGESSER 1972) führten 1975 zur Erklärung der Fundstelle Anwil zur Referenzlokalität der Neogen-Säugetierzone MN 8. In einer neueren Arbeit (DE BRUIJN et al. 1992) wurden die beiden Neogen-Säugetierzonen MN 7 und MN 8 jedoch zu einer einzigen Zone MN 7+8 mit einer neuen Referenzlokalität (La Grive M) zusammengefasst. Chronostratigraphisch wird die OSM im Kartengebiet in den Abschnitt zwischen Serravallien und sicher dem Langhien, wahrscheinlich auch dem frühen Tortonien eingestuft (Fig. 9). Eine Faunenliste mit rund 80 Taxa gibt ENGESSER (1972: 332). Siehe hierzu auch GSELL (1968) und KÄLIN (1993).

Jüngere Juranagelfluh

Es handelt sich hierbei um fluvioterrestrisches Konglomerat (Rinnengürtelsediment), dessen Komponenten vorwiegend der ehemaligen jurassischen Sedimentbedeckung des Südschwarzwalds entstammen (vgl. F. Hofmann in HABICHT 1987: 186).

Eine moderne sedimentologische Bearbeitung der Juranagelfluh des Gebietes fehlt; die hier präsentierten Beobachtungen ergänzen die monographische Bearbeitung dieser Ablagerung durch SCHAAD (1908) und die Daten von KÄLIN (1993).

Nachdem die vorgängig angelegten, etwa Ost–West verlaufenden Erosionsrinnen verfüllt waren, erfolgte die Schüttung der Aargauer Juranagelfluh generell

von Norden nach Süden; der Verlauf einzelner fluviatiler Rinnen lässt sich jedoch nicht kartieren. Ihre Füllungen erreichen eine Mächtigkeit von rund 0,5 bis 5 m, bei einer seitlichen Ausdehnung von bis zu 100 m. Profile einzelner Rinnenfüllungen zeigen deutlich eine nach oben abnehmende Geröllgrösse: zuunterst die basale Grobschüttung (Geröllduchmesser bis 20 cm), darüber Feinkonglomerat, Sand und im Dach Silt. Mächtigere Nagelfluhbänke bestehen oft aus mehreren amalgamierten Schüttungen.

Aufschlüsse

- Deckerhübel (Koord. 654.500/258.625).
- Chalchderen (Koord. 652.920/257.800).
- Zwischen Sennhütten und Letzi (Koord. ca. 651.750/262.700 bis 262.450): Rinnenfüllung am Westhang.
- An der Mooshalde südwestlich von Herznach (Koord. 647.225/257.570): dachziegelartige Gerölleinregelung (Imbrikation).

Im Geröllspektrum der Aargauer Juranagelfluh dominieren an der Basis Gesteine des Malms (vorwiegend Kalke der Villigen-Fm.) und in höheren Partien solche des Doggers (vorwiegend Hauptrogenstein). Im Gegensatz zur Basler Juranagelfluh fehlen aber Muschelkalk- und Buntsandsteingerölle.

Eine Ausnahme bildet die basale Juranagelfluh in Herznach; hier befindet sich das einzige Nagelfluhvorkommen im Gebiet von Blatt Frick-Laufenburg mit Buntsandstein- und Kristallinkomponenten im Geröllspektrum (Anteil ca. 3 %, Durchmesser bis 10 cm, KÄLIN 1993: 178). Eine weitere Besonderheit des Herznacher Juranagelfluhvorkommens sind rund 0,5, in vereinzelten Fällen sogar 1 m^3 grosse, kantengerundete Malmkalkblöcke und Gerölle mit Durchmessern zwischen 20 und ca. 70 cm, die in einer relativ feinkörnigen Grundmasse schwimmen (diamiktisch: murgangähnliche Ablagerung).

Aufschluss

Kantonsstrasse in Herznach (Koord. 646.310/258.065), Juranagelfluh mit Kristallingeröllen. Weitere Vorkommen von murgangähnlichen Ablagerungen in Herznach bei Koord. 646.350/258.260 und 646.000/258.175 (wieder verdeckte Baugruben).

m_{4g} Glimmersand

Die Aargauer Juranagelfluh verzahnt sich in Richtung Süden mit fluviatilem Glimmersand. Diese Ablagerung ist der beckenaxialen, nach (Süd-)Westen gerichteten Sandschüttung im Molassebecken zuzuordnen (Glimmersandrinne, HOFMANN 1960, 1969). Ihr grösster Ausbiss liegt im Gebiet Neu Stalden – Linn – Iberg. Östlich von Chalchderen (ca. 1 km E Linn, Koord. 652.950/257.800) wird Glimmersand von Jüngerer Juranagelfluh überlagert.

Auch in Sondierbohrungen für den A3-Bözbergtunnel wurden mehrere Glimmer führende Sandsteinintervalle gekernt (z.B. Bohrung 5157.3 [Ref. 24], Fig. 10; HAUBER 1988).

Lithologie: karbonatarmer, muskovitreicher Quarzsand, meist wenig verfestigt, stellenweise jedoch durch Kalzit knauerig zementiert. Verbreitet treten weisse Kalkkonkretionen (Caliche) in dünnen Lagen auf; an Rinnensohlen finden sich ausserdem Konglomerate mit Mergelgeröllen und aufgearbeiteten verfestigten Glimmersandkomponenten. In der Sandgrube Schüracher bei Iberg (Koord. 650.950/257.700) ist dem Glimmersand eine ca. 2–4 m mächtige, blaugraue, siltreiche Mergelschicht zwischengelagert (Fig. 10; Bohrprofile in KÄLIN 1993: 46). Westlich von Linn wurden isolierte Glimmersandvorkommen bei Densbüren und Oberhof nachgewiesen. Die Glimmersandschüttung konnte nach Westen bis Sorvilier und Cortébert im Berner Jura nachgewiesen werden (HOFMANN 1969).

Die aus der Glimmersandgrube Schüracher stammenden Säugetier- und Pflanzenfunde (Fossilliste in KÄLIN 1993: 47) erlauben keine schlüssige biostratigraphische Zonierung (vgl. BOLLIGER 1992: 990, KÄLIN 1993: 205, Neogen-Säugerzonen MN 5–8). Die Korrektion mit den Fundstellen von Anwil bleibt weiterhin offen.

Isolierte Vorkommen

- Sulzbann-Weid (Koord. 648.220/256.450), dort lediglich einzelne Bruchstücke im Schutt.
- Hard westlich von Densbüren (Koord. 645.675/255.970), vgl. AMSLER (1936a).
- Aufschluss an der Bänkerjochstrasse bei Rohr (Koord. 643.600/255.800).

Im Gebiet von Blatt Frick-Laufenburg zeigt die Obere Süsswassermolasse also drei Faziesbereiche:

- Im Osten, vom östlichen Rand des Kartengebietes bis Herznach die typische Aargauer Juranagelfluh, die in fluviatilen Rinnen als fächerförmige Geröllschüttungen generell von Süden nach Norden retrogradierte (vgl. z.B. LUTERBACHER et al. 1992: Fig. 3) und in mergeligen Ablagerungen der Überschwemmungsebene eingebettet ist.

- Im Westen, im Gebiet Anwil–Kienberg–Wölflinswil, sind Äquivalente der OMM lokal durch Ablagerung festländischer Krustenkalke («Albsteinartige Bildungen») vertreten. Die Sedimentzufuhr der nachfolgenden OSM bestand hier vorwiegend aus feinklastischem Material, das in Wechsellagerung mit Süsswasserkalk in Seen und Tümpeln abgesetzt wurde.

- Im Süden, d.h. am Nordrand des Molassebeckens (Bözberggebiet bis südlich von Oberhof) verfingern sich die beiden genannten Faziesbereiche der OSM-Schüttung aus dem Schwarzwald mit der beckenaxialen Molasseschüttung der Glimmersandrinne (vgl. HOFMANN 1961).

QUARTÄR

Eiszeitliche Ablagerungen wurden traditionsgemäss auch im Gebiet von Blatt Frick-Laufenburg aufgrund von morphostratigraphischen Kriterien den althergebrachten vier Eiszeiten (Günz, Mindel, Riss und Würm) zugeordnet. Diese repräsentieren den klassischen Typus der alpinen Quartärstratigraphie mit stark implizierter chronostratigraphischer Konnotation und kamen in der älteren Literatur bisher zur Anwendung (z.B. HANTKE 1978). Die in der Nordschweiz laufende Quartärforschung hat das bisherige Konzept nun aber in Frage gestellt (Zusammenstellung z.B. in SCHLÜCHTER & KELLY 2000). Im Folgenden soll versucht werden, die Gliederung der Quartärablagerungen im Gebiet von Blatt Frick-Laufenburg dem heutigen Kenntnisstand anzupassen, wobei zu beachten ist, dass durch laufend hinzukommende Forschungsresultate die neue Quartärstratigraphie momentan noch nicht konsolidiert ist. Ausserdem sind aus dem Kartengebiet zur Zeit keine lokalen Daten zur Chronostratigraphie verfügbar. Wir sind also auf Vergleiche und Extrapolationen angewiesen.

Im Gebiet des Blattes Frick-Laufenburg lassen sich die eiszeitlichen Bildungen in vier Gruppen gliedern:

- Der Deckenschotter östlich von Laufenburg. Hier ermöglicht der regionale Vergleich mit Deckenschottern benachbarter Gebiete (LK-Blatt 1070 Baden und Atlasblatt 102 Zurzach, MATOUSEK et al. 2000, BITTERLI et al. 2000: 37) eine Zuordnung zu den *Höheren Deckenschottern* und damit zu den ältesten eiszeitlichen Ablagerungen (Spätes Pliozän – Frühes Pleistozän, GRAF 1993).

- Die Schotter der nur undeutlich ausgebildeten *Hochterrasse* und die damit assoziierten Gletscherablagerungen dürften in einer früheren Phase der Vorletzten Eiszeit (Beringen-Eiszeit, GRAF in Vorb.; entspricht dem Doppelwall-Riss in Süddeutschland) abgelagert worden sein und ein mittelpleistozänes Alter haben (GRAF in Vorb.).

- Die Schotter der *Niederterrasse*, die während der ausgehenden Vorletzten Eiszeit (s.o.) und hauptsächlich der Letzten Eiszeit (Birrfeld-Eiszeit, GRAF in Vorb.; «Würm») abgelagert wurden und somit altersmässig ins späte Mittlere Pleistozän – Späte Pleistozän fallen. Die verschiedenen Niveaus der Niederterrasse erlauben eine gewisse morphostratigraphische Gliederung, ihre chronostratigraphische Einstufung erfolgt allerdings aufgrund regionaler Vergleiche. Während der Bildung der Niederterrassen erreichten die Gletscher das Kartengebiet nicht (z.B. JÄCKLI 1962: Taf. I).

- Die im Gebiet von Blatt Frick-Laufenburg weitflächig abgelagerte *Moräne*, meist mit Rhoneerratikum, ist das Resultat von mindestens zwei, stellenweise sogar drei weiten Eisvorstössen, die älter als die Niederterrasse sind:

die Vorletzte Eiszeit (s.o.), die frühmittelpleistozäne Grösste Eiszeit (Most Extensive Glaciation, MEG, vgl. SCHLÜCHTER & KELLY 2000; Möhlin-Eiszeit, GRAF in Vorb.) sowie – wenigstens teilweise – die Vergletscherung zur Zeit der Höheren Deckenschotter (GRAF 1993), deren Ausdehnung nur sehr ungenau fassbar ist. Die Moräne im Kartengebiet ist somit sicher mittelpleistozänen Alters, Teile davon könnten allerdings bereits im Frühen Pleistozän oder Späten Pliozän gebildet worden sein.

Pleistozän

(inkl. Spätes Pliozän)

Spätes Pliozän – Frühes Pleistozän

q_{HDS} Höherer Deckenschotter

Als älteste Quartärablagerung auf dem Kartengebiet liegt zwischen Bossenhus und Ödenholz (ca. 2 km SE Schwaderloch) ein grober, z.T. stark sandiger Schotter, dessen Zuordnung zu den Höheren Deckenschottern allein schon durch seine Höhenlage von 500–520 m ü.M. gegeben ist (GRAF 1993). Er enthält lokal reichlich Kristallingerölle. Die aufgelassene Kiesgrube westlich des Roggefelds (Koord. 654.675/269.550, 515 m) erlaubt einen Einblick in die typische glazifluviale Fazies der Deckenschotter. Eine in den Schotter eingeschaltete, bis zu 2 m mächtige Lage von fein geschichtetem siltig-tonigem Feinsand interpretiert GRAF (1993) als möglicherweise warmzeitliche Hochflutablagerung. In der unweit davon gelegenen Kiesgrube Sandlochacher (Koord. 655.750/268.750, Atlasblatt 102 Zurzach) fand GRAF (1993) eine Moräneneinlagerung, die eine Gletscherpräsenz im Frühen Pleistozän, eventuell bereits im Späten Pliozän (vgl. BOLLIGER et al. 1996) belegt. Es kann davon ausgegangen werden, dass sich das Gletschereis auch auf einen Teil des Gebietes von Blatt Frick-Laufenburg ausdehnte.

Spätes Pliozän – Mittleres Pleistozän

Während der in der Umgebung des Fricktals nicht direkt datierten grössten Eiszeiten (s.o.) waren weite Teile des Kartengebietes gletscherbedeckt. Dabei floss Rhoneeis – mindestens in den mittelpleistozänen Eiszeiten – über die Salhöhe (840 m ü.M.), das Bänkerjoch, die Staffelegg (bis 750 m ü.M.) und den Bözberg nach Norden, um sich zwischen Albbruck-Dogern und Stein mit dem Eis von Rhein-, Linth- und Reussgletscher zu vereinigen (Helvetischer Gletscher, HANTKE 1978: 323). Die Hauptrogensteinkämme vom Tiersteinberg (749 m ü.M.) im Westen bis zum Hottwilerhorn (646 m ü.M.) im Osten ragten als Nunatakker aus dem Eis heraus. Im Rheintal reichte dieser Eisstrom zur Zeit des Maximalstandes bis Möhlin (HANTKE 1978: 349f. u. Karte 3). Nach dem Rückzug hinterliess er

ursprünglich mehr oder weniger flächendeckende (peri-)glaziale Ablagerungen, deren Deutung nur teilweise gelingt.

q_m Tiefgründig verwitterte Moräne

In dieser Kartiereinheit werden alle Moränen zusammengefasst, die nicht in klarem Zusammenhang mit den Schottern der Hochterrasse stehen. Tiefgründig verwitterte Grundmoräne konnte bei Bodenkartierungen (RUEF et al. 1992, Blatt Laufenburg) und durch Bohrungen direkt nachgewiesen werden. Teile der ursprünglich weit verbreiteten Moränendecke sind nicht nur im Faltenjura und auf den Hochflächen des Tafeljuras erhalten geblieben, sondern treten auch in den Talsohlen auf, wo sie von jüngeren Schottern überlagert werden.

Beispiele

Vorkommen bei Wittnau, zwischen Herznach und Ueken, im Tal des Kaisterbaches (untere Talflanken); ebenso wurde Moräne unter Talfüllungen erbohrt, so z.B. im Tal der Sissle zwischen Frick und Eiken (Fig. 12b und Bohrung AZ 814 [Ref. 8]; ebenso AMSLER 1931, GSELL 1968: 88, HOEHN 1979).

Sichere Mächtigkeitsangaben ergeben sich nur aus wenigen Bohrungen: Im Gebiet Herznach–Wölflinswil–Oberhof wurde Moräne von 15 bis $>31{,}6$ m Dicke erbohrt.

Das Moränenmaterial enthält Geschiebe aus kantigen bis gut gerundeten Juragesteinen (bei Wölflinswil auch Opalinus-Ton), untergeordnet auch Quarzite und alpine Gesteine aus dem Einzugsgebiet des Rhonegletschers in einer braunen, sandig-siltigen, lehmigen Matrix.

Lehm mit vereinzelten alpinen Geschieben

Westlich von Frick, auf dem Bözbergplateau und auf den Muschelkalkplateaus von Schupfart und Kaisten tritt häufig Verwitterungslehm mit vereinzelten alpinen Geschieben (darunter viel Quarzit) auf, bei dem es sich mindestens teilweise um reliktische Moräne handelt (BRAUN 1920a: 223).

Erratische Blöcke, Moränenwälle, Rundhöcker

Von den zahlreichen grösseren Erratikern, die zu Beginn des 20. Jahrhunderts noch vorhanden waren und von MÜHLBERG (1869, 1878), BLÖSCH (1911a, 1961), BRÄNDLIN (1911), BRAUN (1920a: 226ff.) und anderen kartiert bzw. beschrieben werden konnten, sind heute nur noch wenige in situ erhalten. Sie sind, zusammen mit einigen Neufunden, auf der Karte verzeichnet. Speziell erwähnenswert sind die Blöcke aus Gisliflue-Korallenkalk nordöstlich von Thalheim, die durch Eistransport an ihre Standorte verfrachtet worden sein müssen.

Moränenwallähnliche Rücken wurden an mehreren Stellen festgestellt. Da es fraglich ist, ob es sich dabei tatsächlich um Akkumulations- oder nicht vielmehr

um Erosionsformen handelt, wurden auf der Karte keine Moränenwälle ausgeschieden.

Als Rundhöcker werden vom Eis erodierte Kuppen oder Felsbuckel mit elliptischem Grundriss angesehen. Im Gebiet von Blatt Frick-Laufenburg sind an mehreren Stellen solche Kuppen zu beobachten; ob sie glazigenen Ursprungs sind, bleibt jedoch fraglich, so dass von einem Eintrag auf der Karte abgesehen wurde.

q_{ms} Tiefgründig verwitterte Moräne, kiesreich

Kiesreiche Moränen und lokale Schottervorkommen abseits der Hochterrassen lassen sich meist nur grossflächig (z.B. in Äckern) am Überwiegen von Geröllen und an stark verlehmten Sanden erkennen. Ihre Höhenlage reicht bis hoch über die Talsohlen und entspricht derjenigen der Verbreitung von tiefgründig verwitterter Moräne (q_m). Bei den meisten dieser Vorkommen dürfte es sich um Eisrandschotter handeln (HANTKE 1978: 358f. u. Karte 3).

Eine scharfe Umgrenzung oder eine nähere Charakterisierung lässt sich kaum durchführen. Die sichere Zuordnung wird überdies erschwert durch umgelagerte bzw. verschwemmte Komponenten aus dem Deckenschotter (z.B. an den Hängen nordöstlich von Wil) oder der Juranagelfluh (im Gebiet Herznach–Wölflinswil).

Vorkommen

In der ehemaligen Kiesgrube ca. 300 m nördlich Faandel (NW Wittnau) wurde ein Schottervorkommen angeschnitten, das sich als z.T. versackte Terrasse auf einer Höhe von 490 m ü.M. an der Südflanke des Wittnauer Hombergs erstreckt. Dieses Vorkommen könnte alternativ zu den Juraschottern ungewisser Zuordnung (q_{js}) gestellt werden; allerdings liegt es weit höher als die der Hochterrasse zugerechneten Schotter bei Gipf-Oberfrick.

Mittleres Pleistozän

HOCHTERRASSE

q_{HT} Rhein- und Aareschotter

Im Gebiet von Blatt Frick-Laufenburg fehlen sowohl im Rhein- als auch im Aaretal klar identifizierbare Hochterrassen. Eine eindeutige Abgrenzung der Schotter gegen Moräne lässt sich kaum durchführen und wird zusätzlich erschwert durch umgelagerte bzw. verschwemmte Komponenten aus Deckenschotter oder angrenzender Moräne.

Rhein- und Sissletal

Linksrheinisch lassen sich einzig im Gebiet von Eiken–Stein Schottervorkommen kartieren, die aufgrund ihrer Höhenlage unter Vorbehalt der Hochterrasse zugerechnet werden können (Fig. 12a). Am Talhang lässt sich von Stettene (SE Eiken, auf ca. 340 m ü.M.) über Lei (ENE Münchwilen) bis nach Stein

(Affeloo, unmittelbar SE Bahnhof, ca. 330 m ü.M.) eine z.T. von Hangschutt überdeckte Hochterrasse verfolgen. Der Schotter in dieser Höhenlage besteht aus grobem Rheinkies und ist teilweise nagelfluhartig verkittet.

Äquivalente rechtsrheinische Hochterrassenschotter erwähnt VERDERBER (1992: Taf. 2) zwischen Laufenburg (ca. 355 m ü.M.) und Bad Säckingen (ca. 340 m ü.M.). Vergleiche hierzu auch die deutschen geologischen Kartenblätter 8413 Bad Säckingen und 8414 Laufenburg (Baden).

Am rechten Rand des Sissletals lässt sich ein Schottervorkommen von etwa 10–20 m Mächtigkeit von Eilez (NE gegenüber Eiken, Kuppe im Lösslehm auf Kote 347,8 m ü.M.) über Wigarten bis Bungerte (1 km NW Oeschgen, Basis auf ca. 330 m ü.M.) der Hochterrasse zuordnen (Fig. 12a, b). Die Terrassen in Frick, auf denen die beiden Kirchen stehen, sind mit diesem Vorkommen korrelierbar und können somit auch der Hochterrasse zugeordnet werden (Fig. 12b und Abschnitt **q_{js}**, unten). Die Abgrenzung zwischen Rhein- und Sissle-Schotter der Hochterrasse ist wegen des relativ hohen Gehalts an alpinem Material in den Letzteren schwierig und deshalb etwas willkürlich.

Aaretal

Das auf Kote ca. 380 bis 395 m gelegene Schottervorkommen bei der Breitere südlich von Schinznach-Dorf wird nach MOSER (1958b: Taf.) zur Hochterrasse gerechnet. HANTKE (1978: 358) betrachtet es als Stauschotter, was mindestens beim Vorkommen südwestlich von Oberflachs auf Kote 455 m (ehemalige Kiesgrube) zutreffen dürfte. Möglicherweise gehört die Schotterterrasse bei Schinznach-Dorf zum linken Rand der von GRAF (in Vorb.) postulierten Habsburg-Rinikerfeld-Rinne der Vorletzten Eiszeit.

q_{mB} Verwitterte Moräne

Die in direktem, regional verfolgbarem Zusammenhang mit Hochterrassenschottervorkommen stehende, stellenweise kiesreiche Moräne im Gebiet zwischen Veltheim und Villnachern wird von GRAF (in Vorb.) in eine Phase nach dem Maximalstand der Vorletzten Eiszeit (Beringen-Eiszeit) gestellt. Ihre Lithologie unterscheidet sich kaum von derjenigen der tiefgründig verwitterten Moräne (**q_m**), und ihre Abgrenzung gegenüber dieser ungefähr auf Kote 500 m ist mangels Aufschlüssen arbiträr.

Mittleres bis Spätes Pleistozän

q_{js} Juraschotter ungewisser Zuordnung, z.T. in Lagen über der Niederterrasse

Die Seitentäler des Rheins und der Aare sind mit quartären Ablagerungen angefüllt: Neben Hangschutt und Schwemmlehm handelt es sich vor allem um

meist lehmige Juraschotter. Ihr Geröllspektrum ist weitgehend lokaler Herkunft (Hauptmuschelkalk, Hauptrogenstein und Malmkalke), alpine Gerölle kommen untergeordnet vor und sind aus örtlichen (peri-)glazialen Ablagerungen aufgearbeitet. Bohrungen zeigen, dass Juraschotter mindestens seit dem Mittleren Pleistozän abgelagert wurden. Lokale Schotter, die aufgrund ihrer Höhenlage im Talprofil mit entsprechenden Vorkommen der Haupttäler korrelierbar sind, werden als Teile dieser Terrassensysteme betrachtet (s. Abschnitte **q_{jso}** und **q_{jsu}**, S. 68f.).

Bei isolierten Juraschottervorkommen in den Seitentälern fehlt eine klare Beziehung zu den Terrassen im Aare- und Rheintal. Entweder lässt ihre isolierte Lage eine sichere Korrelation nicht zu, oder sie könnten aufgrund ihrer Höhenlage mögliche Altersäquivalente der Hochterrasse darstellen, die jedoch in weiten Gebieten von Blatt Frick-Laufenburg nicht sicher nachzuweisen ist. Sie werden deshalb als Juraschotter ungewisser Zuordnung bezeichnet.

Vorkommen

Juraschotter dieser Art finden sich u.a. bei Sulz und zwischen Oberhofen und Gansingen. Westlich von Mettau treten am linken Talhang in einer Höhe von ca. 380 m ü.M. Terrassenreste mit lokalem Geröllmaterial ca. 40 m über dem so genannten Akkumulationsniveau der Rhein-Niederterrasse auf. Vorkommen in Hanglagen bis weit über den heutigen Talgrund sind auch zwischen Kaisten und Ittenthal, bei Oberkaisten und im Tal des Schmittenbaches südwestlich von Mönthal aufgeschlossen.

Die beiden auf der vorangehenden Seite erwähnten, auf Kote 365 m ü.M. (über der Niederterrasse) liegenden Juraschottervorkommen, auf denen die Kirchen von Frick stehen, lassen sich der Hochterrasse zuordnen (Fig. 12b). Das Geröllspektrum dieser Schotter zeigt einen Anteil von alpinem Material von rund 20 %. Die Vorkommen grenzen im Südwesten (bei Änzberg) und im Westen (bei Sulzrain) seitlich an Moränen.

Die kleinen Vorkommen von Juraschottern bei Sulz, Bözen, Zeihen sowie südwestlich und östlich von Effingen befinden sich in völlig isolierter Lage.

L Löss und Lösslehm

Löss ist stark erosionsanfällig und kommt deshalb nur in flachen Lagen vor. Ausgedehnte Lössdecken sind oft nur geringmächtig; sie bilden dunkelgelbe bis braune, siltig-lehmige Böden, welche z.B. im Mettauer Tafeljura von Bodenbildungen über Trigonodus-Dolomit nur schwer zu unterscheiden sind. Die Mächtigkeit und Verbreitung der Lössvorkommen ist nur ungefähr bekannt, auch bleibt die Abgrenzung von Löss in situ zu kolluvialem Schwemmlöss bzw. Lösslehm meist unsicher.

Vorkommen

Auf den Hochflächen des Mettauer Tafeljuras, z.B. im Ischlag nördlich von Mettau, wo er eine dünne Moränendecke bzw. Keupermergel überlagert. In einem Bodenprofil wurde hier unter ca. 70 cm Löss eine Moräne mit fossilem Bodenhorizont erbohrt (RUEF et al. 1992). Auch zwischen Trigonodus-Dolomit und Löss wurden wiederholt alte Bodenbildungen angetroffen. Am Südrand des Rheintals kommen Löss und Lösslehm auf den Hochterrassenflächen in der Umgebung von Eiken und Münchwilen vor. Im Aaretal wurde im Neubaugebiet am Westrand von Veltheim ein Lösslehmvorkommen von ca. 4 m Mächtigkeit mit Bodenhorizonten über Moräne angeschnitten.

q_{sd} Sandige Deckschichten ungewisser Zuordnung, z.T. lössartig

Zwischen Rheinsulz und Etzgen werden die Rheinschotter der oberen Niederterrasse von einer stellenweise mehrere Meter mächtigen, z.T. lössartigen sandigen Deckschicht überlagert, die deutlich über das Akkumulationsniveau der Niederterrasse hinausreicht.

Derselbe Quarzsand wurde dort als Hangschuttmatrix bis in Höhenlagen von 345–350 m ü.M. festgestellt. Möglicherweise war der Rheinschotter einst von einer mächtigen Sandlage bedeckt, die noch zum Niederterrassensystem gehört. In der Kiesgrube südlich des Haldesachers (Koord. 650.100/268.700) lässt sich die Verzahnung und Durchmischung von Hangschutt und Rheintalschotter bzw. dessen sandiger Deckschicht beobachten. Diese Zusammenhänge zeigen, dass eine Zuordnung der sandigen Deckschicht zum Hochterrassensystem sehr unwahrscheinlich ist, obwohl ihre Höhenlage dies nahe legen würde (Fig. 12a, c).

Weitere Vorkommen von Quarzsand befinden sich am Fuss der Wasehalde (Koord. 646.250/266.100, nicht auf der Karte) und, vermischt mit Hangschutt, über der Rheinschotterterrasse nördlich von Etzgen (Feichrüti, Habrüti) auf etwa 340 m ü.M.

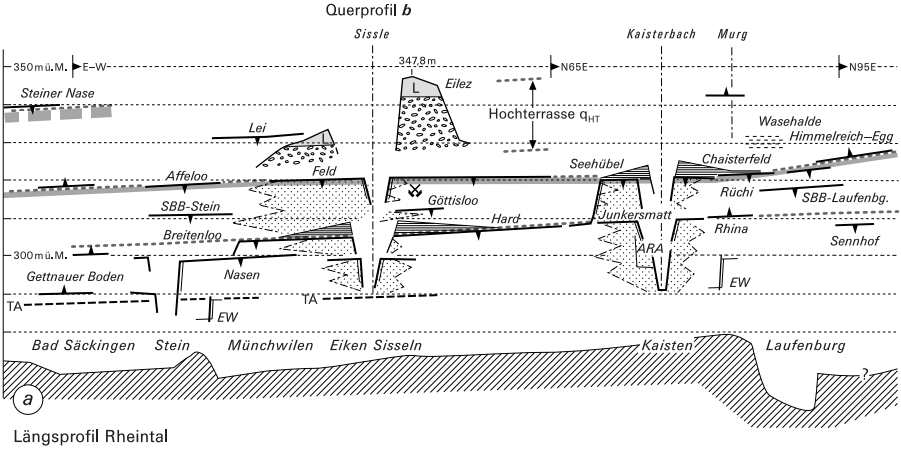
NIEDERTERRASSE

q_{NTo} Rhein- und Aareschotter der oberen Niederterrasse

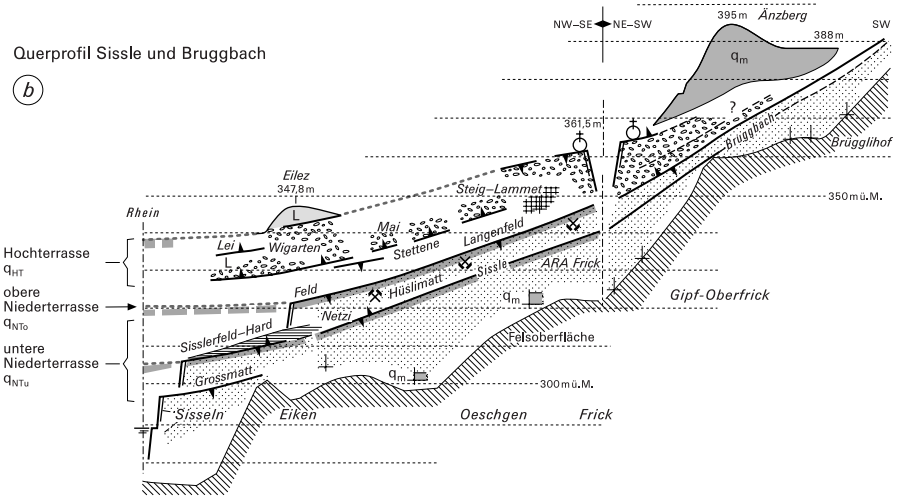
q_{NTu} Rhein- und Aareschotter der unteren Niederterrasse

Die im Folgenden verwendete Gliederung der Schotterkörper im Rhein- und Aaretal basiert auf der Höhenlage der Niederterrassen. Figur 12 zeigt eine schematische Übersicht der Terrassenniveaus im Hochrheintal und in zwei Seitentälern. Das Akkumulationsniveau lässt sich problemlos über den gesamten Talabschnitt korrelieren; entsprechende Terrassen wurden als obere Niederterrasse kartiert. Tiefere Niveaus sind nur abschnittsweise korrelierbar; sie werden insgesamt als untere Niederterrasse bezeichnet. Die Gliederung und Einstufung der Niederterrasse beruht also auf rein morphologischen Kriterien, die über das wirkliche Alter der betreffenden Einheiten nur wenig aussagen (vgl. aber GRAUL 1962).

Die talseitige Begrenzung der verschiedenen Niveaus der Schotterterrassen (auch der Hochterrasse) wurde auf der Karte jeweils am Böschungsfuss gezogen. Diese lithostratigraphische Darstellungsweise verdeutlicht die Mächtigkeit der Schotterterrassen, nach morphostratigraphischen Überlegungen würde die Grenze zwischen Terrassenniveaus allerdings an der Terrassenoberkante verlaufen (vgl. BUGMANN 1956: 17ff.).



Längsprofil Rheintal



Linksufrige Terrasse

Rechtsufrige Terrasse markante Terrassenkante

TA Holozäne Talaue

Daten aus Bohrung

Kiesabbau in Betrieb – aufgelassen

EW Staustufe im Rhein

Hangschutt

Schwemmfächer der Sissle und des Kaisterbaches

Rheinschotter der unteren Niederterrasse

Juraschotter, der Niederterrasse zugeordnet

Seebodenlehm (Talflanke)

Sandige Deckschichten, z.T. lössartig

L Löss, Lösslehm (auf Hochterrasse)

Hochterrassenschotter und Juraschotter in Lagen über der Niederterrasse

q_m Moräne

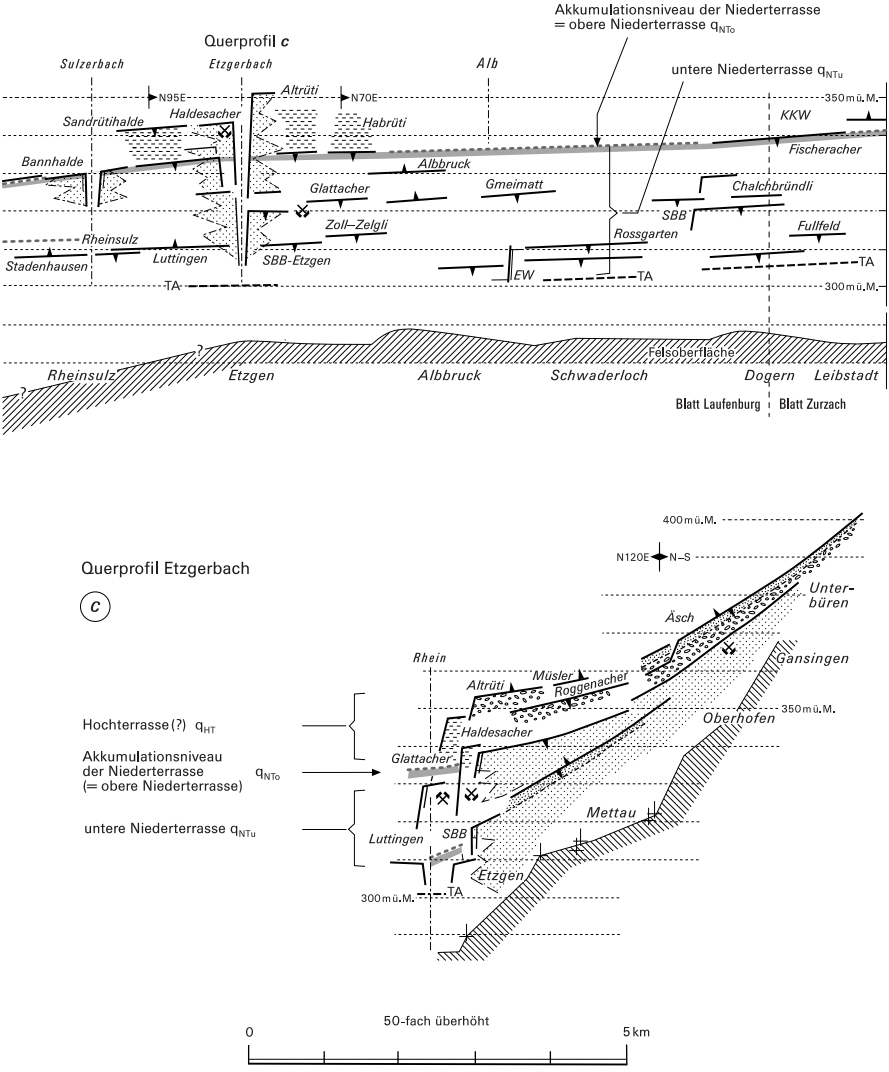


Fig. 12: Pleistozäne und holozäne Akkumulations- und Erosionsterrassen im Hochrheintal und in den Tälern von Sissle und Bruggbach sowie des Etzgerbaches.

Rheintal, Abschnitt Schwaderloch–Laufenburg

Die obere Niederterrasse liegt bei Etzgen um 335 m ü.M. Nach Nordosten kann sie mit der höchsten Terrasse von Leibstadt–Bernau (Atlasblatt 102 Zurzach) verbunden werden (Fig. 12a, ebenso H. Schmassmann in HALDIMANN et al. 1984: Beil. 7), nach Westen lässt sie sich ins Chaisterfeld und nach Eiken–Stein (Affeloo) verfolgen. Figur 12a zeigt eine deutliche Zunahme des Gefälles der oberen Niederterrasse zwischen Etzgen und dem Chaisterfeld, wahrscheinlich eine Folge der Talverengung im Gebiet von Laufenburg (Laufenburger Laufen).

Im Abschnitt Etzgen–Rheinsulz erstreckt sich ein Band stark versinterten Rheintalschotters dem Fuss der Risulzer- und der Sandrütihalde entlang. Von ihrer Höhenlage her sind sie Teil des Niederterrassensystems und deshalb auf der Karte als Rheinschotter der oberen Niederterrasse ausgeschieden.

Die untere Niederterrasse ist östlich von Laufenburg nur lückenhaft zu beobachten. Bohrungen bei Laufenburg und Rheinsulz (HEUSSER 1926) belegen, dass auch hier, überdeckt durch spät- bis postglazial abgeschwemmten Hangschutt, Niederterrassenschotter vorhanden ist. Die beiden Terrassen nördlich von Etzgen liegen auf dem Niveau der unteren Niederterrasse, die höher liegende (Glattacher) steigt allerdings gegen den Hangfuss zu auf das Akkumulationsniveau an.

Rheintal, Abschnitt Laufenburg–Stein

Die Niederterrassen in diesem Abschnitt des Rheintals sind in zahlreichen Kiesgruben und Lockergesteinsbohrungen erschlossen. Sie sind aus einem relativ sandreichen, locker gelagerten fluviatilen Schotter mit einem alpinen Geröllspektrum aufgebaut. An der Schotterbasis, stellenweise auch höher, treten charakteristische Grobblocklagen mit Gesteinen aus dem Grundgebirge des Schwarzwalds, aus den südlich angrenzenden Muschelkalkplateaus sowie seltene Exemplare alpiner Herkunft auf; sie sind im Wesentlichen als verschwemmter lokaler Schutt aus Sackungen, seltener als verschwemmte ältere Moräne zu betrachten.

Zu «löcheriger Nagelfluh» verkittete Partien kommen vorwiegend in tieferen Partien am Südrand des Schotterkörpers vor, wo karbonatische, aus dem Muschelkalk infiltrierende Wässer zur Versinterung des Schotters führten.

Die obere Niederterrasse setzt sich im Rheintal zwischen Laufenburg und Eiken auf dem Niveau von 320–325 m ü.M. mit einer deutlichen Kante von der unteren Niederterrasse ab. Diese obere Terrasse lässt sich auch im Tal der Sisle von Eiken bis nach Frick weiter verfolgen (Fig. 12b). Zwischen Chaisterfeld und Seehübel wird das Akkumulationsniveau der Niederterrasse vom flachen Schwemmfächer des Kaisterbaches überdeckt.

Die untere Niederterrasse ist in der Ebene zwischen Kaisten und Stein auf einem Niveau um 300–310 m ü.M. gut entwickelt.

Felsoberfläche im Rheintal

Die Mächtigkeit des Schotterkörpers beträgt im Allgemeinen 15–30 m. Nur lückenhaft kann eine stellenweise tief eingeschnittene Rinne nachgewiesen werden. Das tiefe Felsniveau (ca. 287 m ü.M.) in der Nagra-Bohrung Kaisten (Ref. 12) deutet darauf hin, dass die Rinnensohle in einer Schlaufe von Laufenburg in Richtung Südwesten zum Bollhof bei Kaisten und von dort nach Nordwesten zur Mündung der Murg verlaufen könnte (vgl. HEUSSER 1926).

Aaretal

Zwischen Schinznach-Bad und Bad Schinznach reicht auf der rechten Talseite ein kleines Areal mit den höchsten, zur oberen Niederterrasse gerechneten Schottervorkommen ins Gebiet von Blatt Frick-Laufenburg. Schotter in ähnlicher Höhenlage konnten auf der linken Talseite nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden.

Die untere Niederterrasse ist auf der linken Seite des Aaretals gut entwickelt und lässt sich von Veltheim (auf Kote ca. 360–365 m) über Schinznach-Dorf bis östlich von Villnachern (auf Kote 355 m) verfolgen. Mit einer ausgeprägten Steilstufe ist die Terrasse von der rund 15–20 m tiefer liegenden holozänen Talaue abgesetzt. Die Talaue, ursprünglich auf ca. 345–340 m ü.M. gelegen, wurde durch anthropogene Eingriffe stark verändert: Die Seitenbäche wurden kanalisiert, die Aare eingedämmt und auf Kote 348 m gestaut (Kraftwerk Wildegg-Brugg). Entlang der Steilstufe liefern einige Kiesgruben gute Aufschlüsse (s. MOSER 1958b: Taf.).

Aufbau und Geröllspektrum der Niederterrassenschotter im Aaretal sind, abgesehen von den fehlenden Schwarzwaldgesteinen, mit den Niederterrassenschottern im Rheintal durchaus vergleichbar. An ihrer Basis wurde Verwitterungslehm und lokal auch grober Blockschutt in mehreren Bohrungen nachgewiesen. Auch in höheren Niveaus treten lagenweise grosse, angerundete Blöcke lokaler Herkunft auf. Wie im Rheintal dürfte es sich um lokales Schutt- bzw. Bergsturzmaterial handeln (z.B. in Bohrung 5356.3 [Ref. 29]: Block von Oberem Muschelkalk bei 37 m).

Felsoberfläche im Aaretal

Im Aaretal zeigt die Mächtigkeit der Niederterrassenschotter im Kartengebiet eine Zunahme von Ost nach West: von ca. 10–15 m unter dem heutigen Aarelauf bei Schinzach-Bad auf über 45 m im Gebiet östlich und nordöstlich von Schinznach-Dorf (Bohrung 5356.3 [Ref. 29], Quartär: 51 m). Eine Rinne, deren Sohle in mehreren Bohrungen unter Kote 325 m nachgewiesen wurde, streicht in NNW-Richtung rund 1 km westlich der heutigen Aare vom südlichen Kartengebietsrand in Richtung Dägerfeld, wo sie ihre Richtung nach Nordosten ändert und nördlich

von Bad Schinznach den rezenten Aarelauf unterquert (Grundwasserkarte Kt. Aargau 1:25 000, Blatt Frick, WILDI 1984: Taf., HANTKE 1978: 358).

In den von Westen zur Aare mündenden Seitentälern (Veltheim, Schenkenbergertal, Eriwis) wurden die obersten Niederterrassenschotter lokal ausgeräumt, mit Juraschottern vermischt und als Schwemmfächer auf der holozänen Talaue abgelagert.

q_{jso} Juraschotter, der oberen Niederterrasse zugeordnet

Besonders schön lässt sich die Parallelisierung der Juraschotterterrasse der Sissle mit dem Akkumulationsniveau der Niederterrasse (= obere Niederterrasse) des Rheins zeigen (Fig. 12a, b).

Die Juraschotter der Sissle (*Sissle-Schotter*) bilden zwischen Frick (350 m ü. M.) und Eiken (ca. 325 m) auf der linken Talseite eine markante Terrasse, die rund 15 m über der unteren Niederterrasse der Sissle und des Rheins liegt. In Anlehnung an G. Steinmann bezeichnete TSCHUDI (1904) diese Ablagerung als «Mittelterrasse». HUG (1909) nannte dieses Niveau jedoch «eigentliche [obere] Niederterrasse», die 13 m höher liegt als diejenige bei Hard im angrenzenden Rheintal.

Die Juraschotter bestehen aus angerundeten mittelgroben bis groben Komponenten von Jurakalk (selten alpinem Material) in einer braungelben sandigen bis lehmigen Grundmasse. Am Austritt der Sissle in die Rheinebene nördlich von Eilez (Kiesgrube) lässt sich der Terrassenrand als ausgeprägte Stufe von 13 m Höhe ostwärts Richtung Kaisten am Fuss der Chinzhalden über Pt. 320 m und Seehübel (Pt. 313 m) bis Ritanne (Pt. 309 m) verfolgen.

Regionale Vergleiche der Höhenlagen der Akkumulations- und Erosionsflächen der Niederterrassen im Rheintal erlauben eine definitive Zuordnung dieses Niveaus des Sissle-Schotters zur oberen Niederterrasse (H. Schmassmann in HALDIMANN et al. 1984: Taf. 7). Aufgrund der homogenen Zusammensetzung der Schotter und der markanten Ausbildung der Terrasse muss diese in einer relativ kurzfristigen, starken Schüttungphase (in einem Interstadial?) als Akkumulationsterrasse entstanden sein.

Weitere Vorkommen von Juraschottern, die der oberen Niederterrasse zugeordnet werden, finden sich bei Rheinsulz sowie im Tal des Schmittenbaches südöstlich von Mönthal.

Aufschluss

Zeitweilig (2005) wird der Sissle-Schotter der oberen Niederterrasse südöstlich von Eiken in kleinen Gruben abgebaut (z.B. Koord. 642.250/264.150).

q_{jsu} Juraschotter, der unteren Niederterrasse zugeordnet

Sondierbohrungen zwischen Wil und Etzgen (z.B. Bohrungen Mettau SB 80-26 [Ref. 21], Mettau SB 80-28 [Ref. 28]) und bei Frick (z.B. Bohrung AZ 814 [Ref. 8], s.a. Fig. 12b) zeigen, dass die jungen Juraschotter Moräne, älteren Hang-

lehm und auch limnischen Silt überlagern. Ihrerseits werden sie wiederum von spät- bis postglazialem verlehmtem Hang- und Bachschutt überdeckt. Die tiefer liegenden Juraschotter im Talgrund sind demnach Ablagerungen (einer Spätphase) der Letzten Eiszeit (nach HOEHN 1979 «spätwürmzeitlich»), während ihr Liegendes als Relikte einer älteren Eiszeit bzw. eines älteren Interglazials zu betrachten sind. Auch im oberen Fricktal wurden durch Bohrungen vergleichbar gelagerte Juraschotter nachgewiesen.

Weitere Vorkommen von Juraschottern, die der unteren Niederterrasse zugeordnet werden, sind südlich von Rheinsulz und im Etzgertal zu finden.

Altes Flussbett auf Niederterrasse

Zwischen Kaisten und Stein (Hard, Sisslerfeld) konnten aufgrund detaillierter Bodenkartierungen und der Aufnahme topographischer Details alte Flussbette festgestellt werden (Interreg II 2001: Beilage 2.1.2). Diese lehmgefüllten Altwasserläufe des Rheins liegen auf der unteren Niederterrasse und werden ihrerseits vom grossen Schwemmfächer der Sissle teilweise überlagert (Fig. 12a).

Am Südwestrand von Laufenburg liess sich ein altes, lehmgefülltes Flussbett auch auf der oberen Niederterrasse feststellen.

q_{Ls} Schwemmlehmdecke auf unterer Niederterrasse

Die tiefere der beiden unteren Niederterrassen nördlich von Schwaderloch (Rossgarten – Im Sand) ist von einer Schicht alluvialen Lehms (Hochflutablagerungen) bedeckt.

Pleistozän oder Holozän

q_{Kv} Verrutschter oder versackter Keuper

Im Gebiet Unterburg westlich von Oberhof finden sich verrutschte und versackte Keupermassen mit zahlreichen grösseren Schilfsandsteinpaketen teils in Hangschutt aus Oberem Muschelkalk (q_{hM}), teils auf OSM und tiefgründig verwitterter Moräne (q_m). Die Keupermassen stammen von einer Schuppe von Mittlerem Keuper an der Jurahauptüberschiebung (s. S. 90f.) und glitten auf das topografisch tiefer liegende Gelände am Südrand des Tafeljuras ab.

q_{Mv} Verrutschte oder versackte Molasse

Nicht sicher anstehende OSM-Vorkommen wurden als verrutschte oder versackte Molasse ausgeschieden, um eine Fehlinterpretation von Rinnenstrukturen zu vermeiden. In einigen Fällen wurde q_{Mv} in Bohrungen direkt nachgewiesen (z.B. in der Umgebung von Oberhof).

Blockschutt, Sackungsmassen, Rutschmassen

Die Überlagerung von inkompetenten durch kompetente Formationen in Kombination mit relativ grossen Reliefunterschieden prädestinieren Talflanken zu gehäuftem Auftreten von Sackungen und Rutschungen.

Es ist anzunehmen, dass sich die meisten der grösseren Sackungs- und Rutschmassen mit dem Abschmelzen der Gletscher (episodisch) in Bewegung gesetzt haben; die Bildung von Tälern mit akzentuiertem Relief durch fluviatile Erosion dürfte die Prozesse noch beschleunigt haben. Einige der unten genannten Beispiele, besonders die Rutschgebiete, sind noch heute aktiv.

Blockschutt (Bergsturzmassen)

Ein interglazialer Bergsturz ereignete sich aus der steil überkippt liegenden Nordflanke der Gisliflue-Kette im Schenkenbergertal südöstlich und östlich von Thalheim (z.T auf LK-Blatt 1089 Aarau). Grober Blockschutt aus Korallenkalk der Gisliflue wurde teilweise von Moräne überdeckt; Korallenkalkblöcke finden sich auch als Erratiker nordöstlich von Thalheim.

Sackungsmassen

Im Muschelkalk finden sich ausgedehnte Sackungsgebiete an den Hängen des Eikerbergs (zwischen Stein und Obermumpf), am Nordrand des Mettauer Tafeljuras im Gebiet der Etzgerhalde (2 km WSW Schwaderloch) und unterhalb der Wandflue, weiter an der Nord- und Westflanke des Strihen (ca. 2 km E Wölflinswil) und der Burg bei Wanne (SW Oberhof). Grosse Sackungsmassen im Hauptrogenstein befinden sich an den Hängen des Tiersteinbergs (ca. 2 km NNW Wittnau).

Rutschmassen

Ausgedehnte Rutschmassen sind an den Flanken des Tierstein-, Frick-, Schin-, Heu-, Laubbergs u.a. zu finden. Die bedeutendsten Rutschmassen liegen auf tonreichen Formationen, hauptsächlich auf Opalinus-Ton. Eingehende Beschreibungen sind bei BRAUN (1920a: 229ff.), HARTMANN (1928a, 1958: 145), MOHLER (1936: 96), GERBER (1961) und HANTKE (1978: Fig. 60f.) zu finden.

q_L Verwitterungslehm, Hanglehm, Schwemmlehm

Meist humoser Verwitterungslehm kommt vorwiegend auf den Hochflächen des Tafeljuras vor, besonders in Gebieten, wo das Liegende durch tonreiche Formationen gebildet wird. Künstliche Aufschlüsse zeigen, dass die Verwitterungslehmdecke häufig nur einige Dezimeter mächtig ist. In vielen Fällen ist eine Abgrenzung zwischen wenig lehmbedecktem Anstehendem und Verwitterungslehm bzw. eine genaue Grenzziehung zwischen Formation und Lehm ohne Hand-

bohrungen oder Schürfungen eine Ermessensfrage, ebenso die Unterscheidung zwischen den verschiedenen Lehmarten, weshalb diese auf Blatt Frick-Laufenburg zusammengefasst wurden.

Während sich der Verwitterungslehm mehr oder weniger in situ befindet, ist der Hanglehm meist durch Solifluktion verrutscht und lokal stark angehäuft. In genetischer Folge geht er oft fliessend in Schwemmlehm über. Dabei handelt es sich um abgeschwemmtes und in Tälchen und Mulden akkumuliertes Erosionsmaterial mergelig-toniger Formationen sowie von Moränen- und Lössdecken.

Wie im Abschnitt $\mathbf{q_{jsu}}$ (S. 68f.) dargelegt, sind Teile der Lehmvorkommen pleistozänen Alters.

Verlehmter Hangschutt

Als verlehmter Hangschutt wurden Bereiche kartiert, in denen meist aus höheren Lagen stammender Verwitterungsschutt mit Lehm vermischt ist. Verlehmter Hangschutt ist im Faltenjura weit verbreitet und oft mehrere Meter mächtig. An steilen und durchnässten Hängen neigt er zu Rutschungen.

Hangschutt

Trockene Schutt- und Blockschutthalden, z.T. mit zahlreichen versackten Felspaketen und Blockfeldern, sind typisch für die höheren Hangbereiche entlang den morphologischen Steilstufen des Oberen Muschelkalks, des Hauptrogensteins und der Villigen-Formation im Tafel- und Faltenjura. Abgesehen von einigen Stellen mit episodischem Steinschlag findet hier aber nur unbedeutende Ablagerung statt.

Mit hoch liegenden sandigen Deckschichten (s. Abschnitt $\mathbf{q_{sd}}$, S. 63), Löss (BLÖSCH 1911b), Seeton (Bohrung B4 WSW Stein, Ref. 1) oder Niederterrassenschotter (Bohrung Riniken, Ref. 34) verzahnter oder überlagerter Hangschutt belegt ein pleistozänes Alter der betreffenden Vorkommen.

$\mathbf{q_{hM}}$ Hangschutt aus Oberem Muschelkalk in Verwitterungslehm der Anhydritgruppe

Der verlehmte Hangschutt am Fuss der Muschelkalk-Schuppenzone des Faltenjuras zeigt eine charakteristische Zusammensetzung aus Komponenten des Oberen Muschelkalks, die in grauem Verwitterungslehm der Anhydritgruppe stecken. Seltener sind auch Dolomit- und Gipskomponenten aus der Anhydritgruppe und solche von aufgeschürftem Keuper, Lias oder Dogger zu finden.

$\mathbf{q_{hb}}$ Hangschuttbrekzie

In Hangschuttgebieten kann austretendes stark mineralisiertes Quellwasser den Hangschutt versintern und zu Brekzien zementieren.

Beispiele

- Bei Pt. 711 m, 1,2 km NNE Kienberg: Brekzie aus Hauptmuschelkalkkomponenten auf OSM (von südlich der Jurahauptüberschiebung her stammendes Material).
- Hang südwestlich von Usser Breiten bei Mettau: zementierter Muschelkalkschutt.
- Nordöstlich und östlich des Herzbergs (W Staffelegg): zementierter Hauptrogensteinschutt.

Dolinen

Im Tafeljura sind Dolinen auf den Hochflächen der Muschelkalkplateaus im anstehenden oder geringmächtig überdeckten Trigonodus-Dolomit recht häufig (aktive Verkarstung). Einsturztrichter, heute z.T. verfüllt, zeigen oft eine lineare Anordnung, die offensichtlich mit unterliegenden Klüften bzw. Verwerfungen in Beziehung steht. Weniger häufig sind Dolinen im Gipskeuper, im Lias oder im Dogger (z.B. Bächlimatt W Wölflinswil; s.a. HARTMANN 1937: 96).

Auch im Faltenjura sind Dolinen im Muschelkalk mancherorts zu beobachten (z.B. bei Räbnen E Kienberg). Auffallend zahlreich sind Ketten von kleineren Dolinen über steil gestellten Liaskalken. In der Senke im Gipskeuper bei der Täuferchilen (1 km W Station Schinznach-Dorf) wurde früher Alabaster abgebaut; möglicherweise handelt es sich um eine künstlich erweiterte Doline (vgl. HARTMANN 1937).

Holozän

Kalktuff

Kalktuffvorkommen wurden an mehreren Stellen vorgefunden, u.a. an der West- und Ostflanke des Limpergs, im Tälchen südsüdwestlich von Eiken, beim Laufacher, bei der Sagemüli und im Tobel süd- bzw. nordwestlich von Gallenkirch, am Westhang des Gugeli südlich von Hottwil, unterhalb von Kirchbözberg und nordwestlich der Bözenegg.

Sumpf, Ried, z.T. trockengelegt

Im Tafel- und Faltenjura sind die Voraussetzungen für die Bildung grösserer Sumpf-, Ried- und Torfgebiete ungünstig: Starkes Relief bewirkt generell eine gute Entwässerung, und klimatische wie ökologische Faktoren (kalkiges Substrat, hoher Boden-pH) sind der Torfbildung abträglich. Mehrere kleinere Feuchtgebiete sind durch Wasseraufstösse in Nackentälchen von Rutschmassen verursacht. Sumpfgebiete liegen auch in einigen mit Lehm verfüllten Mulden und alten Flussbetten auf der unteren Niederterrasse und auf rezenten Alluvionen.

Beispiele

- Bei Oberfeld (1,2 km NNW Kienberg): auf OSM-Mergel.
- Schachen (1,5 km ENE Veltheim): auf rezenter Alluvion.
- Südrand des Hards zwischen Kaisten und Sisseln: in lehmgefülltem ehemaligem Altwasserlauf.

q_a Rezente Alluvion, z.T. Überschwemmungsgebiet

Abgesehen von den grösseren Seitentälern des Rheins (z.B. Sissle, Bruggbach) und der Aare (z.B. Schenkenbergertal, Tal des Schmittenbaches) weisen die Seitentäler meist recht schmale Talböden auf und sind stark eingetieft.

Die Alluvialböden und Schotterfüllungen dieser Täler sind durchwegs stark verlehmt. Dies dürfte auf tonreiche Formationen (z.B. Opalinus-Ton) oder verlehmte Moräne im Einzugsgebiet der Bäche zurückzuführen sein (z.B. Bohrung AZ 814 [Ref. 8]) Seitlich verfingern sich die Alluvionen mit Schwemmfächern aus den Seitentälern.

Im nördlichen Triasgebiet zwischen Stein und Gansingen zeigen auch kleine Seitenbäche stark eingeschnittene, typisch V-förmige Erosionsrinnen, die sich oft in eine ältere, breitere Talsohle eingetieft haben. Dies lässt auf eine junge Absenkung der Erosionsbasis im Rheintal schliessen.

Ehemaliger Fluss-, Bachlauf, ehemalige Giesse

Der Verlauf der Aare, des Rheins und der Sissle in den 1840er-Jahren wurde mit Hilfe alter topografischer Karten (Michaelis- und Dufourkarte, beide von 1849) rekonstruiert.

Vom ursprünglichen Lauf der *Aare* mit Seitenarmen und Altwassern in einem breiten, während Hochwassern meist überschwemmten Auengürtel (Schachen) ist heute im Gelände nicht mehr viel auszumachen. Die Aare wurde durch den Stau und die Kanalisierung in Zusammenhang mit dem Bau des Kraftwerks Wildegg-Brugg (NOK 1956) völlig umgestaltet.

Ebenso wurde der Lauf des *Rheins* im Kartengebiet durch menschliche Eingriffe stark verändert, ganz besonders am nordöstlichen Rand des Kartengebietes (Werkkanal und Aubecken, Mündung der Alb). Drei Wasserkraftwerke mit den zugehörigen Staustufen kontrollieren heute das Flussbett weitgehend. Es gibt auch Hinweise auf Flussverlagerungen in historischer Zeit: So stand z.B. der Dom von Bad Säckingen um 1714 noch auf einer Insel im Rhein (METZ 1980: Fig. 74).

Der Lauf der *Sissle* wurde im Zuge des Baus der Autobahn A3 besonders im Abschnitt Hornussen–Frick und bei Eiken über längere Strecken begradigt.

Künstliche Aufschüttung, verfüllte Grube, Deponie

Künstliche Terrainveränderung

Aufgelassene Steinbrüche und zahlreiche Ton-, Lehm- und Kiesgruben im Sissle-, Rhein- und Aaretal sind oder werden als Deponien mit Bauschutt oder Aushubmaterial verfüllt und meist auch renaturiert. Erwähnenswert ist die im Keuper angelegte grosse Sondermülldeponie Seckenberg bei Tannenheim (ca. 2 km NW Frick).

Die im Gebiet von Blatt Frick-Laufenburg ausgeführten Grossprojekte haben z.T. zu einschneidenden Terrainveränderungen geführt: der Bau der Bözberglinie der SBB in den frühen 1870er-Jahren, vor allem bei den Bahnhöfen von Stein, Frick und Effingen (Aushubmaterial aus dem Tunnel); der Bau des Kraftwerkes Wildegg-Brugg im Aaretal (1949–1953) mit Dammbauten und Stau der Aare; ebenso der Bau des Abschnitts Stein–Aaretal der Autobahn A3 (1960–1996).

Auf der Karte nicht dargestellt, aber ebenfalls zu den künstlichen Aufschüttungen zu rechnen sind die weit verbreiteten und z.T. sehr grossen Lesesteinhaufen. Eingetragen sind hingegen grössere Vorkommen von Hochofenschlacken, die als Zeugen der mittelalterlichen Eisenindustrie im Fricktal an mehreren Stellen heute noch zu finden sind (AMSLER 1936b). Auch muss hier auf Aushubmaterial aus Baugruben hingewiesen werden, das oft fern von Siedlungsgebieten wild deponiert wird und das die Quartärkartierung erschweren kann; dazu gehören auch die vielen versetzten echten und «künstlichen» erratischen Blöcke.

TEKTONIK

Die tektonische Entwicklung des Ostjuras lässt sich heute aufgrund neuerer Daten in die folgenden vier Phasen gliedern (LAUBSCHER 1987, 2003, DIEBOLD 1990):

1. *Spätes Karbon – Perm*: Entstehung des spätvariszischen Permokarbontroges im Gebiet des heutigen Tafeljuras.
2. *Paläogen – frühes Miozän* (prä-OSM): Fernwirkungen der Rheingrabentektonik, Reaktivierung von Störungszonen des Permokarbontroges als Abschiebungen, eventuell auch als Blattverschiebungen. Diese bewirken Sockelsprünge, die sich ins Deckgebirge durchpausen.
3. *Oligozän – Miozän (–Pliozän):* Hebung des Südschwarzwalds (Foreland Bulge, LAUBSCHER 1992), regionale Kippung nach Südosten. Möglicherweise gravitatives Abgleiten von Sedimentschollen vom Südschwarzwald nach Süden (Mettauer «Klippen», vgl. WILDI 1975). Mittelmiozäne (post-OMM) Krustenverstellungen im Gebiet des südlichen Tafeljuras: diskordante Auflagerung der OSM.
4. *Spätes Miozän* (post-OSM) – *Pliozän* (prä-Deckenschotter): Jurafaltung. Dabei wird das Deckgebirge auf den Evaporiten der Anhydritgruppe vom

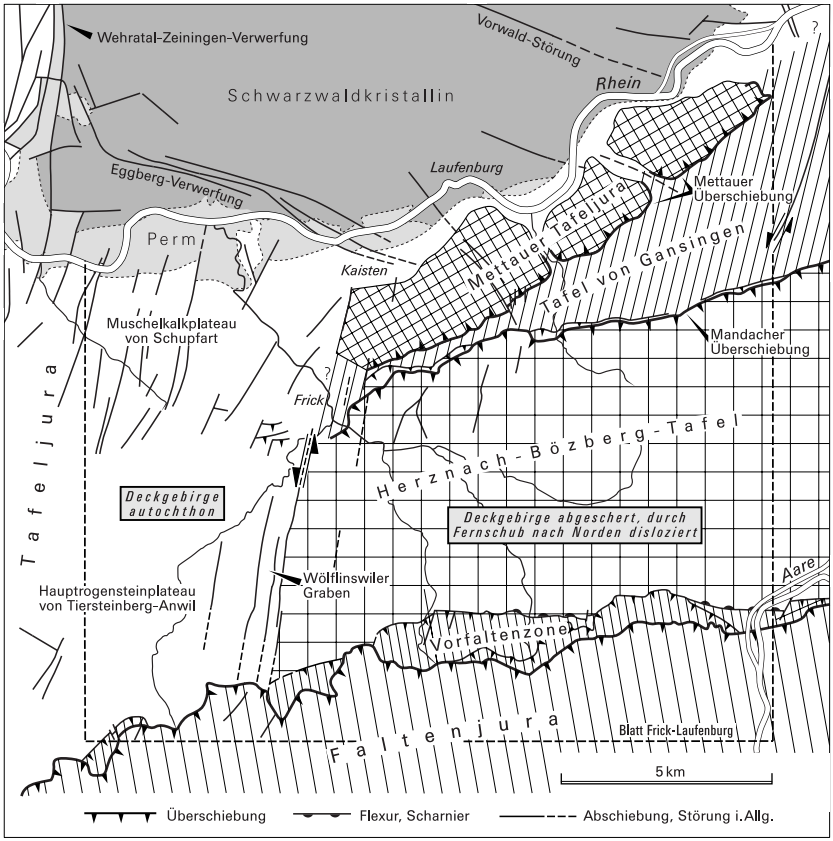


Fig. 13: Tektonische Gliederung des Kartengebietes und seiner näheren Umgebung.

Sockel abgeschert, nach Norden verschoben und verfaltet. Dies trifft nicht nur auf den eigentlichen Faltenjura zu, sondern im Gebiet von Blatt Frick-Laufenburg auch auf den Ostteil des Tafeljuras (Fig. 13).

Als *Deckgebirge* bezeichnen wir den abgescherten Schichtstapel über dem Hauptabscherhorizont (Evaporite der Anhydritgruppe); diese Schichtfolge reicht vom oberen Mittleren Muschelkalk bis zum Tertiär.

Zum *Sockel* rechnen wird die unter dem Abscherhorizont liegende Schichtfolge: Sie umfasst das variszische Grundgebirge, das Permokarbon, den Bunt-

sandstein, den Unteren Muschelkalk und die unteren Teile des Mittleren Muschelkalks.

Die für das Gebiet von Blatt Frick-Laufenburg verfügbaren Daten erlauben zwar keine genauere Datierung der Jurafaltung, sind aber mit der Fernschubhypothese von BUXTORF (1916) und LAUBSCHER (1961) kompatibel. Wie ihr Name andeutet, besagt diese Hypothese, dass der Zusammenschub der Sedimentdecke im Jura, d.h. die Faltung, ihre Ursache in den fernen Alpen hatte.

Zu Beginn der Jurafaltung existierte in der ganzen Region wahrscheinlich eine Tektonik, wie sie in groben Zügen im autochthonen Tafeljura (Sockel und Deckgebirge) heute noch zu beobachten ist. Diese präexistente Tektonik beeinflusste die Geometrie der Jurafaltung wesentlich (LAUBSCHER 1986, DIEBOLD et al. 1992). So lässt sich heute z.B. die Lage der Jurahauptüberschiebung mit dem Südrand des Permokarbontroges in Beziehung bringen (Profil I/7[1)]).

Die tektonische Gliederung des Kartengebietes in Tafeljura, Vorfaltenzone und Faltenjura ist aus Figur 13 ersichtlicht. Diese Gliederung widerspiegelt sich auch in der *Orographie*: Sie zeigt im Tafeljura eine glazial überprägte Schichtstufenlandschaft, im Faltenjura und in der Vorfaltenzone ungefähr West–Ost verlaufende Berg- bzw. Hügelketten mit akzentuiertem, z.T. fein gegliedertem Relief (VOSSELER 1928, MOSER 1958a).

Zur besseren Veranschaulichung der tektonischen Verhältnisse im Kartengebiet, die besonders im Faltenjura und in der Vorfaltenzone recht kompliziert sind, wurde eine Serie geologischer Profile im Massstab 1:50 000 konstruiert (Taf. I). Die Profiltafel wird durch eine Strukturisohypsenkarte im gleichen Massstab ergänzt (Taf. II). Diese Karte bringt eine flächendeckende Interpretation der Tektonik im Gebiet des Blattes Frick-Laufenburg zur Darstellung. Sie berücksichtigt auch verfügbare geophysikalische Daten sowie Untertage- und Bohrdaten. Einige der dargestellten Strukturen basieren auf Extrapolationen. In der Hauptkarte nicht eingezeichnete tektonische Elemente sind auf Tafel II mit einer besonderen Signatur gekennzeichnet.

TAFELJURA

Wie aus Figur 13 ersichtlich ist, lässt sich der Tafeljura im Kartengebiet in Richtung West–Ost zweiteilen: Trennfuge ist ein Lineament, das vom Wölflinswiler Graben nach Kaisten verläuft (Wittnau Transfer Zone, LAUBSCHER 2003: 435). Im Westen dieser Linie liegt das Deckgebirge wahrscheinlich in seiner ursprüng-

---

[1)] Profil I/7 bedeutet Tafel I, Profil 7.

lichen, autochthonen Lage über dem Sockel, während im Osten «Schollen» des Deckgebirges vom Sockel abgeschert und deren Randgebiete an Überschiebungen verfaltet wurden.

Wölflinswiler Graben

Der Wölflinswiler Graben (Profile I/B, 3; Taf. II) ist der östlichste der im Oligozän–Miozän gebildeten Keilgräben des Basler und Aargauer Tafeljuras. Nach LAUBSCHER (1987, 2003) und DIEBOLD et al. (1992) diente er als Teil einer Bewegungsfuge, die während der Jurafaltung als sinistrale Blattverschiebung (re-)aktiviert wurde.

Detaillierte Kenntnisse über den Bau des Wölflinswiler Grabens verdanken wir den Schürfungen auf Eisenerz (AMSLER 1931, 1936a, FEHLMANN & RICKENBACH 1962). Er streicht rund N 10° E, besteht aus einzelnen Teilgräben und weist eine Breite von insgesamt rund 700 m auf. Bei Wölflinswil beträgt die Sprunghöhe an der östlichen Hauptverwerfung ca. 110 m, an der westlichen ca. 70 m. Es wurde mehrere Parallel- bzw. Staffelbrüche festgestellt (Profil I/B; Taf. II).

Der Graben lässt sich zwischen Ebnet (750 m SSE Wölflinswil) und Fürberg (rund 2 km S Gipf-Oberfrick) über eine Länge von rund 3,5 km sicher kartieren. Südlich von Ebnet wird er von der OSM diskordant überlagert und entzieht sich der Beobachtung. Als wahrscheinliche südliche Fortsetzung im Faltenjura kommen die Einolte- und die Barm-Querstörung in Betracht (vgl. Abschnitt Faltenjura s.str. westlich des Bänkerjochs, S. 91ff.). Die Fortsetzung nach Norden ins Gebiet von Gipf-Oberfrick und von Frick bis Kaisten bleibt unsicher (gute Aufschlüsse im Keupergebiet fehlen. Tafel II zeigt eine konservative Interpretation). Beiderseits des Wölflinswiler Grabens lassen sich sowohl auf dem Altenberg als auch auf dem Chornberg kleinere, etwa Nord–Süd streichende sekundäre Verwerfungen nachweisen.

Aufschlüsse

Östliche Randverwerfung:

– Wölflinswil, Strasse nach Herznach (Koord. 642.420/256.950): Verwerfungskontakt Hauptrogenstein/Effingen-Member, horizontale Striemung auf Rutschharnisch, eingeklemmter Keil aus «oberem Dogger» (BITTERLI-BRUNNER 1987a: 42).
– Fürberg, 200 m nordwestlich Pt. 547 m: west- und steil ostfallender Hauptrogenstein; 100 m östlich Pt. 392 m (Koord. 642.775/259.950): Hauptrogenstein liegt gut 100 m tiefer als am Berghang bei Chorndlete.

Mittlere Verwerfung:

– Nördlich von Güntliste: Kontakt Varians-Schichten/Effingen-Member.

Westliche Randverwerfung:

– Rund 450 m nordwestlich und 350 m westlich der Kirche von Wölflinswil: zwei Verwerfungen eruierbar.
– Im Bruggbach in Gipf-Oberfrick: Arietenkalk liegt ca. 40 m tiefer als in der Tongrube Gruhalde in Frick.

Tafeljura westlich des Wölflinswiler Grabens

Siehe dazu Figur 13, Profile I/A, B, 1–4 und Tafel II. Aufgrund der bekannten Daten darf der Tafeljura westlich einer Linie vom Wölflinswiler Graben nach Kaisten als autochthon betrachtet werden; das Deckgebirge liegt also in seiner ursprünglichen Lage auf dem Sockel.

Das *Muschelkalkplateau von Schupfart* wird von einer Schar von ca. N 10° E, d.h. rheintalisch streichenden Abschiebungen und Grabenbrüchen durchsetzt (BRAUN 1920a, HOEHN 1983). Markant sind drei Keilgräben (Profil I/A):

– Der *Chatzenflue-Graben* bei Obermumpf: Im eingesenkten Paket fallen Mittlerer Keuper und Lias mit ca. 30° nach Osten und stossen im Osten gegen Oberen Muschelkalk.

– Der *Sichleten-Graben*, ca. 1,5 km östlich von Obermumpf (allerdings nur unvollständig als Keilgraben belegt).

– Der *Eichbüel-Graben* streicht nördlich von Schupfart um N 10° E und ändert bei Schupfart in SSW-Richtung. Er hat eine mögliche Fortsetzung bis unter die grosse Sackungsmasse an der Nordwestflanke des Tiersteinbergs (Profil I/3).

Aufschlüsse

– Chatzenflue-Graben: ca. 600 m nördlich von Obermumpf, Rebberge südwestlich Pt. 493 m, Staffelbruch am Ostrand des Grabens bei Koord. 637.675/265.110.
– Sichleten-Graben: Ostrand bei Koord. 639.125/264.650; die den Westrand bildende Abschiebung lässt sich bei Koord. 638.915/263.400 und in einem aufgelassenen Steinbruch bei Koord. 638.900/263.250 direkt nachweisen.
– Nachweis des Eichbüel-Grabens: südöstlich von Münchwilen als auffälliges Tal (Buchstel); Staffelbrüche an der Ostseite: Keil von Lettenkohle bei Koord. 640.160/264.265; Lias beim Eichbüel, Liasschutt (als verlehmter Hangschutt ausgeschieden) bei Pt. 497 m nördlich von Schupfart.

Mehrere um N 30° E streichende kleinere Abschiebungen konnten im Gebiet Wolberg–Seckeberg–Oeschgen–Chinzhalden (W Kaisten) nachgewiesen werden. Das Verwerfungsmuster dieser Region weist auf eine Dehnung in Richtung Ost–West hin, die mit der rund 10 km weiter nordwestlich liegenden *Wehratal-Zeiningen-Verwerfung* (Fig. 13 u. Nebenkarte «Tektonische Übersicht 1: 200 000») in Beziehung gebracht wird (LAUBSCHER 1982, 2003).

Wie aus Tafel II ersichtlich ist, zeigt das Muschelkalkplateau von Schupfart eine Aufwölbung (HOEHN 1979: Fig. 3, BRAUN 1920a; Profile I/A, 3n). Mittlerer Muschelkalk liegt hier über der Talsohle und ist der Erosion zugänglich: Ausgedehnte Rutschungen und Sackungen kennzeichnen den ganzen Plateaurand, insbesondere denjenigen gegen das Rheintal. Form und Amplitude der Aufwölbung lassen sich kaum als alleinige Folge von Subrosion der Evaporite des Mittleren Muschelkalks erklären.

Nördlich des Tiersteinbergs deutet sich eine etwa N 70° E streichende flexurartige Versteilung der SSE-Flanke dieser Aufwölbung an, die sich aber mit rhein-

talisch streichenden Verwerfungen (Gräben) vergittert (Profile I/3, 4; Taf. II). Diese «Flexur» lässt sich ostwärts bis ins Gebiet von Guul (ca. 1,5 km W Frick) verfolgen. Hier können aufgrund von Kernbohrungen im Keuper und im Lias drei kleinere, nach Norden gerichtete Überschiebungen und zwei rheintalisch verlaufende Störungen nachgewiesen werden. Diese Zone passt in Richtung Osten in den Verlauf der Mandacher Überschiebung (vgl. Taf. II), während sie in Richtung Westen in der *Chienberg-Wischberg-Verwerfung* eine Fortsetzung haben könnte (GÜRLER et al. 1987: Taf. 10; hierzu auch LAUBSCHER 1987: Fig. 1a).

Das *Hauptrogensteinplateau von Tiersteinberg-Anwil* bildet die südliche Fortsetzung des Muschelkalkplateaus von Schupfart. Die Hauptrogensteintafel zeigt ein monotones Einfallen von ca. 5° nach SSE bis an den Nordrand des Faltenjuras südlich von Anwil; grössere Verwerfungen konnten keine nachgewiesen werden. Am Südrand des Plateaus liegt OSM diskordant auf Dogger (Profile I/1–3, Fig. 11).

Tafeljura östlich des Wölflinswiler Grabens

Im Gegensatz zum autochthonen Tafeljura westlich der Linie Wölflinswil–Kaisten ist das Deckgebirge im Osten ganz oder teilweise vom Sockel abgeschert. Figur 13 vermittelt einen Überblick über die tektonische Gliederung des Gebietes: Die dominierenden Elemente sind die SW–NE streichende Mettauer Überschiebung und die WSW–ENE streichende Mandacher Überschiebung.

Mettauer Tafeljura

Als Mettauer Tafeljura (Profile I/6R–9n; Taf. II) bezeichnen wir das Plateau zwischen dem Rheintal und der Mettauer Überschiebung, das sich von Südwesten nach Nordosten über rund 12 km vom Chaisteberg (NE Frick) bis zur Wandflue (E Schwaderloch) erstreckt.

Im Südwesten tritt vorwiegend Keuper an die Oberfläche, dem isolierte Liasvorkommen aufsitzen (Chaisteberg, Ellebüel, Heuberg). Nach Norden und Nordosten bilden Trigonodus-Dolomit und Hauptmuschelkalk die Plateauoberfläche. Anhydritgruppe und Wellengebirge sind an den Talhängen zum Rhein, Sulzer- und Etzgerbach von Alluvionen und Hangschutt bedeckt und nur sporadisch aufgeschlossen.

Wie aus Tafel II ersichtlich ist, ist das Gebiet synklinal deformiert. Der Nordteil fällt dem regionalen Trend entsprechend mit etwa 5–10° gegen Südosten ein, während der Südrand als Rampenfalte relativ steil, mit 20–40°, an der Mettauer Überschiebung aufgebogen und nach Süden überschoben ist.

Der Mettauer Tafeljura wird von mehreren Querstörungen durchsetzt: Die Verwerfung an der Chinzhalden bei Barüti (1,5 km W Kaisten) verläuft im Trend des

Wölflinswiler Grabens, d.h. mit rheintalischer Streichrichtung, und kann als Westgrenze der Tafel betrachtet werden. Weitere kleinere Verwerfungen von ähnlicher Ausrichtung lassen sich unmittelbar westlich und östlich von Kaisten nachweisen.

Mehrere WNW–ESE bis NW–SE, d.h. herzynisch streichende Störungen wurden im Grundgebirge nördlich des Rheins nachgewiesen. Im Gebiet südlich des Rheins wurden drei grössere Störungszonen mit derselben Richtung festgestellt; ihre Beziehung zu den auf deutschem Gebiet kartierten Störungen bleibt jedoch unklar (DIEBOLD et al. 1992).

Die ESE-Verlängerung der *Eggberg-Verwerfung* (Fig. 13), eine variszisch angelegte und nach METZ (1980) im Tertiär reaktivierte grosse Bruchzone, dürfte den Rhein zwischen Laufenburg und Kaisten unterqueren. Südlich des Rheins konnte sie unter den Alluvionen nicht sicher nachgewiesen werden. Nach PETERS et al. (1989) wurde sie jedoch vermutlich in der Nagra-Bohrung Kaisten (Ref. 12) in 1256 m Tiefe durchfahren.

Die beiden *Heuberg-Sulzerberg-Querstörungen* (S Laufenburg) durchqueren den Mettauer Tafeljura in Richtung NW–SE. Es sind zwei in einem Abstand von ca. 250 m parallel verlaufende Verwerfungen, die möglicherweise im Grundgebirge westlich von Laufenburg (N des Rheins) eine Fortsetzung finden (Taf. II, hierzu auch METZ 1980: 992). Die beiden Verwerfungen versetzen die Spur der Mettauer Überschiebung sinistral; diese zeigt hier zudem eine leichte Änderung der Streichrichtung von N 65° E im Westen auf N 55° E im Osten.

Im Etzgertal ergeben sowohl die Oberflächengeologie wie auch Reflexionsseismik (unpubl. Daten der Nagra) Hinweise auf die unter Quartärbedeckung NW–SE streichende *Etzgen-Wil-Querstörung*. Der Seismikmarker «Basis Mesozoikum» zeigt sowohl vertikalen (W unten) als auch horizontalen (sinistralen) Versatz an dieser Störung (s. Interpretation auf Taf. II).

Mettauer Überschiebung

An der Mettauer Überschiebung (Profile I/6R–9n; Taf. II) liegt der Hauptmuschelkalk des Mettauer Tafeljuras an einer Rampenfalte nach Süden überschoben auf Trias und Lias der Tafel von Gansingen (Fig. 13; Profile I/7–9n; Taf. II).

Während im Westen der Beginn der Überschiebung im Keupergebiet zwischen Sissle und Chaisteberg (E Oeschgen, Taf. II) unsicher bleibt, lässt sich die Spur ostwärts erstmals ca. 500 m westlich des Chäsibergs (S Kaisten) sicher nachweisen und von dort bis zur Wandflue (E Schwaderloch) verfolgen; eine mögliche Fortsetzung nach Osten wurde erodiert (vgl. BITTERLI et al. 2000).

Geometrie und Überschiebungsbetrag der Mettauer Überschiebung lassen sich aus Aufschlüssen im Hangenden und im Liegenden (Quertäler NE Bütz und bei Mettau) abschätzen. Wichtige Information liefern zudem die Sondierungen an der Wandflue (Wandflue B4 [Ref. 30], B3 [Ref. 31]; Profil I/9n) und Reflexionsseismik (unpubl. Daten der Nagra). Die Seismik gibt zudem Hinweise auf eine

SW–NE streichende antithetische Abschiebung im Sockel unter der Mettauer Überschiebung (Profile I/8, 9).

Aufschlüsse

- Ostende der Buechhalde (Pt. 428 m, ca. 550 m SSE Mettau): Einblick in den Bau der Überschiebungszone.
- Ostende Egghalden/Voregg (ca. 1 km N Sulz).
- Rotelhau, Querstörung (500 m NW Sulzerberg).
- Chäsiberg (Koord. 646.800/264.300).

Der Zusammenschub bzw. die Verkürzung des Deckgebirges an der Mettauer Überschiebung wird im Muschelkalk von Westen nach Osten generell grösser. Überdies ist eine sprunghafte Zunahme der Verkürzung östlich der Etzgen-Wil-Querstörung festzustellen: Im Querschnitt Chäsiberg (Profil I/6) dürfte die Verkürzung bei rund 200 m liegen (BITTERLI-BRUNNER 1987a), im Querschnitt Bütz (Profil I/8) bei ca. 300 m, und an der Wandflue sind 600 m glaubhaft (Profil I/9n).

Im östlich angrenzenden Gebiet südlich von Leibstadt (Atlasblatt 102 Zurzach, MATOUSEK et al. 2000) ist nur Hauptmuschelkalk aufgeschlossen, der zum Liegenden, d.h. zur Tafel von Gansingen gehört; östlich der Wandflue ist der überschobene Hangendteil vollständig erodiert (Taf. II). Allerdings gibt es indirekte Hinweise auf eine Fortsetzung dieser Struktur nach Osten bis ins Gebiet von Waldshut (Deponiebohrungen NE Waldshut, ebenso im Gipswerk Felsenau: BAUMANN & STUCKY 1984).

Über die Entstehung der Mettauer Überschiebung bestehen seit langem unterschiedliche Ansichten (vgl. WILDI 1975: 484, 488):

WILDI (1975) betrachtet die Mettauer Überschiebung als Resultat einer Schweregleitung. Der Mettauer Tafeljura wäre demnach über den Evaporiten der Mittleren Trias von Nordwesten her aus der Flanke des sich im Tertiär hebenden Schwarzwalds abgeglitten und auf die Tafel von Gansingen aufgeschoben worden; es würden somit «Mettauer Klippen» vorliegen.

LAUBSCHER (2003: 435) betrachtet hingegen in seiner regionalen Studie die Mettauer Überschiebung als nördlichsten Ausläufer des während der miozänen Jurafaltung aus Süden wirkenden Fernschubes. Folglich wäre auch die Tafel von Gansingen vom Sockel abgeschert und die Mettauer Überschiebung eine Unterschiebung.

Weiterhin ungeklärt bleiben auch die Bedeutung der in Sockel und Deckgebirge beobachteten Querstörungen mit lateralem Versatz und der ostwärts zunehmende Überschiebungsbetrag an der Mettauer Überschiebung.

Mandacher Überschiebung

Durch Fernschub wurde während der Jurafaltung das Deckgebirge der Herznach-Bözberg-Tafel in einer Rampenfalte an der Mandacher Überschie-

bung auf die nördlich liegende Tafel von Gansingen aufgeschoben (Profile I/6–9; Taf. II). Diese Interpretation wird von Reflexionsseismik guter Qualität gestützt.

Im Deckgebirge lässt sich die Rampenfalte in den Schichtköpfen des Hauptrogensteins mit einem Einfallen von bis zu 50° als morphologisch besonders prägnanter Teil von Frick nach Osten bis über die Aare nach Böttstein nachweisen (BITTERLI & MATOUSEK 1991, MATOUSEK et al. 2000: Taf.). Die Stirnpartie ist zudem, besonders im Lias und im Keuper, oft in zwei bis drei Schuppen zerlegt (Profile I/6–9).

Die Überschiebung beginnt bei Frick an der nördlichen Verlängerung des Wölflinswiler Grabens, wie LAUBSCHER (1987) und NAEF & DIEBOLD (1990) postulierten. Allerdings wurden im selben Trend westlich von Frick bei Guul-Egg kleinere Überschiebungen im Lias und Keuper erbohrt, deren direkte Verlängerung zur Mandacher Überschiebung jedoch nicht gesichert ist (Profil I/4; Taf. II; vgl. HOEHN 1983: Fig. 2).

LAUBSCHER (1986) hat aufgrund von Reflexionsseismikprofilen die Verknüpfung der im Deckgebirge beobachteten Mandacher Überschiebung mit Abschiebungen oder Flexuren im Sockel (so genannte Sockelsprünge) aufgezeigt. Die Sockelsprünge folgen dem Nordrand des Permokarbontroges und müssen wahrscheinlich als paläogen reaktivierte Trograndstörungen aufgefasst werden. Diese lassen sich als regionale tektonische Elemente quer durch das Kartengebiet nachweisen (s. Taf. I).

Vermutlich lässt sich die markante Richtungsänderung in der Spur der Mandacher Überschiebung in der Gegend von Sulzerberg ebenfalls auf Sockelstörungen (bzw. -querstörungen) zurückführen (z.B. Eggberg-Verwerfung, Fig. 13). Westlich von Sulzerberg streicht die Mandacher Überschiebung mit N 65° E etwa parallel zur Mettauer Überschiebung, bei Sulzerberg ändert sie ihre Streichrichtung auf N 80° E (vgl. Taf. II u. S. 80: Heuberg-Sulzerberg-Querstörungen).

Tafel von Gansingen

Zwischen der Mettauer und der Mandacher Überschiebung öffnet sich von Frick an nordostwärts die dreieckförmige, vorwiegend schwach südfallende Tafel von Gansingen (Profile I/7–9; Taf. II). Die im regionalen Trend mit ca. 5° SSE einfallende Schichtfolge reicht in den tiefer erodierten Tälern bis in den Hauptmuschelkalk; in den Hochgebieten bildet der Hauptrogenstein die Tafelberge Gugli, Laubberg und Gugeli.

Der Obere Muschelkalk ist am Nordrand der Tafel von Gansingen am Kontakt zur Mettauer Überschiebung in einem engen Scharnier in steile bis vertikale Lage aufgebogen. Der Südrand grenzt, soweit nachweisbar, mit einer schwach ausgeprägten Synklinale, aber ohne Aufbiegung, an die Mandacher Überschiebung (z.B. Profile I/8, 9). Im Gebiet westlich von Sulz, wo die beiden Überschiebungen

konvergieren, geben die wenigen Aufschlüsse wie auch die Seismik keine brauchbaren Hinweise auf die Schichtlagerung (Profile I/6, 7).

Herznach-Bözberg-Tafel

Als Herznach-Bözberg-Tafel (Profile I/5–9; Taf. II) wird der im Süden der Mandacher Überschiebung liegende Abschnitt des Tafeljuras bezeichnet. Diese tektonische Einheit zeigt eine typische Dogger-Malm-Schichtstufenlandschaft.

Der Nordrand der Tafel ist, wie oben erwähnt, als Rampenfalte an der Mandacher Überschiebung in steile Lage (bis 50°) aufgebogen, verflacht aber südwärts bis zum regionalen SSE-Einfallen von 5–10° des Tafeljuras (z.B. Profil I/8). Im Süden wird die Tafel von der meist aufgeschobenen Vorfaltenzone begrenzt (Fig. 13).

Im Gebiet der Herznach-Bözberg-Tafel sind keine grösseren tektonischen Störungen an der Oberfläche zu erkennen. Kleinere Abschiebungen wurden beim Bau des A3-Bözbergtunnels (HAUBER 1992, 1994) und im Eisenerzbergwerk Herznach lokalisiert (RICKENBACH 1953, FEHLMANN & RICKENBACH 1962). Zudem gibt es aufgrund von Reflexionsseismik Hinweise auf lokale Verbiegungen und begleitende Verschuppungen im Gebiet Hornussen (Profil I/7). Eine schwache Verfaltung um NNE–SSW verlaufende Achsen im Gebiet Zeihen–Herznach lässt sich vor allem auf der Strukturkarte (Taf. II) zeigen, könnte aber auch Ausdruck unerkannter Verwerfungen sein.

Im Südteil der Herznach-Bözberg-Tafel lassen sich im Gebiet mit diskordanter Tertiärüberlagerung mittelmiozäne (post-OMM) Krustenverstellungen nachweisen (s. Kap. Tertiär u. Fig. 11).

FALTENJURA

Der auf den Südrand des Tafeljuras aufgeschobene Faltenjura s.l. wird in zwei Zonen unterteilt (Fig. 14): die nördlich vorgelagerte *Vorfaltenzone* (Keuper bis Tertiär) und den südlich angrenzenden *Faltenjura s. str.* (Mittlerer Muschelkalk bis Tertiär).

Zu Beginn der Jurafaltung existierte in der ganzen Region wahrscheinlich eine Tektonik, wie sie in groben Zügen im autochthonen Tafeljura (Sockel und Deckgebirge) im westlichen Teil des Gebietes von Blatt Frick-Laufenburg heute noch zu beobachten ist. Diese präexistente Tektonik hat die Geometrie der Jurafaltung stark beeinflusst (LAUBSCHER 1986, DIEBOLD et al. 1992). So lässt sich heute z.B. die Lage der Jurahauptüberschiebung mit dem Südrand des Permokarbontroges in Beziehung bringen (Profil I/7).

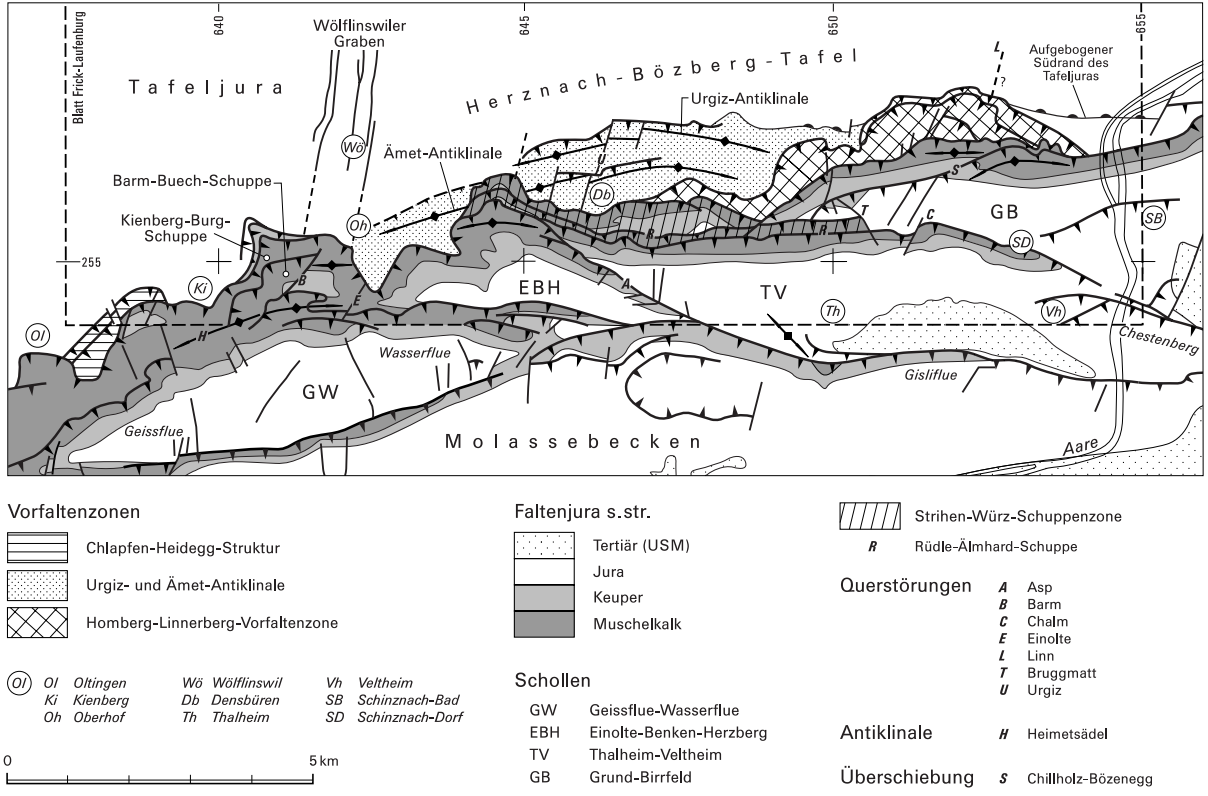


Fig. 14: Vorfaltenzone und Faltenjura s. str.: tektonische Gliederung.

Zum Verständnis der beobachteten tektonischen Formenvielfalt im Faltenjura und in der Vorfaltenzone des Kartengebietes vermitteln die Konzepte der Fault Propagation Folds (Fig. 15, z.B. SUPPE & MEDWEDEFF 1990: 409, MITRA 1990: 921) und der Rampenfalten (z.B. MITRA 1986: 1087) plausible Erklärungen.

Vorfaltenzone

Zur Vorfaltenzone (Fig. 14, 16; Profile I/1, 3s, 4s, 5, 6s, 7, 8; Taf. II) rechnen wir die bis zu 1,5 km breite, stark verfaltete Zone, die zwischen dem Tafeljura im Norden und dem Faltenjura s.str. im Süden liegt. Im Gegensatz zum Faltenjura s.str. tritt der Muschelkalk hier nicht an die Oberfläche.

Im Kartengebiet lässt sich die Vorfaltenzone, wie Figur 14 zeigt, in drei diskrete Abschnitte gliedern. Für die beiden westlichen Abschnitte (Chlapfen-Heidegg-Struktur, Urgiz- und Ämet-Antiklinale) darf angenommen werden, dass sie im Keuper von der Unterlage abgeschert wurden (Fig. 15, Profil I/5), was für die östliche Homberg-Linnerberg-Vorfaltenzone wahrscheinlich nicht zutrifft (Profile I/7, 8). Die beobachtbare tektonische Verkürzung nimmt in der Vorfaltenzone – entgegen den Erwartungen – von Westen nach Osten zu.

Chlapfen-Heidegg-Struktur

Lage: ca. 1,5 km südöstlich von Anwil, Profil I/1. Namengebend sind der Chlapfen (ca. 600 m E Oltingen, LK-Blatt 1089 Aarau, GSELL 1968: 111) und die Ruine Heidegg (Pt. 722 m [seit Ausgabe 1994 von LK-Blatt 1069 Frick als Alt Kienberg bezeichnet]).

Der südwestliche Abschnitt der Chlapfen-Heidegg-Struktur zeigt im Gebiet von LK-Blatt 1089 Aarau eine ca. N 45° E verlaufenden Antiklinale mit deutlich entwickeltem Südostschenkel und einer verschuppten Nordwestflanke (GSELL 1968: Taf. XI, Profil 1). An einer NNW–SSE streichenden Querstörung abgesetzt, streicht der mit 70–45° nach Süden einfallende, überkippte Nordschenkel auf das Gebiet von Blatt Frick-Laufenburg bis ca. 300 m nordöstlich der Ruine Alt Kienberg. Die Schichtfolge reicht vom Opalinus-Ton (im S, an der Jurahauptüberschiebung) bis in den «oberen Dogger», der östlich des Hofes Egg (Koord. 638.940/254.550) auf die OSM überschoben ist. Rund 150 m südöstlich davon findet der Hauptrogensteinzug ein abruptes Ende, was für die Existenz einer SW–NE verlaufenden Querstörung als nordöstliche Begrenzung dieser Struktur spricht.

Im Gebiet von Blatt Frick-Laufenburg lässt sich kein Südschenkel der Chlapfen-Heidegg-Struktur nachweisen (GSELL 1968: Taf. XI, Profil 2). Die Struktur könnte als abgescherter Teil des Aufbiegungsscharniers aus dem Südrand des Tafeljuras interpretiert werden (Profil I/1).

Urgiz- und Ämet-Antiklinale

Die Urgiz- und die Ämet-Antiklinale (Profile I/3s, 4s, 5, 7; Taf. II), zwei parallel verlaufende, sich en échelon ablösende Antiklinalen, sind in der Klus von Densbüren-Breiti im Hauptrogenstein besonders schön aufgeschlossen.

Die *Urgiz-Antiklinale* im Norden zeigt alle Attribute einer Fault Propagation Fold: ein mit rund 20° einfallender Südschenkel, eine relativ breite, flache Kulmination bei der Ruine Urgiz mit leichtem Axialgefälle nach Osten sowie einen 60–75° überkippt liegenden Nordschenkel (Fig. 15).

Aufschlüsse

«Oberer Dogger» des Nordschenkels, beim Waldweg bei Koord. 646.050/256.960 auf schwach nordfallende Juranagelfluh (OSM) überschoben. Diese ist am Staffeleggbach bei Koord. 646.075/257.030 aufgeschlossen.

Die Urgiz-Antiklinale ist auf der Westseite der Klus an der Pfaffenholde gut aufgeschlossen, weiter westwärts verschwindet sie aber unter OSM und Hangschutt. Nach der auf Tafel II dargestellten Interpretation endet sie an einer fraglichen Querstörung. Ostwärts ist die Urgiz-Antiklinale im Effingen-Member bis in die Westflanke des Zeiher Hombergs sicher nachzuweisen. Der Antiklinalkern ist im «oberen Dogger» bei Fälmet (S Ober Zeihen) aufgeschlossen und streicht unter den Zeiher Homberg, wie Reflexionsseismik andeutet (Profil I/7).

Die *Ämet-Antiklinale* (Winterholden-Ämet-Falte, ZIEGLER 1958: 62, GSELL 1968: 122) wird ebenfalls als modifizierte Fault Propagation Fold interpretiert. Der mit 20–30° südfallende Südschenkel ist im südlichen Dorfteil von Densbüren beiderseits der Staffeleggstrasse aufgeschlossen (Passwang-Formation bis die untersten rund 50 m des Effingen-Members). Bei Ämet, nordöstlich von Densbüren, ist ein flach liegender Gewölbescheitel mit Axialgefälle nach Osten wie auch der überkippte, stark tektonisierte Nordschenkel zu beobachten. Dieser ist auf den Südschenkel der Urgiz-Antiklinale überschoben.

Aufschluss

Bei Koord. 646.250/256.350, so genannte «Bären-Überschiebung».

Westlich der Staffeleggstrasse ist das in etwa N 80° W streichende Gewölbe (Passwang-Formation und Hauptrogenstein) an zwei Überschiebungen auf den Südschenkel der Urgiz-Antiklinale aufgeschoben. Zwischen den Überschiebungen liegt überkippter Hauptrogenstein (Profil I/5).

Aufschluss

Weg bei Koord. 646.075/256.300.

Die Ämet- und die Urgiz-Antiklinale werden im Gebiet von Densbüren von einer N 20° E streichenden Abschiebung durchquert (*Urgiz-Querstörung*, «U» in Fig. 14 u. Taf. II, vgl. AMSLER 1915: Karte). Die Verwerfung hat wahrscheinlich ein prä-OSM-Alter: Bei Hard (ca. 750 m W Densbüren, Südflanke der Ämet-Antikli-

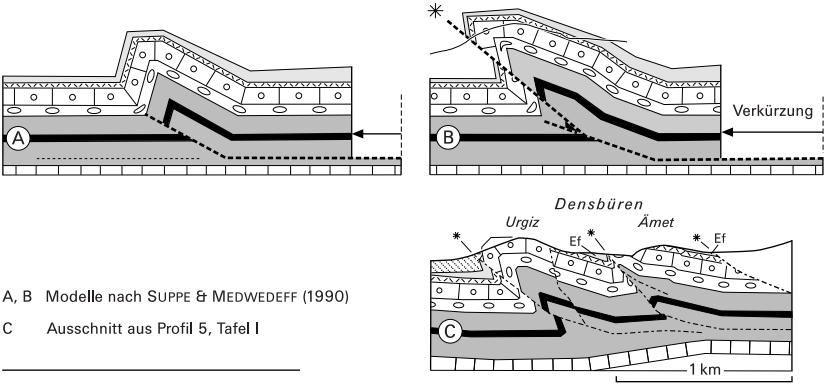


Fig. 15: Fault Propagation Folds: Modelle und Interpretation.

nale) liegt OSM im Westen der Verwerfung direkt auf «oberem Dogger». Östlich der Verwerfung folgt über dem «oberen Dogger» das Effingen-Member.

Ostwärts lässt sich die Ämet-Antiklinale von Densbüren ca. 1 km weit bis Bifang im Effingen-Member verfolgen, westwärts bis zur vermuteten südlichen Verlängerung des Wölflinswiler Grabens.

Rund 300 m südwestlich des Hofes Ofenbüel (Koord. 645.000/256.000, hier OSM im Gewölbescheitel) streicht die Antiklinale unter die Muschelkalk-Schuppenzone des Strihen und lässt sich bei Rohr (1 km E Oberhof) in der OSM wieder nachweisen (Profile I/3, 3s).

Diese Interpretation weicht von derjenigen von AMSLER (1936a) und GSELL (1968) ab, welche die Antiklinale bei Rohr mit der Urgiz-Antiklinale korrelieren. Die auf Profil I/4s und Tafel II dargestellte Interpretation einer Überschiebung der Antiklinale auf den Tafeljura basiert auf Daten von Bohrungen bei Oberhof (z.B. Eberstell [Ref. 9], FEHLMANN & RICKENBACH 1962, AMSLER 1936a) sowie der Höhenlage von basalen OSM-Geröllen (Aufschluss an der Nebenstrasse bei Koord. 643.475/255.625).

Homberg-Linnerberg-Vorfaltenzone

Siehe dazu Figur 14 und 16 sowie Profile I/8, 9 und Tafel II. Beim Zelgli östlich von Densbüren entwickelt sich zwischen der Ämet-Antiklinale und der Jurahauptüberschiebung eine rund 20° südwärts fallende Schuppe im Keuper (auf OSM des Südschenkels der Ämet-Antiklinale überschoben), der sich weiter ostwärts Lias (Tognet, 1 km E Densbüren), Hauptrogenstein (S Sulzbann) und das Effingen-Member (Zeiher Homberg) auflagern (Profil I/7). Sie lässt sich vom Dreierberg und der Ibergflue («A» in Fig. 16: 651.0) über den Linnerberg (Fig. 16:

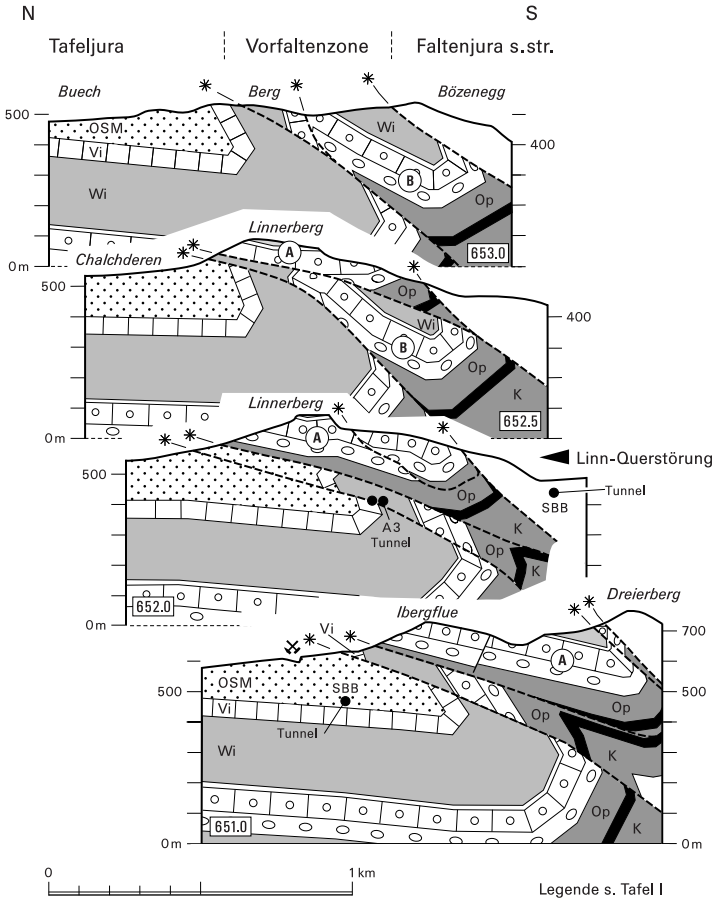


Fig. 16: Die Vorfaltenzone im Bözberggebiet: das Ostende der Homberg-Linnerberg-Vorfaltenzone. Erläuterung im Text.

652.5) bis Chneublet im Aaretal über eine Distanz von rund 7 km verfolgen. Am Linnerberg wird sie von Querstörungen durchsetzt (Taf. II) und ist hier auch verschuppt und verbogen (Fig. 16: 652.0). Der Südrand dieser Schuppe ist entlang der Jurahauptüberschiebung in überkippte Lage aufgeschleppt.

Aufschlüsse

Im Hauptrogenstein bei Koord. 650.450/256.550 und 651.450/256.975, in der Passwang-Formation bei Koord. 652.120/256.975.

Am Linnerberg bildet diese Schuppe den Hangendschenkel einer Fault Propagation Fold. Der zerscherte Nordschenkel der Falte liegt überkippt mit ca. 60° Südfallen zwischen zwei Überschiebungen (Fig. 16: 651.0 u. 652.0).

Aufschlüsse

- Am Fuss des Linnerbergs (S Iberg bis S Linn), z.B. bei Koord. 651.820/257.600: überkippter Nordschenkel, «oberer Dogger» und Birmenstorf-Member auf OSM überschoben (im A3-Bözbergtunnel im Effingen-Member durchfahren).
- Im Malmkalk bei Talmatt (Koord. 650.300/257.130, hier und im SBB- und im A3-Bözbergtunnel steil überkippt): liegendes Scharnier der Falte, d.h. der aufgebogene Südrand des Tafeljuras.

Wie Befunde aus dem A3-Bözbergtunnel zeigen (HAUBER 1992), entwickelt sich im Osten der *Linn-Querstörung* («L» in Fig. 14) eine zweite, tiefere Falte («B» in Fig. 16: 652.5, 653.0). Die (?)NNE–SSW streichende Linn-Querstörung hat ca. 400 m östlich von Linn eine mögliche Fortsetzung im Tafeljura (auf der Hauptkarte nicht dargestellt).

Aufschlüsse

- Rund 250 m südöstlich des Hofes Berg: Südschenkel der unteren Falte, Birmenstorf-Member bis Hauptrogenstein.
- Am Osthang des Linnerbergs westlich von Berg (Koord. 652.900/257.330): Stirn der Falte im Hauptrogenstein. Die Falte ist hier auf den mit 50° überkippt liegenden aufgebogenen Südrand des Tafeljuras aufgeschoben (Fig. 16: 653.0); an der Strasse nordöstlich von Berg aufgeschlossen. Diese Falte wurde im A3-Bözbergtunnel in der Passwang-Formation und im Opalinus-Ton durchörtert.
- Nördlich von Wallbach (Koord. 654.300/257.275): Umbiegung von Malmkalken und OMM/OSM (S Tafeljurarand) in horizontale Lage.

Die komplizierte Tektonik der Homberg-Linnerberg-Vorfaltenzone im Bözberggebiet war einige Male Thema eingehender Untersuchungen, besonders im Zusammenhang mit dem Bau der beiden Bözbergtunnels (SBB 1875, Autobahn A3 1993). Die Publikationen widerspiegeln die verschiedenen Auffassungen über die Tektonik dieser Vorfaltenzone: MOESCH (1867, 1874), MÜHLBERG (1889), AMSLER (1934), GSELL (1968) und HAUBER (1988).

Faltenjura s. str.

Auffallend im Kartenbild des Faltenjuras ist eine in groben Zügen rhombenförmige Unterteilung des Gebietes in etwa Ost–West, N 70° E und N 60° W streichende grosse *Überschiebungszonen* (s. Nebenkarte «Tektonische Übersicht 1:200 000» u. Fig. 14), ein auch im übrigen Faltenjura häufig beobachtetes Muster. Auffallend ist auch – wie die Profile der Tafel I zeigen – dass eigentliche Antiklinalen, wie sie aus dem Westjura bekannt sind, im Gebiet von Blatt Frick-Laufenburg die Ausnahme bilden (z.B. Profiltafeln in MÜHLBERG 1889, MOESCH 1874).

Diese grossen Überschiebungszonen stehen in Beziehung zu präexistenten tektonischen (Sockel-)Störungen, wie LAUBSCHER (1986) zeigte, und begrenzen relativ homogene rhombische *Schollen*. Der Sedimentstapel dieser Schollen, das Deckgebirge also, wurde während der Jurafaltung von Süden her über den Evaporiten der Anhydritgruppe vom Sockel abgeschert und nach Norden verfrachtet. Dabei wurden die jeweils südlich gelegenen Schollen auf die nördlich angrenzenden aufgeschoben. Der Nordrand der Schollen wurde auf Überschiebungsrampen steil aufgebogen, im Muschelkalk oft auch verschuppt oder in enge Stirnfalten gelegt. Ebenso steht der Südrand mit engem Scharnier in steiler, oft überkippter Lage. Dieser Baustil lässt sich aus dem Modell der Fault Propagation Folds herleiten (Fig. 15). Eine ausgeprägte Muschelkalk-Schuppenzone bildet am Nordrand des Faltenjuras den Kontakt zur Vorfaltenzone und zum Tafeljura (z.B. Profile I/1, 4s, 5). Diese strukturelle Eigenheit des Gebietes hat GSELL (1968) dazu bewogen, eine «synklinalbezogene» Nomenklatur für die tektonischen Einheiten einzuführen.

Unter den grossen Überschiebungen sind isolierte, aus dem südlichen Schollenrand aufgeschürften Massen verbreitet (Keuper, Lias, Opalinus-Ton).

Jurahauptüberschiebung

Die Jurahauptüberschiebung, d.h. die Ausbisslinie des Abscherhorizontes im Mittleren Muschelkalk, tritt als tektonische Fuge zwischen Faltenjura und Vorfaltenzone bzw. Tafeljura in Erscheinung. Figur 17 zeigt ein Detailprofil der Jurahauptüberschiebung, die im A3-Bözbergtunnel durchörtert wurde (HAUBER 1992, 1994).

Charakteristische Merkmale der Jurahauptüberschiebung:

- In der bis zu ca. 100 m mächtigen Scherzone sind meist mehrere, sich oft verzweigende oder ablösende Scherflächen auszumachen; dazwischen treten Schürflinge von Gesteinen aus dem Liegenden und dem Hangenden auf (JORDAN 1994: 54ff.).
- Auch im Streichen lösen sich diskrete Überschiebungszonen lateral ab, z.B. in der Feretsrainhalden ESE Densbüren, bei Hinterlinden und westlich des Chillholzes; hier liegt die Abzweigung der Jurahauptüberschiebung nach Nordosten zur Dreierberg-Bözenegg-«Kette».
- Im Hangenden der Jurahauptüberschiebung liegt verschuppter oder verfalteter Oberer, z.T. auch Mittlerer Muschelkalk. Dazu sind auch ausgewalzte Pakete aus überfahrenen Nordschenkeln von Stirnfalten zu rechnen (Fig. 17).
- Bei den im unmittelbar Liegenden der Jurahauptüberschiebung auftretenden aufgeschürften Massen handelt es sich meist um tektonisierte, vermutlich vom Südrand des Tafeljuras verschleppte Gesteine. Besonders verbreitet ist Keuper, lokal auch Lias und Opalinus-Ton.

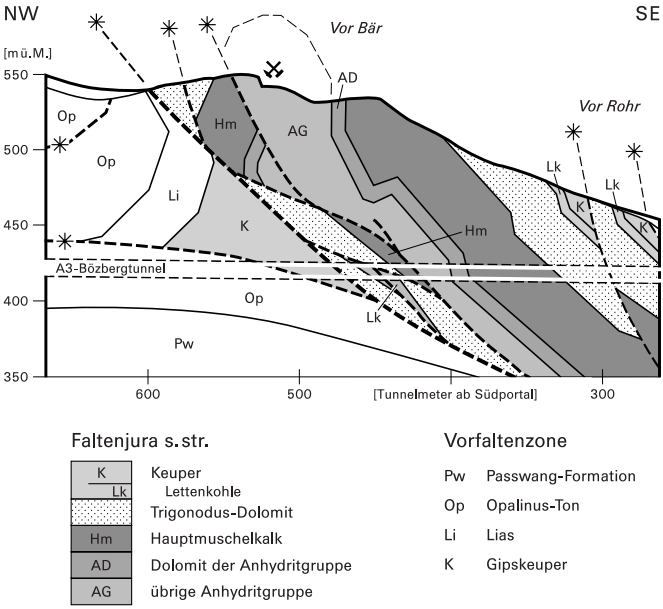


Fig. 17: Die Jurahauptüberschiebung im A3-Bözbergtunnel.

Aufschlüsse

- Bei Koord. 649.925/256.460: Opalinus-Ton.
- Bei Koord. 640.780/255.550: kleines, ?versacktes Liasvorkommen (GSELL 1968: Taf. IX).
- An der Ostflanke des Zeiher Hombergs bei Koord. 650.225/256.490: Keuper.
- Ein weiteres, besonders grosses Vorkommen von aufgeschürftem, normal liegendem Mittleren Keuper befindet sich im Liegenden der Jurahauptüberschiebung ca. 1,5 km nordöstlich von Kienberg. Davon abgerutschte Schilfsandsteinpakete (q_{Ks}, s.a. S. 69) sind bis Ebnet (750 m SW Wölflinswil) zu finden.
- Bei Pt. 711 m, 1,2 km NNE von Kienberg: Brekzie aus Hauptmuschelkalkkomponenten (q_{hb}) und beim Wasserreservoir (Koord. 640.380/255.775) Gipskeuper.

Faltenjura s. str. westlich des Bänkerjochs

Siehe dazu Figur 14, Profile I/1, 2s, 3s und Tafel II; eine detaillierte Beschreibung liefert auch GSELL (1968: 113ff.). Im Südwesten des Gebietes von Blatt Frick-Laufenburg, zwischen der westlichen Kartengebietsgrenze, Kienberg und Oberhof, sind drei tektonische Elemente am Bau des Faltenjuras beteiligt (Fig. 14; Taf. II):

Die *Kienberg-Burg-Schuppe* im Liegenden – in Kontakt mit der Vorfaltenzone bzw. dem Tafeljura –, die *Barm-Buech-Schuppe* im Hangenden und die darauf überschobene *Heimetsädel-Antiklinale* («H» in Fig. 14) an der südlichen Kartengebietsgrenze.

Diese drei Elemente lassen sich ostwärts bis ins Quertal SSW von Oberhof (Strasse Oberhof–Salhöhe) verfolgen, wo sich der Bauplan an der *Einolte-Querstörung* («E» in Fig. 14; Taf. II) ändert.

Kienberg-Burg-Schuppe

Diese Schuppe (Taf. II) besteht aus der Schichtfolge vom Dolomit der Anhydritgruppe bis zum Gipskeuper. Das markante, ca. 20–30° nach SSE fallende Felsband im Oberen Muschelkalk lässt sich von Kienberg bis zum Ostende der Burg verfolgen. Auffallend sind zahlreiche z.T. grosse Kink- bzw. Chevronfalten mit Achsen in Streichrichtung östlich von Kienberg.

Aufschlüsse

Chevronfalten bei Koord. 640.200/254.500 und 640.550/254.600.

Zerscherte Evaporite des Mittleren Muschelkalks sind ca. 150 m nordwestlich von Pt. 790,7 m (Burg) in der aufgelassenen Gipsgrube aufgeschlossen; im Liegenden finden sich auch zerscherte Blöcke von Hauptmuschelkalk (GSELL 1968: Fig. 25).

Im Taleinschnitt zwischen Rumisholden und Einolte (1,5 km SSW Oberhof) wird der Nordostrand der Kienberg-Burg-Schuppe von einer grossen Sackung erfasst (ca. 500 m W Hof Wanne), während weiter südlich die Einolte-Querstörung die Schuppe nach Osten begrenzt. Hier ändert sich der Bauplan: Der Muschelkalk in der möglichen östlichen Fortsetzung der Kienberg-Burg-Schuppe liegt im Osten der Störung rund 50 m tiefer.

Westlich des Taleinschnitts von Kienberg kann die bei der Morbachweid aufgeschlossene unterste Muschelkalkschuppe als westliche Fortsetzung der Kienberg-Burg-Schuppe betrachtet werden. Die tektonische Stellung höher liegender Muschelkalkschuppen bleibt in diesem Gebiet jedoch unsicher (Profil I/1; Taf. II).

Barm-Buech-Schuppe

Im Gebiet Fluerain–Mülacher–Barm–Buech wird die Kienberg-Burg-Schuppe von der Barm-Buech-Schuppe überlagert. Diese Schuppe umfasst, analog zur liegenden, die Schichtfolge vom Dolomit der Anhydritgruppe bis zum Gipskeuper. Im südlich anschliessenden Gebiet Räbnen–Hasli entwickelt sich die Schuppe aus dem nordfallenden Schenkel der Heimetsädel-Antiklinale und wird im nördlich angrenzenden Gebiet von der SW–NE streichenden *Barm-Querstörung* zweigeteilt («B» in Fig. 14; Taf. II).

Nach ihrer Lage kann die Barm-Querstörung, wie auch die Einolte-Querstörung, als mögliche südliche Fortsetzung des Wölflinswiler Grabens betrachtet

werden (GSELL 1968: 116). An ihr stösst flach liegender Hauptmuschelkalk im Westen an Lettenkohle im Osten. Auf Lateralversatz deutet die unterschiedliche Verfaltung am Nordrand der beiden Teilschuppen. Die westliche Teilschuppe ist auf die tiefer liegende Kienberg-Burg-Schuppe aufgeschoben, liegt relativ flach, zeigt aber am nördlichen Überschiebungsrand eine enge Stirnfalte. Die östliche Teilschuppe zeigt synklinalen Bau (Gipskeuper im Muldenkern), ihr rund 30° nordfallender Südschenkel entspricht dem Nordschenkel der Heimetsädel-Antiklinale. Der Nordrand ist östlich der Burg (Koord. ca. 641.700/255.100) im Mittleren und Oberen Muschelkalk zu einer etwa West–Ost streichenden engen Falte aufgestaucht. Der bei Koord. 641.675/255.100 senkrecht stehende Nordschenkel verflacht sich nordwärts und bildet mit engem Synklinalscharnier eine Verbindung mit der Kienberg-Burg-Schuppe (Taf. II).

Aufschlüsse

- Waldweg bei Koord. 641.300/254.700: Barm-Querstörung.
- Bei Koord. 641.650/255.100: Falte.
- Bei Koord. 641.570/255.250: Synklinalscharnier.

Heimetsädel-Antiklinale

Die Heimetsädel-Antiklinale (JORDAN 1994; GSELL 1968: Antiklinale von Windleten. Heimetsädel: ca. 500 m südwestlich von Kienberg, LK-Blatt 1089 Aarau; «H» in Fig. 14) bildet am südwestlichen Kartengebietsrand das dominierende tektonische Element. Der in ihrem Kern tektonisch angehäufte, verfaltete Gips der Anhydritgruppe wurde in der Grube bei Kienberg abgebaut (Details in JORDAN 1994: Fig. 50, 59). Östlich von Kienberg lässt sich die Antiklinale bis an das Ostende der Rumisholden verfolgen, wo sie an der Einolte-Querstörung endet. Im Kern des nach Norden überschobenen Gewölbescheitels tritt die Anhydritgruppe bis zur Einolte-Querstörung an die Oberfläche (z.T. unter Schutt, Dolinen; Profil I/2, 2s). Die Heimetsädel-Antiklinale kann als überschobene Stirnfalte am Nordrand der Geissflue-Wasserflue-Scholle (auf LK-Blatt 1089 Aarau, «GW» in Fig. 14 u. Taf. II) aufgefasst werden.

Der Hauptmuschelkalkzug des Südschenkels bildet eine markante, durchgehende Geländerippe, die über die Rumismatt und die Rumisholden entlang dem südlichen Kartengebietsrand streicht und sich ostwärts über die Einolte bis zum Bänkerjoch verfolgen lässt. Eine Verdoppelung im steil stehenden Hauptmuschelkalk liegt bei der Rumismatt noch im Kartengebiet (Profile I/2, 2s, 3s).

Der kleinräumig verschuppte Hauptmuschelkalk des Nordschenkels liegt am Forenberg (SW Kienberg) am Südrand des Kartengebietes, zeigt vom Fluerain (300 m E Kienberg) bis Hasli (2 km E Kienberg) ein Fallen von ca. 30° nach Norden, legt sich nordwärts flach und ist nördlich und nordöstlich von Räbnen (ca. 1,2 km ESE Kienberg) auf den Keuper der Barm-Buech-Schuppe überschoben (Profile I/2, 2s). Östlich der Barm-Querstörung, im Querschnitt Einolte, ist ein Äquivalent des Nordschenkels nicht mehr nachzuweisen.

Faltenjura s.str. östlich des Bänkerjochs

Einolte-Benken-Herzberg-Scholle

Östlich der Einolte-Querstörung entwickelt sich, in analoger Position zur Kienberg-Burg-Schuppe im Westen, die Einolte-Benken-Herzberg-Scholle («EBH» in Fig. 14 u. Taf. II, Profile I/3, 3s, 4s, 5).

Auf der rund 30° südfallenden Einolte-Benken-Herzberg-Scholle sind südwärts Keuper, Lias und östlich der Bänkerjochstrasse auch Dogger erhalten geblieben (Hauptrogenstein von Asperstrihen bis Herzberg; Profile I/3, 3s, 4s, 5). Der Südrand ist in engem Scharnier in senkrechte Lage aufgeschleppt.

Aufschlüsse

Im Muschelkalk westlich der Einolte bei Koord. 642.250/254.200. Diese Aufbiegung des südlichen Schollenrandes erfasst zwischen Asperstrihen und Herzberg auch die Passwang-Formation und den Hauptrogenstein (z.B. bei Koord. 645.500/254.325).

Am Nordwestrand bildet der auf die Vorfaltenzone überschobene, rund 20–30° südfallende Obere Muschelkalk eine markante Geländestufe, die sich vom Nordfuss der Einolte über den Okert (Hang SE Oberhof) und Benken (Bänkerjochstrasse) an die Südflanke des Strihen verfolgen lässt und mehrere, z.T. grosse verschuppte Chevronfalten zeigt.

Aufschlüsse

Am Okert (Koord. 643.050/254.900) und an der Bänkerjochstrasse.

Zwischen Benken und dem Strihen biegt der Obere Muschelkalk sukzessive in steilere Lage um (Profil I/3s [Reiter] und 4s), steht am Strihen senkrecht bis 80° überkippt und bildet hier eine Stirnfalte (Profil I/4s). In ihrem Kern ist Anhydritgruppe (u.a. Gips) aufgeschlossen. Die Westkuppe des Strihen (Pt. 865 m) wird von Oberem Muschelkalk des nördlichen Faltenschenkels gebildet, der hier überschoben auf der Strihen-Würz-Schuppenzone liegt. Auf der Ostkuppe (Pt. 866,7 m) ist diese Falte im Oberen Muschelkalk geschlossen (z.T. versackt). Aus ihrem Südschenkel entwickelt sich südostwärts die Asp-Querstörung («A» in Fig. 14 u. Taf. II).

Asp-Querstörung

Die Asp-Querstörung streicht ca. N 120° E vom Strihen zur Staffelegg und bildet den Nordostrand der Einolte-Benken-Herzberg-Scholle. Sie wird im Gelände durch die Muschelkalkrippe von Strihen–Asp–Gibsi markiert (AMSLER 1915: 413). Östlich der Staffeleggstrasse lässt sie sich südwestlich und südlich der Chrinnenflue nachweisen. An ihr wurde die Einolte-Benken-Herzberg-Scholle auf den Südwestrand der Thalheim-Veltheim-Scholle («TV» in Fig. 14) überschoben (Profil I/5). Entlang dieser Querstörung sind mehrere isolierte, vermutlich an der Störung verschürfte Liaspakete aufgeschlossen (Gibsi bei Asp und an der Staffeleggstrasse).

Geissflue-Wasserflue-Scholle

Die Geissflue-Wasserflue-Scholle («GW» in Fig. 14 u. Taf. II) streift mit ihrem Nordrand das Kartengebiet und zeigt, besonders an ihrem Nordostende zwischen Bänkerjoch und Staffelegg (LK-Blatt 1089 Aarau), einen komplizierten Schuppen- und Faltenbau (Profil I/4s), wie MÜHLBERG (1908), AMSLER (1915) und JORDAN (1994: Fig. 54) zeigten.

Der östlich der Einolte-Querstörung zum Nordrand der Geissflue-Wasserflue-Scholle gerechnete, ca. 50° südfallende Muschelkalkzug von (Rumismatt-) Einolte–Bernhalde–Helbis steht in überschobenem Kontakt mit dem aufgebogenen Südrand der Einolte-Benken-Herzberg-Scholle (Taf. II).

Aufschlüsse

- Südlich von Ämmet bei Koord. ca. 643.100/254.050: Aufschluss in verschupptem Muschelkalk: vgl. Profil I/3s.
- Südöstlich des Asperstrihen, entlang dem Feldweg bei Koord. 645.500/254.225: Überschiebungskontakt mit aufgeschürftem Mittlerem Keuper.

Strihen-Würz-Schuppenzone

Diese zwischen der Jurahauptüberschiebung und der Einolte-Benken-Herzberg- bzw. der Thalheim-Veltheim-Scholle gelegene Zone (Fig. 14, 18; Profile I/4s, 5; Taf. II) wird von zwei, stellenweise bis vier sich lateral ablösenden, lokal stark verfalteten Muschelkalk-Keuper-Schuppen gebildet. Einblick in den Bau der Zone gibt das Profil in der Klus entlang der Staffeleggstrasse südlich von Densbüren, wo sich sicher drei Schuppen nachweisen lassen (Profil I/5): Rund 500 m südlich von Densbüren wird die ca. 30° südfallende, verfaltete unterste Schuppe an der östlichen Strassenseite im Oberen Muschelkalk angeschnitten. Sie liegt über der Jurahauptüberschiebung auf dem Effingen-Member. Westlich der Strasse können aufgeschürfte Keuper- und Liasmassen im Schutt nachgewiesen werden.

Die basale Schuppe liegt über der Jurahauptüberschiebung auf Keuper und Jura der Vorfaltenzone (Gebiet Tognet, 1 km E Densbüren) und ist in drei sich lateral ablösende Segmente gegliedert (Taf. II). Deren Streichrichtungen ändern sich ostwärts von N 70° E auf N 115° E. Das östliche Segment (*Hinterlinden-Schuppe*, «H» in Fig. 18) verschwindet am Südostende von Hinterlinden (Koord. ca. 648.750/255.500) unter der Ost–West streichenden *Rüdle-Älmhard-Schuppe* («R» in Fig. 14, 18; Taf. II; vgl. Fig. 18: 648.0 u. Profile I/6s, 7). Hier zweigt auch der N 50° E streichende Muschelkalkzug zum Linnerberg ab. Dieser Muschelkalkzug liegt aufgeschoben auf der Homberg-Linnerberg-Vorfaltenzone und bildet den Nordrand der Grund-Birrfeld-Scholle («GB» in Fig. 14 u. Taf. II).

Die Rüdle-Älmhard-Schuppe streicht vom Nordhang des Strihen als markante Muschelkalkrippe (Profile I/4s, 5) über rund 6 km bis zur *Bruggmatt-Querstörung* («T» in Fig. 14, 18 u. Taf. II).

Thalheim-Veltheim-Scholle

Die Thalheim-Veltheim-Scholle («TV» in Fig. 14 u. Taf. II; Synklinale von Thalheim, GSELL 1968: 128; Fig. 18, Profile I/6, 7, 8) hat einen rhombischem Umriss und zeigt generelles Südfallen. Aufgeschlossen ist die Schichtfolge vom Muschelkalk am Nordrand bis zur USM am Südrand. Reflexionsseismik im Gebiet von Thalheim gibt Hinweise auf zwei kleinere Überschiebungen im Inneren der Scholle (Profil I/7); die südlichere kann mit einem Quergewölbe im Malm am Schollensüdrand südwestlich von Thalheim (LK-Blatt 1089 Aarau; Fig. 14) in Beziehung gebracht werden.

Der Ostteil der Scholle liegt im Aaretal unter Quartärbedeckung. Hier geben nur vereinzelte Aufschlüsse, Seismik sowie einige Sondierbohrungen generelle Hinweise über die Tektonik der Scholle und ihre Beziehung zur Chestenberg-Kette (s. Taf. II).

Der südlich an die Rüdle-Älmhard-Schuppe anschliessende Muschelkalkzug bildet den Nordrand der Thalheim-Veltheim-Scholle. Er streicht in Richtung West–Ost vom Strihen bis Schinznach-Dorf und wird an zwei Querstörungen versetzt:

- An der (?)dextralen Bruggmatt-Querstörung südwestlich des Hofes Bruggmatt (Koord. 650.475/255.625).
- Rund 750 m weiter östlich durchschneidet die sinistrale *Chalm-Querstörung* («C» in Fig. 14 u. Taf. II) den Muschelkalk-Nordrand am Chalm (bei Koord. 651.350/255.400).

Zwischen den Querstörungen steht der Muschelkalk mit 60–65° in überkippter Lage, zudem möglicherweise nach Süden überschoben (vgl. Taf. II). Östlich der Chalm-Querstörung verflacht sich der Nordrand von 75° auf 35° Südfallen bei Schinznach-Dorf.

Aufschluss

Östlich des Talbaches bei Koord. 652.850/255.125: verfaltete Stirnpartie dieses Muschelkalkzuges.

Die Spur der nördlichen Randüberschiebung unterquert östlich von Veltheim das Quartär des Aaretals in Richtung ca. N 110° E zur Chestenberg-Kette. Eine Interpretation vermittelt Tafel II.

Der Südwestrand der Thalheim-Veltheim-Scholle liegt an der Asp-Querstörung, der Südrand an der etwa West–Ost streichenden Gisliflue-Überschiebung. Der Rand der Scholle biegt am Südwest- bzw. Südende in engem, z.T. überschobenen Scharnier in steile bis senkrechte Lage (Fig. 18: 648.0, Profil I/7). Senkrecht stehender Hauptrogenstein des südwestlichen Schollenrandes ist als bewaldete Geländestufe von der Chrinnenflue bis südlich von Riedmatt und Helgenhölzli (1,5 km W Thalheim, LK-Blatt 1089 Aarau) zu verfolgen.

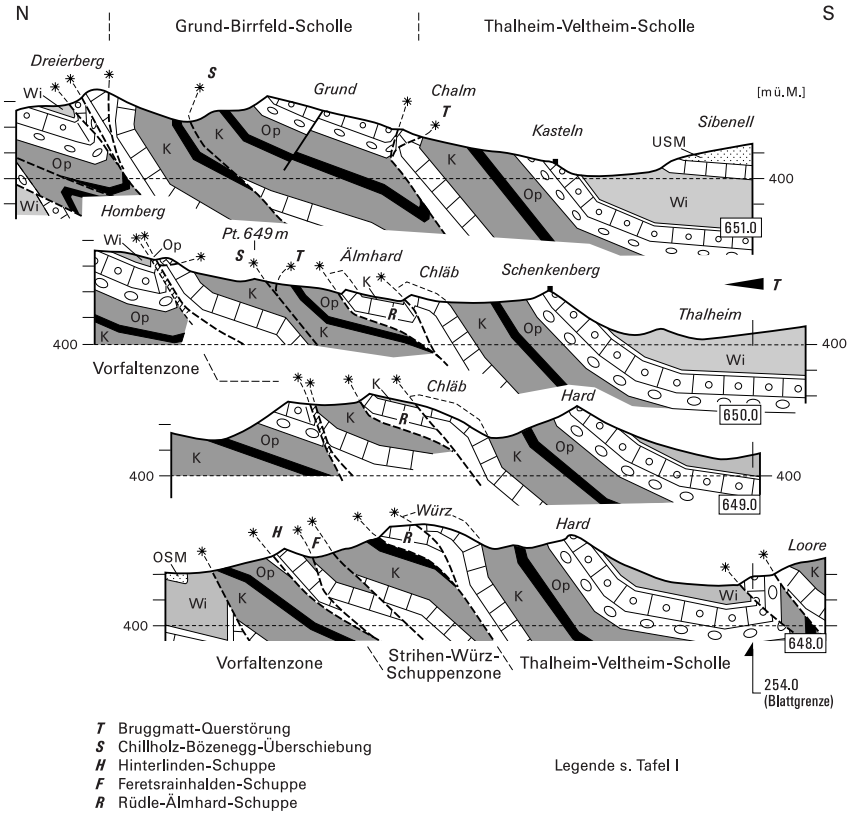


Fig. 18: Strihen-Würz-Schuppenzone, Thalheim-Veltheim- und Grund-Birrfeld-Scholle.

Zur Schollennordflanke gehört der morphologisch markante, West–Ost streichende und rund 50° südfallende Hauptrogensteinzug (Hard–Schenkenberg, Fig. 18, s.a. AMSLER 1915: 424f.). An der Chrinnenflue trifft dieser Zug auf den ca. N 110° E streichenden, vertikalen Hauptrogenstein des Südwestrandes; dort entstand eine enge, stark zerscherte Synklinalzone.

Aufschlüsse

– Bei Koord. 647.600/254.175, Strasse südöstlich der Chrinnenflue: Hauptrogenstein.
– Beim Gländ, südlich von Thalheim (LK-Blatt 1089 Aarau; Profil I/7): stark zerscherter Hauptrogenstein in analoger Position.

Grund-Birrfeld-Scholle

Zwischen der Jurahauptüberschiebung am Nordrand und der Thalheim-Veltheim-Scholle im Süden öffnet sich die Grund-Birrfeld-Scholle («GB» in Fig. 14 u. Taf. II; Grund-Birrfeld-Synklinale, GSELL 1968; Fig. 18: 650.0 u. 651.0; Profile I/7, 8) nach Osten (z.T. LK-Blatt 1070 Baden, Atlasblatt 50 Wohlen).

Der Bauplan zeigt im Ostabschnitt das bekannte Muster mit generellem Südfallen, den jüngsten Schichtgliedern am Südrand (USM; im Gebiet von Blatt Frick-Laufenburg nur Effingen-Member) und einem steil aufgeschleppten Südrand. Aareschotter bedecken das Gebiet am östlichen Kartengebietsrand. Aufschluss geben hier jedoch eine Anzahl Sondierbohrungen und Seismik.

In ihrem Nordwestteil zeigt die Grund-Birrfeld-Scholle eine Tektonik, die der Strihen-Würz-Schuppenzone teilweise ähnlich ist. Die Scholle wird zudem von mehreren Überschiebungen und Querstörungen durchsetzt.

Den Nordrand bildet eine Muschelkalk-Schuppenzone, die an der Jurahauptüberschiebung auf die Vorfaltenzone überschoben liegt (Fig. 14, 18, Profil I/8). Die Jurahauptüberschiebung zweigt ca. 800 m WSW des Chillholzes in nordöstlicher Richtung von der Strihen-Würz-Schuppenzone ab und wird besonders am Dreierberg (drei Schuppen!) und an der Südflanke des Linnerbergs von einer Anzahl kleinerer, z.T. verfalteter Muschelkalkschuppen begleitet; bei Vor Bär, über dem A3-Bözbergtunnel, liegt auch die in Figur 17 dargestellte Stirnfalte im Muschelkalk.

Eine zur Jurahauptüberschiebung etwa parallel verlaufende, rund 500 m weiter südlich liegende Überschiebung lässt sich aus dem Gebiet Chillholz (2 km N Thalheim) über Buechmatt–Möseren ENE-wärts zur Bözenegg verfolgen: die *Chillholz-Bözenegg-Überschiebung* («S» in Fig. 14, 18 u. Taf. II). Im Westen, zwischen dem Chillholz und Möseren, werden Keuper und Lias an ihr verdoppelt (Fig. 18: 651.0). Zusätzliche tektonische Komplikationen in der Umgebung von Pt. 649 m (250 m ESE Chillholz) werden sowohl mit der Bruggmatt-Querstörung («T» in Fig. 14, Fig. 18: 650.0) als auch mit der von hier aus nach Norden zum Zeiher Homberg verlaufenden Verwerfung in Beziehung gebracht.

Im Osten, bei der Station Schinznach-Dorf, entwickelt sich an dieser Überschiebung im Muschelkalk und Keuper eine Stirnfalte, die mit axialem Anstieg nach ENE streicht und deren Kern an der Ostflanke der Bözenegg in der Anhydritgruppe aufgeschlossen ist (s.a. HAUBER 1992).

Eine weiter südlich liegende, ca. N 70° E streichende kleinere Überschiebung wurde beim Bau des Stauwehrs bei Schinznach-Bad im Dogger und Malm geortet (Fig. 14; Taf. II).

Am Südrand der Grund-Birrfeld-Scholle lässt sich, westlich der Bruggmatt-Querstörung, ein Paket von südfallendem Keuper, Lias und Opalinus-Ton kartieren (Fig. 18: 649.0 u. 650.0). Östlich der Bruggmatt-Querstörung setzt die ca. 35°

südfallende Hauptrogensteinplatte von Grund–Chalm ein (Fig. 18: 651.0). Sie wird von zwei Querstörungen durchsetzt, ihr Südrand ist in steil überkippte Lage aufgeschürft. Steil stehender, z.T. stark zerscherter Hauptrogenstein und Malm dieses Südrandes lassen sich vom Chalm nach Schinznach-Dorf verfolgen.

Die südöstliche Fortsetzung des Südrandes zum Chestenberg hin liegt unter Aareschottern, daher bleibt ihr Verlauf spekulativ (Profil I/8, vgl. auch Taf. II).

Aufschlüsse

Auf dem Chalm (200 m E Pt. 611 m) und in Schinznach-Dorf (Koord. 652.725/255.280, hinter dem Hotel Bären).

MINERALISCHE ROHSTOFFE

Naturbausteine, Brechgesteine

Gneis wurde während des Baus des Kraftwerkes Albbruck-Dogern am Rhein zwischen Schwaderloch und Etzgen gebrochen und zu Strassenschotter verarbeitet (BUXTORF & NIGGLI 1934: 535).

Gesteine des *Muschelkalks* (vorwiegend *Trigonodus-Dolomit*) wurden noch bis ins frühe 20. Jahrhundert als Mauersteine in zahlreichen Steinbrüchen des Tafel- und Faltenjuras gewonnen. Muschelkalk wird heute fast nur noch als Brechschotter beim Strassenbau und als Betonzuschlagstoff verwendet.

Alabaster aus dem Gipskeuper, möglicherweise z.T. auch aus der Anhydritgruppe, wurde bis ins 19. Jahrhundert, vorwiegend aber zwischen 1650 und 1700 im Staffelegggebiet und bei der Täuferchilen abgebaut. Verwendung fand Alabaster für Taufsteine, Abendmahlstische und Grabmäler, z.B. in den Kirchen von Thalheim und Schinznach-Dorf (DE QUERVAIN 1961: 79ff., 1979: 88ff.).

Schilfsandstein wird heute noch nordwestlich von Gansingen abgebaut und zu Mauersteinen, Cheminées und kleinen Werkstücken verarbeitet.

Spätiger *Arietenkalk* und graubrauner Spatkalk des *Sissach-Members* (Murchisonae-Schichten auct.) wurden früher an verschiedenen Stellen im Kartengebiet abgebaut und dienten zur Herstellung von Bruchsteinen, Brechschotter und seltener Mauersteinen (vgl. DE QUERVAIN 1969, ECKARDT et al. 1997: Tab. 6.8).

Hauptrogenstein wurde bei Thalheim, Oberflachs und Schinznach-Dorf gewonnen und zum Bau grosser Trockenmauern in den Rebbergen, z.B. bei

Kasteln, gebraucht. Er wird heute praktisch nur noch als Brechschotter bei der Betonherstellung und beim Strassenbau verwendet.

Der rostfarbene bis braunrote *Spatkalk* aus dem Gebiet südlich von Hottwil diente zu Fenstergewänden, Portalen und Bodenplatten, gelegentlich auch zu Bruchsteinen.

Der gelbliche, feinkörnige, leicht bearbeitbare *«Kornberg-Sandstein»* (oder Kornbergstein, DE QUERVAIN 1961: 65), ein Kalkarenit, kommt nur auf dem Chornberg südlich von Frick vor und wurde in mehreren Brüchen als beliebter Haustein für Fensterstürze, Torbogen usw. bis ca. 1960 abgebaut.

Malmkalke (Geissberg- u. Letzi-Member) wurden noch bis ins frühe letzte Jahrhundert als Mauersteine in zahlreichen Steinbrüchen im Kartengebiet gewonnen. Sie wurden vor allem für Kunstbauten der SBB-Bözbergbahn in den frühen 1870er-Jahren eingesetzt.

Grobkalk («Muschelkalk») der OMM wurde seit Römerzeit aus den heute erschöpften Steinbrüchen beim Chalofen westlich von Villnachern gewonnen und zu Bau-, Mühl- und Grenzsteinen verarbeitet.

Im Bözberggebiet fand *Sandstein aus der Juranagelfluh* (OSM) lokal Verwendung als Bodenplatten und Treppenstufen.

Dichter, weisser bis grauer *Süsswasserkalk der OSM* zeichnet sich durch eine hohe Wetterbeständigkeit aus (DE QUERVAIN 1961: 70). Er wurde als Grenz- und Baustein westlich von Wölflinswil gebrochen (GSELL 1968: 84).

Abbaustellen

Aufgelassene kleinere Steinbrüche sind heute oft zerfallen und überwachsen oder zur Deponie verkommen und verfüllt; die meisten von ihnen wurden auf der Karte nicht vermerkt (siehe dazu ECKARDT et al. 1997: Tab. 6.8).

Gneis: ehemaliger Steinbruch bei der Grossmatt an der Strasse Laufenburg–Koblenz (Koord. 651.350/270.400).

Gesteine des *Muschelkalks:* An den Flanken der Muschelkalkplateaus von Schupfart, Kaisten und des Mettauer Tafeljuras; im Faltenjura z.B. bei der Feretsrainhalden und der Üselmatt (SE und S Densbüren).

Alabaster: Abbau vorwiegend südlich der Staffelegg (LK-Blatt 1089 Aarau; DE QUERVAIN 1961, 1979); ehemalige Abbaustelle auf Blatt Frick: Täuferchilen («Alabasterloch»), Koord. 651.350/256.420; evtl. künstlich erweiterte Doline (s. Abschnitt Dolinen, S. 72).

Schilfsandstein: Steinbruch Röt nordwestlich von Gansingen. Es ist dies der einzige noch aktive Keupersandsteinbruch in der Schweiz (ECKARDT et al. 1997: 228, Oberhofener Sandstein). Aufgelassene Schilfsandsteinbrüche bei Luppe (SSW Schupfart) und im Faltenjura 350 m nordöstlich des Chillholzes (verfallene Grube).

Hauptrogenstein: verschiedene Abbaustellen am Tiersteinberg (meist versackt); Spuren alter Steinbrüche im Bruggbachtal (Langmatt, 1 km NW Kienberg), am Fürberg, Chornberg sowie bei Hornussen.

«Kornberg-Sandstein»: Aufgelassene Steinbrüche auf dem Chornberg bei Hinter Raibach (Koord. 643.825/258.575) und in Herznach (Koord. 646.250/258.425) (BRAUN 1920a, FEHLMANN & RICKENBACH 1962, BÜHLER 1986).

Malmkalke: Steinbrüche im Sagemülital und oberhalb der Station Effingen.

Süsswasserkalk der OSM wurde beim Lammetholz gebrochen (Koord. 640.800/256.300), am Strassenrand sind noch vereinzelte Kalkblöcke zu erkennen.

Kies und Sand

Niederterrassenschotter wird als Rohstoff für die Bau- und Zementindustrie in grossen Kiesgruben im Rhein- und Aaretal abgebaut. Er ist meist auch Grundwasserträger, was den Kiesabbau z.T. einschränkt (untiefer Grundwasserspiegel z.B. NE Schwaderloch).

Lokale *Juraschotter* sind meist stärker verlehmt und für Bauzwecke ungeeignet. Sie werden oft als Strassenschotter verwendet.

Mächtige *Hangschutt*vorkommen werden im Faltenjura nur noch sporadisch für die Beschotterung von Feld- und Waldwegen abgebaut.

Unverfestigter Sand und Schotter der *Juranagelfluh* wurde früher lokal in kleinen Gruben ausgebeutet (z.B. in der Umgebung von Herznach).

Glimmersand der OSM wurde bis vor kurzem als Magerungsmittel für die Ziegelindustrie abgebaut (MUMENTHALER et al. 1997: 51).

Abbaustellen

Niederterrassenschotter: im Rheintal im Gebiet Chaisterfeld–Hard–Sisslerfeld (namentlich in der Grube Chaisterfeld-West), im Aaretal z.B. bei Schinznach-Dorf.

Juraschotter: im Sissletal in einer Grube südöstlich von Eiken und bei Oberhofen.

Muschelkalkschutt: bei Buech südsüdwestlich von Oberhof (Koord. 642.150/254.800); der Hangschutt ist dort weitgehend ausgeräumt.

Hauptrogensteinschutt: am Herzberg westlich der Staffelegg (Koord. 646.275/254.450); Grube aufgelassen und verfallen.

Glimmersand: stillgelegte Grube Schüracher (1 km W Linn). AMSLER (1931) erwähnt eine ehemalige Glimmersandgrube im Gebiet südlich von Hard (W Densbüren; heute nicht mehr auffindbar).

Mergel und Ton

Keupermergel, Obtusus-Ton und *Opalinus-Ton* werden als Ziegeleirohstoffe vorwiegend in zwei grossen Gruben bei Frick abgebaut. Opalinus-Ton wird als Basismaterial verwendet, Obtusus-Ton und Keupermergel als Zusatzkomponente (MUMENTHALER et al. 1997: Tab. 3.10). Die geringe Wasserdurchlässigkeit aufgrund der Quellfähigkeit der Tonmineralien macht den Opalinus-Ton zu einem begehrten Abdichtungsmaterial für Erddämme und Deponien. Details der geotechnischen Eigenschaften vermitteln PETERS (1962), WULLSCHLEGER (1977) und WETZEL & ALLIA (2003).

Das *Effingen-Member* besteht aus einer Abfolge von Mergel mit eingelagerten Kalkmergel- und Kalkbänken (Gerstenhübel-Schichten); es eignet sich als Zementrohstoff. Die kalkigen Einlagerungen im Effingen-Member wurden lokal als Rohmaterial für gebrannten Kalk verwendet. Heute werden sie noch für die Herstellung von Strassenschotter gebrochen.

Abbaustellen

Die Tonwerke Keller AG in Frick produzieren Keupermergel und Obtusus-Ton aus der Grube Gruhalde westlich der Bahnstation Frick, ebenso Opalinus-Ton aus dem Abbau Cheeslete

ca. 1 km südlich von Frick. Die Jahresproduktion beträgt um 80 000 m3. Eine weitere, heute aufgelassene grosse Abbaustelle von Opalinus-Ton befindet sich bei Eriwis (SW SBB-Station Schinznach-Dorf, HARTMANN 1950a). In einer kleineren Grube nördlich der Staffeleggpasshöhe wird noch sporadisch Opalinus-Ton abgebaut.

Effingen-Member: Eine aufgelassene Abbaustelle der Zementindustrie liegt knapp ausserhalb des östlichen Kartengebietsrandes ca. 1 km südlich von Schinznach-Bad; sie ist heute eingedeckt und überbaut. Die kalkigen Einlagerungen im Effingen-Member wurden lokal als Rohmaterial für gebrannten Kalk verwendet. Kalk und Kalkmergel werden noch in der Grube Steinacher nördlich von Mönthal gebrochen.

Gips und Steinsalz

Vorkommen von *Gips* als Rohstoff für die Gips- und Zementindustrie sind aus der Anhydritgruppe und dem Gipskeuper bekannt; sie wurden noch vor rund 60 Jahren in mehreren z.T. grossen Gruben abgebaut. Heute ist der Abbau im Kartengebiet völlig eingestellt. Trotzdem sind diese alten Gruben aber immer noch als vorzügliche Aufschlüsse erhalten geblieben (z.B. JORDAN 1994).

Die Anwesenheit von *Steinsalz* aus der Anhydritgruppe wurde schon früh durch eine Salzquelle nordwestlich von Bütz (Salzhalden, Sulz) erkannt (Tab. 2). Nach 1950 wurden zur Erforschung möglicher Salzlagerstätten Bohrungen im Raum Frick-Laufenburg abgeteuft (s. Kap. Bohrungen). So wurde z.B. auch in der Nagra-Bohrung Riniken (Ref. 34) in 740 m Tiefe ein Salzflöz von 2,4 m Mächtigkeit erbohrt. Im Gebiet von Blatt Frick-Laufenburg wird jedoch kein Salz gewonnen.

Aufschlüsse

Anhydritgruppe: Windlete südöstlich von Kienberg; unterhalb der Burg nordöstlich von Kienberg; kleine Grube bei Vor Bär (N SBB-Station Schinznach-Dorf, Koord. 652.200/256.825; aus Platzgründen nicht in der Karte eingezeichnet).

Gipskeuper: Gibsi südöstlich von Asp an der Staffeleggstrasse; zwischen Feretsrainhalden und Schwand östlich von Densbüren. Keupergips ist auch im Tafeljura in kleineren Gruben zur Bodenmelioration abgebaut worden, z.B. bei Birristrott 2 km östlich von Kaisten und bei Grab rund 1 km östlich von Schupfart.

Eisenerz

Lias- und Doggererz

Jurassische Eisenerze (Eisenoolith, eisenoolithischer und eisenschüssiger Mergel und Spatkalk) sind im Gebiet von Blatt Frick-Laufenburg weit verbreitet (Tab. 1). Die Erze stiessen besonders während Krisenzeiten auf Interesse.

Eisenerzlagerstätte von Herznach-Wölflinswil

Wirtschaftliche Bedeutung erlangte nur die Eisenerzlagerstätte von Herznach-Wölflinswil, die vom Mittelalter (1204/1241 erstmals belegt) bis etwa 1840

Tabelle 1: *Mächtigkeit und Eisengehalt der jurassischen Eisenerze im Kartengebiet.*

Einheit	Mächtigkeit [m]	Eisengehalt [%]
Herznach-Schichten	0–6	20–33
Spatkalk	2–7	6–15
Humphriesi-Schichten	1,5–3	12–23
Sissach-Member	1–5	11–17
Angulaten-Schichten	0–3	lokal >10

und von 1937 bis 1967 abgebaut wurde (BÜHLER 1986, HÜSSER 2002). Die heutigen Kenntnisse der Lagerstätte basieren auf umfangreichen, zwischen 1919 und 1936 durchgeführten Schürfungen und dem Bergbau bei Herznach (AMSLER 1931, 1936a, FEHLMANN 1937a, FEHLMANN & RICKENBACH 1962, BODMER 1978, BÜHLER 1986).

Figur 19 fasst die vertikale und laterale Entwicklung der *Flöze* in einem West-Ost-Profil zusammen (s.a. FEHLMANN 1937a: Profile des Erzlagers Massstab 1:100). Stratigraphisch liegen die äusserst fossilreichen Schichten zwischen dem «Kornberg-Sandstein» (Mittleres Callovien) und den Cordatum-Schichten (Frühes Oxfordien) (vgl. JEANNET 1951). Die Abfolge wird heute nach GYGI (2000a, b) als Herznach-Schichten zusammengefasst. Das untere, Herznacher Flöz wird durch ein eisenärmeres Zwischenmittel von etwa 1–1,5 m Mächtigkeit vom oberen, Wölflinswiler Flöz getrennt. Das Eisen, meist in Form von Limonit bzw. Goethit, ist in Eisenooiden konzentriert, die bis zu 50 % Fe enthalten. Die Ooide sind in einer eisenärmeren (sandig-)mergeligen Matrix eingebettet (Fe-Gehalt um 10 %).

Das Roherz enthält neben ca. 30 % Eisen (= 50 % Fe_2O_3) auch 0,2–0,7 % Phosphor und 0,1–0,3 % Schwefel, was bei der mittelalterlichen Verhüttung zu Eisenversprödung führte. Die Begleitmineralien untersuchte FREI (1952).

Das *Flözareal*, rund 6 km², erstreckt sich im Streichen über etwa 5 km von Herznach bis zur Bächlimatt (1,5 km W Wölflinswil). In Fallrichtung wird die Lagerstätte sowohl im Norden (updip, an der Oberfläche) als auch im Süden (downdip) durch Erosion begrenzt. Der Südrand wird im Untergrund von einer nur unvollständig kartierten OSM-Erosionsrinne gebildet (BODMER 1978), in der das Erz ausgeräumt wurde (vgl. Taf. II). Geschätzter Inhalt der Herznacher Lagerstätte:

1936, vor Beginn Abbau: Roherz > 28 % Fe:	9,45 x 10^6 t
23–27 % Fe:	19,05 x 10^6 t
1936–1967 ausgebrachtes Erz:	1,62 x 10^6 t
1967, nach Ende Abbau (Reserve):	ca. 7 x 10^6 t

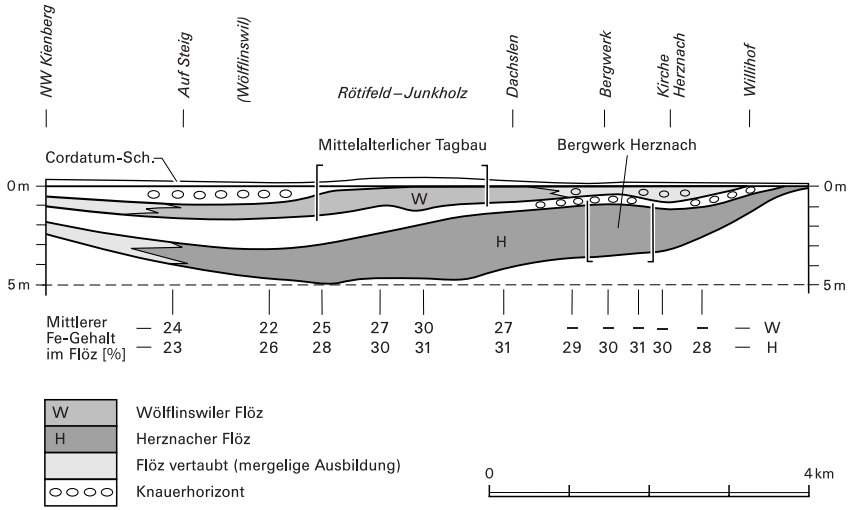


Fig. 19: Eisenerzlagerstätte Herznach-Wölflinswil: Flözentwicklung. Schematisches West-Ost-Profil nach AMSLER (1931).

Bergbau und Verhüttung

Die Fricktaler Eisenindustrie entwickelte sich in zwei Phasen:

1. Im historischen Bergbau (bis ca. 1840) wurde hauptsächlich das Wölflinswiler Flöz im Tagebau und in untiefem Stollen- und Schachtbau nordöstlich und östlich von Wölflinswil gewonnen (Spuren sind heute noch zu erkennen). A. Amsler (in FEHLMANN & RICKENBACH 1962: 181) schätzte die zwischen 1204/1241 und 1840 geförderte Erzmenge auf etwa 275000 t. Die Verhüttung erfolgte ursprünglich lokal, in der Nähe des Abbaugebietes (Schlackenfunde z.B. bei Wittnau, Herznach usw., AMSLER 1936b, s.a. S. 74), konzentrierte sich nach 1500 aber am Rhein und war dem Hammerbund unterstellt (METZ 1980), wo der Nachschub an Holzkohle aus dem Schwarzwald gesichert und die Wasserkraft des Rheins verfügbar waren. Ungenügende Eisenqualität und veraltete Hüttentechnik besiegelten den Niedergang nach 1840.
2. Der Fricktaler Erzbergbau im 20. Jahrhundert begann mit der (Neu-)Entdeckung des Herznacher Flözes im Jahre 1919. Zwischen 1937 und 1967 wurden aus dem Bergwerk Herznach untertage im Kammer- und Bruchbau, bei einer maximalen Förderrate von 211780 t/Jahr (1941), insgesamt 1,62 x 10^6 t Erz gefördert. Die Verhüttung erfolgte ausserhalb der Region (Von Roll, Choindez; Ruhrgebiet).

Bohnerz

Erbsen- bis nussgrosse Bohnerzkörner aus Goethit bzw. Limonit mit einem Eisengehalt um ca. 40 % finden sich als Produkt festländischer Verwitterung zusammen mit Boluston in Karsttaschen im Dach der Malmkalke (vgl. hierzu HOFMANN 1991). Infolge der prä-OSM-Erosion, die den Westen des Gebietes von Blatt Frick-Laufenburg erfasste, beschränkt sich die Verbreitung von Bohnerz auf den Südostquadranten (s. Fig. 11, Taf. II: Verbreitung der Malmkalke).

Das Bohnerz (mit Phosphor- und Schwefelgehalt von $<0{,}2$ % bzw. $<0{,}15$ %) war in der eidgenössischen Eisenindustrie begehrt, da es dem Fricktaler Doggererz qualitativ überlegen und das Fricktal ausserdem bis 1803 grösstenteils österreichisch war. So wurde auch in kleineren Erztaschen Abbau betrieben, was zahlreiche Spuren belegen (WÜLSER 2002).

Abbauspuren

Auf dem Bözbergplateau, z.B. bei Adlisberg, bei der Summerhalde östlich von Zeihen, bei Mannlehen südöstlich von Villnachern sowie östlich und südlich von Thalheim.

Fossile Brennstoffe

Kohle

Der Vollständigkeit halber sei hier auf einige – wirtschaftlich bedeutungslose – Kohlefunde hingewiesen:

- OSM: im Glimmersand der Umgebung von Linn und im Süsswasserkalk bei Anwil. (Auf ein [ehemaliges] Vorkommen von Kohle deutet möglicherweise der Flurname Cholen bei Koord. 640.400/255.450.)
- «Oberer Dogger», z.B. im Eisenerz von Herznach (Spuren).
- Insektenmergel von Gansingen (HARTMANN 1919).
- Lettenkohle (z.B. Heuberg bei Kaisten).

Grössere Steinkohlevorkommen im Oberkarbon (nachgewiesen in der Bohrung Weiach, MATTER 1987) sind im Permokarbontrog unter dem Tafeljura aufgrund seismischer Daten auch im Gebiet von Blatt Frick-Laufenburg zu erwarten, allerdings in Tiefen um 1500 m (vgl. DIEBOLD 1988).

Ölschiefer

Im Kartengebiet ist der Posidonienschiefer (Toarcien) mehrfach aufgeschlossen. Er weist einen erhöhten Gehalt an organischem Kohlenstoff auf (lokal 10 %, selten bis 15 % C_{org}: Ölschiefer). In Krisenzeiten wurde andernorts aus Posidonienschiefer Öl durch Verschwelung gewonnen. Im Gebiet von Blatt Frick-Laufenburg sind jedoch keine Abbaustellen bekannt.

HYDROGEOLOGIE

Dem geologischen Bau entsprechend, lässt sich die Hydrogeologie des Gebietes von Blatt Frick-Laufenburg dreiteilen.

Tafeljura

Die über den Vorflutern (Rhein, Sissle, Aare) liegenden Plateaus des Tafeljuras sind weitgehend frei von einem oberflächlichen Drainagesystem. Wo Keuper, Opalinus-Ton, Effingen-Member oder OSM die durchlässigen Gesteine (vor allem Hauptrogenstein und Oberen Muschelkalk) bedecken, sammeln sich die Niederschläge in Feuchtgebieten, fliessen in kurzen Bächen ab und versickern durch Spalten oder Dolinen im Dach der Karbonatgesteine. Die Entwässerung erfolgt in unterirdischen Karstsystemen auf dem Niveau wasserstauender Tonsteine und Mergel. Von dort fliesst das Wasser seitlich in den Hangschutt, um entweder am Hangfuss als Quelle auszutreten oder unterirdisch direkt das Grundwasser in den quartären Talfüllungen zu speisen.

Schichtquellen mit stark wechselnder Ergiebigkeit sind typisch im Hauptmuschelkalk, z.B. an den Rändern der Muschelkalkplateaus südlich des Rheins (HOEHN 1983) und im Hauptrogenstein, z.B. am Tiersteinberg oder bei Ueken (16–160 l/s). Aus den wenig mächtigen sekundären Wasserträgern in Gansinger Dolomit, Lias und Passwang-Formation treten kleinere Quellen aus. Die Malmkalke des Bözberggebietes zeichnen sich aufgrund der Tertiärüberdeckung durch geringe Wasserführung aus (HAUBER 1994). Zahlreiche Brunnen im Gebiet von Iberg–Linn (z.B. Quellen bei Leumli, Koord. 651.175/257.750) fassen Wasseraustritte aus dem Glimmersand, welcher hier stauenden Mergel der OSM überlagert.

Faltenjura

Die stratigraphische Lage von Aquiferen und Aquicluden ist analog zum Tafeljura. Infolge tektonischer Beanspruchung ist aber eine stärkere Zerklüftung und Verkarstung der Karbonatgesteine zu erwarten, besonders im Oberen Muschelkalk und im Hauptrogenstein. Eine Kompartimentierung der Aquifergesteine in steil gestellte, meist durch Überschiebungsflächen begrenzte Zonen ist anzunehmen. Diese Zonen entwässern an ihren Rändern hauptsächlich in Taleinschnitten, z.B. bei Asp, beim Chillholz (aus dem Dogger, Koord. 649.250/255.930, HARTMANN 1950b) und bei Schinznach-Dorf (mineralisierte Subtherme, Tab. 2; HARTMANN 1928b, 1958).

Wichtige Überschiebungsflächen wirken als Wasserstauer: An der Jurahauptüberschiebung liegen in Taleinschnitten z.B. die Quellen beim Ofenbüel (Koord. 645.000/256.220) und südlich von Oberhof (Subtherme 12,6 °C, ca. 20 l/s, Quellfassung bei Koord. 642.640/254.575).

Auch am Überschiebungskontakt der Vorfaltenzone zum Tafeljura liegen Quellen, z.B. am Linnerberg (Koord. 651.770/257.520) und die Langlochquellen rund 500 m SSE von Ober Herznach (Hauptquelle ca. Koord. 646.370/257.210).

Hinweise auf Wasserwegsamkeiten an Störungszonen geben die Resultate der Felsbohrung Asp (Ref. 14; Subtherme, Tab. 2). SCHMASSMANN et al. (1984: 199) zeigten, dass hier beigemischt tiefes Grundwasser (wahrscheinlich aus dem Perm) aufstösst.

Talgrundwasser

Die Nutzung des Grundwassers für die regionale Trink- und Industriewasserversorgung hat in den letzten Jahrzehnten stark zugenommen. Zur Ermittlung der Grundwasserverhältnisse wurden im Auftrag des Kantons Aargau umfangreiche Untersuchungen durchgeführt, deren Resultate u.a. in einer Grundwasserkarte 1:25 000 publiziert wurden (Blätter Frick u. Laufenburg, KEMPF 1982, 1996).

Im Rahmen des Projektes Interreg II (2001) wurden grenzüberschreitend die Grundwasserleiter und Böden im Hochrheintal dokumentiert.

Das aus dem Tafel- und Faltenjura oberflächlich oder im Hangschutt abfliessende Wasser speist direkt oder via Seitentäler die Grundwasserströme in den quartären Schotterfüllungen des Aare- und Rheintals. In den z.T. verlehmten *Juraschottern* der Seitentäler des Rheins (Sissle, Kaisterbach, Sulzerbach, Etzgerbach) und der Aare (Talbach im Schenkenbergertal) werden die Grundwasserströme der Trinkwasserversorgung dort nutzbar gemacht, wo eine adäquate Förderrate schon im Oberlauf möglich ist (z.B. Wittnau, Herznach-Ueken, Bözen, Thalheim, Wil usw., KEMPF 1982, 1996). Im Tal der Sissle unterhalb von Frick ist der Grundwasserstrom über 10 m mächtig und wird in mehreren Brunnen (bis 20 l/s) genutzt, bevor er im Sisslerfeld das Rheintal erreicht (HOEHN 1979).

Die ausschliessliche Nutzung von Quellwasser beschränkt sich auf Gebiete, die primär über ergiebige Quellen verfügen und weit entfernt von Grundwasserträgern liegen; so einige Gemeinden und isolierte Höfe im oberen Fricktal, z.B. in Zeihen, Densbüren, Oberhof und Kienberg.

In den *Rheinschottern* im Hochrheintal fliesst das Grundwasser als bis zu 20 m mächtiger, in zahlreichen ergiebigen Fassungen genutzter Strom nach Westen. Die gesamte heute bewilligte Entnahmemenge im Abschnitt Laufenburg–Stein beläuft sich auf über 500 l/s. Die Oberfläche dieses Grundwassers liegt generell höher als die Kote des Rheins, welcher also auf der ganzen Strecke als Vorflut dient. Einzig bei Laufenburg umfliesst der Grundwasserstrom in einer schmalen pleistozänen Rinne, deren Basis zumindest stellenweise tiefer als 270 m ü.M. liegt,

den Felsriegel im Osten, um dann unterhalb des Kraftwerkes Laufenburg wieder in den Rhein zu infiltrieren (KEMPF 1982, 1996).

In den *Aareschottern* folgt der Grundwasserstrom im Abschnitt Veltheim–Villnachern einer z.T. über 40 m tiefen Schotterrinne, deren tiefste Spur unter dem Chrummenland liegt, mehr als 1 km westlich der heute auf Kote 348,0 m aufgestauten und eingedämmten Aare (vgl. S. 67f.). Auch dieses Grundwasser wird in mehreren grösseren Brunnen nutzbar gemacht.

Mineral- und Thermalquellen

Die in den karbonatischen und evaporitischen, z.T. verkarsteten Aquiferen zirkulierenden Grundwässer treten in ein Lösungsgleichgewicht mit dem Umgebungsgestein und werden dabei mineralisiert.

Eine hohe Karbonathärte ist typisch für Quell- und Grundwasser des ganzen Gebietes. Zudem sind gips- und salzhaltige Wässer aus dem Gipskeuper und der Anhydritgruppe bekannt (Zirkulation im Gipskarst oder Salzauslaugung: z.B. Mineralquellen bei Bütz, Tab. 2). Wie Erfahrungen aus den Bözbergtunnels (SBB, A3) zeigen, können solche Wässer Untertagebauten nachhaltig beeinträchtigen (HAUBER 1994).

Quellen mit erhöhter Mineralisierung sind besonders in den Triasgebieten (Mittlerer bis Oberer Muschelkalk, Gipskeuper) verbreitet und wurden auch wiederholt untersucht und inventarisiert (HARTMANN 1925, 1928b, 1950b, 1958, HOEHN 1979: Beilagen, 1983, SCHMASSMANN et al. 1984, 1992, MATOUSEK & HOEHN 1986). Tabelle 2 fasst Daten bekannter Quellen bzw. Brunnen zusammen.

Aus dem Kartengebiet ist auch Grundwasser aus tieferen Stockwerken (Grundgebirge, Permokarbon) bekannt geworden. Sie zeichnen sich oft durch erhöhte Temperatur und spezifische Mineralisierung aus, wobei sie auch in eine Wechselwirkung mit oberflächennahem Wasser treten können (THURY et al. 1994: 7.32, SCHMASSMANN et al. 1984, HAUBER 1994: 100).

Therme Bad Schinznach: Die vermutlich seit römischer Zeit bekannte Schwefelquelle fördert Wasser aus dem Oberen Muschelkalk (Tab. 2). In erheblicher Konzentration (um 55 mg/l) tritt H_2S, in Spuren auch CH_4 auf. Das Thermalwasser aus der alten Quelle zeigt eine sich zeitlich ändernde Mischung von Tiefengrundwasser und Infiltraten von untiefem Grund- und Niederschlagswasser.

Weiter führende Angaben zum Wasserchemismus finden sich in SCHMASSMANN et al. (1984: 199ff.), solche zur Abhängigkeit von Schüttungsmenge, Temperatur und Chemismus der Quelle von Grundwasserstand und Niederschlag in MOHLER & GYSEL (1958) und zur Geschichte des Bades in BALMER (1987).

Als Ersatz für die alte Quellfassung wurde die 1980 abgeteufte Bohrung Bad Schinznach-S2 (Ref. 32, NEFF 1980) für die Förderung des Thermalwassers aus ca. 90 m Tiefe umgerüstet. Zudem wurde 1996 zur Gewinnung geothermischer Energie die Bohrung Bad Schinznach-S3 abgeteuft (Ref. 33; Tab. 2).

Tabelle 2: *Übersicht über Thermen, Subthermen und Mineralquellen im Kartengebiet.*

Quelle/Brunnen	Temp. [°C]	Schüttung [l/s]	Mineralgehalt [g/l]	Chem. Typus	Aquifer	Koordinaten x/y, z[1] [z = m ü. M.]
Bad Schinznach						
Alte Quelle (*M*)	39	20 *p*	(3, 12)	*G, S, (C)*	*mo*	654.75/256.60, 342
Bohrung S2 (Ref. 32)	30	(*p*)	2,8	*G, S, (C)*	*mo*	654.73/256.50, (262)
Bohrung S3 (Ref. 33)	44	8	2,1	*G, (S, C)*	*mo*	654.77/256.19, (–20)
Schinznach-Dorf						
Warmbachquelle	12,6	20	0,62	*G*	*mo*	652.65/255.15, 390
Talbachquelle	12	0,3	*nd*	*G*	*mo*	652.80/255.15, 380
Mineralquelle	12,3	0,8	2,09	*G, (S)*	*mo*	652.45/255.07, 390
Asp						
Quelle Restaurant Jura	12,6	1,3	0,71	*G, C*	*mo*	646.02/254.95, 550
Felsbohrung (Ref. 14, *M*)	17,6	6,7 *p*	–	*G, C*	*mo–r*	646.45/255.05, (410)
Bütz						
Gipsquelle	12,4	2,5	2,58	*G*	*k*	649.85/265.66, 370
Solequelle	11,5	6,7	1,67 (7,5)	*S, (G)*	*mo (mm)*	649.65/265.75, 360
Chillholz (Mineralquelle)	*nd*	1	2,42	*G*	*k*	649.45/255.81, 625
Densbüren (Talquelle)	12,2	1,3	1,35	*G*	*mo*	646.30/255.58, 485
Frick (Ref. 11, *M*)	19	0,5	6,7	*G, S*	*mo*	644.25/261.90, (297)
Kaisten Tuttibachquelle	11,5	6,7	0,75	*G*	*mo*	646.50/265.53, 380
Nagra (Ref. 12)	ca. 50	1,3	1,25	*S, (G), C*	*kr*	644.64/265.62, (–950)
Oberhof (Hurstet, Ref. 6)	*nd*	1,7 *p*	*nd*	*G*	*mo/mm*	642.82/254.41, (500)

[1] bei Bohrungen: Kote Wassereintritt

Ref. 14 Referenznummer (s. Kap. Bohrungen)
M Mischwasser, *nd* keine Daten, *p* Fördermenge aus Pumpversuch.
Wasserchemismus: Die im Wasser gelösten Stoffe entsprechen etwa den folgenden Mineralien:
G Gips Ca^{2+}, SO_4^{2-}
S Steinsalz Na^+, Cl^-
C Kalk/Dolomit (Hydrogenkarbonat) als (Ca^{2+}, Mg^{2+}), HCO_3^- (für Details siehe SCHMASSMANN et al. 1984).
Aquifere: *kr* Kristallin, *r* Rotliegendes, *mm* Mittlerer Muschelkalk, *mo* Oberer Muschelkalk, *k* Keuper.
Daten aus HARTMANN (1925, 1928b, 1932, 1950b, 1953), SCHMASSMANN et al. (1984), RYBACH & BÜCHI (1981) und Nagra (1991).

BOHRUNGEN

Im Gebiet von Blatt Frick-Laufenburg wurden bisher insgesamt weit über 1000 Bohrungen (inkl. Sondierschächte) abgeteuft; davon ist auf der Karte nur eine Auswahl von geologisch relevanten Sondierungen dargestellt.

Die Mehrzahl der Bohrungen wurde entweder zur Prospektion von Ressourcen (Wasser, Erz, Steinsalz, Ton) oder für geotechnische Baugrunduntersuchungen abgeteuft. Die Dichte der Bohrungen ist über das Kartengebiet sehr unterschiedlich, sie ist weitgehend durch grosse (Bau-)Projekte (z.B. Autobahn A3, Kraftwerk Wildegg-Brugg, Eisenerzprospektion usw.) gegeben. Während sich ein Grossteil der geotechnischen Baugrundabklärungen auf relativ untiefe Kernbohrungen im Bereich von 15 bis 100 m abstützt, verfügen wir auch über hervorragende geologische Daten aus mehreren Tiefbohrungen aus dem Bereich >250 m. Besonders erwähnenswert sind die beiden Nagra-Bohrungen Kaisten (1306 m) und Riniken (1800 m), die eingehend untersucht wurden (MATTER et al. 1988a, PETERS et al. 1989, Nagra 1991) und einen wesentlichen Beitrag zur Kenntnis der regionalen Geologie leisteten. Als dritttiefste Bohrung im Kartengebiet durchörterte die 1996 abgeteufte Geothermiebohrung Bad Schinznach-S3 (891 m) die Jurahauptüberschiebung und lieferte interessante Informationen zur Tektonik.

Die Abteilung Umwelt im Departement Bau, Verkehr und Umwelt des Kantons Aargau hat in lobenswerter Weise seinen Bohrkataster und ein dazugehöriges Verzeichnis geologischer Berichte im Internet öffentlich zugänglich gemacht[1]. Für das Gebiet von Blatt Frick-Laufenburg umfasst der regelmässig aufdatierte Kataster gegenwärtig rund 1000 Bohrungen.

In Anlehnung an die Erläuterungen zu den geologischen Karten von Baden-Württemberg im Massstab 1:25 000 sind nachfolgend die Schichtenverzeichnisse einer Auswahl wichtiger bzw. typischer Bohrungen im Gebiet von Blatt Frick-Laufenburg aufgelistet. Diese Bohrungen wurden von Westen nach Osten fortlaufend mit Referenznummern gekennzeichnet. Diese Nummern kommen sowohl auf der geologischen Karte wie auch im Text, in den Figuren und in den Profilen zur Anwendung. Auf die graphische Darstellung ganzer Bohrprofile wurde verzichtet, da stratigraphisch wichtige Abschnitte aus Kernbohrungen bereits in verschiedenen Textfiguren dargestellt sind. Bei Abweichungen gegenüber der Karte gelten die Angaben im Verzeichnis.

[1] http://www.ag.ch

Erläuterungen zu den Schichtenverzeichnissen:

32	*Referenznummer (in Karte und Erläuterungen)*
Bad Schinznach-S2, (1980)	*Identifikation und Jahrgang der Bohrung*
Geothermie	*Zweck*
GORHAM & GRIESSER (1988)	*Referenz zur Dokumentation*
654.769/256.187/344	*Lage: schweizerische Landeskoordinaten [x, y; in km], Höhe OKT [z; in m ü. M.)*
ET 890,1	*Endtiefe der Bohrung [m]*
Fig. 2, Taf. I/9	*Hinweise auf Textfiguren u. Profiltafel in den Erläuterungen*

Die Tiefenangaben der Schichten beziehen sich auf die Basis der betreffenden Formation [in m unter Geländeoberfläche].

Abkürzungen

VRS	*Vereinigte Schweizerische Rheinsalinen*
SSMR	*Schweizerische Studiengesellschaft für mineralische Rohstoffe (Depositum)*
ATB	*Archiv Tiefbauamt Kt. Aargau, Aarau*
GW	*Grundwasser*
(60° dip)	*Schichtneigung im Bohrkern*

1 B4, Stein (1971)

Baugrund, ATB
637.915/265.805/343; ET 25

8	Hangschutt
11	Seebodenlehm/Silt
25	Hangschutt

2 Schupfart-S (1956)

Salz Nr. 28, VRS
639.366/261.954/496; ET 124

5,2	Hangschutt
10,2	Trigonodus-Dolomit
50	Hauptmuschelkalk
64	Anhydritgr. Dolomit
110	Sulfatschichten
124	Wellenmergel

3 Figget-N (1936)

Eisenerz Nr. 214
GSELL (1968: 122), SSMR; *Fig. 6*
641.410/256.655/490.7; ET 140,8

7,7	Moräne
11,1	Spatkalk
102,8	Hauptrogenstein
133,0	Rothenfluh-Member
140,8	Brüggli-Member

4 Gipf-Oberfrick (1956)

Salz Nr. 8, VRS; *Taf. I/4*
642.021/261.839/407; ET 283

7	Quartär
133	Keuper
	?Störung
145	Lettenkohle
168	Trigonodus-Dolomit
222	Hauptmuschelkalk
233	Anhydritgr. Dolomit
278	Sulfatschichten
283,3	Wellenmergel

5 Stampi (1920)

Eisenerz Nr. 212
Bericht AMSLER (1931), SSMR
642.230/256.055/486.0; ET 143

10,0	Moräne	
136,9	Effingen-Member	
141,5	Eisenerzflöz	
143,0	Macrocephalus-Schichten	

6 GW-Bohrung Hurstet (1978)

SCHMASSMANN (1980)
642.815/254.407/550; ET 61,9

1	Verwitterungsschicht	
12	Trigonodus-Dolomit	
31	Plattenkalk	
47	Trochitenkalk	
	?Störung	
57	Anhydritgr.	Dolomit
61,9		Sulfatschichten

7 Steig, Frick-NW (1956)

Salz Nr. 9, VRS; *Taf. I/5*
642.930/262.627/362; ET 150,9

5,5	Quartär	
25	Trigonodus-Dolomit	
93	Hauptmuschelkalk	
129	Anhydritgr.	Dolomit
136		Sulfatschichten
	Störung	
150,9	Wellenmergel	

8 AZ 814 (1983)

Nagra, seismische Aufzeitbohrung
643.100/262.590/356; ET 42

8,0	Hanglehm	
11	Seebodenlehm	
16	Moräne	
42,0	Plattenkalk	

9 Eberstell (1920)

Eisenerz Nr. 51
Bericht AMSLER (1931), SSMR
643.360/255.630/496.8; ET 38,7

1,5	Verwitterungsschicht	
9,4	OSM-Mergel	
19,5	Spatkalk	
38,7	Hauptrogenstein	

10 Oeschgen-S (1955)

Salz Nr. 4, VRS
643.762/263.020/335; ET 168

13	Quartär	
16	Keuper	
38	Trigonodus-Dolomit	
86	Hauptmuschelkalk	
100	Anhydritgr.	Dolomit
166		Sulfatschichten
168	Unterer Muschelkalk	

11 Frick (1955)

Salz Nr. 5, VRS; *Taf. I/5*
644.250/261.895/346; ET 297,6

13,5	Quartär	
144	Keuper	
	?Störung	
150	Lettenkohle	
165	Trigonodus-Dolomit	
217	Hauptmuschelkalk	
226	Anhydritgr.	Dolomit
281		Sulfatschichten
297	Unterer Muschelkalk	

12 Kaisten (1983–1984)

Nagra; *Fig. 2, Taf. I/7*
PETERS et al. (1989), Nagra (1991)
644.641/265.624/320.4; ET 1306,0

25	Quartär	Niederterrasse
45		alter Hangschutt
94	Unterer Muschelkalk	
125	Buntsandstein	
296,5	Perm	
1306	Gneis	

13 Chäsiberg-W (1954)

Salz Nr. 1, VSR; *Taf. I/7*
646.111/264.206/365; ET 189

7,3	Quartär	
34	Trigonodus-Dolomit	
85	Hauptmuschelkalk	
106	Anhydritgr.	Dolomit
179		Sulfatschichten
189	Unterer Muschelkalk	

14 GW-Bohrung Asp (1979)

SCHMASSMANN (1980); *Fig. 2, Taf. I/5*
646.455/255.054/517; ET 237,0

5,5	Quartär
31,5	Gipskeuper (40° dip)
38,5	Lettenkohle
77,0	Trigonodus-Dolomit
125	Hauptmuschelkalk (36° dip)
138	Anhydritgr. Dolomit
195	Sulfatschichten
	Störung
215,0	Wellenkalk
	Störung
237,0	Anhydritgr. Sulfatschichten

15 Umfahrung Laufenburg-1 (1972)

ATB
646.943/267.049/370; ET 67

13	Hangschutt
18	Orbicularis-Mergel
44	Wellenkalk
50	Wellendolomit
67	Buntsandstein

16 Umfahrung Laufenburg-9 (1972)

ATB
647.466/267.370/491; ET 185

12	Trochitenkalk
35	Plattenkalk
67	Anhydritgr. Dolomit
112	Obere Sulfatsch.
117	Untere Sulfatsch.
133	Orbicularis-Mergel
161	Wellenkalk
166	Wellendolomit
185	Buntsandstein

17 Rheinsulz, AZ 151 (1983)

Nagra, seismische Aufzeitbohrung
649.000/267.540/303; ET 42

7	Hanglehm
16	Niederterrassenschotter
33	Unterer Muschelkalk
42	Oberer Buntsandstein

18 Sulz (1954)

Salz Nr. 2, VRS; *Taf. I/8*
649.390/264.761/380; ET 217

21	Quartär
66	Keuper
92	Trigonodus-Dolomit
132	Hauptmuschelkalk
148	Anhydritgr. Dolomit
199	Sulfatschichten
217	Unterer Muschelkalk

19 5058.18 Bözberg A3 (1987)

HAUBER (1988); *Fig. 8*
650.650/258.340/542,3; ET 120

3,4	Verwitterungsschicht
38,7	Juranagelfluh (OSM)
41,1	Siderolithikum
71,1	Wangen-Member
100,0	Crenularis-/Geissberg-Mb.
120,0	Effingen-Member

20 3614 Bözberg A3 (1971)

HAUBER (1972), ATB; *Fig. 10*
651.386/257.814/567.1; ET 120

3,1	Hangschutt
118,5	Juranagelfluh (OSM)
120	Villigen-Fm. (verkarstet)

21 Mettau SB 80-26 (1980)

ATB
651.470/268.575/333; ET 24

3	lehmige Deckschichten
14	Juraschotter
18,3	alter Hanglehm
20	Seeablagerung
24	Anhydritgruppe

22[1] 3602 Bözberg A3 (1972)

HAUBER (1972), ATB
651.679/257.267/660,1; ET 250,5

5,7	Hangschutt
66,5	Passwang-Formation
110,3	Opalinus-Ton
115,2	*Brekzienzone (Störung)*
139	Juranagelfluh (OSM)
140	? OMM
205	USM (dip 60°)
	Störung
250,5	OSM

[1] Diese Bohrung ist auf der Karte irrtümlicherweise mit der Referenznummer 27 versehen.

23 1161v Bözberg A3 (1991)

im Tunnel, vertikal abwärts
HAUBER (1992), ATB; *Fig. 10*
651.686/257.562/425.8; ET 23,2

0,8	Grobsand (OMM)
5,9	Grobkalk (OMM)
9,3	?USM
10,5	Krustenkalk (o_k)
18,5	Siderolithikum
23,2	Villigen-Formation

24 5157.3 Bözberg A3 (1980)

HAUBER (1988), ATB; *Fig. 10*
651.729/257.554/607.9; ET 227

6,8	Hangschutt
	Jurangf. (OSM, dip 15–30°)
45	*Störung*
179,9	OSM
184,3	Grobkalk (OMM, dip 5°)
190,8	?USM
200,9	Siderolithikum
212,6	Villigen-Formation (verkarstet)
227,0	Villigen-Formation

25 3603 Bözberg A3 (1972)

HAUBER (1972), ATB
652.021/257.090/622; ET 250

6,0	Hangschutt
129	Passwang-Formation
171	Opalinus-Ton
198	Lias (tektonisiert)
	Störung
250,0	Passwang-Formation

26 3604 Bözberg A3 (1972)

HAUBER (1972), ATB
652.067/256.835/556.7; ET 150

5,0	Verwitterungsschicht
64,8	Anhydritgruppe
	Störung
71,0	Lias
86,4	Opalinus-Ton (tektonisiert)
150	Passwang-Formation

27 3620 Bözberg A3 (1972)

HAUBER (1972), ATB
652.127/256.949/554.7; ET 150,4

2,9	Hanglehm
31,1	Opalinus-Ton (60° dip)
35,6	Lias (30° dip)
	Störung
139,8	Opalinus-Ton (30° dip)
150,4	Passwang-Formation

28 Mettau SB 80-28 (1980)

ATB
652.210/268.120/354; ET 33

2	lehmige Deckschichten
9,5	junger Hangschutt
16	Juraschotter
31	alter Hanglehm
33	Anhydritgruppe

29 5356.3 Bözberg A3 (1982)

HAUBER (1988), ATB; *Fig. 3*
653.470/256.301/372,5; ET 130

5,6	Aareschotter (verlehmt)
51,0	Aareschotter
106,6	Gipskeuper (30° dip)
114,0	Lettenkohle
130	Trigonodus-Dolomit

30 Wandflue B4 (1972)

beim Stollenmund; *Taf. I/9n*
654.440/270.850/403; ET 136

18	Hangschutt
35	Mittl. Muschelkalk
55	Obere Sulfatsch.
71	Obere Gipsbrekzie
90	Mittlere Sulfatsch.
116	Untere Gipsbrekzie
118	Untere Sulfatsch.
136	Unterer Muschelkalk

31 Wandflue B3 (1972)

Schrägbohrung in Stollen,
Neigung ca. 60° nach S
Taf. I/9n
654.450/270.770/403; ET (vertikal) 192

2	Trochitenkalk	
41	Dolomit der Anhydritgruppe	
64	Mittl. Muschelkalk	
90		Obere Sulfatsch.
119		Obere Gipsbrekzie
128		Mittlere Sulfatsch.
150		Untere Gipsbrekzie
154		Untere Sulfatsch.
214	Unterer Muschelkalk	
222	Buntsandstein	

32 Bad Schinznach-S2 (1980)

Geothermie, GORHAM & GRIESSER (1988)
654.730/256.500/342,3; ET 135,7

1,0	Verwitterungsschicht	
8,5	Aareschotter	
67,5	Keuper	Gips
72,0		Lettenkohle
102,5	Trigonodus-Dolomit	
118	Plattenkalk (ca. 50° dip)	
135,7	Trochitenkalk	

33 Bad Schinznach-S3 (1996)

Geothermie, Bad Schinznach AG
654.769/256.187/344,6; ET 891,2

1	Quartär	
8	Sissach-Member	
150	Opalinus-Ton	
183	Lias	
189	Keuper	Knollenmergel
192		Stubensandstein
196		Gansinger Dolomit
215		Schilfsandstein
313		Gipskeuper
317		Lettenkohle
357	Trigonodus-Dolomit	
	(Thermalwasser 44 °C)	
404	Hauptmuschelkalk	
416	Anhydritgr.	Dolomit
467		Sulfatschichten
	Störung	
511	Keuper	Gipskeuper
518		Lettenkohle
543	Trigonodus-Dolomit	
574	Hauptmuschelkalk	
	Störung	
621	Keuper	Schilfsst., Gipsk.
645	*Störung*	
800	Keuper	Schilfsst., Gipsk.
807		Lettenkohle
841	Trigonodus-Dolomit	
880	Hauptmuschelkalk	
891	Anhydritgruppe	Gips

34 Riniken (1983–1984)

Nagra; MATTER et al. (1988a)
Fig. 2, 3, 4, 5, Taf. I/9
656.604/261.800/385; ET 1800,5
(LK-Blatt 1070 Baden)

16,7	Quartär	Hochterrasse
22,5		Seeablagerungen
25,1		alter Hangschutt
206,0	Effingen-Member	
209,5	Birmenstorf-Member	
219,0	«oberer Dogger»	
237,0	Spatkalk	
253,6	Klingnau-Formation	
290,5	Hauptrogenstein	
303,0	Passwang-Formation	
450,9	Opalinus-Ton	
488,5	Lias	
611,9	Keuper	
616,0		Lettenkohle
652	Trigonodus-Dolomit	
688	Hauptmuschelkalk	
698,5	Anhydritgr.	Dolomit
757,0		Sulfatschichten
793,9	Unterer Muschelkalk	
816,4	Buntsandstein	
1800,5	Rotliegendes	

LITERATURVERZEICHNIS

Zitierte Literatur

ALLENBACH, R.P. (2001): Synsedimentary tectonics in an epicontinental sea: a new interpretation of the Oxfordian of northern Switzerland. – Eclogae geol. Helv. *94*/3, 265–287.

ALLIA, V. (1996): Sedimentologie und Ablagerungsgeschichte des Opalinustons in der Nordschweiz. – Diss. Univ. Basel.

AMSLER, A. (1915): Tektonik des Staffelegg-Gebietes und Betrachtungen über Bau und Entstehung des Jura-Ostendes. – Eclogae geol. Helv. *13*/4, 377–473.

– (1922): Zur Bildung der Eisenoolithablagerung von Herznach-Wölflinswil. – Eclogae geol. Helv. *16*/5, 516–519.

– (1926): Bemerkungen zur Juratektonik. – Eclogae geol. Helv. *20*/1, 1–30.

– (1931): Geologische Arbeiten im Fricktaler Erzgebiet. – Unpubl. Ber., Studienges. f. d. Nutzbarmachung d. schweiz. Erzlagerstätten, Depos. Stiftg. Eisenbibl., Paradies, Schlatt.

– (1934): Strecke Frick–Brugg–Baden. In: BUXTORF, A., AMSLER, A. & SUTER, H.: Fahrt c: Basel–Brugg–Zürich (S. 269–272). – Geol. Führer Schweiz *4*, Wepf, Basel.

– (1936a): Bericht über die geologischen Arbeiten im Fricktaler Erzgebiet. – Unpubl. Ber., Studienges. f. d. Nutzbarmachung d. schweiz. Erzlagerstätten, Depos. Stiftg. Eisenbibl., Paradies, Schlatt.

– (1936b): Die alten Eisenindustrien des Fricktales, bei Erlinsbach und in benachbarten Gebieten des östlichen Juras im Licht der Flurnamen. – Beitr. Geol. Schweiz, kleinere Mitt. *6*.

BALMER, H. (1987): Zur Geschichte von Bad Schinznach. – Bull. Ver. schweiz. Pertroleum-Geol. u. -Ing. *54*, 23–32.

BAUMANN, W. & STUCKY, K. (1984): Geologische Untersuchungen an Evaporiten der Mittleren Trias in der Nordschweiz am Beispiel des Bergwerks Felsenau. – Eclogae geol. Helv. *77*/3, 511–540.

BAUMBERGER, E. (1927): Die Fauna der Silvanaschichten im Tafeljura der Kantone Baselland und Solothurn. – Verh. natf. Ges. Basel *38*, 147–163.

BAUMER, A. (1957): Geologische Untersuchungen im Aargau: Ostteil des Blattes Wölflinswil. – Unpubl. Diplomarb. eidg. tech. Hochsch. (ETH) Zürich.

BEHER, E. (2004): Ostracodenfauna und Biostratigraphie im Ober-Sinemurium von Süddeutschland und Nordschweiz. – Stuttgarter Beitr. Natkd. (B) *349*, 1–171.

BERGER, J.-P. (1992): Correlative chart of the European Oligocene and Miocene: application to the Swiss Molasse Basin. – Eclogae geol. Helv. *85*/3, 573–609.

BERGER, J.-P., FURRER, H. & MEYER, C.A. (1994): Exkursionsführer «Taphonomie und paläoökologische Rekonstruktionen: Beispiele aus dem Mesozoikum des Jura», 10.4.1994. – Schweiz. paläont. Ges.

BITTERLI, P.H. (1977): Sedimentologie und Paläogeographie des Oberen Doggers im zentralen und nördlichen Schweizer Jura. – Diss. Univ. Basel.

– (1979): Cyclic sedimentation in the upper Bathonian–Callovian of the Swiss Jura Mountains. Symp. «Sédimentation jurass. W europ.». – A.S.F. Publ. spéc. *1*, 99–109.

BITTERLI, T., GRAF, H.R., MATOUSEK, F. & WANNER, M. (2000): Blatt 1050 Zurzach. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. *102*.

BITTERLI, T. & MATOUSEK, F. (1991): Die Tektonik des östlichen Aargauer Tafeljuras. – Mitt. aargau. natf. Ges. *33*, 5–30.

BITTERLI-BRUNNER, P. (1987a): Die Mandacher und Mettauer Aufschiebungen (Aargauer Tafeljura) aufgrund neuer Untersuchungen. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. Ing. *54*/124, 23–36.
– (1987b): Geologischer Führer der Region Basel. – Veröff. nathist. Mus. Basel *19*, Birkhäuser, Basel.

BLÄSI, H.-R. (1987): Lithostratigraphie und Korrelation der Doggersedimente in den Bohrungen Weiach, Riniken und Schafisheim. – Eclogae geol. Helv. *80*/2, 415–430.

BLÖSCH, E. (1910): Zur Tektonik des schweizerischen Tafeljuras. – N. Jb. Mineral. Geol. Paläont., Beilbd. *29*, 592–680.
– (1911a): Die grosse Eiszeit in der Nordschweiz. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *31*/2.
– (1911b): Diluviale Schuttbildungen im Fricktal. – Mitt. aargau. natf. Ges. *12*, 137–140.
– [BLOESCH] (1961): Die erratischen Blöcke von Laufenburg (Aargau). – Eclogae geol. Helv. *54*/2, 461–468.

BLÜM, W. (1989): Faciesanalyse im Rotliegenden des Nordschweizer Permokarbon-Trogs (Hochrhein-Region zwischen Basel und Laufenburg). – Eclogae geol. Helv. *82*/2, 455–489.

BODMER, P. (1978): Die Eisen- und Manganerze der Schweiz. Geophysikalische Untersuchungen der Eisenoolithlagerstätte von Herznach-Wölflinswil. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. *13*/11.

BOLLIGER, T. (1992): Kleinsäugerstratigraphie in der lithologischen Abfolge der miozänen Hörnlischüttung (Ostschweiz) von MN3 bis MN7. – Eclogae geol. Helv. *85*/3, 961–1000.

BOLLIGER, T., FEJFAR, O., GRAF, H.R. & KÄLIN, D. (1996): Vorläufige Mitteilung über Funde von pliozänen Kleinsäugern aus den höheren Deckenschottern des Irchels (Kt. Zürich). – Eclogae geol. Helv. *89*/3, 1043–1048.

BRANDENBERGER, E. (1926): Zur Stratigraphie und Tektonik der Molasse des östlichen Aargaus. – Eclogae geol. Helv. *19*/3, 618–625.

BRÄNDLIN, E. (1907): Geologische Karte des nördlichen Aargauer Tafeljura zwischen Aare- und Fricktal, 1:25 000. – Unpubl. Originalkartierung, Arch. Landesgeol.
– (1911): Zur Geologie des nördlichen Aargauer Tafeljura zwischen Aare- und Fricktal. – Verh. natf. Ges. Basel *22*/1, 11–96.

BRAUN, E. VON (1953): Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Hochrheingebiet zwischen Zurzach und Eglisau. – Eclogae geol. Helv. *46*/2, 143–170.

BRAUN, L. (1920a): Geologische Beschreibung von Blatt Frick (1:25000) im Aargauer Tafeljura. – Verh. natf. Ges. Basel *31*, 189–242.
– (1920b): Geologische Skizze, Blatt Wölflinswil, 1:25000. – Unpubl. Originalkartierung, Arch. Landesgeol.

BROGLI, W. (2002): Chalzedon-Hornstein, ein begehrtes Rohmaterial von der Alt- bis zur Jungsteinzeit. – Minaria helv. *22b*, 16–26.

BRUIJN, H. DE, DAAMS, R., DAXNER-HOECK, G., FAHLBUSCH, V., GINSBURG, L., MEIN, P., MORALES, J., HEIZMANN, E., MAYHEW, D.F., MEULEN, A.J. VAN DER, SCHMIDT-KITTLER, N. & TELLES ANTUNES, M. (1992): Report of the RCMNS working group on fossil mammals, Reisensburg 1990. – Newsl. Stratigr. *26*/2–3, 65–118.

BÜCHI, E., BULETTI, M. & NIGGLI, E. (1984): Neue Aufschlüsse im schweizerischen Anteil des Schwarzwälder Grundgebirges. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *64*, 49–65.

BÜCHI, U.P. & HOFMANN, F. (1960): Die Sedimentationsverhältnisse zur Zeit der Muschelsandsteine und Grobkalke im Gebiet des Beckennordrandes der Oberen Meeresmolasse zwischen Aarau und Schaffhausen. – Bull. Ver. Schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. *27*/72, 11–22.

BÜCHI, U. P., WIENER, G. & HOFMANN, F. (1965): Neue Erkenntnisse im Molassebecken auf Grund von Erdöltiefbohrungen in der Zentral- und Ostschweiz. – Eclogae geol. Helv. *58*/1, 87–108.

BUGMANN, E. (1956): Eiszeitformen im nordöstlichen Aargau. – Diss. Univ. Zürich.

BÜHLER, R. (1986): Bergwerk Herznach, Erinnerungen an den Fricktaler Erzbergbau. – AT Verlag, Aarau/Stuttgart.

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.

BUSER, H. (1952): Beiträge zur Geologie von Blatt Bözen (S.A. 33) im Schweizerischen Tafeljura. – Diss. Univ. Zürich.

BUXTORF, A. (1901): Geologie der Umgebung von Gelterkinden im Basler Tafeljura. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *11*.

– (1916): Prognosen und Befunde beim Hauensteinbasis- und Grenchenbergtunnel und die Bedeutung der letzteren für die Geologie des Juragebirges. – Verh. natf. Ges. Basel *27*, 184–254.

BUXTORF, A. & NIGGLI, P. (1934): Exkursion Nr. 34B: Laufenburg–Etzgen (Schwarzwaldkristallin) und Aargauer Tafeljura (S. 534–539). – Geol. Führer Schweiz *8*, Wepf, Basel.

Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.) (2002): Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002. – Stein, Potsdam.

DIEBOLD, P. (1987): Geologische Resultate der reflexionsseismischen Untersuchungen der Nagra in der Nordschweiz. – Nagra informiert *9*/1–2, 23–33.

– (1988): Der Nordschweizer Permokarbon-Trog und die Steinkohlenfrage der Nordschweiz. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. *81* (auch: Vjschr. natf. Ges. Zürich *133*/3, 143–174).

– (1990): Die tektonische Entwicklung der Nordschweiz. – Nagra informiert *12*/2, 47–55.

DIEBOLD, P., NAEF, H. & AMMANN, M. (1992): Zur Tektonik der zentralen Nordschweiz. Interpretation aufgrund regionaler Seismik, Oberflächengeologie und Tiefbohrungen. – Geol. Ber. Landeshydrol. u. -geol. *14* (auch: Nagra tech. Ber. 90-04).

DISLER, C. (1914): Stratigraphie und Tektonik des Rotliegenden und der Trias beidseits des Rheins zwischen Rheinfelden und Augst. – Birkhäuser, Basel.

DRONKERT, H. (1987): Diagenesis of evaporites in northern Switzerland. – Eclogae geol. Helv. *80*/2, 397–413.

DRONKERT, H., BLÄSI, H.-R. & MATTER, A. (1990): Facies and origin of Triassic evaporites from the Nagra boreholes, northern Switzerland. – Geol. Ber. Landeshydrol. u. -geol. *12* (auch: Nagra tech. Ber. 87-02).

DURINGER, P. & GALL, J.-C. (1993): Les écosystèmes microbiens marqueurs des variations des niveaux lacustres en contexte de fan-deltas. Exemple du rift rhénan méridional (Europe occidentale). – Geol. Rdsch. *82*/1, 30–41.

ECKARDT, P., LABHART, T. P., ARNOLD, A., GERBER, M., RÜCK, P. & BAUMER, A. (1997): Festgesteine für Bauzwecke. In: KÜNDIG, R., MUMENTHALER, T., ECKARDT, P., KEUSEN, H. R., SCHINDLER, C., HOFMANN, F., VOGLER, R. & GUNTLI, P. (Hrsg.): Die mineralischen Rohstoffe der Schweiz (S. 169–296). – Schweiz. geotech. Komm.

ENGESSER, B. (1972): Die obermiozäne Säugetierfauna von Anwil (Baselland). – Tätber. natf. Ges. Basell. *28*, 37–363.
– (1990): Die Eomyidae (Rodentia, Mammalia) der Molasse der Schweiz und Savoyens. Systematik und Biostratigraphie. – Schweiz. paläont. Abh. *112*, 1–144.

ERNI, A. (1910): Das Rhät im schweizerischen Jura. – Eclogae geol. Helv. *11*/1, 5–54.

ETTER, W. (1990): Paläontologische Untersuchungen im unteren Opalinuston der Nordschweiz. – Diss. Univ. Zürich.

FEHLMANN, H. (1937a): Die Eisenlagerstätten der Schweiz mit besonderer Berücksichtigung der Lagerstätte im Fricktal. – Mitt. aargau. natf. Ges. *20*, 241–278.

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. (1965): Geologie des Gebietes zwischen Blauen und Pfirter Jura. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *122*.

FREI, A. (1952): Die Eisen- und Manganerze der Schweiz: Die Mineralien des Eisenbergwerks Herznach im Lichte morphogenetischer Untersuchungen. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. *13*/6.

FREY, M. (1969): Metamorphose des Keupers vom Tafeljura zum Lukmanier. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *137*.

GEHRING, A.U. (1985): A microchemical study of iron ooids. – Eclogae geol. Helv. 78/3, 451–457.

GERBER, E. (1961): Über Abtrag und Aufschüttung im Juragehänge von Schinznach. – Mitt. aargau. natf. Ges. *26*, 86–104.

GEYER, O. & GWINNER, M. P. (1991): Geologie von Baden Württemberg. 4. Aufl. – Schweizerbart, Stuttgart.

GONZALEZ, R. (1993): Die Hauptrogenstein-Formation der Nordwestschweiz. – Diss. Univ. Basel.

GORHAN, H. L. & GRIESSER, J. C. (1988): Geothermie-Prospektion im Raume Schinznach Bad–Baden. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. *76*.

GRADSTEIN, F. M., OGG, L. G., SMITH, A. G., BLEEKER, W. & LOURENS, L. J. (2004): A new geologic time scale, with special reference to the Precambrian and Neogene. – Episodes *27*/2, 83–100.

GRAF, H. R. (1993): Die Deckenschotter der zentralen Nordschweiz. – Diss. eidg. tech. Hochsch. (ETH) Zürich *10205*.
– (in Vorb.): Stratigraphie von Mittel- und Spätpleistozän in der Nordschweiz. – Beitr. geol. Karte Schweiz.

GRAUL, H. (1962): Geomorphologische Studien zum Jungquartär des nördlichen Alpenvorlandes. Teil I: das Schweizer Mittelland. – Heidelb. geogr. Arb. *9*, 2–104.

GSELL, F. (1968): Geologie des Falten- und Tafeljura zwischen Aare und Wittnau und Betrachtungen zur Tektonik des Ostjura zwischen dem Unteren Hauenstein im W und der Aare im E. – Diss. Univ. Zürich.

GÜRLER, B., HAUBER, L. & SCHWANDER, M. (1987): Die Geologie der Umgebung von Basel, mit Hinweisen über die Nutzungsmöglichkeiten der Erdwärme. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *160*.

GYGI, R. A. (1969): Zur Stratigraphie der Oxford-Stufe (oberes Jura-System) der Nordschweiz und des süddeutschen Grenzgebietes. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *136*.

– (1977): Revision der Ammonitengattung *Gregoryceras* (Aspidoceratidae) aus dem Oxfordian (Oberer Jura) der Nordschweiz und von Süddeutschland. Taxonomie, Phylogenie, Stratigraphie. – Eclogae geol. Helv. *70*/2, 435–542.

– (1981): Oolitic iron formations: marine or not marine? – Eclogae geol. Helv. *74*/1, 223–254.

– (1992): Structure, pattern of distribution and paleobathymetry of Late Jurassic microbialites (stromatolites and oncoids) in northern Switzerland. – Eclogae geol. Helv. *85*/3, 799–824.

– (1998): Taxonomy of perisphinctid ammonites of the Early Oxfordian (Late Jurassic) from near Herznach, Canton Aargau, Switzerland. – Palaeontographica A *251*, 1–37.

– (2000a): Annotated index of lithostratigraphic units currently used in the Upper Jurassic of northern Switzerland. – Eclogae geol. Helv. *93*/1, 125–146.

– (2000b): Integrated stratigraphy of the Oxfordian and Kimmeridgian (Late Jurassic) in northern Switzerland and adjacent southern Germany. – Denkschr. schweiz. Akad. Natwiss. *104*.

– (2001): Perisphinctacean ammonites of the type Transversarium Zone (Middle Oxfordian, Late Jurassic) in northern Switzerland. – Schweiz. paläont. Abh. *122*, 1–169.

GYGI, R. A., COE, A. & VAIL, P. R. (1998): Sequence stratigraphy of the Oxfordian and Kimmeridgian (Late Jurassic) in Northern Switzerland. In: HARDENBOL, J., GRACIANSKY, P. C. DE, THIERRY, J., FARLEY, M. & VAIL, P. R. (Ed.): Mesozoic-Cenozoic sequence stratigraphy of European basins. – Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral. *60*, 527–544.

GYGI, R. A. & MARCHAND, D. (1982): Les Faunes de Cardioceratinae (Ammonoidea) du Callovien terminal et de l'Oxfordien inférieur et moyen (Jurassique) de la Suisse septentrionale: stratigraphie, paléoécologie, taxonomie préliminaire. – Geobios *15*/4, 517–571.

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.

HALDIMANN, K. (2004): Seegurken in Frick (Kanton Aargau, Schweiz). – Mitt. natf. Ges. beider Basel *8*, 181–192.

HALDIMANN, P., NAEF, H. & SCHMASSMANN, H. (1984): Fluviatile Erosions- und Akkumulationsformen als Indizien jungpleistozäner und holozäner Bewegungen in der Nordschweiz und angrenzenden Gebieten. – Nagra tech. Ber. NTB 84-16.

HALLER, J. (1967): Geologische Karte von Blatt Bözen, 1:10 000. – Unpubl. Diplomkartierung, Arch. Landesgeol.

– (1968): Geologische Untersuchungen im Aargauer Jura, Blatt Bözen (S. A. 33). – Unpubl. Diplomarb. Univ. Zürich.

HANTKE, R. (1978): Eiszeitalter (Bd. 1). – Ott, Thun.

HARTMANN, A. (1919): Zwei Kohlenvorkommnisse im Kanton Aargau. – Mitt. aargau. natf. Ges. *15*, 136–148.

– (1925): Die Mineral- und Heilquellen des Kantons Aargau. – Mitt. aargau. natf. Ges. *17*, 255–320.

– (1928a): Der Erdrutsch von Ittenthal 1924–1926. – Mitt. aargau. natf. Ges. *18*, 53–70.

– (1928b): Quellen im Quertal von Schinznach am Fusse des Wannenhübels. – Mitt. aargau. natf. Ges. *18*, 71–82.

– (1932): Neue Untersuchungen an der Therme von Schinznach. – Mitt. aargau. natf. Ges. *19*, 153–163.

– (1937): Höhleneinsturz auf dem Kornberg im Fricktal. – Mitt. aargau. natf. Ges. *20*, 97–100.
– (1950a): Der untere braune Jura des Aargaus als wichtigster zukünftiger Tonlieferant der Schweiz. – Mitt. aargau. natf. Ges. *23*, 3–20.
– (1950b): Die Quellen von Killholz, Zeihen. Ein Beitrag zur Quellengeologie des östlichen Kettenjuras. – Mitt. aargau. natf. Ges. *23*, 21–34.
– (1953): Quellen (im Kanton Aargau). – Mitt. aargau. natf. Ges. *24*, 289–316.
– (1958): Mineralquellen. – Mitt. aargau. natf. Ges. *25*, 106–109.

HAUBER, L. (1960): Über das Tertiär im nordschweizerischen Tafeljura. – Eclogae geol. Helv. *53*/2, 656–668.
– (1972): Geologische Karte Bözberg, Effingen–Schinznach-Dorf, 1:5000. – Unpubl. Ber. zum Bau des N3-Bözbergtunnels z.H. Baudept. Kt. Aargau, Aarau.
– (1988): Nationalstrasse N3: geologischer Bericht (Submission). – Unpubl. Ber. z.H. Baudept. Kt. Aargau, Aarau.
– (1991): N3/06 Bözbergtunnel: geologische Untersuchungen zum Problem sulfat-chloridhaltiger Bergwässer im Bözbergtunnel. – Unpubl. Ber. z.H. Baudept. Kt. Aargau, Aarau.
– (1992): N3/06 Bözbergtunnel: geologische Datenerhebung in der Weströhre, Bericht über die Datenerhebung und Dokumente der geologischen Rohdaten. – Unpubl. Ber. z.H. Baudept. Kt. Aargau, Aarau.
– (1994): Die Geologie des Bözbergtunnels der Nationalstrasse N3. – Brugger Njbl. *104*, 85–104.

HEER, O. (1865): Die Urwelt der Schweiz. – Schulthess, Zürich.

HELING, D. (1979): Zur Faziesanalyse des Schilfsandsteins. – Jber. Mitt. oberrh. geol. Verein [N.F.] *61*, 153–156.

HERB, R. (1957): Zur Fauna des Trigonodusdolomits im nördlichen Kanton Aargau. – Eclogae geol. Helv. *50*/2, 530–540.

HEUSSER, H. (1926): Beiträge zur Geologie des Rheintales zwischen Waldshut und Basel. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *57*/2.

HOEHN, E. (1979): Hydrogeologische Untersuchungen im Gebiet westlich von Frick (Aargauer Tafeljura). – Beitr. Geol. Schweiz, Hydrogeol. *26*, 1–67.
– (1983): Das Felsgrundwasser des oberen Muschelkalks im Tafeljura des mittleren Fricktals. – Mitt. aargau. natf. Ges. *30*, 65–80.

HOFMANN, F. (1960): Beitrag zur Kenntnis der Glimmersandsedimentation in der oberen Süsswassermolasse der Nord- und Nordostschweiz. – Eclogae geol. Helv. *53*/1, 1–25.
– (1961): Vulkanische Aschen in den Helicitenmergeln des baslerischen, aargauischen und badischen Tafeljuras. – Eclogae geol. Helv. *54*/1, 133–136.
– (1969): Neue Befunde über die westliche Fortsetzung des beckenaxialen Glimmersand-Stromsystems in der Oberen Süsswassermolasse des schweizerischen Alpenvorlandes. – Eclogae geol. Helv. *62*/1, 279–284.
– (1988): Blatt 1011/1012 Beggingen-Singen. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. *97*.
– (1991): Neuere Befunde zur Geologie, zur Lagerstättenkunde und zum historischen Abbau der Bohnerze und Bolustone der Region Schaffhausen (Schweiz). – Mitt. natf. Ges. Schaffhausen *36*, 45–82.

HOFMANN, F. & GYGI, R. A. (1961): Ein Vorkommen von Oberer Mariner Molasse am Kestenberg (Kanton Aargau). – Eclogae geol. Helv. *54*/2, 506–510.

HUBER-ALEFFI, M. & HUBER-ALEFFI, A. (1984): Das Kristallin des Südschwarzwaldes. – Nagra tech. Ber. NTB 84-30.
– (1990): Zur Tektonik des Südschwarzwaldes. – Nagra tech. Ber. NTB 90-03.

HUG, J. (1909): Die Zweiteilung der Niederterrasse im Rheintal zwischen Schaffhausen und Basel. – Z. Gletscherkd. Glazialgeol. *3*.

HÜRZELER, J. (1939): Säugetierfaunulae aus dem oberen Vindobonien der Nordwestschweiz. – Eclogae geol. Helv. *32*/2, 193–203.

HÜSSER, L. (2002): Notizen zum historischen Eisenerzbergbau im Fricktal. – Minaria helv. *22b*, 27–36.

Interreg II (2001): Erkundung der Grundwasserleiter und der Böden im Hochrheintal zwischen Schaffhausen und Basel. Abschlussbericht. – Landratsamt Waldshut.

JÄCKLI, H. (1962): Die Vergletscherung der Schweiz im Würmmaximum. – Eclogae geol. Helv. *55*/2, 285–294.

JEANNET, A. (1951): Die Eisen und Manganerze der Schweiz: Stratigraphie und Paläontologie des oolithischen Eisenerzlagers von Herznach und seiner Umgebung. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. *13*/5.

– (1954): Die Macrocephaliten des Callovien von Herznach (Aargau). – Eclogae geol. Helv. *47*/2, 223–268.

JORDAN, P. (1983): Zur Stratigraphie des Lias zwischen Unterem Hauenstein und Schinznach (Solothurner und Aargauer Faltenjura). – Eclogae geol. Helv. *76*/2, 355–379.

– (1994): Evaporite als Abscherhorizonte. Eine gefügekundlich-strukturgeologische Untersuchung am Beispiel der Nordschweizer Trias. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *164*.

KÄLIN, D. (1993): Stratigraphie und Säugetierfaunen der Oberen Süsswassermolasse der Nordwestschweiz. – Diss. Univ. Zürich.

KEMPF, T. (1982, 1996): Grundwasserkarte Kanton Aargau 1:25 000, Blätter Frick und Laufenburg. – Baudept. Kt. Aargau, Abt. Gewässerschutz, Aarau.

KUHN, O. & ETTER, W. (1994): Der Posidonienschiefer der Nordschweiz: Lithostratigraphie, Biostratigraphie und Fazies. – Eclogae geol. Helv. *87*/1, 113–138.

LAUBSCHER, H. P. (1961): Die Fernschubhypothese der Jurafaltung. – Eclogae geol. Helv. *54*/1, 221–281.

– (1986): The eastern Jura: relations between thin-skinned and basement tectonics, local and regional. – Geol. Rdsch. *75*/3, 535–553 (auch: Nagra tech. Ber. NTB 85-53).

– (1987): Die tektonische Entwicklung der Nordschweiz. – Eclogae geol. Helv. *80*/2, 287–303.

– (1992): Jura kinematics and the Molasse basin. – Eclogae geol. Helv. *85*/3, 653–675.

– (2003): The Miocene dislocation 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.

LIEB, F. (1953): Neue Beiträge zur Erforschung der Ammonitenhorizonte der Murchisonaeschichten des schweizerischen Juragebirges. – Eclogae geol. Helv. *46*/2, 286–294.

– (1955): Die Ammonitenhorizonte der Murchisonaeschichten im Tafeljura des Oberen Baselbiets und des Aargaus westlich der Aare. – Eclogae geol. Helv. *48*/2, 491–501.

– (1957): Die Ammonitenhorizonte des Aalénien und unteren Bajocien im Tafeljura des oberen Baselbietes und des Aargaus. – Eclogae geol. Helv. *50*/2, 568–581.

LUSSER, C. (1980): Sedimentologie und Palaeogeographie des Unteren Doggers im zentralen und nördlichen Jura. – Diss. Univ. Basel.

LUTERBACHER, H., KÖHLER, J. & WINDER, H. (1992): The northern margin of the Molasse Basin in SW Germany. – Eclogae geol. Helv. *85*/3, 787–788.

LUTZ, M. (1964): Stratigraphische und tektonische Untersuchungen am südwestlichen Schwarzwaldrand zwischen Wiesental und Hochrhein. – Oberrh. geol. Abh. *13*/1–2, 75–122.

MATOUSEK, F. & HOEHN, E. (1986): Fluorid in Grundwässern der Mittleren und Oberen Trias im Jura der Nordwestschweiz. – Eclogae geol. Helv. *79*/1, 19–32.

MATOUSEK, F., WANNER, M., BAUMANN, A., NÜESCH, R. & BITTERLI, T. (2000): Blatt 1050 Zurzach. – Geol. Atlas Schweiz, Karte *102*.

MATTER, A. (1987): Faciesanalyse und Ablagerungsmilieu des Permokarbons im Nordschweizer Trog. – Eclogae geol. Helv. *80*/2, 345–368.

MATTER, A., PETERS, T., BLÄSI, H.-R., SCHENKER, F. & WEISS, H.-P. (1988b): Sondierbohrung Schafisheim, Geologie. – Geol. Ber. Landeshydrol- u. -geol. *8* (auch: Nagra tech. Ber. NTB 86-03).

MATTER, A., PETERS, T., ISENSCHMID, C., BLÄSI, H.-R. & ZIEGLER, H.-J. (1988a): Sondierbohrung Riniken, Geologie. – Geol. Ber. Landeshydrol- u. -geol. *5* (auch: Nagra tech. Ber. NTB 86-02).

MERIAN, P. (1821): 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/Schwarzwald.

MEYER, C. A. & FURRER, H. (1995): Taphonomie und paläoökologische Rekonstruktionen: Beispiele aus dem Mesozoikum des Jura. – Eclogae geol. Helv. *88*/3, 711–720.

MITRA, S. (1986): Duplex structures and imbricate thrust systems: geometry, structural position, and hydrocarbon potential. – Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. *70*/9, 1087–1112.

– (1990): Fault propagation folds: geometry, kinematic evolution, and hydrocarbon traps. – Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. *74*/6, 921–945.

MOESCH, C. (1857): Das Flözgebirge im Kanton Aargau. 1. Teil. – N. Denkschr. schweiz. Ges. Natw. *15* (1856).

– (1867): Geologische Beschreibung des Aargauer-Jura und der nördlichen Gebiete des Kantons Zürich. – Beitr. geol. Karte Schweiz *4*.

– (1874): Der südliche Aargauer-Jura und seine Umgebungen. – Beitr. geol. Karte Schweiz *10*.

MOHLER, H. & GYSEL, G. (1958): Die Therme des Bades Schinznach vor und nach dem Bau des Kraftwerkes Wildegg-Brugg. – Mitt. aargau. naturf. Ges. *25*, 110–131.

MOHLER, W. (1936): Geologische Beobachtungen auf dem Horn bei Wittnau. – Tätber. natf. Ges. Baselland 10.

MOSER, S. (1958a): Studien zur Geomorphologie des zentralen Aargaus. – Mitt. geogr.-ethnogr. Ges. Basel *10*, 1–100.

– (1958b): Geomorphologische Übersichtskarte des zentralen Aargaus. – Mitt. aargau. natf. Ges. *25*, 95–105.

MÜHLBERG, F. (1869): Ueber die erratischen Bildungen im Aargau und in den benachbarten Theilen der angrenzenden Kantone. Ein Beitrag zur Kenntniss der Eiszeit. – Festschr. aargau. natf. Ges., Sauerländer, Aarau.

– (1878): Zweiter Bericht über die Untersuchung der erratischen Bildungen im Aargau. – Mitt. aargau. natf. Ges. *1*, 1–99.

– (1889): Kurze Skizze der geologischen Verhältnisse des Bözbergtunnels, des Hauensteintunnels, des projektirten Schafmatttunnels und des Grenzgebietes zwischen Ketten- und Tafel-Jura überhaupt. – Mitt. aargau. natf. Ges. *5*, 180–218.

– (1898): Ueber die Stratigraphie des Braunen Juras im nordschweizerischen Juragebirge. – Diss. Univ. Zürich (Manuskr.).

– (1908): Geologische Karte der Umgebung von Aarau, 1:25 000. – Geol. Spezkarte, Erläut. *45*.

– (1915): Geologische Karte des Hauensteingebietes, 1:25 000. – Geol. Spezkarte, Erläut. *73*.

MÜHLBERG, M. (1900): Vorläufige Mitteilung über die Stratigraphie des Braunen Jura im nordschweizerischen Juragebirge. – Eclogae geol. Helv. *6*/4, 293–332.

MÜLLER, W. H., HUBER, M., ISLER, A. & KLEBOTH, P. (1984): Geologische Karte der zentralen Nordschweiz, 1:100000. – Geol. Spezkarte, Erläut. *121*, Nagra tech. Ber. NTB 84-25.

MUMENTHALER, T., MEYER, C. & SIGG, J. (1997): Rohstoffe für die Ziegelindustrie. In: KÜNDIG, R., MUMENTHALER, T., ECKARDT, P., KEUSEN, H. R., SCHINDLER, C., HOFMANN, F., VOGLER, R. & GUNTLI, P. (Hrsg.): Die mineralischen Rohstoffe der Schweiz (S. 23–63). – Schweiz. geotech. Komm.

NAEF, H. & DIEBOLD, P. (1990): Tektonik des östlichen Tafeljuras und der angrenzenden Molasse. – Nagra informiert *12*/2, 37–46.

Nagra (1991): Sondierbohrung Kaisten, Untersuchungsbericht. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. *83* (auch: Nagra tech. Ber. NTB 88-12).

NEFF [Nationaler Energie-Forschungs Fonds] (1980): Geothermische Prospektion im Raume Koblenz–Wildegg–Dielsdorf. Teilprojekt 1, Schlussbericht. – Basel.

NIGGLI, P. (1912): Das krystalline Grundgebirge bei Laufenburg. – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. *2*/2, 35–38.

NOK [Nordostschweizerische Kraftwerke AG] (1956): Das Kraftwerk Wildegg-Brugg. – Schweiz. Bauztg. *74*/4–6.

OESTERLE, H. (1968): Foraminiferen der Typlokalität der Birmenstorfer Schichten, unterer Malm. – Eclogae geol. Helv. *61*/2, 695–792.

OPPEL, A. & WAAGEN, W. (1866): Über die Zone des Ammonites transversarius. – Geognost.-paläont. Beitr. *1*/2, 206–316.

ORTLAM, D. (1970): Die Randfacies des germanischen Buntsandsteins im südlichen Schwarzwald. – Geol. Jb. *89*, 135–168.

PAPADOPOULOS, A. (1960): Geologische Untersuchungen im Aargauer Jura: S. A.-Blatt Veltheim, östlicher Teil. – Unpubl. Diplomarb. eidg. tech. Hochsch. (ETH) Zürich.

PETERS, T. (1962): Tonmineralogische Untersuchungen an Opalinustonen und einem Oxfordienprofil im Schweizer Jura. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *42*/2, 359–380.

– (1964): Tonmineralogische Untersuchungen an einem Keuper-Lias-Profil im Schweizer Jura (Frick). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *44*/2, 559–588.

– (1987): Das Kristallin der Nordschweiz: Petrographie und hydrothermale Umwandlungen. – Eclogae geol. Helv. *80*/2, 305–322.

PETERS, T., MATTER, A., ISENSCHMID, C., MEYER, J. & ZIEGLER, H. J. (1989): Sondierbohrung Kaisten, Geologie. – Geol. Ber. Landeshydrol. u. -geol. *10* (auch: Nagra tech. Ber. NTB 86-04).

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. 3. Aufl. – Schweiz. geotech. Komm.

– (1979): Steine schweizerischer Kunstdenkmäler. – Manesse, Zürich.

RAMSEYER, K. (1987): Diagenese des Buntsandsteins und ihre Beziehung zur tektonischen Entwicklung der Nordschweiz. – Eclogae geol. Helv. *80*/2, 383–395.

REISDORF, A. G., MAISCH, M. W., SCHLATTER, R. & WETZEL, A. (in Vorb.): A huge Sinemurian Ichthyosaurus skull and its lithostratigraphic framework in northern Switzerland. – Eclogae geol. Helv.

RICKENBACH, E. (1953): Bergwerk Herznach (AG): die Verwerfungen im Kornbergstollen. – Unpubl. Ber. Jurabergwerke, Studienges. f. d. Nutzbarmachung d. schweiz. Erzlagerstätten, Depos. Stiftg. Eisenbibl., Paradies, Schlatt.

RIEBER, H. (1973): Fauna und Stratigraphie einer oolithischen Kalkbank aus dem Toarcium von Gipf (Kanton Aargau, Schweiz). – Eclogae geol. Helv. *66*/3, 657–665.

RUEF, A., STAUSS, T. & ZIHLMANN, U. (1992): Bodenkarte Laufenburg, 1:25 000 (LK 1049), mit Erläuterungen. – Eidg. Forschanst. f. landwirtsch. Pflanzenbau, Zürich-Reckenholz.

RYBACH, L. & BÜCHI, U. P. (1981): Geothermische Datensynthese der Schweiz. – Bundesamt f. Energiewirtsch., Studie *26*, Bern.

SANDER, P. M. (1992): The Norian Plateosaurus bonebeds of central Europe and their taphonomy. – Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. *93*, 255–299.

SCHAAD, E. (1908): Die Juranagelfluh. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *22*.

SCHLATTER, R. K. (1975): Geologische und paläontologische Untersuchungen im unteren Lias des Donau-Rhein-Zuges. – Unpubl. Diplomarb. Univ. Zürich.

SCHLÜCHTER, C. & KELLY, M. (2000): Das Eiszeitalter in der Schweiz (überarbeiteter Neudruck). – Publ. IGCP *378*, geol. Inst. Univ. Bern, Stift. Landschaft u. Kies.

SCHMASSMANN, H. (1945): Stratigraphie des mittleren Doggers der Nordschweiz. – Tätber. natf. Ges. Basel. *14* (1944), 13–180.

— (1980): Grundwasserbohrungen Hurstet (1978), Asp (1979). – Unpubl. Ber. z.H. Baudept. Kt. Aargau, Aarau.

SCHMASSMANN, H., BALDERER, W., KANZ, W. & PEGDEGER, 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, mit besonderer Berücksichtigung der Bohrung Wintersingen (Basel-Landschaft). – Tätber. natf. Ges. Basell. *15* (1945), 12–117.

SCHMASSMANN, H., KULLIN, M. & SCHNEEMANN, K. (1992): Hydrochemische Synthese Nordschweiz. Buntsandstein-, Perm- und Kristallin-Aquifere. – Nagra tech. Ber. NTB 91-30.

SCHREINER, A. (1974): Erläuterungen zur geologischen Karte des Landkreises Konstanz mit Umgebung 1:50 000. – Geol. Landesamt Bad.-Württemb.

SCHULBERT, C. (2001): Die Ammonitenfauna und Stratigraphie der Tongrube Mistelgau bei Bayreuth (Oberfranken). – Beih. Ber. natw. Ges. Bayreuth *4*.

SEILER, S. (1961): Geologie der Gegend von Gansingen und Sulz (Aargauer Tafeljura), mit besonderer Berücksichtigung der Keuperstratigraphie. – Unpubl. Diplomarb. eidg. tech. Hochsch. (ETH) Zürich.

STUDER, B. (1853): Geologie der Schweiz, zweiter Band: nördliche Nebenzone der Alpen. Jura und Hügelland. – Stämpfli, Bern.

STUMM, F. (1964): Das Tertiär des Basler Tafeljura. Mit besonderer Berücksichtigung der miocaenen Ablagerungen. – Verh. natf. Ges. Basel *75*/2, 153–218.

SUPPE, J. & MEDWEDEFF, D. A. (1990): Geometry and kinematics of fault-propagation folding. – Eclogae geol. Helv. *83*/3, 409–454.

SUTER, H. (1924): Zur Petrographie des Grundgebirges von Laufenburg und der Umgebung. – Diss. Univ. Zürich.

SUTER, M. (1976): Tortonprofil «Benkenstrasse» (Aargauer Tafeljura, E Talseite des Wölflinswilerbachs). – Manuskr., Arch. Landesgeol.

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. – Geol. Ber. Landeshydrol. u. -geol. *18* (auch: Nagra tech. Ber. NTB 93-01).

TRÖSTER, J. (1987): Biostratigraphie des Obertoarcium und der Toarcium/Aalenium-Grenze der Bohrungen Weiach, Beznau, Riniken und Schafisheim (Nordschweiz). – Eclogae geol. Helv. *80*/2, 431–447.

TSCHUDI, R. (1904): Zur Altersbestimmung der Moränen im unteren Wehratale. – Diss. Univ. Basel.

VERDERBER, R. (1992): Quartärgeologische Untersuchungen im Hochrheingebiet zwischen Schaffhausen und Basel. – Diss. Univ. Freiburg i. Br.

VOSSELER, P. (1925): Die tertiäre Entwicklung des Aargauer Tafeljura. – Mitt. aargau. natf. Ges. *17*, 36–43.

– (1928): Der Aargauer Jura. – Mitt. aargau. natf. Ges. *18* (Beih., 1–344).

WETZEL, A. & ALLIA, V. (2003): Der Opalinuston in der Nordschweiz: Lithologie und Ablagerungsgeschichte. – Eclogae geol. Helv. 96/3, 451–469.

WETZEL, A., ALLIA, V., GONZALEZ, R. & JORDAN, P. (1993): Sedimentation und Tektonik im Ostjura (Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft). – Eclogae geol. Helv. *86*/1, 313–332.

WETZEL, A. & GONZALEZ, R. (1996): Stratigraphy and Paleogeography of the Hauptrogenstein and Klingnau Formations (middle Bajocian to late Bathonian), northern Switzerland. – Eclogae geol. Helv. *89*/2, 695–720.

WILDI, W. (1975): Die Mettauer Überschiebung im Aargauischen Tafeljura (Nordschweiz). – Eclogae geol. Helv. *68*/3, 483–489.

– (1976): Die Molluskenfauna des Gansinger Dolomites (Trias, Karnian, Mittlerer Keuper) im aargauischen Tafeljura (Nordschweiz). – Eclogae geol. Helv. *69*/3, 671–684.

– (1983): Erdgeschichte und Landschaften im Kanton Aargau. – Sauerländer, Aarau.

– (1984): Isohypsenkarte der quartären Felstäler in der Nord- und Ostschweiz, mit kurzen Erläuterungen. – Eclogae geol. Helv. *77*/3, 541–551.

WULLSCHLEGER, E. (1966): Bemerkungen zum fossilen Korallenriff Gisliflue-Homberg. – Mitt. aargau. natf. Ges. *27*, 101–152.

– (1971): Bemerkungen zum fossilen Korallenvorkommen Tiersteinberg-Limperg-Kei. – Mitt. aargau. natf. Ges. *28*, 251–292.

– (1977): Beiträge zur Mineralogie des Aargauer Juras. – Mitt. aargau. natf. Ges. *29*, 5–120.

WÜLSER, F. (2002): Die Bohnerzgruben auf der Sommerhalde bei Zeihen AG. – Minaria helv. *22b*, 37–46.

WURSTER, P. (1964): Geologie des Schilfsandsteins. – Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg *33*, 1–140.

– (1968): Paläogeographie der deutschen Trias und die paläogeographische Orientierung der Lettenkohle in Südwestdeutschland. – Eclogae geol. Helv. *61*/1, 157–166.

ZIEGLER, M. (1958): Geologische Untersuchungen zwischen der Staffelegg und dem Bözberg (Aargauer Jura). – Unpubl. Diplomarb. Univ. Zürich.

ZÖBELEIN, H. K. (1985): Helicidenschichten und Albstein in der miozänen Vorlandmolasse Südwestdeutschlands. – Jh. geol. Landesamt Bad.-Württemb. *27*, 41–92.

Weitere Arbeiten zur lokalen und regionalen Geologie

AMSLER, A. (1917): Eine geologische Exkursion über die Staffelegg. – Mitt. aargau. natf. Ges. *15* (1919), 1–57.

— (1920): Zwei Berichte über die geologischen Studien von Wölflinswil, Oberhof u. O. Erlinsbach vom 26.4.–1.5.1920 und vom 3.4.–6.5.1920. – Unpubl. Ber. Jurabergwerke, Studienges. f. d. Nutzbarmachung d. schweiz. Erzlagerstätten, Depos. Stiftg. Eisenbibl., Paradies, Schlatt.

— (1936c): Erzlagerstätte im Fricktal (AG). – Unpubl. Ber., Studienges. f. d. Nutzbarmachung d. schweiz. Erzlagerstätten, Depos. Stiftg. Eisenbibl., Paradies, Schlatt.

— (1937): Vorschlag zu Handen der Studiengesellschaft für eine weitere Bohrung 213 W von Oberhof zum Zweck der Untersuchung des südwestlichen Ausläufers des Erzlagers (Fricktal AG). – Unpubl. Ber. Jurabergwerke, Studienges. f. d. Nutzbarmachung d. schweiz. Erzlagerstätten, Depos. Stiftg. Eisenbibl., Paradies, Schlatt.

— (1938): Begründung des Zweckes und des Ansatzpunktes einer bzw. zweier Bohrungen (No. 213 u. 214) W. Wölflinswil (Fricktal AG), auszuführen von der Studiengesellschaft Herbst 1938. – Unpubl. Ber., Studienges. f. d. Nutzbarmachung d. schweiz. Erzlagerstätten, Depos. Stiftg. Eisenbibl., Paradies, Schlatt.

AMSLER, A. & WOHLERS, J. (1931): Eisenoolithe des Aargauer Juras. – Unpubl. Ber., Studienges. f. d. Nutzbarmachung d. schweiz. Erzlagerstätten, Depos. Stiftg. Eisenbibl., Paradies, Schlatt.

BARTHOLET, H. U. (1964): Geologie des Tafel- und Faltenjuras zwischen Eptingen und Oltingen. – Tätber. natf. Ges. Basell. 23, 43–130.

BAUMANN, W. (1984): Stratigraphische und rheologische Untersuchungen sowie Kluftstudien an Evaporiten der mittleren Trias in der Nordschweiz (Bergwerk Felsenau). – Diss. eidg. tech. Hochsch. (ETH) Zürich.

BITTERLI, T. (1992): Die Anwendung der tektonischen Materialbilanz im östlichen Faltenjura. – Diss. Univ. Basel.

BOESCH, H. (1939a): Bericht über die Untersuchungen nördlicher Erzausbiss Herznach (AG). – Unpubl. Ber. Jurabergwerke, Studienges. f. d. Nutzbarmachung d. schweiz. Erzlagerstätten, Depos. Stiftg. Eisenbibl., Paradies, Schlatt.

— (1939b): Bohrung 214 (Wölflinswil), Aufnahme der Bohrkerne am 3.4.39 (Fricktal AG). – Unpubl. Ber. Jurabergwerke, Studienges. f. d. Nutzbarmachung d. schweiz. Erzlagerstätten, Depos. Stiftg. Eisenbibl., Paradies, Schlatt.

BRAUN, G. (1917): Das Rheintal zwischen Waldshut und Basel. In: Zur Morphologie der Umgebung von Basel (II). – Verh. natf. Ges. Basel *28*/2, 307–339.

BRAUN, L. (1912): Der Tafeljura zwischen Aare- und Fricktal. – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N.F.] *2*/2, 39–44.

BUGMANN, E. (1961): Beiträge zur Gliederung der risszeitlichen Bildungen in der Nordschweiz. – Mitt. aargau. natf. Ges. *26*, 105–119.

DIEBOLD, P. (1986): Erdwissenschaftliche Untersuchungen der Nagra in der Nordschweiz. Strömungsverhältnisse und Beschaffenheit der Tiefengrundwässer. – Mitt. aargau. natf. Ges. *31*, 11–51.

EPPRECHT, E. (1957): Unbekannte schweizerische Eisengruben sowie Inventar und Karte der Eisenerz- und Manganvorkommen in der Schweiz. – Beitr. Geol. Schweiz, kleinere Mitt. *19*.

ERNI, A. (1941): Zur Stratigraphie und Paläontologie des oberen Braunen Jura in der Gegend des Unteren Hauensteins. – Eclogae geol. Helv. *34*, 160–164.

FEHLMANN, H. (1934): Die Untersuchungen zur Feststellung der Bauwürdigkeit des oolithischen Eisenerzvorkommens im Fricktal (AG). – Unpubl. Ber. Jurabergwerke, Studienges. f. d. Nutzbarmachung d. schweiz. Erzlagerstätten, Depos. Stiftg. Eisenbibl., Paradies, Schlatt.

– (1936): Aufschlussarbeiten im Fricktal (AG). Die Entnahme und Registrierung der Schlitzproben. – Unpubl. Ber. Jurabergwerke, Studienges. f. d. Nutzbarmachung d. schweiz. Erzlagerstätten, Depos. Stiftg. Eisenbibl., Paradies, Schlatt.

– (1937b): Programm und Kosten der Verhüttungsversuche (Fricktaler Erz). – Unpubl. Ber. Verhüttungsversuche Eisenerz, Studienges. f. d. Nutzbarmachung d. schweiz. Erzlagerstätten, Depos. Stiftg. Eisenbibl., Paradies, Schlatt.

– (1939): Verzeichnis der durch die Studiengesellschaft ausgeführten Schürfungen und Bohrungen (Beilage zum Lageplan der Schürfungen 1:5000, No. 144), Fricktal AG. – Unpubl. Ber., Studienges. f. d. Nutzbarmachung d. schweiz. Erzlagerstätten, Depos. Stiftg. Eisenbibl., Paradies, Schlatt.

GENSER, H. (1966): Schichtenfolge und Stratigraphie des Doggers in den drei Faziesbereichen der Umrandung des Südschwarzwaldes. – Oberrh. geol. Abh. *15*, 1/2, 1–60.

GEYER, O. F., SCHOBER, T. & GEYER, M. (2003): Die Hochrhein-Regionen zwischen Bodensee und Basel. – Samml. geol. Führer *94*, Borntraeger, Berlin, Stuttgart.

GYGI, R. A. (1966): Über das zeitliche Verhältnis zwischen der transversarium-Zone in der Schweiz und der plicatilis-Zone in England. (Unt. Malm, Jura). – Eclogae geol. Helv. *59*/2, 935–942.

– (1973): Steinbruch Unteregg der Jura-Cementfabrik in Wildegg (Halt 5), in: Geologische Exkursion «vom Rhein zum Gotthard», 26.–28.4.1973. – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N.F.] *55*, 13–42.

GYGI, R. A. & RIEBER, H. (1989): Der Aargauer Jura zwischen Laufenburg und Wildegg (Exkursion K, 31.3.1989). – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N.F.] *71*, 177–188.

GYGI, R. A. & STUMM, F. (1965): Der untere Malm des Aargauer Jura. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. *31*/81, 17–24.

HANTKE, R. (1965): Zur Chronologie der präwürmeiszeiztlichen Vergletscherungen in der Nordschweiz. – Eclogae geol. Helv. *58*/2, 877–899.

– (1986): Die Schweizer Jura-Nagelfluh – mehrere Schüttungen in kühl- bis kaltzeitlichen Klimaeinbrüchen im Mittelmiozän. – Mitt. aargau. natf. Ges. *31*, 53–73.

HAUBER, L. (1989): Gesteine und Tektonik im Aargauer Tafeljura zwischen Rhein und Aare (Exkursion F am 30.3.1989). – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N.F.] *71*, 111–120.

HAUBER, L. & SCHMIDT, K. J. (1972): N3 Bözbergtunnel, Prognose. – Unpubl. Ber. z.H. Baudept. Kt. Aargau, Aarau.

– (1972): N3/06 N3 Bözbergtunnel, Prognose (ergänzender Bericht). – Unpubl. Ber. z.H. Baudept. Kt. Aargau, Aarau.

– (1982): N3/06 N3 Bözbergtunnel, 3. geologischer Bericht mit revidierter Prognose. – Unpubl. Ber. z.H. Baudept. Kt. Aargau, Aarau.

Jurabergwerke AG (1961): Förderzahlen für die Jahre 1950–1960. Bericht an Hr. Fehlmann vom 2.12.1961. – Unpubl. Ber. Jurabergwerke AG, Bergwerk Herznach, Studienges. f. d. Nutzbarmachung d. schweiz. Erzlagerstätten, Depos. Stiftg. Eisenbibl., Paradies, Schlatt.

– (1962): Grubenplan (Stollenprofil) Bergwerk Herznach 1:2000. – Unpubl. Ber. Jurabergwerke AG, Bergwerk Herznach, Studienges. f. d. Nutzbarmachung d. schweiz. Erzlagerstätten, Depos. Stiftg. Eisenbibl., Paradies, Schlatt.

KIPPER, H. (1934): Das Eisenerzvorkommen im Fricktal, Kanton Aargau, in der Schweiz. – Unpubl. Ber. Jurabergwerke, Studienges. f. d. Nutzbarmachung d. schweiz. Erzlagerstätten, Depos. Stiftg. Eisenbibl., Paradies, Schlatt.

LAUR-BELART, R. (1968): Zwei alte Strassen über den Bözberg. – Z. Ur-Schweiz *32*, 30–52, 72–76.

MANUR, H. (1989): Geologie der Umgebung von Kienberg (SO) mit besonderer Berücksichtigung der Deformationserscheinungen in der Muschelkalkschuppenzone. – Unpubl. Diplomarb. Univ. Zürich.

MOOS, A. VON (1967): Exkursion Nr. 27, Variante C: Frick–Bözberg–Baden–Zürich (S. 486–489). – Geol. Führer Schweiz *6,* Wepf, Basel.

MOOS AG, VON [geotech. Büro] (1959): Autobahn Basel–Zürich, Abschnitt Frick–Villnachern–Aare, inkl. Linnertunnel, geotechnische Verhältnisse. – Unpubl. Ber. z.H. Baudept. Kt. Aargau, Aarau.

– (1968): N3 Abschnitt Linn–Birrfeld, geotechnische Beurteilung Hochvariante. – Unpubl. Ber. z.H. Baudept. Kt. Aargau, Aarau.

– (1975): N3, Linn–Brugg, Tunnel Linn; generelle geologische Voruntersuchungen. – Unpubl. Ber. z.H. Baudept. Kt. Aargau, Aarau.

– (1976): N3, Effingen–Birrfeld, Untersuchungen generelles Projekt, Variante Hochbrücke. – Unpubl. Ber. z.H. Baudept. Kt. Aargau.

MÜRI, J. (1959): Geologische Untersuchungen im Aargauer Jura: Blatt Rupperswil, nördlich der Aare. – Unpubl. Diplomarb. eidg. tech. Hochsch. (ETH) Zürich.

NAEF, H., DIEBOLD, P. & SCHLANKE, S. (1985): Sedimentation und Tektonik im Tertiär der Nordschweiz. – Nagra tech. Ber. NTB 85-14.

PAUL, W. (1971): Die Trias. In: SAUER, K. & SCHNETTER, M. (Hrsg.): Die Wutach (S. 37–115). – Selbstverl. bad. Landesver. Naturkunde u. Naturschutz, Freiburg i.Br.

RICHTER, H. (1987): Die Mikrofauna des Unteren Toarciums der Nordschweiz. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. *176*/1, 137–155.

Schweizerisches Komitee für Stratigraphie (2004): Lithostratigraphie – Richtlinien zur Anwendung der lithostratigraphischen Nomenklatur. – GEOForumCH actuel *19*, 8–15.

SPRECHER, C. & MÜLLER, W. (1986): Geophysikalisches Untersuchungsprogramm Nordschweiz: Reflexionsseismik 82. – Nagra tech. Ber. NTB 84-15.

SUTER, H. & ROESLI, F. (1946): Geologisches Gutachten: Ausbau der Aare, Abschnitt Rupperswil–Klingnau. – Eidg. Amt f. Wasserwirtsch., Bern.

TRÜMPY, R. (1966): Übersicht der unpublizierten Arbeiten aus dem geologischen Institut der ETH und Universität Zürich. – Mitt. aargau. natf. Ges. *27*, 173–186.

VOSSELER, P. (1918): Morphologie des Aargauer Tafeljura. – Verh. natf. Ges. Basel *29*, 213–270.

WAIBEL, A. & BURRI, F. (1960): Jura et Fossé du Rhin. – Lex. strat. int. Europe, 1/7, CNRS, Paris.

WETZEL, A., ALLENBACH, R. & ALLIA, V. (2003): Reactivated basement structures affecting the sedimentary facies in a tectonically «quiescent» epicontinental basin: an example from NW Switzerland. – Sediment. Geol. *157*, 153–172.

ZIEGLER, M., HAUBER, L. & LAUBSCHER, H. (1960): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft durch den Aargauer und Basler Jura vom 26. bis 28. Sept. 1960. – Eclogae geol. Helv. *53*/2, 679–683.

GEOLOGISCHE KARTEN[1)]

Geologische Generalkarte der Schweiz 1: 200 000

Blatt 2 Basel–Bern, von A. BUXTORF & P. CHRIST, 1942.
Blatt 3 Zürich–Glarus, von A. BUXTORF, P. CHRIST & W. NABHOLZ, 1950

Geologische Karte der Schweiz 1: 100 000

Blatt III Liestal–Schaffhausen (2. Aufl.), von C. MOESCH, U. STUTZ & W. VOGELSANG, 1876.
Blatt VIII Aarau–Luzern–Zug–Zürich (2. Aufl.), von A. AEPPLI, E. BAUMBERGER, E. BLÖSCH et al., 1913.

Geologischer Atlas der Schweiz 1: 25 000

Nr. 50 Wohlen (LK 1090), von H. JÄCKLI, 1966.
Nr. 102 Zurzach (LK 1050), von F. MATOUSEK, M. WANNER, A. BAUMANN, R. NÜESCH & T. BITTERLI, 2000.

Geologische Spezialkarten

Nr. 2 Geologische Karte der Umgebung von Brugg (Aargau), 1: 25 000, von C. MOESCH, 1867.
Nr. 26 Geologische Karte von Gelterkinden, 1: 25 000, von A. BUXTORF, 1901.
Nr. 31 Geologische Karte des unteren Aare-, Reuss- und Limmat-Tales, 1: 25 000, von F. MÜHLBERG, 1904.
Nr. 45 Geologische Karte der Umgebung von Aarau, 1: 25 000, von F. MÜHLBERG, 1908.
Nr. 73 Geologische Karte des Hauensteingebietes, 1: 25 000, von F. MÜHLBERG, 1915.
Nr. 121 Geologische Karte der zentralen Nordschweiz, 1: 100 000, von A. ISLER, F. PASQUIER & M. HUBER, 1984.

Geologische Karten von Baden-Württemberg 1: 25 000

Nr. 8412 Rheinfelden (Baden), 2. ergänzte Ausgabe 2000.
Nr. 8413 Bad Säckingen, 2. ergänzte Ausgabe 2004.
Nr. 8414 Laufenburg (Baden), 2. ergänzte Ausgabe 2004.
Nr. 8415 Küssaberg-Dangstetten, 1. vorläufige Ausgabe 1997.

Geologische Karten mit topografischer Grundlage

A_1 AMSLER, A. (1915): Tektonische Karte des Staffelegg-Gebietes, 1: 25 000. In: Tektonik des Staffelegg-Gebietes und Betrachtungen über Bau und Entstehung des Jura-Ostendes. – Eclogae geol. Helv. *13*/4, Taf. 13.

A_2 AMSLER, A. (1962): Geologische Karte des Eisenoolith-Gebietes von Herznach-Wölflinswil, 1: 25 000. In: FEHLMANN, H. & RICKENBACH, E.: Die eisenhaltigen Doggererze der Schweiz. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. *13*/7, Taf. I.

[1)] Die dazugehörende Übersichtskarte befindet sich rechts unterhalb des Titels von Atlasblatt Frick-Laufenburg.

Ba BADER, F. (1925): Geologische Karte des Tafeljura zwischen Aare und Rhein, 1:25 000. In: Beiträge zur Geologie des nördlichen Tafeljura zwischen Aare und Rhein. – Diss. Univ. Zürich.

Br BRAUN, L. (1920a): 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*, Taf. VII.

D DONATSCH, J., WALDER, R., BLASER, W. & MÄRKI, E. (1981): Geologische Karte der Umgebung des Kernkraftwerkes Leibstadt, 1:40 000. In: Die Grundwasserverhältnisse im Rheintal beim Kernkraftwerk Leibstadt. – Gas, Wasser, Abwasser *61/62*, Taf. 1.

H HANTKE, R. und Mitarbeiter (1967): Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete, 1:50 000. – Vjschr. natf. Ges. Zürich *112*/2, 2 Bl.

IR Interreg II (2001): Grundwasserleiter Hochrhein. Abgedeckte Geologie und Aquiferbasis: Karten 1.1.2 u. 1.1.3, 1:25 000. – Landratsamt Waldshut.

M MÜHLBERG, F. (1896): Geologische Karte der Umgebung von Aarau, 1:25 000. In: Der Boden von Aarau. – Festschr. z. Eröffnung des neuen Kantonsschulgebäudes in Aarau, Taf. 5.

S_1 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.

S_2 SUTER, H. (1939): Geologische Karte des Kantons Zürich und der Nachbargebiete, 1:150 000. In: Führer durch Zürich und Umgebung III. Geologie von Zürich. – Natk. Ver. Lehrver. Zürich und geol. Ges. Zürich.

Weitere veröffentlichte geologische Karten

GSELL, F. (1968): Geologisch-tektonische Karte zwischen dem Unteren Hauenstein und der Aare, 1:50 000. In: Geologie des Falten- und Tafeljura zwischen Aare und Wittnau und Betrachtungen zur Tektonik des Ostjura zwischen dem Unteren Hauenstein im W und der Aare im E. – Diss. Univ. Zürich, Taf. X.

– (1968): Geologische Karte Oltingen–Oberhof–Wittnau, 1:20 000. In: Geologie des Falten- und Tafeljura zwischen Aare und Wittnau und Betrachtungen zur Tektonik des Ostjura zwischen dem Unteren Hauenstein im W und der Aare im E. – Diss. Univ. Zürich, Taf. XI.

HEUSSER, H. (1926): Diluviale Rheinrinne bei Gross-Laufenburg, 1:20 000. In: Beiträge zur Geologie des Rheintales zwischen Waldshut und Basel. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *57*/2, Fig. 2.

– (1926): Geologische Uebersichtskarte der Rheinstrecke Waldshut–Basel, 1:50 000. In: Beiträge zur Geologie des Rheintales zwischen Waldshut und Basel. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *57*/2, Taf. II.

– (1926): Geologische Karte der Strecke Nieder Schwörstatt–Riedmatt, 1:7500. In: Beiträge zur Geologie des Rheintales zwischen Waldshut und Basel. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *57*/2, Taf. III.

LUTZ, M. (1964): Geologische Karte und Profile vom Westrand des Hotzenwaldes (südl. Schwarzwald), ca. 1:25 000. In: Stratigraphische und tektonische Untersuchungen am südwestlichen Schwarzwaldrand zwischen Wiesental und Hochrhein. – Oberrh. geol. Abh. *13*, Taf. 9.

METZ, R. (1980): Geologisch-petrographische Übersichtskarte des Hotzenwaldes, 1:50 000. In: Geologische Landeskunde des Hotzenwaldes. – Schauenburg, Lahr/Schwarzwald.

Unveröffentlichte geologische Karten [1)]

BAUMER, A. (1957): Geologische Karte von Wölflinswil, 1:10000. – Unpubl. Diplomkartierung, Arch. Landesgeol.

BRÄNDLIN, E. (1907): Geologische Karte des nördlichen Aargauer Tafeljura zwischen Aare- und Fricktal, 1:25000. – Unpubl. Originalkartierung, Arch. Landesgeol.

BRAUN, L. (1920b): Geologische Skizze, Blatt Wölflinswil, 1:25000. – Unpubl. Originalkartierung, Arch. Landesgeol.

BUSER, H. (1952): Geologische Karte von Blatt Bözen, 1:25000. – Unpubl. Diplomkartierung, Arch. Landesgeol.

GYGI, R. (1961): Geologische Aufnahme des Kestenberges und seiner Umgebung, 1:5000. – Unpubl. Diplomkartierung, Arch. Landesgeol.

HALLER, J. (1967): Geologische Karte von Blatt Bözen, 1:10000. – Unpubl. Diplomkartierung, Arch. Landesgeol.

HAUBER, L. (1972): Geologische Karte Bözberg–Effingen–Schinznach-Dorf, 1:5000. – Unpubl. Ber. zum Bau des N3-Bözbergtunnels, z.H. Baudept. Kt. Aargau, Abt. Tiefbau*.

JORDAN, P. (1981): Geologische Karte von Rohr und Umgebung, 1:10000. – Unpubl. Diplomkartierung, Arch. Landesgeol.

MERKI, P. (1958): Geologische Kartierung der Umgebung von Obererlinsbach, 1:10000. – Unpubl. Diplomkartierung, Arch. Landesgeol.

MOOS AG, VON (1964): Geologische Karte der Nationalstrasse N3: Teilstrecke Linn–Aare, 1:5000. – Unpubl. Ber. z.H. Baudept. Kt. Aargau, Abt. Tiefbau, Aarau.

– (1979): Geologische Karte im Raume Schinznach-Bad–Habsburg–Hausen, 1:5000 – Unpubl. Ber. z.H. Baudept. Kt. Aargau, Abt. Tiefbau, Aarau.

MÜRI, J. (1959): Geologische Kartierung auf Blatt Rupperswil (Gebiete nördlich der Aare), 1:10000. – Unpubl. Diplomkartierung, Bibl. geol. Inst. eidg. tech. Hochsch. (ETH) Zürich.

PAPADOPOULOS, A. (1958): Geologische Karte von Blatt Veltheim, östlicher Teil, 1:10000. – Unpubl. Diplomkartierung, Arch. Landesgeol.

SCHMIDT, C. & BRAUN, L. (1920): Die Eisenerze der Jura-Formation im schweizerischen Jura. Geologie von Herznach-Wölflinswil, 1:25000. – Manuskr., Arch. Landesgeol.

SCHWEIZER, J. (1993): Geologische Kartierung Obermumpf–Tiersteinberg–Seckeberg. – Manuskr., Arch. Landesgeol.*

SEILER, S. (1961): Geologische Karte Sulz–Gansingen–Wil, 1:10000. – Unpubl. Diplomkartierung, Arch. Landesgeol.

SUTER, R. (1915): Geologische Karte des Gebietes von Maisprach–Wegenstetten–Mumpf, 1:25000. – Unpubl. Originalkartierung, Arch. Landesgeol.

WILDI, W. (1972): Geologische Karte des Gebietes zwischen Leibstadt und Sulz, 1:25000. – Unpubl. Diplomkartierung, Bibl. geol. Inst. eidg. tech. Hochsch. (ETH) Zürich*.

ZIEGLER, M. (1958): Geologische Karte der Staffelegg-Nordseite, 1:10000. – Unpubl. Diplomkartierung, Arch. Landesgeol.

[1)] Die Liste erhebt keinen Anspruch auf Vollständigkeit; sie führt die Kartierungen auf, die während der Feldarbeiten oder bei der Erstellung des Kartenoriginals konsultiert wurden. Die mit einem Asterisk (*) gekennzeichneten Kartierungen wurden für die Erstellung des Kartenoriginals verwendet.

BEILAGEN

Tafel I: Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Frick-Laufenburg
Tafel II: Strukturkarte des Gebietes von Atlasblatt Frick-Laufenburg

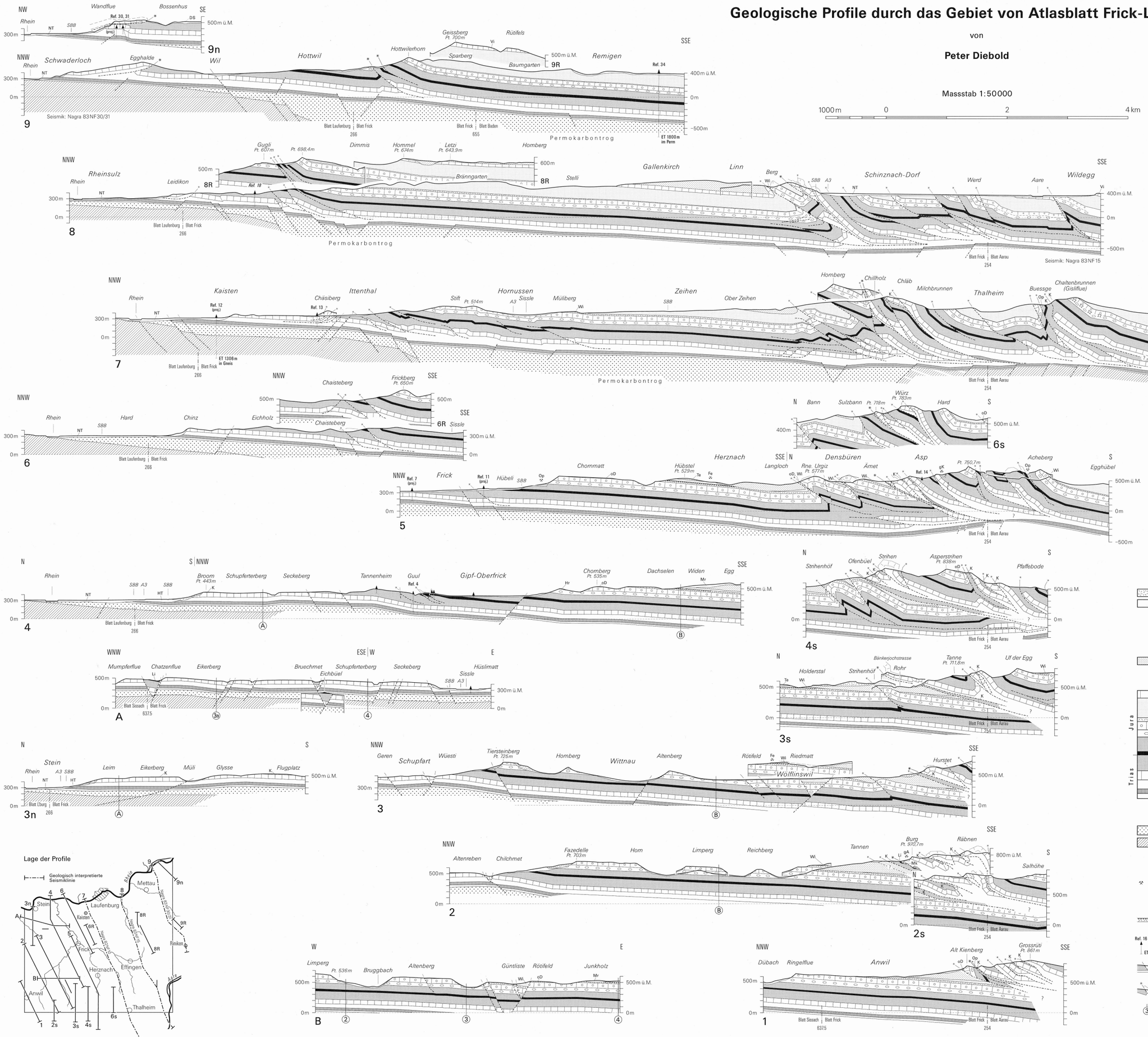
Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Frick-Laufenburg

von

Peter Diebold

Massstab 1:50000

1000 m 0 2 4 km



Lage der Profile

Quartär

- Rutsch-, Bergsturzmasse
- Quartäre Ablagerungen i. Allg.
  - Niederterrasse NT
  - Hochterrasse HT
  - Deckenschotter DS
  - Moräne Mr

Tertiär

- Siderolithikum – OSM Te

Mesozoikum

Jura
- Villigen-Formation Vi
- Wildegg-Formation Wi
- «Oberer Dogger» oD
- Hauptrogenstein Hr
  - Gisliflue-Korallenriff
- Passwang-Formation
- Opalinus-Ton Op
- Lias Li

Trias
- Keuper K
- Oberer Muschelkalk Mk
- Anhydritgruppe
- Wellengebirge
- Buntsandstein

Paläozoikum

- Permokarbon
- Kristallines Grundgebirge

- Abbaustelle, in Betrieb – aufgelassen
  - Eisenerz Fe
  - Opalinus-Ton Op
  - Gips, Keuper gK
  - Gips, Anhydritgruppe gA
- Oolithisches Eisenerz Herznach – Wölflinswil
- Ref. 16 / ET 963 m: Sondierbohrung z.T. mit Referenznummer (s. Text) und Endtiefe
- Abschiebung
- Überschiebung
- ③ Profilschnittlinie

© 2006 Bundesamt für Landestopografie, 3084 Wabern

Strukturkarte des Gebietes von Atlasblatt Frick-Laufenburg

von

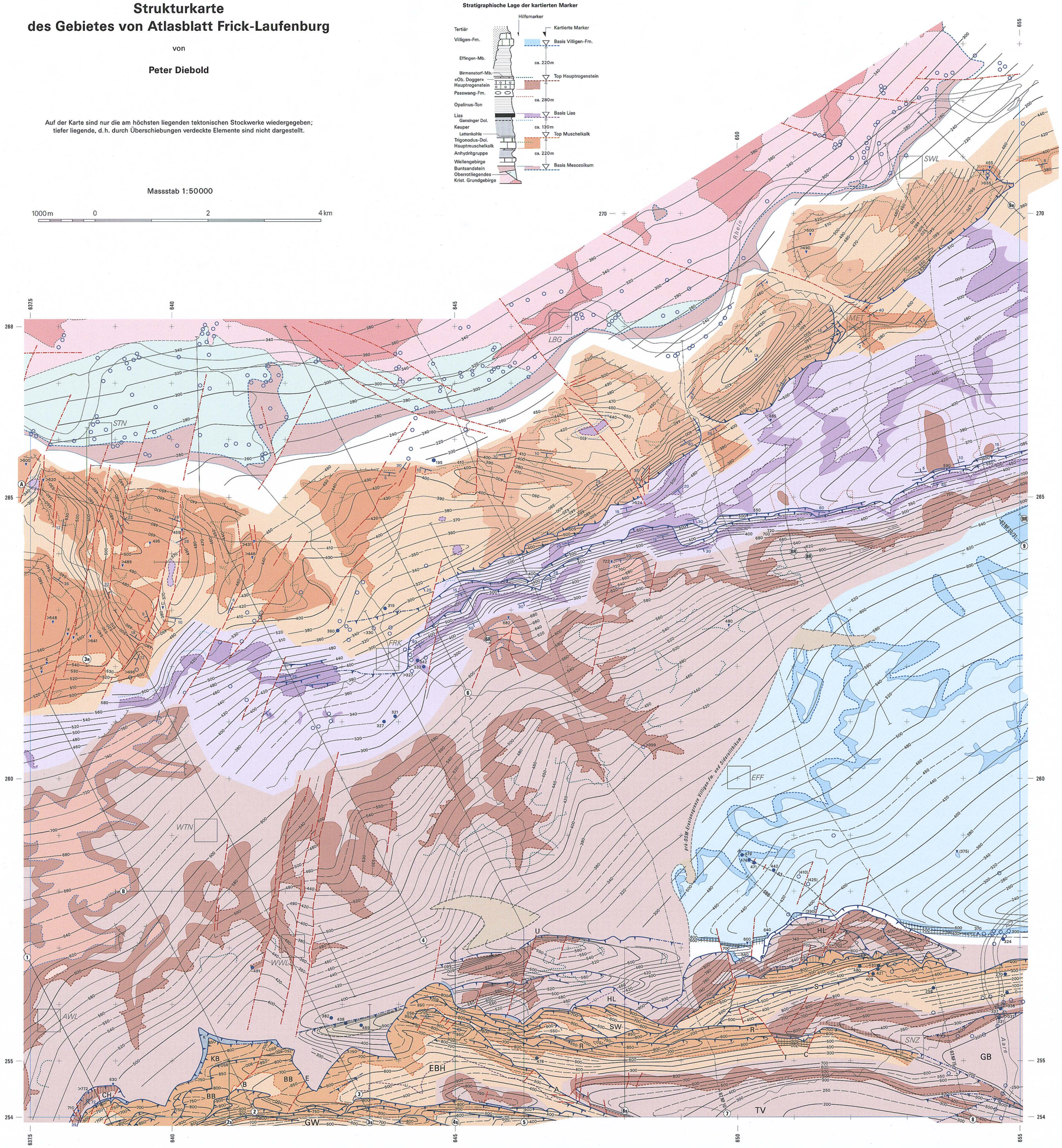
Peter Diebold

Auf der Karte sind nur die am höchsten liegenden tektonischen Stockwerke wiedergegeben; tiefer liegende, d.h. durch Überschiebungen verdeckte Elemente sind nicht dargestellt.

Massstab 1:50000

1000 m 0 2 4 km

Stratigraphische Lage der kartierten Marker



Markerhorizonte

Marker: Basis Villigen-Fm.
Geltungsbereich
Marker unter Tertiär erodiert

Marker: Top Hauptrogenstein
Geltungsbereich
Marker unter Tertiär erodiert
Abrissrand
Grossflächiger Dip slope

Marker: Basis Lias
Geltungsbereich

Marker: Top Muschelkalk
Geltungsbereich
Autochthon und Tafel von Gansingen
Faltenjura
Mettauer Tafeljura
Abrissrand

Kristallines Grundgebirge, aufgeschlossen
Kristallines Grundgebirge
Oberrotliegendes
Marker: Basis Mesozoikum
Buntsandstein
Unter Quartärbedeckung

Abgedeckte Geologie im Rheintal nach Interreg II (2001), Karte 1.1.2 und 1.1.3

Markerhorizont in überkippter Lage

Punktuelle Daten zu den Markern

Bohrungen

- (>415) Qualitative Indikation
- 328 Marker erbohrt

Topografie

- >540 Hinweis auf Höhenlage des Markers
- 523 Isolierter Datenpunkt, Kote genau
  Li Lias
  K Keuper
  Lk Lettenkohle

Tektonische Linien und Zeichen

- Abschiebung, Lateralverschiebung, Verwerfung i. Allg.
- Überschiebung
- Tektonisch aufgeschürfte Masse am Südrand des Tafeljuras
- 28 Streichen und Fallen der Schichten (mit Fallbetrag)
- 70 Überkippte Schichtlage (mit Fallbetrag)
- Vertikale Schichtlage
- Kleinfalten im Muschelkalk

Aus Geophysik- und Untertagedaten abgeleitete tektonische Störungen

- Verwerfung i. Allg., Lateralverschiebung
- Überschiebung

Tektonische Elemente

Vorfaltenzone

- CH Chlapfen-Heidegg
- HL Homberg-Linnerberg
- U Urgiz-Querstörung

Faltenjura

Schollen

- EBH Einolte-Benken-Herzberg
- GB Grund-Birrfeld
- GW Geissflue-Wasserflue
- TV Thalheim-Veltheim

Schuppenzonen

- BB Barm-Buech
- KB Kienberg-Burg
- R Rüdle-Älmhard
- SW Strihen-Würz

Querstörungen

- A Asp
- B Barm
- C Chalm
- E Einolte
- T Bruggmatt

Überschiebung

- S Chillholz-Bözenegg

Profilspuren (s. Tafel I)

- 6 Herkömmlich konstruiertes Profil
- 82 NF 10 Geologisch interpretierte Nagra-Seismiklinie

Ortschaften

- *AWL* *Anwil*
- *EFF* *Effingen*
- *FRK* *Frick*
- *LBG* *Laufenburg*
- *MET* *Mettau*
- *SNZ* *Schinznach-Dorf*
- *STN* *Stein*
- *SWL* *Schwaderloch*
- *WTN* *Wittnau*
- *WWL* *Wölflinswil*

© 2006 Bundesamt für Landestopografie, 3084 Wabern