

Geologischer Atlas der Schweiz

Atlas géologique de la Suisse

1:25 000

Blatt

1033 Steckborn (Südteil)
mit SW-Anteil von **1034 Kreuzlingen**

Topografie: Landeskarte der Schweiz 1:25 000

(Atlasblatt 112)

Erläuterungen

verfasst von

ALFRED ZAUGG, MATTHIAS GEYER,
MEINERT RAHN, MARTIN WESSELS,
HELMUT SCHLICHOTHERLE, ALBIN HASENFRATZ
und RETO BURKHALTER

Mit 13 Textfiguren, 2 Tabellen und 1 Tafelbeilage

2008

Herausgegeben vom Bundesamt für Landestopografie swisstopo
Publié par l'Office fédéral de topographie swisstopo

Empfehlung für die Angabe in einem Literaturverzeichnis*Karte:*

ZAUGG, A. & GEYER, M. (2008): Blatt 1033/1034 Steckborn-Kreuzlingen. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 112.

Erläuterungen:

ZAUGG, A., GEYER, M., RAHN, M., WESSELS, M., SCHLICHTHERLE, H., HASENFRATZ, A. & BURKHALTER, R. (2008): Blatt 1033/1034 Steckborn-Kreuzlingen. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 112.

© 2008, Bundesamt für Landestopografie, CH-3084 Wabern. – Alle Rechte vorbehalten. Übersetzungen und analoge oder digitale Vervielfältigungen dieses Dokuments oder von Teilen davon, die nicht ausschliesslich dem privaten Eigengebrauch dienen, sind nur mit Erlaubnis des Herausgebers gestattet.

Das Bundesamt für Landestopografie swisstopo ist ein Unternehmensbereich der armasuisse.

ISSN 1420-2913

ISBN 978-3-302-40039-6

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort	4
Einleitung	6
Geographische Übersicht	6
Geologische Übersicht	7
Bisherige geologische Bearbeitung des Kartengebietes	10
Stratigraphie	17
Tertiär	17
Miozän	17
Obere Süßwassermolasse	17
Vulkanite	40
Quartär	48
Pleistozän (inkl. spätes Pliozän)	49
Spätes Pliozän – Frühes Pleistozän	49
Mittleres Pleistozän	54
Spätes Pleistozän	54
Holozän (inkl. Spätglazial der Letzten Eiszeit)	62
Der Untersee vom LGM bis heute	72
Tektonik	76
Einleitung und Übersicht	76
Historischer Rückblick	77
Tektonischer Bau des Kartengebietes	78
Erdbebensituation	86
Hydrogeologie	87
Mineralische Rohstoffe	90
Siedlungsgeschichte	93
Bohrungen	99
Literaturverzeichnis	110
Geologische Karten	123

VORWORT

Steckborn-Kreuzlingen, das Blatt Nr. 112 des Geologischen Atlas der Schweiz 1: 25 000, liefert eine aktuelle, umfassende und detaillierte Bestandaufnahme der geologischen Verhältnisse im südlichen Bereich des Untersees, einem Gebiet, das seit Johann Jakob Scheuchzers Beschreibung des Öhninger *Homo diluvii testis* im frühen 18. Jahrhundert Schauplatz erdwissenschaftlicher Forschung ist. Das Atlasblatt umfasst einen beträchtlichen Anteil an deutschem Staatsgebiet. Mit der grenzüberschreitenden Kartierung wurde die Geologie auf beiden Seiten des Untersees korreliert und es wurden forschungsgeschichtlich bedingte Differenzen bereinigt, ein Unterfangen, das sich schwieriger gestaltete als erhofft, da im Untersee nicht nur eine Staatsgrenze, sondern auch eine tektonische Störung verläuft.

Der deutsche Gebietsanteil wurde durch Dr. Matthias Geyer, Freiburg i.Br., zwischen Herbst 1998 und April 1999 kartiert; er umfasst den zentralen und östlichen Schiener Berg, die Insel Reichenau und das Gebiet um Konstanz. Der schweizerische Gebietsanteil deckt die Nordseite des Seerückens zwischen Eschenz und Bottighofen ab; er wurde von dipl. Geol. Alfred Zaugg, Büchi und Müller AG (heute CSD Ingenieure und Geologen AG), Frauenfeld, zwischen Herbst 1998 und Frühjahr 2000 aufgenommen. Im Januar 2002 führte A. Zaugg im Verbreitungsgebiet der Deckenschotter am Schiener Berg eine ergänzende Kartierung durch.

A. Zaugg und M. Geyer verfassten 2000 eine ursprüngliche Fassung der vorliegenden Erläuterungen. Diese wurde 2008, gleichzeitig mit der Drucklegung der Karte, von A. Zaugg und Dr. Reto Burkhalter, Geologische Landesaufnahme, überarbeitet und ergänzt. PD Dr. Meinert Rahn, Mineralogisch-Geochemisches Institut, Universität Freiburg i.Br., steuerte das Kapitel «Datierung von vulkanischen Tufflagen» bei, Dr. Martin Wessels, Seeninstitut Langenargen, das Kapitel «Der Untersee vom LGM bis heute», Dr. Helmut Schlichtherle, Landesdenkmalamt Baden-Württemberg, und Dr. Albin Hasenfratz, Amt für Archäologie Kt. Thurgau, den deutschen und den schweizerischen Teil des Kapitels «Siedlungsgeschichte».

Das Kapitel über die radiometrische Altersbestimmung von Tuffen ist das Resultat eines Datierungsprojektes der Geologischen Landesaufnahme, das von M. Rahn durchgeführt wurde. Die hierbei gewonnenen Resultate stehen zum Teil in Widerspruch zu den Feldevidenzen, weshalb sie hier wohl vorgestellt werden, nicht aber in das der Karte zugrunde liegende stratigraphische und tektonische Modell einfließen.

R. Burkhalter koordinierte Karte und Erläuterungen inhaltlich, unterzog sie einer umfassenden redaktionellen Bearbeitung und kompilierte zudem die Nebenkarte «Geologische Übersicht 1: 200 000».

Im Namen der Schweizerischen Geologischen Kommission führten Prof. Dr. Adrian Pfiffner, Dr. Heinrich Naef und Dr. Hans Rudolf Graf gründliche Reviews durch, die viel zur Qualität von Karte und Erläuterungen beisteuerten.

Entwürfe der Karte, teils auch der Erläuterungen, begutachteten Dr. Stephan Frank, Dr. Roger Heinz, Dr. Raimund Hipp, Dr. Daniel Kälin, Prof. em. Dr. Oskar Keller, PD Dr. Oliver Kempf, lic. Natw. Erich R. Müller, Dr. Michael Schnellmann, Nagra, und Dr. Roland Wyss.

Prof. Dr. Albert Schreiner und Dr. Franz Hofmann† überliessen den Autoren unveröffentlichte Kartierunterlagen und andere schriftliche Dokumente. Sie beide erarbeiteten durch ihre umfangreichen Untersuchungen und Publikationen die heutigen Kenntnisse der Geologie des Gebietes von Atlasblatt Steckborn-Kreuzlingen massgeblich.

Das Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg (LGRB), Freiburg i. Br., stellte neben einem temporären Arbeitsplatz für M. Geyer eine Fülle von Daten, insbesondere aus der Aufschlussdatenbank, zur Verfügung und überliess den Autoren alte Manuskriptkarten.

Dr. Marco Baumann, Dr. Daniel Müller und Othmar Rist vom Amt für Umwelt Kt. Thurgau steuerten den Vorabzug der Grundwasserkarte des Kt. Thurgau sowie weitere Unterlagen bei und ermöglichten den Zugang zu verschiedenen amtlichen Archiven.

Die Elektrowatt AG, Zürich, und die Swissgas, Zürich, gewährten Einsicht in die Unterlagen des Konsortiums Untertagespeicher. Dr. Werner Leu ermöglichte den Zugang zu den Akten der SEAG im Archiv der Firma Geoform AG, Winterthur. Zusätzlich wurden Unterlagen aus folgenden weiteren Archiven berücksichtigt: Geologische Informationsstelle, Wabern, Baugrundarchiv der Stadt Kreuzlingen, Dr. von Moos AG, Zürich, sowie CSD Ingenieure und Geologen AG, Frauenfeld.

Dr. Bodo Dieckmann und Dipl.-Geol. Richard Vogt, Landesdenkmalamt Baden-Württemberg, Dipl.-Biol. Eberhard Klein, Naturschutzzentrum Wollmatinger Ried, sowie Daniel Steiner, Amt für Archäologie Kt. Thurgau, unterstützten die Autoren bei Feldaufnahmen und archäologischen Archivrecherchen, Rosmarie Hasenfratz, Dr. Michael Stockmeyer und Gregor Vogel, CSD Ingenieure und Geologen AG, beim Erstellen des Kartenoriginals und des Manuskripts für die Erläuterungen.

Hans-Peter Sahrhage, GeoMap AG, Uetendorf, führte die kartographischen Arbeiten aus. Die Textfiguren und die Profiltafel wurden von R. Burkhalter und Remo Trüssel, der Schriftsatz von Edith Steiner, Bundesamt für Landestopografie, gestaltet.

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

Dezember 2008

Bundesamt für Landestopografie
Geologische Landesaufnahme

EINLEITUNG

Die Schreibweise der Orts- und Flurnamen in den vorliegenden Erläuterungen richtet sich nach der topographischen Grundlage von Atlasblatt Steckborn-Kreuzlingen (Landeskarte der Schweiz 1:25 000, Topographische Karte 1:25 000 des Landesvermessungsamtes Baden-Württemberg). Scheinbar fehlende Genitivendungen der mundartlich geschriebenen Orts- und Flurnamen auf Schweizer Seite rühren daher, dass dieser Fall im Schweizerdeutsch nicht gebräuchlich ist.

Die deutschen Höhen (m ü.NN) beziehen sich auf den Amsterdamer Pegel, jene der Schweiz (m ü.M.) auf den Pegel von Marseille, der um 32 cm tiefer liegt.

Geographische Übersicht

Das Gebiet von Atlasblatt Steckborn-Kreuzlingen wird morphologisch durch den Schiener Berg und den thurgauischen Seerücken geprägt. Die beiden generell Ost-West verlaufenden Hügel sind durch den gut 1 km breiten, ENE-WSW verlaufenden Untersee getrennt. Im Bereich Berlingen-Ermatingen biegt der Untersee in Ost-West-Richtung um. Zwischen der Ostspitze des Schiener Berges, auch als Halbinsel Höri bezeichnet, und der Insel Reichenau zweigt das Nordwest-Südost ausgerichtete Becken des Zellersees ab. In derselben Richtung sind die Insel Reichenau, die Halbinsel Mettnau bei Radolfzell und das Gnadenseebecken orientiert.

Tiefster Landpunkt des Untersuchungsgebiets ist die Uferlinie des Untersees um 395,5 m ü.M. Die höchste Erhebung am Schiener Berg liegt auf der Hügelkuppe östlich der Ferdinandslust (715,6 m ü.NN), am Seerücken beim Pkt. 721 m ü.M. im Büürer Holz südöstlich von Reutenen.

Die Siedlungen entlang dem Untersee-Mammern, Wangen, Hemmenhofen, Steckborn, Berlingen, Mannenbach und Ermatingen – wurden auf Bachschuttkegeln errichtet, die in Form von Deltas in den See reichen. Öhningen liegt in einer Hanglage (ca. 450 m ü.NN), die durch Moränenwälle etwas terrassiert ist. Die Siedlungskerne von Konstanz, Kreuzlingen und Bottighofen liegen auf dem Endmoränenwall des Konstanz-Standes des Bodensee-Rheingletschers. Die Dörfer Triboltingen und Tägerwilen sind über der Verlandungsebene des Tägermos auf Geländeterrassen und Bachschuttkegeln angesiedelt. Einzig Gottlieben steht als Ganzes auf weichen Verlandungsbildungen (Seekreide und «Schnegglisand») unmittelbar am Ufer des Seerheins gegenüber der breiten Verlandungsebene von Stromeyersdorf und dem Wollmatinger Ried.

Die tiefste Stelle des Untersees befindet sich in einem Teilbecken vor dem Nöochsthorn auf 349 m ü.M. Dem Unterseeufer ist typischerweise eine ausge-

prägte Flachwasserzone («Wysse») vorgelagert, die seewärts durch die Haldenkante begrenzt wird. Der Seerhein (Konstanzer Trichter-Ermatingen) verbindet den durchschnittlich um ca. 20–30 cm höher gelegenen Bodensee (Obersee) mit dem Untersee. Die Rinne des Seerheins durchschneidet die Verlandungsebene des Tägermos und des Wollmatinger Rieds, dem eine breite Flachwasserzone vorgelagert ist, welche bei extremem Niedrigwasser trocken fällt.

Geologische Übersicht

In der weiteren Umgebung von Atlasblatt Steckborn-Kreuzlingen besteht der anstehende Fels ausschliesslich aus Molasse. Diese fällt generell nach Südosten ein. Deshalb sind im Norden die ältesten Schichten, das heisst die Untere Süsswassermolasse (USM) und die Obere Meeresmolasse (OMM) aufgeschlossen. Gegen Süden stehen an der Oberfläche ausschliesslich Gesteine der Oberen Süsswassermolasse (OSM) an. Lagert bei Überlingen noch glaukonithaltiger Sandstein der OMM (Heidenlöcher-Schichten, SCHREINER 1992) auf Seeniveau (ca. 400 m ü.M.), so befindet sich in Kreuzlingen die Obergrenze der OMM bereits etwa auf Meeresniveau (Geothermiebohrung Kreuzlingen-2, Bohrung Nr. 44, S. 99ff.). Der die OMM oben begrenzende Albstein (terrestrischer Krustenkalk bzw. «Kondensationshorizont» auf der Albsteinschwelle, LEMCKE et al. 1953) ist im Bodanrück weit verbreitet (SCHREINER 1992); er konnte in der Schweiz bisher nur in der Bohrung Kreuzlingen-2 nachgewiesen werden. Der Südostrand der im Burdigalien angelegten Graupensandrinne zieht quer unter dem Schiener Berg und wenig westlich von Stein am Rhein durch (HOFMANN 1967, s. Nebenkarte «Geologische Übersicht 1:200 000»). Das minimale Alter der in dieser Rinne abgelagerten brackischen Kirchberger Schichten, welche die burdigale Schichtfolge abschliessen, wird mit ca. 17,2 Ma angegeben (REICHENBACHER et al. 1998). LEMCKE et al. (1953) fassen die Füllung der Graupensandrinne (Grimmelfinger und Kirchberger Schichten), den Albstein und eine wechselhafte Gesteinsabfolge zwischen der OMM und der basalen OSM ausserhalb der Graupensandrinne als Süssbrackwassermolasse (SBM) zusammen, für die (bzw. deren ungefähres Äquivalent) in der Nebenkarte «Geologische Übersicht 1:200 000» die Bezeichnung Obere Brackwassermolasse (OBM) verwendet wird (vgl. Deutsche Stratigraphische Kommission 2002). Die OBM/SBM wurde in mehreren Tiefbohrungen am Seerücken ausgeschieden: Berlingen-1, -2 und -3, Steckborn-1, Homburg-1 sowie Kreuzlingen-2 (Nr. 34–38, 44).

Im Hegau finden sich mächtige vulkanische Ablagerungen (Deckentuffe), die zeitgleich mit der Ablagerung der OSM im Mittleren Miozän im Zusammenhang mit dem Einsinken des Hegau-Bodensee-Grabens gebildet wurden (SCHREINER 2008). Der Phonolith stellt mit ca. 7–8 Ma das jüngste Vulkangestein im Hegau dar. Er liegt als Schlotfüllung (z.B. Hohentwiel) vor, die sowohl Schichten der

OSM als auch Deckentuffe durchschlägt (SCHREINER 1992). Dasselbe gilt für den Olivinnephelinit (Olivinmelilithit, «Basalt», «Basaltuff»). Wegen ihrer hohen Festigkeit widerstanden die Vulkanschote der Erosion und den Gletschervorstößen und blieben so als die für den Hegau typischen Kegelberge erhalten.

Die jüngsten Molasseschichten finden sich auf den Anhöhen des westlichen Seerückens und am Wellenberg östlich von Frauenfeld. Mittels Spaltspuren an Apatiten aus dem vulkanischen «Tuff B»-Niveau (HOFMANN 1975) datierten sie RAHN & SELBEKK (2007) mit 11,5 Ma, ein Alter, das KÄLIN & KEMPF (in Vorb.) als ca. 1 Ma zu jung erachten.

Die Ablagerungen der OSM in der Ostschweiz und dem Hegau wurden durch radiale Schüttungen (von Norden: Juranagelfluh, SCHREINER 1992, HOFMANN & HANTKE 1964; von Süden: Hörnli-Schüttung, BÜRGISSER 1980, Bodensee-Schüttung, HOFMANN 1957) und die dominierende, axiale Ost-West-Schüttung (Glimmersandschüttung) gebildet (HOFMANN 1960a, b). Konnten die Ablagerungen der Juranagelfluh kaum den Südostrand der Graupensandrinne überwinden, so finden sich am Seerücken und am Schiener Berg weit nach Norden geschütteter Knauer Sandstein und Nagelfluh der Hörnli-Schüttung. Die Achse der Glimmersandschüttung verläuft über Schiener Berg, Rauhenberg und Rodebärg. Diese Hügel bestehen fast ausschliesslich aus Glimmersandstein. Am Seerücken verzahnt sich die Glimmersand- mit der Hörnli-Schüttung, südlich von Kreuzlingen die Hörnli- mit der Bodensee-Schüttung (BÜCHI et al. 1965b, 1976, BÜCHI & SCHLANKE 1977). Im Untergrund von Frauenfeld (Bohrung Nr. 23) wurde zwischen Kote 252 und 272 m ü. M. ein 20 m mächtiger Glimmersandstein (Glimmersandsteinniveau Frauenfeld, ZAUGG et al. 2007) erbohrt, der gegen Südosten rasch auskeilt (CSD AG 2007). Zusammen mit dem Oberflächenaufschluss des Felsenkellers an der Trottenstrasse in Islikon handelt es sich um das bedeutendste Glimmersandsteinvorkommen südlich des Thurtales. Entsprechend verläuft der Südostrand des Verbreitungsgebietes der Glimmersandschüttung südlich von Frauenfeld und zwischen Ottebärg und Kreuzlingen nach Osten (s. Nebenkarte «Geologische Übersicht 1: 200 000»). Grobsand und Quarzfeinkonglomerat der Ost-West-Schüttung verzahnen sich am Schiener Berg mit der Hörnli-Nagelfluh (HOFMANN 1956b, 1960, SCHREINER 1989, 1992); sie entsprechen den Erolzheimer Sanden (KIDERLEN 1931) und diese der von Osten nach Westen progradierenden Geröllsandsarie (LEMCKE et al. 1953, MAURER & BUCHNER 2007a) in der bayrisch-schwäbischen Molasse (DOPPLER 1989).

In der erwähnten Bohrung Nr. 23 in Frauenfeld und in einer Baugrube im Rutschhang von Uesslingen wurde je ein ca. 30–40 cm mächtiger Bentonithorizont angetroffen. Die Bentonite befinden sich an beiden Stellen recht genau in den Tiefenlagen, die KÄLIN (2003) in seiner säugerstratigraphischen Arbeit prognostizierte. Ihr Alter wurde mittels U/Pb-Datierungen an Einzelzirkonen bestimmt (CONDON & WEBER 2008). Sie ergaben vergleichbare Werte zwischen 14,3 und 14,4 Ma. Der in einer Bohrung südlich von Weiler (Nr. 27) auf Kote 379 m ü. NN

in einer tektonisch abgesenkten Scholle im Liegenden einer Hörnli-Gerölllage nachgewiesene Bentonit (SCHREINER 1989) wurde bisher mit dem Basisbentonit im Hegau beziehungsweise dem Bischofszeller Bentonit korreliert (SCHREINER 1992). Neue, allerdings kontroverse Datierungen von Tuffen (S. 45ff.) implizieren ein jüngeres, dem Bentonitniveau Sennhofweg am Hohenstoffeln (SCHREINER 1992) entsprechendes Alter.

Die mehrfachen Vorstösse des Bodensee-Rheingletschers in den Bodenseeraum im Pleistozän führten zur Bildung von Horstbergen und Beckentälern (KELLER & KRAYSS 1999). Wichtigste Beckentäler sind das Thurtal, die Seebecken (Untersee, Zellersee, Gnadensee, Überlingersee und Bodensee), diejenigen im Gebiet von Singen-Gottmadingen sowie die übertieften Täler der Biber, des Rheins und des Seebachs. Markante Molassehorstberge sind der Wellenberg (E Frauenfeld), der Ottebärg (N Weinfelden), der Seerücken, der Rauhenberg, der Rodebärg (W Stein am Rhein), der Schiener Berg und der Bodanrück.

Älteste Quartärablagerungen sind die Deckenschotter; diese finden sich auf dem Seerücken, dem Schiener Berg und dem Rauhenberg. Es handelt sich um die spätpliozänen bis frühpleistozänen Höheren Deckenschotter, die frühpleistozänen Tieferen Deckenschotter und das ebenfalls ins Frühe Pleistozän gestellte untere Niveau der Tieferen Deckenschotter (GRAF 1993, 2009). Nächstjüngere quartäre Sedimente stellen die mittel- bis spätpleistozänen, zum Teil komplex geschichteten Füllungen von Rinnen und Becken dar. Für die lokale Rohstoff- und Trinkwassergewinnung sind die meist moränenbedeckten Schotter von grosser Bedeutung. In der Schweiz handelt es sich um folgende Vorkommen: Buechberg-Schotter, Ittinger Schotter (MÜLLER 1996, GRAF 2003: Alter >200 ka) und diverse in Kleinrinnen abgelagerte Schotter nördlich von Pfyn (Büchi und Müller AG 2004a) und südlich von Eschenz (Büchi und Müller AG 2004b), auf deutscher Seite um den Singener und den Markelfinger Rinnenschotter («Drumlinkiese», SCHREINER 1992).

Die letzteiszeitliche Gletscherpräsenz formte die aktuelle Landschaft massgeblich. Am Bodanrück und östlich des Überlingersees und des Bodensees (Obersee) entstanden ausgedehnte Drumlinfelder. Im Thurgau und im Hegau markieren Moränenwälle die Eisrandlagen des zurückschmelzenden Bodensee-Rheingletschers. Markant sind die Eisrandkomplexe von Stein am Rhein und Konstanz, die zur Bildung des Untersees und dessen Abtrennung vom Bodensee (Obersee) führten (KELLER & KRAYSS 2005b).

Spät- bis postglaziale Schotterfluren finden sich in den ausgedehnten Kiesterrassen von Singen-Gottmadingen, im Bibertal, bei Eschenz, Stammheim und im Thurtal mit dem bedeutendsten Talgrundwasserkommen im Kanton Thurgau.

Im Untergrund des Seerückens und des Untersees verläuft der mittels seismischer Daten und Tiefbohrungen (z.B. Dingelsdorf-1, Nr.42) erfasste, tief ins kristalline Grundgebirge eingesenkte Nordschweizer Permokarbondrog (DIEBOLD 1988, NAEF et al. 1995; Weiach-Trog, MÜLLER et al. 2002). Die Ausrichtung des Un-

tersees, des Seerückens im Abschnitt Mammern–Berlingen und des Thurtals im Abschnitt Frauenfeld–Märstetten verläuft parallel zum variszisch (WSW-ENE bis SW-NE) streichenden Permokarbontrug. Die Darstellung des Permokarbontruges in der Nebenkarte «Geologische Übersicht 1: 200 000» folgt den Interpretationen von THURY et al. (1994), NAEF et al. (1995), NAEF (1999) und SIGNORELLI et al. (2004). MÜLLER et al. (2002) ziehen die südliche Trograndstörung weiter im Süden. Das Baden-Irchel-Herdern-Lineament (MÜLLER et al. 2002) ist eine Abschiebungszone; sie verläuft parallel zur südlichen Randstörung des Permokarbontruges und begrenzt den Hegau-Bodensee-Graben gegen Süden. Die ab dem Mittleren Miozän aktiven, herzynisch (ESE–WNW bis SE–NW) streichenden Brüche des Hegau-Bodensee-Grabens (z.B. Neuhausen-Störung, Randen-Störung) bilden im Hegau bis zur östlichen Mindelsee-Störung (SCHREINER 1992) mehrere gestaffelte Bruchschollen (siehe z.B. MÜLLER et al. 2003: Beil. 2.3). Der Bodanrück, der östliche Abschnitt des Seerückens sowie der Bodensee (Obersee) verlaufen parallel zum herzynischen Streichen. Rheinisch (SSW–NNE) orientierte Strukturen (SCHREINER 1992) treten in der Umgebung des Atlasblattes Steckborn-Kreuzlingen kaum in Erscheinung. Der Permokarbontrug wurde während der Ablagerung von UMM und OMM an den Randstörungen reaktiviert und wirkte so als bevorzugte Senkungszone (NAEF et al. 1995, NAEF 1999). Gleiches kann auch für die Zeit der Ablagerung der OSM angenommen werden.

Bisherige geologische Bearbeitung des Kartengebietes

«Betrübtes Beingerüst von einem alten Sünder, erweiche Stein und Herz der neuen Bosheitskinder»

1726 deutete der Zürcher Stadtarzt und Naturforscher Johann Jakob Scheuchzer den Fund eines fossilen Skeletts aus den Öhninger Kalksteinbrüchen als *Homo diluvii testis* – «betrübtes Beingerüst» eines in der Sintflut ertrunkenen Menschen. Erst im Jahr 1811 erkannte der französische Paläontologe Georges Cuvier das Skelett als das eines Riesensalamanders. Dieser ging später als *Andrias scheuchzeri* (Fig. 1) in die Fachliteratur ein (s. RIETSCHEL et al. 1985, STAUBER 1939, HANTKE 1954). Da die Steinbrüche oberhalb von Wangen seit dem 16. Jahrhundert von den Mönchen des Klosters Öhningen betrieben wurden, sind die Fossilfundstellen nach Öhningen und nicht nach Wangen benannt worden.

Die geologische Bearbeitung des Gebietes von Atlasblatt Steckborn-Kreuzlingen begann somit im 18. Jahrhundert. Sie ist eng verknüpft mit den berühmten Fossil- und Pflanzenfundstätten am Schiener Berg (Öhninger Kalksteinbrüche: «oberer» und «unterer Bruch», Bohlinger Schlucht). Die umfangreichen paläontologischen Untersuchungen fanden 1865 in Oswald HEERS Publikation «Urwelt der Schweiz» einen ersten Abschluss. Schon früh wurden die limnischen Ablagerungen der Öhninger Schichten (Öhningen-Schichten, S. 27ff.) als Maarseebil-

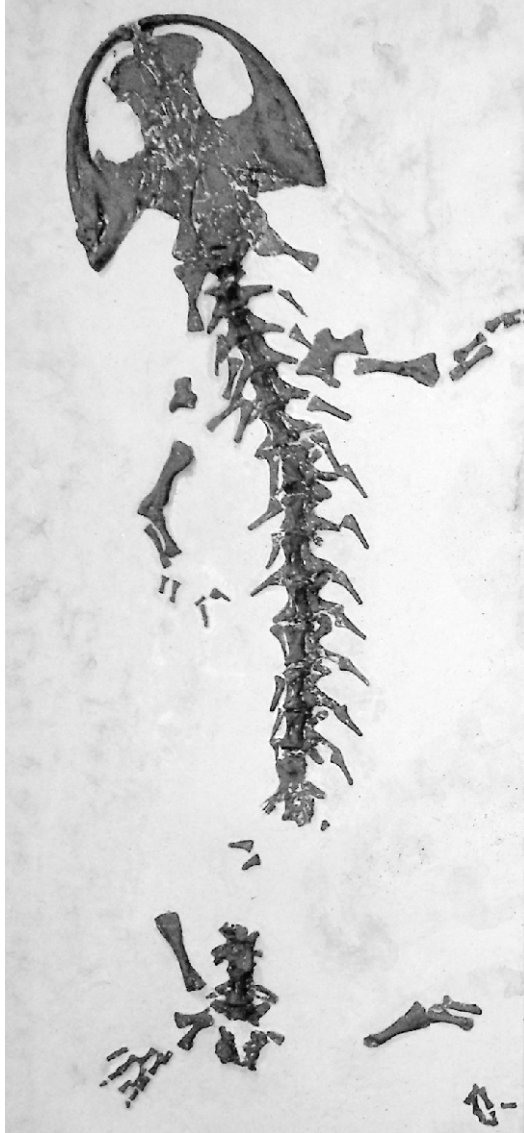


Fig.1: *Andrias scheuchzeri* (Riesensalamander) aus den Öhninger Kalksteinbrüchen. Fischerhaus Öhningen-Wangen. Photo M. Geyer.

dungen interpretiert (z.B. MILLER 1880), da im unteren Wangener Tobel ein vulkanischer Tuffschlot ansteht. Angespornt durch die Arbeiten O.Heers haben T. und O.Würtenberger Ende des 19. Jahrhunderts die Pflanzenfundstätten am Seerücken (Tägerwilen und Bernrain) zusammen mit anderen lokalen Fossilfundstellen, wie Steckborn und Loohalde bei Berlingen, beschrieben und mit Öhningen verglichen (WÜRTEMBERGER 1898, 1906). Im 20. Jahrhundert erfolgten zwei grössere wissenschaftliche Grabungen in den Öhninger Fossilfundstellen (STAUBER 1937, PFANNENSTIEL 1950 bzw. RUTTE 1951, 1956a). STAUBER (1939) und HANTKE (1954) fassten die Erforschungsgeschichte der Fossilfundstellen zusammen. HANTKE (1954) beschrieb hauptsächlich die Pflanzenfunde aus der Grabungskampagne H. Staubers (1931–1936) und leitete aus der Pflanzenvergesellschaftung ein warmgemässigt Klima ab (s. a. NÖTZOLD 1957).

Ab der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts war auch die letztlich erfolglose Suche nach Braunkohlevorkommen in der OSM am Seerücken und Schiener Berg Gegenstand mehrerer Publikationen (BÜRGI 1857, ENGELI 1892, EBERLI 1896, 1900, 1904; s. a. FAUTZ 1966, HOFMANN 1997a, GEYER 2000).

Die ersten allgemeinen geologischen und stratigraphischen Arbeiten am Schiener Berg, am Seerücken und in der näheren Umgebung gehen auf SCHALCH (1883) und GUTZWILLER (1883) zurück. BÖHNDEL (1916) beschrieb den Schichtaufbau der OSM beiderseits des Untersees und die Vulkantuffe am Schiener Berg detailliert. Er erkannte die alpine Herkunft der Konglomerate und ihren lithostratigraphischen Leitwert und wies so erstmals einen Bruch am Ostende des Schiener Berges nach, an dem die Nagelfluh von Honisheim um 100 m nach unten versetzt wurde. Zudem vermutete E. Böhndel einen weiteren Bruch in der Längsachse des Untersees.

Von Konstanz ausgehend, beschrieb W. Schmidle in zahlreichen Publikationen hauptsächlich das Quartär und die Landschaftsgeschichte des Bodenseeraums (SCHMIDLE 1906, 1910, 1912a, b, 1914, 1915, 1922, 1926, 1927, 1932, 1942, 1944). Im Jahr 1916 erschien die erste geologische Karte im Massstab 1:25 000, die den östlichsten Teil des Atlasblattes Steckborn-Kreuzlingen abdeckt (SCHMIDLE 1916: Blatt Konstanz). Darin wies W. Schmidle unter anderem auf die Bedeutung der Moränenwälle von Konstanz hin («Konstanzer Schwankung»). SCHMIDLE (1918) lieferte erstmals eine lithologische Gliederung der OSM im Bereich des Überlinger- und des Untersees und sah die Entstehung des Unterseebeckens im Zusammenhang mit einem Grabenbruch. Im Jahr 1911 ereignete sich im Bodenseeraum ein stärkeres Erdbeben mit Schäden im Uferbereich des Untersees, was SCHMIDLE (1932) darin bestärkte, im Untersee mehrere Bruchzonen anzunehmen.

Die von GUTZWILLER (1883) erstmals erwähnte «löchrige Nagelfluh» von Salen-Reutenen interpretierten FRÜH (1910) und GEIGER (1943) als «Älteren» (= Höheren) Deckenschotter. FREI (1912) stellte die Deckenschottervorkommen am Seerücken und Schiener Berg in einer Monographie dar. ENGELI (1904, 1913)

beschrieb die Quellwasserverhältnisse am Seerücken. Eine umfassende Beschreibung der jüngsten Ablagerungen des Bodensees (Seekreide, «Schneggliand», «Kalktuffgerölle», «Furchensteine») geht auf BAUMANN (1911) zurück.

1934 erschien die geologische Karte der Reichenau (ERB & SCHMIDLE 1934b), in der auch der Nordteil des Seerückens zwischen Kreuzlingen und Berlingen erstmals im Masstab 1:25 000 dargestellt wurde. Es folgten die Blätter Überlingen und Mainau (ERB & SCHMIDLE 1934a, ERB 1935). Das südlich an das Atlasblatt Steckborn-Kreuzlingen angrenzende Blatt Frauenfeld des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 erschien 1943 (GEIGER 1943). Aufgrund von petrographischen Untersuchungen und Schwermineralanalysen unterschied E. Geiger in der OSM der Umgebung von Frauenfeld kalkreichen Knauersandstein (reich an Magnetit und Epidot) von kalkarmem Glimmersandstein (reich an Granat).

STAUBER (1937) postulierte erstmals einen zwischen dem oberen und unteren Öhninger Steinbruch parallel zum Untersee verlaufenden Bruch (Versatz ca. 50 m). Nach SEEMANN (1929) lagern die Öhninger Schichten auf dem Tuffschlot von Wangen und sind demnach jünger als der Vulkanismus. Im Bereich der beiden Öhninger Fossilfundstellen steht im Liegenden des Fossilien führenden Süßwasserkalks stets grauer Mergel (Öhninger Mergel) an (z.B. GUTZWILLER 1883, RIETSCHEL et al. 1985). ARMBRUSTER (1951) fasste unter besonderer Würdigung der Öhninger Fossilfundstellen die Landschaftsgeschichte von Bodensee und Hegau zusammen.

In späteren Arbeiten wurde – entgegen der Auffassung BÖHNDELS (1916) – die Nagelfluh von Honisheim wieder als eine stratigraphisch tiefere Lage interpretiert (RUTTE 1951, 1956a, HANTKE 1953, 1954). Die Idee der sedimentären Verdoppelung basierte auf den geologischen Verhältnissen an den Öhninger Fossilfundstellen mit zwei Steinbrüchen, deren Höhenlage um 50 m differiert. Nach RUTTE (1951) wäre demnach am Schiener Berg folgende normale Schichtabfolge anzunehmen (von oben nach unten):

- Obere Sande
- Geröllbänke (640 m ü. NN)
- Obere Öhninger Schichten
- Sandige Zwischenschichten
- Untere Öhninger Schichten
- Geröllbänke (530 m ü. NN)
- Steinbalmensande

HÜBSCHER (1961) gliederte auf Atlasblatt Diessenhofen die OSM am westlichen Schiener Berg analog (von oben nach unten):

- Obere Sande (s. a. RUTTE 1956b)
- Tuffhorizont
- Obere Öhninger Schichten (Mergel)

- Sandige Zwischenschichten
- Untere Öhninger Schichten (Mergel)
- Steinbalmensande

In den Erläuterungen zum Atlasblatt Diessenhofen (HOFMANN & HANTKE 1964) wurde die Molassegliederung am westlichen Schiener Berg den neuen Erkenntnissen angepasst und revidiert. RUTTE (1956b) betonte die fluviatile Bildung der Steinbalmensande. Dieser Deutung schloss sich HOFMANN (1959b) an.

Die Arbeiten von F. Hofmann und U. P. Büchi trugen massgeblich zum Verständnis der Stratigraphie der OSM in der Ostschweiz und den angrenzenden Gebieten bei. HOFMANN (1951) gliederte die OSM im Gebiet zwischen Wil und Bodensee, korrelierte sie mit dem Seerücken und dem Schiener Berg und entwarf ein erstes tektonisches Modell für die Ostschweiz (s.a. SCHUPPLI 1952). F. Hofmann erkannte den Knauersandstein als feinkörniges Äquivalent der Hörnli-Nagelfluh. Basierend auf den Arbeiten von HOFMANN (1951, 1955, 1956b) und BÜCHI (1950) einigten sich F. Hofmann und U. P. Büchi am 4. August 1956 auf folgende Gliederung der OSM im Einflussbereich des Hörnli-Schutfächers («Konvention Büchi-Hofmann» in BÜCHI 1957, s.a. HABICHT 1987) (von oben nach unten):

- Tannenberg-Hörnligipfelschichten
- Konglomeratstufe
- Öhningerzone
- Mittlerer Komplex der OSM
- Basiszone der OSM

PAVONI (1956, 1957, 1958) erkannte die Bedeutung von Leitniveaus zur lithostratigraphischen Gliederung der OSM in der Zürcher Molasse und kritisierte die Unterteilung der OSM nach U. P. Büchi und F. Hofmann (PAVONI 1959).

HOFMANN (1955) beschrieb erstmals die vulkanischen Tuffhorizonte am Seerücken und erläuterte wichtige Erkenntnisse zum Glimmersandstein (Ost-West-Schüttung) sowie zur Tektonik im Unterseegebiet. Der Deckentuff am westlichen Schiener Berg (Herrentisch) wurde stratigraphisch in die basale Konglomeratstufe gestellt und dem Hegau-Vulkanismus (Junkernbühl-Eruption) zugeordnet (HOFMANN 1956a). HOFMANN (1956b) erkannte die Gleichaltrigkeit des Grobsands beziehungsweise Quarzfeinkieses der Ost-West-Schüttung und der Hörnli-Nagelfluhschichten des Schiener Berges. Die Mächtigkeit der Öhningerzone im Verbreitungsgebiet des Hörnli-Schutfächers bis zum Bodensee und Untersee gab BÜCHI (1958) mit ca. 40 m an.

In der Publikation «Vulkanische Tuffhorizonte der Schienerbergeruptionen auf dem thurgauischen Seerücken» fasste HOFMANN (1959a) die Erkenntnisse zur Molassestratigraphie am Schiener Berg und Seerücken zusammen: Die Füllung des Tuffschlotts von Wangen entspricht demnach dem Hohenolber-Deckentuff, der stratigraphisch über der Öhninger Fossilfundstelle des «oberen Bruches»

und unter dem Hörnli-Konglomerat der Bitze liegt. Die Haupteruption des Untersee-Vulkanismus erfolgte somit nach der Bildung der Öhningen-Schichten s. str. Der Lapillituff vom Eichbol entspricht nicht dem Deckentuff vom Birkbol. Letzterer wurde mit dem Deckentuff von Hohenolber korreliert, womit der erstmals von STAUBER (1937) postulierte Öhninger Bruch mit einem Versatz von rund 50 m bestätigt wurde. In den Öhninger Schichten fanden sich ebenfalls vulkanische Tuffe («Tuffniveau D»). Die zum Tuffschlot von Wangen gehörenden vulkanischen Tuffe stehen auch am westlichen Seerücken unmittelbar unter der ersten Nagelfluhbank der Konglomeratstufe an. Der Untersee-Vulkanismus war somit zur Zeit der Ablagerung der Öhningerzone aktiv (S. 40ff., Fig. 5), mit einer Haupttätigkeit (Tuffschlot von Wangen) kurz vor der Schüttung der Hörnli-Nagelfluh. Der Untersee-Vulkanismus soll vor den Deckentufferuptionen des Hegaus (Deckentuff Brand-Herrentisch) stattgefunden haben. Die berühmten Fossilien führenden Öhninger Schichten liegen demnach innerhalb der Öhningerzone sensu BÜCHI (1957). TOBIEN (1971) schlug für die Öhninger Schichten inkl. Öhningerzone die Stufenbezeichnung «Oehningien» (bzw. «Oehningian») vor.

HOFMANN (1960, 1969) fasste die Erkenntnisse über den Glimmersandstein zusammen. Zudem wies er darauf hin, dass am Schiener Berg unmittelbar unter der Hörnli-Nagelfluh eine Grobsand- und Quarzfeinkieschüttung auftritt (HOFMANN 1960).

Die Untersuchungen der SEAG, der Swissgas (Konsortium Untertagespeicher), Thermalwasserbohrungen in Kreuzlingen und Konstanz (Nr. 44, 48) sowie Studien der Nagra lieferten zwischen den 1960er und den 1990er Jahren wichtige Tiefenaufschlüsse und Seismikdaten im Bereich des Seerückens und dessen näherer Umgebung (BÜCHI et al. 1965a, b, 1976, NAEF et al. 1985, 1995). LEU (2003) reinterpretierte alte Seismikdaten im Bereich der Speicherbohrungen am Seerücken und erkannte mehrere Abschiebungen.

1967 und 1968 erscheinen die benachbarten Atlasblätter Andelfingen und Weinfeld (HOFMANN 1967, GEIGER 1968). Vom Wellenberg östlich von Frauenfeld beschrieb HOFMANN (1975) vulkanische Tuffe im Basisbereich der Konglomeratstufe, die aus dem Hegau und dem Unterseegebiet stammen.

1967 wurden die das Kartenblatt Steckborn-Kreuzlingen (teilweise) abdeckenden Übersichtskarten des Landkreises Konstanz (ERB 1967) und des Kantons Zürich (HANTKE 1967) im Massstab 1:50 000 herausgegeben. 1992 erschien die überarbeitete Karte des Landkreises Konstanz als Blatt Hegau und westlicher Bodensee (ERB & SCHREINER 1992) und 1999 die Geologische Übersichtskarte des Kantons Thurgau 1:50 000 (NAEF & MÜLLER 1999).

1973 und 1983 erscheinen erstmals die geologischen Karten Singen und Gottmadingen 1:25 000 mit Erläuterungen (SCHREINER 1973, 1989, ERB & SCHREINER 1983). SCHREINER (1989) fasste die Pflanzen führenden Öhninger Mergel am Nordrand des Schiener Berges (Bohlinger Schlucht), den Grobsand und das Quarzfeinkies der Ost-West-Schüttung, das Deckentuffniveau Brand-Herrentisch

und die Hörnli-Konglomeratlage in den 25–50 m mächtigen Öhninger Schichten zusammen. Diese werden von den Steinbalmensanden unter- und von den Oberen Sanden überlagert. Grobsand und Quarzfeinkies entsprechen den Erolzheimer Sanden Oberschwabens und liegen sowohl unter als auch über dem Deckentuff von Brand-Herrentisch (SCHREINER 1989). Ebenfalls den Schiener Berg betreffen die Kartenblätter Öhningen und Gailingen 1:25 000 mit Beiheft (FREY et al. 2004, SZENKLER 1997a, b).

Folgende Arbeiten über das Quartär des Bodenseeraumes und seiner näheren Umgebung lieferten massgebende Erkenntnisse zur Landschaftsgeschichte: GEIGER (1961, 1969), HANTKE (1962, 1978, 1980, 1991), SCHREINER (1968 b, c, 1991, 1996), MÜLLER (1979, 1996), KELLER & KRAYSS (1980, 1998), KRAYSS & KELLER (1983, 1994, 1996), WINZELER (1991) und GRAF (1993, 2003).

Die Erläuterungen zu Blatt Hegau und westlicher Bodensee (SCHREINER 1992) fassten die geologischen Erkenntnisse im westlichen Bodenseeraum und Hegau mit Stand 1987 vorzüglich zusammen. Darin wurde die Grobsandstufe der Konglomeratstufe gleichgesetzt. A. Schreiner vermutete, dass der Öhninger Mergel in der Bohlinger Schlucht etwas älter als der Süsswasserkalk der Öhninger Fossilfundstellen sei. Die Publikationen von SCHLÄFLI (1999) und BOLLIGER (1999) geben den Wissensstand über die Geologie der Kantone Thurgau und Zürich in leicht verständlicher Weise wieder.

Die Diplomarbeiten von BROSS (1995) und SCHILL (1995) setzen sich mit der Geologie am Nordrand des Schiener Berges auseinander. Mittels geophysikalischer Messungen konnte der Verlauf von vulkanischen Tufflagen auch unter Schuttbedeckung kartiert werden.

Neue Möglichkeiten zur stratigraphischen Gliederung der OSM ergaben sich aus Altersbestimmungen mittels Kleinsäugerzähnen (HÜNERMANN 1981, BOLLIGER 1992, 1994, 1998, KÄLIN 2003). GIERSCH (2004) untersuchte den Fossilinhalt der «Krokodilschichten» in den Steinbalmensanden der Bohlinger Schlucht unterhalb der Schrotzburg im Liegenden des «Oberen Pflanzenlagers» (= Öhninger Mergel). RAHN & SELBEKK (2007) datierten die jüngste OSM zwischen Frauenfeld und Untersee mittels der Spaltspurenmethode an Apatiten aus vulkanischen Tufflagen.

GRAF (2009) erarbeitete eine moderne morpho- und lithostratigraphische Gliederung der Deckenschotter zwischen Bodensee und Klettgau, die auf Atlasblatt Steckborn-Kreuzlingen zur Anwendung kommt.

STRATIGRAPHIE

TERTIÄR

Miozän

Obere Süsswassermolasse

Einleitung

Die am Seerücken aufgeschlossene Obere Süsswassermolasse (OSM) wurde nach BÜCHI (1957), jene am Schiener Berg in Anlehnung an SCHREINER (1989) unterteilt. Bei den Schichtgliedern handelt es sich um informelle lithostratigraphische Einheiten, die zudem mit Namen versehen sind, die nicht den aktuellen Regeln der stratigraphischen Nomenklatur (SALVADOR 1994, REMANE et al. 2005) entsprechen. Der Verständlichkeit halber und mangels besserer Bezeichnungen werden sie hier und in der Kartenlegende verwendet, jedoch in Anführungszeichen («...») gesetzt, mit Ausnahme der Öhningen-Schichten (Begründung s. REMANE et al. 2005). Auf deutscher Seite liessen sich die «Steinbalmensande» und die Öhningen-Schichten sowie die «Grobsandstufe» und die «Oberen Sande» bei den Feldarbeiten nicht sicher und durchgehend voneinander abgrenzen, weshalb sie je zu einer Kartiereinheit zusammengefasst wurden (Fig. 2).

<i>Schiener Berg</i>		<i>Seerücken</i>	
m_{4d}	Glimmersandstein, an der Basis Nagelfluh und Grobsandstein («Grobsandstufe» und «Obere Sande») <p><i>Gesamtmächtigkeit >60–80 m</i></p>	m_{4d}	Mergel, Silt- und Feinsandstein, an der Basis Nagelfluh («Konglomeratstufe») <p><i>Mächtigkeit >130 m</i></p>
m_{4bc}	Glimmersandstein, vereinzelt Grob- und Knauersandstein («Steinbalmensande» und Öhningen-Schichten s.l.) <p><i>Gesamtmächtigkeit ca. 290 m (Nordrand Schiener Berg)</i></p> <p><i>Mächtigkeit Öhningen-Schichten s.l. ca. 10–50 m</i></p>	m_{4c}	Mergel, Silt- und Feinsandstein («Öhningerzone») <p><i>Mächtigkeit ca. 40–50 m</i></p>
		m_{4b}	Glimmersandstein mit Mergel und Knauersandstein («Mittlerer Komplex») <p><i>Mächtigkeit ca. 310 m</i></p>

Fig. 2: Gliederung der im Gebiet von Atlasblatt Steckborn-Kreuzlingen aufgeschlossenen OSM.

Lithologie

Nagelfluh, reich an Kalk- und Dolomitgeröllen (Hörnli-Schüttung)

Geröllzählungen an der Nagelfluh am Schiener Berg und am Seerücken ergaben mittlere Anteile von 74% Kalk- und Dolomit- sowie 2% Kristallingeröllen (SCHREINER 1989, 1992, HOFMANN 2003). Die petrographische Zusammensetzung der Nagelfluh am Seerücken ist in GEIGER (1943) ausführlich beschrieben. Die bis rund 5 m mächtigen Nagelfluhbänke können seitlich in Knauersandstein übergehen und dort nur noch als Geröllschnüre ausgebildet sein (z.B. Zielhang Schiessstand Adelmos, Fruthwilen). Bei den Nagelfluhlagen handelt es sich um Rinnenablagerungen verzweigter und mäandrierender Flüsse.

Knauersandstein (Hörnli-Schüttung)

Die Bezeichnung Knauersandstein stammt von GEIGER (1943). Namengebend sind die brotlaib-, linsen- und hantelförmigen, in seltenen Fällen auch knorrig Säulen bildenden (Fig. 3) so genannten Knauer. Es handelt sich dabei um Konkretionen, das heisst während der Diagenese stärker kalkzementierte Partien im Sandstein, die der Verwitterung besser widerstanden als das umgebende Material.

Der Knauersandstein wittert bräunlich an, ist im frischen Bruch eher dunkelgrau, fühlt sich körnig an und riecht beim Anschlagen mit dem Hammer charakteristisch erdig-bituminös. GEIGER (1943) beschrieb den Knauersandstein als Kalksandstein. HOFMANN (1955) stellte an losem bis wenig verfestigtem Knauersandstein 40–60% karbonatische Körner fest. GEIGER (1943) führte 40–60% Quarz im Knauersandstein an. Die mittlere Korngrösse liegt bei ca. 0,18 mm (HOFMANN 1955). Die schwermineralogische Zusammensetzung des Knauersandsteins weist gegenüber dem Glimmersandstein eine Dominanz von Magnetit und Epidot auf (GEIGER 1943). In Tabelle 1 ist die sedimentpetrographische Zusammensetzung von zwei Knauersandsteinproben wiedergegeben. Typisch für den Knauersandstein ist das Vorherrschen des Epidots gegenüber dem Granat. Beim Glimmersandstein der Ost-West-Schüttung ist es genau umgekehrt.

Knauersandstein ist das feinkörnige Äquivalent der Hörnli-Nagelfluh (HOFMANN 1951). Die einzelnen Knauersandsteinbänke sind von 1 bis über 5 m mächtig, weisen eine erosive Basis auf und führen oft aufgearbeitete Mergelgallen und Schalenreste von Muscheln und Schnecken. Es handelt sich um Flussrinnenablagerungen, zum Teil auch um Füllungen von Durchbruchsrinnen durch Uferwälle. Übereinander gestapelte, amalgamierte Knauersandsteinlagen bilden bis 10 m mächtige Bänke (z.B. Almänd, Chastelerbach oberhalb von Tägerwilen, ab ca. 510 m ü. M.).

Aus dem Felsverband gelöste Knauer findet man häufig als Gerölle in den Bachtobeln.

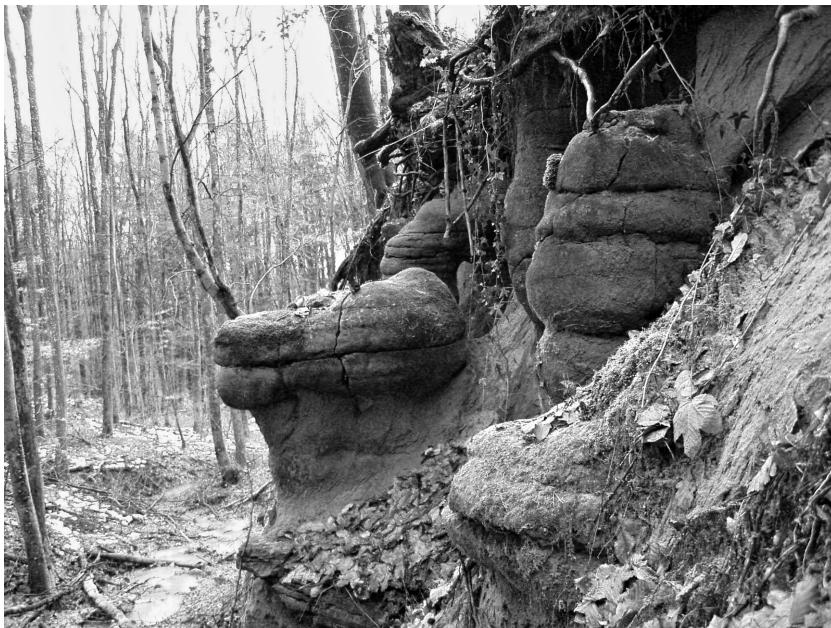


Fig. 3: Knauersandstein mit den namengebenden, aus dem Gesteinsverband herauswitternden Knauern (Konkretionen). «Konglomeratstufe», oberstes Oortobel N Berlingen, 650 m ü. M. Bildhöhe im Vordergrund ca. 2 m. Photo A. Zaugg 2008.

Glimmersandstein (Ost-West-Schüttung)

GUTZWILLER (1883) erwähnte erstmals glimmerreichen, hellgrauen bis weissen, schwach verfestigten Sandstein in der Molasse am Nordfuss des Seerückens. EBERLI (1900) wies auf glimmerhaltigen Sandstein im unteren Drittel des Seerückens hin und nannte als typische Lokalität den Wiisse Felse zwischen Steckborn und Berlingen. BÖHNDEL (1916) beschrieb die petrographische Zusammensetzung von «Sanden» mit Quarz, Hellglimmer, zum Teil grünem Biotit, grünem «Ölquarzit» (= Ophiolith), rotem Hornstein und kaolinitisierten weissen Feldspäten sowie einem geringen Karbonatgehalt. SCHMIDLE (1918) erwähnte erstmals Steinbalmensande, den deutschen Begriff für Glimmersande. Mit dem Begriff Balm wird der geschützte Raum unter einem Felsvorsprung bezeichnet (z. B. VON GREYERZ & BIETENHARD 1988, HUG & WEIBEL 2003); Balmen treten im Glim-

mersandstein dort auf, wo weichere Felspartien unterhalb von diagenetisch stärker zementierten Bereichen (Konkretionen) zurückwittern.

Die Ansprache des Glimmersandsteins im Gelände ist meist eindeutig. Charakteristisch ist neben dem erhöhten Glimmeranteil die generell grausilbrige bis weisse, bei Verwitterung hellbeige bis braune Färbung. Ausser in stark verkitteten Partien ist der Glimmersandstein mit dem Hammer oder einem Messer leicht ritzbar. Der dabei abgelöste Sand fühlt sich beim Zerreiben zwischen den Fingern samtig an, im Gegensatz zur körnigen Ausbildung des Knauersandsteins.

Die petrographische Zusammensetzung des Glimmersandsteins wird in GEIGER (1943) und besonders in HOFMANN (1960) ausführlich beschrieben. Die mittlere Korngrösse liegt meistens knapp unter 0,2 mm (HOFMANN 1960). Der Anteil des Glimmers übersteigt selten 2 Gew.-% (HOFMANN 1960). Glimmer (Hellglimmer, z.T. grünlicher, ausgebleichter Biotit und Chlorit) findet sich bevorzugt in Schrägschichtungssets angereichert. Die Hauptkomponenten des Glimmersandsteins sind Quarz (ca. 60–70%), Quarzit (ca. 20–25%), Feldspat (8–10%) und Gesteinsbruchstücke (2–5%). Der Karbonatgehalt ist gering; er liegt zwischen 2 und 15% (im Mittel rund 10%). Das Kalk/Dolomit-Verhältnis beträgt ca. 1:5 (HOFMANN 1960). In Tabelle 1 sind sedimentpetrographische Analysen von drei Glimmersandsteinen dargestellt.

Der Schwermineralanteil ist mit 1–2 Gew.-% relativ hoch, typischerweise herrscht Granat gegenüber dem Epidot vor. Im Glimmersandstein über der «Grob-sand-» bzw. «Konglomeratstufe» (= «A-Grenze», LEMCKE et al. 1953) findet eine deutliche Abnahme des Granatgehaltes zugunsten von Epidot statt (HOFMANN 1960). SCHREINER (1992) nennt die folgenden, stratigraphisch charakteristischen Schwermineralverhältnisse im Glimmersand der Ost-West-Schüttung:

- Über der «A-Grenze» («Obere Sande») Granat : Epidot = 2 : 1
- In der «A-Grenze» («Grob-sandstufe») Granat : Epidot = 8 : 1
- Unter der «A-Grenze» («Steinbalmensande») Granat : Epidot = 7 : 1

Vergleichbare Resultate finden sich in HOFMANN (1960), hingegen lassen die Analysen von HOFMANN (2003) diesen Trend nicht erkennen. Der Glimmersand der «Oberen Sande» am Schiener Berg stammt ebenfalls aus der Ost-West-Schüttung. Er weist gemäss SCHREINER (1989) – im Gegensatz zum Glimmersand der liegenden «Steinbalmensande» – häufig herauswitternde, stärker kalkzementierte Leisten auf und führt keinen Grobsand mehr.

Die Glimmersandsteinbänke sind immer mehrere Meter mächtig und können bis 30 m hohe Felswände aufbauen (z.B. Schwiizerland, Wiisse Felse). Verbreitet treten fluviatile Kreuz- und Schrägschichtung, zum Teil Wulstschichtung (?Entwässerungsstrukturen) auf. Die aus dem Glimmersandstein herauswitternden Konkretionen (Fig. 4) zeigen wegen der eingeregelteten Glimmerplättchen oft eine «gneisartige» Textur und unterscheiden sich so von den eher homogen-massigen Knauern des Knauersandsteins.



Fig. 4: Glimmersandstein mit Konkretion. «Konglomeratstufe», Grube Helsighausen, 620 m ü. M.
Photo A. Zaugg 2008.

Im Glimmersandstein sind häufig Felsenkeller angelegt (z. B. zwischen Steckborn und Berlingen, Keller unter der Kirche Luisenberg bei Mannenbach, Käsekeller in Ermatingen, Fasnachtskeller in Tägerwilten, Gaienhofen gegenüber der historischen Gemeindewaage). Trotz seines geringen Zementierungsgrades ist der Glimmersandstein recht standfest. Probleme bieten Mergellagen, die in Felsenkellern zu Firneinstürzen führen können.

Mischtyp Knauersandstein / Glimmersandstein

In einigen Fällen war bei den Kartierarbeiten die Ansprache als Glimmersandstein oder Knauersandstein nicht eindeutig möglich. HOFMANN (1955) beschrieb aufgrund von sedimentpetrographischen Untersuchungen einen so genannten Mischtyp aus Knauer- und Glimmersandstein. Es gibt glimmerhaltigen

Tabelle 1: *Sedimentpetrographische Zusammensetzung von Knauer- und Glimmersandstein im Kartengebiet; alle Fraktionen 0,02–0,3 mm (aus HOFMANN 2003).*

Lithologie	Knauersandstein		Glimmersandstein		
Lokalität					
	Hardtobel, WSW Glarisegg	Tägermoos, S Steckborn	Nöschthorn, ENE Steckborn	Wangen, Hohlweg	Helsighausen, Sandgrube
Molasseeinheit (Kürzel)	m _{4b}	m _{4c}	m _{4b}	m _{4bc}	m _{4d}
m ü. M. / ü. NN	430	550	400	480	620
<i>Karbonatkörner</i>	<i>Gewichts-%</i>				
Kalk	30	22	8	+	10
Dolomit	10	13	2	5	14
<i>Silikatische Mineralkörner</i>	<i>Kornzahl-%</i>				
Monokristalline Körner	34	13	60	63	51
Polykristalline Körner	37	30	27	31	42
Gesteinsbruchstücke	29	23	13	6	7
<i>Schwermineralkörner transparent ¹⁾</i>	<i>Kornzahl-%</i>				
Granat	29	38	85	85	86
Epidot	88	40	36	33	19
Zoisit	+	1	3	4	+
Staurolith	3	40	47	63	43
Disthen	+	+	9	4	11
Apatit	2	2	6	+	8
Zirkon	-	4	-	+	5
Rutil	-	2	8	13	14
Titanit	1	-	+	+	-
Turmalin	2	2	2	4	-
Topas	-	+	-	-	-
Hornblende grün	5	6	-	2	-
Hornblende braun	-	-	-	-	-
Hornblende blau	-	-	+	-	-
Aktinolith	+	-	-	-	-
Pyroxen	-	+	-	-	-
<i>Nicht transparente schwere Körner</i>	<i>% aller Schwerminerale</i>				
Erz ohne Magnetit	6	6	5	8	5
Schwere Gesteinsbruchstücke	45	25	5	9	7

¹⁾ Granat in % der transparenten Schwermineralkörner, übrige in % der transparenten Schwermineralkörner ohne Granat.

Sandstein, der im Feld nicht immer zweifelsohne als Glimmersandstein, aber auch nicht sicher als Knauersandstein angesprochen werden kann. Solche Mischtypen treten beispielsweise an folgenden Stellen auf:

- Im Weiertobel ca. 300 m SW Ruine Neuburg, unmittelbar über Wanderweg, 500 m ü. M.
- Zwischen Wishoo und Buchs (oberes Wildbachtobel, SW Berlingen), ca. 600 m ü. M.
- An der Strasse Steckborn – Pfyn, ca. 510 m ü. M.
- 200 m W und 350 m NW Dietehuse, ca. 520–530 m ü. M.
- Im oberen Schienerbachtobel, ca. 250 m N Kreuzhof, ca. 550 m ü. NN

Grobsandstein, Quarzfeinkonglomerat (Ost-West-Schüttung)

Grobsandstein und Quarzfeinkonglomerat (in der Literatur meist – inkorrekt – Grobsand und Quarzfeinkies genannt) entsprechen den Erolzheimer Sanden (DOPPLER 1989, SCHREINER 1992). Sie treten nur am Schiener Berg auf und finden sich sowohl unter- als auch oberhalb der Nagelfluh der Hörnli-Schüttung. Es handelt sich um Glimmersandstein, der nach SCHREINER (1989) bis 40% Quarzgrobsand und zum Teil auch Quarzgerölle in Kiesfraktion enthält. Der Grobsandstein ist oft schräg geschichtet und erscheint aufgrund des erhöhten Quarzgehaltes splittartig, rau und körnig und wittert rostig-hellbraun an. Grössere Quarzkomponenten können eine polierte Oberfläche aufweisen. Die Grobsandsteinlagen keilen lateral über kurze Distanz aus und gehen in normalen Glimmersandstein über. Glimmersandstein im Niveau der Grobsandsteinvorkommen weist vereinzelt eingestreuten Quarzfeinkies auf. Grobsandstein und Quarzfeinkonglomerat stellen Flussrinnenablagerungen dar.

«Krokodilschichten»

Dieser Begriff geht auf RUTTE (1956a) zurück. Es handelt sich dabei um lagige bis linsenförmige Aufarbeitungshorizonte (Channel Lags, BOLLIGER 1994) innerhalb der «Steinbalmensande», die intraformationelle Mergelgallen und -bruchstücke, oft auch Schalen- und Knochenreste führen. In der Bohlinger Schlucht führen mehrere «Krokodilschichten» eine reichhaltige Fauna und Flora (GIERSCH 2004), unter anderem wurden zahlreiche Reste der namensgebenden Krokodilier gefunden. An der Sandsteinrippe oberhalb des Hohlwegs NNE von Wangen trifft man diese Aufarbeitungslagen ebenfalls an (GEYER et al. 2003), ebenso ist im Glimmersandstein der ehemaligen Sandgrube Hoora bei Wäldi (gut 1 km ESE Helsinghausen) eine «Krokodilschicht» aufgeschlossen, die neben aufgearbeiteten Molassemergelbruchstücken und Kalkkonkretionen zahlreiche eingestreute, auffallend kantengerundete Gerölle bis maximal 20 mm Durchmesser führt. Diese setzen sich wie folgt zusammen: 22% Kristallin (Gneise, Granite, Porphyre), 27% Gangquarze, 24% (kieselige) Kalke und 27% quarzreiche Sandsteine. BOLLIGER (1994) erwähnt eine Grobsandsteinlage mit Knauern an der Basis der untersten Glimmersandsteinbank in der Sandgrube Helsinghausen.

Mergel, Schlamm- und Siltstein

Es handelt sich bei diesen Gesteinen um typische Mischgesteine aus den Hauptkomponenten Ton, Silt und Karbonat, teilweise mit Beimengungen von Sand und organischer Substanz. Die Mischungsverhältnisse sind sehr variabel, entsprechend schwierig gestaltet sich die exakte Ansprache der Gesteine im Feld. Charakteristische Vertreter der zahlreichen möglichen Gesteinstypen sind:

- Toniger Mergel, weich, grau bis grünlich, bläulich
- Kohliger Mergel, weich, dunkelgrau bis schwarz, führt oft bräunliche Schneckenresten
- Kalkmergel bis Mergelkalk, hart, oft bunte Färbung, beige, grün, grau, rötlich
- Siltstein, hart, beige bis grau, braun

Bei den herkömmlich als Mergel beschriebenen Gesteinen dürfte es sich zumindest teilweise um Schlammstein (Mudstone), das heisst stark tonigen Siltstein, handeln. Die Mergellagen und Siltsteinbänke sind oft nur dezimeterdick, können jedoch übereinander gestapelt mehrere Meter mächtige feinkörnige Abschnitte bilden, die zusammengefasst als Mergel kartiert wurden. Bei den feinkörnigeren Lithologien handelt es sich um Sedimente einer zum Teil sumpfigen Überschwemmungsebene ausserhalb der Flussrinnen, in denen Nagelfluh, Knauer- und Glimmersandstein abgelagert wurde. Die Siltsteine stellen auch Durchbruchsfächerablagerungen dar.

Öhningen-Mergel

Der Öhningen-Mergel ($m_{m\delta}$) tritt lokal am Schiener Berg auf. Es handelt sich um grauen bis graublauen, fein geschichteten bis gebänderten, Pflanzenreste führenden tonig-siltigen Mergel, der als limnisches Sediment oder Stillwasserablagerung in einem Altwasserlauf interpretiert wird (z.B. GUTZWILLER 1883, RUTTE 1956a, RIETSCHER et al. 1985).

Pedogener Krustenkalk, Süsswasserkalk

Der Anteil der Kalkbänke am gesamten Schichtstapel der OSM liegt unter 1%. HOFMANN (1993) unterschied fossilereen, pedogenen Krustenkalk («Wetterkalk») und Süsswasserkalk (fossile Seekreide; auch «Stinkkalk» genannt). Der hellgraue, zum Teil weiss-beige kompakte mikritische pedogene Krustenkalk führt zum Teil etwas Silt und Sand. Er bildet teils eben begrenzte, teils knorrig-knollige Bänke von bis zu 1,5 m Mächtigkeit. Der Süsswasserkalk ist hellgrau bis beige, mikritisch, zum Teil feinkrümelig und tritt meistens in zentimeterdicken Lagen auf (max. 20 cm). Er führt häufig Schnecken- oder Muschelschalen und weist einen erhöhten Anteil an organischem Material auf. Beim Anschlagen mit dem Hammer entweicht deshalb am frischen Bruch ein bituminöser Geruch. Süsswasserkalk tritt im Schichtverband oft zusammen mit kohligen Mergel oder Kohlelagen auf.

Am Seerücken wurden 34 Kalkaufschlüsse festgestellt (von denen nur die grössten in der Karte dargestellt sind). Davon sind 28 pedogene Krustenkalke und 6 Süsswasserkalke. 26 Kalkaufschlüsse liegen innerhalb des «Mittleren Komplexes», 5 in der «Öhningerzone» und 3 in der «Konglomeratstufe». Unter Berücksichtigung der aufgeschlossenen Schichtmächtigkeiten sind am Seerücken im oberen Bereich des «Mittleren Komplexes» Kalkbildungen (vorwiegend pedogener Krustenkalk) mehr als doppelt so häufig wie in der «Öhningerzone» oder in der «Konglomeratstufe». Am Schiener Berg konnten kein pedogener Krustenkalk kartiert werden und nur eine einzige Süsswasserkalkbank beim Schlossbühl (Koord. 712.420/283.650/610). HOFMANN (1955) beschrieb vom Gebiet des westlichen Seerückens eine 10–20 cm mächtige Süsswasserkalkbank, die einen lokalen Leitwert hat. Diese Kalkbank befindet sich im Hardtobel oberhalb von Glarisegg lateral neben einer Knauersandsteinbank, welche die Basis der «Öhningerzone» weiter östlich definiert.

Öhningen-Süsswasserkalk

Der nur lokal auftretende limnische Öhningen-Süsswasserkalk ($m_{k\ddot{o}}$) führt eine vielfältige Flora und Fauna (475 Pflanzen- und 922 Tierarten, siehe z. B. STAUBER 1939); er stellt somit eine für das Kartengebiet und seine weitere Umgebung einzigartige Bildung dar. Die Verbreitung des heute nirgends mehr gut aufgeschlossenen Öhningen-Süsswasserkalkes beschränkt sich auf die nähere Umgebung der beiden ehemaligen Kalksteinbrüche (RUTTE 1951). Im «oberen Bruch» lagern über dem Öhningen-Mergel rund 5 m Fossilien führender Mergelkalk, Kalkmergel und darüber 3 m gut geschichteter, weisser bis hellbeiger plattig bis blättrig brechender Süsswasserkalk mit Ton- und Vulkantuffzwischenlagen (RIETSCHEL et al. 1985). Auf den Schichtflächen finden sich oft kohlige Pflanzenhäcksel.

Kohle

Im Glimmersandstein finden sich oft kohlige Einlagerungen, die einen rostig-braunen Saum aufweisen. Es handelt sich dabei um fossiles Holz. Entsprechende Stellen sind in der Karte zum Teil als Pflanzenfundstellen vermerkt. Im Anderbachtobel (SSW Ermatingen, Koord. 724.570/278.870) steht im obersten Bereich des «Mittleren Komplexes» auf Kote 520 m ü. M. ein ca. 20 cm mächtiges Kohleflöz über einem kohligem Mergel an. Ein maximal 60 cm mächtiges Kohleflöz wurde beim Bau des Girsbergtunnels auf ca. 480 m ü. M. durchfahren und beim Nordportal der Untertagbaustrecke (Brunegg) auf 430 m ü. M. (in Vergesellschaftung mit Süsswasserkalken) freigelegt. Diese beiden und weitere, geringmächtige Kohlebänder im Girsbergtunnel liegen im obersten Abschnitt des «Mittleren Komplexes». In Tiefbohrungen im Seerücken wurden auch im tieferen Teil der OSM dünne Kohlehorizonte angetroffen (S. 106, 109). Alle Abbauversuche von Molassekohle (Braunkohle, Pechkohle) am Schiener Berg und Seerücken blieben

erfolglos (S. 92f.). Die Suche nach Kohlevorkommen in der OSM geht ins 19. Jahrhundert zurück (BÜRGI 1857, ENGELI 1892, EBERLI 1896, 1900, 1904, FAUTZ 1966, HOFMANN 1955, 1997a).

Lithostratigraphie

Im Gebiet von Atlasblatt Steckborn-Kreuzlingen kann der Nagelfluh der Hörnli-Schüttung an der Basis der «Konglomerat-» und der «Grobsandstufe» aufgrund von Feldbefunden ein lithostratigraphischer¹⁾ Leitwert innerhalb der OSM zugeschrieben werden. Am Seerücken wurde analog zu BÜCHI (1957) unterhalb der «Konglomeratstufe» die rund 40–50 m mächtige «Öhningerzone» ausgeschieden. Am westlichen Seerücken wird diese an einer dünnen Süsswasserkalkbank, die gegen Osten lateral durch eine erstaunlich persistente Knauersandsteinbank abgelöst wird, vom liegenden «Mittleren Komplex» abgegrenzt. Die Öhningen-Schichten s.l. kommen nur am Schiener Berg und dort auch nur lokal vor. Sie befinden sich im obersten Bereich der «Steinbalmensande» in ungefähr analoger stratigraphischer Position wie die «Öhningerzone» am Seerücken. «Mittlerer Komplex» und «Öhningerzone» sind das lithostratigraphische Äquivalent der «Steinbalmensande» (inkl. Öhningen-Schichten s.l.), die «Konglomeratstufe» das Äquivalent von «Grobsandstufe» und «Oberen Sanden» (Fig. 2, 5). Da die Korrelation über den Untersee mit einer gewissen Unschärfe behaftet ist, erfolgt die Beschreibung der OSM-Abfolge geographisch getrennt und unter Verwendung der «traditionellen» Namen.

In allen Tiefbohrungen am Seerücken treten in den tieferen Partien der OSM keine Konglomeratlagen auf. In den Tiefbohrungen waren innerhalb der OSM auch keine Leithorizonte (Bentonite, Malmkalk-Blockhorizont, «Appenzellergranit»-Niveau) nachweisbar (Literatur zu Leithorizonten in der OSM: PAVONI 1956, 1957, HOFMANN et al. 1975, BÜRGISSER 1980, PAVONI & SCHINDLER 1981, GUBLER et al. 1992, HOFMANN & HOFMANN 1992, BOLLIGER 1992, 1998, KÄLIN 2003, RAHN & SELBEKK 2007, CSD AG 2007, ZAUGG et al. 2007, WYSSLING 2008, KÄLIN & KEMPF, in Vorb.).

Schiener Berg

m_{4bc} **Glimmersandstein, vereinzelt Grob- und Knauersandstein**
(«Steinbalmensande» und Öhningen-Schichten s.l.)

Untergrenze

Im Kartengebiet nicht aufgeschlossen.

¹⁾ D.h. zeitunabhängiger

Obergrenze

Der Fund des Brand-Herrentisch-Deckentuffs (τ_{DB}) im Stieg (ca. 650 m NW Honisheim) unmittelbar im Liegenden einer Lage aus Hörnli-Geröllen führt zu einer gegenüber SCHREINER (1989) leicht veränderten Grenzziehung zwischen den «Steinbalmensanden» und der hangenden «Grobsandstufe». Der Brand-Herrentisch-Deckentuff definiert neu die Obergrenze der «Steinbalmensande». Im Kartengebiet ist er an zwei Stellen am Schiener Berg aufgeschlossen:

- Im Brand im Steilhang des nördlichen Schiener Berges auf ca. 625 m ü. NN (ca. 5 m mächtig, von sandig-lehmigem Schutt bedeckt)
- In einem Steilhang im Stieg in der tektonisch um rund 80–100 m abgesenkten Molasse-scholle auf 530 m ü. NN unmittelbar im Liegenden der Hörnli-Gerölllage (ca. 2 m mächtig, von Hangschutt bedeckt)

Demnach treten Grobsandstein und Quarzfeinkonglomerat auch im oberen Abschnitt der «Steinbalmensande» auf.

Aufbau der Kartiereinheit m_{4bc}

Am Schiener Berg schaltet sich im Dach der vorwiegend aus Glimmersandstein bestehenden «Steinbalmensande» lokal die Fazies der Öhningen-Schichten ein. Die Öhningen-Schichten sensu stricto bestehen aus dem Öhningen-Süswasserkalk ($m_{k\ddot{o}}$) und dem Öhningen-Mergel ($m_{m\ddot{o}}$) und sind im Gebiet oberes Wangener Tobel–Ziegelhof–Ober-Salen mit Deckentuff (Deckentuff i. Allg., τ_D) vergesellschaftet. Zusammen mit dem Eichbol-Deckentuff (τ_{DE}) im Liegenden und dem Hohenolber-Deckentuff (τ_{DH}) im Hangenden (HOFMANN 1959a) bilden sie die Öhningen-Schichten sensu lato (Fig. 5). Die Öhningen-Schichten s.l. lagern unterhalb der «Grobsandstufe» und befinden sich so in vergleichbarer lithostratigraphischer Position wie die «Öhningerzone» (m_{4c}) am Seerücken (Fig. 5). Wo keine Öhningen-Schichten s.l. vorliegen, sind in der Regel nur Glimmersandstein und vereinzelte Mergellagen ausgewiesen, das heisst die für die «Steinbalmensande» typische Abfolge.

Da die Öhningen-Schichten nur örtlich auftreten und sich im Feld nur schlecht von den «Steinbalmensanden» abgrenzen lassen, wurden die beiden Einheiten zur Kartiereinheit m_{4bc} zusammengefasst.

«Steinbalmensande»

Die «Steinbalmensande» sind die mit Abstand bedeutendste Kartiereinheit im Bereich des Schiener Berges. Die in Bohrungen erschlossene Gesamtmächtigkeit beträgt ca. 290 m. Der «Haldenhofmergel» im Liegenden ist im Bereich des Schiener Berges nicht aufgeschlossen.

Eingeschaltet in den Glimmersandstein finden sich neben zentimetergrossen Mergelklasten auch Mergelbänder (z.B. oberhalb von Kattenhorn oder über dem Wasserfall am unteren Ende des Wangener Tobels) sowie Geröll- und Grobsand-

steinlagen, die zum Teil rinnenförmig eingetieft sind und Fossilien führen («Krokdiltschichten»). Manche dieser Einschaltungen sind über Teilbereiche des Arbeitsgebietes verfolgbar. Auch kohlige Einschaltungen treten gelegentlich auf.

In Bohrungen zeigt sich häufig eine grössere Verbreitung der Mergelzwischenlagen, während nur wenige brauchbare Übertageaufschlüsse von Mergel vorkommen. Im Gelände können diese Zwischenlagen aber morphologisch und infolge von Vernässungen im Gelände als solche erkannt werden (vgl. SCHREINER 1989).

In der Abfolge der Steinbalmensande treten einzelne Bänke von Knauersandstein (Hörnli-Schüttung) auf. Nachfolgend sind einige wichtige Knauersandsteinaufschlüsse in den «Steinbalmensanden» am Schiener Berg aufgelistet:

- Wittwisried (Brand), Koord. 708.270/284.850/ca. 595, nördlichstes Vorkommen von Knauersandstein
- Schiener Bach, Koord. 708.680/282.180/505, westlichstes Vorkommen von Knauersandstein
- Schlosshölzle (N Kattenhorn), Koord. 710.700/279.880/480, Knauersandstein bildet markante Geländekante
- Bach NE Bitze, Koord. 712.545/282.700/600 u. 625, zwei Knauersandsteinhorizonte im Bachbett neben Rutschhang
- E Häge, Koord. 712.640/281.760/530, gut zugänglicher Aufschluss neben Forststrasse
- Stieg (NW Honisheim), Koord. 713.520/283.400/515, wichtiger Aufschluss im Liegenden von Grobsandstein, Deckentuff- und Hörnli-Gerölllage
- Ehem. Kloster Grünenberg, Koord. 713.400/283.800/500, Knauersandstein bildet Hügelkuppe
- Aspe (SW Balesheim), Koord. 714.730/283.160/480, östlichstes Vorkommen von Knauersandstein

Grobsandstein unmittelbar im Liegenden der Hörnli-Nagelfluh ist am Schiener Berg an folgenden Stellen aufgeschlossen:

- S Eichen (HOFMANN 1960), Koord. 708.265/281.665/580
- Brand (SCHREINER 1989, BROSS 1995), Koord. 707.865/284.715/610
- Oberhalb Pfeffing (N Schrotzburg), Koord. 709.550/284.800/605
- Stieg (NW Honisheim), Koord. 713.500/283.380/520

Öhningen-Schichten s.l.

Figur 5 zeigt die Korrelation zwischen den Öhningen-Schichten am Schiener Berg und der «Öhningerzone» am Seerücken.

Abgesehen vom Öhningen-Mergel (Beschreibung S. 24), der auch in der Bohlinger Schlucht auftritt, sind die Öhningen-Schichten s.str. nur auf der Südseite des Schiener Berges um den Hügel Salen, bei Ober- und Unter-Salen, beim Ziegelhof und im obersten Wangener Tobel in einem Gebiet von maximal 1,5 km auf 1,5 km verbreitet (RUTTE 1951, 1956a). Die Aufschlussverhältnisse sind schlecht. Auf der Karte ist das Verbreitungsgebiet des Öhningen-Süsswasserkalks (Beschreibung S. 25) und damit der eigentlichen Öhningen-Schichten s.str. aufgrund von Literaturangaben (RUTTE 1956a) und anhand von aktuellen Streufunden auf den

<i>N</i>	<i>Schiener Berg</i>		<i>S</i>	<i>Seerücken</i>
«Grobsandstufe» und «Obere Sande»			«Konglomeratstufe»	
Brand-Herrentisch-Deckentuff	?		Seerücken-Deckentuff	
«Steinbalmensande»	Tuffschlot von Wangen		«Steinbalmensande»	«Öhningerzone»
		Hohenolber-Deckentuff		
		Öhningen-Süsswasserkk.		
		Deckentuff i. Allg.		
		Öhningen-Mergel		
Öhningen-Mgl.		Öhningen-Schichten s.I.		
		Eichbol-Deckentuff		«Mittlerer Komplex»

Fig. 5: Korrelation zwischen Öhningen-Schichten s.I. und «Öhningerzone» sowie Abfolge der Deckentuffe im Gebiet von Atlasblatt Steckborn-Kreuzlingen. Nichtmassstäbliches räumliches Schema.

Äckern zusammenfassend dargestellt. Im Bereich des «oberen Bruches» (Ober-Salen) existieren noch zwei kleine Aufschlüsse von anstehendem Öhningen-Süsswasserkalk. Im Gebiet des «unteren Bruches» (Ziegelhof) befindet sich im Wald unterhalb der Strasse Wangen-Salen am Fuss der Böschung ein kleiner Aufschluss von Öhningen-Süsswasserkalk, in den eine Knauer sandsteinbank eingelagert ist.

Der Öhningen-Mergel ist an folgenden Stellen aufgeschlossen:

- Im Bachbett unterhalb des Ziegelhofs, zuoberst im Wangener Tobel (Koord. 711.720/281.020/535), topographisch – nicht stratigraphisch – über dem Tuffschlot von Wangen: fein geschichteter bis gebänderter, tonig-siltiger grauer bis blaugrauer Mergel
- Oberhalb des «oberen Bruches» (Koord. 711.620/281.800/590). In dem nordwestlich des Aufschlusses gelegenen Hang liegt eine Rutschmasse, die wohl wegen der Verbreitung des Öhningen-Mergels (= Gleithorizont) in schwacher Bewegung ist. Der Mergel liegt hier über dem Öhningen-Süsswasserkalk
- In der Bohlinger Schlucht (Koord. 709.250/284.700/585), mit vielen Pflanzenresten (HANTKE 1954, NÖTZOLD 1957, TOBIEN 1971)

Die Höhenlage der Basis der «Grobsandstufe» kann im Bereich der Bohlinger Schlucht auf rund 620–630 m ü.NN angenommen werden. Im Gebiet Ober-Salen (Hohenolber) lagert die Nagelfluh der Hörnli-Schüttung auf 635 m ü.NN

Daraus folgt, dass sich der Öhningen-Mergel in der Bohlinger Schlucht im gleichen stratigraphischen Niveau wie die Öhningen-Schichten s.str. im Gebiet von Ober-Salen befindet.

Die Öhningen-Schichten s.str. im «unteren Bruch» beim Ziegelhof und im «oberen Bruch» nördlich von Ober-Salen stellen gleichaltrige Bildungen dar. Sie sind durch die WSW-ENE streichende Salen-Störung vertikal um ca. 50 m gegeneinander versetzt (STAUBER 1937, HOFMANN 1959a).

Die in die Öhningen-Schichten s.l. eingelagerten Vulkanite werden im entsprechenden Kapitel (S. 40ff.) beschrieben.

m_{4d} Glimmersandstein, an der Basis Nagelfluh und Grobsandstein
(«Grobsandstufe» und «Obere Sande»)

Untergrenze

Die Untergrenze der «Grobsandstufe» wurde neu durch die Basis der ersten Konglomeratlage der Hörnli-Schüttung definiert. Diese Groblagen können lateral auskeilen und in Knauersandstein übergehen. Grobsandstein und Quarzfeinkonglomerat der Ost-West-Schüttung treten sowohl unter- als auch oberhalb der Hörnli-Nagelfluh auf (HOFMANN 1956a, b, 1959b, 1960, SCHILL 1995). Es besteht also eine geringe Abweichung zur ursprünglichen Definition der «Grobsandstufe» von SCHREINER (1989), der den gesamten Verzahnungsbereich von Grobsandstein und Hörnli-Gerölllagen und die Einschaltungen von Deckentuff am Herrentisch und im Brand als «Grobsandstufe» zusammenfasste.

Im Brand fehlt die Nagelfluh der Hörnli-Schüttung; es ist dort nur der Brand-Herrentisch-Deckentuff ausgebildet. Hier wurde die Basis der «Grobsandstufe» an die Obergrenze der Deckentufflage gelegt. Nach SCHREINER (1989) ist derselbe Deckentuff am Herrentisch 17 m mächtig und wird ausserhalb des Kartengebietes durch Hörnli-Nagelfluh unterbrochen. BROSS (1995) fand bei Maria Tann eine Nagelfluhlage der Hörnli-Schüttung deutlich über dem mittels geophysikalischer Methode (magnetische Suszeptibilität) kartierten Brand-Herrentisch-Deckentuff.

Obergrenze

Fehlt infolge Erosion.

Beschreibung

Hauptlithologie der Einheit m_{4d} am Schiener Berg ist der Glimmersandstein («Obere Sande»). Vereinzelt treten im basalen Bereich Grobsandstein- und Quarzfeinkonglomeratlagen auf («Grobsandstufe»).

Die jüngste Glimmersandschüttung im Bereich des Schiener Berges setzt mit Grobsandstein- und Quarzfeinkonglomeratlagen ein und verzahnt sich mit einer Konglomeratlage der Hörnli-Schüttung. Diese Hörnli-Gerölllage wird im Raum

Honisheim und beim Himmelreich bis über 5 m mächtig. BÖHNDEL (1916) schloss aus der Mächtigkeitsabnahme der Hörnli-Nagelfluh vom Seerücken zum Schiener Berg auf eine alpine Herkunft des Materials. TANNER (1944), HOFMANN (1951, 1956a, 1959b), BÜCHI (1957), BÜRGISSER (1980) und SCHREINER (1992) erkannten die Nagelfluhschichten am Schiener Berg als nördlichste Ausläufer der Hörnli-Schüttung.

Das Vorhandensein von Hörnli-Geröllen in Bohrungen südlich von Weiler (SCHREINER 1989, 1992) erlaubt die Zuordnung des oberflächlich anstehenden Glimmersandsteins östlich der Letzbühl-Störung im Raum Weiler-Horn zu den «Oberen Sanden».

Die Nagelfluh der Hörnli-Schüttung bildet im Gebiet Himmelreich-Eichen eine markante Geländekante. Sie ist dort teilweise ausserordentlich grobkörnig und wegen des hohen Anteils an Kalk- und Dolomitgeröllen schlecht von den (Tieferen) Deckenschottern unterscheidbar. Allerdings unterscheidet sich die Hörnli-Nagelfluh von quartären Schottern durch das Vorhandensein von Drucklösungsmarken. In der kleinen Kiesgrube südlich von Eichen ist der Molassecharakter der Hörnli-Nagelfluh eindeutig erkennbar.

Grobsandstein der «Grobsandstufe» ist am Schiener Berg an folgenden Stellen gut aufgeschlossen:

- Breitloh (W Schienen), Koord. 708.920/283.270/645
- Bitzefelsen, Koord. 712.290/282.560/660
- Worbelberg, Koord. 712.700/284.340/555

Seerücken

m_{4b} Glimmersandstein mit Mergel und Knauersandstein («Mittlerer Komplex»)

Untergrenze

Im Kartengebiet nicht aufgeschlossen.

Obergrenze

Siehe Untergrenze von Einheit **m_{4c}** («Öhningerzone»).

Beschreibung

Am Seerücken treten in der Einheit **m_{4b}**, dem «Mittleren Komplex (der OSM)», 5 bis 10 m mächtige Bänke von Glimmersandstein häufig im Wechsel mit mehrere Meter mächtigen Mergel- und Schlammsteinlagen auf. Der Mergelanteil der Abfolge ist bedeutend, er kann bis 50% ausmachen. Vereinzelt sind auch Knauersandsteinbänke der Hörnli-Schüttung in den Schichtstapel eingeschaltet. Gelegentlich treten dünne Kohlelagen sowie limnische und pedogene Kalkbänke

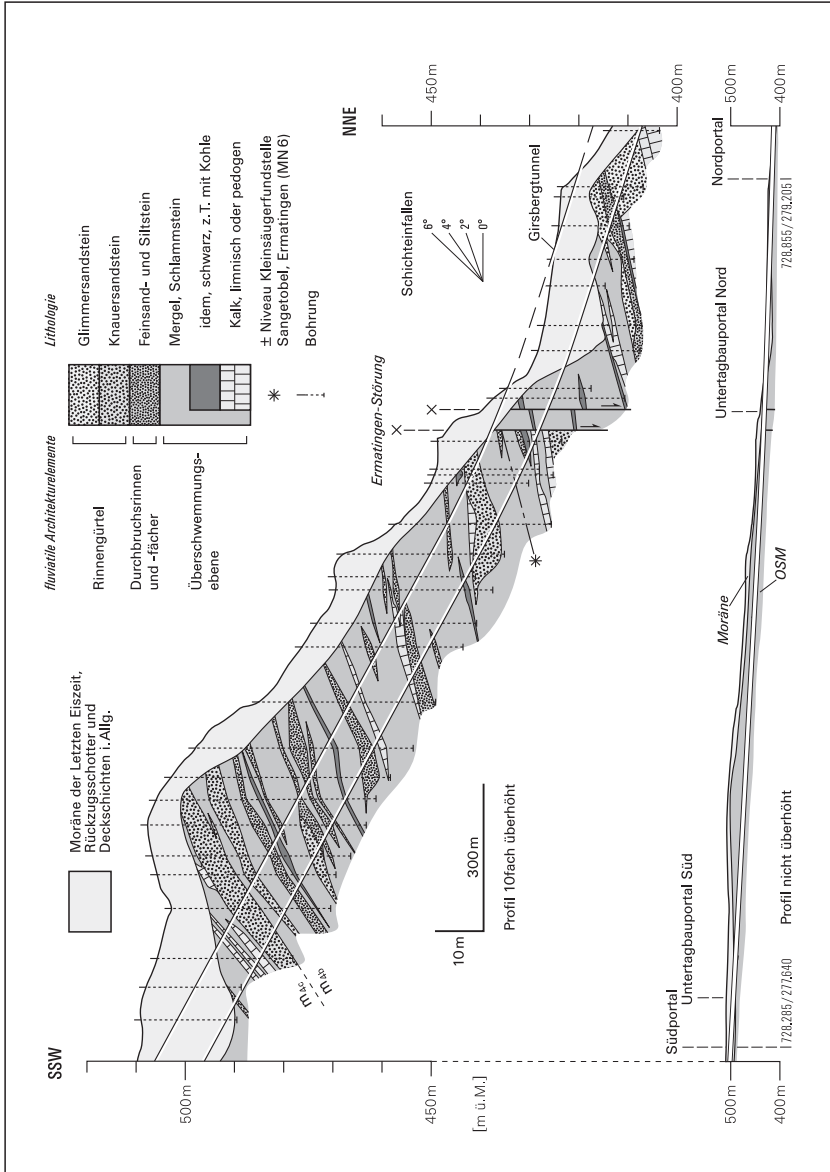


Fig. 6: Prognoseprofil Girsbergtunnel, nach Büchi und Müller AG (1988a).

auf. Diese Lithologien sind typisch für den «Mittleren Komplex» im Gebiet des Seerückens.

Am westlichen Seerücken dominiert Glimmersandstein, im Osten (Chasteltobel) tritt dieser im oberen Teil der Abfolge zu Gunsten von Mergel und Knauersandstein stark zurück. Der östlichste Oberflächenaufschluss von Glimmersandstein befindet sich im Saubachtobel am Bernrain auf 480 m ü.M. (Koord. 729.000/277.995). Westlich von Kreuzlingen wurde Glimmersandstein unterhalb von 430 m ü.M. in Bohrungen und bei Baumassnahmen (Tagbaustrecke Girsbergtunnel, neue Linienführung der Mittelthurgaubahn) mehrfach nachgewiesen.

Jedes Bachtobel am Seerücken bietet einen guten Einblick in den Schichtaufbau des «Mittleren Komplexes». Nachfolgend sind die wichtigsten Aufschlüsse dieser Kartiereinheit am Seerücken aufgelistet.

- Seehof/Rolliraa, Koord. 713.050/278.970/430, Knauer- über Glimmersandstein mit Schalenresten
- Eingang Iibtobel, Koord. 713.440/278.990/430, Knauer- über Glimmersandstein mit Schalenresten
- Hardtobel, 420–500 m ü.M., mehrere Bachstufen an Knauersandsteinbänken, Holzreste, Tobel im Glimmersandstein auf ca. 480 m ü.M.
- Speckbachtobel, Koord. 716.550/279.550/470–510, breites Tobel im Glimmersandstein, Holzreste und Muschelschalen
- Rebberg Taal, Koord. 717.000/280.600/460–475, im Rebberg Rinnenfüllung aus Knauersandstein, über dem Rebberg Glimmersandstein
- Steckborn bis Berlingen, entlang Untersee, 410 m ü.M., mächtige Glimmersandsteinabfolge, mehrere, z.T. zerfallene Felsenkeller im Glimmersandstein, z.T. Schalenreste von Muscheln in «Krokodilschichten»
- Burgstock, 470 m ü.M., Tobel im Glimmersandstein, Bachstollen im Glimmersandstein bei Obermüli
- Rütelitobel, 430 m ü.M., Tobel im Glimmersandstein
- Ermatingen, Tobel im Glimmersandstein (ca. 450 m ü.M.), Knauersandstein beim Schützenhaus, Höhe Ulmbärg (450 m ü.M.), Glimmersandstein im Sangetobel, NNW Wolfsbärg (470 m ü.M.)
- Tägerwilen, 435 m ü.M., Glimmersandstein bei alter Säge bzw. oberer Mühle; 200 m NW sind in derselben Schicht mehrere Felsenkeller (z.B. Fasnachtskeller) angelegt
- Girsbärg, Koord. 728.400/278.300/485, Knauersandstein 350 m SSE Schloss Girsbärg

Geologie des Girsbergtunnels

In den Jahren 1998–2002 wurde der Girsbergtunnel der Autobahn A7 zwischen Kreuzlingen und Schwaderloh gebaut (KOVARY & DESCOEUDRES 2001, ZAUGG & VOGEL 2005). Die umfangreichen geologischen Vorabklärungen wurden in Büchi und Müller AG (1988a) dokumentiert (Fig. 6). Der Girsbergtunnel durchörterte einen Teil des «Mittleren Komplexes» und die basalen Schichten der «Öhningerzone». Bedingt durch den sehr engen Bohrabstand gab es keine nennenswerten Abweichungen zwischen Prognose und Befund (vgl. ZAUGG & VOGEL 2005). Einzig der Verlauf der Felsoberfläche wies stellenweise unerwartete Abweichungen zur Prognose auf, und in den Abschnitten mit kohligem Mergeln wurde überraschend ein bis 60 cm mächtiges Kohleflöz gefunden.

Figur 6 zeigt das 10fach überhöhte geologische Prognoseprofil. Beim Nordportal, unterhalb von 420 m ü. M., wurde der einzige Glimmersandstein in der rund 100 m mächtigen Schichtfolge aufgeschlossen; er ist heute noch in den Autobahnböschungen sichtbar. Der «Mittlere Komplex» besteht hier vorwiegend aus Mergel und Schlammstein. Die starke Vermergelung im Raum Kreuzlingen ist auf den zunehmenden Einfluss der Bodenseeschüttung zurückzuführen (BÜCHI et al. 1965b, 1976). In den Mergel sind zahlreiche, bis 1,5 m mächtige Bänke von pedogenem Krustenkalk sowie Lagen von schwarzem, kohligem Mergel, zum Teil mit Kohle und dünnen Süßwasserkalkbänkchen, eingelagert. Hinzu treten Knauersandsteinbänke und Feinsandstein- bis Siltsteinlagen, bei denen es sich um Rinnen- und Durchbruchfächersedimente der Hörnli-Schüttung handelt. Die oberste Knauersandsteinbank, zwischen Kote 490 und 500 m gelegen, definiert die Grenze zur «Öhningerzone».

Im Bereich des damaligen Untertagebauportales (beim Schloss Brunegg) wurde eine Störungszone prognostiziert (Ermatingen-Störung, S. 82, Fig. 12). Der Fels war beim Bau an dieser Stelle zumindest stark aufgelockert. Weitere Störungszonen sind nicht aufgetreten. Die Schichten zeigen ein Südfallen, das im Süden bis zu 10° beträgt, was in der generell flach liegenden Molasse der Region einen ausserordentlich hohen Wert darstellt. Die Schichten sind durch die wenig südlich verlaufende Mannenbach-Störung schief gestellt.

m_{4c} Mergel, Silt und Feinsandstein («Öhningerzone»)

Untergrenze

Am Seerücken beginnt die Einheit **m_{4c}**, die «Öhningerzone», mit einer dünnen Süßwasserkalk- (westlich des Hardtobels) oder einer zum Teil mehrere Meter mächtigen Knauersandsteinbank (z.B. oberstes Chastlerbachtobel) 40–50 m unterhalb der Basis der «Konglomeratstufe» (vgl. BÜCHI 1957). Die basale Knauersandsteinbank der «Öhningerzone» ist am Seerücken an folgenden Stellen gut aufgeschlossen:

- Zällerloch (S Eschlibach), Koord. 720.230/281.000/490, rund 20 m hoher Wasserfall an Knauersandsteinplatte
- Almänd (SSW Tägerwilen), Koord. 725.800/278.400/520–530, amalgamierte Rinnen
- Chasteltobel (S Tägerwilen), Koord. 727.500/278.050/490–500, Knauersandstein in den Tobelflanken (Geländekante)

Obergrenze

Siehe Untergrenze von Einheit **m_{4d}** am Seerücken («Konglomeratstufe»). Im Iltobel bildet der Seerücken-Deckentuff (τ_{DS} , S. 44f.) das Dach der «Öhningerzone» unmittelbar im Liegenden der basalen Nagelfluhbank der «Konglomeratstufe».

Beschreibung

Über dem basalen Süsswasserkalk respektive Knauersandstein folgt eine ca. 40–50 m mächtige Abfolge aus vorwiegend Mergel und Schlammstein. Darin sind dünne Siltstein- und Feinsandsteinbänke eingelagert, die aufgrund ihrer geringen Ausdehnung jedoch nicht kartierbar sind. Vereinzelt treten Bänke von Knauersandstein sowie Süsswasser- und pedogenem Krustenkalk auf. Limnische Ablagerungen vom Typus der Öhningen-Schichten s.str. am Schiener Berg fehlen.

Bedeutend ist das konstante Auftreten eines bis 5 m mächtigen Glimmersandsteinhorizontes im unteren Drittel der «Öhningerzone». Dieser kann entlang dem Nordrand des Seerückens über eine Distanz von mehr als 15 km verfolgt werden und dient als lithostratigraphischer Leithorizont. Er ist an folgenden Stellen gut aufgeschlossen:

- Speckbachtobel, Koord. 716.660/279.445/515
- Wildbachtobel, Koord. 719.415/280.470/545
- Zällerloch, Koord. 720.230/280.965/495
- Sangetobel, Koord. 723.105/279.425/520–525
- Anderbachtobel (Pkt. 535 m N Bürgle), Koord. 724.310/279.120/530–535
- Langwishoo–Nonewishoo, Koord. 725.195/278.630/545–550

m_{4d} Mergel, Silt- und Feinsandstein, an der Basis Nagelfluh
(«Konglomeratstufe»)

Untergrenze

Am Seerücken definiert die erste Konglomeratbank der Hörnli-Schüttung (Nagelfluh, reich an Kalk- und Dolomitgeröllen) die Basis der Einheit **m_{4d}** («Konglomeratstufe»).

Obergrenze

Fehlt infolge Erosion.

Beschreibung

Am Seerücken treten bis zu drei Nagelfluhbänke von je bis zu 5 m Dicke in einem Schichtverband zwischen 20 und maximal 40 m Mächtigkeit auf. Die Nagelfluhabfolge kann von oberhalb Mammern bis nach Helsighausen–Wäldi über eine Distanz von 20 km verfolgt werden und stellt somit einen vorzüglichen lithostratigraphischen Leithorizont innerhalb der OSM am Nordrand des Seerückens dar.

Die Nagelfluhbasis steigt von West nach Ost von 540 m ü.M. auf maximal 580 m ü.M. an. Östlich von Berlingen kann die basale Nagelfluhbank und ein äquivalenter, zum Teil Gerölllagen führender Knauersandstein über eine Distanz von 4 km auf gleich bleibendem Niveau von 580 m ü.M. verfolgt werden.

Am Nordrand des Seerückens ist die Hörnli-Nagelfluh an folgenden Stellen gut aufgeschlossen:

- Ozebool-Weiertobel – oberhalb Ruine Neuburg – Iibtobel, 540 – max. 590 m ü. M.
- Oberes Hardtobel 300 m N Hagebuech, Koord. 715.285/278.750/555
- Saasseloo, Koord. 716.579/278.320/590
- Speckbachtobel, Koord. 716.655/279.575/570 – 600
- Kiesgrube Dietehuse, Koord. 717.860/280.050/570 – 580
- Kiesgrube ca. 500 m ENE Höfli, Koord. 719.000/280.420/585
- Bachtobel Linzesägete und Oortobel, 580 – 600 m ü. M.
- Kiesgrube Wishoo, Koord. 719.825/280.285/578 – 600
- Adelmos (Scheibenstand), Koord. 721.085/280.020/580 – 590
- SW Eggishof (oberhalb Fruthwilen), Koord. 721.900/279.185/580 – 590
- Oberes Sangetobel und Anderbachtobel, 580 – 590 m ü. M.

Im Bereich des Sangetobels (SSW Wolfsbärg) setzt unter dem letztgenannten Aufschluss bereits auf ca. 550 m ü. M. eine Nagelfluhbank ein. Bei Anderbach im obersten Anderbachtobel ist auf ca. 550 – 565 m ü. M. über eine Distanz von 1,5 km eine durchgehende Nagelfluhbank aufgeschlossen, in der mehrere ehemalige Kiesabbaustellen liegen. Diese beiden tiefer liegenden Nagelfluhvorkommen werden durch die WNW – ESE streichende Berlingen-Störung gegenüber der Seerücken-Hochscholle um ca. 30 m tiefer versetzt.

Im Baholz oberhalb von Berlingen (E Tiefbohrung Berlingen-1, Nr. 37) folgt über den ersten Konglomeratbänken auf 610 – 620 m ü. M. ein Glimmersandstein. Dieser kann über 4 km via Nonnechlösterli – Götscheholz – Risi – Heuwäg bis oberhalb des Jägerhoo verfolgt werden. Zudem war er während der Kartierarbeiten 1998 – 2000 in der Glimmersandgrube Helsighausen (BOLLIGER 1994) gut aufgeschlossen. Er entspricht dem Vorkommen in der ehemaligen Abbaustelle Hooraa bei Wäldi knapp ausserhalb des Gebietes von Atlasblatt Steckborn-Kreuzlingen (s. GEIGER 1943, HOFMANN 1960). Der Glimmersandstein im Niveau der «Konglomeratstufe» am Seerücken stellt das Äquivalent der «Oberen Sande» am Schiener Berg dar.

In der Tiefbohrung Steckborn-1 (Nr. 34) wurde 36 m über der obersten Konglomeratbank (zwischen 619 und 633 m ü. M.) Glimmersandstein erbohrt. Aus der rund 1 km südlicher gelegenen Tiefbohrung Homburg-1 (Nr. 35) wurde hingegen kein Glimmersandstein im Hangenden der Konglomeratbänke erwähnt. Im Gebiet Speck oberhalb von Steckborn wurde im Nachgang des heftigen Unwetters vom Juni 2000 im Liegenden eines Knauer sandsteins eine dünne Glimmersandsteinlage freigelegt (Koord. 717.590/279.300, ca. 625 – 630 m ü. M., aufgrund der geringen Ausdehnung nicht in der Karte eingezeichnet).

Über dem Niveau des Glimmersandsteins von Helsighausen folgt eine monotone Abfolge von Mergel und Siltstein mit vereinzelt Knauer sandsteinbänken. Solche sind um die Kuppel von Salen-Reutenen an folgenden Stellen besonders schön aufgeschlossen:

- Am Waldrand E Euggerschwil, Koord. 718.715/278.060/675
- Im Bachtobel ENE Malpach, Koord. 720.085/278.180/650

- NE Büren, Koord. 721.200/278.660/655
- Im Loam auf 655 m ü. M.
- Im Bachtobel N Renedaal, zwischen Chol- und Hinderholz, auf ca. 665 m ü. M.
- An der Strasse Renedaal – Berlingen, Koord. 720.080/279.875/640
- Im Oortobel (s. Fig. 3), Koord. 719.675/279.640/655

Diese Knauer sandsteinaufschlüsse liegen ca. 100 m (im W) und ca. 50–70 m (im E) über der Basis der «Konglomeratstufe». Die höchstgelegenen OSM-Aufschlüsse im Kartengebiet befinden sich nördlich von Reutenen auf ca. 705 m ü. M., gut 130 m über der Basis der «Konglomeratstufe».

Fossilfundstellen

Öhninger Kalksteinbrüche

Die Öhningen-Schichten s. str. sind heute schlecht aufgeschlossen, die bekannten Fundstellen «oberer Bruch» (Ober-Salen, Koord. ca. 711.650/281.630) und «unterer Bruch» (Ziegelhof, Koord. ca. 711.750/281.000) mehr oder weniger verstimmt und mit Abraummaterial verfüllt (vgl. TOBIEN 1971). Der «obere Bruch» liegt auf Privatgelände, was den Zugang erschwert. Die Geschichte der Grabungen in den Öhningen-Schichten bis zum Jahr 1938 dokumentierte STAUBER (1939). Neue wissenschaftliche Grabungen fanden 1950–1952 statt. Die betreffenden Grabungsergebnisse sind in PFANNENSTIEL (1950) und RUTTE (1951, 1956a) festgehalten. Neben HEER (1865) lieferten JÖRG (1966), RIETSCHEL et al. (1985) und SCHREINER (1992) eine gute Übersicht über die Fundstellen. Bekannte Fossilien aus dem Öhningen-Süsswasserkalk sind (RIETSCHEL et al. 1985): Riesensalamander (*Andrias scheuchzeri*, Fig. 1), Alligatorenschildkröte (*Chelydropsis purchisoni*), Riesenfrosch (*Latonia seyfriedi*) und Hecht (*Esox lepidotus*). Im Ortsmuseum von Wangen (Fischerhaus) sind einige kleinere Fossilfunde aus den Öhningen-Schichten ausgestellt.

Bohlinger Schlucht

Das Inventar der umfangreichen Pflanzenfunde aus dem «oberen Pflanzenlager» (Öhningen-Mergel) der Fundstelle Schrotzburg (Bohlinger Schlucht, Koord. 709.250/284.700) umfasst 15 000 bestimmbare Pflanzenreste und ist in HANTKE (1954) beschrieben. Die Pflanzenführende Schicht liegt auf 585 m ü. NN. Die Funde stammen aus einer Grabung H. Staubers (1931–1936), der auch eine Fundstelle auf Niveau 535 m ü. NN in den «Steinbalmensanden» beprobte. Die Flora lässt auf eine Auenwaldvegetation in einem warmgemässigten Regenklima schliessen (HANTKE 1954). Aus dem Liegenden des Öhningen-Mergels beschrieb GIERSCHE (2004) fünf weitere Fundstellen in «Krokodilschichten» innerhalb der «Steinbalmensande». Das Pflanzeninventar aus den «Krokodilschichten» («unteres Pflanzenlager», Koord. ca. 709.260/284.900/535) ist ebenfalls in HANTKE (1954) beschrieben.

Glimmersandgrube Helsighausen

Die Funde aus der Glimmersandgrube Helsighausen (Sammelkoord. 721.95/278.30/610) stammen aus dem höchstgelegenen Glimmersandvorkommen am Seerücken («Konglomeratstufe»); sie sind in BOLLIGER (1994) dokumentiert. Die Fundstellen folgten dem fortschreitenden Sandabbau, der Ende der 1980er Jahre begann. Zu erwähnen ist der Fund von *Megacricetodon gregarius*, der ein MN 7-Alter (spätes Langhien – frühes Serravallien) belegt.

Pflanzenfundstellen Bernrain (Kreuzlingen), Johalde (Berlingen) und Tägerwilen

Die drei Pflanzenfundstellen (Bernrain: Stollen bei Koord. ca. 729.5/277.8–729.4/276.9, Johalde: genaue Lage unbekannt, Hang zwischen Berlingen und Eschlibach, Tägerwilen: Lage unbekannt) sind in WÜRTEMBERGER (1898, 1906) dokumentiert; nach den Autoren ist ihre Flora durchaus vergleichbar mit der Fundliste O.Heers aus den Öhninger Steinbrüchen. Die Funde vom Bernrain stammen aus dem fast 1000 m langen Quellwasserstollen der Wasserversorgung Kreuzlingen (ENGELI 1913). Diese ausserordentliche Pflanzenfundstelle befand sich in den ersten ca. 230 m (inkl. 50 m Voreinschnitt) des Wasserstollens. Die Pflanzen (Blätter) stammen aus einer kohligen Mergelschicht mit Süßwasserkalk und lagerten auf ca. 485 m ü. M. Die Fundschicht befindet sich somit zuoberst im «Mittleren Komplex», allenfalls in der «Öhningerzone». Vom Bernrain ist der Fund der Edelkastanie *Castanea jacki* bemerkenswert, woraus ein sehr junges Alter der lokalen OSM-Schichten abzuleiten wäre (BOLLIGER 1998: MN 8 oder jünger). Da aus der näheren Umgebung des Bernrains keine Indizien für entsprechend junge OSM-Schichten vorliegen, vermutete BOLLIGER (1998), dass es sich bei den Blättern nicht um eine Edelkastanie, sondern um eine Eichenart handeln könnte.

Weitere Fundstellen

Bei den Kartierarbeiten wurden zuoberst im Rütelitobel (Koord. 721.580/280.450) auf 500 m ü. M. nicht näher bestimmbare Pflanzenabdrücke (evtl. Lilien-gewächse) in mergelig-kalkigem Siltstein gefunden. Die übrigen Fundstellen fossiler Pflanzen- und Tierreste wurden während der Feldarbeiten kartiert. In der Regel wurden nicht näher bestimmbare kohlige Pflanzenreste oder Schnecken- und Muschelschalen gefunden.

Biostratigraphie, Chronostratigraphie

Funde von Kleinsäugerzähnen im Gebiet von Atlasblatt Steckborn-Kreuzlingen (BOLLIGER 1994, 1998, KÄLIN 2003, GIERSCHE 2004) ermöglichen die biostratigraphische Einordnung der OSM-Einheiten:

- «Konglomeratstufe» (**m_{4d}**), Glimmersandgrube Helsighausen, Koord. 721.950/278.300/610: MN 7¹⁾
- Öhningen-Mergel (**m_{mö}**), Bohlinger Schlucht, Koord. ca. 709.260/284.900/535: höhere MN 6
- «Mittlerer Komplex» (**m_{4b}**), Sangetobel (Ermatingen), Koord. 722.905/280.480/440: tiefere MN 6

Nomenklatur nach KÄLIN & KEMPF (in Vorb.). Nach einer zusätzlichen Probenahme im Sangetobel ist dort höhere MN 6 (Niveau von Öschgraben 4) anzunehmen (mündl. Mitt. D. Kälin, 2008).

Die Glimmersandgrube Helsighausen befindet sich rund 30 m über der Basis der «Konglomeratstufe». Die Schüttung des Hörnli-Konglomerats am Seerücken und im Bereich des Schiener Berges dürfte somit im Grenzbereich MN 6/7 erfolgt sein. Die «Biozone» MN 6 umfasst den Zeitabschnitt zwischen 14,9 und 13,9 Ma, MN 7 zwischen 13,9 und 13,8 Ma (KÄLIN & KEMPF, in Vorb.). Alle im Gebiet von Atlasblatt Steckborn-Kreuzlingen an der Oberfläche anstehenden OSM-Schichten können demnach in das Langhien und das Serravallien eingestuft werden (Basis Serravallien: 13,82 Ma, ratifizierter GSSP²⁾, ICS 2008).

Drei Deckentuffe (Hohenolber-, Brand-Herrentisch- und Seerücken-Deckentuff) und die Füllung des Tuffschlotts von Wangen wurden im Rahmen der Kartierarbeiten nach der Spaltspurenmethode an Apatiten und radiometrisch (Ar/Ar-Methode an Hornblenden) datiert. Die hierbei gewonnenen Resultate werden im Kapitel Datierung von vulkanischen Tufflagen (S. 45ff.) beschrieben; sie widersprechen teilweise den lithostratigraphischen Feldbefunden und der säugerstratigraphischen Einstufung.

Ablagerungsmilieus, Paläogeographie

Nagelfluh, Quarzfeinkonglomerat, Grob-, Knauer- und Glimmersandstein sind Rinnenfüllungen miozäner Molasseflüsse (KELLER 1992). Bei einzelnen Knauersandsteinbänken dürfte es sich auch Durchbruchsrinnen und -fächer handeln. Die übrigen Gesteine (Feinsand-, Silt- und Schlammstein, Mergel, Kalk) wurden in der Regel ausserhalb der Flussrinnen in der Überschwemmungsebene gebildet; untergeordnet stellen sie auch limnische Bildungen dar. Die lateral migrierenden Rinnen bildeten ausgedehnte Rinnengürtel (KELLER 1992), die sich im Feld sowohl am Seerücken als auch am Schiener Berg oft über mehrere hundert Meter bis einige Kilometer verfolgen lassen. BÜRGISSER (1980, 1981) schätzte die die Breite von Knauersandsteinrinnen (Hörnli-Schüttung, Zürcher Molasse) auf 200–500 m.

¹⁾ MN: Mammals of the Neogene; Säugetier-«Zonen» Europas

²⁾ GSSP: Global Boundary Stratotype Section and Point, Grenzstratotypprofil und -punkt

Am Schiener Berg und im unteren Hangbereich des Seerückens dominiert der Glimmersandstein, da die Hauptsedimentationsachse der Glimmersande genau über den Schiener Berg verläuft. Am Seerücken verzahnt sich der Glimmersandstein der axialen Ost-West-Schüttung mit Nagelfluh und Knauersandstein der radialen Hörnli-Schüttung. Die Nagelfluh am Schiener Berg bildet die nördlichste, distalste Verbreitung des Hörnli-Schuttfächers. Grobsandstein und Quarzfeinkonglomerat sind Ablagerungen der Ost-West-Schüttung. Ablagerungen und Leitgesteine der Jüngeren Juranagelfluh- und der Bodenseeschüttung (HOFMANN 1957) konnten im Gebiet von Atlasblatt Steckborn-Kreuzlingen keine kartiert werden, obwohl sich der Einfluss der distalen Bodensee-Schüttung im Raum Kreuzlingen-Konstanz durch eine stärkere Vermergelung der OSM bemerkbar macht.

Der fossilreiche Öhningen-Süsswasserkalk und der Pflanzen führende Öhningen-Mergel am Schiener Berg werden als lokale Maarseebildungen interpretiert. Im «unteren Bruch» wurden gestauchte Seeablagerungen beschrieben, die als subaquatische Rutschungen interpretiert wurden (SCHREINER 1992). BAUMANN & ERNST (1973) weisen auf den niedrigen Borgehalt des Mergels im Raum Öhningen hin und werten dies als zusätzliches Indiz für eine limnische Bildung.

Im Öhningen-Süsswasserkalk finden sich auch geringmächtige vulkanische Aschelagen (Deckentuffe i. Allg.). MÄUSSNEST & SCHREINER (1982) vermuteten aufgrund von geomagnetischen Messungen im Liegenden der Öhningen-Schichten s. str. im «oberen Bruch» einen vulkanischen Tuffschlot. Dies erhärtete die schon früh geäußerte Ansicht, dass die Öhningen-Schichten s. str. in einem Maarsee abgelagert wurden (SCHREINER 1992). Im heute einzigen Aufschluss im «unteren Bruch» lagert im Öhningen-Süsswasserkalk eine Knauersandsteinbank (vermutlich eine Durchbruchsfächerablagerung). Somit war der Öhninger Maarsee gegenüber der alluvialen Überschwemmungsebene zumindest nicht immer vollständig abgeschottet.

Vulkanite

Lithologie, Lithostratigraphie

Vulkanische Tuffe (Deckentuffe) sind im Gebiet von Atlasblatt Steckborn-Kreuzlingen hauptsächlich auf dem Schiener Berg verbreitet, kommen aber auch am westlichen Seerücken vor. Die Deckentuffe auf dem Schiener Berg wurden von BÖHNDEL (1916) erstmals petrographisch beschrieben. HOFMANN (1959a) und SCHREINER (1989, 1992) behandelten Zusammensetzung, Herkunft und Abfolge der Deckentuffe im Kartengebiet ausführlich.

Bei den Deckentuffen handelt es sich um pyroklastische Gesteine aus gasreichen Eruptionen, die in Form von Aschen- und Lapillituffen abgelagert wurden. Im Wangener Tobel ist zudem ein Diatrem (Deckentuff-Förderschlot) auf-

geschlossen (Tuffschlot von Wangen). Die Deckentuffe entstammen einer stark alkalischen, ultrabasischen Mantelschmelze, welche zum Teil auch karbonatitische Anteile aufweist (SCHREINER 1992). Die vulkanischen Eruptionen fanden vor der Ablagerung der «Konglomerat-» beziehungsweise der «Grobsandstufe» statt.

Die Deckentuffe sind relativ weiche Gesteine und deshalb in der Regel schlecht aufgeschlossen. Im Schnitt haben 40% ihrer Komponenten einen vulkanischen Ursprung, 60% entfallen auf nichtvulkanisches Material (Xenolithe) aus dem Grundgebirge, dem mesozoischen Deckgebirge und der Molasse. Die Matrix ist hellgrau-beige bis hellbraun-ocker-rostig, manchmal auch dunkelbraun und führt oft viel Hellglimmer.

Einzelne Deckentuffe weisen einen erhöhten Magnetitanteil auf und können mittels geomagnetischer Messungen auch in aufschlusslosen Zonen nachgewiesen werden. Nach MÄUSSNEST & SCHREINER (1982) befinden sich aufgrund einer geomagnetischen Anomalie Tuffschlote im Liegenden der Öhningen-Süsswasserkalke im «oberen Bruch» (Ober-Salen) und unterhalb der Deckentuffkuppe des Birkbols. SCHILL (1995) konnte mittels Messung der Gammastrahlung und der magnetischen Suszeptibilität den Verlauf des Brand-Herrentisch-Deckentuffs am Nordrand des Schiener Berges auskartieren.

HOFMANN (1959a) legte eine Altersabfolge der Tuffbildung fest. Bei der Kartierarbeit wurde weitgehend seiner Gliederung gefolgt. Allerdings wird in Abweichung davon der Brand-Herrentisch-Deckentuff am Schiener Berg knapp unterhalb der Nagelfluh der Hörnli-Schüttung platziert. Dieser Befund stützt sich auf einen neu entdeckten Aufschluss im Stieg (Koord. 713.500/283.380/530), wo der Brand-Herrentisch-Deckentuff unmittelbar im Liegenden des Hörnli-Konglomerats liegt. Am westlichen Seerücken findet sich der Seerücken-Deckentuff in analoger lithostratigraphischer Position. In Figur 5 ist die auf Atlasblatt Steckborn-Kreuzlingen verwendete Gliederung und stratigraphische Abfolge der verschiedenen Deckentuffvorkommen und ihre Lagebeziehung zu den Öhningen-Schichten nach Feldbefunden zusammengefasst.

Schiener Berg

τ_{DE} **Eichbol-Deckentuff**

Nach HOFMANN (1959a) ist der Eichbol-Deckentuff aufgrund seiner Lage zum Öhningen-Süsswasserkalk im «oberen Bruch» (Ober-Salen) die älteste Tufflage und wurde vor den Öhningen-Schichten s.str. abgelagert. Der Eichbol-Deckentuff ist im Gebiet Eichbol WSW von Ober-Salen an einer Wegböschung auf ca. 555 m ü. NN gut aufgeschlossen. Es handelt sich um einen fast reinen Lapillituff, dessen pyroklastische Komponenten Durchmesser von mehreren Zentimetern erreichen (Fig. 7). Der Eichbol-Deckentuff führt Pyroxen und weist gemäss HOFMANN (1959a) und MÄUSSNEST & SCHREINER (1982) Ähnlichkeiten

mit dem «Basalttuff» beim Karollihof auf (2 km S Ramsen, HOFMANN 1956a; s.a. Nebenkarte «Geologische Übersicht 1:200 000»). SCHREINER (1992) beschreibt einen Lapillituff unterhalb des Ziegelhofs in der Strassenböschung auf ca. 535 m ü.NN, der direkt auf Glimmersandstein lagert und von Öhningen-Süsswasserkalk (inkl. vulkanische Tuffzwischenlagen) überlagert wird. Die Lapilli sind dort bis 4 cm gross, ausserdem führt der Tuff Granit-Xenolithe bis 8 cm Grösse sowie alpine Gerölle. Der betreffende Deckentuff ist heute noch an der Böschung der Strasse Wangen – Ober-Salen aufgeschlossen und ist auf der Karte neutral als Deckentuff im Allgemeinen ausgeschieden worden. Er wird im nachfolgenden Kapitel Datierung von vulkanischen Tufflagen (S. 45ff.) als *Ziegelhof-Tuff* bezeichnet. Es könnte sich dabei um ein Äquivalent des Eichbol-Deckentuffs handeln. Dieser wäre dann an der Salen-Störung tektonisch um rund 20 m abgesenkt worden.

τ_D **Deckentuff i. Allg.**

Die weder dem Eichbol- noch dem Hohenolber-Deckentuff zuzuordnenden Vorkommen auf der Südseite des Schiener Berges werden als Deckentuff im Allgemeinen bezeichnet. Es handelt sich um Tufflagen innerhalb der Öhningenschichten s.str. (z.B. Westseite des Salenhügels, 565 m ü.NN). Die Aufschlussverhältnisse dieser isolierten Vorkommen sind schlecht; meist geben nur Streufunde in Äckern und Maulwurfshügeln Hinweise auf ihr Vorhandensein.

τ_{DH} **Hohenolber-Deckentuff**

τ_W **Tuffschlot von Wangen**

Der *Hohenolber-Deckentuff* steht heute an seiner Typlokalität nur noch untief in einem Acker auf ca. 615 m ü.NN an. Der Aufschluss besteht aus durch den Pflug hochgeschürften Deckentuffschollen und herausgewitterten Lapilli. Die recht harte Deckentuffplatte ist nach SCHREINER (1992) bis 14 m mächtig. Die einige Millimeter bis ein Zentimeter grossen Lapilli liegen in einer körnig-sandigen Matrix (Fig. 8); zum Teil sind sie – möglicherweise durch fluviatile Prozesse – lagig angeordnet. Der Hohenolber-Deckentuff liegt rund 20 m unterhalb des Nagelfluhaufschlusses des Hohenolbers. Gemäss F. Hofmann wird der Deckentuff am Birkbol (ca. 570 m ü.NN), der Lapilli führende Deckentuff beim Oberbühlhof (605 m ü.NN) und das Vorkommen im Tobel südöstlich von Langenmoos (ca. 640 m ü.NN) mit dem Hohenolber-Deckentuff korreliert.

Die beiden petrographisch identischen, aber höhenmässig verschiedenen Vorkommen von Hohenolber-Deckentuff am Birkbol und am Hohenolber bestätigen die von STAUBER (1937) postulierte Salen-Störung. An dieser ist der südlich vorgelagerte Bereich («unterer Bruch», Ziegelhof) gegenüber dem «oberen Bruch» (Ober-Salen) nach HOFMANN (1959a) um knapp 50 m abgesenkt worden.



Fig. 7: Isolierte Lapilli aus dem Eichbol-Deckentuff. Eichbol, Schiener Berg, 555 m ü. NN. Photo A. Zaugg.

HOFMANN (1959a) erkannte im Hohenolber-Deckentuff das Auswurfäquivalent zur Füllung des *Tuffschlotts von Wangen*. Diese besteht aus einer mittel- bis dunkelgrauen, zum Teil auch grau-beigen, glimmerhaltigen, sandig-siltigen Grundmasse mit vielen bis steingrossen, eckigen Xenolithen aus dem Grund- und Deckgebirge sowie der Molasse.

τ_{DB} **Brand-Herrentisch-Deckentuff**

Der Brand-Herrentisch-Deckentuff ist im Gebiet Brand (bzw. Maria Tann, Koord. 707.930/284.685) auf ca. 625 m ü. NN aufgeschlossen (BROSS 1995). Er ist in Glimmersandstein eingebettet und wird von Grobsandstein über- und unterlagert. SCHREINER (1992) erwähnte aus der liegenden Grobsandsteinlage aufgearbeitete Deckentuffgerölle (vermutlich von Hohenolber-Deckentuff). Der Brand-Herrentisch-Deckentuff ist im Gebiet von Atlasblatt Steckborn-Kreuzlingen 4–5 m mächtig und meistens von Hangschutt bedeckt. Er ist feinkörnig und im Zentimeter- bis Dezimeterbereich geschichtet und gradiert. Im Stieg nordwestlich von Honisheim lagert direkt unter der Nagelfluh der Hörnli-Schüttung ein rund 2 m mächtiger, ebenfalls deutlich feingeschichteter und gradiert Deckentuff. Makroskopisch und petrographisch gleicht dieser Deckentuff dem Brand-Herrentisch-



Fig. 8: Lapillituff (Hohenolber-Deckentuff). Hohenolber, Schiener Berg, 615 m ü.NN. Photo A. Zaugg.

Deckentuff, weshalb er als dessen Äquivalent betrachtet wird. Die radiometrische Datierung ergibt jedoch ein um 1 Ma höheres Alter für den Deckentuff im Stieg. Allerdings könnten die Altersbestimmungen durch methodische Fehler beeinflusst sein, weshalb die Resultate nicht eindeutig interpretierbar sind (s. u.).

Seerücken

τ_{DS} **Seerücken-Deckentuff**

Der bis 4 m mächtige Seerücken-Deckentuff lagert im Gebiet des Iibtobels und oberhalb der Ruine Neuburg auf ca. Kote 540 m ü.M. unmittelbar im Liegenden der ersten Nagelfluhbank der Hörnli-Schüttung. Die Aufschlussverhältnisse sind schlecht, die Tufflage muss in der Regel unter Hangschutt und -lehm freigegeben werden. Nachfolgend sind die Vorkommen von Seerücken-Deckentuff im Gebiet des Atlasblattes Steckborn-Kreuzlingen aufgelistet (die Aufschluss-

nummern in Klammern beziehen sich auf die Nummerierung in HOFMANN 1959a):

- Tobel oberhalb der Ruine Neuburg (12), Koord. 713.000/278.450
- libtobel (13), Koord. 713.450/278.370
- libtobel (14), Koord. 713.660/278.320
- libtobel (15), Koord. 713.750/278.340
- libtobel (neuer Aufschluss), Koord. 713.720/278.450

F. Hofmann beschreibt am Seerücken im Kartengebiet zwei verschiedene Tufftypen:

Untere Tufflage: Der als «Tuff-Basiszone» ausgeschiedene Horizont unterscheidet sich lithologisch vom hangenden Tuff. Bräunlich-rötlicher mergeliger Tuff, zum Teil Heliciden führend, relativ hoher Gehalt an Apatit, Magnetit und Hornblende. Mächtigkeit 0,1–0,7 m. Der im Rahmen der Kartierung unmittelbar im Liegenden der ersten Konglomeratbank neu entdeckte Deckentuffaufschluss entspricht der unteren Tufflage.

Obere Tufflage: Grünlich grau, glimmerig-sandig, reich an grünem Ton, führt zum Teil grössere olivgrüne Biotite, viel Muskovit, Bruchstücke von Granit und Grundgebirge, Lapilli, Apatit, selten Hornblenden, viele Schwermineralien aus der Molasse und weist zum Teil einen leicht erhöhten Magnetitgehalt auf. Mächtigkeit: 0,8–4 m.

Datierung von vulkanischen Tufflagen

Zur Abklärung der stratigraphischen Verhältnisse der einzelnen Tufflagen wurden an sechs Lokalitäten Tuffproben gesammelt und die Eruptionsalter der Tuffe mittels der Spaltspurenmethode an Apatiten und der Ar/Ar-Methode an Hornblenden datiert (Tab. 2).

Bezüglich der Probenaufbereitung und des methodischen Vorgehens zur Spaltspurendatierung wird auf RAHN & SELBEKK (2007) verwiesen. Die für die Ar/Ar-Datierung eingesetzte Methodik (Universität Genf) ist in MARSHIK et al. (2007) beschrieben. Da die Tuffe mit nicht-vulkanischem Material durchmischt sind, musste für die Datierung sorgfältig zwischen vulkanischem und detritischem Material unterschieden werden. Dabei hilft, dass die Zusammensetzung der vulkanischen Apatite eine deutliche Hydroxyl-Komponente aufweist, die zu charakteristisch aufgeweiteten Spaltspuren führt und, zusammen mit dem häufigen Auftreten von angeätzten Dislokationsschläuchen, vulkanische leicht von detritischen Apatiten unterschieden lässt. Ein ähnliches Merkmal zur Erkennung der vulkanischen Herkunft der Hornblenden, die von Hand gepickt wurden, gibt es nicht.

Bei der Probenaufbereitung wurde festgestellt, dass die Füllung des Tuffschlots von Wangen keine vulkanischen Apatite enthält. Dies gilt sowohl für die analysierte Probe wie auch für eine weitere Probe aus dem Schlot sowie eine Tuff-

Tabelle 2: *Datierte Tuffproben und deren Apatit-Spaltspuren- sowie Hornblende-Ar/Ar-Plateaualter (in Ma).*

<i>Probenlokalität, Deckentuffeinheit (Kürzel)</i>	<i>Koordinaten/ Höhe (m ü. M. / ü. NN)</i>	<i>Spaltspurenalter (Apatit, $\pm 1\sigma$)</i>	<i>Ar/Ar-Plateaualter (Hornblende, $\pm 2\sigma$)</i>
Maria Tann (Brand), τ_{DB}	707.910/284.680/625	12,5 (-1,6, +1,9)	13,75 ($\pm 0,16$)
Stieg, τ_{DB}	713.510/283.330/530	13,4 (-1,4, +1,5)	14,76 ($\pm 0,51$)
Iibtobel, τ_{DS}	713.450/278.370/538	12,8 (-1,8, +2,1)	13,14 ($\pm 0,31$)
Tuffschlot von Wangen, τ_w	711.835/280.865/490	kein Apatit	17,15 ($\pm 0,52$)
Birkbol, τ_{DH}	712.035/281.520/570	13,3 (-2,1, +2,4)	13,49 ($\pm 0,32$)
Hohenolber, τ_{DH}	712.060/281.950/615	13,1 (-2,0, +2,4)	12,87 ($\pm 0,22$)

probe von der Strassenböschung unterhalb des Ziegelhofs (Ziegelhof-Tuff, τ_D , S. 42). Die Proben vom Birkbol und vom Hohenolber waren eher apatitarm, wohingegen die Proben vom Stieg und Maria Tann viel Apatit führten. Im Iibtobel wurde sowohl eine apatitreiche («Tuff-Basiszone») als auch eine Probe ohne Apatit gefunden. Alle Proben führten hingegen konstant Hornblende.

Spaltspurenlängenmessungen an den vulkanischen Apatiten ergaben Mittelwerte zwischen 14,87 und 15,79 μm und enge Längenverteilungen, was belegt, dass die Apatite sehr rasch abgekühlt wurden. Die Apatit-Alterswerte schwanken zwischen 12,5 und 13,4 Ma, wobei aufgrund der methodisch hohen Unsicherheiten keine Alterspopulationen abgetrennt werden können. Die relativ hohen Altersfehler ergaben sich aufgrund der mit 4 bis 9 ppm eher geringen Urangehalte. Ein Versuch, aufgrund des Apatit-Chemismus eine Abtrennung verschiedener Populationen zu erreichen, zeigte, dass die Apatite in ihrer Zusammensetzung zwischen einem F- und eine OH-Endglied variieren, wobei bei höheren OH-Gehalten ein konstanter Anteil von etwa 5% Cl-Endglied nachweisbar ist. Doch auch aufgrund der Apatit-Zusammensetzung sind keine eindeutigen Populationen auszumachen, die allenfalls chemische Unterschiede zwischen einer Herkunft aus der Junkernbühl-Eruption (Hegau-Vulkanismus) und dem Tuffschlot von Wangen (Untersee-Vulkanismus) angezeigt hätten.

Die Ar/Ar-Datierungen (in Tab. 2 durch die Plateaualter wiedergegeben) zeigen Altersunsicherheiten, die deutlich geringer als bei den Spaltspurendaten sind. Die Alterswerte lassen eine Gruppierung der Proben in drei Altersklassen zu: Die Probe aus dem Tuffschlot von Wangen ist mit 17,2 Ma signifikant älter als alle anderen Proben. Die Probe vom Stieg ist mit 14,8 Ma ebenfalls signifikant älter als die restlichen vier Proben, die mit Werten zwischen 12,9 und 13,8 Ma innerhalb der 2σ -Unsicherheiten teilweise überlappende Alter aufweisen.

Für das Hornblende-Alter aus dem Tuffschlot von Wangen muss mit grosser Wahrscheinlichkeit ein methodisches Problem angenommen werden, zum Beispiel die Möglichkeit einer detritischen Hornblende im gepickten Probenmaterial.

Der erhaltene Alterswert ist klar älter als die den Schlot umgebenden OSM-Sedimente (s. Kap. Biostratigraphie, Chronostratigraphie, S. 38f.). Ein Überschuss an radiogenem Argon kann aufgrund der Plateau-Verläufe für alle Proben ausgeschlossen werden.

Die Tuffproben vom Stieg und von Maria Tann, die aufgrund der Geländebeobachtungen (Nagelfluh der Hörnli-Schüttung oberhalb des Tuffs, gradierte Deckentufflagen) und ihres hohen Apatit-Gehaltes auf eine gemeinsame Herkunft schliessen liessen (Brand-Herrentisch-Deckentuff), unterscheiden sich gemäss der Hornblende-Alter signifikant um ca. 1 Ma. Die Apatit-Alter der beiden Proben entsprechen eher dem Hornblende-Alter von Maria Tann. Auch hier könnte der Hornblende-Alterswert der Stieg-Probe durch detritisches Material leicht verfälscht sein, das Alter von ca. 14,8 Ma liegt jedoch noch im Bereich existierender Alterswerte zu den Hegau-Deckentuffen (SCHREINER 1992). Entsprechend seiner lithostratigraphischen Stellung repräsentiert der Brand-Herrentisch-Deckentuff das jüngste vulkanische Ereignis am Schiener Berg. Gemäss Hornblende- und Apatit-Alter wären die Tuffe vom Stieg und von Maria Tann aber tendenziell leicht älter als die Tuffvorkommen in der Umgebung des Tuffschlotts von Wangen.

Für die Tuffe vom Birkbol und vom Hohenolber ergeben die Werte beider Methoden einen Altersunterschied, der nicht in Einklang mit der aus Feldbeobachtungen gefolgerten Gleichaltrigkeit steht. Unter Vernachlässigung des oben diskutierten Alters aus dem Tuffschlot von Wangen lassen die Werte der Proben aus dem Hohenolber-Deckentuff einen Zeitbereich von 13,8 bis 12,6 Ma für die vulkanische Aktivität dieses Schlotes postulieren. Auf der Basis der radiometrischen Alter wäre der Tuffhorizont im Iibtobel (Seerücken-Deckentuff) innerhalb der gleichen Zeitspanne abgelagert worden, und diese drei Alterswerte würden in die Zeitspanne der Hegau-Deckentuffe (SCHREINER 1992) passen. Der Höhenunterschied zwischen den Tuffhorizonten im Iibtobel und den Aufschlüssen am Birkbol und am Hohenolber (50–80 m) wäre entweder durch ein Paläorelief oder eine südvergente Abschiebung entlang einem Bruch im Bereich des Untersees zu erklären. Der Eichbol-Deckentuff unterhalb des Öhningen-Süsswasserkalks konnte nicht datiert werden; eine aufbereitete Probe enthielt weder Apatit noch Hornblende. Der stratigraphisch höher liegende Brand-Herrentisch-Deckentuff, der im Liegenden der «Konglomeratstufe» ansteht, wäre gemäss radiometrischer Altersdaten eher früher abgelagert worden. Diese gegensätzlichen Aussagen aus Feldbefund und Geochronologie lassen sich hier vorerst nicht weiter auflösen.

Zusammenfassend lässt sich festhalten, dass sich – unter Vernachlässigung eines ungewöhnlich hohen Hornblende-Alters für die Füllung des Tuffschlotts von Wangen – aus den radiometrischen Datierungen eine Zeitspanne für die vulkanische Aktivität am Schiener Berg von 13,8 bis 12,6 Ma (MN 8, gem. KÄLIN & KEMPF, in Vorb.) ergibt. In diesem Zeitfenster wäre auch der Öhningen-Süsswas-

serkalk abgelagert worden. Diese Alterswerte sind jedoch jünger als das biostratigraphisch ermittelte Alter des Öhningen-Mergels (höhere MN 6, S. 39). Aufgrund von Feldevidenzen muss für den Brand-Herrentisch-Deckentuff ein stratigraphisch jüngeres Alter angenommen werden, was durch die Resultate der Datierung nicht bestätigt wird. Die Ablagerung des Seerücken-Deckentuffs vom Iltobel fällt gemäss der radiometrischen Datierung in die gleiche Zeit wie die vulkanische Aktivität am Tuffschlot von Wangen.

Die Altersresultate sind mit einer gewissen Vorsicht zu verwenden, da sie zum Teil in Widerspruch zu den lithostratigraphischen Feldbefunden und den biostratigraphischen Daten (s. Kap. Biostratigraphie, Chronostratigraphie, S. 38f.) stehen. Aus diesem Grund wurden sie auch nicht in das dem Atlasblatt Steckborn-Kreuzlingen zugrunde liegende stratigraphische und tektonische Konzept (s. Kap. Tektonik, S. 76ff.) mit einbezogen.

QUARTÄR

Ausgangspunkt der alpinen Quartärstratigraphie ist die Arbeit von PENCK & BRÜCKNER (1901–1909), in der die Autoren vier Eiszeiten (Günz, Mindel, Riss und Würm) definierten, die später um die Donau-, Biber- und Haslach-Eiszeit erweitert wurden (s. HABBE 2007). Auf der geologischen Karte Hegau und westlicher Bodensee schiedেন ERB & SCHREINER (1992) die ältesten pleistozänen Ablagerungen (Deckenschotter) am Schiener Berg und am Seerücken als «Ältere Deckenschotter» (Günz) und «Jüngere Deckenschotter» (Mindel, z.T. Haslach) aus. Neuere Untersuchungen zur Genese und Altersfrage der Deckenschotter (BIBUS 1990, GRAF 1993, 2009) zeigen, dass die Entstehungsgeschichte dieser Schotter komplexer ist als bisher angenommen. Die Höheren und Tieferen Deckenschotter repräsentieren eine grössere Anzahl Eiszeiten (z.B. SCHLÜCHTER & KELLY 2000, MÜLLER et al. 2002) zwischen dem späten Pliozän (MN17, ca. 1,8–2,5 Ma, BOLLIGER et al. 1996) und dem Frühen Pleistozän. Nach der Ablagerung der Höheren Deckenschotter erfolgte eine regionale Absenkung des Flussnetzes mit der Bildung von Rinnen, die anschliessend durch Tiefere Deckenschotter aufgefüllt wurden (SCHREINER 1991, GRAF 2009). Die phasenweise Tiefenerlegung des Vorflutniveaus mit nachfolgender Füllung der Rinnen und Becken setzte sich im Verlauf des Quartärs weiter fort. Dieser Vorgang wurde durch eine stetige Hebung des Alpenkörpers (MÜLLER et al. 2002), in dem zum Rhein entwässernden Gebiet aber auch durch die tektonische Absenkung des Oberrheingrabens gesteuert (GRAF 2009). Letzteres hat zur Folge, dass eine Korrelation mit dem zur Donau entwässernden bayrischen Alpenvorland, dem Typusgebiet

der klassischen Eiszeiten, auf herkömmlichem, terrassenstratigraphischem Weg nur bedingt möglich ist.

Mittelpleistozäne Sedimente dürften als Rinnen- und Beckenfüllungen vorhanden sein; mit Ausnahme eines mit Vorbehalt in diesen Zeitabschnitt gestellten, möglicherweise aber älteren (GRAF 2009) kleinen Schottervorkommens am Nordrand des Schiener Berges stehen sie im Kartengebiet jedoch nirgends an der Erdoberfläche an.

Die heutigen Landschaftsformen und die quartären Ablagerungen im Gebiet von Atlasblatt Steckborn-Kreuzlingen sind stark durch die Letzte Eiszeit (Spätes Pleistozän, Würm) geprägt. Eindeutige Spuren des LGM (= Last Glacial Maximum) fehlen im Kartengebiet. Die Oberfläche des Bodensee-Rheingletschers lag im LGM höher als der Schiener Berg und der Seerücken (vgl. KELLER & KRAYSS 2005a). Hingegen sind die Eisrandlagen des abschmelzenden Gletschers im Steinam-Rhein- und im Konstanz-Stadium durch Moränenwälle und assoziierte Ablagerungen deutlich abgebildet. Die Schotter der Reichenau, bei Petershausen und am Nordostufer des Gnadensees werden von Moräne überlagert, weshalb sie als Vorstossschotter (SCHREINER 1992) betrachtet werden. Entlang dem Ufer des Untersees und in der Verlandungsebene westlich von Konstanz-Kreuzlingen finden sich ausgedehnte, an den Hängen des Schiener Berges und Seerückens eher kleinräumige spät- und postglaziale Ablagerungen.

Pleistozän (inkl. spätes Pliozän)

Spätes Pliozän – Frühes Pleistozän

Im westlichen Bodenseegebiet tritt sowohl auf dem Schiener Berg als auch auf dem Seerücken verfestigter Schotter (Deckenschotter, «löchrige Nagelfluh») auf. Die Vorkommen werden als Reste schottergefüllter Rinnen interpretiert, welche die Schmelzwässer des Bodensee-Rheingletschers aufnahmen (SCHREINER 1968b, 1991). Die Schotteruntergrenzen weisen ein Gefälle nach Westen auf. SCHREINER (1983, 1996) nahm eine auf morphostratigraphischen Überlegungen basierende Dreigliederung in günz-, haslach- und mindelzeitliche Vorkommen vor. GRAF (2009) unterteilt die Deckenschotter ebenfalls in drei morphostratigraphische Einheiten – Höhere und Tiefere Deckenschotter sowie Tiefere Deckenschotter, unteres Niveau – gliedert diese aber, gestützt auf sedimentologische und sedimentpetrographische Analysen, weiter in lithostratigraphische Einheiten. Dieser Einteilung wird auf Blatt Steckborn-Kreuzlingen gefolgt. Eine Zuweisung der Deckenschottereinheiten zu bestimmten Eiszeiten lässt GRAF (2009) bewusst vorläufig offen. Er bezeichnet den Schiener Berg als Typusgebiet für die Deckenschotter des gegen Westen entwässernden Teils des Bodensee-Rheingletschers. Die Deckenschotter im Gebiet von Atlasblatt Steckborn-Kreuzlingen gehören

petrographisch zwei verschiedenen Schüttungen an. Am Nordrand des Schiener Berges überwiegt die Rheintal-Schüttung. Die Thurtal-Schüttung macht sich überwiegend im südlichen Bereich bemerkbar, vor allem in den Tieferen Deckenschottern. Aber auch die Höheren Deckenschotter östlich der Ferdinandslust wurden davon beeinflusst.

Auf der Nebenkarte «Geologische Übersicht 1:200 000» sind die Verbreitungsgebiete der Deckenschotter im Raum Untersee dargestellt, einschliesslich der von letzteiszeitlicher Moräne bedeckten Vorkommen.

q_{HDS} Höhere Deckenschotter

Schiener Berg

Die Höheren Deckenschotter am Schiener Berg sind typischerweise gut gerundet, nagelfluhartig verkittet und weisen in der Regel einen sehr geringen Anteil an Kristallingeröllen auf (SCHREINER 1991, Geröllanalyse s. GEIGER 1969, GRAF 2009). Sie sind in zwei Gebieten aufgeschlossen:

- Östlich der Ferdinandslust (Schotterbasis: ca. 670–685 m ü. NN, GRAF 2009)
- Im Gebiet Ewigkeit und nördlich davon entlang der Oberkante der Nordflanke des Schiener Berges oberhalb von Wittmüss (Schotterbasis: ca. 665 m ü. NN im N, bis 675 m ü. NN im S, GRAF 2009)

Seerücken

Auf der Hügelkuppe von Salen-Reutenen sind an verschiedenen Stellen verkittete Höhere Deckenschotter aufgeschlossen, so in der ehemaligen Kiesgrube im Waldstück Grooswiis südwestlich von Reutenen. Der Schotter wurden früher in zahlreichen kleinen Kiesgruben abgebaut (FRÜH 1910). Eine Vielzahl von Sodbunnen (ENGELI 1913) und einige Quelfassungen geben Hinweise auf die Verbreitung der meist moränenbedeckten Höheren Deckenschotter von Salen-Reutenen. Diese reichen von östlich Reutenen über Salen-Haadehuus Richtung Westen wohl bis an den oberen Rutschabrisstrand im Speck sowie von Malpach bis an die Seitenmoräne nördlich von Hoochstross (vgl. Nebenkarte «Geologische Übersicht 1:200 000»). Die Deckenschotteraufschlüsse im Wald südlich von Reutenen lassen eine Basisfläche um 685 m ü. M. vermuten. Im Haadewald wird eine Schotterbasis um 660 m ü. M. angenommen.

Das erstmals von GUTZWILLER (1883) erwähnte Vorkommen von «löchriger Nagelfluh» untersuchte FRÜH (1910) anhand der damals zugänglichen Aufschlüsse bei Salen-Reutenen eingehend. Aufgrund der Schrägschichtung und den horizontalen Übergusschichten interpretierte er den Schotter als Deltaablagerung. Die Foresets fallen mit 12–20° in nordwestlicher Richtung ein. FRÜH (1910) beschrieb gekritzte und zerdrückte Geschiebe und wies auf die Eckigkeit grösserer Komponenten sowie die für Deckenschotter typischen «hohlen» Gerölle hin.

Aufgrund des Gehalts an oft kantengerundeten und gekritzten Geschieben und zahlreicher Kristallinkomponenten sowie des geringen Verwitterungsgrades zweifelte FREI (1912) die Zugehörigkeit des Schotter von Salen-Reutenen zu den Höheren Deckenschottern an. Er vermutete eine jüngere, gletschnahe Bildung in einem eisgestauten See. GEIGER (1943) wies den Schotter aufgrund seiner Höhenlage den «Älteren» (= Höheren) Deckenschottern zu, später zählte er ihn zu den «Jüngeren» (= Tieferen) Deckenschottern (GEIGER 1961). HANTKE (1962) betrachtete den Schotter von Salen-Reutenen als letzteiszeitlichen Vorstossschotter, während WINZELER (1991) ihn als letzteiszeitliche Ablagerung in einem Eisstausee deutete. KRAYSS & KELLER (1994) stellten den Schotter wiederum zu den Tieferen Deckenschottern. SCHREINER (1991, 1992) stufte ihn wegen des erhöhten Kristallingehaltes als mindelzeitlichen Deckenschotter ein, obwohl er von der Höhenlage eher in das System der älteren Deckenschotter passt. Auf Atlasblatt Steckborn-Kreuzlingen wurde die Einstufung von GRAF (2009, der diese Zuordnung allerdings mit Vorbehalten vertritt) als Höhere Deckenschotter übernommen. Auf dem Seerücken liegt die Schotterbasis gegenüber den Vorkommen am Schiener Berg eher tief. GRAF (2009) erachtet es als möglich, dass die Höheren Deckenschotter von Salen-Reutenen gegenüber den Vorkommen auf dem Schiener Berg tektonisch leicht abgesenkt wurden (s. a. SCHREINER 1968c).

Tiefere Deckenschotter

Im Kartengebiet treten Tiefere Deckenschotter nur am Schiener Berg auf. Sie werden nach GRAF (2009) gliedert und benannt.

Nordrand des Schiener Berges

SCHREINER (1989) sah in den Tieferen Deckenschottern am Nordrand des Schiener Berges, die an dieser Stelle als eine gegen 100 m mächtige Füllung der Schrotzburg-Rinne vorliegen, eine durchgehende Glazialsequenz mit Vorstossschotter, Moräne und abschliessendem eisrandnahen Schotter des zurückschmelzenden Gletschers. Er stellte die Abfolge in die Mindeleiszeit. Im Gegensatz dazu beschreibt GRAF (2009) an der Obergrenze der liegenden Deckenschottereinheit Deckschichten mit Anzeichen von Pedogenese, worin er einen Hiatus erkennt.

q_{5B0} Bohlingen-Schotter

Der bis 30 m mächtige Bohlingen-Schotter besteht aus lagenweise verkitetem grobem Kies mit meist gut gerundeten Geröllen (ca. 10% Kristallinanteil, Dolomit ist meist zersetzt) von bis zu 40 cm Durchmesser. Er weist eine gegen oben graduell gröber werdende Kornverteilung auf und wird als typischer glazifluvialer Schotter interpretiert. Überlagert wird er durch eine rund 0,8 m mächtige feinkörnige, durch Fe- und Mn-Hydroxide intensiv rotbraun bis braunschwarz ge-

färbte Deckschichtenserie mit Anzeichen vermutlich warmzeitlicher Bodenbildung (GRAF 2009).

Der Bohlingen-Schotter überlagert direkt die OSM. Ausgehend von der Bohlinger Schlucht ist er noch rund 900 m nach Osten und bis 1,2 km nach Westen verfolgbar. Oberhalb von Wittmis findet sich der östlichste Schotterrest auf Kote 610 m ü.NN; dieser lagert dem Fels sockelartig auf. 200 m NNW der Schrotzburg konnte im Rahmen der Kartierung im betreffenden Steilhang die Felsobergrenze (= Nordrand der Schrotzburg-Rinne) auf ca. 630 m ü.NN nachgewiesen werden. Im Westen keilt der Bohlingen-Schotter oberhalb von Wittmisried auf Kote 650 m aus. Das nördlichste Vorkommen befindet sich auf der langgezogenen Gelände-rippe Schossen. Im Gebiet Neuweg fehlt der Schotter gänzlich; hier lagert an seiner Stelle gemäss einer Bohrung (SCHREINER 1965) eine über 52 m mächtige Moränenabfolge (Rinnenfüllung) unbekanntes Alters. Nach GRAF (2009) ist die Schrotzburg-Rinne 500–600 m breit, mit einem Tiefstpunkt um 585 m ü.NN. Sie sticht von ENE kommend in den Nordrand des Schiener Berges ein und verlässt diesen in nordwestlicher Richtung. Nördlich von Bühlarz zweigt eine Südwest-Nordost streichende Rinne ab, die einen Tiefstpunkt < 573 m ü.NN aufweist. Diese Rinne ist weitgehend mit Moränenmaterial verfüllt; sie könnte demnach jünger als die Schrotzburg-Rinne sein (GRAF 2009).

q_{mSb} Schrotzburg-Till

Beim bis 60 m mächtigen Schrotzburg-Till («Geschiebemergel», SCHREINER 1989) handelt es sich um einen grauen, sehr festen Diamikt mit gekritzten Geschieben und fein geschichteten Einlagerungen. Die unteren 2–3 m sind stärker sandig und geschichtet, nach oben wird er kiesiger. Der Schrotzburg-Till wird als Waterlain Till (glaziales Beckensediment) interpretiert (GRAF 2009). Er ist allgemein schlecht aufgeschlossen. Am Nordrand des Schiener Berges finden sich aber in entsprechender Höhenlage über dem Bohlingen-Schotter zum Teil schwarmweise gut gerundete, stark verwitterte Findlingsblöcke, die die Verbreitung des Schrotzburg-Tills im Gelände anzeigen. In der Nordflanke des Schiener Berges steht in der obersten Rechtskurve der Strasse Schienen-Bankholzen dunkelgrauer gebänderter toniger Silt an, welcher als Moräne der Letzten Eiszeit kartiert wurde. Eine Zuordnung zum Schrotzburg-Till wäre auch möglich.

q_{sSb} Schrotzburg-Schotter

Der 10–15 m mächtige Schrotzburg-Schotter ist ein verkitteter grober, schlecht sortierter sandiger Kies mit wenig gerundeten Geröllen (20–25 % Kristallinanteil) und zahlreichen gekritzten Geschieben. Er wird als eisrandnahe Ablagerung interpretiert (GRAF 2009). Der Schrotzburg-Schotter ist nur sehr lokal im bewaldeten Steilhang in der nahen Umgebung der Schrotzburg oberhalb von ca. 660 m ü.NN vorhanden.

Südlicher Bereich des Schiener Berges

Nach SCHREINER (1991), ERB & SCHREINER (1992) und GRAF (2009) können im Gebiet des Bannholzes anhand der Auflagerungshöhen zwei verschieden alte Schotter unterschieden werden. Der nördliche (Bannholz-Schotter) lagert auf rund 615 m ü.NN dem Fels auf und ist durch eine Zone mit Molassegesteinen von einem südlichen (Hungerbol-Schotter) mit einer Rinnenbasis um 570 m ü.NN getrennt. Auch im weiter westlich gelegenen Gebiet Eichen-Hungerbol füllt der Hungerbol-Schotter eine tiefer liegende Rinne mit einer Basis < 570 m ü.NN, wogegen alle übrigen Deckenschotter in diesem Gebiet eine Rinnenbasis zwischen ca. 590 und 610 m ü.NN aufweisen und dem Niveau der Bannholz-Schotter zugewiesen werden (GRAF 2009). Allerdings lassen die Aufschlussverhältnisse nicht in jedem Fall eine eindeutige Unterscheidung der beiden Schottereinheiten zu.

q_{sH} Hungerbol-Schotter

Im Gebiet des Aspenholzes ist der Hungerbohl-Schotter in mehreren kleinen Kiesgruben aufgeschlossen. Er führt dort Gerölle aus Julier-Albula-Granit (FREI 1912). Im unteren Bereich weist er verbreitet Schrägschichtung auf, gegen oben wird er auffallend grobkörnig bis blockig. In einer heute weitgehend verfüllten Kiesgrube rund 400 m westlich des Unterbühlhofes (Koord. 710.465/281.250) waren gemäss FREI (1912) diamiktischer Schotter sowie eigentliche glazigene Ablagerungen aufgeschlossen.

In seinem Typusegebiet ist der Hungerbol-Schotter nur entlang einem schmalen Streifen am Nordhang des Schienerbachtobels oberhalb der Forststrasse aufgeschlossen. In seinem östlichsten Aufschluss (Koord. 708.100/282.500/585) wird er von einer mehrere Meter mächtigen, fluviatil gebildeten Abfolge aus siltigem Sand und einer Zwischenlage aus sandigem Kies überlagert. Die Sandlagen enthalten kleine Schnecken, im Dach der Abfolge sind sie entkalkt und durch Fe- und Mn-Hydroxide imprägniert (GRAF 2009). Überlagert wird die feinkörnige Zwischenlage vom Bannholz-Schotter. Es handelt sich bei dieser Lage um Überschwemmungssedimente, die auf eine warmzeitliche Phase zwischen der Ablagerung des Hungerbol- und des Bannholz-Schotters hinweisen (GRAF 2009).

q_{sBa} Bannholz-Schotter

In mehreren aufgelassenen Kiesgruben auf der Ost- und Südseite des Bannholzes ist der Bannholz-Schotter reich an groben, zum Teil zerdrückten Geröllen und Blöcken. In kleinen Gruben im nördlich davon gelegenen Hügel nördlich des Hammerstegbachs besteht der Bannholz-Schotter aus einer wechselhaften Lockergesteinsabfolge aus verkittetem Schotter in Blockfazies und sandigen Schichten,

die nach oben in gletschernah abgelagerten, teilweise verkitteten Schotter mit diamiktischen Lagen und schliesslich in einen Schotter mit gut gerundeten Komponenten übergeht (GRAF 2009).

Im Gebiet Eichen-Hungerbol führt der Bannholz-Schotter zahlreiche Blöcke von bis zu 50 cm Durchmesser und zerdrückte Gerölle. Der Anteil an Blöcken nimmt gegen Westen allmählich ab, der Schotter bleibt aber grobkörnig (GRAF 2009). Nordöstlich der Litzelshäuserhöfe lagert der Bannholz-Schotter an einem alten Hang an. Auch hier liegen eine Blockfazies und zerdrückte Gerölle vor (GRAF 2009).

Mittleres Pleistozän

An der Oberfläche fehlen sicher identifizierbare mittelpleistozäne Ablagerungen. In der Sedimentfüllung von Rinnen und in den zum Teil überfluteten Seebecken (s. Taf. I) können ältere Quartärablagerungen nicht ausgeschlossen werden. Da die meisten Tiefbohrungen aber mittels destruktiver Methoden ausgeführt werden, ist die Ansprache des Bohrguts stark eingeschränkt und mit grossen Unsicherheiten behaftet, weshalb keine zuverlässige lithostratigraphische Gliederung der Sedimente vorgenommen werden kann.

q_s Älterer glazifluvialer Schotter unsicherer Zuordnung

250 m NNW der Schrotzburg (Koord. 709.475/284.800) befindet sich ein isoliertes Vorkommen von verkittetem glazifluvialem Schotter ausserhalb der frühpleistozän angelegten Schrotzburg-Rinne, das auf einer Höhe von 605 – 615 m ü. NN direkt der OSM auflagert. Zum Zeitpunkt der Kartierung von Atlasblatt Steckborn-Kreuzlingen war die Einstufung des Schotterrelikts ungeklärt; es wurde auf der Karte mit Vorbehalt in das Mittlere Pleistozän gestellt. GRAF (2009) stellt es zu den Tieferen Deckenschottern, unteres Niveau.

Spätes Pleistozän

Im Gebiet von Atlasblatt Steckborn-Kreuzlingen sind Ablagerungen und Geländeformen der Letzten Eiszeit weit verbreitet. An der Oberfläche stehen Vorstossschotter, sie überlagernde letzteiszeitliche Moräne und Rückzugsschotter an. Die Eisrandlage des Bodensee-Rheingletschers im Stein-am-Rhein- und im Konstanz-Stadium ist im Kartengebiet und seiner näheren Umgebung durch die entsprechenden End- und Seitenmoränen markant abgebildet. Diese beiden Rückzugsstände führten massgeblich zur Bildung des Untersees und zur Abtrennung des Untersees vom Bodensee (Obersee). Der Becken- bzw. Bändertone wurde hauptsächlich im Spätglazial abgelagert; er geht graduell in holozäne Verlandungssedimente über.

q_{vs} Vorstossschotter, «Drumlinkiese»

Der Ostteil des Gebietes von Atlasblatt Steckborn-Kreuzlingen liegt im süd-östlichsten Verbreitungsgebiet des vorwiegend durch Bohrungen erschlossenen Markelfinger Rinnenschotter, welches in einem bis 2 km breiten Streifen entlang dem Gnadensee verläuft (s. Nebenkarte «Geologische Übersicht 1:200 000»). Da der Schotter oft unter Drumlins lagert, wird er auch als «Drumlinkiese» bezeichnet (SCHREINER 1992). «Drumlinkiese» und Markelfinger Rinnenschotter sind Vorstossschotter der Letzten Eiszeit; die beiden Bezeichnungen sind synonym. Der Markelfinger Rinnenschotter wurde mit 22 ka BP datiert (kalibriertes ¹⁴C-Alter, KELLER & KRAYSS 2005b); er ist somit etwas jünger als das mit 24 ka PB datierte LGM (KELLER & KRAYSS 2005b, HABBE 2007). Stimmen diese Datierungen, so würde dies bedeuten, dass die Front des Bodensee-Rheingletschers nach dem LGM grössere Oszillationsbewegungen vollzog.

Vorstossschotter treten nördlich von Konstanz und auf der Reichenau auf. Letztere besteht praktisch nur aus «Drumlinkiesen» und der sie überlagernden letzteiszeitlichen Moräne.

Östlich von Weiler wurden bis vor etwa 30 Jahren bis 15 m (RUTTE 1956b), nach Angaben von SCHREINER (1989) sogar 25–30 m mächtige «Drumlinkiese» abgebaut. Der lagenweise verfestigte und nagelfluhartig verkittete Schotter ist horizontal geschichtet; zum Teil sind Schrägschichtung und glaziale Stauchungen zu beobachten. Die Gerölle sind meist walnussgross, einzelne können jedoch 20–30 cm Durchmesser erreichen. Verschiedene Bohrungen im Raum Weiler-Gundholzen zeigten, dass der Schotterkörper lateral über kurze Distanz auskeilt und wahrscheinlich die Füllung einer reliktsch erhaltenen Rinne darstellt (s. Profil 2, Taf. I).

Auf der Südseite des Schiener Berges befinden sich im Verbreitungsgebiet der Deckenschotter zwei ehemalige Kiesabbaustellen (E Ferdinandslust: Koord. 711.510/282.580/690; WSW Ewigkeit: Koord. 710.580/283.445/640). Nach GRAF (2009) handelt es sich beim Schotter östlich der Ferdinandslust nicht um Deckenschotter, sondern um schlecht sortierten kaltzeitlichen Schotter mit unverwitterten Dolomitgeröllen. Das zweite Schottervorkommen bei Ewigkeit liegt auf 640 m ü. NN und somit in einer für Höhere Deckenschotter zu tiefen Lage. Diese beiden von letzteiszeitlicher Moräne bedeckten Schottervorkommen werden als Vorstossschotter interpretiert.

q_{4m} Moräne (Till) der Letzten Eiszeit

In weiten Teilen des Kartengebietes besteht die meist graue bis beige letzteiszeitliche Moräne (Till, «Geschiebemergel») aus tonigem Silt mit einem mehr oder weniger hohen Gehalt an Sand und Kies. Steine und Blöcke bis 1 m³ Grösse werden bei Aushubarbeiten oft angetroffen. Bei Eschenz ist die Moräne eher

siltig-sandig ausgebildet und kann als Waterlain Till angesprochen werden. Die Moräne im Wall von Konstanz-Kreuzlingen (Fig. 9) besteht im oberen Bereich vorwiegend aus glazial verschürftem, vorbelastetem glazifluvialen Sand («Münstersande»). In verschiedenen Niveaus finden sich kleinvolumige Linsen aus glazialen Kies. In der unteren Hälfte des Wallkörpers und gegen Osten (d.h. interner) liegt die Moräne in lehmiger bis kiesiger Ausbildung vor. Im Wallkörper finden sich auch eingeschuppte Linsen von glazial vorbelastetem (glazi-)limnischem Sediment (Bänderton). Der sehr heterolithische Aufbau der Endmoräne spiegelt die Dynamik einer oszillierenden Gletscherstirn wider.

Die letzteiszeitliche Moräne bedeckt weite Teile des Schiener Berges und Seerückens in unterschiedlicher Mächtigkeit. Bedingt durch den Wechsel von harten Konglomerat- und Knauer Sandsteinbänken mit weichen Mergelzwischenlagen zeigt der Seerücken, vor allem zwischen Berlingen und Kreuzlingen, ein abgetreptes Relief. Der Gletscher überprägte das Felsrelief durch den Überzug eines in seiner Mächtigkeit stark variierenden Moränenschleiers, rundete es ab und kassierte es zum Teil auch.

Natürliche Moränenaufschlüsse mit direktem Kontakt zum unterliegenden Fels finden sich beispielsweise im Speckbachtobel (Koord. 717.020/279.550/590–600) und beim Forebüel oberhalb von Tägerwilen (Koord. 726.170/279.050/510). Im Girsbergtunnel führte die Moräne an der Basis oft aufgeschürfte Molassemergelschollen.

Am Rande der Seebecken wurde letzteiszeitliche (möglicherweise teilweise auch ältere) Moräne in mehreren Bohrungen in tiefer Lage zum Teil unter spätglazialen Becken- beziehungsweise Bänderton erschlossen (z.B. Bohrungen Nr. 20 u. Nr. 48).

Moränenwälle

Sämtliche Moränenwälle im Gebiet von Atlasblatt Steckborn-Kreuzlingen wurden während Rückzugsstadien des Bodensee-Rheingletschers nach dem letzteiszeitlichen Maximalstand (LGM) gebildet. Die höchst gelegenen Moränenwälle dürften Stände zwischen den Eisrandkomplexen von Feuerthalen (W4–5, 21,5 ka BP) und Stein am Rhein (W6–8, 19,5 ka BP) dokumentieren (KELLER & KRAYSS 2005a, b). KELLER & KRAYSS (1980) und WINZELER (1991) korrelierten die Moränenwälle von Salen-Reutenen mit dem Staffelwald-Stand (W6). Bei Öhningen (Schiener Berg) finden sich Moränenwälle des Etwilens-Standes (W7).

Der bedeutendste Moränenwall im Kartengebiet ist jener von Konstanz-Kreuzlingen (SCHMIDLE 1916), der den Konstanz-Stand W10 (Eisrandkomplex von Konstanz, 18 ka BP, KELLER & KRAYSS 2005b) charakterisiert. Er trennt den Bodensee (Obersee) vom Untersee. Der Hauptzug des Moränenwalls von Konstanz folgt in Kreuzlingen dem Verlauf der Besmerstrasse hinauf und ausserhalb des Kartengebietes über eine Distanz von 8 km dem Stichbachtobel bis Lang-

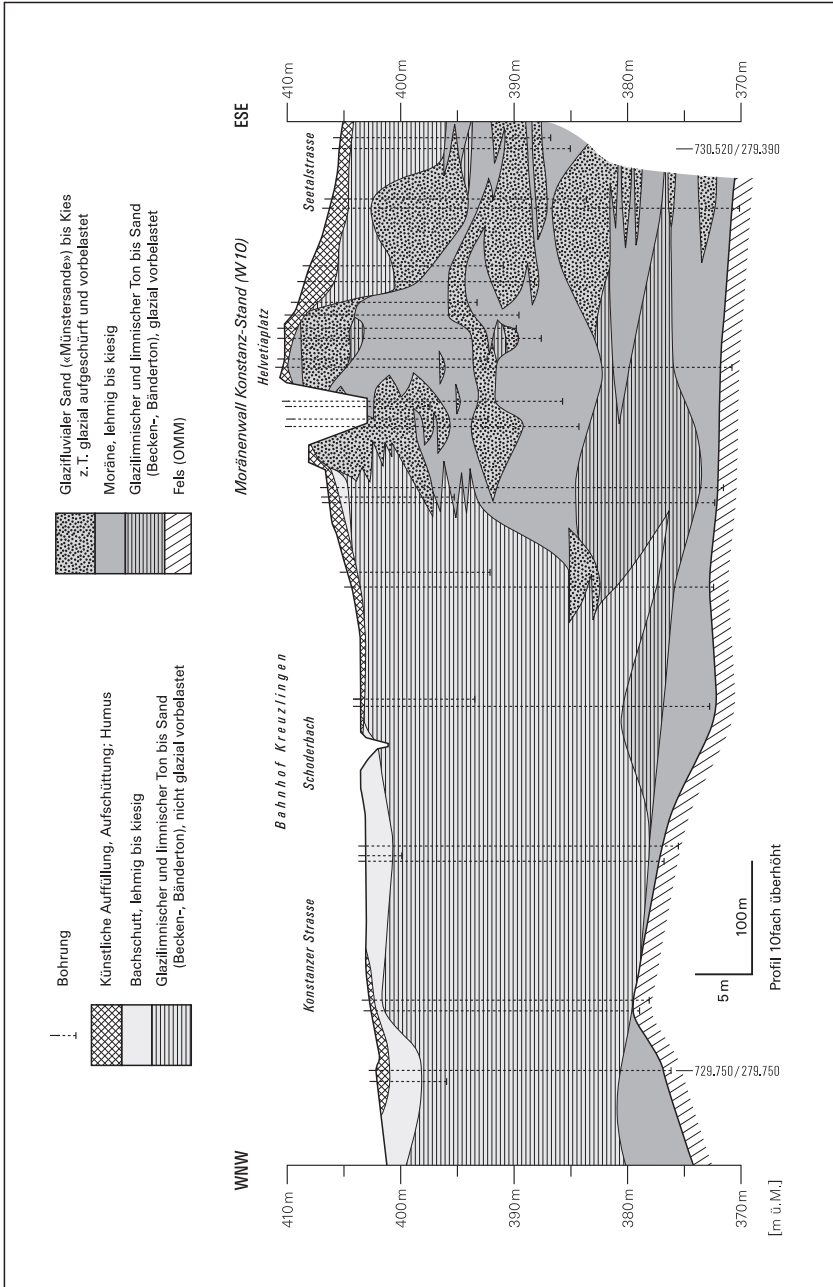


Fig. 9: Profilschnitt durch die Endmoräne von Konstanz-Kreuzlingen (Kreuzlingen, Helvetiaplatz); nach Büchi und Müller AG (1990b).

rickenbach (KRAYSS & KELLER 1996). Bei Petershausen sind zwei Moränenwälle ausgebildet. Der innere Wall findet seine südliche Fortsetzung wohl in der Moränenenerhebung bei der Seeburg in Kreuzlingen und dürfte dann in den Moränenwall von Bottighofen weiterziehen.

In der Nebenkarte «Geologische Übersicht 1: 200 000» ist die Eisrandlage des Bodensee-Rheingletschers im Stein-am-Rhein-Stadium (Etwilen-Stand W 7) und im Konstanz-Stadium (W10) nach diversen Kartenskizzen von O. Keller und E. Krays dargestellt.

Drumlins, drumlinartige Geländekuppen

Die bedeutendsten Drumlins im Kartengebiet liegen auf der Reichenau (Hochwart und Vögelisberg), in der Nachbarschaft des Drumlinfeldes auf dem Bodanrück (s. Nebenkarte «Geologische Übersicht 1: 200 000»). Während dort die Drumlins teilweise auch aus letzteiszeitlicher Grundmoräne bestehen, enthalten sie auf der Reichenau sowie südöstlich von Weiler Schotter, der zum Teil verkittet ist. Westlich von Horn am Ostende der Halbinsel Höri besteht der Kern dreier drumlinartiger Geländekuppen aus OSM. Weitere Drumlins befinden sich südwestlich und westlich von Schienen. Die Darstellung der Drumlins auf dem deutschen Kartenblattanteil folgt im Wesentlichen den Angaben von HANTKE (1967). Auf dem Seerücken wurden die Geländekuppe beim Tägermoos südlich von Steckborn und diejenige bei der Bürgle südlich von Ermatingen als Drumlins ausgedehnt.

Rundhöcker

Am Schiener Berg wurden zwei Molassehügel (Hartbühl W Hemmenhofen, Jucken E Öhningen) und zwei Deckenschotterhügel (W Sandhof, S Bannholz) als Rundhöcker ausgedehnt. Im Bereich des Seerückens fehlen Rundhöcker.

Erratische Blöcke

Erratische Blöcke (Findlinge) unterschiedlicher Grösse sind im Kartengebiet weit verbreitet. Von den kartierten Findlingen entfallen rund zwei Drittel auf Sedimentgesteine und ein Drittel auf Kristallingesteine und Metamorphite. In neuen Wohnquartieren liegt eine Fülle von zugeführten gartenzierenden Steinen. In solchen Gebieten kann heute keine zuverlässige Findlingskartierung mehr durchgeführt werden. Angaben über erratische Blöcke finden sich in EBERLI (1900), FRÜH (1908), SCHMIDLE (1916) und GEIGER (1940, 1966).

Erwähnenswert sind die «Gletscherkugeln» im Raum Wangen (RUTTE 1956a), bei denen es sich um aus dem Gesteinsverband herausgewitterte stärker zementierte Konkretionen aus den «Steinbalmensanden» handelt, die eventuell in «Gletschermühlen» zusätzlich modelliert wurden.

Im Waldgebiet von Buech wurden zwei glazial verschleppte Blöcke aus verkittetem Höherem Deckenschotter kartiert (Koord. ca. 716.550/279.300/560 und ca. 716.430/279.300/535).

Nachfolgend einige wichtige und grössere Findlinge im Kartengebiet:

- Grosser Verrucanoblock, rund 150 m südwestlich des Lindenhofs bei Öhningen (Koord. 709.700/280.620); wurde 2002 ausgegraben
- Grösserer Block aus dunkelgrauem kieseligem Kalk, Waldweg bei Buech oberhalb von Steckborn (Koord. 716.610/279.040/585)
- Radiolarit, Schiffsanlegestelle Steckborn (Koord. 715.870/280.880/397). Versetzter Block mit folgender Inschrift: «Verkneteter Hornstein (Radiolarit) des obersten Malms der ost-alpinen Decken. So anstehend in Mittelbünden und besonders im Oberhalbstein verbreitet. – 1925»
- Glimmermarmor, Schiffsanlegestelle Berlingen (Koord. 718.560/281.680/397). Versetzter Block
- «Grauer Stein», Block aus «Seelaffe» (grauer, kalkiger Molassesandstein), oberhalb von Ermatingen (Koord. 722.760/280.110/520). Grösster Findling des Kartengebietes, mit folgender Inschrift: «Tertiärer Muschelsandstein, Seelaffe vom Rorschacherberg. – Grösster erratischer Block im Thurgau. – Zur Eiszeit war's, als auf des Gletschers Rück ich glitt hierher und glaubte, das Glück einer ewigwährenden Ruhe zu finden. Das Gletschereis sah ich unter mir schwinden. Doch menschlicher Unverstand und kleinlicher Neid im 19. Jahrhundert mir brachten viel Leid; denn mit wuchtigen Schlägen und Pulverkraft ward Stück um Stück mir vom Leib gerafft. Dem Häuser- und Strassenbau war'n sie geweiht. Nur ein Stück bin ich noch aus der Gletscherzeit.»
- Grösserer Block aus Alpenkalk, Drovettisberg (Hard) oberhalb von Ermatingen (Koord. 723.530/280.800/450)
- Grösserer Block aus frühtertiärem Kalk, östlich von Triboltingen (Koord. 726.320/280.280/415). Versetzter Findling, stammt aus Moränenböschung ca. 250 m im NW auf ca. 403 m ü. M.
- Hussenstein, aus «Seelaffe», Konstanz (Koord. 729.600/280.370/398). Aus der Kiesgrube von Hegne dorthin versetzter Block (EBERLI 1900, SCHMIDLE 1916). Benannt nach dem tschechischen Reformator Jan Hus, welcher 1415 an dieser Stelle auf dem Scheiterhaufen hingerichtet wurde.

Randglaziale Abflussrinnen, ehemalige Entwässerungsrinnen i. Allg.

In den tief eingeschnittenen Bachtobeln am Seerücken und am Schiener Berg tritt keine Moräne der Letzten Eiszeit auf. Moräne ist nur im Bereich der Oberkante der Tobelböschungen und am oberen Ende der Bachtobel im Bachgerinne anzutreffen. Zusammen mit dem schräg zur Falllinie rheinabwärts gerichteten Verlauf vieler Tobel, der im Zusammenhang mit randglazialer Entwässerung stehen dürfte, bedeutet dies, dass die Bildung der Tobel erst nach dem Rückzug des letzteiszeitlichen Bodensee-Rheingletschers einsetzte. Neben weiteren stellen das Heeristobel südwestlich von Berlingen und das Tobel des Klingerbachs östlich von Öhningen in die OSM eingeschnittene ehemalige randglaziale Abflussrinnen dar (vgl. WINZELER 1991).

In Kreuzlingen und in Petershausen folgen ehemals nach Westen entwässernde randglaziale Abflussrinnen dem äusseren Rand des Moränenwalls von Kreuzlingen-Konstanz.

Die folgenden kleineren Entwässerungsrinnen fielen durch Verlegung des Bachlaufes trocken:

- Südlich von Steckborn (510 m ü. M.): Der heute recht tief eingeschnittene Bach von Buech floss früher Richtung Wällissat.
- Südöstlich von Steckborn (530 m ü. M.): Südlich von Groond entwässerte eine Schmelzwasserrinne über kurze Zeit das Gebiet Dietehuuse.
- Oberstes Heeristobel (546 m ü. M.): Eine Rutschung in der Wiechselrüti führte zur Verklauung des Heeristobels. Der Wildbach und der Bach aus dem Ortobel erodierten tief in die Molasse, so dass bei Pkt. 546 m ü. M. die randglaziale Entwässerungsrinne des Heeristobels heute nach Osten in die Luft ausbeisst.
- Zwischen Brunegg und Girsbärg (445 m ü. M.): Diese Schmelzwasserrinne war vor den etwa Nord-Süd verlaufenden, im Hang des Seerückens tiefer eingeschnittenen heutigen Bachtobeln aktiv. Beim Bau des Girsbergtunnels wurden im Bereich der Schmelzwasserrinne in entsprechender Tiefe Wasser führende Kieslinsen und Sand angetroffen.

q_{rs} Rückzugsschotter, eisrandnaher glazifluvialer Schotter, Kameschotter

Diese nicht von letzteiszeitlicher Moräne bedeckten Schotter wurden am Rand und im Vorfeld des abschmelzenden Bodensee-Rheingletschers abgelagert.

Eschenz-Schotter

Das Kiesvorkommen im Raum Mammern – Eschenz – Kaltenbach – Etwilen gehört zur eisrandnah gebildeten Schotterflur des Stein-am-Rhein-Standes. Bei Eschenz wurde es in mehreren Gruben abgebaut, die heute zum Teil wieder verfüllt sind. Östlich des Dorfbachs von Mammern steht im Hangeinschnitt des jungen Bachschuttkegels auf ca. 415 m ü. M. lokal glazifluvialer Schotter an. In der nahe gelegenen Grundwasserfassung wurde bis 394 m ü. M. Sand und Kies erbohrt. Nach neuen Feldbefunden ausserhalb des Kartengebietes handelt es sich um das östliche Ende des bis Mammern unterhalb von ca. 460 m ü. M. zusammenhängend anstehenden Schottervorkommens des Eschenz-Schotters (Büchi und Müller AG 2004b).

Schotterrelikt Rolliraa

Kleines, bei Koord. 712.900/278.885 auf 435–440 m ü. M. Höhe am Hang abgelagertes Schottervorkommen, das möglicherweise ein Relikt des einst weiter nach Osten reichenden Eschenz-Schotters ist.

Schotterrelikt Hagebuecherhau

Südlich der Glarisegg steht bei Koord. 714.515/278.790 zwischen 510 und 530 m ü. M. verkitteter Schotter an. Aufgrund der Aufschlussverhältnisse kann nicht geklärt werden, ob dieses lokale Kiesvorkommen von Moräne bedeckt ist. Offen bleibt auch die Frage, ob es sich allenfalls um die Füllung einer in die Mo-

lasse eingetieften, nach Südosten verlaufenden Kleinrinne oder um einen an den Molassefels angelagerten Schotterrest (evtl. Kameschotter) handelt.

Schotterrelikt Mannenbach

Beim Bau eines Gewerbebetriebes südlich der Bahnstation Mannenbach (Koord. 721.225/281.550) wurde unmittelbar am Hangfuss östlich neben der nach Salenstein führenden Strasse auf ca. 405 m ü. M. sauberer Kies angetroffen. Dieses lokale Vorkommen lagert unter einer heute stabilisierten Rutschmasse.

Schotterrelikt Ulmbürg

Kleinvolumiges, an die Molasse angelagertes lokales Kiesvorkommen bei Ermatingen (Koord. 723.060/280.820).

Tägerwilen-Schotter

Dieser Schotter lagert ausserhalb des Moränenwalls von Konstanz-Kreuzlingen im Gebiet Kreuzlingen – Emmishofen – Tägerwilen. Beim Bau der Mittelthurgaubahn vor rund 100 Jahren wurde im Bahneinschnitt bei der Rülle östlich von Tägerwilen auf rund 410 m ü. M. Kies aufgeschlossen (ehemalige Kiesgrube, ERB 1989). In Kreuzlingen ist westlich von Pkt. 419 m ü. M. (Hauptstrasse) ein geringmächtiges Schottervorkommen dem Moränenwall angelagert, das in mindestens zwei ehemaligen Kiesgruben abgebaut wurde. Es ist denkbar, dass es sich unter dem Bachschuttkegel des Krebs- und des Töbelibachs noch etwas weiter nach Westen fortsetzt. Sondierbohrungen zeigten, dass unmittelbar südlich des Seminars Kreuzlingen geringmächtiger Schotter ansteht. Beim Bau des Girsbergtunnels wurde über der Moräne nördlich der Brunegg ein lokales Kiesvorkommen (z.T. verschwemmte, kiesige Moräne) auf ca. 425 m ü. M. angetroffen.

SCHMIDLE (1916) unterschied im Gebiet nördlich von Konstanz zwei Kiestypen: ältere, moränenbedeckte «Drumlinkiese» und jüngeren Kies ohne Moränenbedeckung. Vom Gebiet Jakob am Ostrand von Konstanz erwähnte SCHMIDLE (1912b, 1916) Funde von Mammutstosszähnen, Rentiergeweihen sowie Knochen von Pferden und Moschusochsen. Eine ¹⁴C-Altersbestimmung an einem Knochenrest aus dem jüngeren Kies von Hinterhausen (heute Petershausen) ergab ein nicht kalibriertes Alter von $14,1 \pm 0,115$ ka (SCHREINER 1992).

Am Schiener Berg fehlen bis auf wenige kleine Stellen Hinweise auf Rückzugsschotter. Nach RUTTE (1956a) befand sich am Ostrand von Hemmenhofen (heute Parkplatz oberhalb der Gärtnerei) auf 410 m ü. NN eine Kiesabbaustelle, die heute nicht mehr existiert. Aus der Glimmersandgrube Letzbühl auf der Halbinsel Höri beschrieben HASEMANN (1948) und RUTTE (1956a) eine kleine schottergefüllte Rinne in den «Oberen Sanden» der OSM. Der Aufschluss ist heute nicht mehr vorhanden. Es ist nicht geklärt, ob es sich dabei um einen Vorstoss- oder Rückzugsschotter oder allenfalls um tertiäre Nagelfluh der Hörnli-Schüttung handelte.

Bergsturzmaterial mit Blöcken aus verkittetem Deckenschotter

Am Südhang des Schiener Baches zwischen Quint und Hungerbol liegen unterhalb von 540 m ü. NN auffallend viele Blöcke aus verkittetem Tieferem Deckenschotter. Sie lagern vermutlich direkt auf Fels. Es ist nicht eindeutig geklärt, ob die Blockmasse von Moräne überdeckt ist. Die Blockansammlung wird als Ablagerung eines kleinen Bergsturzes interpretiert, der niederging, als der Schiener Bach den Hangfuss unterhalb der Hungerbol-Rinne auf einer Länge von 600 m erosiv unter schnitt und destabilisierte.

Holozän (inkl. Spätglazial der Letzten Eiszeit)

q_{sdF} «Weiler Flugsande»

Das Feinsandvorkommen der «Weiler Flugsande», von RUTTE (1956a) noch fälschlich den «Steinbalmensanden» der OSM zugerechnet, wird seit SCHREINER (1989) als äolisches Sediment angesehen. Früher wurden die «Weiler Flugsande» als Formsand lokal abgebaut (HOFMANN 1997a, GEYER 2000). Heute sind bis auf Reste der Abbauwände im Bereich der ehemaligen Sandgrube östlich von Weiler kaum noch Oberflächenaufschlüsse vorhanden.

Bachschuttkegel, Schwemmfächer, Delta

Am Ausgang der Runsen am Nordhang des Schiener Berges wurden Bachschuttkegel abgelagert, die durch Bohrungen belegte Mächtigkeiten von teils über 20 m aufweisen. Im Tal der Radolfzeller Aach verzahnt sich der Bachschutt mit jungen See- und Verlandungssedimenten des Bodensees. Die Grösse der Schuttkegel am Nordrand des Schiener Berges steht in Widerspruch zu den bescheidenen Einzugsgebieten; ihre Bildung dürfte demnach wohl kurz nach dem Rückzug des letzteiszeitlichen Bodensee-Rheingletschers erfolgt sein. Bachschuttkegel treten ebenso am Ost- und am Südrand des Schiener Berges auf; die dort gemessenen Mächtigkeiten sind allerdings geringer.

Alle Ortschaften am Ufer des Untersees liegen auf den natürlichen Erhöhungen heute noch aktiver Bachschuttkegel, die als lobenförmige Deltas in den Untersee reichen. Ihre Bildung setzte nach dem Rückzug des Gletschereises vor rund 19–18 ka ein. Kiesige Aufschlüsse in den zentralen und etwas erhöhten Teilen von Bachschuttkegeln (z.B. Eschenz, Steckborn, Berlingen, Ermatingen) lassen – in Übereinstimmung mit FRÜH (1906) – vermuten, dass die Schuttfächer am Untersee einen etwas älteren, glazifluvialen Kern aufweisen; das heisst, dass die holozänen Schuttkegel zum Teil einen spätletzteiszeitlichen Schotterkern besitzen (FRÜH 1906). In einigen Fällen haben sich die heutigen Bäche im Apexbereich von Schuttkegeln und Deltas bis zu 10 m tief in die Lockergesteinsmassen einerdodiert und auf tieferem Niveau ein sekundäres Delta in den See geschüttet, so in Mam-

mern, Spanacker, Fäldbach, Steckborn, Mannenbach, Ermatingen und Bottighofen. Analog weisen Terrassenränder auf eine im Detail nicht aufschlüsselbare, aber wohl wechselhafte Entstehungsgeschichte der Bachschuttkegel und Deltas im Verlaufe des ausgehenden Spätglazials und des Holozäns hin. Dabei dürften klimatische Veränderungen, Wechsel im Geschiebeanfall und ältere, höhere Seestände einen massgeblichen Einfluss auf die Gestaltung der Bachschuttkegel und Deltas gehabt haben.

Bei Unwettern schwellen die Tobelbäche entlang dem Untersee wildbachähnlich an und können Überschwemmungen verursachen. Dabei werden bedeutende Geschiebe- und Holzmassen abgeführt. Die Bäche fliessen durch die Siedlungsräume auf den Bachschuttfächern. An unzähligen Durchlässen, Engstellen und Flachstrecken können Schwemmholz- und Geschiebeansammlungen Überschwemmungen verursachen.

Die Terrassen von Lanterschwiil-Ebenöödi-Ulmbärg oberhalb von Ermatingen (zwischen 455 und 480 m ü.M.) wurden als erosiv zerschnittener Bachschuttfächer eines höheren, älteren Entwässerungssystems des Ander- und des Sangebachs zur Zeit des abschmelzenden letzteiszeitlichen Bodensee-Rheingletschers interpretiert.

Südwestlich von Fruthwilen und Triboltingen bildeten Kleinbäche am Fuss der Nagelfluhbänke kleine, schön geformte Bachschuttkegel. Bei Triboltingen, Tägerwilen und Kreuzlingen laufen die grossen Schwemmfächer in der Ebene des Tägermos aus. Eine genaue Abgrenzung zu den jungen Verlandungssedimenten des Bodensees ist nicht möglich. Bei Kreuzlingen überdecken die beiden Bachschuttkegel des Sau- und des Töbelibachs zum Teil auch eisrandnahe Rückzugschotter des Konstanz-Standes.

4.1. Verwitterungs-, Hang-, Schwemmlehm, Fliesserde

Unterschiedlich weit transportierter Lehm tritt im gesamten Kartengebiet, gehäuft aber am Seerücken auf, wo die Molasse aus bis zu 50% Mergel besteht. Lehm und Fliesserde lagern häufig in Senken, auf Terrassen in flachen Hanglagen, so vor allem in den Südost-Nordwest verlaufenden Geländemulden zwischen Berlingen und Kreuzlingen. Zwischen Lehm mit einem wechselnden Anteil an Sand und verlehmttem feinkörnigem Hangschutt besteht ein fliessender Übergang. Entsprechend ist die Abgrenzung bei der Kartierung immer etwas arbiträr.

Hang-, Solifluktionsschutt

Hangschutt und Solifluktionsschutt ist mehrheitlich an die Verbreitung von Glimmersand und Deckenschotter gebunden. Am Schiener Berg ist der meist feinkörnige Schutt deshalb häufiger und in ausgedehnteren Bereichen anzutreffen als am Seerücken.

Rutschmassen

Viele bewaldete Bachtobel und steilere Hänge zeigen Rutschphänomene. Ausgelöst werden die Rutschungen durch Grundwasserzufuhr aus durchlässigem Fels (Konglomerat, Sandstein) und aus Lockergesteinen. Viele kleinere Rutschmassen im Gebiet von Atlasblatt Steckborn-Kreuzlingen sind das Resultat von Spontanrutschungen und Hangmuren. Grössere, permanente Rutschungen werden oder wurden vom Abrissrand her durch Spontanrutschungen alimentiert. Permanente Rutschungen zeigen meistens keine gleichförmigen Bewegungen, sondern oft kurzzeitige, das heisst spontane Bewegungsschübe mit nachfolgenden, lang andauernden Phasen relativer Ruhe. Böschungsrutschungen entlang von Bachgerinnen entstanden oft aus Spontanrutschungen im Zuge eines Hochwassers. Spontanrutschungen sind massgeblich für die Schädigung von Infrastruktureinrichtungen verantwortlich, zum Beispiel die Bahnlinie zwischen Steckborn und Berlingen im Bereich des Wiisse Felse (Felsrutschung von ca. 300 m³, 26. Oktober 2001) oder die Strasse Berlingen – Renedaal (Böschungsrutschung, Obermüli S Berlingen, 20. Oktober 2002).

Die exakte Geometrie der im Feld kartierten Rutschmassen und der sie begleitenden Abrissränder, wie auch die der allgemeinen Erosionsränder und Geländekanten, wurde vom hochauflösenden Digitalen Terrainmodell DTM-AV von swisstopo auf die Karte übertragen.

Grössere zusammenhängende Rutschmassen finden sich in den steilen, kesselartigen Tobeln zwischen Mammern und Glarisegg. Im Gebiet Speck befindet sich das grösste Rutschgebiet des Seerückens im Übergang von Molassefels zu Deckenschotter und Moräne. Figur 10 zeigt das Rutschgebiet Speck virtuell aus der Vogelperspektive anhand des DTM-AV. Die Rutschmasse ist an der unruhigen, welligen Oberfläche und im unteren Bildbereich an der «gletscherartigen» Zunge gut erkennbar. Links neben der Rutschungszunge ist der stabile Molassesteilhang hell beleuchtet, und die Knauersandstein- respektive Konglomeratbank in der OSM zeichnet sich als dunkles Band deutlich ab. Der Abrissrand der Rutschung – erkennbar an der leichten Schattierung – zieht bogenförmig in die obere rechte Bildecke und verläuft dann in horizontaler Richtung nach links, wo oberhalb eine «schattige» Bachgabelung zu erkennen ist. Links davon wird der von oben ins Bild hineinreichende, westlichste Teil des Moränenwalls von Hoochstross durch die Rutschmasse quer abgeschnitten. Die Rutschung weist in diesem Gebiet eine erhöhte Aktivität auf, weil der unterhalb transversal zum Hang verlaufende Bach am lokalen Rutschungsfuss erosiv wirkt. Im Nachgang des grossen Unwetters über Steckborn vom Juni 2000 öffnete sich im betreffenden Rutschhang (Juni 2001) eine 1–2 m breite Erdspalte. Gleichzeitig senkte sich die oberhalb verlaufende Strasse Steckborn – Haadehuus um mehrere Dezimeter.

Im Heeristobel südlich von Berlingen verursachten zwei Rutschungen einen Bachrückstau und schufen so ein wertvolles Feuchtgebiet. Die obere Rutschmasse

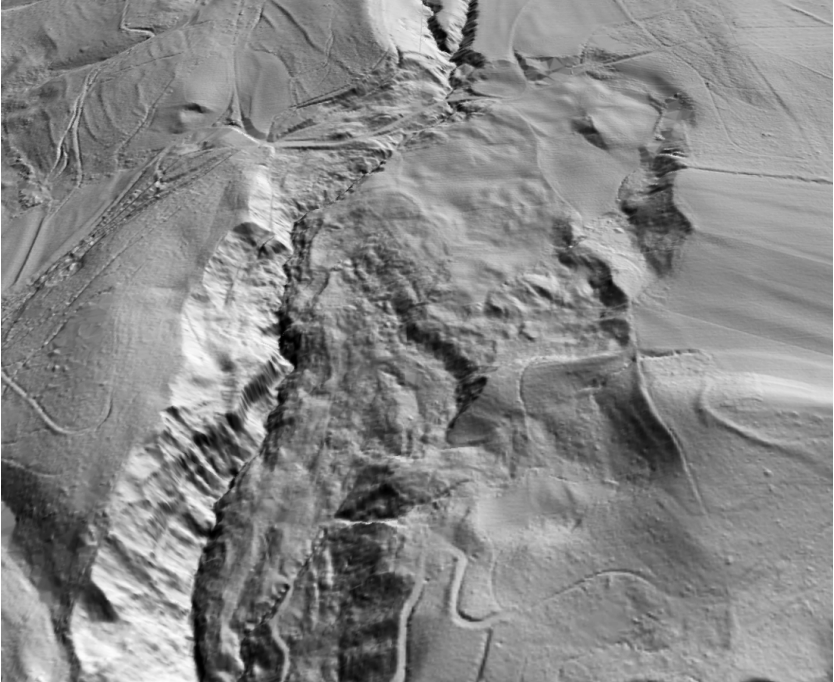


Fig. 10: Ansicht des Rutschgebietes Speck oberhalb von Steckborn. Digitales Geländemodell DTM-AV von swisstopo, Blickrichtung nach Südosten.

führte bei Pkt. 546 m ü. M. zu einer Ablenkung des Wildbaches nach Norden. Analog hat eine zweiseitige Rutschung im Götscheholz südlich von Salenstein auf 625 m ü. M. die Entwässerung des Feuchtgebietes Forte nach Nordosten gestoppt und nach Westen Richtung Nonnechlösterli umgeleitet.

Weitere Rutschgebiete am Seerücken sind die tiefgründige Rutschmasse bei der Obermüli südöstlich von Berlingen, der Rutschgürtel im Niveau der «Konglomeratstufe» nördlich und östlich von Renedaal, die Rutschmasse Johalde-Obermos bei Eschlibach, die Rutschmasse Wartburg, der tiefgründige Rutschhang von Untersalenstein (heute relativ stabil), die tiefgründige Rutschmasse beim Neuguet südlich von Ermatingen und die Rutschmasse nordöstlich des Schlosses Chastel bei Tägerwilten. Die Rutschphänomene am Seerücken sind in Büchi und Müller AG (1999a, 2003, 2004b) ausführlich beschrieben (Naturgefahrenkartierung 1: 5000).

Am Schiener Berg finden sich mehrere grössere Rutschmassen, die an Molasse, an die Grenze zwischen Molasse und Moränenbedeckung und an Deckenschotter gebunden sind, so beim Flühenmoos, bei Schrannen, im Klingerbachtobel (Sitteren, Bihler Moos), beim Schlosshölzle, in Wangen-West, im Kessel der Bitze, bei Häge, am Steiner Rain (mit Sackung), beim Brand (Wittmisried) und nördlich unterhalb der Schrotzburg. Beim Hang oberhalb des «oberen Bruches» (Ober-Salen) handelt es sich um einen Kriechhang. Der obere Abrissrand wird durch eine Molassestufe aus Knauersandstein, eventuell auch aus Nagelfluh der Hörnli-Schüttung gebildet. Im Liegenden der Rutschmasse – zumindest im südlichen Bereich – wird Öhningen-Mergel vermutet.

Sackungsmassen

Sackungsmassen sind am Seerücken selten und relativ kleinvolumig. Sie führen aber zu Schichtverstellungen, die sich auf den Grenzverlauf der Molasseeinheiten auswirken können. Leicht versackte Felskompartimente finden sich in den Hängen des Iib- und Hardtobels, im Speckbachtobel südwestlich von Härdli (Nagelfluh und Knauersandstein um ca. 10 m abgesenkt, Ausbildung eines vernässten Nackentälchens), im Wildbachtobel bei Berlingen (versackter Knauer- und Glimmersandstein in der Dieppishalde auf ca. 500 m ü.M.), im Anderbachtobel südlich von Ermatingen sowie im Saubachtobel südlich von Emmishofen.

Am Schiener Berg ist der Molassefels (Nagelfluh der Hörnli-Schüttung) im Himmelreich deutlich versackt. Im Steiner Rain wurde ein grösseres Felspaket als Sackungsmasse ausgeschieden. Ursache für die Sackung könnte die hier verlaufende Mistbühl-Störung sein. Weitere an Rutschungen gebundene Sackungen liegen in der Steinhalde und im Brand (Wittmisried) vor.

q_{SL} See- und Verlandungssedimente des Bodensees (vorw. über letzteiszeitlichem Becken- bzw. Bänder-ton)

Im Uferbereich des Untersees stehen vorwiegend im Holozän gebildete, oft versumpfte See- und Verlandungssedimente an. Diese bestehen aus Sand und Silt mit unterschiedlichem Gehalt an organischem Material (Schilfreste usw.), aus der speziell ausgeschiedenen Seekreide und dem «Schnegglisand» (s.u.) sowie ufernah aus Schwemmlern und Torf. Ab einer gewissen Tiefe liegen See- und Verlandungssedimente praktisch immer über Becken- beziehungsweise Bänder-ton, dessen Ablagerung in das Späte Pleistozän zurückreicht. Ausser in Baugruben ist der Beckenton nirgends direkt aufgeschlossen; er ist daher auf Blatt Steckborn-Kreuzlingen nicht ausgeschieden. Die höchstgelegenen Verlandungssedimente des Bodensees im Kartengebiet finden sich im Untergrund von Kreuzlingen und nördlich von Konstanz auf rund 405 m ü.M.

Becken- bzw. Bänderton

Von jungen Verlandungssedimenten überlagerter Beckenton ist im Kartengebiet in Ufernähe des Bodensees verbreitet, besonders im Untergrund des Tägermos, der Ebene von Stromeyersdorf und des Wollmatinger Rieds. Es handelt sich um fossilfreien, grauen bis blauen, gelblich verwitternden gebänderten tonigen Silt mit dünnen Silt- bis Feinsandlagen (Warven, s. a. S. 73). Der Beckenton wird mit zunehmender Tiefe stärker siltig bis sandig und kompakter. Besonders im Nahbereich des Moränenwalls von Konstanz-Kreuzlingen ist er teilweise glazial vorbelastet; in grösseren Tiefen führt er vereinzelt Dropstones.

Im Tägermos und westlich von Konstanz (neue Rheinbrücke) sind Beckentonmächtigkeiten bis 60 m, bei Radolfzell, ausserhalb des Kartengebietes, von über 100 m nachgewiesen (Bohrung Nr. 25, Moos).

q_{sk} Seekreide

Das postglazial durch biogene Kalkfällung in Stillwasserzonen entstandene (GROSCHOPF 1969), weisse, grauweisse und gelbliche stark kalkhaltige Verlandungssediment wird als Seekreide oder Kalkgyttja, im Bodenseegebiet auch als «Elb» oder «Kalkmudde» bezeichnet. Gottlieben und die Industrie- und Gewerbezone zwischen Kurzrickenbach und Kreuzlingen weisen im Untergrund lokal bis 20 m (Koord. 731.950/278.600) mächtige Seekreide und seekreidehaltige Seeablagerungen auf. Für den Ausbau der Rheinschiffahrtsstrasse von Konstanz nach Schaffhausen wurden zwischen 1927 und 1929 verschiedene Bohrungen niedergebracht. Zwischen Eschenz und Hemishofen wurden dabei bis zu 7 m Seekreide erbohrt (SCHARDT 1930). Im Raum Radolfzell beträgt die in Bohrungen angebrochene maximale Mächtigkeit von Seekreide 17 m (Bohrungen Nr. 25, 30; s. a. MÜLLER et al. 1967), im Verlandungsbereich des Zellersees bei der Mündung der Radolfzeller Aach dagegen nur etwa 3 m (MÜLLER 1966).

Das früher massenweise Auftreten kalkumkrusteter Armleuchteralgen (*Chara* sp.) stellt eine hydrobiologische Besonderheit des Untersees dar. Die oftmals den Untersee zwischen Wollmatinger Ried, Reichenau und Ermatingen bedeckenden Armleuchteralgenansammlungen wurden «Müss» genannt. Diese kalkreiche Masse wurde durch Fischer eingesammelt und in der Landwirtschaft zur Bodenverbesserung eingesetzt. Gemäss JAAG (1970) gingen mit der einsetzenden Eutrophierung des Bodensees nach dem Zweiten Weltkrieg die Bestände an Armleuchteralgen stark zurück. Eine Verbesserung der Wasserqualität in letzter Zeit hat diese Entwicklung jedoch gestoppt (S. 74).

«Schnegglisand»

Eine besondere Varietät der Seekreide im Bodensee stellt der meist weisse nokoidische «Schnegglisand» (bzw. «Schneklisand», **q_{sds}**) dar (Fig. 11). Auf Schne-

ckengehäusen, untergeordnet auch auf Muschelschalen siedelnde Cyanobakterien und Algen fällen durch Assimilationstätigkeit im Seewasser gelösten Kalk, der sich auf dem durch Wellengang periodisch bewegten Substrat konzentrisch-schalig absetzt (BAUMANN 1911), was zur Bildung von Onkoiden führt (JAAG 1970). SCHÄFER (1973) und VOGT (1993) kommen aufgrund pollenanalytischer Untersuchungen und entgegen den Angaben BAUMANNs (1911) zum Schluss, dass Seekreide und «Schnegglisand» keine rezenten Bildungen mehr darstellen; sie geben das Klimaoptimum im Atlantikum als letzte wichtige Bildungsperiode an.

Der «Schnegglisand» kommt in typischer weisser Ausbildung auf den Inseln Langenrain (Triboltinger Bol), in den Strandwallsystemen des Wollmatinger Riedes sowie im Bereich der Reichenauer Strandwälle vor. Die Vorkommen im Wollmatinger Ried sind nicht öffentlich zugänglich (Naturschutzgebiet). In den Entwässerungskanälen im Bereich der Strandwälle der 395-m-Linie auf der Halbinsel Höri (Winkelwiesen, Hornspitze, Allmend) liegt «Schnegglisand» in untypisch grauweisser Ausbildung vor. Weitere Verbreitungsgebiete von «Schnegglisand» liegen im Tägermos bei Kreuzlingen (Chuehorn und nördlich des Töbels), im Westteil von Konstanz (Paradies) sowie südwestlich des Äschezerhorns bei Eschenz. BAUMANN (1911) gibt, basierend auf W. Schmidle, eine maximale Verbreitungshöhe des «Schnegglisandes» am Untersee von 403 m ü. M. an.

Ein ähnliches Bildungsphänomen liegt den «Kalktuffgeröllen» des Bodensees zugrunde (JAAG 1970): Auf Flussgeröllen setzen sich neben Algen und Moosen auch Larven von Köcherfliegen an, die agglutinierte Gehäuse aufbauen. Auch hier wird Kalk ausgefällt, so dass sich durch rollenden Transport kugelige kalktuffähnliche Gerölle bilden können. Die «Kalktuffgerölle» sind an stärker fließendes Wasser gebunden und im Konstanzer Trichter, im Seerhein und beim Ausfluss des Untersees (Insel Werd) sowie zum Teil «riffbildend» im Rhein bis zum Rheinfluss hinunter verbreitet.

Strandwälle

Die bis 2 m hohen, rückenartigen Strandwälle lassen sich oft schon aus der Ferne am Baumbestand (meist Pappeln und Weiden) erkennen. Es handelt sich um «Schnegglisand», der durch Wellenschlag am Ufer akkumuliert wurde (SCHREINER 1992). Besonders schön sind Strandwälle am Ostende der Halbinsel Höri und im Wollmatinger Ried erhalten, wo sie nach ERB (1989) nahezu quer zu der vorherrschenden Windrichtung verlaufen. Die Strandwälle auf 398 m ü. NN wurden im Atlantikum gebildet. Für die steinzeitliche Besiedlung ist dieser Seestand von besonderer Bedeutung (REINERTH 1930).

Haldenkante

Die als Haldenkante bezeichnete Böschungskante begrenzt die Flachwasserzone (Litoral, «Wysse») vom seewärts anschliessenden Abhang zum Becken (Hal-



Fig. 11: Onkoide aus dem «Schneggliand». Photo M. Geyer.

de). Ihr Verlauf wurde anhand von Luft- und Satellitenbildern und nach der Seebodenkarte 1:50 000 der Internationalen Bodensee-Tiefenvermessung 1990 eingezeichnet. Der an einigen Stellen zu beobachtende wellige Verlauf der Haldenkante, namentlich zwischen Steckborn und Berlingen, wird durch eine Vielzahl von Runsen mit einer Breite von rund 5 bis 10 m hervorgerufen, welche die Halde in der Falllinie durchziehen und rückwärts in die Haldenkante erodieren (mündl. Mitt. C. Beer, Wabern). Zwischen dem Wollmatinger Ried und dem Schweizer Ufer bei Ermatingen und Gottlieben ist die Flachwasserzone sehr breit und weist eine Seegrundhöhe von lediglich 393–395 m ü. M. auf. Bei extremem Niedrigwasser fällt dieser Bereich grossflächig trocken. Im Süden wird er durch die rund 8 km lange Rinne des Seerheins (siehe 390-m-Höhenkurve zwischen Ermatingen und Konstanz) durchschnitten. Der Verlauf der Haldenkante ist für die Unterseeschifffahrt von grosser Bedeutung. So mussten die Schiffsanlegestellen zum Teil bis zu 150 m vom Ufer entfernt errichtet werden (Mannenbach, Ermatingen, Hemmenhofen, Gaienhofen).

Flachmoor, Sumpf, vernässter Boden

Die ausgedehnten Schilfgürtel am Ufer des Untersees wurden als Flachmoor ausgeschieden. Vor allem im Raum Wollmatinger Ried – Konstanz – Kreuzlingen – Ermatingen befinden sie sich verbreitet auf Verlandungssedimenten. Am Seerücken und am Schiener Berg sind in Hanglagen, in schlecht oder kaum entwässerten Senken sowie flachen Tobelböden vernässte und sumpfige Flächen häufig anzutreffen.

Torf, torfiger Boden

Torfbildungen treten in sumpfigen Gebieten und in Nackentälchen von Rutschmassen auf, eigentlicher Hochmoortorf fehlt jedoch im Kartengebiet. An folgenden Stellen sind, zum Teil durch Sondierbohrungen und Baumassnahmen, Vorkommen von Torf und torfigem Boden bekannt:

- Eschenz, im Büel, hauptsächlich nördlich der Bahnlinie: Torf über Wasser führenden lokalen Verlandungssedimenten
- Schützenhaus Ademos oberhalb von Salenstein: anmoorige Bildung in Landwirtschaftsgebiet
- Bahnstation Tägerwilen (Seelinie): Torf im sumpfigen Übergangsbereich Moräne – Verlandungssedimente
- Nördlich der Bahnstation Tägerwilen (Bernrainlinie): anmoorige Bildung am Nordrand der Verlandungssedimente im Tägermos
- Tägerwilen (Oberstrooss): anmoorige Bildung am Rande eines Bachschuttkegels in einer schwemmlehmgefüllten Mulde
- Ehemaliger Egelsee (heutige Berufsschule Kreuzlingen): Torfvorkommen über den Verlandungssedimenten innerhalb des Moränenwalls von Konstanz-Kreuzlingen
- Wolfermoos westlich von Öhningen
- Senke zwischen Elmenhof und Kreuzhof südwestlich von Schienen
- Mistbühl nordwestlich von Hemmenhofen

Sondierungen belegen weitere, 12 m über dem heutigen mittleren Seewasserspiegel gelegene Torflager im Südosten der Halbinsel Höri (VOGT 1993).

Kalksinter (Quelltuff)

An Grundwasseraustritten abgeschiedener hoch poröser grauer Kalksinter (Quelltuff) tritt in beinahe jedem Tobel auf. Die Ausdehnung der Vorkommen ist meist sehr gering; nur die grösseren sind auf der Karte dargestellt. Am Schiener Berg finden sich folgende grössere Kalksintervorkommen:

- Bleiki, NW Öhningen, 500 m ü. NN
- Bachbett oberhalb Vögelewinkel (N Öhningen), 520–530 m ü. NN
- Zuoberst im Wangener Tobel, 520–530 m ü. NN
- Rutschgebiet Häge (N Wangen)
- N Marbach, 450–460 m ü. NN
- Öde Halde, NW Langenmoos, 620–640 m ü. NN
- SE Ferdinandslust, 640 m ü. NN

Grössere Kalksintervorkommen treten am Seerücken an folgenden Stellen auf:

- S-Abschnitt Weiertobel, 530–540 m ü. M.
- N Roosebärg, 545 m ü. M.
- Heeristobel, E Steckborn, 500 m ü. M.
- Chapfraa, E Steckborn, 520 m ü. M.
- N Eggishof, S Fruthwilen, 540 m ü. M.
- ESE Arenenberg, 425 m ü. M.
- Agerstebach (zw. Ermatingen u. Triboltingen), 420 m ü. M.

Subrezente bis rezente Alluvionen

Vor allem in den Bachtobeln konnten meist schmale, geringmächtige und terrassierte sandig-kiesige Alluvionen kartiert werden. An den Tobelböschungen angelagerte, mit dem Gerinne nicht mehr in direkter Verbindung stehende Alluvialterrassen werden als subrezente Bildungen betrachtet. Die Alluvionen am Grund der Tobel sind hingegen – mindestens teilweise – äusserst dynamischen Ab- und Umlagerungsprozessen während Hochwasser unterworfen, so beispielsweise diejenigen des Speckbachs. Beim rund 2 Stunden dauernden Unwetter vom 13. Juni 2000 wurden mehrere Tausend Kubikmeter Geschiebe und Holz mobilisiert. Der Grossteil des Geschiebes stammte aus dem Oberlauf des Speckbachs, wo gerinnenah kiesige Moräne, umgelagerte Deckenschotter und Rutschmassen anstehen. Der Holztrieb (Tot- und Frischholz) war bedeutend und führte zu einer beinahe vollständigen Verklauung des Durchlasses an der Strasse Steckborn–Pfy. n.

Der Unterlauf des Stichbachs bei Bottighofen verläuft mäandrierend zwischen schön ausgebildeten Alluvialterrassen. Am 14. Juni 1999 führte der Bach ein schadenswirksames Hochwasser (ca. HQ_{200} , RUCH et al. 2002). Durch Gerinneverosion im Oberlauf wurde eine rund 2 m hohe Felsstufe aus Sandstein und Mergel um rund 10–20 m zurückversetzt (RUCH et al. 2002).

Künstliche Aufschüttungen, verfüllte Gruben, Deponien

Im Gebiet von Atlasblatt Steckborn-Kreuzlingen kommen bedeutende Flächen mit künstlichen Aufschüttungen und Verfüllungen vor. Diese konzentrieren sich auf den Raum Konstanz–Kreuzlingen, vor allem im Industrieareal von Stromeysersdorf und im Hafensareal, wo eine ausgedehnte Seeuferaufschüttung vorliegt. Historisch bedeutsam sind die Auffüllung des ehemaligen Stadtgrabens von Konstanz (dargestellt nach der grossherzoglichen Vermessungskarte von Konstanz 1807, der topographischen Karte des Kantons Thurgau von J. J. Sulzberger 1830–1838 und dem Topographischen Atlas des Grossherzogtums Baden 1838–1849) sowie der 1838 errichtete Strassendamm zur Insel Reichenau. Die zwei künstlich aufgeschütteten Hügel gegenüber von Gottlieben sind Teil einer ehemaligen Be-

festigungsanlage aus dem Dreissigjährigen Krieg («Schwedenschanzen»). Neben Bahn- und Strassendämmen längs der Verkehrsachsen sind im gesamten Kartengebiet Gelände-, Tobel- und Grubenauffüllungen verbreitet. Darunter finden sich mehrere wilde Deponien, kleinere Gemeindegruben und Seeuferaufschüttungen, in welchen in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts teilweise auch Hauskehricht sowie Gewerbe- und Industrieabfälle abgelagert wurden.

DER UNTERSEE VOM LGM¹⁾ BIS HEUTE

Für dieses Kapitel wurden limnogeologische Informationen im Perimeter von Blatt Steckborn-Kreuzlingen und der Nebenkarte «Geologische Übersicht 1: 200 000» berücksichtigt.

Morphologische Gliederung des Untersees

Der Untersee ist in mehrere Teilbecken mit jeweils eigenen limnologischen Charakteristika untergliedert (Gnadensee, Zellersee, Rheinsee²⁾), hinzu kommen einige lokale Bezeichnungen für Teilregionen, wie Ermatinger Becken, Wollmatinger Ried, Stiegener Enge und weitere. Der Gnadensee mit dem Markelfinger Winkel wird durch eine deutliche Schwelle zwischen der Halbinsel Mettnau und der Insel Reichenau vom Zellersee und Rheinsee abgetrennt, im Osten wiederum trennt der Strassendamm Gnadensee und Ermatinger Becken.

Zellersee und Rheinsee sind morphologisch nicht voneinander getrennt, sondern unterscheiden sich hauptsächlich aufgrund ihres hydrologischen Regimes: Der Rheinsee wird vom Seerhein – der Verbindung zum Bodensee (Obersee) – gespeist, der Zellersee hingegen wird zum grossen Teil von der Fracht der einmündenden Radolfzeller Aach geprägt (IGKB 2007).

Die deutliche morphologische Untergliederung des Untersees mit den kleinräumigen Erhebungen und Eintiefungen (Reichenau, Halbinsel Mettnau, Teilbecken im Rheinsee) ist wohl das Ergebnis der Gletscheraktivitäten während der Letzten Eiszeit. Reflexionsseismische Untersuchungen, die Informationen

¹⁾ LGM: Last Glacial Maximum, Maximum der letzten Eiszeit.

²⁾ Auf den Landeskarten der Schweiz wird das in diesem Kapitel Rheinsee genannte Teilbecken als Untersee bezeichnet.

über den tieferen strukturellen Aufbau der Unterseebecken oder die vermuteten Störungen liefern könnten und wie sie für den Bodensee (Obersee) existieren (SCHOOP & WEGENER 1984), gibt es im Untersee bisher nicht.

Sedimente im Untersee

Wie auch im Bodensee (Obersee), gibt es im Untersee eine ausgeprägte Gliederung in Uferbank (Litoral, «Wysse»), Halde und Becken, die mit ihren unterschiedlichen Prozessen auch die Zusammensetzung der Sedimente bestimmen (vgl. ZAUGG et al. 2008). Verglichen mit dem Obersee ist das Litoral allerdings deutlich stärker durch die Bildung von Flachwasserkarbonaten charakterisiert – das Vorkommen und die Entstehung von Seekreide und «Schneegliland» der Flachwasserzone wurde auf Seite 67f. bereits behandelt.

Halde und Becken nehmen aufgrund der Grösse und Form des Sees naturgemäss einen deutlich kleineren Raum ein als im Obersee. Die Sedimente auf der Halde und im Becken sind deshalb wegen der Nähe der Flachwasserzone deutlich stärker von Umlagerungsprozessen und Mobilisierung im Litoral beeinflusst als dies im Obersee der Fall ist (IGKB 2008).

Ein weiteres wichtiges Unterscheidungsmerkmal der Sedimente im Unter- und Obersee ist das Fehlen grösserer Zuflüsse zum Untersee, die mineralische Schwebstoffe in den See transportieren. Im Untersee transportiert lediglich die Radolfzeller Aach in grösserem Ausmass Schwebstoffe in den Zellersee, die kleinen Bäche am Schweizer Ufer sind nur bei Starkregen lokal bedeutend. Mit der grossen Wassermenge des Seerheins werden fast ausschliesslich organische Schwebstoffe angeliefert (lebendes oder abgestorbenes Phyto- und Zooplankton). Die typische Abfolge der Sedimente im Untersee weist demnach deutliche Unterschiede, aber auch Gemeinsamkeiten mit derjenigen des Obersees auf.

In den Ablagerungen des Spätglazials finden sich in den tieferen Bohrungen an Land und in Sedimentkernen aus dem See etwa zentimeterstarke spätglaziale Warven, die an Land als Bänderton beschrieben werden (S. 67). Dieses Sediment findet man in entsprechend langen Sedimentkernen aus dem Obersee gar nicht – ein deutlicher Hinweis auf den Kollaps des Bodensee-Rheingletschers nach dem Konstanz-Stadium (WESSELS 1998). Diese Warven finden sich in gleicher Ausprägung auch im Zürichsee (LISTER 1985); hier wurde das Top der lithologischen Einheit auf 14 600 ¹⁴C-Jahre (ca. 17,5 ka BP) datiert. Das passt recht gut zu den Befunden aus dem Ober- und Untersee (WESSELS 1998).

Der Bänderton geht wie im Obersee in beigebraunen Rhythmit über, der als Jahreslagen von Löss (beige) und sommerlichem Schmelzwassersediment angesprochen wurde (NIESSEN et al. 1992). 1760 zählbaren Jahreslagen im Obersee stehen lediglich 277 Laminæ im Untersee gegenüber. Vermutlich ist das Erhaltungspotenzial im wesentlich weniger tiefen Wasser des Untersees geringer, mög-

licherweise spielen hierbei auch Seespiegelschwankungen (s.u.) eine Rolle (WESSELS 1998). Der Beginn des Holozäns mit Produktion und Erhaltung von Seekreide ist im Ober- und Untersee wiederum ähnlich – jedoch findet sich im Untersee abschnittsweise deutlich gröbere, gelblich gefärbte Seekreide. GIOVANOLI (1990) interpretierte dies als Hinweis auf einen deutlichen Anteil von Flachwasserkarbonaten in den Becken des Untersees, was durch neuere seeweite Untersuchungen der Oberflächensedimente aus Ober- und Untersee gestützt wird.

Limnologie des Untersees

Die Wasserqualität in den drei Teilbecken des Untersees wird seit den frühen 1970er Jahren durch die Internationale Gewässerschutzkommission für den Bodensee intensiv untersucht (IGKB 2007).

Auf den ersten Blick ist der Untersee in einem weniger guten Zustand als der Bodensee (Obersee), und die Bemühungen zur Gewässerreinigung sind weniger wirksam: Noch immer gibt es im Sommer sauerstoffreiches Tiefenwasser, verbunden mit einer Nährstofffreisetzung aus dem Sediment. Langfristig ist allerdings erkennbar, dass die Phosphor- und auch die Ammoniumkonzentrationen (als Anzeiger für die Intensität von Abbauprozessen bzw. der Sauerstoffzehrung am Seeboden) in den letzten Jahren deutlich zurückgegangen sind (IGKB 2007). In der Folge verändern sich die Algenpopulationen und die Algenmengen hin zu weniger nährstoffliebenden Arten, und in der Flachwasserzone gibt es ein vermehrtes Wachstum von Characeen. Künftig sollte es also zu einer vermehrten Kalkbildung in der Flachwasserzone kommen.

Die geringe Wassertiefe der Becken hat allerdings zur Folge, dass aus dem Sediment rückgelöster Phosphor für eine erneute Algenproduktion zur Verfügung steht und die Erfolge bei den Gewässerschutzmassnahmen verschleiert werden. Jedoch wird in der langfristigen Betrachtung klar, dass der limnologische Zustand des Untersees deutlich besser ist als es auf den ersten Blick aussieht und der See sich einem durch die Morphologie bedingten natürlichen Zustand annähert.

Seespiegelschwankungen seit der ausgehenden Letzten Eiszeit

FRÜH (1906) gab aufgrund von Delta- und Übergusschichten im Bachschuttkegel von Steckborn (Gebiet Weier) einen maximalen Unterseespiegel von 412 m ü.M. an. Dieser Seespiegel geht vermutlich auf einen spätglazialen, nur kurze Zeit beständigen Eisrandstausee zurück. SCHMIDLE (1942) erwähnte einen maximalen, spät-/postglazialen Unterseestand von 413 m ü.M. und gab aufgrund

von Terrassenbildungen, Geländekanten und Strandwällen abgestufte Seestände von 413, 408, 403 und 398 m ü. M. an. BLUM et al. (1995) konnten eine Laufrichtungsänderung der Radolfzeller Aach in Rielasingen auf ca. 11 ka BP datieren. Davor floss die Aach in einer ehemaligen Schmelzwasserrinne über Ramsen direkt dem Rhein westlich von Hemishofen zu. Durch Extrapolation des Rinnengefälles der Aach (aus BLUM et al. 1995) von Rielasingen über Ramsen nach Hemishofen resultiert ein Vorflutniveau (= Seespiegel im Untersee in der Zeit vor 11 ka BP) um 405 m ü. M. Dieser Seespiegel entspricht dem Seestand vor ca. 12 ka BP im Allerød-Interstadial (Torfmoore Nonnenhorn; vgl. Zusammenstellung der Stände im Bodensee [Obersee] in ZAUGG et al. 2008). Der Seespiegel im Untersee war somit im ausgehenden Spätglazial noch massgeblich durch das Niveau der Rheinsohle im Bereich der Endmoränen im Staffelwald westlich von Stein am Rhein beeinflusst (Staffelwald = äusserer Stand W6 des Stein-am-Rhein-Komplexes, KELLER & KRAYSS 2005a). Die Seehöhe von 405 m ü. M. entspricht zudem der topographisch höchsten Verbreitung der den Beckenton überlagernden See- und Verlandungssedimente im Raum Kreuzlingen.

Ein auch geologisch interessanter Aspekt ist die Höhenlage der vorgeschichtlichen Siedlungszeugnisse bezogen auf das heutige Niveau des Konstanzer Normalpegels (395 m ü. NN). Während spät-altsteinzeitliche Reste bis etwa 406 m ü. M. nachgewiesen worden sind, finden sich mittelsteinzeitliche Siedlungsreste bei 398–400 m ü. M. (REINERTH 1930), jungsteinzeitliche Stationen bei 393–396 m ü. M. und bronzzeitliche Reste bei 392–394 m ü. M. (BILLAMBOZ et al. 1997).

Die tiefe Lage von Fundschichten und Pfahlfeldern im Flachwasser bei 392,5 bis 395 m ü. M. einerseits, und der Nachweis einer jungsteinzeitliche Funde führenden, 398–400 m ü. M. verlaufenden Uferlinie bei Hornstaad andererseits, die mit Torf und kulturführenden Kolluvium überdeckt wurde, weist auf einen beträchtlichen Wechsel des Bodenseewasserspiegels um 4200–3900 v. Chr. und nochmals um ca. 3300 v. Chr. hin. Die Ergebnisse verschiedener Arbeitsgruppen (RÖSCH & OSTENDORP 1988, NIESSEN & STURM 1990, OSTENDORP 1990, DIECKMANN & VOGT 1994, BILLAMBOZ et al. 1997) deuten übereinstimmend auf Seespiegelschwankungen von bis zu 8 m (400–392 m ü. M.) im Holozän hin. Eine wissenschaftlich eindeutige und befriedigende Erklärung dieses für einen Binnensee beachtlichen Phänomens steht noch aus. Jüngste Untersuchungen auf Schweizer Seite deuten auf ähnliche, wenn auch metermässig nicht so bedeutende Seespiegelschwankungen der kleinen Seen auf dem Thurgauer Seerücken hin (Nussbommersee [Nussbaumer See], Staanegger Weier [Steinegger Weiher], Hasensee; vgl. RÖSCH 1983, 1985). Eine Klärung erhofft man sich unter anderem von detaillierter Dendrochronologie, von Untersuchungen zur Verengung des Ausflusses durch die Deltaschüttungen beim Äschezerhorn (Eschenzer Horn) und zur Karbonatproduktion im Ausfluss des Untersees (natürliche Schwellenbildung?) sowie von der Erklärung möglicher Auswirkungen von Rutschungen in den Rhein zwischen Stein am Rhein und Schaffhausen.

Die rezenten Wasserstände des Untersees können wie folgt zusammengefasst werden (Pegel Berlingen, Periode 1886–2008, aus Amt für Umwelt 2007):

– Maximaler Seespiegel (1890)	397,76 m ü. M.
– Maximaler Seespiegel Hochwasserstand 1999	397,7 m ü. M.
– Schadensgrenze (Kt. Thurgau) Untersee	396,8 m ü. M.
– Mittlerer Seespiegel	ca. 395,5 m ü. M.
– Minimaler Seespiegel Tiefwasserstand 2006	394,4 m ü. M.
– Minimaler Seespiegel (1891)	394,25 m ü. M.

TEKTONIK

Einleitung und Übersicht

Die Tektonik im Gebiet von Atlasblatt Steckborn-Kreuzlingen wird anhand von Feldbefunden, die teilweise auch von ausserhalb des Kartenperimeters stammen, und Aufschlüssen in Tiefbohrungen erklärt. Vom Seerücken existieren ältere seismische Daten, die im Archiv der SEAG zugänglich sind. Die Sichtung der zum Teil geologisch interpretiert vorliegenden Seismikdaten ergab, dass die früheren Auswertungen keinen realen Bezug zum kartierten Oberflächenbefund aufweisen; sie blieben deshalb unberücksichtigt. Nach Abgabe der Manuskriptkarte zeigte eine unabhängig durchgeführte Reinterpretation einzelner Seismiklinien im Bereich Berlingen – Salen-Reutenen eine Schollentektonik auf (LEU 2003), die konsistent ist mit dem geologischen Oberflächenbefund im Kartengebiet.

Der bis zu 15 km breite Hegau-Bodensee-Graben stellt die östliche Fortsetzung des über 100 km langen Freiburg-Bonndorf-Grabens dar (GEYER et al. 2003). Dieser herzynisch, das heisst generell Nordwest–Südost streichende Grabenbruch wird im Südwesten durch die Randen-Verwerfung und nördlich des Schiener Berges durch die Schienerbergnordrand-Störung begrenzt. Der gegenüber liegende Grabenrand befindet sich im westlichen Bodenseegebiet an der Mindelsee-Störung (SCHREINER 1992, Fig. 12).

In diversen Nagra-Studien wurde erkannt, dass die weiter westlich liegende, herzynisch streichende Neuhausen-Störung auch zum Bruchsystem des Hegau-Bodensee-Grabens gehört. Im Süden werden alle herzynisch streichenden Brüche des Hegau-Bodensee-Grabens durch das WSW–ENE streichende Baden-Irchel-Herdern-Lineament begrenzt (NAEF et al. 1995, MÜLLER et al. 2002, Fig. 12).

Der Schiener Berg und der Seerücken im Gebiet von Atlasblatt Steckborn-Kreuzlingen befinden sich also am Rand des durch die Randen- und die Schienerbergnordrand-Störung begrenzten Hegau-Bodensee-Grabens s.str. respektive innerhalb des bis zur Neuhausen-Störung und im Süden bis an das Baden-Irchel-Herdern-Lineament reichenden Hegau-Bodensee-Grabens s.l. (bzw. Randzone des Bodensee-Hegau-Grabens, Nagra 2008).

Das hier beschriebene tektonische Modell basiert darauf, dass im Gebiet von Atlasblatt Steckborn-Kreuzlingen die Basis der «Konglomeratzone» (Hörnli-Nagelfluh) als lithostratigraphischer Leithorizont verwendet werden kann. Am Schiener Berg wie auch am Seerücken lagern im Liegenden der Nagelfluh Deckentuffe, die radiometrisch datiert wurden (s. Kap. Datierung von vulkanischen Tufflagen, S. 45ff.). Die Altersresultate sind nicht konsistent und stehen zum Teil in Widerspruch zu lithostratigraphischen Feldbefunden und biostratigraphischen Daten (s. Kap. Biostratigraphie, Chronostratigraphie, S. 38f.), weshalb sie in den vorliegenden Erläuterungen zu Atlasblatt Steckborn-Kreuzlingen zwar beschrieben, nicht aber in das tektonische Konzept integriert werden.

Historischer Rückblick

BÖHNDEL (1916) erwähnte erstmals die Schienerbergnordrand-Störung (bzw. -Verwerfung) und postulierte einen Bruch in der Längsachse des Untersees. Die regionalen tektonischen Verhältnisse des westlichen Bodenseeraumes stellte SCHMIDLE (1912, 1926, 1932) dar. Er nahm einen «Untersee-Graben» an, der sich über den Konstanzer Trichter in einen «Überlingersee-Graben» fortsetzt (SCHMIDLE 1932). SEEMANN (1929) folgte weitgehend dem Modell einer Grobgliederung in Nordwest-Südost streichende Graben- und Horststrukturen. Beide Autoren postulierten eine Schienerbergnordrand-Störung in der Verlängerung der Wutachtal-Störungen. Eine Interpretation der Schichtlagerung und der tektonischen Verhältnisse, insbesondere im Bereich des Schiener Berges, gaben SEEMANN (1929), ERB (1989) und RUTTE (1956, b). Ihr Modell machte unter anderem eine Unterteilung der Öhningen-Schichten durch «untere» und «obere» Mergel notwendig. Auch fassten sie die Nagelfluh der Hörnli-Schüttung nicht als Leithorizont auf.

STAUBER (1937) postulierte hingegen nur ein Niveau der Öhningen-Schichten und deren Verdoppelung durch einen ungefähr West-Ost streichenden Bruch. Die Identifizierung der verschiedenen Tufflagen am Schiener Berg durch HOFMANN (1959a) bestätigte diese Annahme und ergab einen vertikalen Versatz der Öhningen-Schichten an einem Bruch in der Nähe von Ober-Salen (Salen-Störung) von rund 50 m.

BÖHNDEL (1916) wies auf Brüche mit bedeutendem Vertikalversatz im östlichen Schiener Berg hin. Er erkannte den Wert der Nagelfluh der Hörnli-Schüt-

tion als lithostratigraphischer Leithorizont am Seerücken und am Schiener Berg. Die Nagelfluh von Honisheim auf ca. 530–540 m ü. NN wurde demnach an einem Nordwest–Südost streichenden antithetischen Bruch (Mistbühl-Störung, GEYER et al. 2003) gegenüber der Nagelfluh an der Bitze (ca. 640 m ü. NN) um rund 100 m abgesenkt. BÖHNDEL (1916) vermutete zudem, dass ein weiterer Bruch durch die breite Talung von Bettang verlaufen könnte und sich bei Ermatingen fortsetzt. Spätere Bohrungen entlang dieser markanten Geländefurche ergaben eindeutige Hinweise auf diesen herzynisch streichenden Bruch (Letzbühl-Störung). Die Letzbühl-Störung entspricht der Weiler-Störung im Sinne von SCHREINER (1992).

Tektonischer Bau des Kartengebietes

Verlauf der Hörnli-Nagelfluhlage in der Schienerberg- und der Seerücken-Hochscholle

Die Nagelfluh der Hörnli-Schüttung ist im Feld sowohl am Schiener Berg als auch am Seerücken über weite Strecken kartierbar.

In der Schienerberg-Hochscholle (Fig. 12) lagert die Hörnli-Nagelfluh (Basis der «Grobsandstufe») westlich des Mistbühls auf maximal 640 m ü. NN. Am Nordrand des Schiener Berges kann die Nagelfluhschicht – zwar nicht durchgehend, aber von Osten nach Westen in immer tieferer Lage – bis zur Oberkante des Brand-Herrentisch-Tuffes bei Maria Tann auf ca. 625 m ü. NN verfolgt werden. Auf der Südseite des Schiener Berges ist die Hörnli-Nagelfluh an der Bitze auf ca. 640 m ü. NN, westlich davon beim Hohenolber auf 635 m ü. NN und nordöstlich des Oberbühlhofs in Gestalt einer äquivalenten Knauersandsteinbank auf 620 m ü. NN aufgeschlossen. Ganz im Westen, im Gebiet Himmelreich nördlich von Öhningen, lagert recht grobkörnige und mächtige Nagelfluh der Hörnli-Schüttung auf Kote 585–590 m ü. NN (s. a. Profil 1, Taf. I). Vorausgesetzt, dass innerhalb der Schienerberg-Hochscholle keine tektonischen Verstellungen vorhanden sind, kann aus dem Verlauf der Hörnli-Nagelfluhlage ein Schichtfallen der OSM im Kartengebiet von ca. 0,6° in Richtung Südwesten abgeleitet werden.

In der Seerücken-Hochscholle (Fig. 12) tritt die Nagelfluh der Hörnli-Schüttung (Basis der «Konglomeratstufe») südöstlich von Mammern auf 540 m ü. M. auf. Von dort an steigt sie über eine Distanz von 8 km gleichmässig an bis auf eine Höhe von 580 m ü. M. in der Nagelfluhgrube im Baholz südöstlich von Berlingen. Von hier an kann die Nagelfluh, die zum Teil lateral in Knauersandstein übergeht, südostwärts auf gleich bleibender Höhe über weitere ca. 5 km verfolgt werden. Das Streichen der Nagelfluh ist daher streng Nordwest–Südost gerichtet, entsprechend fällt sie im Kartengebiet mit ca. 0,5° in Richtung Südwesten ein. Die Schichtlagerung wird durch die in den Tiefbohrungen im See-

rücken nachgewiesenen Höhenlagen der Hörnli-Nagelfluh bestätigt (Profil 3, Taf. I; s. a. LEU 2003).

Im Chüeraa südöstlich von Mammern (Koord. 711.660/277.890) steht die Hörnli-Nagelfluh auf 510 m ü. M. an. Sie befindet sich hier – auf den gesamten Seerücken bezogen – in der tiefsten Lage. Die noch weiter südlich anstehenden Nagelfluhbänke liegen rund 40–50 m höher, da dazwischen eine etwa West–Ost streichende Bruchzone verläuft (Fig. 12).

Im Mülbärger Tobel (Gemeinde Raperswilen), rund 1,5 km südlich ausserhalb des Kartengebietes, ist auf 535 m ü. M. ein herzynisch streichender Bruch direkt aufgeschlossen (Mülbärg-Störung, Koord. 719.480/276.600, Büchi und Müller AG 2003). Der Bruch streicht 048–050° und fällt mit 55–60° ein. Der vertikale Versatz an der Mülbärg-Störung kann am Aufschluss anhand einer Nagelfluhbank auf maximal 30 m geschätzt werden. Die nordöstliche Scholle wurde dabei abgesenkt. Diesen in das Hegau-Bodensee-Grabensystem passenden Bruch (Fig. 12) hat LEU (2003) in einer neu interpretierten seismischen Linie ebenfalls nachweisen können. Die nordwestliche Fortsetzung verläuft auf der Linie Euggerschwil–Speck. Der vertikale Versatz nimmt aufgrund des Oberflächenbefundes gegen Nordwesten auf Null ab.

Die bruchhaften Versätze am Schiener Berg

Auf der Ostseite des Schiener Berges steht bei Honisheim Nagelfluh der Hörnli-Schüttung auf ca. 530 m ü. NN an. Somit lagert sie dort gegenüber der Schienerberg-Hochscholle rund 100 m tiefer. Der Versatz erfolgt an der herzynisch streichenden Mistbühl-Störung. In Richtung Untersee ist ihr weiterer Verlauf unsicher, nach Nordwesten zieht sie durch den Steiner Rain über den Schlossbühl zum Löchle. Hier ist bei Koord. 711.870/284.270 und nördlich davon entlang einem Forstweg Hörnli-Nagelfluh auf ca. 530 m ü. NN aufgeschlossen. Am Süden des Aufschlusses konnte Anfang 2002 steil gestellter Mergel beobachtet werden, der den Verlauf der Mistbühl-Störung fixiert. Nördlich des Löchle ist der Verlauf der Störung wegen fehlender Aufschlüsse unsicher.

Zwischen Honisheim und Höri befindet sich die herzynisch streichende Talung von Bankholzen nach Horn. Darin verläuft die anhand der folgenden Bohrungen belegte Letzbühl-Störung (SCHREINER 1989, 1992).

- Bohrung Weiler 1963/2 (Nr. 27), Koord. 713.640/284.830, OKT 419 m ü. NN, Hörnli-Nagelfluh auf 379–387 m ü. NN, Bentonitlage auf ca. 379 m ü. NN
- Bohrung Weiler 1963/3, Koord. 714.090/284.500, OKT 430 m ü. NN, Hörnli-Nagelfluh auf 402–405 m ü. NN
- Bohrung Vogelsang (Nr. 31), Koord. 716.085/283.650, OKT 450 m ü. NN, Hörnli-Nagelfluh auf 425–430 m ü. NN

Unmittelbar südwestlich der drei Bohrungen kann der Verlauf der Letzbühl-Störung recht genau festgelegt werden.

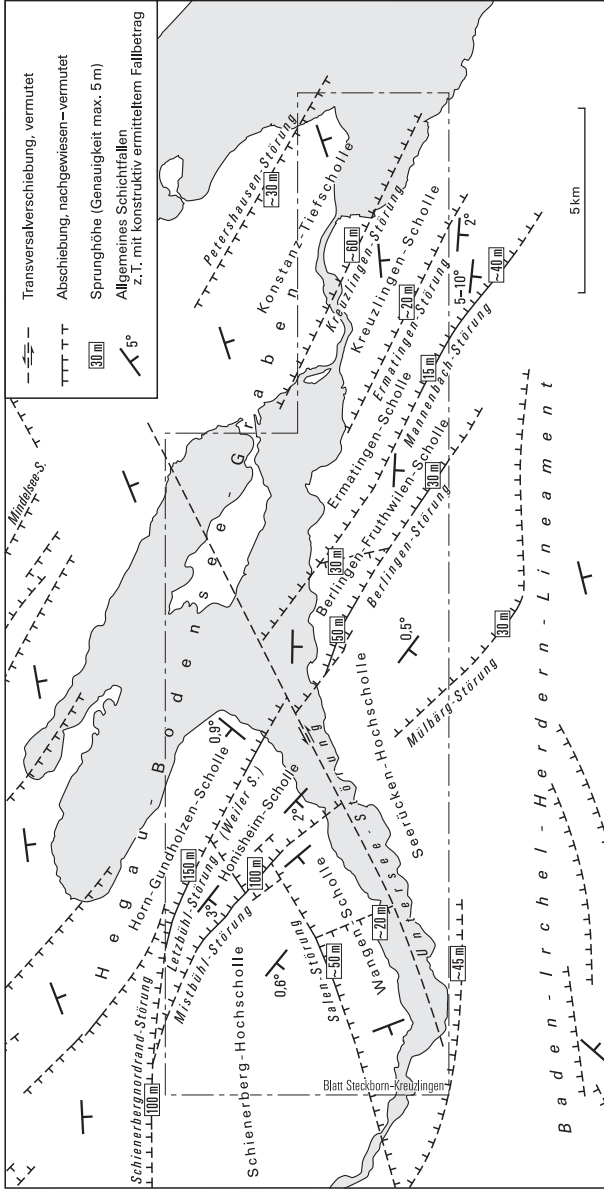


Fig. 12: Tektonische Übersicht über das Kartengebiet und seine Umgebung.

Am östlichen Schiener Berg liegt somit eine antithetische Bruchtreppe vor, die von der Schienerberg-Hochscholle über die an der Mistbühl-Störung um ca. 100 m abgesenkte Honisheim-Scholle zu der an der Letzbühl-Störung um weitere ca. 150 m tiefer versetzten Horn-Gundholzen-Scholle führt (Fig. 12). Im Bereich von Horn liegt die Untergrenze der Hörnli-Nagelfluhbank auf ca. 425 m ü. NN und fällt in Richtung Weiler, das heisst nach Nordwesten, leicht ab. Der Molassekern der Halbinsel Höri besteht somit aus den jüngsten Schichten der OSM («Grobsandstufe» und «Obere Sande»).

Das generelle Schichtfallen innerhalb dieser drei Schollen ist:

- Schienerberg-Hochscholle: ca. 0,6° in Richtung SW
- Honisheim-Scholle: ca. 2–3° in Richtung SW
- Horn-Gundholzen-Scholle: ca. 0,9° in Richtung NW

Im Gebiet Kalkofen – Grünenberg verläuft innerhalb der Honisheim-Scholle ein schwäbisch, das heisst Südwest-Nordost streichender Bruch. Daran ist die Basis der «Grobsandstufe» um rund 20 m versetzt. Nordwestlich des Kalkofen-Grünenberg-Bruches fallen die Schichten der OSM nach den kartierten Höhenlagen der Hörnli-Nagelfluh mit bis zu 3° in südwestlicher Richtung ein.

Die Salen-Störung streicht schwäbisch, parallel zum Untersee, und versetzt die Öhningen-Schichten s.str. des «oberen Bruches» auf der Schienerberg-Hochscholle um max. 50 m tiefer ins Niveau des «unteren Bruches» (Ziegelhof) auf der Wangen-Scholle. Dieser Bruch deutet zumindest an, dass der Untersee gegenüber der Schienerberg-Hochscholle in einer Grabenposition liegt. Das Fehlen der Öhningen-Schichten s.str. östlich des Ziegelhofes bedingt die lokale, rheinisch, das heisst N-S verlaufende Ziegelhof-Störung. Die Salen-Störung verläuft ausserhalb des Gebietes von Atlasblatt Steckborn-Kreuzlingen bei Stein am Rhein südlich der Bohrung Nr. 15 (vgl. Fig. 12, 13). Der vertikale Versatz nimmt nach Westen von null auf ca. 50 m zu. Nach SIGNORELLI et al. (2004) fällt die Salen-Störung mit der Nordrandstörung des Permokarbondrogies zusammen (vgl. Nebenkarte «Geologische Übersicht 1:200 000»). Innerhalb der Wangen-Scholle fehlen Leithorizonte, weshalb der Schichtverlauf nicht genau bekannt ist. Das Schichtfallen in der Wangen-Scholle ist nach Südwesten gerichtet und muss etwas grösser sein als in der nördlich angrenzenden Schienerberg-Hochscholle.

Die Mistbühl- und die Letzbühl-Störung laufen nördlich ausserhalb des Kartengebietes in der ungefähr West-Ost streichenden Schienerbergnordrand-Störung zusammen (SCHREINER 1989, 1992, GEYER et al. 2003).

Die bruchhaften Versätze am Seerücken

Am Seerücken ist eine zum Schiener Berg analoge Tektonik ausgebildet. Die Nagelfluh der Hörnli-Schüttung steigt am Nordrand des Seerückens von 540 m ü. M. bis auf 580 m ü. M. auf der Höhe von Berlingen an. Dieser Schicht-

anstieg wird auch durch einen von Südwesten nach Nordosten ansteigenden Verlauf der OMM bestätigt (s. Profil 3, Taf. I u. Tiefbohrungen Homburg-1, Steckborn-1, Berlingen-1 und Berlingen-2 [Nr. 34–37]).

In der Bohrung Berlingen-3 liegt die OMM gegenüber der Bohrung Berlingen-2 um rund 50 m tiefer. 4 km südöstlich der Bohrung Berlingen-3 ist die basale Nagelfluhschicht im oberen Sange- und im Anderbachtobel an einem Bruch verdoppelt, wobei das nordöstliche Vorkommen um 30 m tiefer liegt. Diese beiden Stellen definieren den Verlauf der herzynisch streichenden Berlingen-Störung (Fig. 12), welche die Seerücken-Hochscholle im Nordosten begrenzt. Der vertikale Versatz an der Störung nimmt von Nordwesten nach Südosten ab.

Im Tobel südlich des Schlosses Chastel ist bei Koord. 727.450/278.000/500 eine Nordwest–Südost (030–045°) streichende, mit 70–90° einfallende Störungszone aufgeschlossen. An ihr werden die nordöstlichen Schichten um rund 15 m abgesenkt. In der östlichen Fortsetzung dieser Störung waren im Girsbergtunnel bei Koord. 728.200/277.200–700 auf Kote 500–520 m ü.M. zwischen 5 und 10° in südliche Richtung einfallende Felsschichten aufgeschlossen. Diese Bereiche definieren den Verlauf der Mannenbach-Störung. Nach Nordwesten ist ihr Verlauf unsicher. Es ist möglich, dass der Vertikalversatz an der Störung von Nordwesten nach Südosten zunimmt.

Zwischen den Tiefbohrungen Kreuzlingen-1 (Nr. 43), Kreuzlingen-2 (Nr. 44) und Konstanz (Nr. 48) treten wohl noch zwei weitere antithetische Brüche auf (vgl. BÜCHI et al. 1976), die hier als Ermatingen- und Kreuzlingen-Störung bezeichnet werden. Die nördlich der Thermalwasserbohrung Konstanz vermutete Petershausen-Störung verläuft ungefähr in der Verlängerung der Mindelsee-Störung (Fig. 12) und leitet eine aufsteigende Bruchschollentreppe zum Nordostrand des Hegau-Bodensee-Grabens ein. Somit kommt Konstanz tektonisch in den Zentralbereich des Hegau-Bodensee-Grabens zu liegen (Konstanz-Tiefscholle, vgl. Profil 4, Taf. I).

Auf der Nordseite des Seerückens und im Becken von Konstanz sind somit folgende herzynisch streichende Elemente einer antithetischen Bruchschollentektonik anzunehmen (Fig. 12):

- Seerücken-Hochscholle
- *Berlingen-Störung*
- Berlingen-Fruthwilen-Scholle
- *Mannenbach-Störung*
- Ermatingen-Scholle
- *Ermatingen-Störung*
- Kreuzlingen-Scholle
- *Kreuzlingen-Störung*
- Konstanz-Tiefscholle
- *Petershausen-Störung*

Das generelle Schichtfallen innerhalb der Bruchschollen am Seerücken ist:

- Seerücken-Hochscholle: ca. $0,5^\circ$ in Richtung SW
- Berlingen-Fruthwilen-Scholle: in Richtung S
- Ermatingen-Scholle: in Richtung S
- In der Kreuzlingen- und der Konstanz-Scholle wird analog zum regionalen Schichtverlauf (SCHREINER 1992) ein schwaches Einfallen in Richtung (S-)SE vermutet.

Der Schichtverlauf in der Berlingen-Fruthwilen-Scholle zeigt ein markantes Ansteigen des Glimmersandsteins in der «Öhningerzone» von Nordwesten nach Südosten von ca. 500 m ü.M. (Zällerloch, Eschlibach) auf 545 m ü.M. (Langwisch, S Triboltingen). Dies würde einem gleichmässigen Schichtanstieg von $0,5^\circ$ in Richtung ESE entsprechen. Die Schichten weisen jedoch ein allgemeines Fallen in Richtung Süden auf. Deshalb wird vermutet, dass innerhalb der Berlingen-Fruthwilen-Scholle rheinisch streichende Brüche einen treppenartigen Anstieg der Schichten von Nordwesten nach Südosten verursachen. Ein solcher Bruch ist zwischen Salenstein und Oberfruthwilen anzunehmen, da der Glimmersandstein der «Öhningerzone» dort über kurze Distanz von Nordwesten nach Südosten um rund 30 m ansteigt.

Die Angaben zur Schichtlagerung in der Ermatingen-Scholle stützen sich hauptsächlich auf den Befund im Girsbergtunnel. Im Untertagebereich des Tunnels wurden keine weiteren Bruchzonen durchfahren. Die Schichten fallen im nördlichen Tunnelbereich mit 2° , im südlichen mit 5° in südliche Richtung ein (Fig. 6). Weiter südlich schliesst eine Zone mit einem Schichteinfallen von bis zu 10° in südliche Richtung an. Da keine Nagelfluhlagen angetroffen wurden, wird ein maximaler vertikaler Versatz zwischen 30 und 50 m an der Mannenbach-Störung südöstlich ausserhalb des Gebietes von Atlasblatt Steckborn-Kreuzlingen vermutet.

Kleinräumige tektonische Phänomene

Aberrantes Schichtfallen

Aufgrund der meist geringen Schichtneigung und des häufigen Auftretens von Rinnenstrukturen und Schrägschichtung ist es schwierig, im Aufschluss mittels Geologenkompasses ein lokales Schichtfallen zu messen. Ein allgemeines regionales Schichtfallen kann anhand des Verlaufs der Basis der Nagelfluh der Hörnli-Schüttung ermittelt werden (s.o.). In der OSM treten jedoch auch Bereiche mit Schichtneigungen auf, die vom regionalen Wert abweichen, was lokale Störungen (Brüche, Flexuren) vermuten lässt (Angaben für den Seerücken):

Seerücken-Hochscholle

- Unterer Speckbach (S Steckborn), 445 m ü. M.: ca. 4° in Richtung S
- Buech (S Steckborn), 570 m ü. M.: ca. 10° in Richtung W
- Heeristobel (E Steckborn), Wiechselrüti, 545 m ü. M.: 15° in Richtung SE
- Heeristobel, Kiesgrube S Wiechselrüti, 580 m ü. M.: 5° in Richtung S
- Oortobel (N Reutenen), 580 m ü. M.: 5° in Richtung N
- Oortobel, 645 m ü. M.: 4° in Richtung S
- Wildbachtobel (SE Berlingen), 500 m ü. M.: ca. 10° in Richtung S
- Wildbachtobel, 515 m ü. M.: ca. 5° in Richtung S
- Wildbachtobel, 545 m ü. M.: 5–10° in Richtung S

Berlingen-Fruthwilen-Scholle

- Wildbachtobel (SE Berlingen), 460 m ü. M.: ca. 4° in Richtung WNW
- Zällerloch (S Eschlibach), ca. 425 m ü. M.: 5° in Richtung S
- Rüütelitobel (S Mannenbach), ca. 485 m ü. M.: ca. 5° in Richtung WNW
- Sangetobel (S Ermatingen) rechts, ca. 530 m ü. M.: 5° in Richtung S
- Sangetobel links, Fruthwilen, 490 m ü. M.: 7° in Richtung W
- Anderbachtobel (SE Ermatingen), Hinderi Stelli, 530 m ü. M.: ca. 10° in Richtung SSW
- Anderbachtobel, Vorderi Stelli, 530 m ü. M.: ca. 10° in Richtung SW

Ermatingen-Scholle

- Sangetobel (S Ermatingen), 430 m ü. M.: max. 5° in Richtung N
- Sangetobel, ca. 435 m ü. M.: ca. 5° in Richtung WNW
- Sangetobel rechts, ca. 440 m ü. M.: ca. 10° in Richtung WNW
- Sangetobel rechts, ca. 450 m ü. M.: wenige Grad in Richtung S
- Anderbachtobel (SE Ermatingen), 430–440 m ü. M.: ca. 2° in Richtung W
- Anderbachtobel, ca. 445 m ü. M.: ca. 4° in Richtung S
- Wiibärgtöbeli (S Triboltingen), ca. 490 m ü. M.: ca. 20° in Richtung S
- Tobel SSE Schloss Chastel (S Tägerwilen), 500 m ü. M.: ca. 5° in Richtung W

Klüfte

Am Seerücken wurden an Oberflächenaufschlüssen, im Girsbergtunnel auch untertage Kluftmessungen durchgeführt. Dabei zeigten sich Unterschiede der Kluftorientierungen im Bereich der Seerücken-Hochscholle gegenüber der abgesenkten Berlingen-Fruthwilen- und Ermatingen-Scholle.

In der Seerücken-Hochscholle dominieren die zwei Klufrichtungen 310°/85° und 350°/80° mit einem Nebenkluftsystem 270°/85° (Fallazimut/Fallwinkel).

In den abgesenkten Bruchschollen am Seerücken treten zu den beiden bekannten Kluftsystemen, welche hier schwerpunktmässig Richtungen von 315°/85° und 350°/80° aufweisen, zwei weitere mit den Richtungen 020°/80° und 050°/80°. Diese beiden Kluftsysteme herrschen im Girsbergtunnel vor; hinzu kommen noch zwei Nebenklufrichtungen (100°/85°, 180°/85°).

Rutschharnische

BOLLIGER (1998) erwähnte das Auftreten von tektonisch bedingten Rutschharnischen in Mergeln östlich einer Linie Berlingen–Amriswil. Beim Bau des

Girsbergtunnels traten Rutschharnische häufig im Bereich von kohligem und tonigem Mergel auf und führten zu tunnelbautechnischen Erschwernissen. MAURER & BUCHNER (2007b) beschreiben in Paläoböden der südwestdeutschen OSM polierte Tonflächen, so genannte Slickensides, die jedoch nicht durch tektonische, sondern durch pedogene Prozesse entstanden sind.

Zusammenfassung

Die Schienerberg- und die Seerücken-Hochscholle liegen ausserhalb des Hegau-Bodensee-Grabens s. str. Die herzynisch streichende Mistbühl- und Letzbühl-Störung gehen nach Norden in die generell West-Ost streichende Schienerberg-nordrand-Störung über. Im Süden, am Seerücken, finden sie keine direkte Fortsetzung. Ihnen entsprechen allenfalls die Berlingen- und die Mannenbach-Störung, die jedoch um ca. 2 km nach ENE versetzt sind. Aus diesem Grund wird in der Längsachse des Untersees eine weitere schwäbisch (SW-NE) streichende Störungszone, die Untersee-Störung, vermutet (Fig. 12). Der Seerücken ist somit an dieser Transversalverschiebung gegenüber dem Schiener Berg sinistral um ca. 2 km nach Nordosten verschoben worden. Schiebt man gedanklich den Seerücken um diesen Betrag in Südwest-Richtung zurück und vergleicht man die Niveaus der Hörnli-Nagelfluh in beiden Hochschollen, so wird ersichtlich, dass der Seerücken gegenüber dem Schiener Berg immer noch um etwa 50 m tiefer liegt. Dieser Betrag könnte zum Teil dem vertikalen Versatz an der Salen-Störung entsprechen, womit die Schichten in der Wangen-Scholle und in der Seerücken-Hochscholle auf vergleichbarem Niveau lagern würden.

Die Untersee-Störung schneidet die Horn-Gundholzen-Scholle im Südosten ab. Deren südöstliches Äquivalent findet sich in der Konstanz-Tiefscholle auf einer Achse Gnadensee-Konstanz.

Die Versetzungsbeträge an den herzynisch streichenden Brüchen im Seerücken sind deutlich kleiner als diejenigen im Schiener Berg. Der vertikale Versatz an der Berlingen-Störung nimmt von Nordwesten nach Südosten deutlich ab. Der Grabencharakter des Hegau-Bodensee-Grabens geht am Seerücken im Bereich von Kreuzlingen allmählich verloren (Kulminationspunkt). Es ist denkbar, dass am östlichen Seerücken und im Bodensee (Obersee) an entsprechenden Brüchen wiederum grössere Versätze auftreten (vgl. JORDAN & GANDER 2007).

Die Mächtigkeit der OSM im Liegenden der basalen Nagelfluh der Hörnli-Schüttung misst am Nordrand des Schiener Berges etwas über 300 m, am Seerücken rund 500 m. Somit ist denkbar, dass die nördliche Randstörung des Permo-karbondrogies während der Ablagerung der OSM reaktiviert wurde und Einfluss auf das Sedimentationsgeschehen ausübte.

GRAF (2009) schliesst aufgrund einer gegenüber den Vorkommen am Schiener Berg eher tiefen Auflagerungshöhe der Höheren Deckenschotter von Salen-Reutenen eine junge tektonische Absenkung des Seerückens nicht aus.

Erdbebensituation

Der Bodenseeraum liegt am Südende der rheinisch streichenden «Schwäbischen Erdbebenlinie», die sich von Tübingen über Albstadt an den Bodanrück erstreckt, und gilt deshalb als eine Zone erhöhter Seismizität. Der westliche Bodenseeraum liegt innerhalb der schweizerischen Erdbebengefährdungszone VII, in der mit Schäden an Gebäuden zu rechnen ist. Nach der Gefahrenkarte von Baden-Württemberg fällt das gesamte Gebiet von Atlasblatt Steckborn-Kreuzlingen in die Erdbebenzone 2. Dem Schiener Berg wird die Untergrundklasse B (flaches Sedimentbecken), dem Raum Konstanz-Reichenau die Untergrundklasse C (tiefes Sedimentbecken) zugeordnet (BRÜSTLE et al. 1999).

Das Beben vom 16. November 1911 hatte eine Magnitude von rund 5,6, sein Epizentrum lag rund 55 km nördlich des Untersees (SCHNEIDER 1979). Im Bereich der Halde im Untersee und in der Rinne des Seerheins zwischen Gottlieben und Ermatingen ereigneten sich subaquatische Rutschungen und Gasaustritte (RÜETSCHI 1912, 1913, LAUTERBORN 1912, SCHMIDLE 1912a, 1932). Gebäudeschäden beschränkten sich auf Fassaden- und Mauerrisse. Die makroseismische Intensität war in den Ortschaften unmittelbar am Ufer des Untersees gegenüber jenen auf dem Seerücken deutlich erhöht (RÜETSCHI 1913), was auf die mächtigen unkonsolidierten Seesedimente zurückzuführen ist. SCHMIDLE (1932) listet stärkere historische Erdbeben im Bodenseeraum auf: Am 13. Oktober 1054 und im Januar 1117 stürzten in Konstanz mehrere Häuser ein; 1295 erfolgten 19 schwere Erdstöße; am 24. Februar 1692 versank in Gottlieben nach einem Erdstoss das Wirtshaus zum Aal im Rhein, parallel zum Ufer öffnete sich eine Spalte, und drei weitere Häuser wurden zerstört; 1718–1796 wurde die Bodenseegegend von einem Erdbebenschwarm heimgesucht, wobei 1755 und 1774 die Turmglocken anschlugen.

HYDROGEOLOGIE

Trinkwasserversorgung

Das Seewasserwerk Staad beliefert die Stadt Konstanz und die umliegenden Gemeinden mit Trinkwasser aus dem Bodensee. Die Gemeinden Kreuzlingen, Berlingen und Steckborn verfügen ebenso über Seewasserwerke. Im weitaus grössten Teil des Kartengebietes wird Trink- und Brauchwasser jedoch über Quellen oder Bohrbrunnen aus dem Grundwasser bezogen.

Schiener Berg

In den Randgebieten des Schiener Berges wurden zahlreiche Tiefbrunnen abgeteuft, in denen zum Teil artesisch gespanntes Grundwasser erschlossen werden konnte. Infolge ihres hohen Karbonatgehaltes sind diese Wasservorkommen allerdings als hart einzustufen (15–18° dH nach SCHREINER 1968a, 1992), wohingegen der Gehalt an Chlorid und Nitrat natürlicherweise gering ist. Die mittlere Schüttungsmenge der meisten Quellen beträgt zwar nur etwa 1 l/s, im Pumpbetrieb einige l/s, dafür haben sich die Fördermengen als konstant erwiesen. Die Quellen im Gebiet Himmelreich bei Öhningen werden durch die Wasserversorgung Stein am Rhein genutzt. Es handelt sich um Stollenquellen, die in den Glimmersandstein gehauen wurden. Zur Ertragssteigerung wurden zum Teil auch noch horizontale Bohrungen vorgetrieben (Büchi und Müller AG 1978).

Neben der Molasse bilden die verschiedenen Vorkommen von Deckenschottern am Schiener Berg ein weiteres wichtiges Grundwasserstockwerk. Allerdings kann bei lang anhaltenden Trockenperioden aufgrund der Höhenlage der einzelnen Schotterkörper die Schüttung stark zurückgehen, da die Einzugsgebiete der isolierten, durch die Erosion freigelegten Kieslager räumlich eng begrenzt sind. Die Schüttung der Quellen erreicht in der Regel nur knapp 1 l/s.

Reichenau

Die Brunnen auf der Reichenau fördern zum Teil artesisch gespanntes Wasser aus Schotter, der möglicherweise mit den «Drumlinkiesen» des südlichen Bodanrucks in Verbindung steht. In jedem Fall ist er mit den gleichartigen Kiesvorkommen der Halbinsel Mettnau südöstlich von Radolfzell verbunden (SZENKLER, in Vorb.).

Seerücken

Die Quellenverhältnisse am Seerücken wurden durch ENGELI (1904, 1913) erstmals beschrieben. Die in Atlasblatt Steckborn-Kreuzlingen eingetragenen

Quellen entstammen der Grundwasserkarte des Kantons Thurgau und wurden durch eigene Aufnahmen ergänzt. Quellen liegen in hoher Dichte vor; sie sind an die Verbreitung von Wasser führenden Schichten wie Nagelfluh, Knauer- und Glimmersandstein gebunden (HAEBERLE 1989). Zwischengelagerte wasserstauende Mergellagen ergeben auf verschiedenen Höhen des Seerückens Quellenhorizonte. Die Grundwasserfassung von Tägerwilen fasst hauptsächlich Grundwasser aus dem Glimmersandstein. Bei den Quellen am Südrand des Rutschgebietes Speck (NW Haadehuus, Salen-Reutenen) handelt es sich um Stollenquellen, die vermutlich im Fels angelegt sind. Das Quellwasser aus Glimmersandsteinhorizonten entspricht hydrochemisch einem Ca-Mg-HCO₃(-SO₄)-Wassertyp. Zudem enthalten die Quellwässer aus dem Glimmersandstein gegenüber anderen Molassewässern erhöhte Konzentrationen von Uran, Molybdän und Lithium (HESSE et al. 1997). Erwähnenswert sind auch die Sodbrunnen von Salen-Reutenen, die das Grundwasser in den Höheren Deckenschottern erschliessen. Einzelne Sodbrunnen in den Gebieten Steckborn-Tägermoos und Kreuzlingen zeugen ebenfalls von der früher weit verbreiteten Art, Grundwasser für den lokalen Verbrauch zu erschliessen. Gebohrte Grundwasserfassungen sind vorwiegend in kiesigen und sandigen Schichten der Bachschuttkegel und Deltas angelegt, so in Eschenz, Mammern und Ermatingen.

Konstanz und Kreuzlingen

Dem Bau des Seewasserwerkes Kreuzlingen 1897 ging eine vergebliche Suche nach genügend Quellwasser am Seerücken voran (ENGELI 1913, WÜRTENBERGER 1906). Dabei wurde in den Jahren 1892–1893 ein rund 1000 m langer Wasserversorgungsstollen oberhalb des Bernrains (ca. 485 m ü. M.) gegraben (s. a. S. 38), der anfänglich mehrere 100 l/min lieferte. Die Schüttmenge ging aber rasch auf tiefe, für die Wassergewinnung uninteressante Werte zurück. In Konstanz liess der Unternehmer Herosé 1878 eine Bohrung abteufen. Darin wurde in 38–45 m Tiefe in einer Kiessandschicht artesisch gespanntes Wasser angetroffen (SCHMIDLE 1916, 1932). Spätere Bohrungen im Raum Konstanz und auch im Verbreitungsgebiet der Drumlinkiese erbrachten keine befriedigenden Wassermengen.

Thermal- und Mineralwasser

Die 660 m tiefe Thermalwasserbohrung Konstanz (Nr. 48) wurde im Jahr 1975 abgeteuft (BÜCHI et al. 1976). Sie erschloss zwischen 379 und 615 m Tiefe die OMM. Ein Pumpversuch lieferte bei konstanter Absenkung von 120 m 10 l/s und anfänglich 29 °C (SCHREINER 1992). Das heute mit 6 l/s (Dauerentnahme) geförderte Thermalwasser weist eine mittlere Temperatur um 26–27 °C auf. 1988 liess die Stadt Kreuzlingen beim Oberstufenzentrum eine 655 m tiefe Thermal-

wasserbohrung (Kreuzlingen-2, Nr. 44) abteufen. Sie erschloss die OMM zwischen 438 und 633 m Tiefe. Aus der Bohrung Kreuzlingen-2 können langfristig ca. 3 l/s Thermalwasser mit max. 29 °C gefördert werden. Das Wasser weist eine Gesamtmineralisation von 830 mg/l auf.

Beim Schloss Marbach nahe dem Südufer der Halbinsel Höri wurde im Mittelalter vom Stift Öhningen eine schwefelhaltige Quelle gefasst und ein medizinischer Badebetrieb errichtet.

Geothermisches Potenzial

Nach SIGNORELLI et al. (2004) sind im Bereich des Seerückens folgende Aquifere grundsätzlich geothermisch nutzbar:

- *OMM*
Top ca. +70 bis -20 m [Tiefenangaben bezogen auf das Meeresniveau]
mittlerer K-Wert: $2 \cdot 10^{-7}$ m/s, im Bereich von Störungszonen $K_{\max} = 3 \cdot 10^{-6}$ m/s
Reservoirmächtigkeit: ca. 200 m
Temperaturbereich: ca. 25–30 °C
- *Oberer Malm*
Top ca. -800 bis -1000 m
mittlerer K-Wert: $< 1 \cdot 10^{-7}$ m/s, im Bereich von Störungszonen $K_{\max} = 3 \cdot 10^{-6}$ m/s
Reservoirmächtigkeit: ca. 300 m
Temperaturbereich: ca. 50–60 °C
- *Oberer Muschelkalk*
Top ca. -1400 bis -1700 m
mittlerer K-Wert: $7 \cdot 10^{-7}$ m/s, im Bereich von Störungszonen $K_{\max} = 3 \cdot 10^{-6}$ m/s
Reservoirmächtigkeit: ca. 70 m
Temperaturbereich: ca. 65–75 °C
- *Verwitterungsschicht des Kristallins*
Top Kristallin ca. -3000 bis -4000 m
mittlerer K-Wert: $1 \cdot 10^{-7}$ m/s, im Bereich von (Trogrand-)Störungen $K_{\max} = 2 \cdot 10^{-7}$ m/s
Reservoirmächtigkeit: ca. 500 m
Temperaturbereich: > 130 °C

Je tiefer die Aquifere liegen, desto unsicherer sind die Angaben. So ist der Tiefgang des Nordschweizer Permokarbondrogens im Bereich von Atlasblatt Steckborn-Kreuzlingen nicht genau bekannt. Nördlich der Salen-Störung, das heisst ausserhalb des Permokarbondrogens, wird die Oberfläche des kristallinen Untergrundes (inkl. Buntsandstein) auf rund 1400 m unter Meeresniveau und eine Temperatur < 100 °C vermutet. Besonders günstige Bedingungen für die geothermische Tiefenwassergewinnung sind im Nahbereich von Störungszonen (herzynisch streichende Brüche, Trograndstörungen des Permokarbondrogens) und allenfalls in deren Kreuzungsbereich zu erwarten.

MINERALISCHE ROHSTOFFE

Der gesamte Bereich des Kartenblattes ist arm an wirtschaftlich gewinnbaren mineralischen Rohstoffen. Im Zuge des Rohstoffsicherungskonzeptes für das Land Baden-Württemberg wurden am LGRB Baden-Württemberg prognostische Rohstoffkarten erstellt. Auf diesen Karten sind unter heutigen Aspekten möglicherweise wirtschaftlich gewinnbare Rohstoffvorkommen dargestellt. Die erste für den Bereich des vorliegenden Atlasblattes erschienene Karte ist das Blatt L 8219 Singen (BOCK 1997). Eine zusammenfassende Darstellung historischer und derzeit abgebauter Lagerstätten findet sich bei HOFMANN (1997a) und SCHREINER (1992).

Kies

Kies wird heute noch westlich von Eschenz (knapp ausserhalb des Kartengebietes) aus dem Rückzugsschotter der Letzten Eiszeit (Eschenz-Schotter) abgebaut. Die übrigen Kiesabbaustellen aus quartären Lockergesteinen im Gebiet von Blatt Steckborn-Kreuzlingen sind stillgelegt. Auf der Karte sind nur diejenigen ehemaligen Abbaustellen dargestellt, die sich lokalisieren liessen.

Im Gebiet Weier in Steckborn wurde früher Kies des Bachschuttfächers gewonnen (FRÜH 1906). Kies aus letzteiszeitlichem Rückzugsschotter wurde in mindestens zwei Gruben in Kreuzlingen und in einer an der Bahnlinie der Mittelthurgaubahn bei der Rülle (Tägerwilen-Oberstrooss; SCHMIDLE 1916) abgebaut. Nordöstlich von Konstanz wurde in den heute aufgefüllten oder umgenutzten Kiesgruben im Gebiet Jakob und Bodensee-Stadion Kies aus dem Rückzugsschotter von Hinterhausen (heute Petershausen) und aus den «Drumlinkiesen» gewonnen. Der Abbau von Kies aus letzteiszeitlichem Vorstosschotter in der Grube östlich von Weiler im Areal des heutigen Werkhofes der Gemeinde Moos wurde vor etwa 30 Jahren eingestellt. Zur besseren Abschätzung des Rohstoffpotentials wurden zwischen Weiler und Gundholzen einige Probebohrungen abgeteuft. Die Mächtigkeit des dabei angetroffenen Schotters war für eine wirtschaftliche Fortführung des Abbaus unzureichend. Weitere, nicht mehr genau lokalisierbare Kiesabbaustellen befanden sich auf der Reichenau östlich vom Hochwart und am westlichen Ortsende von Mittelzell (SCHMIDLE 1912).

Der früher auf dem Schiener Berg an verschiedenen Stellen in den Höheren und Tieferen Deckenschottern betriebene Kiesabbau (z.B. im Bannholz, im Aspenholz sowie am Ölberg) ist heute ebenfalls eingestellt. ESE der Litzelschauerhöfe wurde in einer grösseren Kiesgrube neben Deckenschottern auch «Schottermoräne» abgebaut. In den Höheren Deckenschottern von Salen-Reutenen

wurde früher in vielen kleineren Gruben Kies abgebaut. Die grösste Grube war jene zwischen Reutenen und Ober Saale.

Die tertiäre Nagelfluh an der Basis der Konglomeratstufe wird noch heute für den Bau und Unterhalt von Flur- und Forstwegen abgebaut. Grössere Gruben finden sich am Seerücken östlich von Dietehuuse (Koord. 717.860/280.050), oberhalb der Wiechselrüüti (Koord. 719.000/280.420) und im Wishoo (Koord. 719.825/280.285). Der grössere Nagelfluhabbau im Gebiet Bulge-Saasseloo südlich von Steckborn ist eingestellt, die Grube ist aufgefüllt. Daneben gibt es noch eine Vielzahl kleinerer Nagelfluhgruben, in denen heute aber praktisch kein Abbau mehr erfolgt.

Sand

Die «Weiler Flugsande» wurden während des Zweiten Weltkrieges als Formsand abgebaut (HOFMANN 1960, SCHREINER 1992). Die nach heutigen Gesichtspunkten wirtschaftlich gewinnbaren Flächen sind allerdings mittlerweile erschöpft. Oberflächenaufschlüsse sind nur noch in Form spärlicher Reste der Abbauwände in der ehemaligen Sandgrube Wittum (Koord. 714.315/285.370) vorhanden.

Der in der Grube Helsinghausen abgebaute Glimmersand der «Konglomeratstufe» wird als Magerungsmittel in der Ziegeleiindustrie verwendet. Bei Tägerwilen und Triboltingen wurde früher Glimmersand auch in kleineren Gruben abgebaut, zum Beispiel oberhalb der Riebermüli, Koord. 727.400/279.150 (heute aufgefüllt und überbaut), eventuell auch im Gebiet Härtler nördlich von Pkt. 420 m ü.M. (mögliche «Pflanzenfundstelle Tägerwilen» von WÜRTENBERGER 1906) und 100 m östlich des Wiibergtöbeli in Triboltingen.

Lehm und Ton

Südöstlich von Bohlingen wurde früher aus den geröllfreien Bereichen eines sandig-lehmigen Schuttfächers Ziegeleirohstoff gewonnen (SCHREINER 1983). Die ehemalige Grube südöstlich des Gärtnerbetriebes ist heute vollständig verfüllt, nur die Wegbezeichnung Ziegeleistrasse deutet noch auf den früheren Abbau hin. Bei der Neuburg (1,5 km ENE Mammern) wurde an nicht mehr genau lokalisierbarer Stelle lokal Lehm aus tonreicher Moräne, eventuell auch aus Schwemmléhm abgebaut und vor Ort zu Ziegeln und Backsteinen gebrannt (LETSCH 1907).

Grössere Bedeutung als Ziegeleirohstoff hatte früher auch der Beckenton des Bodensees. Die wichtigsten Abbaustellen im Bereich des Kartenblattes waren die grosse Grube nahe dem ehemaligen Flugfeld Konstanz (ERB 1989) und die Lehmgrube der Firma Noppel & Cie. in Emmishofen bei Kreuzlingen (LETSCH 1907).

Kalk

Der Öhningen-Süsswasserkalk der beiden Öhninger Kalksteinbrüche nördlich von Wangen («unterer Bruch» in der Nähe des Ziegelhofes und «oberer Bruch» bei Ober-Salen, S. 37) lieferte bereits im Mittelalter einen begehrten Gesteinsrohstoff, der als Branntkalk und Baustein abgebaut wurde. Von Beginn des 20. Jahrhunderts an wurde der Abbau der Öhninger Steinbrüche nur noch zur Fosilgewinnung weiterbetrieben. Beide Brüche sind heute verfüllt.

Die vor allem im Frühjahr zum Teil massenweise auftretenden kalkig verkrusteten Armelechteralgen (*Chara* sp.) wurden früher mit speziellen Rechen im Flachwasserbereich insbesondere des Untersees «geerntet». Die so genannte «Müss» wurde als Kalkdünger auf die Felder verteilt (BAUMANN 1911).

Die Flurbezeichnung Chalchofen südöstlich von Steckborn weist auf eine lokale Verarbeitung von «Wetterkalk» aus der OSM zu Branntkalk hin.

Bausteine

Steine und Blöcke aus letzteiszeitlicher Moräne wurden häufig zum Bau von Mauern verwendet (z.B. Ruinen Chastel und Neuburg), wobei grössere Findlinge gesprengt wurden (z.B. der «Graue Stein» in Ermatingen, S. 59). Als Baustein fand der Öhningen-Süsswasserkalk vornehmlich für Bodenplatten Verwendung (in älteren Häusern der Halbinsel Hori noch oftmals anzutreffen – in der Sakristei der Öhninger Pfarrkirche St. Hippolyt und Verena fielen sie allerdings einer Renovation zum Opfer). Der Renaissancebildhauer Hans Morinck schuf in Öhningen und Konstanz zahlreiche Kunstwerke mit Öhningen-Süsswasserkalk.

Knauersandstein der OSM wurde in kleinen Steinbrüchen für Bauzwecke abgebaut, so bei Tägerwilen im Tobel des Allmändbachs (Koord. 726.100/279.000/490) und bei Kreuzlingen im Gebiet Steinbruch (heute verfüllt, Koord. 730.050/278.250/445).

Braunkohle (Pechkohle)

SCHALCH (1883) und FAUTZ (1966) erwähnten nach SCHREINER (1983) eine Braunkohlelage in der OSM «oberhalb Hittisheim», etwas ausserhalb des nordwestlichen Kartengebietsrandes. Hier wurden zwischen 1818 und 1837 Abbauversuche unternommen. Die Qualität des 0,24–0,54 m mächtigen Kohleflözes war allerdings so schlecht, dass sich keine Abnehmer fanden. Die Abbaustelle ist heute nicht mehr genau lokalisierbar. SCHREINER (1983) vermutete aufgrund von spärlichen Kohlefunden im Schutt eine Kohlelage im oberen Bereich der «Stein-

balmensande». Nach HOFMANN (1997a) fanden 1818 auch erfolglose Abbauprobeversuche auf Braunkohle in der OSM südwestlich von Schienen im Bereich der Lokalität Höll statt. Die genauen Abbaustellen sind heute nicht mehr bekannt (GEYER 2000).

Auch auf dem Thurgauer Seerücken wurden im «Mittleren Komplex» und in der «Öhningerzone» immer wieder linsenförmige Vorkommen oder in Mergeln eingelagerte Flözchen qualitativ minderwertiger Molassepechkohle beschrieben (s. a. S. 25f.). ERB (1989), BÜRGI (1857), ENGELI (1892), EBERLI (1896, 1900, 1904), GEIGER (1943) und HOFMANN (1997a) gaben eine Zusammenstellung der bekannten Fundstellen. Ein Abbau war auch auf Schweizer Seite in keinem Fall erfolgreich, wenn man von der ca. 4 km südlich ausserhalb des Gebietes von Atlasblatt Steckborn-Kreuzlingen gelegenen Grube Herdern absieht. Hier wurde von 1856 bis 1862 sowie von 1916 bis 1919 ein bis zu 30 cm mächtiges Kohleflöz abgebaut (LETSCH & RITTER 1925, GEIGER 1943, HOFMANN 1997a).

SIEDLUNGSGESCHICHTE

Deutscher Anteil des Kartengebietes

Eine Zusammenstellung ur- und frühgeschichtlicher Fundpunkte im deutschen Anteil des Kartengebietes findet sich bei DEHN (1968).

Eindeutig spätpaläolithische Funde, wie sie an anderen Uferabschnitten des Bodensees nachgewiesen sind, stehen im deutschen Gebietsanteil von Atlasblatt Steckborn-Kreuzlingen bislang aus. Mesolithische Feuersteinartefakte gibt es indessen aus dem Bereich der 398–400 m ü.NN verlaufenden, mehrfach als Kliff ausgebildeten subfossilen Uferlinie bei Hornstaad und auf der Reichenau. Hier bestanden also im Zeitraum 8000–5500 v. Chr. jägerische Lagerplätze. Die Landnahme durch jungsteinzeitliche Bauern, die im Hegau ab ca. 5300 v. Chr. nachweisbar ist, erreichte das Südufer des Schiener Berges und das Gebiet um Konstanz erst verspätet. Hier ist mit versprengten Einzelfunden im Flachwasser von Wangen, Hornstaad und Konstanz eine Besiedlung erst im Mittelneolithikum ab 4900 v. Chr. nachweisbar. Vermutlich befanden sich die zugehörigen Siedlungen oberhalb von 400 m ü.NN. Eine dichte Besiedlung der Flachwasserzone begann mit den Pfahlbauten im Jungneolithikum kurz vor 3900 v. Chr. Die Besiedlung durch Pfahlbauten verlief indessen nicht kontinuierlich und erfuhr um 3500 v. Chr., um 2800 v. Chr., um 2400–1900 v. Chr. und um 1500–1100 v. Chr. Unterbrechungen.

Sie endete am Bodensee mit Siedlungen der spätbronzezeitlichen Urnenfelderkultur um 850 v. Chr.

Die Pfahlbausiedlungen umfassen durch Sauerstoffabschluss hervorragend konservierte, in Seekreide und Sandlagen des Ufer- und Flachwasserbereiches eingebettete Kulturschichten und umfangreiche Pfahlfelder, die umfassende Aussagen zu den Kultur-, Wirtschafts- und Umweltverhältnissen ermöglichen. Wegen ihrer reichen archäologischen, botanischen und zoologischen Funde waren sie bereits im 19. Jahrhundert Gegenstand wissenschaftlichen Interesses. Einer der frühen Erforscher der Pfahlbauten des Bodenseeraumes war der aus dem heutigen Öhninger Ortsteil Wangen stammende Kaspar Löhle (1799–1878).

Nachfolgend aufgeführte archäologische Fundpunkte am deutschen Uferabschnitt des Bodensees sind auf Blatt Steckborn-Kreuzlingen eingetragen:

- Öhningen, Orkopf: Pfahlbausiedlungen der jungneolithischen Hornstaader Gruppe, der endneolithischen Horgener Kultur und der Früh- bis Mittelbronzezeit auf Untiefen im Ausflussbereich des Bodensees zwischen Stiegen und Äschezerhorn (Eschenzer Horn), im Grenzgebiet zum Kanton Thurgau.
- Öhningen, Oberstaad: Pfahlbausiedlungen der endneolithischen Horgener Kultur; eine Hammeraxt der Schnurkeramik als Einzelfund.
- Öhningen, Ortsteil Wangen, Wangen-Hinterhorn: Pfahlbausiedlungen der Pfyner Kultur und der Horgener Kultur in der Flachwasserzone. Im Rahmen der Untersuchungen wurden umfangreiche Sondierungen durchgeführt. Literatur: SCHLICHOTHERLE (1988a), SCHLENKER (1994).
- Gaienhofen, Gaienhofen-Untergarten: Pfahlbausiedlung des Jungneolithikums (Dendrodatum: 3890 v. Chr.). Literatur: SCHLICHOTHERLE (1988a), BILLAMBOZ (1998).
- Gaienhofen, Ortsteil Hemmenhofen, Hemmenhofen - Im Leh: Pfahlbausiedlungen des Jungneolithikums, insbesondere eine Station der Hornstaader Gruppe. Literatur: SCHLICHOTHERLE (1990).
- Gaienhofen, Ortsteil Hemmenhofen, Hemmenhofen - Im Bohl: Pfahlbausiedlungen des Jungneolithikums (Dendrodaten um 3900 v. Chr.). Literatur: SCHLICHOTHERLE (1990), BILLAMBOZ (1998).
- Gaienhofen, Ortsteil Hornstaad, Hornstaad-Schlössle: Pfahlbausiedlungen des Jung- und Endneolithikums an mehreren Stellen der Flachwasserzone zwischen Strandbad und Schlössle. Von Bedeutung ist vor allem ein Pfahlfeld der Schnurkeramischen Kultur unter ständiger Wasserbedeckung (Dendrodatum: 2681 v. Chr.). Auch hoch liegende Strandwälle zwischen Bade- und Campingplatz enthielten archäologische Funde. Literatur: KÖNINGER & SCHLICHOTHERLE (1990), DIECKMANN & VOGT (1993).
- Gaienhofen, Ortsteil Hornstaad, Hornstaad-Hörnle: Pfahlbausiedlungen der Hornstaader Gruppe, der Pfyner Kultur und der Horgener Kultur an mehreren Stellen des Schilfgürtels und der Flachwasserzone. Einzelfunde belegen Schnurkeramik, Frühbronzezeit und Urnenfelderzeit. Umfangreiche Ausgrabungen fanden in den Jahren 1980 bis 1993 statt. Dabei wurde eine Sedimentkartierung (mit Sondierungen) im Uferbereich durchgeführt und ein Pollenstandarddiagramm erstellt. Literatur: LIESE-KLEIBER (1985), SCHLICHOTHERLE (1990), BILLAMBOZ (1990, 2006), DIECKMANN (1990), RÖSCH (1992, 1993), SCHMIDT (1993), VOGT (1993), DIECKMANN et al. (1997, 2006), NICKEL (2006), OSTENDORP (2006).
- Reichenau, Ortsteil Oberzell, Reichenau-Oberzell: Pfahlbausiedlung mit Funden der Hornstaader Gruppe und der Pfyner Kultur im Flachwasser des Gnadensees. Literatur: SCHLICHOTHERLE (2001).
- Reichenau, Ortsteil Mittelzell, Münster- und ehemaliges Klosterareal: Fundpunkte der Urnenfelderkultur im Zuge der Grabungen im Bereich der Kirche und des ehemaligen

- Konvents; Nachweis alter Uferlinien und mittelalterlicher Hafengelände. Literatur: SCHLICHTERLE (1988b).
- Konstanz, Wollmatinger Ried, Wollmatingen-Langenrain: Pfahlbausiedlung der spätbronzezeitlichen Urnenfelderkultur (Dendrodaten: 975–934 v. Chr.). Literatur: BILLAMBOZ & SCHÖBEL (1996), SCHÖBEL (1996).
 - Konstanz, Rauenegg: Pfahlbausiedlungen des Neolithikums und der spätbronzezeitlichen Urnenfelderkultur (Dendrodaten: 1083–1068 v. Chr.) im Hafenareal und unter den Auffüllungen von «Klein Venedig». Weitere Pfahlfelder des Jung- und Endneolithikums reichen unter Auffüllungen bis in den Bereich der Hafenstrasse und des Lago Centers. Literatur: SCHLICHTERLE (1990), SCHÖBEL (1996), MAINBERGER & SCHLICHTERLE (2003).
 - Konstanz, Frauenpfahl: Pfahlbausiedlung des Neolithikums und der spätbronzezeitlichen Urnenfelderkultur (Dendrodatum: 939 v. Chr.) auf einer Untiefe nördlich des Konstanzer Hafens. Literatur: BILLAMBOZ & SCHÖBEL (1996), SCHÖBEL (1996).
 - Konstanz, Hinterhausen: Pfahlbausiedlungen des Jung- und Endneolithikums an zwei verschiedenen Stellen des Flachwassers. Literatur: KÖNINGER & SCHLICHTERLE (1990), SCHLICHTERLE & MAINBERGER (2006).

Siedlungen der Bronzezeit sind, abgesehen von den Seeufersiedlungen, auf den Mineralböden des Schiener Berges nur in einzelnen Fällen bei Wangen, Gaienhofen und Hornstaad entdeckt worden. Mehrere Grabhügelgruppen in den Wäldern des Schiener Berges dürften vor allem in die frühe Eisenzeit datieren. Siedlungen der späten Eisenzeit sind bei Hornstaad und im Stadtgebiet von Konstanz nachgewiesen.

An römischen Kulturresten sind am deutschen Ufer vor allem die mittelkaiserzeitliche Zivilsiedlung und das spätrömische Kastell auf dem Münsterhügel von Konstanz zu nennen (HEILIGMANN 2005). Geringe Spuren einer römerzeitlichen Besiedlung gibt es im deutschen Teil des Kartengebietes auch am Fusse des Schiener Berges in Wangen und Hemmenhofen.

Die Dörfer Öhningen, Hemmenhofen und Gaienhofen sind alamannische Ortsgründungen des 6. und 7. Jahrhunderts mit bekannten Reihengräberfeldern. Am Mühlbach in Hemmenhofen wurden neuerdings früh- bis hochmittelalterliche Siedlungsspuren mit einem Grubenhaus nachgewiesen. Von besonderer archäologischer Bedeutung sind die mittelalterlichen Schichten und Baubefunde der Stadt Konstanz (DUMITRACHE 2000) sowie der Klosteranlagen auf der Reichenau (ZETTLER 1988). Unter den mittelalterlichen Bodendenkmälern nimmt zudem die 1441 zerstörte Schrotzburg am Nordrand des Schiener Berges eine herausragende Stellung ein. Ihre ausgedehnte Vorburg wird durch einen eindrucksvollen Erdwall eingefasst. Kleinere mittelalterliche Burgwälle finden sich auch auf dem Rusbühl, dem Schlossbühl und oberhalb des abgegangenen Klosters Grünenberg. Zu den jüngeren archäologischen Zeugen sind mehrere Befestigungsanlagen («Schwedenschanzen») entlang der Riedstrasse (Gottliebener Weg) im Naturschutzgebiet Wollmatinger Ried am westlichen Stadtrand von Konstanz zu rechnen. Diese wurden während des Dreissigjährigen Krieges zur Überwachung des alten Rheinüberganges nach Gottlieben errichtet.

Schweizer Anteil des Kartengebietes

Der Schweizer Teil des Kartengebietes stellt aus archäologischer Sicht eines der interessantesten Gebiete des Kantons Thurgau dar. Sowohl in prähistorischer als auch in historischer Zeit hat der Untersee – wohl in erster Linie aus verkehrstechnischen Gründen – den Menschen zur Siedlungstätigkeit veranlasst. Siedlungsschwerpunkte bildeten einerseits das Gebiet um Eschenz, am Ausfluss des Untersees, und andererseits die Region Konstanz-Kreuzlingen am Seerhein. Beiden kam seit Jahrtausenden eine wichtige Bedeutung als Nord-Süd-Verkehrsachse zu. Nicht zufällig stammen daher die ältesten Thurgauer Funde auch aus diesen beiden Gebieten. Sie datieren in die ausgehende Altsteinzeit, also an das Ende der Letzten Eiszeit, beziehungsweise in die Mittelsteinzeit (13000–5500 v. Chr.) und stellen Relikte nomadisierender Järgergesellschaften dar.

Aus dem frühen und mittleren Abschnitt der Jungsteinzeit (5500–4000 v. Chr.), in den Anfängen sesshafter und bäuerlicher Kulturformen, sind bis anhin keine Siedlungen im Kartengebiet bekannt. Erst zu Beginn des 39. Jahrhunderts setzte die Besiedlung im Bereich der heutigen Flachwasserzonen des Sees ein, ein Phänomen, das an allen Voralpenseen festzustellen ist. Gegenüber dem heutigen Normalwasserstand muss der Pegel des Untersees im Jungneolithikum also teilweise um mehrere Meter tiefer gelegen haben. Im Kartengebiet sind wenigstens 15 Ufersiedlungen nachgewiesen; mehrere Siedlungsplätze scheinen zudem in den vergangenen Jahrhunderten infolge Erosion zerstört worden zu sein. Zu den wichtigsten Siedlungen zählen die Insel Werd bei Eschenz sowie die beiden Pfahlbauten Turgi und Schanz in Steckborn, die alle eine lange Siedlungskontinuität aufweisen (WINIGER & HASENFRATZ 1985, HASENFRATZ 1991).

Frühbronzezeitliche Siedlungen sind auf Schweizer Seite des Untersees bis heute nicht angetroffen worden. Hingegen haben eingehende archäologische Untersuchungen im Zusammenhang mit dem Bau der Nationalstrasse A7 im Abschnitt Schwaderloh–Kreuzlingen gezeigt, dass ab Beginn der mittleren Bronzezeit (1500 v. Chr.) eine erstaunliche Siedlungsdichte vorhanden gewesen sein muss (RIGERT et al. 2001). Diese Siedlungen lagen nicht mehr – wie im Jungneolithikum – im Strandplattenbereich des Sees, sondern auf erhöhten Lagen am Fusse des Seerückens. Erst in der späten Bronzezeit, nachdem die Pegel des Untersees wieder deutlich tiefer lagen, wurden alte Siedlungsplätze auf den Strandplatten neu besetzt.

Aus der vorrömischen Epoche, der Eisenzeit (800–15 v. Chr.), sind Siedlungsreste – wie überhaupt im Thurgau – spärlich. Für die Hallstattzeit, den älteren Abschnitt der Eisenzeit, fehlen solche vollständig. Dies mag unter anderem mit der stark zerstreuten Siedlungsweise in Form von kleinen Einzelgehöften zusammenhängen. Hingegen sind hallstattzeitliche Grabhügel in Salenstein-Oachholz (-Eichholz) und Ermatingen-Wolfsbärg vorhanden. Bezeichnenderweise sind Siedlungsreste der jüngeren Eisenzeit wiederum im Raum Kreuzlingen und

Eschenz vorhanden. Bekannt ist ein weiterer Siedlungsplatz in Berlingen, der auf einer Hangterrasse liegt.

Römische Dorfsiedlungen, so genannte Vici, existierten bekanntermassen an den beiden Nord-Süd-Verkehrsachsen Konstanz und Eschenz. Für Eschenz ist ein 81/82 n. Chr. erfolgter Brückenschlag bei der Insel Werd belegt. In spätrömischer Zeit, also um 300 n. Chr., wurden Konstanz und Eschenz beziehungsweise Stein am Rhein als Kastellorte in den Rhein-Iller-Donau-Limes eingebunden. Von besonderem Interesse sind römische Gebäudereste beim Haadehuus (Heidenhaus) bei Salen-Reutenen. Die Form des Gebäudes und seine besondere Lage auf einem Aussichtspunkt lassen vermuten, dass es sich dabei um ein Heiligtum handelte.

In nachrömischer Zeit setzte allmählich die alamannische «Landnahme» ein. Wie die echten -ingen-Namen, etwa Ermatingen, nahelegen, ist die Untersee-region zu den primären Siedlungsgebieten der Alamannen zu zählen (BANDLE 2003). Zwischen Eschenz und Kreuzlingen sind bis heute rund ein halbes Dutzend frühmittelalterliche Friedhöfe des 6. und 7. Jahrhunderts bekannt geworden.

Beachtlich ist die Anzahl mittelalterlicher Burganlagen und neuzeitlicher Schlösser am Nordhang des Seerrückens, wobei die Konzentration im Raum Salenstein – Ermatingen auffallend ist. Besonders bemerkenswert sind die imposanten Ruinen Mammern-Neuburg und Tägerwilen-Chastel (Castell).

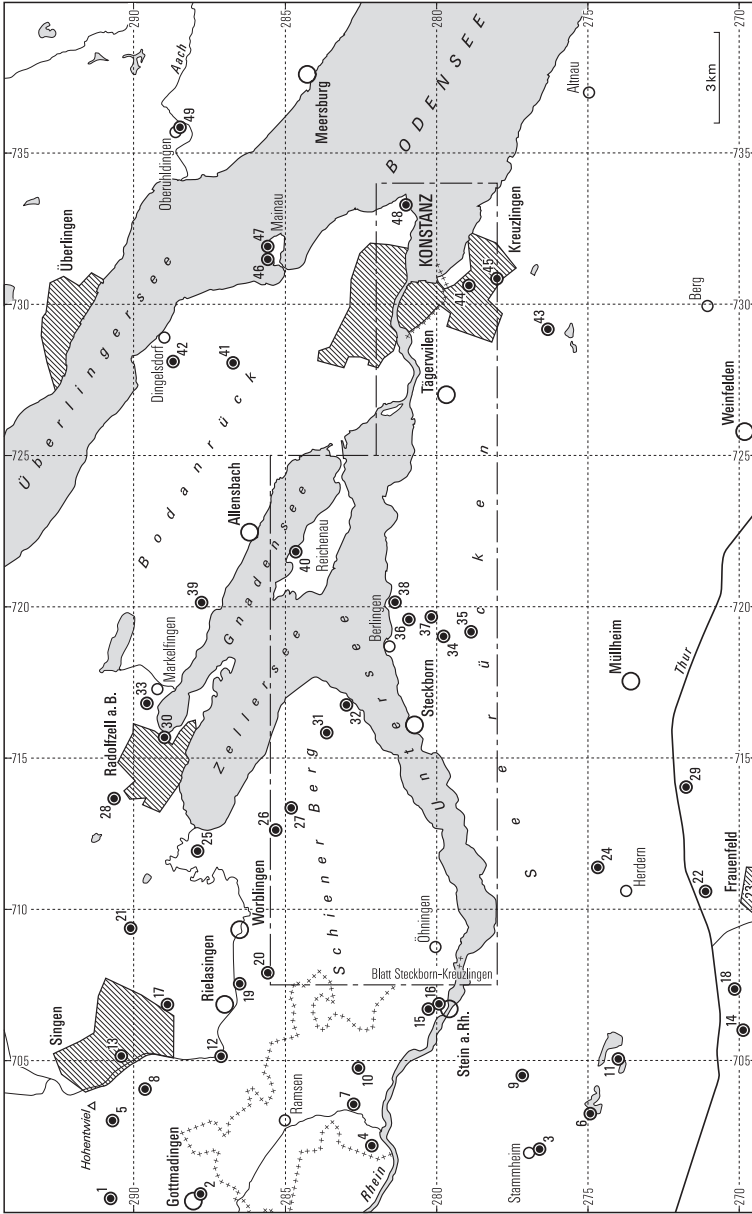


Fig. 13: Standorte der beschriebenen tieferen Bohrungen.

BOHRUNGEN

Die Standorte der nachfolgend beschriebenen tieferen Bohrungen sind in Figur 13 dargestellt. Die Beschreibung der Lithologie in den Schichtverzeichnissen wurde mit nur geringfügigen redaktionellen Anpassungen der Literatur oder den jeweiligen Bohrprotokollen entnommen. Die Befunde in den Bohrungen Nr. 46 (Tiefbohrung Mainau) und Nr. 47 (Mainau-1) sind kontrovers. Entweder liegt zwischen beiden Bohrungen eine Bruchstörung vor, oder die hochliegende OMM in der alten Bohrung Mainau-1 basiert auf einer Fehlinterpretation von Glaukonit führendem Sand (vgl. SCHMIDLE 1915).

Erläuterungen zu den Schichtenverzeichnissen:

40	<i>Referenznummer (s. Fig. 13)</i>
B 1 Herrenbrücke, Reichenau-Mittelzell	<i>Art / Zweck, Identifikation, Standort</i>
721.895/284.640/398,0	<i>Lage: schweizerische Landeskoordinaten [x, y] Höhe OKT [z; in m ü.M.]</i>
R 3504770 / H 5284740 / 398,3	<i>Lage: Gauss-Krüger-Koordinaten [R, H] Höhe OKT [z; in m ü.NN]</i>
ET 114,0	<i>Endtiefe der Bohrung ab OKT [m]</i>
Aufschlussdatenbank LGRB 8220/523	<i>Quelle</i>

Die Lage der Bohrungen auf deutschem Gebiet wird mit Gauss-Krüger-Koordinaten, diejenige auf Schweizer Gebiet mit schweizerischen Landeskoordinaten beschrieben. Bei denjenigen Bohrungen im deutschen Anteil des Kartengebietes sind zusätzlich schweizerische Landeskoordinaten (gerundete Werte) angegeben. Die Tiefenangaben der Schichten (vgl. S. 6) beziehen sich auf die Basis der betreffenden Formation in Meter unter OKT.

Abkürzungen (Art bzw. Zweck der Bohrung)

AB	Aquiferbohrung
B	Bohrung i. Allg.
BR	Brunnen
EB	Erdölaufschlussbohrung
ESB	Erdsondenbohrung
FB	Forschungsbohrung
GT	Geothermiebohrung
GSB	Erdgasspeicherbohrung
KB	Kernbohrung
SPB	Sprengbohrung
SB	Spülbohrung
TB	Thermalwasserbohrung

1	FB Hegau-6
R 3483360 / H 5291630 / 455,3; ET 180	
2,5	Lehm u. Sand (Auffüllung)
38	Silt, grau, tonig (Seeablagerungen)
40	Tuff, dunkelgrau, viel Biotit (vulkanischer Tuff)
153	Mergel, hellbraungelb, graue u. rote Lagen (OSM: Jüngere Juranagelfluh)
166	Sand, hellgrau, fein – mittel (OBM)
180	Mergel, hellbraungelb, graugrün u. rot (USM)

Quellen: SCHREINER (1983: 119, 1992: 251), Aufschlussdatenbank LGRB 8218/93

2	BR Gottmadingen, Brauerei Bilger
R 3483400 / H 5288430 / 430,3; ET 110	
8,6	Sand u. Kies (Terrassenschotter)
44,6	Beckenton
70	Moräne
77	Rinnenschotter
110	Mergel, bunt (USM)

Quellen: ERB (1931: 59), SCHREINER (1983: 127, 1992: 254), Aufschlussdatenbank LGRB 8218/112

4	SB 3/98, Grund, Ramsen
702.165/282,175/428,3; ET 102	
2	Deckschicht
6	Siltiger Kies, toniger Silt (verwitterte Moräne)
20	Sand, tonig-siltig und Kies, siltig-tonig (Moräne)
29	Siltiger Kies u. siltig-toniger Sand m. Kohlestückchen (evtl. Deltaablagerungen)
33	Kies (Schotter)
102	Feinsand, glimmerhaltig, beige-grau, z. T. toniger Silt, Kohlereste (Seeablagerungen)

Quelle: Büchi und Müller AG (1999b)

5	B Twielfeld, 1 km WSW Hohentwiel
R 3485680 / H 5291380 / 485,3; ET 139,5	
11	Hangschutt aus Lehm, Sand u. Tuff
14	Mergel, sandig, alpine Gerölle (wohl Moräne)
17	Mergel, hellbraun (OSM: Jüngere Juranagelfluh)
26	Glimmersand, grau – weiss, m. kohligen Resten (OSM)
139,5	Mergel, gelbbraun, m. rötlichen Lagen bei 42 m, 69 m, 120 m (nicht tufttisch), Fasergips bei 71 m, Beimengung von Deckentuffmaterial (Biotit, Hornblende und Grundgebirgstrümmer bei 83 m, Tuffgang oder Nachfall), Basis der OSM nicht erreicht.

Quellen: SCHREINER (1983: 121, 1992: 250), Aufschlussdatenbank LGRB 8219/97

6	KB A 4/1, Nussbaumersee
703.222/274.962/436,2; ET 106,0	
1,5	Deckschicht
15,5	Moräne
20,5	Sandige Seeablagerungen
21	Moräne
22	Sandige Seeablagerungen
25,5	Moräne
32,4	Gebänderter toniger Silt m. sandigen Einschaltungen (Seeablagerungen)
48,0	Siltiger Kies u. Sand (Schotter)
52,5	Kiesige Moräne
59,2	Sand u. Silt, z.T. Kies (See-, evtl. Deltaablagerungen)
83,3	Kiesige Moräne
93,2	Siltig-sandige Grundmoräne
106,0	Gebänderter toniger Silt (hart) u. sandige Seeablagerungen

Quelle: Büchi und Müller AG (1999c)

7	SPB Hemishofen, Raatli	10	SB 6/98, Sankert, Hemishofen
702.000/280.000/410; ET 134		704.770/282.590/429,4; ET 102	
24	Kies (Terrassenschotter)	2	Deckschicht (Kieskoffer)
105	Silt-Ton, lokal kiesig (Seeablagerungen, evtl. z.T. Moräne)	8	Siltiger Kies u. Sand m. Kies (Bachschutt, Schotter)
129	Glimmersandstein (OSM)	19	Siltig-toniger Kies, reichlich Sand, 14-16 m toniger Silt (Terrassenschotter)
134	Mergel, bunt (OSM)	94	Kies, sauber bis leicht siltig u. tonig, m. reichlich Sand (evtl. Rinnenschotter)
Quellen: SEAG, Aufschlussdatenbank LGRB 8319/9		102	Stark siltiger Sand, wenig Feinkies, einzelne Kohlereste (Seeablagerungen)
8	TB Singen	Quelle: Büchi und Müller AG (1999b)	
R 3486980 / H 5290160 / 435,3; ET 685		11	SPB 355, Hasensee, Buch
28	«Geschiebemergel»: Kies u. Sand von 3-18 m (Moräne)	705.080/273.925/435; ET 120	
58,5	Feinsand u. Sand (Seeablagerungen)	6	Kies, sauber (evtl. Ittinger Schotter)
66	Kies, alpin m. Weissjurageröllen (Rinnenschotter)	18	Sand, stark tonig-siltig, z.T. kiesig
325	Deckentuff m. USM-Mergelscholle	59	Kies, meist sauber (Schotter)
376	Mergel, bunt u. Sandstein (USM)	92	Seeton, z.T. sandig-siltig (Seeablagerungen)
555	Kalkstein, weiss (Oberjura-Massenkalk)	97	Grundmoräne
565	Kalkstein, hellgraubräunlich (Oberjura)	120	Wechselagerung Mergel u. Glimmersandstein (OSM)
605	Kalkstein u. Mergel (Lacunosa-Mergel)	Quelle: SEAG	
645	Kalkspat u. Kaolin, weiss u. braun, Spaltenfüllung	12	B Rielasingen-2/94
675	Kalkstein, hellgrau (Wohlgeschichtete Kalke)	R 3488050 / H 5287710 / 415,3; ET 150	
685	Mergelstein, dunkelgrau (Impressa-Mergel)	2	Kies, sandig, siltig, graubraun (Terrassenschotter)
Quellen: SCHREINER (1967: 196ff., 1983: 125, 1992: 252), Aufschlussdatenbank LGRB 8218/106		16	Kies, schwach sandig, Schotter, blaugrün (Terrassenschotter)
9	SPB AZ-741, Stammerberg	19	Kies, siltig, hellbraun (Terrassenschotter)
704.425/277.187/579,4; ET105		31	Silt, tonig, feinsandig, kiesig, grau (Moräne)
2	Deckschicht	34	Silt, feinsandig, kiesig, schwach tonig, grau (Moräne)
21	Moräne (Würm)	38	Silt, stark kiesig, grau (Moräne)
52	Deckenschotter	45	Silt, feinsandig-kiesig, schwach tonig, «Diamikt», grau (Moräne)
69	Grundmoräne	49	Silt, feinandig, kiesig, schwach tonig, grau (Moräne)
83	Vorwiegend Mergel (OSM)	51	Silt, stark kiesig, z.T. siltig (Moräne)
105	Glimmerhaltiger Sandstein (OSM)	55	Silt, feinsandig, kiesig, schwach tonig, grau (Moräne)
Quelle: Dr. H. Jäckli AG (1992)			

61	Kies, feinsandig, siltig, grau (evtl. Rinnenschotter)
63	Silt, feinsandig, schwach kiesig (Moräne)
68	Silt, feinsandig, kiesig, schwach tonig, grau (Moräne)
77	Silt, feinsandig, kiesig, tonig (Moräne)
88	Silt, feinsandig, kiesig, graubraun (Moräne)
90	Kies, schwach siltig, grau (Schotter)
91	Kies, siltig, grau (Schotter)
94	Silt, feinsandig, z.T. schwach kiesig, «Diamikt», graubraun (Moräne)
96	Silt, feinsandig, kiesig, Mergelschmitzen, blaugrün (Moräne)
124	Silt, feinsandig, schwach tonig, grau (Beckenablagerungen)
128	Silt, feinsandig, kiesig, grau (Moräne)
131	Silt, feinsandig, grau (Moräne?/OSM?)
133	Silt, feinsandig, nach unten nesterweise Feinsand (Moräne?/OSM?)
140	Feinsand, siltig, z.T. m. grauweisen Mergelschmitzen, grau- -blaugrün (Moräne?/OSM?)
150	Feinsand, siltig, z.T. nesterweise Sand (grün), unten kiesig, z.T. siltiger Mergel, blättrig, dunkelgrau, grau-graugrün (OSM?)

Quellen: SCHREINER (1989), Aufschlussdatenbank LGRB 8219/660

13	BR Maggi 1929, Betriebsgelände R 3488420 / H 5290980 / 423,5; ET 142,0
6,3	Kies, «Geschiebemergel» (Terrassenschotter)
19,8	«Geschiebemergel» (Moräne)
32,3	Kies m. Nagelfluh (Rinnenschotter)
56	Feinsand u. Mergel, gelb (Molasse: OSM?/OMM?)
96	Mergel, feinsandig u. Sandstein, blaugrau (OMM)
142	Sandmergel, bunt (USM)

Quellen: ERB (1931: 19, 59), SCHREINER (1973: 117), Aufschlussdatenbank LGRB 8219/660

14	SPB A 8520, Erzenholz 705.925/269.850/382; ET 108
9	Kies, sandig bis tonig-siltig (Thurtal-Schotter)
60	Ton, beige bis 30 m plastisch, dann steifer, gebändert (Seeablagerungen)
63	Toniger Kies, eckig (Moräne)
108	Oben 6 m Sandstein, dann vorwiegend Mergel, bunt (OSM)

Quelle: SEAG (1985)

15	ESB Stein am Rhein, Zwingli-strasse 706.750/280.250/455; ET 250
13	Sand u. Geröll: Hangschutt aus Glimmersand m. einzelnen eiszeitlichen Geröllen
43	Glimmersand (OSM)
55	Silt, siltiger Mergel (OSM)
69	Glimmersand (OSM)
150	Mergel, fluvioterrestrisch, z.T. siltig, nach unten siltige Lagen, Mergelkalk (bei 121 m), Siltstein und Mergel (OSM)
159	Glimmersand (OSM)
161	Mergel, fluvioterrestrisch, 150-160 m Glimmersand (OSM)
210	Sandstein, grünlich, glaukonitisch, marin (OMM)
250	Siltstein bis Feinsand, z.T. grünlich (222-225 m), Mergel, fluvioterrestrisch, nach unten gelb, hellgrau, braun, seltener rötlich (OMM, evtl. USM)

Quelle: HOFMANN (1998)

16	ESB Stein am Rhein, Offenes Zentrum 706.830/279.985/412; ET 150
42	Seeton (Beckenton), eiszeitlich
68	idem, m. vereinzelt, 1-2 m mächtigen Sandlagen, an Basis m. kleinen Geröllen
77	Mergel (OSM)
80	Glimmersand, z.T. feinsandig, führt Kohlesplitter (OSM)
82	Mergel u. weisslicher Mergelkalk (OSM)
120	Glimmersand, an Basis kalkig zementiert, führt vereinzelt Splitter von Molassekohle (OSM)

136	Grauer Mergel u. Siltstein (OSM)
146	Fetter, toniger gelbgrauer Mergel (OSM)
150	Glimmersand (OSM)
Quelle: HOFMANN (1997b)	
17	B Im Hart, 2,5 km SE Hbf. Singen
R 3489830 / H 5289460 / 425,3; ET 150	
5	Kies (Terrassenschotter)
7	Beckenton
18	Kies
53	«Geschiebemergel» m. Kieslagen (Moräne)
70	Kies (Rinnenschotter)
84	Mergel, gelbgrau u. rötlich (OSM)
98	Silt bis Feinsand, hellgraugrün (Kirchberger Schichten, «Samtsande»)
102	Geröllhorizont (Kirchberger Schichten)
134	Feinsand, grau, mergelig, m. Glaukonit (OMM)
150	nach Log: toniges Material (USM)
Quelle: SCHREINER (1992: 123)	
18	SB T24, Erzenholz
707.320/270.080/385,15; ET 96	
3	Deckschicht, Humus
8	Kies, sandig (Thurtal-Schotter)
55	Lehm, grau, weich (Seeablagerungen)
81	Lehm m. kleinen Steinen, kiesig, weich bis ziemlich zäh (Seeablagerungen)
93	Stark lehmiger Kies, grau (Moräne)
96	Mergel, bunt (OSM)
Quelle: Büchi und Müller AG (1988b)	
19	SPB Worblingen
R 3490440 / H 5287030 / 405,3; ET 135	
7	Sand und Kies
66	Beckenton
77	Kies, mergelig
129	Silt, Sand und Geröll, bei 129 m Kern aus «Geschiebemergel» (Moräne)
135	Probenverlust (γ -Log: kiesig-sandig)
Quellen: SCHREINER (1968b: 101, 1992: 255)	

20	SPB Bohlingen
R 3490700 / H 5286020 / 435,3; ET 203	
16	Lehm, Sand, Grobkies (Schwemmkegel)
26	Beckenton
100	Silt, Sand und Geröll (Moräne?)
132	Glimmersand und Mergel, weissgrau und rosa (OSM)
142	Silt, grünlichgrau (Kirchberger Schichten: «Samtsande»)
144	Gerölllage (Kirchberger Schichten: «Samtsande»)
203	Sand, Mergel, grünlichgrau (OMM)
Quellen: SCHREINER (1968b: 101, 1992: 255)	
21	B Ameisen, 4 km ENE Hbf. Singen
R 34922507 / H 5290450 / 425,3; ET 126	
2	Kies
13	Beckenton
24	Sand u. Kies
38	Beckenton
67	Kies (Rinnenschotter)
79	Mergel, hellgraurötlich (OSM)
88	Silt, hellgraugrün (Kirchberger Schichten, «Samtsande»)
120	Mergel, dunkelgraugrün, feinsandig, Glaukonit (OMM)
126	Mergel, bunt (USM)
Quellen: SCHREINER (1968b: 99, 1992: 253)	
22	SB T16, Gil, Frauenfeld
710.610/271.050/389,75; ET 145	
2	Deckschicht, Humus
8,5	Kies, sandig, (Thurtal-Schotter)
11	Sand u. Lehm
111	Toniger Silt (grau), feingeschichtet, bis 48 m weich, ab 103 m sehr zäh (Seeablagerungen)
145	Lehm m. Kies, Steinen u. Blöcken zäh u. hart (Moräne)
Quelle: Büchi und Müller AG (1988b)	
23	GT EWS Frauenfeld Ostpark
710.900/269.216/396; ET 440	
2	Kies (Quartär)
14	Seeablagerungen (Quartär)
18	Moräne (Quartär)

22	Knauersandstein (OSM)
28	Mergel
44	Knauersandstein m. vereinzelt Geröllen
51	Mergel u. Sandstein
52	Frauenfelder Bentonithorizont (U/Pb-Alter an Zirkonen: 14,3–14,4 Ma; CONDON & WEBER 2008)
124	Mergel u. Sandstein, ab ca. 110 m Einfluss der Glimmersandschüt- tung
144	Glimmersandstein (Niveau Frauenfeld)
212	Mergel u. Sandstein
218	Glimmersandstein (evtl. Niveau Lindau)
234	Mergel u. Sandstein
244	Knauersandstein
288	Mergel u. Sandstein, 246–248 m ca. 5% Bentonitanteil (evtl. Nach- fall)
292	Knauersandstein
310	Mergel u. Sandstein
422	Überwiegend Mergel, oft kohlig (OSM)
434	Feinsandiger Siltstein, hellgrau («Deckschichten», OMM)
440	Quarzsand u. Gerölle (Nagelfluh); Bruchstücke von Rauchquarz, Kalkstein u. Radiolarit (Baltringer Schichten, OMM)

Quelle: CSD AG (2007)

24	EB Herdern-1
710.305/274.597/528,7; ET 2155	
2	Quartär
520	OSM
698	OMM
1291	USM
1304	Boluston
1648	Malm
1707	Dogger: cl
1730	Dogger: al ₂
1845	Dogger: al ₁
1864,5	Lias: si ₂ –tc ₂
1881	Rhät: ko u. Lias: si ₁
1909	Mittlerer Keuper (Knollenmergel): km
1921	Mittlerer Keuper (Stubensand- stein): km

1948	Mittlerer Keuper (Bunte Mergel inkl. Kiesel- u. Schilfsandstein): km
1977	Mittlerer Keuper (Gipskeuper): km
1990	Unterer Keuper: ku
2057	Oberer Muschelkalk (im Top ca. 12 m Trigonodus-Dolomit): mo
2100	Mittlerer Muschelkalk (Anhydrit- serie): mm
2127	Unterer Muschelkalk (ab 2108 m Basissandstein): mu
2155	Grundgebirge, gebänderter Gneis

Quelle: SEAG (Ber. Nr. 1421, 24.1.1982)

25	SPB Moos
R 3494770 / H 5288200 / 398,3; ET 140	
0,3	Torf, lehmig
17	Silt, weiss, kalkig («Elbsand», Seekreide)
126	Beckenton, oben u. unten etwas sandig, meist spätglazial
136	Kies, sandig, alpine Gerölle (Schotter)
140	Silt, tonig, hellgrau, evtl. «Samt- sande» (OBM?, OSM?)

Quellen: SCHREINER (1968b: 100, 1992: 255)

26	B Bankholzen 1966
R 3495470 / H 5285700 / 409,3 (712.570/285.400); ET 114	
15	Sand m. Feinkieslagen (Schwemmkegel)
40	Beckenton
46	Kies u. Sand
100	«Geschiebemergel» (Moräne)
114	Glimmersand u. Mergel, grau (OSM)

Quellen: SCHREINER (1968b: 100, 1989: 130),
Aufschlussdatenbank LGRB 8219/484

27	B 25 (78), S Weiler
R 3496520 / H 5285090 / 419 (713.640/284.830); ET 68	
20	Sand und Feinkies, Schuttfächer
32	Glimmersand u. Mergel (OSM)
40	Gerölllagen (OSM-Konglome- rathorizont, Hörnli-Schüttung)
58	Mergel, graugelb, rosa, oben eine Lage Bentonit

68	Glimmersand und Geröll (Nachfall? In zwei benachbarten Bohrungen trat [in dieser Tiefe] nur Glimmersand u. Mergel auf.)
Quellen: SCHREINER (1992), Aufschlussdatenbank LGRB 8219/486	
28	B 9 Böhringen
R 3496860 / H 5290900 / 402,8; ET 100	
2	Lehm, grauschwarz, torfig
14,5	Silt, grau, tonig, kalkig, unten m. Geröllen
23	Kies, sauber, rot, daraus artesischer Wasseraustritt (ca. 11/s, Rinnenschotter)
100	Silt, grau, tonig
Quellen: SCHREINER (1989: 120), Aufschlussdatenbank LGRB 8219/172	
29	SB T20, Rüti, Felben
714.080/271.620/397,5; ET 152	
1	Deckschicht, Humus
16,5	Kies, sandig, z.T. lehmig (Thurtal-Schotter)
24	Feinsand
100	Toniger Silt (grau), feingeschichtet, bis 51 m weich, ab 95 m sehr zäh (Seeablagerungen)
152	Lehm mit viel Kies, sehr hart (Moräne)
Quelle: Büchi und Müller AG (1988b)	
30	FB Radolfzell
R 3498740 / H 5289090 / 398,3; ET 203,5	
5	Auffüllung
16	Kalksilt («Elbsand», Seekreide)
54	Beckenton
69	Kies (Rinnenschotter)
160	Beckenton, siltig-sandig, ab 83 m in «Geschiebemergel» übergehend
186	Silt, hellgrau, sandig (Quartär)
196	Kies, alpine Gerölle (Quartär)
200	Silt, grau, tonig (Quartär)
203,5	Spuren von hellgraurotem Mergel (USM)
Quellen: SCHREINER (1992: 253), MÜLLER et al. (1967), Aufschlussdatenbank LGRB 8219/660	

31	B Vogelsang, 0,7 km W Horn
R 3498969 / H 5283560 / 450 (716.085/283.650); ET 103,0	
2,9	«Geschiebemergel» (Moräne)
15,5	Sandstein (OSM)
15,7	Blaugrauer Kalkstein (OSM)
16,1	Gelbgraues Konglomerat (Hörnli-Schüttung)
17,4	Hellblauer Tonmergel, Kohlebänder (OSM)
18,8	Gelbgraues Konglomerat (Hörnli-Schüttung)
20,0	Olivfarbener Feinsandstein (OSM)
20,5	Graues, feinsandiges Konglomerat (Hörnli-Schüttung)
103,0	Grauer bis blaugrauer Fein- bis Mittelsandstein, reich an Muskovit, z.T. m. Schrägschichtung, lagenweise grauer Mergel, Kalkmergel od. blaugrauer Kalkstein, einzelne Kohleschmitzen (OSM)
Quelle: Aufschlussdatenbank LGRB 8319/22	
32	B Horn 1960
R 3499690 / H 5283100 / 404,3 (716.815/282.940); ET 126	
1,3	Lehm, sandig, graubraun (Mutterboden)
118	Grauer Glimmersand, lagenweise grüngrauer Kalkmergelstein, einige violette u. grünliche, schlierige Mergellagen (OSM)
123	Haldenhofmergel (OSM)
126	Bodmansande (OMM)
Quellen: SZENKLER (1997a), Aufschlussdatenbank LGRB 8319/2	
33	SPB Markelfingen
R 3499740 / H 5289820 / 405,3; ET 120	
15	«Geschiebemergel» (Moräne)
21	Mergel, grau u. Silt (OSM)
27	Silt, olivgrün («Samtsande»)
31	Geröllhorizont (Kirchberger Schichten)
100	Mergel u. Sand, dunkelgrau (OMM)
110	Sand, graugrün, m. Glaukonit (OMM)
120	Mergel, hellgraugelb (USM)
Quellen: SCHREINER (1968b: 100, 1992: 253)	

34	GSB Steckborn-1
719.020/279.750/643; ET 632	
2	Auffüllung
10	Hangschutt, Glimmer führend
83	Glimmersandstein u. Mergel, 70–83 m Nagelfluh, «Konglomeratstufe» (OSM)
112	Mergel m. sandigen Einlagen, «Öhningerzone» (OSM)
429	Mergel u. Glimmersandstein, Kohle bei 276 m, «Mittlerer Komplex» (OSM)
517	Mergel u. vereinzelt Sandstein, «Basiszone» (OSM)
572	Mergel untergeordnet Sandstein und Glimmersandstein (tiefste OSM u. OBM)
632	Oben Mergel, unten grobkörniger Sandstein, Nagelfluh 600,5–604 m (OMM)

Quelle: BÜCHI (1984)

35	GSB Homburg-1
719.150/278.850/705; ET 904	
5	Auffüllung, darunter lehmiger Kies
115	Mergel u. grobkörniger Sandstein, «Konglomeratstufe» (OSM)
160	3 Nagelfluhbänke u. Mergel, «Konglomeratstufe» (OSM)
190	Mergel, «Öhningerzone» (OSM)
518	Mergel und (Glimmer-)Sandstein, «Mittlerer Komplex» (OSM)
629	Vorwiegend Mergel, teilweise kohlig, sandige Lagen, z.T. glimmerhaltig, 597–600 m: Kalk, «Basiszone» (OSM)
670	Vorwiegend Mergel, teilweise kohlig, sandige Lagen u. ein limnischer Kalkhorizont (tiefste OSM u. OBM)
884	Oben ca. 25 m Mergel, darunter Sandstein (z.T. glaukonithaltig), Nagelfluhhorizonte 703–705 m, 750–753 m u. evtl. 882–884 m, OMM
904	Mergel (bunt) u. Sandstein (USM)

Quelle: BÜCHI (1984)

36	GSB Berlingen-2
719.600/280.880/538; ET 505	
2	Quartär
294	Mergel (bunt, z.T. kohlig) u. Glimmersandstein, «Mittlerer Komplex» (OSM)
392	Vorwiegend Mergel (bunt), vereinzelt Glimmersandstein, «Basiszone» (OSM)
439	Mergel (graubeige), an Basis Glaukonit (tiefste OSM u. OBM)
505	Grobkörniger Sandstein, Nagelfluh/Muschelsandstein 472–475 m (OMM)

Quelle: BÜCHI (1984)

37	EB Berlingen-1
719.685/280.195/593,0; ET 2311	
2	Quartär
15	«Konglomeratstufe» (OSM)
55	«Öhningerzone» (OSM)
367	«Mittlerer Komplex» (OSM)
458	«Basiszone» (OSM)
510	OBM
738	OMM
1473	USM
1730	Malm: k_3-t_1
1757	Malm: k_2
1779	Malm: k_1
1790	Malm: ox_2
1842	Malm: ox_1
1850	Dogger: cl
1856	Dogger: bt
1876,5	Dogger: bj_{2-3}
1889	Dogger: bj_1
1911,5	Dogger: al_2
2010	Dogger: al_1
2019,5	Lias: tc_2
2026,5	Lias: tc_1
2028,5	Lias: pb_2
2033	Lias: pb_1
2039	Lias: si_2
2064	Lias: si_1
2080	Rhät: ko
2099	Keuper (Knollenmergel): km
2102	Keuper (Stubensandstein): km
2127,5	Keuper (Bunte Mergel m. Sandlagen): km
2140	Keuper (Schilfsandstein): km
2167	Keuper (Gipskeuper): km

2179,5	Unterer Keuper: ku	114	Mergel, hellgraugelb, feinsandig (OSM)
2245,5	Oberer Muschelkalk (bis ca. 2191,5 m Trigonodus-Dolomit): mo		Quelle: Aufschlussdatenbank LGRB 8220/523
2286	Mittlerer Muschelkalk: mm	41	EB Dingelsdorf-2
2307	Unterer Muschelkalk (ab ca. 2298,5 m Basissandstein): mu	R 3511060 / H 5286640 / 470; ET 2088	
2311	Perm (Oberrotliegendes): ro	36	Quartär
Quellen: BÜCHI et al. (1965a, b), BÜCHI (1984), SCHREINER (1992: 256f.)		207	OSM
38	AB Berlingen-3	389	OMM: Baltringer Schichten bis ca. 225 m
720.143/281.379/406,9; ET 416		1102,5	USM
12	Hangschutt und Moräne	1413	Malm: ki ₃ -ti ₁
379	Sandstein (glimmerhaltig) u. Mergel (bunt) (OSM u. OBM), OBM unterhalb ca. 34 m	1443	Malm: ki ₂
416	Grüner Sandstein, polygene Nagelfluh 386-392 m (OMM)	1475	Malm: ki ₁
Quelle: BÜCHI (1986)		1508,5	Malm: ox ₂
39	SPB Markelfingen	1578	Malm (Bimammatum-Schichten bis 1525,5 m): ox ₁
R 3503380 / H 5287700 / 415,3; ET 104		1607	Dogger: bj ₂₋₃ , bt, cl
10	«Geschiebemergel», kiesig (Moräne)	1630	Dogger: bj ₁
46	Kies, z.T. mergelig («Drumlin-kiese»)	1652	Dogger: al ₂
61	Beckenton	1753	Dogger: al ₁
84	«Geschiebemergel», tonig (Moräne)	1763	Lias: tc ₂
93	Mergel u. Sand, tonig (OMM)	1775	Lias: tc ₁
104	Sand, mergelig (OMM)	1781	Lias: pb ₂
Quellen: SCHREINER (1968b: 100, 1992: 123)		1784	Lias: pb ₁
40	B 1 Herrenbrücke, Reichenau-Mittelzell	1791,5	Lias: si ₂
R 3504770 / H 5284740 / 398,3 (721.895/284.640); ET 114		1818,5	Lias: si ₁
1	Künstliche Auffüllung	1835	Oberer Keuper (Rhät): ko
4	Kalksilt, hell, grauweiss (Seekreide)	1865	Mittlerer Keuper (Knollenmergel): km
9	Silt, grau, tonig	1870	Mittlerer Keuper (Stubensandstein): km
14	Silt, grau, kiesig-sandig, «Geschiebemergel» (Moräne)	1884	Mittlerer Keuper («Rote Wand»): km
30	Kies, Sand	1887	Mittlerer Keuper (Schilfsandstein): km
90	Silt, grau, tonig	1930	Mittlerer Keuper (Gipskeuper): km
104	Mergel, hellgraugelb, selten hellrot, feinsandig (OSM)	1943	Unterer Keuper (Grenzdolomit u. Lettenkohle): ku
110	Feinsandstein, grau, glimmerig (OSM)	2018	Oberer Muschelkalk (Trigonodus-Dolomit bis 1957 m): mo
		2050	Mittlerer Muschelkalk: mm
		2072	Unterer Muschelkalk: mu
		2080	Karneol-Anhydrit-Horizont
		2088	Oberrotliegendes: ro
		Quelle: Aufschlussdatenbank LGRB 8220/506	

42	EB Dingelsdorf-1
R 3510910 / H 5288450 / 450,3; ET 2702	
20	Quartär
86	OSM
261	OMM
973	USM
998,5	Bolusbildungen
1260	Malm: $ki_3 - ?ti_1$
1292	Malm: ki_2
1320	Malm: ki_1
1365	Malm: ox_2
1426	Malm: ox_1
1468	Dogger: $bj_1 - cl_1$
1489	Dogger: al_2
1599	Dogger: al_1
1636	Lias: $si_2 - tc_2$
1662	Lias: si_1
1677	Keuper (Rhät): ko
1709	Keuper: km_5
1715	Keuper: km_4
1732	Keuper («Rote Wand»): km_{3u}
1737	Keuper: km_2
1780	Keuper: km_1
1795	Keuper (Grenzdolomit, Lettenkohle): ku
1862	Muschelkalk (bis 1816 m Trigonodus-Dolomit): mo
1902	Muschelkalk: mm
1923	Muschelkalk: mu
2419	Perm (an Oberkante ca. 4 m Karneol-Anhydrit-Horizont): r
2492	Perm: r
2648	Perm: co
2702	Grundgebirge: Kristallinersatz u. Kristallin

Quellen: LEMCKE & WAGNER (1961: 10), SCHREINER (1992: 254), Aufschlussdatenbank LGRB 8220/4

43	EB Kreuzlingen-1
729.201/276.169/538,5; ET 2550	
4	Quartär
225	«Öhningerzone» und «Mittlerer Komplex», OSM
538	«Basiszone», OSM
739	OMM
1748,5	USM
2040	Malm: ki_{4-5}
2059	Malm: ki_3
2075	Malm: ki_{1-2}
Störung: Schichtausfall ca. 62 m	

2110,5	Malm: ox_1
2116,5	Dogger: cl
2127	Dogger: bt
2133,5	Dogger: bj_{2-3}
2149,5	Dogger: bj_1
2172,5	Dogger: al_2
2267	Dogger: al_1
2274	Lias: tc_2
2280	Lias: tc_1
2290	Lias: si_2, pb_{1-2}
2305,5	Lias: si_1
2314,5	Rhät: ko
2355	Keuper (Knollenmergel): km
2364,5	Keuper (Stubensandstein): km
2369	Keuper (Bunte Mergel): km
2371	Keuper (Schilfsandstein): km
2408	Gipskeuper: km
2415	Unterer Keuper: ku
2480	Oberer Muschelkalk (bis ca. 2424 m Trigonodus-Dolomit): mo
2524	Mittlerer Muschelkalk: mm
2532,5	Unterer Muschelkalk (ab ca. 2528 m Basissandstein): mu
2550	Permokarbon, nach unten in Granitgrus übergehend

Quellen: BÜCHI et al. (1965a, b)

44	GT Kreuzlingen-2
730.645/278.833/414,6; ET 655	
49	Sand, Kies, 40–45 m Block (Moräne)
300	Mergel, Silt- u. Sandstein in Wechsellagerung, vereinzelte Glimmersandsteinbänke, «Mittlerer Komplex» (OSM)
412	Vorwiegend Mergel (graugrün, beige, braun, z.T. rötlich), «Basiszone» (OSM)
435	Mergel, bunt, vereinzelt glaukonithaltiger Sandstein (OBM)
438	Spuren von mikritischem Kalk, beige-rötlich (Albstein?)
490	Sandstein, glaukonithaltig, Pyrit führend, 470–485 m Radiolaritgerölle (OMM)
495	Tonstein (OMM)
633	Glaukonitsandstein z.T. glimmerhaltig, 506–508 m Muschelsandstein (OMM)
655	Mergel, sandig, siltig, bunt (USM)

Quellen: Büchi und Müller AG (1990a), Aufschlussdatenbank LGRB 8321/125

45	ESB Remisberg, Kreuzlingen
731.000/278.000/444; ET 170	
2	Deckschicht (Auffüllung)
8	Toniger Feinsand, siltig, m. Steinen (verschwemmte Moräne)
170	Vorwiegend bunter Mergel (beige - grau - rot), vereinzelt Sandstein, unterhalb 160 m eine Kohlelage u. dünne weisse Kalklagen (168 - 170 m) (OSM).

Quelle: ProGeo (1997)

46	TB Mainau-TB1
R 3514460 / H 5285420 / 400,3; ET 600	
3	Auffüllung (Lehm, Kies)
7	Beckenton, dunkelgrau
17	Silt, kiesig u. «Geschiebemergel», dunkelgrau (Moräne)
60	Mergel, hellgrau, gelb, z.T. rosa (OSM)
167,5	Mergel, lagenweise Feinsand, an Basis 0,5 m Süßwasserkalk (OSM)
237,5	Mergel, hellgrau - weiss, lagenweise Feinsand (OSM)
238	Albstein: Kalk, hellgelb - weiss
245	Deckschichten: Silt bis Feinsand, hellgrau (OMM)
248	Baltringer Schichten: Mittelsand, graugrün, viel Glaukonit (OMM)
446	Feinsand, Mittelsand, graugrün, Glaukonit (OMM)
600	Mergel, m. Feinsandlagen, hellgraugrün, z.T. rot (USM)

Quelle: Aufschlussdatenbank LGRB 8221/2

47	B Mainau-1
R 3514610 / H 5285500 / 405; ET 216	
30	Mergel und Sande (OSM)
150	Sand, glaukonitisch (OMM)
216	Sand, nach unten zunehmend glimmerreich, wechselnder Kalkgehalt, glaukonitfrei (USM)

Quellen: BÜCHI et al. (1965a, b)

48	TB Konstanz
R 3516050 / H 5280880 / 400 (733.355/281.025); ET 660	
3	Moräne
99	Schotter, grob, sandig
122	Silt, tonig (Grundmoräne)
192	Kies, grob, fest, m. Sand u. Silt (Schotter)
199	Moräne
205	Tonmergelstein, graugelb (OSM)
378	Feinsandstein u. Mergelstein, unten rot (OSM)
379	Kalkstein, weiss (Krustenkalk, Albstein)
397	Feinsandstein, hellgrau (OMM)
403	Mittel- u. Grobsandstein, graugrün, Glaukonit, unten alpine Gerölle (OMM: Baltringer Horizont)
548	Feinsandstein u. Mergelstein, graugrün, Glaukonit (OMM: «Sandschiefer»)
615	Fein- bis Mittelsandstein m. Glaukonit (OMM)
660	Mergelstein, bunt (USM)

Quellen: BÜCHI et al. (1976: 27), SCHREINER (1992: 256), Aufschlussdatenbank LGRB 8321/1

49	EB Oberuhldingen-1
R 3518690 / H 5288080 / 415; ET 1224	
11	Quartär
222	OSM, an der Basis mit Albstein
445	OMM: Baltringer Schichten bis ca. 251,5 m Sandstein- u. «Schiefermergel» («Sandschiefer») bis 383 m, «Basissande» (Äquivalent d. Heidenlöcher Schichten) bis 445 m
1216	USM
1224	Malm (Hangende Bankkalke): ti

Quelle: Aufschlussdatenbank LGRB 8221/193

LITERATURVERZEICHNIS

- Amt für Umwelt (Hrsg.) (2008): Thurgauer Wasserbuch, Oberflächengewässer. – Frauenfeld.
- ARMBRUSTER, L. (1951): Landschaftsgeschichte von Bodensee und Hegau, mit den Anhängen: Oehningen – ein Vorwelt-Pompeji? Donauoberlauf und Brig-Eiszeit. – Biene-Verlag, Lindau.
- Aufschlussdatenbank LGRB (o.J.): http://www.lgrb.uni-freiburg.de/lgrb/Service/aufschlussdaten/aufschlussarchiv/map_adb – Landesamt Geol., Rohst., Bergbau Bad.-Württemb.
- BANDLE, O. (2003): Ortsname und Siedlungsgeschichte. In: NYFFENEGGER, E. & BANDLE, O. (Hrsg.): Die Siedlungsnamen des Kantons Thurgau (S. 101–126). – Huber, Frauenfeld.
- BAUMANN, A. & ERNST, W. (1973): Geochemisch-paläogeographische Untersuchungen im süd-deutschen Molassebecken. – Z. dtsh. geol. Ges. 124, 363–378.
- BAUMANN, E. (1911): Die Vegetation des Untersees (Bodensee). – Arch. Hydrobiol. Planktonkd., N.F. Forscher. biol. Stn. Plön, Suppl.-Bd. 1, Schweizerbart, Stuttgart.
- BIBUS, E. (1990): Das Mindestalter des «jüngeren Deckenschotter» bei Basel aufgrund seiner Deckschichten in der Ziegelei Allschwil. – Jh. geol. Landesamt Bad.-Württemb. 32, 223–234.
- BILLAMBOZ, A. (1990): Das Holz der Pfahlbausiedlungen Südwestdeutschlands. In: Siedlungsarchäologische Untersuchungen im Alpenvorland. – Ber. röm.-german. Komm. 71, 187–207.
- (1998): Die jungneolithischen Dendrodaten der Pfahlbausiedlungen Südwestdeutschlands als Zeitrahmen für die Einflüsse der Michelsberger Kultur in ihrem südlichen Randgebiet. – Materialh. Archäol. Bad.-Württemb. 43, 159–168.
- (2006): Dendrochronologische Untersuchungen in den neolithischen Ufersiedlungen von Hornstaad-Hörnle. In: Siedlungsarchäologie im Alpenvorland IX. Hornstaad-Hörnle IA. Die Befunde einer jungneolithischen Pfahlbausiedlung am westlichen Bodensee. – Forsch. u. Ber. Vor- u. Frühgesch. Bad.-Württemb. 98, 297–418.
- BILLAMBOZ, A., DIECKMANN, B., ELLMINGER, F., SCHLICHTHERLE, H. & VOGT, R. (1997): Mid-symposium-excursion D: prehistoric settlement and lake level changes of Lake Constance. Excursion guide, 7th international Symposium on Palaeolimnology, 24. 8.–5. 9. 1997. – Terra nostra 97/8, 17–20.
- BILLAMBOZ, A. & SCHÖBEL, G. (1996): Siedlungsarchäologie im Alpenvorland IV. Die Spätbronzezeit am nordwestlichen Bodensee. – Forsch. u. Ber. Vor- u. Frühgesch. Bad.-Württemb. 47.
- BLUM, H., BLUDAU, W., OSTENDORP, W. & SCHMIDT, E. (1995): Paläohydrologische Untersuchungen zur Umlenkung der Radolfzeller Aach bei Rielsingingen-Arlen. – Jber. Mitt. oberh. geol. Ver. [N.F.] 77, 343–383.
- BOCK, H. (1997): Prognostische Rohstoffkarte von Baden-Württemberg 1:50 000. Blatt L 8219 Singen. – Landesamt Geol., Rohst., Bergbau Bad.-Württemb.
- BÖHNDEL, E. (1916): Die obere Süßwassermolasse in der Umgebung des Untersees. – Mitt. grossherzogl. bad. geol. Landesanst. VIII/2.
- BOLLIGER, T. (1992): Kleinsügerstratigraphie in der lithologischen Abfolge der miozänen Hörnlichschüttung (Ostschweiz) von MN3 bis MN7. – Eclogae geol. Helv. 85/3, 961–1000.
- (1994): Geologie und Paläontologie der Glimmersandgrube Helsinghausen (Kt. Thurgau). – Mitt. thurg. natf. Ges. 52, 63–79.
- (1998): Age and geographic distribution of the youngest Upper Freshwater Molasse (OSM) of eastern Switzerland. – Eclogae geol. Helv. 91/3, 321–332.
- (Hrsg.) (1999): Geologie des Kantons Zürich. – Ott, Thun.

- BOLLIGER, T., FEJFAR, O., GRAF, H. R. & KÄLIN, D. (1996): Vorläufige Mitteilung über Funde von pliozänen Kleinsäufern aus den Höheren Deckenschottern des Irchels (Kt. Zürich). – *Eclogae geol. Helv.* 89/3, 1043–1048.
- BROSS, C. (1995): Geologische Kartierung westlicher Schiener Berg. – Diplomarb. Univ. Tübingen [unpubl.].
- BÜCHI, U. P. (1950): Zur Geologie und Paläogeographie der südlichen mittelländischen Molasse zwischen Toggenburg und Rheintal. – Diss. Univ. Zürich.
- (1957): Zur Gliederung der Oberen Süsswassermolasse (OSM) zwischen Bodensee und Reuss. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 24/66, 35–42.
- (1958): Zur Geologie der Oberen Süsswassermolasse (OSM) zwischen Töss- und Glattal. – *Eclogae geol. Helv.* 51/1, 73–106.
- (1984): Projekt Erdgasspeicher Seerücken. Wichtigste Resultate, Stand Juli 1984, und Anträge. – Ber. Nr. 1696, 12. 7.1984 [unpubl.].
- (1986): Projekt Erdgasspeicher Seerücken. Aquiferbohrung Berlingen 3. Geologischer Bericht und technische Bohrdaten. – Ber. Nr. 2033, 18. 3.1986 [unpubl.].
- BÜCHI, U. P., LEMCKE, K., WIENER, G. & ZIMDARS, J. (1965a): Geologische Ergebnisse der Erdölexploration auf das Mesozoikum im Untergrund des schweizerischen Molassebeckens. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 32/82, 7–38.
- BÜCHI, U. P. & SCHLANKE, S. (1977): Zur Paläogeographie der schweizerischen Molasse. – *Erdöl-Erdgas-Z.* 93 (Sonderausg.), 57–69.
- BÜCHI, U. P., SCHLANKE, S. & MÜLLER, E. (1976): Zur Geologie der Thermalwasserbohrung Konstanz und ihre sedimentpetrographische Korrelation mit der Erdölbohrung Kreuzlingen. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. Ing.* 42/103, 25–33.
- BÜCHI, U. P., WIENER, G. & HOFMANN, F. (1965b): Neue Erkenntnisse im Molassebecken auf Grund von Erdöltiefbohrungen in der Zentral- und Ostschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 58/1, 87–108.
- Büchi und Müller AG (1978): Ausscheidung der Grund- und Quellwasserschutz-zonen für die Wasserversorgung Stein am Rhein. Hydrogeologisches Gutachten. – Ber. Nr. 1106, 13. 4.1978 [unpubl.].
- (1988a): N 7, Schwaderloh–Landesgrenze, Girsbergtunnel. – Ber. Nr. 2347/II, 31.3.1988 [unpubl.].
- (1988b): Simulation und Bilanzierung der Grundwasserströmungen im Thurtal. – Ber. Nr. 1349, 12. 1988 [unpubl.].
- (1990a): Schlussbericht Geothermiebohrung Kreuzlingen-2. Hydrogeologisches Gutachten. – Ber. Nr. 2082, 28. 2.1990 [unpubl.].
- (1990b): N 7, Baugrundverhältnisse Seetalstrasse/Konstanzerstrasse in Kreuzlingen. Geotechnisches Gutachten. – Ber. Nr. 2347/XII, 27. 4.1990 [unpubl.].
- (1999a): Naturgefahrenkartierung Steckborn. – Ber. Nr. 3673 I, 6. 9.1999 [unpubl.].
- (1999b): Hydrogeologie Schaffhausen-Ost/Hegau, Gebiet Ramsen. Hydrogeologisches Gutachten. – Ber. Nr. 3523.5, 29.10.1990 [unpubl.].
- (1999c): Grundwasseruntersuchung Thur–Rhein/Cholfirst–Seerücken. Hydrogeologisches Gutachten. – Ber. Nr. 3121, 12.1999 [unpubl.].
- (2003): Naturgefahrenkartierung im Bezirk Kreuzlingen und Teilen von Homburg, Raperswil und Müllheim. – Ber. Nr. 3934.1, 15. 8.2003 [unpubl.].
- (2004a): Hydrogeologische Synthese Deponie Pfyn und Umgebung. Hydrogeologisches Gutachten. – Ber. Nr. 4016, 31. 3.2004 [unpubl.].
- (2004b): Naturgefahrenkartierung von Teilen der Bezirke Steckborn und Frauenfeld (nördlich der Thur). – Ber. Nr. 3987, 28. 5.2004 [unpubl.].
- BÜRGI [Bergingenieur] (1857): Über die Braunkohlenflöze des Cantons Thurgau. – *Mitt. thurg. natf. Ges.* 1, 37–47.

- BÜRGISSER, H. M. (1980): Zur mittel-miozänen Sedimentation im Nordalpinen Molassebecken: Das «Appenzellergranit»-Leitniveau des Hörnli-Schutfächers (Obere Süsswassermolasse, Nordostschweiz). – Diss. eidg. tech. Hochsch. (ETH) Zürich 6582.
- (1981): Fazies und Paläohydrologie der Oberen Süsswassermolasse im Hörnli-Fächer (Nordostschweiz). – *Eclogae geol. Helv.* 74/1, 19–28.
- CONDON, D. & WEBER, H. (2008): Radiometrische Altersbestimmungen an Bentonitproben der Oberen Süsswassermolasse (Zwischenbericht). – Nagra intern. Ber. NIB 08-07.
- CSD AG (2007): Geologische Aufnahme der Erdsondenbohrungen ESB 01/07 und ESB 02/07 im Ostpark, Frauenfeld. Lithologie und Architektur der Oberen Süsswassermolasse im Untergrund von Frauenfeld. – Ber. Nr. 4242, 23. 2. 2007 [unpubl.].
- DEHN, R. (1968): Ur- und Frühgeschichte. In: Staatliche Archivverwaltung Baden-Württemberg (Hrsg.): *Der Landkreis Konstanz*. – Thorbecke, Konstanz.
- Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.) (2002): *Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002*. – Stein, Potsdam.
- DIEBOLD, P. (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).
- DIECKMANN, B. (1990): Zum Stand der archäologischen Untersuchungen in Hornstaad. – *Ber. röm.-german. Komm.* 71, 84–109.
- DIECKMANN, B., HARWATH, A. & HOFFSTADT, J. (2006): Siedlungsarchäologie im Alpenvorland IX. Hornstaad-Hörnle IA. Die Befunde einer jungneolithischen Pfahlbausiedlung am westlichen Bodensee. – *Forsch. u. Ber. Vor- u. Frühgesch. Bad.-Württemb.* 98.
- DIECKMANN, B., MAIER, U. & VOGT, R. (1997): Hornstaad-Hörnle, eine der ältesten jungsteinzeitlichen Ufersiedlungen am Bodensee. – In: SCHLICHTHERLE, H. (Hrsg.): *Pfahlbauten rund um die Alpen*. – Archäologie in Deutschland (Sonderh.), Theiss, Stuttgart.
- DIECKMANN, B. & VOGT, R. (1993): Zum vorläufigen Abschluss der Ausgrabungen in Hornstaad-Hörnle, Kreis Konstanz. – *Archäol. Ausgrabungen Bad.-Württemb.* 1993, 67–73.
- DOPPLER, G. (1989): Zur Stratigraphie der nördlichen Vorlandmolasse in Bayerisch-Schwaben. – *Geol. bavar.* 94, 83–133.
- Dr. H. Jäckli AG (1992): Bohrprofil Aufzeitbohrung AZ-741 (Nagra) [unpubl.].
- DUMITRACHE, M. (2000): Archäologischer Stadtkataster Baden-Württemberg I, Konstanz. – *Landesdenkmalamt Bad.-Württemb. u. Stadt Konstanz*.
- EBERLI, J. (1896): Über das Vorkommen der Molassekohle im Kanton Thurgau. – *Mitt. thurg. natf. Ges.* 12, 96–158.
- (1900): Aus der Geologie des Kantons Thurgau. – *Mitt. thurg. natf. Ges.* 14, 21–98.
- (1904): Über einen Einschluss in der thurgauischen Molassekohle. – *Mitt. thurg. natf. Ges.* 16, 124–128.
- ENGELI, J. (1892): Die Kohlenfunde bei Ermatingen. – *Mitt. thurg. natf. Ges.* 10, 55–60.
- (1904): Über die Quellenverhältnisse am Seerücken. – *Mitt. thurg. natf. Ges.* 16, 69–103.
- (1913): Die Quellen des Kantons Thurgau. – *Mitt. thurg. natf. Ges.* 20, 3–120.
- ERB, L. (1931): Geologische Spezialkarte von Baden, 1:25 000. Erläuterungen zu Blatt 146 Hilzingen. – *Bad. geol. Landesamt*.
- (1935): Geologische Spezialkarte von Baden, 1:25 000. Blatt 149 Mainau [unveränd. 3. Auflage als Geologische Karte von Baden-Württemberg, 1:25 000. Blatt 8221 Überlingen-Ost]. – *Geol. Landesamt Bad.-Württemb.*, 1995.
- (1967): Geologische Karte des Landkreises Konstanz mit Umgebung, 1:50 000. – *Landesvermessungsamt Bad.-Württemb.*
- (1995): Geologische Karte von Baden-Württemberg, 1:25 000. Erläuterungen zu Blatt 8221 Überlingen-Ost (früher Mainau). – *Geol. Landesamt Bad.-Württemb.* [3., unveränd. Aufl.].

- ERB, L. & SCHMIDLE, W. (1934a): Geologische Spezialkarte von Baden, 1:25 000. Blatt 148 Überlingen [unveränd. Nachdruck als Geologische Karte von Baden-Württemberg, 1:25 000. Blatt 8220 Überlingen-West]. – Geol. Landesamt Bad.-Württemb., 1989.
- (1934b): Geologische Spezialkarte von Baden, 1:25 000. Blatt 161 Reichenau [unveränd. Nachdruck als Geologische Karte von Baden-Württemberg, 1:25 000. Blatt 8320 Konstanz-West]. – Geol. Landesamt Bad.-Württemb., 1989.
- (1989): Geologische Karte von Baden-Württemberg, 1:25 000. Erläuterungen zu Blatt 8220 Überlingen-West (früher Überlingen) und Blatt 8320 Konstanz-West (früher Reichenau). – Geol. Landesamt Bad.-Württemb. [2., unveränd. Aufl.].
- ERB, L. & SCHREINER, A. (1983): Geologische Karte von Baden-Württemberg, 1:25 000. Blatt 8218 Gottmadingen. – Geol. Landesamt Bad.-Württemb.
- (1992): Geologische Karte von Baden-Württemberg, 1:50 000. Blatt Hegau und westlicher Bodensee. – Geol. Landesamt Bad.-Württemb.
- FAUTZ, H. (1966): Die Bergbauversuche auf Braunkohlen im nordwestlichen Bodenseegebiet. – Schr. Ver. Gesch. Bodensee u. Umgebung 84, 39–68.
- FREI, R. (1912): Monographie des schweizerischen Deckenschotters. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 37.
- FREY, W., SZENKLER, C. & ELLWANGER, D. (2004): Geologische Karte von Baden-Württemberg, 1:25 000. Blatt 8319 Öhningen. – Landesamt Geol., Rohst., Bergbau Bad.-Württemb.
- FRÜH, J. (1906): Zur Morphologie des untern Thurgau. – Mitt. thurg. natf. Ges. 17, 45–67.
- (1908): Erratische Blöcke und deren Erhaltung im Thurgau. – Mitt. thurg. natf. Ges. 18, 3–17.
- (1910): Die beiden Deckenschotter auf dem westlichen Seerücken zwischen Untersee und Thurtal. – Mitt. thurg. natf. Ges. 19, 3–21.
- GEIGER, E. (1940): Die erratischen Blöcke im mittleren und untern Teil des Kantons Thurgau. – Mitt. thurg. natf. Ges. 32, 123–145.
- (1943): Blatt 1053 Frauenfeld. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 16.
- (1948): Untersuchungen über den Geröllbestand im Rheingletschergebiet. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 28, 274–287.
- (1961): Der Geröllbestand des Rheingletschergebietes im allgemeinen und im besondern um Winterthur. – Mitt. natw. Ges. Winterthur 30, 33–53.
- (1966): Die erratischen Blöcke im Thurgau. – Mitt. thurg. natf. Ges. 39, 29–37.
- (1968): Blatt 1054 Weinfelden. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 54 (inkl. Erläut.).
- (1969): Der Geröllbestand des Rheingletschergebietes im Raum nördlich von Bodensee und Rhein. – Jh. geol. Landesamt Bad.-Württemb. 11, 127–172.
- GENTNER, W., LIPPOLT, H. H. & SCHAEFFER, O. A. (1963): Argonbestimmungen an Kaliummineralien XI. Die Kalium-Argon-Alter der Gläser des Nördlinger Rieses und der böhmisch-mährischen Tektite. – Geochim. cosmochim. Acta 27/2, 91–100.
- GEYER, M. (2000): Zur Geologie des Schiener Berges (Halbinsel Höri, Landkreis Konstanz). Mit einem Beitrag zur frühgeschichtlichen Besiedlung von H. Schlichtherle. – Schr. Ver. Gesch. Bodensee u. Umgebung 118, 253–264.
- GEYER, O. F., SCHÖBER, T. & GEYER, M. (2003): Die Hochrhein-Regionen zwischen Bodensee und Basel. – Samml. geol. Führer 94, Borotraeger, Berlin.
- GIERSCH, S. (2004): Die Fauna aus den mittelmiozänen Krokodilschichten der Bohlinger Schlucht. Ein Beitrag zur Paläoökologie und Biostratigraphie der Oberen Süßwassermolasse am Schiener Berg (Baden-Württemberg). – Carolinea 62, 5–50.
- GIOVANOLI, F. (1990): Korrelation der lithologischen Einheiten im Bodensee-Untersee mittels reversibler magnetischer Suszeptibilität. – Ber. röm.-german. Komm. 71, 264–271.

- GRAF, H. R. (1993): Die Deckenschotter der zentralen Nordschweiz. – Diss. eidg. tech. Hochsch. (ETH) Zürich 10205.
- (2000): Quartärgeologie zwischen Rhein, Thur und Aare (Kantone Aargau, Zürich, Schaffhausen) (Exkursion G, 28. 4. 2000). – Jber. Mitt. oberrh. Geol. Ver. [N.F.] 82, 113–129.
- (2003): Geschichte des unteren Thurtales. – Mitt. thurg. natf. Ges. 59, 7–29.
- (2009): Die Deckenschotter zwischen Bodensee und Klettgau (Schweiz, Baden-Württemberg). – Quart. Sci. J. [eingereicht].
- GREYERZ, O. VON & BIETENHARD, R. (1988): Berndeutsches Wörterbuch. – Ed. Francke, Cosmos, Muri b. Bern [4., ergänzte Aufl.].
- GROSCOPF, P. (1969): Zur Genese und Systematik limnischer Kalksedimente. – Mitt. int. Ver. theor. angew. Limnol. (IVL) 17, 219–225.
- GUBLER, T., MEIER, M. & OBERLI, F. (1992): Bentonites as time markers for sedimentation of the Upper Freshwater Molasse: geological observations corroborated by high resolution single-zircon U-Pb ages. – Abstr. 172. Jahresversamml. schweiz. Akad. Natw. (SANW), Basel, 12–13.
- GUTZWILLER, A. (1883): Molasse und jüngere Ablagerungen. In: GUTZWILLER, A. & SCHALCH, F.: Geologische Beschreibung der Kantone St. Gallen, Thurgau und Schaffhausen. – Beitr. geol. Karte Schweiz 19/1.
- HABBE, K. A. (2007): Stratigraphische Begriffe für das Quartär des Süddeutschen Alpenvorlandes, unter Mitarbeit von D. Ellwanger & R. Becker-Haumann. – Eiszeitalter u. Gegenwart 56/1-2, 66–83.
- 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.
- HAEBERLE, J. (1989): Hydrologie der Munizipalgemeinde Raperswilen (TG). – Diplomarb. Univ. Neuchâtel [unpubl.].
- HANTKE, R. (1953): Gliederungsversuch der Oberen Süsswassermolasse im Gebiet der Hörnli-schüttung. – Eclogae geol. Helv. 46/1, 1–8.
- (1954): Die fossile Flora der obermiozänen Oehninger-Fundstelle Schrotzburg (Schiener Berg, Süd-Baden). – Denkschr. schweiz. natf. Ges. 80.
- (1962): Zur Altersfrage des höheren und des tieferen Deckenschotters in der Nordostschweiz. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 107, 221–232.
- (1978): Eiszeitalter, Bd. 1. – Ott, Thun.
- (1980): Eiszeitalter, Bd. 2. – Ott, Thun.
- (1991): Landschaftsgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. – Ott, Thun.
- HANTKE, R. und Mitarbeiter (1967): Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete 1: 50 000. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 112/2, 91–122.
- HASEMANN, W. (1948): Diluviale Erscheinungen in den Sanden des Torton im Bodenseegebiet. – Mitt. bad. geol. Landesanst. 67.
- HASENFRATZ, A. (1991): Die Pfahlbauten im südlichen Bodenseeraum. – Mitt. thurg. Mus. 28, 16–24.
- HEER, O. (1865): Die Urwelt der Schweiz. – Schulthess, Zürich.
- HEILIGMANN, H. (2005): Die spätromische Festung Constantia (Konstanz). In: HASLER, N., HEILIGMANN, J., HÖNEISEN, M., LEUZINGER, U. & SWOZILEK, H. (Hrsg.): Im Schutze mächtiger Mauern, spätromische Kastelle im Bodenseeraum. – Dept. Erziehung Kultur Kt. Thurgau, Frauenfeld.
- HESKE, S., PARRIAUX, A. & BENSIMON, M. (1997): Geochemistry of springwaters in Molasse aquifers: typical mineral trace elements. – Eclogae geol. Helv. 90/1, 151–165.

- HOFMANN, B. & HOFMANN, F. (1992): An impactite horizon in the Upper Freshwater Molasse in eastern Switzerland: distal Ries ejecta? – *Eclogae geol. Helv.* 85/2, 788–789.
- HOFMANN, F. (1951): Zur Stratigraphie und Tektonik des st.gallisch-thurgauischen Miozäns (Obere Süsswassermolasse) und zur Bodenseegeologie. – *Tätber. st. gall. natf. Ges.* 74, 1–87.
- (1955): Neue geologische Untersuchungen in der Molasse der Nordostschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 48/1, 99–124.
- (1956a): Die vulkanischen Erscheinungen auf schweizerischem Gebiet nördlich des Rheins in der Gegend von Ramsen (Kanton Schaffhausen). – *Eclogae geol. Helv.* 49/1, 85–96.
- (1956b): Die Obere Süsswassermolasse in der Ostschweiz und im Hegau. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 23/64, 23–34.
- (1957): Untersuchungen in der subalpinen und mittelländischen Molasse der Ostschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 50/2, 289–322.
- (1959a): Vulkanische Tuffhorizonte der Schienerbergruptionen auf dem thurgauischen Seerücken. – *Eclogae geol. Helv.* 52/2, 461–475.
- (1959b): Materialherkunft, Transport und Sedimentation im Schweizerischen Molassebecken. – *Jb. st. gall. natw. Ges.* 76, 49–76.
- (1960): Beitrag zur Kenntnis der Glimmersandsedimentation in der oberen Süsswassermolasse der Nord- und Nordostschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 53/1, 1–25.
- (1967): Blatt 1052 Andelfingen. – *Geol. Atlas Schweiz* 1: 25 000, Erläut. 52.
- (1969): Neue Befunde über die westliche Fortsetzung des beckenaxialen Glimmersandstromsystems in der Oberen Süsswassermolasse des schweizerischen Alpenvorlandes. – *Eclogae geol. Helv.* 62/1, 279–284.
- (1975): Vulkanische Tuffe auf dem Wellenberg E von Frauenfeld und neue Funde auf dem thurgauischen Seerücken. – *Eclogae geol. Helv.* 68/2, 311–318.
- (1993): Blatt 1073 Wil. – *Geol. Atlas Schweiz* 1: 25 000, Erläut. 86.
- (1997a): Mineralische Rohstoffe und historischer Bergbau rund um den Bodensee. – *Schr. Ver. Gesch. Bodensee u. Umgebung* 115, 169–191.
- (1997b): Erdsondenbohrung Stein am Rhein, Offenes Zentrum [unpubl.].
- (1998): Erdsondenbohrung Stein am Rhein, Zwinglistrasse [unpubl.].
- (2003): Rekonstruktion der Entstehungsgeschichte der Oberen Süsswassermolasse (OSM) im Kanton Thurgau mit sedimentpetrographischen Methoden; Materialherkunft, Transport und Sedimentation; Zusammenhänge mit der Entstehung der Alpen. – *Mitt. thurg. natf. Ges.* 59, 31–51.
- HOFMANN, F., BÜCHI, U. P., IBERG, R. & PETERS, T. (1975): Vorkommen, petrographische, tonmineralogische und technologische Eigenschaften von Bentoniten im schweizerischen Molassebecken. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 54, 1–51.
- HOFMANN, F. & HANTKE, R. (1964): Blatt 1032 Diessenhofen. – *Geol. Atlas Schweiz* 1: 25 000, Erläut. 38.
- HÜBSCHER, J. (1961): Blatt 1032 Diessenhofen, mit Anhängsel von Blatt 1031 Neunkirch. – *Geol. Atlas Schweiz* 1: 25 000, Karte 38.
- HUG, A. & WEIBEL, V. (2003): Nidwaldner Orts- und Flurnamen. – *Historischer Verein Nidwalden, Stans.*
- HÜNERMANN, K.A. (1981): Die Glimmersandgrube am Rodenberg bei Schlättingen (Kt. Thurgau) als paläontologisches Studienobjekt in der Oberen Süsswassermolasse. – *Mitt. thurg. natf. Ges.* 44, 7–32.
- ICS [International Commission on Stratigraphy] (2008): Geologic time scale 2008. – *Int. Comm. Stratigr.*

- IGKB [Internationale Gewässerschutzkommission für den Bodensee] (2007): Zur limnologischen Entwicklung des Bodensee-Untersees von 1969–2005. – Blauer Ber. IGKB 57.
- (2008): Bodensee-Untersuchung-Seeboden. Das BUS Forschungsprojekt 2003–2006. – Blauer Ber. IGKB 58.
- ISELI, B. F. (1987): Erdsondenbohrung Oberstammheim. – Ber. Nr. 56, 3.7.1987 [unpubl.].
- JAAG, O. (1970): Hydrobiologische Besonderheiten des Untersees und des Hochrheins bis Schaffhausen. – Flugbl. natf. Ges. Schaffhausen, Naturschutzkomm. (2), 10, 8–13.
- JORDAN, P. & GANDER, P. (2007): Digitales Geländemodell der Basis der Oberen Süßwassermolasse. Datenbasis und Erarbeitung. – Nagra Arbeitsber. NAB 07-06.
- JÖRG, E. (1966): Die Öhninger Steinbrüche. In: BERNER, H. (Hrsg.): Dorf und Stift Öhningen (S. 29–38). – Singen (Hohentwiel).
- KÄLIN, D. (2003): Der Wellenberg bei Frauenfeld – die jüngsten Anteile der Oberen Süßwassermolasse der Ostschweiz: biostratigraphische Daten und tektonische Implikationen. – Mitt. thurg. natf. Ges. 59, 125–147.
- KÄLIN, D. & KEMPF, O. (in Vorb.): High-resolution stratigraphy from the continental record of the Middle Miocene Northern Alpine Foreland Basin of Switzerland. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh.
- KELLER, B. (1992): Hydrogeologie des schweizerischen Molasse-Beckens: Aktueller Wissensstand und weiterführende Betrachtungen. – *Ecolgae geol. Helv.* 85/3, 611–651.
- KELLER, O. & KRAYSS, E. (1980): Die letzte Vorlandvereisung in der Nordostschweiz und im Bodensee-Raum (Stadialer Komplex Würm-Stein am Rhein). – *Ecolgae geol. Helv.* 73/3, 823–838.
- (1998): Datenlage und Modell einer Rhein-Linth-Vorlandvergletscherung zwischen Eem-Interglazial und Hochwürm. – *GeoArchaeoRhein* 2, 121–138.
- (1999): Quartär und Landschaftsgeschichte. – *Mitt. thurg. natf. Ges.* 55, 39–67.
- (2005a): Der Rhein-Linth-Gletscher im letzten Hochglazial. 1. Teil: Einleitung; Aufbau und Abschmelzen des Rhein-Linth-Gletschers im Oberen Würm. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 150/1–2, 19–32.
- (2005b): Der Rhein-Linth-Gletscher im letzten Hochglazial. 2. Teil: Datierung und Modelle der Rhein-Linth-Vergletscherung. Klima-Rekonstruktionen. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 150/3–4, 69–85.
- KIDERLEN, H. (1931): Beiträge zur Stratigraphie und Paläogeographie des süddeutschen Tertiärs. – *N. Jb. Mineral. Geol. Paläont. (B)*, 66, 215–384.
- KÖNIGER, J. & SCHLICHTERLE, H. (1990): Zur Schnurkeramik und Frühbronzezeit am Bodensee. – *Fundber. Bad.-Württemb.* 15, 149–173.
- KOVARY, K. & DESCOEUDRES, F. (Ed.) (2001): Girsbergtunnel. Tunneling Switzerland (p. 240–245). – Bertelsmann, Gütersloh.
- KRAYSS, E. & KELLER, O. (1983): Die Bodensee-Vorlandvereisung während des Würm-Hochglazials. – *Schr. Ver. Gesch. Bodensee u. Umgebung* 101, 113–129.
- (1994): Geologie und Landschaftsgeschichte des Murgebiets (Kanton Thurgau). – *Mitt. thurg. natf. Ges.* 52, 6–39.
- (1996): Hydrographie des Bodenseeraums während der letzten Vorlandvereisung. – *Schr. Ver. Gesch. Bodensee u. Umgebung* 114, 111–143.
- LAUTERBORN, R. (1912): Wirkungen des Erdbebens vom 16. November 1911 unter dem Spiegel des Bodensees. – *Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N.F.]* 2/1, 10.
- LEMCKE, K., ENGELHARDT, W. VON & FÜCHTBAUER, H. (1953): Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Westteil der ungefalteten Molasse des süddeutschen Alpenvorlandes. – *Beih. geol. Jb.* 11.

- LEMCKE, K. & WAGNER, R. (1961): Zur Kenntnis des vortertiären Untergrundes im Bodenseegebiet. – Bull. Ver. schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing. 27/73, 9–14.
- LETSCH, E. (1907): Die schweizerischen Tonlager. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. IV.
- LETSCH, E. & RITTER, E. (1925): Die schweizerischen Molassekohlen III. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. XII.
- LEU, W. (2003): Erdgasspeicher Thurgauer Seerücken – Geologie und Nutzung der Erkundungsbohrungen. – Mitt. thurg. natf. Ges. 59, 149–157.
- LIESE-KLEIBER, H. (1985): Pollenanalysen in der Ufersiedlung Hornstaad-Hörnle I. Untersuchungen zur Sedimentation, Vegetation und Wirtschaft in einer neolithischen Station am Bodensee. – Materialh. Vor- u. Frühgesch. Bad.-Württemb. 6.
- LISTER, G. S. (1985): Late Pleistocene alpine deglaciation and post-glacial developments in Switzerland: the record from sediments in a peri-alpine lake basin. – Diss. eidg. tech. Hochsch. (ETH) Zürich 7753.
- MAINBERGER, M. & SCHLICHOTHERLE, H. (2003): Als Konstanz noch ein Pfahlbaudorf war – Untersuchung eines prähistorischen Pfahlfeldes in der Baugrube des «Seeuferhauses» in Konstanz am Bodensee. – Archäol. Ausgrabungen Bad.-Württemb. 2002, 44–48.
- MARSHIK, R., SPIKINGS, R. & KUSKU, I. (2007): Geochronology and stable isotope signature of alteration related to hydrothermal iron oxide ores in Central Anatolia. – Mineralium Depos. 43/1, 111–124, DOI: 10.1007/s00126-007-0160-4.
- MAURER, H. & BUCHNER, E. (2007a): Rekonstruktion fluvialer Systeme der Oberen Süswassermolasse im Nordalpinen Vorlandbecken SW-Deutschlands. – Z. dtsh. Ges. Geowiss. 158/2, 249–270.
- (2007b): Rekonstruktion fluvialer Architekturelemente mäandrierender Flusssysteme mittels Paläoböden (Obere Süswassermolasse, Nordalpines Vorlandbecken SW-Deutschland). – Z. dtsh. Ges. Geowiss. 158/2, 271–285.
- MAÜSNEST, O. & SCHREINER, A. (1982): Karte der Vorkommen von Vulkangesteinen im Hegau. – Abh. geol. Landesamt Bad.-Württemb. 10.
- MILLER, K. (1880): Die geologischen Bildungen am Untersee und im Höhgau. – Schr. Ver. Gesch. Bodensee u. Umgebung 10, 145–150.
- MÜLLER, E. R. (1979): Die Vergletscherung des Kantons Thurgau während der wichtigsten Phasen der letzten Eiszeit. – Mitt. thurg. natf. Ges. 43, 47–74.
- (1996): Die Ittinger Schotter und ihr morphogenetisches Umfeld. – Eclogae geol. Helv. 89/3, 1077–1092.
- MÜLLER, G. (1966): Die Sedimentbildung im Bodensee. – Naturwissenschaften 53, 237–247.
- MÜLLER, G., SCHREINER, A. & STAESCHE, W. (1967): Kurzprofile der wissenschaftlichen Bohrungen Bodensee DFG 1 und 2. – Naturwissenschaften 54, 87–88.
- MÜLLER, W. H., NAEF, H. & GRAF, H. R. (2002): Geologische Entwicklung der Nordschweiz, Neotektonik und Langzeitszenarien Zürcher Weinland. – Nagra tech. Ber. NTB 99-08.
- NAEF, H. (1999): Übersicht über die Erdgeschichte des Thurgaus seit dem Paläozoikum (Erdaltertum). – Mitt. thurg. natf. Ges. 55, 17–26.
- NAEF, H., BIRKHÄUSER, P. & ROTH, P. (1995): Interpretation der Reflexionsseismik im Gebiet nördlich Lägeren – Zürcher Weinland. – Nagra tech. Ber. NTB 94-14.
- NAEF, H., DIEBOLD, P. & SCHLANKE, S. (1985): Sedimentation und Tektonik im Tertiär der Nordostschweiz. – Nagra tech. Ber. NTB 85-14.

- NAEF, H. & MÜLLER, D. W. (1999): Geologische Übersichtskarte des Kantons Thurgau 1:50 000. – Mitt. thurg. natf. Ges. 55, Beil.
- Nagra [Nationale Genossenschaft für die Lagerung radioaktiver Abfälle] (2008): Vorschlag geologischer Standortgebiete für das SMA- und das HAA-Lager. Geologische Grundlagen. – Nagra tech. Ber. 08-04.
- NICKEL, E. (2006): Siedlungsarchäologie im Alpenvorland IX. Strandwallverschiebungen am Untersee (Bodensee) im Lichte der Pegelchronologie und Siedlungsgeschichte. – Forsch. u. Ber. Vor- u. Frühgesch. Bad.-Württ. 98, 541–579.
- NIESSEN, F., LISTER, G. & GIOVANOLI, F. (1992): Dust transport and palaeoclimate during the oldest Dryas in Central Europe – implications from varves (Lake Constance). – *Climate Dyn.* 8, 71–81.
- NIESSEN, F. & STURM, M. (1990): Lithologische Gliederung und Genese der spät- und postglazialen Sedimente des Bodensee-Untersees. – *Ber. röm.-german. Komm.* 71, 248–258.
- NÖTZOLD, T. (1957): Miozäne Pflanzenreste von der Schrotzburg am Bodensee. – *Ber. natf. Ges. Freiburg i.Br.* 47, 71–102.
- OSTENDORP, W. (1990): Stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen im Bereich der Station Hörnle I am Bodensee-Untersee. – *Ber. röm.-german. Komm.* 71, 293–300.
- (2006): Siedlungsarchäologie im Alpenvorland IX. Sedimentologische Untersuchungen zur Stratigraphie und Genese der Kulturschichten der jungneolithischen Station Hornstaad-Hörnle IA. Profilsäule E111 und E112. – *Forsch. u. Ber. Vor- u. Frühgesch. Bad.-Württ.* 98, 455–472.
- PAVONI, N. (1956): Zürcher Molasse und Obere Süswassermolasse der Ostschweiz, ein stratigraphischer Vergleich. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 22/63, 25–32.
- (1957): Geologie der Zürcher Molasse zwischen Albiskamm und Pfannenstiel. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 102, 117–315.
- (1958): Neue Bentonitvorkommen in der Zürcher Molasse. – *Eclogae geol. Helv.* 51/2, 299–304.
- (1959): Zur Gliederung der Oberen Süswassermolasse (OSM) im Bereich des Hörnlischuttfächers. – *Eclogae geol. Helv.* 52/2, 476–487.
- PAVONI, N. & SCHINDLER, C. (1981): Bentonitvorkommen in der Oberen Süswassermolasse des Kantons Zürich und damit zusammenhängende Probleme. – *Eclogae geol. Helv.* 74/1, 53–64.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901–1909): Die Alpen im Eiszeitalter, 3 Bde. – Tauchnitz, Leipzig.
- PFANNENSTIEL, M. (1950): Die paläontologischen Ausgrabungen der Universität Freiburg i.Br. am Schiener Berg 1947–1950. – *Bad. Heimat* 30/1–2, 25–30.
- ProGeo (1997): Erdsondenbohrung Oberstufenzentrum Remisberg, Kreuzlingen [unpubl.].
- RAHN, M. & SELBECK, R. (2007): Absolute dating of youngest sediments of the Swiss Molasse basin by apatite fission tracks. – *Swiss J. Geosci.* 100/3, 371–381.
- REICHENBACHER, B., BÖTTCHER, R., BRACHER, H., DOPPLER, G., ENGELHARDT, W. VON, GREGOR, H.-J., HEISSIG, K., HEIZMANN, E. P. J., HOFMANN, F., KÄLIN, D., LEMCKE, K., LUTERBACHER, H., MARTINI, E., PFEIL, F., REIFF, W., SCHREINER, A. & STEININGER, F. F. (1998): Graupensandrinne – Ries-Impakt: zur Stratigraphie der Grimmelfinger Schichten, Kircherberger Schichten und Oberen Süswassermolasse (nördliche Vorlandmolasse, Süddeutschland). – *Z. dtsh. geol. Ges.* 149/1, 127–161.
- REINERTH, H. (1930): Die Besiedlung des Bodensees zur Mittleren Steinzeit. – *Schumacher-Festschrift, Mainz*, 91–95.

- REMANE, J., ADATTE, T., BERGER, J.-P., BURKHALTER, R., DALL'AGNOLO, S., DECROUEZ, D., FISCHER, H., FUNK, H., FURRER, H., GRAF, H.R., GOUFFON, Y., HECKENDORN, W. & WINKLER, W. (2005): Richtlinien zur stratigraphischen Nomenklatur. – *Eclogae geol. Helv.* 98/3, 387–391.
- RIETSCHEL, S., TRUNKÓ, L. & WEISSBRODT, W. (1985): Südbadische Fossilfunde. Fundstätten Öhningen und Höwenegg. – Staatl. Mus. Naturkd. Karlsruhe, Führer zu Ausstellungen 6.
- RIGERT, E., BREM, H. & BÜRGI, J. (2001): A 7-Ausfahrt Archäologie. Prospektion und Grabungen im Abschnitt Schwaderloh-Landesgrenze. – *Archäol. im Thurgau* 10.
- RÖSCH, M. (1983): Die Geschichte der Nussbaumerseen (Kanton Thurgau) und ihrer Umgebung seit dem Ausgang der letzten Eiszeit aufgrund quartärbotanischer, stratigraphischer und sedimentologischer Untersuchungen. – *Mitt. thurg. natf. Ges.* 45, 5–110.
- (1985): Ein Pollenprofil aus dem Feuenried bei Überlingen am Ried. Stratigraphische und landschaftsgeschichtliche Bedeutung für das Holozän im Bodenseegebiet. – *Materialh. Vor- u. Frühgesch. Bad.-Württemb.* 7, 43–79.
- (1992): Human impact as registered in the pollen record: some results from the western Lake Constance region, Southern Germany. – *Vegetation History and Archaeobotany* 1/2, 101–109.
- (1993): Prehistoric land use as recorded in a lake-shore core at Lake Constance. – *Vegetation History and Archaeobotany* 2/4, 213–232.
- RÖSCH, M. & OSTENDORP, W. (1988): Pollenanalytische, torf- und sedimentpetrographische Untersuchungen an einem telmatischen Profil vom Bodensee-Ufer bei Gaienhofen. – *Telma, Ber. dtsh. Ges. Moor- u. Torfk.* 18, 373–395.
- RUCH, C., NAEF, H., NIGG, M. & FRÖHLICH, U. (2002): Der Stichbach. In: Bottighofen, Beiträge zur Geschichte und Gegenwart (Heft 3). – Politische Gemeinde Bottighofen.
- RÜETSCHI, G. (1912): Vorläufige Mitteilungen über die Veränderungen des Unterseebeckens (Bodensee) durch das Erdbeben vom 16. November 1911. – *Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N.F.]* 2, 108–118.
- (1913): Das Erdbeben vom 16. November 1911 am Untersee und die Schollenbewegung des Seerückens und des Schienerberges. – *Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N.F.]* 3, 113–143.
- RUTTE, E. (1951): Die Geologie der Öhninger Fundstätten. – *Mitt. bad. geol. Landesanst.* 1950, 66–71.
- (1956a): Die Geologie des Schienerberges (Bodensee) und der Öhninger Fundstätten. – *N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh.* 102, 143–282.
- (1956b): Zur Geologie des westlichen Schienerberges zwischen Herrentisch und Stein am Rhein. – *Eclogae geol. Helv.* 49/1, 97–111.
- SALVADOR, A. (Ed.) (1994): International stratigraphic guide (2nd ed.) – *Int. Union geol. Sci. and geol. Soc. Amer.*
- SCHÄFER, A. (1973): Zur Entstehung von Seekreide – Untersuchungen am Untersee (Bodensee). – *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.* 4, 216–230.
- SCHALCH, F. (1883): Das Gebiet nördlich vom Rhein (Kanton Schaffhausen, Höhgau und Schienerberg). In: GUTZWILLER, A. & SCHALCH, F.: Geologische Beschreibung der Kantone St. Gallen, Thurgau und Schaffhausen. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* 19/2.
- SCHARDT, A. (1930): Ausbau Rheinschiffahrtsstrasse Strecke Schaffhausen–Konstanz. – *Gutachten eidg. Amt f. Wasserwirtsch.* [unpubl.].
- SCHILL, E. (1995): Geologische Kartierung östlicher Schiener Berg. – *Diplomarb. Univ. Tübingen* [unpubl.].
- SCHLÄFLI, A. (Hrsg.) (1999): Geologie des Kantons Thurgau, mit einer Übersichtskarte 1:50 000 (Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte des Kantons Thurgau 1:50 000). – *Mitt. thurg. natf. Ges.* 55.

- SCHLENKER, B. (1994): Jung- und endneolithische Ufersiedlungen am westlichen Bodensee. – Diss. Univ. Freiburg i.Br.
- SCHLICHOTHERLE, H. (1988a): Die Pfahlbauten von Wangen. In: BERNER, H. (Hrsg.): Öhningen – Beiträge zur Geschichte von Öhningen, Schienen und Wangen (S. 21–46). – Schwarzwälder Druckhaus, Singen.
- (1988b): Bemerkungen zur vorgeschichtlichen Besiedlung des Klosterplatzes. In: ZETTLER, A. (Hrsg.): Die frühen Klosterbauten der Reichenau (S. 147–155). – Archäologie und Geschichte 3.
- (1990): Siedlungsarchäologie im Alpenvorland I: Die Sondagen 1973–1978 in dem Uferbereich Hornstaad-Hörnle I. – Forsch. u. Ber. Vor- u. Frühgesch. Bad.-Württ. 36.
- (2001): Zur Besiedlung der Insel Reichenau von den Anfängen bis in vorklösterliche Zeit. In: Klosterinsel Reichenau. UNESCO-Weltkulturerbe. – Arbeitsh. Landesdenkmalamt Bad.-Württ. 8.
- SCHLICHOTHERLE, H. & MAINBERGER M. (2006): Klimawandel: Probleme für das archäologische Kulturgut unter Wasser in den Seen und Mooren des Alpenvorlandes. – Nachrichtenbl. Arbeitskr. Unterwasserarchäol. (NAU) 13, 59–63.
- SCHLÜCHTER, C. & KELLY, M.A. (2000): Das Eiszeitalter in der Schweiz (überarb. Neudruck). – Stifg. Landschaft u. Kies, Uttigen.
- SCHMIDLE, W. (1906): Zur geologischen Geschichte des westlichen Bodensees bis zum Maximalstand der Würmeiszeit. – Schr. Ver. Gesch. Bodensee u. Umgebung 35, 71–122.
- (1910): Postglaziale Ablagerungen im nordwestlichen Bodenseegebiet. – N. Jb. Mineral. Geol. Paläont. 1910, 104–122.
- (1912a): Beobachtungen über das Erdbeben vom 16. November 1911 in Konstanz. – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N.F.] 2, 6–9.
- (1912b): Zur Geologie des Untersees. – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N.F.] 2, 29–52.
- (1914): Die diluviale Geologie der Bodenseegegend. In: MORDZIOL, R. (Hrsg.): Die Rheinlande in naturwissenschaftlichen und geographischen Einzeldarstellungen 8 (S. 1–113). – Westermann, Braunschweig.
- (1915): Die Geologie der Mainau. – Schr. Ver. Gesch. Bodensee u. Umgebung 44, 1–13.
- (1916): Geologische Spezialkarte des Grossherzogtums Baden, 1:25 000. Blatt 162 Konstanz, mit Erläuterungen [unveränd. Nachdruck als Geologische Karte von Baden-Württemberg, 1:25 000. Blatt 8321 Konstanz-Ost]. – Geol. Landesamt Bad.-Württ., 1986.
- (1918): Die Stratigraphie der Molasse und der Bau des Überlinger- und Unterseebeckens. – Schr. Ver. Gesch. Bodensee u. Umgebung 47, 63–82.
- (1922): Die Geologie des Bodenseebeckens. – Schr. Ver. Gesch. Bodensee u. Umgebung 50, 38–55.
- (1926): Die Geologie des Untersees. – Bad. Heimat 13, 12–22.
- (1927): Der Konstanzer Gletscher im östlichen Thurgau. – Schr. Ver. Gesch. Bodensee u. Umgebung 55, 253–265.
- (1932): Die Geologie von Konstanz und seiner näheren Umgebung. – Bad. geol. Abh. 4/1, 9–40.
- (1942): Postglaziale Spiegelhöhen des Bodensees und der Vorstoss des Konstanzer Gletschers. – Schr. Ver. Gesch. Bodensee u. Umgebung 68, 109–142.
- (1944): Die Grossformen der Bodenseelandschaft und ihre Geschichte. – Abh. Heidelb. Akad. Wiss. 25, 1–54.
- SCHMIDT, J. (1993): Untersuchungen zur spät- und postglazialen Verlandungsgeschichte des Bodensee-Untersees im Bereich der Hornspitze. – Diplomarb. Univ. Freiburg i.Br. [unpubl.].
- SCHMITT, G. (1998): Schlösser und Burgen am Bodensee, Bd. 1, Westteil. – Biberacher Verlagsdruckerei, Biberach.

- SCHNEIDER, G. (1979): The earthquake in the Swabian Jura of 16 November 1911 and present concepts of seismotectonics. – *Tectonophysics* 53, 279–288.
- SCHÖBEL, G. (1996): Siedlungsarchäologie im Alpenvorland IV. Die Spätbronzezeit am nord-westlichen Bodensee. Taucharchäologische Untersuchungen in Hagnau und Unteruhldingen. – *Forsch. u. Ber. Vor- u. Frühgesch. Bad.-Württ.* 47, 9–191.
- SCHOOP, R. W. & WEGENER, H. (1984): Einige Ergebnisse der seismischen Untersuchungen aus dem Bodensee. – *Bull. Ver. schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing.* 50/118, 55–61.
- SCHREINER, A. (1965): Geologische Aufnahme von Seismikbohrungen auf dem Schiener Berg. – *Arch. Landesamt Geol., Rohst., Bergbau Bad.-Württ.* [unpubl.].
- (1967): Geologische Ergebnisse der Thermalwasserbohrung Singen 1966. – *Hegau* 23–24, 195–204.
- (1968a): Geologischer Bau und Oberflächenform. In: *Staatliche Archivverwaltung Baden-Württemberg (Hrsg.): Der Landkreis Konstanz (S. 5–39)*. – Thorbecke, Konstanz.
- (1968b): Eiszeitliche Rinnen und Becken und deren Füllung im Hegau und westlichen Bodenseegebiet. – *Jh. geol. Landesamt Bad.-Württ.* 10, 79–104.
- (1968c): Untersuchungen zur Entstehung des Bodensees. – *Schr. Ver. Gesch. Bodensee u. Umgebung* 86, 283–295.
- (1973): Geologische Karte von Baden-Württemberg, 1:25 000. Blatt 8219 Singen (Hohentwiel). – *Geol. Landesamt Bad.-Württ.* [2. Aufl. 1989].
- (1983): Geologische Karte von Baden-Württemberg, 1:25 000. Erläuterungen zu Blatt 8218 Gottmadingen. – *Geol. Landesamt Bad.-Württ.*
- (1989): Geologische Karte von Baden-Württemberg, 1:25 000. Erläuterungen zu Blatt 8219 Singen (Hohentwiel). – *Geol. Landesamt Bad.-Württ.* [2. Aufl. m. Nachträgen].
- (1991): Deckenschotter im Hegau und am westlichen Bodensee. – *Manusk.* [unpubl.].
- (1992): Geologische Karte von Baden-Württemberg, 1:50 000. Erläuterungen zu Blatt Hegau und westlicher Bodensee. – *Geol. Landesamt Bad.-Württ.* [3. Aufl.].
- (1996): Die Einführung der Haslachzeit und die 3-Teilung der Risseiszeit im östlichen Rheingletschergebiet (SW-Deutschland). – *Eclogae geol. Helv.* 89/3, 991–1005.
- (2008): Hegau und westlicher Bodensee. – *Samml. geol. Führer* 62 [3., bereinigte Aufl.].
- SCHUPPLI, H. M. (1952): Erdölgeologische Untersuchungen in der Schweiz, IV. Teil. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 26/4.
- SEAG [Aktiengesellschaft für schweizerisches Erdöl] (o.J.): Verschiedene Gutachten im Archiv der Firma Geoform AG, Winterthur [unpubl.].
- SEEMANN, R. (1929): Stratigraphische und allgemein-geologische Probleme im Obermiozän Südwest-Deutschlands. – *N. Jb. Mineral. Geol. Paläont. (B)*, 63, 63–122.
- SIGNORELLI, S., ANDENMATTEN BERTHOUD, N. & KOHL, T. (2004): Geothermischer Ressourcenatlas der Schweiz. Erarbeitung und Bewertung des geothermischen Potentials der Schweiz. Schlussbericht, Dezember 2004. – *Geowatt AG, Zürich*.
- STAUBER, H. (1937): Neuere geologische Untersuchungen am Schiener Berg. – *Bad. Heimat* 24/3, 321–347.
- (1939): Erforschungsgeschichte der Oehninger Fundstätten und ihrer Versteinerungen. – *Zbl. Mineral. Geol. Paläont. (B)*, 8, 314–332.
- SZENKLER, C. (1997a): Geologische Karte von Baden-Württemberg, 1:25 000. Beiheft zu Blatt 8319 Öhningen. – *Geol. Landesamt Bad.-Württ.* [1., vorläuf. Aufl.].
- (1997b): Geologische Karte von Baden-Württemberg, 1:25 000. Blatt 8318 Gailingen mit Beiheft. – *Geol. Landesamt Bad.-Württ.* [1., vorläuf. Aufl.].
- (in Vorb.): Quartärgeologische Beckensequenzanalysen im Singener Beckenkomplex. – *Diss. Univ. Tübingen*.

- TANNER, H. (1944): Beitrag zur Geologie der Molasse zwischen Ricken und Hörnli. – Mitt. thurg. natf. Ges. 33, 1–108.
- THURY, M., GAUTSCHI, A., MAZUREK, M., MÜLLER, W. M., NAEF, H., PEARSON, F. J., VOMVORIS, S. & WILSON, W. (1994): Geology and hydrogeology of the crystalline basement of northern Switzerland. Synthesis of regional investigations 1981–1993 within the Nagra radioactive waste disposal programme. – Nagra tech. Ber. NTB 93-01.
- TOBIEN, H. (1971): Stratotypes of Mediterranean Neogene stages. Oeningian. – G. Geol. 37/II, 135–143.
- VOGT, R. (1993): Bodengesellschaften im Umfeld neolithischer Ufersiedlungen von Hornstaad-Hörnle am Bodensee mit Diskussion der landbaulichen Nutzungsmöglichkeit zur Zeit des Neolithikums und heute. – Diplomarb. Univ. Tübingen [unpubl.].
- WESSELS, M. (1998): Late-Glacial and postglacial sediments in Lake Constance (Germany) and their palaeolimnological implications. In: BÄUERLE, E. & GAEDKE, U. (Ed.): Lake Constance, characterization of an ecosystem in transition (p. 411–449). – Adv. Limnol. 53.
- WINIGER, J. & HASENFRATZ, A. (1985): Ufersiedlungen am Bodensee. Archäologische Untersuchungen im Kanton Thurgau 1981–1983. – Antiqua 10.
- WINZELER, K. (1991): Geomorphologische Untersuchungen im Unterseegebiet. – Mitt. natf. Ges. Schaffhausen 36.
- WÜRTEMBERGER, O. (1906): Die Tertiärflora des Kantons Thurgau. – Mitt. thurg. natf. Ges. 17, 3–44.
- WÜRTEMBERGER, T. (1898): Phytopalaeontologische Skizzen. – Mitt. thurg. natf. Ges. 13, 93–107.
- WYSSLING, G. (2008): Blatt 1092 Uster, mit Beiträgen von T. Gubler und P. Nagy. – Geol. Atlas Schweiz 1: 25 000, Erläut. 128.
- ZAUGG, A., BLASS, A. & WESSELS, M. (2008): Blatt 1055 Romanshorn. – Geol. Atlas Schweiz 1: 25 000, Erläut. 125.
- ZAUGG, A., LÖPFE, R. & VOGEL, G. (2007): Geologie und Hydrogeologie der Oberen Süsswassermolasse. – Nagra Arbeitsber. NAB 07-32.
- ZAUGG, A. & VOGEL, G. (2005): EP-05: Fallstudien zur sedimentologischen und hydrogeologischen Charakterisierung der Oberen Süsswassermolasse zwischen Zürichsee und Bodensee. – Nagra Arbeitsber. NAB 05-22.
- ZETTLER, A. (1988): Die frühen Klosterbauten der Reichenau: Ausgrabungen, Schriftquellen, St. Galler Klosterplan. – Archäologie und Geschichte 3.

GEOLOGISCHE KARTEN

Geologische Generalkarte der Schweiz 1: 200 000

Blatt 3 Zürich–Glarus, von A. BUXTORF, P. CHRIST & W. NABHOLZ, 1950.

Geologische Karte der Schweiz 1: 100 000

Blatt IV Frauenfeld – St. Gallen (3. Aufl.), von F. SCHALCH, A. GUTZWILLER & J. SCHILL, 1879.

Geologischer Atlas der Schweiz 1: 25 000

- Nr. 16 Frauenfeld (LK 1053), von E. GEIGER, 1943.
 Nr. 38 Diessenhofen (LK 1032), von J. HÜBSCHER, 1961.
 Nr. 52 Andelfingen (LK 1052), von F. HOFMANN, 1967.
 Nr. 54 Weinfelden (LK 1054), von E. GEIGER, 1968.
 Nr. 97 Begglingen-Singen (LK 1011/1012), von F. HOFMANN, 1997.

Geologische Übersichtskarte der Bundesrepublik Deutschland 1: 200 000

CC 8718 Konstanz, von A. SCHREINER, A. ZITZMANN, G. OTT & R. OBERHAUSER, 1991.

Geologische Karte von Baden-Württemberg 1: 50 000

Nr. 7 Hegau und westlicher Bodensee, von L. ERB & A. SCHREINER, 1992 [erweiterte Neuauflage der Geologischen Karte des Landkreises Konstanz mit Umgebung, von L. ERB, 1967].

Geologische Karte von Baden-Württemberg 1: 25 000

- Nr. 8118 Engen (2. Aufl.), von A. SCHREINER, 1997.
 Nr. 8119 Eigeltingen (2. Aufl.), von A. SCHREINER, 1994.
 Nr. 8120 Stockach, von L. ERB, H. HAUS & E. RUTTE, 1962.
 Nr. 8121 Heiligenberg, von C. SZENKLER & D. ELLWANGER, 2001.
 Nr. 8218 Gottmadingen (3. Aufl.), von L. ERB & A. SCHREINER, 1995.
 Nr. 8219 Singen (Hohentwiel) (2. Aufl.), von A. SCHREINER, 1989.
 Nr. 8220 Überlingen-West (2. Aufl.), von L. ERB & W. SCHMIDLE, 1989.
 Nr. 8221 Überlingen-Ost (3. Aufl.), von L. ERB, 1995.
 Nr. 8318 Gailingen am Hochrhein (2., ergänzte Aufl.), von C. SZENKLER, 2004.
 Nr. 8319 Öhningen, von W. FREY, C. SZENKLER & D. ELLWANGER, 2004.
 Nr. 8320 Konstanz-West (2. Aufl.), von L. ERB & W. SCHMIDLE, 1989.
 Nr. 8321 Konstanz-Ost (2. Aufl.), von W. SCHMIDLE, 1986.

Geologische Karten auf offizieller topographischer Grundlage

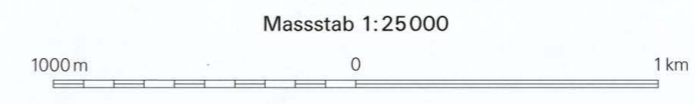
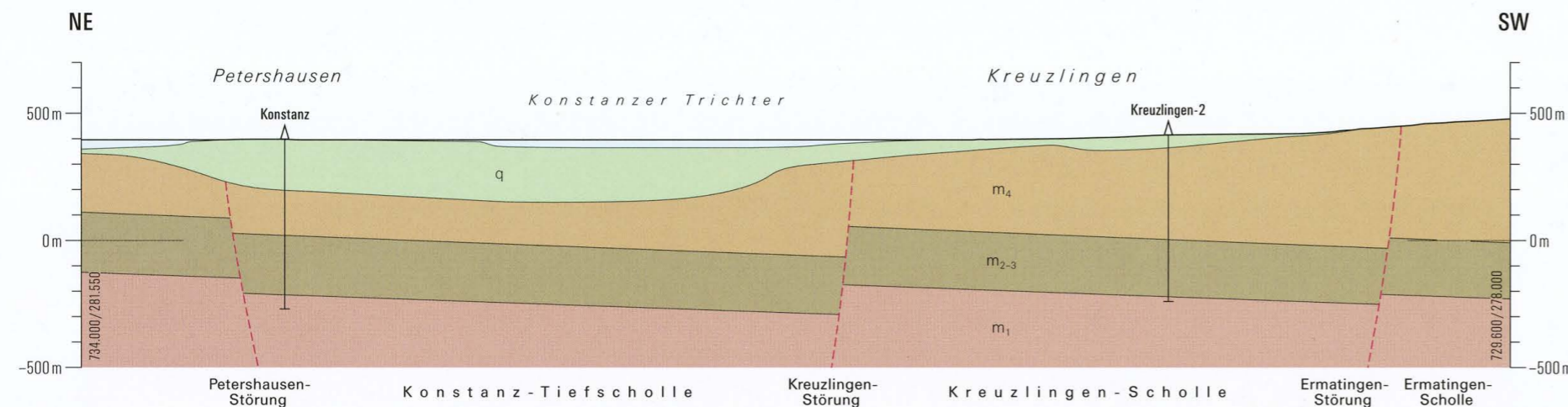
- H HANTKE, R. und Mitarbeiter (1967): Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete 1: 50 000. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 112/2.
 TG NAEF, H. & MÜLLER, D.W. (1999): Geologische Übersichtskarte des Kantons Thurgau 1: 50 000. – Mitt. thurg. natf. Ges. 55, Beil.

BEILAGE

Tafel I: Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Steckborn-Kreuzlingen

Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Steckborn-Kreuzlingen

von
Alfred Zaugg und Reto Burkhalter



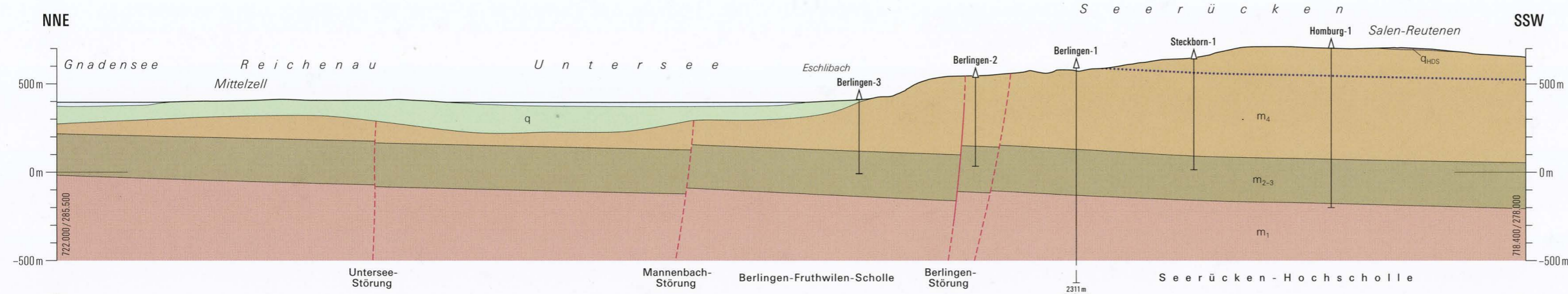
- Quartär**
- q Mittelpleistozäne bis holozäne Lockergesteine
 - q_{ros} Tiefere Deckenschotter
 - q_{hds} Höhere Deckenschotter

- Tertiär**
- τ_w Nagelfluh (Hörnli-Schüttung)
 - τ_w Tuffschlot von Wangen
 - m₄ Obere Süsswassermolasse
 - m₂₋₃ Obere Meeresmolasse, inkl. Obere Brackwassermolasse
 - m₁ Untere Süsswassermolasse

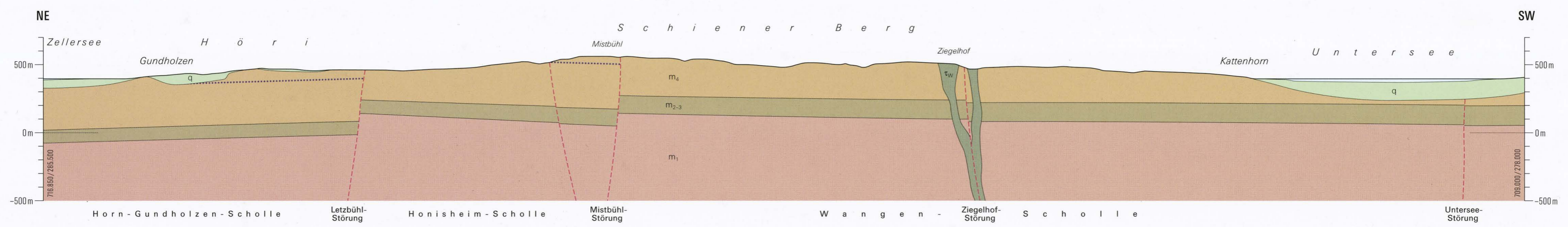
- Jura**
- i₅₋₈ Malmkalke und -mergel

- Bruch, mittels Bohrung nachgewiesen
- - - Bruch, Transversalverschiebung, vermutet

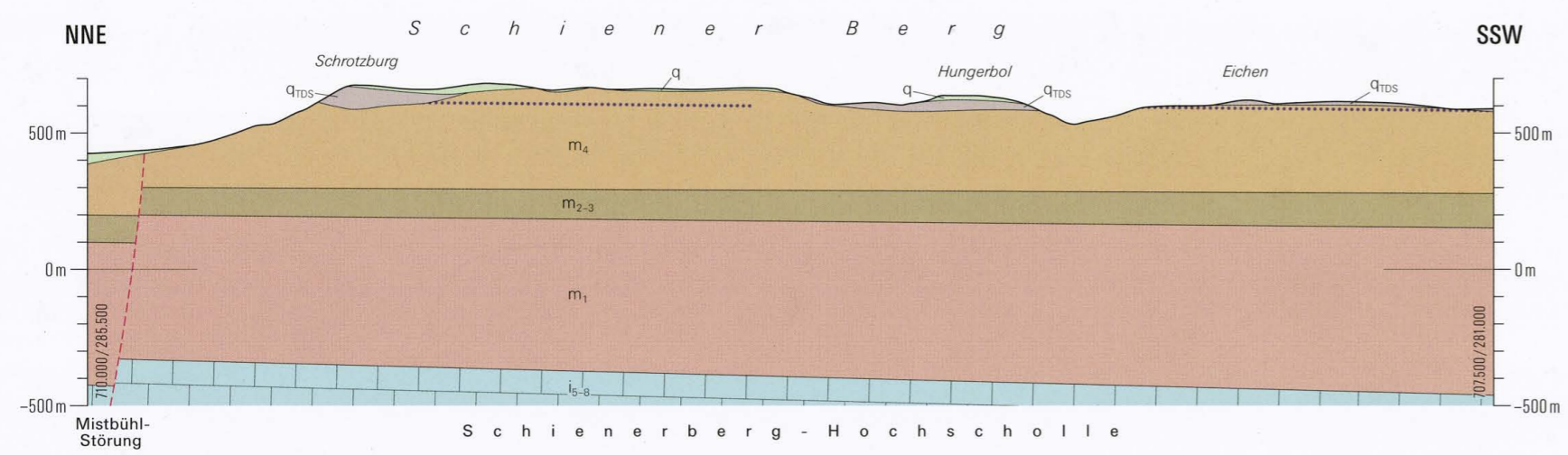
4



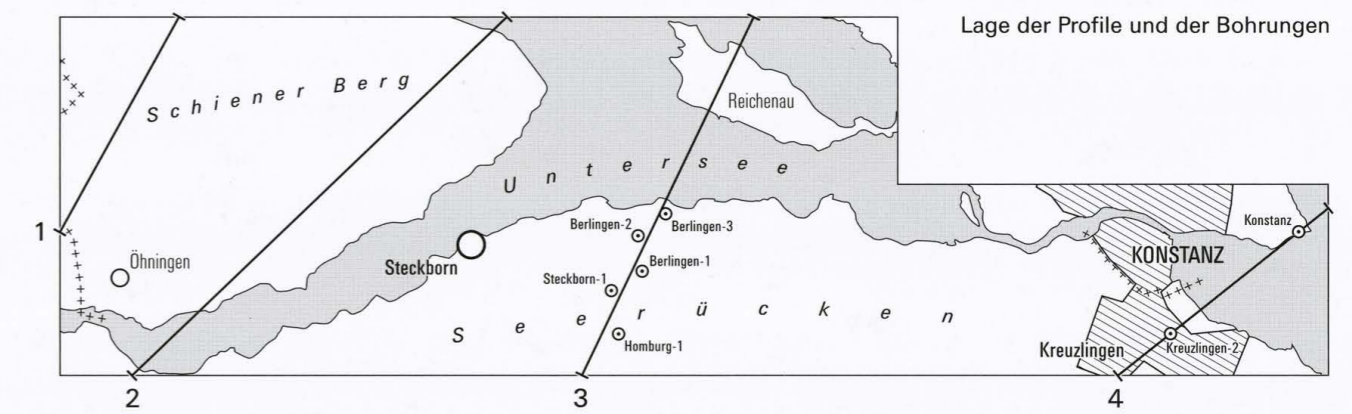
3



2



1



Lage der Profile und der Bohrungen