



Bayerisches Landesamt für  
Umwelt



# Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000

## Erläuterungen zum Blatt 7329 Höchstädt a. d. Donau



geologie

Geologische Karte



Bayerisches Landesamt für  
Umwelt



# Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000

## Erläuterungen zum Blatt 7329 Höchstädt a. d. Donau

Bearbeiter:  
Dietmar Jung & Mischa Hagmaier

92 Seiten, 13 Abbildungen, 5 Tabellen  
Augsburg 2013

**UmweltSpezial**  
**Geologische Karte**

## Impressum

Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000  
Erläuterungen zum Blatt 7329 Höchstadt a. d. Donau

### Herausgeber:

Bayerisches Landesamt für Umwelt (LfU)  
Bürgermeister-Ulrich-Straße 160  
86179 Augsburg  
Tel.: 0821 9071-0  
Fax.: 0821 9071-5556  
E-Mail: [poststelle@lfu.bayern.de](mailto:poststelle@lfu.bayern.de)  
Internet: [www.lfu.bayern.de](http://www.lfu.bayern.de)

### Bearbeitung/Text/Konzept:

LfU, Referat 102, Dipl.-Geol. Dietmar Jung  
LfU, Referat 102, Dipl.-Geol. Mischa Hagmaier

### Redaktion:

LfU, Referat 102, Dr. Arthur Reischl

### Bildnachweis:

Dipl.-Geol. Dietmar Jung, LfU

### Titelbild:

Der Osterstein, eine vorgeschichtliche Kultstätte, ist als Geotop im Geotopkataster des LfU ausgewiesen. Es handelt sich um Blöcke aus Massenkalk des Oberjura, die in Folge des Meteoriteneinschlags im Nördlinger Ries vor 14,5 Millionen Jahren bis in die Gegend von Unterfinningen geschleudert wurden.

### Druck:

Pauli Offsetdruck e. K., Am Saaleschlößchen 6, 95145 Oberkotzau  
Gedruckt auf Papier aus 100 % Altpapier

### Stand:

November 2013

Diese Druckschrift wurde mit großer Sorgfalt zusammengestellt. Eine Gewähr für die Richtigkeit und Vollständigkeit kann dennoch nicht übernommen werden. Sofern in dieser Broschüre auf Internetangebote Dritter hingewiesen wird, sind wir für deren Inhalte nicht verantwortlich.

# Inhaltsverzeichnis

<b>Vorwort</b>	<b>7</b>
<b>1 Naturräumlicher Überblick</b>	<b>9</b>
<b>2 Erdgeschichte</b>	<b>15</b>
<b>3 Schichtenfolge</b>	<b>26</b>
3.1 Tertiär	26
3.1.1 Jüngere Obere Meeresmolasse	26
3.1.1.1 Jüngere Obere Meeresmolasse, Sand	27
3.1.2 Riestrümmermassen	30
3.1.2.1 Allochthone Schollen	31
3.1.2.1.1 Granit	31
3.1.2.1.2 Arzberg-Formation, ungegliedert („Malm Gamma“)	31
3.1.2.1.3 Treuchtlingen-Formation, ungegliedert („Malm Delta“)	32
3.1.2.1.4 Massenkalk-Formation, ungegliedert	34
3.1.2.1.5 Weißjura, ungegliedert	34
3.1.2.1.6 Ältere Obere Süßwassermolasse, Sand	35
3.1.2.2 Bunte Breccie	35
3.1.2.3 Reuterscher Block	37
3.1.3 Postriesische Sedimente	38
3.1.3.1 Seeablagerungen, postriesisch	38
3.2 Quartär	40
3.2.1 Pleistozän	40
3.2.1.1 Schmelzwasserschotter, rißzeitlich (Hochterrasse 2) und Schmelzwasserschotter, rißzeitlich (Hochterrasse 2), > 0,7 m überdeckt	42
3.2.1.2 Schmelzwasserschotter, rißzeitlich (Tiefere Hochterrasse) und Schmelzwasserschotter, rißzeitlich (Tiefere Hochterrasse), > 0,7 m überdeckt	42
3.2.1.3 Schmelzwasserschotter, hochwürmzeitlich (Niederterrasse)	43
3.2.1.4 Schmelzwasserschotter, spätwürmzeitlich (Spätglazialterrasse 1)	44
3.2.1.5 Schmelzwasserschotter, spätwürmzeitlich (Spätglazialterrasse 2)	44
3.2.1.6 Fließerde	46
3.2.1.7 Lößlehm	46

3.2.1.8	Löß	48
3.2.1.9	Flugsand	48
3.2.2	Pleistozän bis Holozän	48
3.2.2.1	Rutschmasse	48
3.2.2.2	Schwemmlehm	48
3.2.2.3	Talfüllung, polygenetisch mit Fächer oder Kegel	49
3.2.2.4	Bach- oder Flussablagerungen	50
3.2.3	Holozän	50
3.2.3.1	Flussablagerungen, alt- bis mittelholozän (Ältere bis Mittlere Postglazialterrasse)	51
3.2.3.2	Ältere Auenablagerungen (Jüngere Postglazialterrasse 1)	52
3.2.3.3	Jüngere Auenablagerungen (Jüngere Postglazialterrasse 2)	53
3.2.3.4	Jüngste Auenablagerungen (Jüngere Postglazialterrasse 3 <sub>1</sub> )	53
3.2.3.5	Jüngste Auenablagerungen (Jüngere Postglazialterrasse 3 <sub>2</sub> )	54
3.2.3.6	Auenablagerungen	54
3.2.3.7	Niedermoortorf und Niedermoortorf mit Alm- oder Kalktuff-Einlagerungen	55
3.2.3.8	Anmoorige Einheiten	56
3.2.3.9	Künstliche Ablagerungen	56
3.2.3.10	Künstlich verändertes Gelände	57
<b>4</b>	<b>Tektonischer Bau</b>	<b>58</b>
<b>5</b>	<b>Geologische Aufschlüsse, Geotope</b>	<b>62</b>
<b>6</b>	<b>Bohrungen</b>	<b>67</b>
<b>7</b>	<b>Literatur</b>	<b>86</b>

## Vorwort

Die geologische Aufnahme des Gebiets der topographischen Karte 1:25000 Nr. 7329 Höchstädt a. d. Donau erfolgte in den Jahren 2007 bis 2010 unter Verwendung bzw. Berücksichtigung der Arbeiten von SCHALK (1957), WINKLER (1966) und GALL (1974c). Weitere wertvolle Hinweise lieferte die GK50 Nördlinger Ries (HÜTTNER & SCHMIDT-KALER 2005), die noch das nördliche Drittel des Blattes erfasst. Für die quartären Deckschichten im Donautal ergaben die Übersichtsbodenkarte des Bayerischen Geologischen Landesamtes (JOCHUM 1995) sowie die darin verwendeten Bodenschätzungskarten 1:25000 einen ersten, groben Überblick. Zur Rekonstruktion des alten Donaulaufes vor dessen Begradigung und Eindeichung konnte auf die Urpositionsblätter Höchstädt (1866) und Tapfheim (1865) des Bayerischen Landesamtes für Vermessung und Geoinformation (LVG) zurückgegriffen werden. Das Digitale Geländemodell (DGM), mit einer Auflösung von 2 m aus Airborne Laser-scanning erstellt, wurde ebenfalls vom LVG bereitgestellt. Von der Gemeinde Blindheim und ihrem Heimatpfleger, Herrn E. MAYER, wurden dankenswerterweise Kopien historischer Karten der Schlacht von Blindheim (1704) sowie ein Kartenausschnitt des Pfalz-Neuburgischen Landgerichtes von 1599 zur Verfügung gestellt.

Zahlreiche geowissenschaftliche Publikationen behandeln Teilaspekte des Blattes Höchstädt a. d. Donau. Während MENGELE (1916a, b, c) in sehr frühen Werken die Erd- und Landschaftsgeschichte skizzierte, beschäftigten sich ZENETTI (1913), KRANZ (1927, 1949), KRANZ & BERZ (1925), MOOS (1926, 1928), SEEMANN (1939) und LÖFFLER (1941) vor allem mit Detailproblemen der Riestrümmermassen. Eine neuere Arbeit zur Landschaftsgeschichte wurde von GALL (1974c) vorgelegt. Die Tertiärablagerungen am Südrand der Schwäbisch-Fränkischen Alb haben die Arbeiten von MOOS (1925) und KIDERLEN (1931) zum Thema. Die quartären Ablagerungen im Donautalbereich waren einbezogen in großräumige geophysikalische (HOMILIUS et al. 1983) und wasserwirtschaftliche (BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT 1980) sowie landschaftsökologische Untersuchungen (HABER & SCHALLER 1990). LEGER (1988), STRAHL (1997) und BIBUS & STRAHL (2000) führten Detailuntersuchungen der Hochterassenschotter durch.

Durch Recherche bei Firmen und Behörden wurden zahlreiche Bohrungen ermittelt, die wertvolle Hinweise auf die geologischen Verhältnisse erbrachten. Als besonders aufschlussreich erwiesen sich drei von der Bayerischen Rieswasserversorgung (BRW) abgeteufte Bohrungen, die exzellente Einblicke in den tieferen Untergrund gewährten. Für die Erlaubnis zur Aufnahme und Darstellung dieser Bohrungen durch die Verfasser sei der BRW und besonders den Herren C. LAUTNER und J. HILTNER ein besonderer Dank ausgesprochen. Weitere Bohrunterlagen wurden bereitgestellt von den Herren DR. R. ZISCHAK (Wasserwirtschaftsamt Donauwörth) und M. KREITMEIER (Staatliches Bauamt Krumbach). Zur Ermittlung der Teufenlage der Oberfläche des autochthonen Weißjura („Malm“) wurden im April und Oktober 2009 sowie im April 2010 refraktionsseismische Profile gemessen (LUTTERSCHMID 2010). Frau B. KOPECKY-HERMANN (Burgheim) lieferte Hinweise über die archäologischen Funde beim Bau der BRW-Wasserleitung Blindheim–Sallmannsberg. Im Juli 2010 wurde am westlichen Hang des Goldbergs die LfU-Forschungsbohrung „Lutzingen“ abgeteuft. Der Bohrplatz wurde von der Katholischen Priesterseminarstiftung St. Hieronymus in Augsburg zur Verfügung gestellt. Hierfür sei der Stiftung sowie Herrn J. STUHLNEMILLER von der Forstbetriebsgemeinschaft Dillingen gedankt.

Die Finanzierung erfolgte durch das Bayerische Staatsministerium für Umwelt und Gesundheit mit Kofinanzierung im Rahmen der EU-Maßnahme „Informationsoffensive Oberflächennahe Geothermie“ des Europäischen Fonds für regionale Entwicklung (EFRE).

# 1 Naturräumlicher Überblick

Das Gebiet der TK25 Höchstädt a. d. Donau (Abb. 1) hat Anteil an zwei großen naturräumlichen Einheiten (Abb. 2). Der hügelige N- und W-Teil des Kartenblattes gehört zur Riesalb, die eine vermittelnde Stellung zwischen Fränkischer und Schwäbischer Alb einnimmt. Südlich davon schließt sich das mehrere Kilometer breite Donautal an, gekennzeichnet durch überwiegend flache Geländeformen. Auffällig ist hier nur die deutlich ausgeprägte Terrassenkante, die das weite, leicht wellige Gebiet um den Nebelbach von den jüngeren Donauterrassen und -auen trennt. Ihr geschwungener Verlauf lässt sich entlang der Gemeinden Steinheim–Höchstädt a. d. Donau–Sonderheim–Blindheim–Gremheim–Schwenningen ausgezeichnet verfolgen. Die weite Donau ebene südlich dieser Terrassenkante ist Teil des Naturraums Schwäbisches Donaured. Die höchste Geländeerhebung auf dem Kartenblatt befindet sich mit 542,3 m ü. NN im Liezheimer Forst SW Unterliezheim. Der topographisch niedrigste Punkt liegt mit 407 m ü. NN im Donautal S Schwenningen.

Geologisch gesehen gehört der nord- und nordwestliche Teil des Kartenblattes zum Vorries, eine Bezeichnung die von BRANCO & FRAAS (1901) eingeführt und von BRANCO (1903) ausführlich erläutert wurde. Sie umfasst die Gebiete um den tertiärzeitlichen, vor 14–15 Millionen Jahren entstandenen Meteoritenkrater Nördlinger Ries, die außerhalb des morphologischen Kraterrandes liegen und von einer wechselnd mächtigen Decke aus Auswurfmassen aufgebaut werden. Die Bedeutung lokaler Komponenten für die Zusammensetzung dieser Riestrümmermassen wurde von HÖRZ et al. (1983) anhand zahlreicher Bohrungen festgestellt. Auf Blatt Höchstädt beinhalten diese lokalen Komponenten vor allem Kalksteine des Weißjura sowie Sande und Feinsedimente der Oberen Meeresmolasse (OMM) und Oberen Süßwassermolasse (OSM). Die Trümmermassen bilden im N- und W-Teil des Blattes den oberflächennahen Untergrund, werden aber häufig durch jüngere Bildungen wie Fließerden, Löß- und Schwemmlerme verdeckt. Nur an wenigen Stellen ist mit den autochthonen Ablagerungen der OMM der vom Riesereignis nicht oder nur gering beeinflusste Untergrund erschlossen. Der tiefere Untergrund ist dagegen nur aus Tiefbohrungen bekannt.

Das Donautal wird von quartären Schottern aufgebaut. Die Ablagerungen der Riß-Kaltzeit bilden die ausgedehnte Verebnungsfläche zwischen Donauauen und Riesalb. Sie werden auch als Hochterrassenschotter bezeichnet und sind



zumeist von einer wenige Meter mächtigen äolischen Deckschicht überlagert. Mit Annäherung an die steileren Reliefformen der Riesalb werden die Hochterrassenschotter von mehrere Meter mächtigen Hang- und Schwemmlernen überlagert. Der Innenrand der Hochterrasse wird durch die bereits erwähnte Terrassenkante markiert. Sie stellt die Grenze zu spätglazialen sowie den postglazialen Schottern des Donaurieds dar. Diese besitzen im Allgemeinen keine äolische Deckschicht.

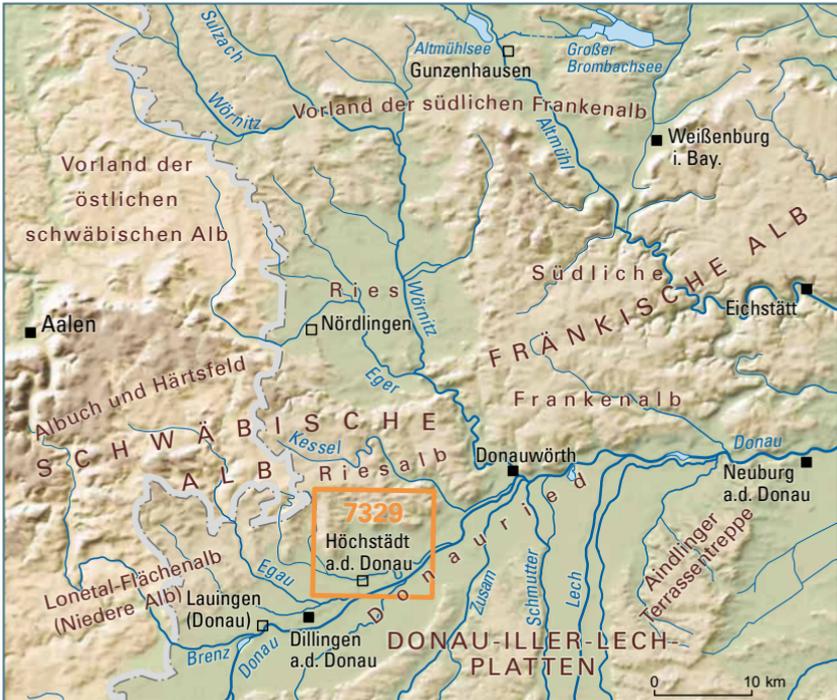


Abb. 2: Naturräumlicher Überblick mit Lage des Kartenblattes Höchstädt a. d. Donau. Naturräumliche Einheiten nach MEYNER & SCHMITHÜSEN (1953–1962) und SSYMANK (1994).

Während im Donautal die postglazialen und spätglazialen Sedimente an der Oberfläche oftmals in nahezu gleicher Höhenlage auftreten („Reihenterrassen“ nach SCHIRMER 1983), heben sich die hochglazialen Niederterrassenschotter im südöstlichen Teil des Blattes durch eine 1–1,5 m hohe Geländestufe relativ deutlich von den angrenzenden spätglazialen Ablagerungen ab.

Überdeckt werden die hochglaziale Niederterrasse sowie Teile der Spätglazialterrassen von Anmoor und Niedermoortorf sowie Flugsand. Auf den Älteren und Mittleren Postglazialterrassen existiert ein relativ ausgeglichenes Oberflächenrelief, da die primären Auenrinnen (ehemalige Altarme bzw. unverfüllte Senken am Rande von Gleituferanlandungen) sowie die sekundären Auenrinnen (Erosionsrinnen innerhalb der Auen) häufig fast vollständig durch Hochflutsedimente verfüllt sind. Im Gegensatz dazu zeigen die Jüngeren Postglazialterrassen morphologisch gut sichtbare, wenig verfüllte Auenrinnen.

Die Donauschotter des jüngeren Holozäns zeichnen den Lauf der ehemals stark mäandrierenden, noch nicht begradigten und eingedeichten Donau nach. Bedingt durch die stark wechselnden Sedimentationsbedingungen infolge der Mäanderverlagerungen bestehen die Sedimentauflagen der holozänen Donauschotter aus unterschiedlich mächtigen Auen- und Flussmergeln. Die ursprüngliche Mächtigkeit der Auensedimente des jüngsten Holozäns wurde durch menschliche Eingriffe (vor allem Flussbegradigungen- und Eindeichungen) größtenteils verändert. Diese Maßnahmen führten auch zum Ende der Terrassenbildung. Infolge des intensiven Kiesabbaus der letzten Jahrzehnte wurden außerdem viele morphologische Strukturen (Altrinnen, Mäanderbögen) beseitigt.

Die Unterlage der quartären Schotter ist nicht aufgeschlossen. Sie besteht nach Bohrbeschrieben zumeist aus mergeligen Feinsedimenten des Tertiärs (Ältere Obere Süßwassermolasse, OSMa bzw. Limnische Untere Serie, miUL). Eventuelle Vorkommen von Riestrümmern im Liegenden der Schotter können nicht ausgeschlossen werden.

Während das Gebiet der Riesalb größtenteils mit Mischwald bestanden ist, dominiert auf den Verebnungsflächen im Donauried eine intensive ackerbauliche Nutzung, überwiegend mit Getreide-, Mais- und Kartoffelanbau. Für die untergeordnete Grünlandwirtschaft werden bevorzugt Feuchtstandorte genutzt. Entlang des subrezentem Donauverlaufes gibt es noch vereinzelt kleinere Bereiche mit Auwaldbestand (z. B. Donauholz). Einige Flächen wie das 188 ha große Apfelwörth oder das 46 ha große Neugeschüttwörth sind seit vielen Jahren als Naturschutzgebiete ausgewiesen. Hier bieten ehemalige Kiesabbaue (Apfelwörthsee, Sonderheimer See) in Verbindung mit abgeschnürten Altwasserarmen (Klosterbach) und Überschwemmungsgebieten

neuen Lebensraum für bedrohte Tier- und Pflanzenarten (BAYERISCHES LANDESAMT FÜR UMWELTSCHUTZ 1999).

Im Blattgebiet wurde die Donau etwa um das Jahr 1840 begradigt (OBLINGER 1988). Erste Hochwasserdämme entstanden ab 1890. Seit dieser Zeit verläuft der ehemals mäandrierende Fluss als begradigter Kanal und hat somit viel von seiner ursprünglichen Dynamik verloren.

Als Folge der Begradigung und damit Laufverkürzung hat sich die Donau um 1–3 m in ihr eigenes Bett eingetieft. Um die weitere Erosion zu unterbinden sowie zur Stromerzeugung wurden ab 1961 zahlreiche Staustufen errichtet.

Eine davon, die Staustufe Höchstädt befindet sich auf dem Kartenblatt, die Staustufe Schwenningen liegt flussabwärts, knapp östlich der Blattgrenze. Bedeutende Zuflüsse zur Donau existieren auf Blatt Höchstädt nicht. Einzig Klosterbach, Pulverbach, Nebelbach und Angerbach entwässern die hügelige Riesalb und fließen – teilweise begradigt – zur Donau. Klosterbach und Pulverbach benutzen dabei den viel zu großen Talboden der Ur-Egau, die ursprünglich bei Höchstädt die Donau erreicht hat. Von S mündet lediglich die weitgehend begradigte Glött, ein Fluss aus der Zusamplatte, in die Donau.

Ab 1935 setzte im schwäbischen Donauried der industrielle Abbau von Kies ein (BAYERISCHER INDUSTRIEVERBAND STEINE UND ERDEN E. V. 2000). Das Donauried zählt seitdem zu den bedeutendsten Kiesgewinnungsstätten in Bayern. Aufgrund der hohen Grundwasserstände erfolgt nur Nassabbau. Heutzutage sind auf Blatt Höchstädt nur noch Kiesgruben südlich der Donau im Abbau (Spätglaziale Schotter). Vereinzelt Kies- und Lehmgruben befanden sich auch auf der Hochterrasse bei Höchstädt. Sie sind aber mittlerweile größtenteils aufgelassen und rekultiviert. Auch auf der Riesalb existieren heutzutage nur mehr sehr wenige der ehemals zahlreichen, kleinen „Kiesgruben“. Im Gegensatz zum Donautal wurde dort jedoch kein Flusskies abgebaut, sondern als Folge des Ries-Impakts kleinstückig zerbrochene Kalksteine des Weißjura. Sie fanden überwiegend als Straßen- und Wegschotter lokal begrenzte Verwendung.

Der Schotterkörper der Hochterrasse beinhaltet äußerst ergiebige Grundwasservorkommen. Sie werden zum einen durch Brunnen der Stadt Höchstädt sowie durch zahlreiche Brunnenfassungen der 1958 gegründeten BRW in den

Gewinnungsgebieten Steinheim, Blindheim und Schwenningen erschlossen. Im Donauried sind die ursprünglichen hydrogeologischen Verhältnisse durch Flussbaumaßnahmen, Entwässerungsgräben, Trinkwasserentnahmen sowie Kiesabbau stark verändert. Das Grundwasser wurde im gesamten Talbereich in den letzten Jahrzehnten deutlich abgesenkt. Auch ist die Donau von ihrem natürlichen Auenbereich infolge Laufkorrektur, Staustufenbau und Umgestaltung der Binnenentwässerung weitgehend abgekoppelt. Geringe Häufigkeit von Überflutungen (insbesondere geringere Hochwasserabflüsse) sowie der Bau von Entwässerungsgräben führten dazu, dass die Auen heutzutage größtenteils vom Grundwasser geprägt sind. Die würmzeitlichen bis holozänen Schotterkörper des Donautals sind bis auf die oberste Zone (bis zu 2 m) grundwassererfüllt und damit ein regional bedeutender Grundwasserspeicher.

Im Donautal sind noch Siedlungsreste der Hallstattzeit und Grabhügelfelder zu erwähnen, welche auf der Spätglazialterrasse vorgefunden wurden (mündliche Mitteilung Herr M. FENDT, Bayerisches Landesamt für Denkmalpflege).

Historische Bedeutung erlangte die Region um Höchstädt im Jahre 1704. Im Rahmen des spanischen Erbfolgekrieges standen sich die Truppen der Franzosen und Bayern sowie der Österreicher und Engländer zur Entscheidungsschlacht gegenüber. Die Kampfhandlungen am 13. August 1704 zerstörten große Teile der Gemeinden Blindheim, Unterglauheim, Wolpertstetten und Weilheim. Tausende Soldaten fanden auf dem Schlachtfeld den Tod (JUNKELMANN 2004).

## 2 Erdgeschichte

Die erdgeschichtliche Überlieferung auf Blatt 7329 Höchstädt a. d. Donau beginnt mit Ablagerungen der Oberen Meeresmolasse, die in das Untermiozän zu stellen sind. Die Sedimente sind im N- und W-Teil des Blattgebietes noch reliktsch vorhanden und bilden das Liegende der weitverbreiteten Riestrümmernmassen. Ältere Gesteine als die der OMM stehen an der Oberfläche nirgends an, sind jedoch häufiger Bestandteil der Riestrümmernmassen. Anhand von Brunnenbohrungen, Grundwassererkundungsbohrungen auf dem Nachbarblatt 7328 Wittislingen (TECHNISCHE UNIVERSITÄT MÜNCHEN, LEHRSTUHL UND PRÜFAMT WASSERGÜTE- UND ABFALLWIRTSCHAFT 1993) sowie Mineralwasserbohrungen auf dem nördlich angrenzenden Kartenblatt 7229 Bissingen (SCHMIDT-KALER 1994b) lässt sich auch die ältere Erdgeschichte im Umfeld von Höchstädt a. d. Donau relativ gut rekonstruieren.

Die ältesten im Blattgebiet erbohrten Gesteine sind in den Weißjura zu stellen. Es handelt sich hierbei um Kalk- und Dolomitsteine, die unter tropischem Klima am Nordrand des Tethys-Meeres entstanden. Der weitaus größte Teil dieser Gesteine liegt in massiger, ungeschichteter Fazies vor (Abb. 3). Diese Massenkalk- und Dolomite sind auf ehemalige Riffe aus Kieselschwämmen und Kalkalgen zurückzuführen, die im warmen Meer des Oberen Jura optimale Wachstumsbedingungen vorfanden. Sie sind die nördliche Fortsetzung der ausgedehnten Südbayerischen Riffplattform, die im höheren Oberjura weite Teile Südbayerns überdeckte (MEYER & SCHMIDT-KALER 1989). In den Wannen zwischen den Riffbauten kam es zur Ablagerung von Bank- und Plattenkalken, die jedoch im Untergrund von Blatt Höchstädt nicht sicher nachgewiesen werden konnten. Die erwähnten Mineralwasserbohrungen im Kesseltal bei Bissingen lassen sich entgegen der Einstufung von SCHMIDT-KALER (1994b) problemlos in die schwäbische Weißjura-Fazies uminterpretieren. Demnach könnten die obersten Abschnitte dieser Bohrungen als Mergelstetten-Formation (SCHWEIGERT & FRANZ 2004), tiefere Abschnitte als Lacunosamergel-Formation (SCHICK 2004) gedeutet werden.

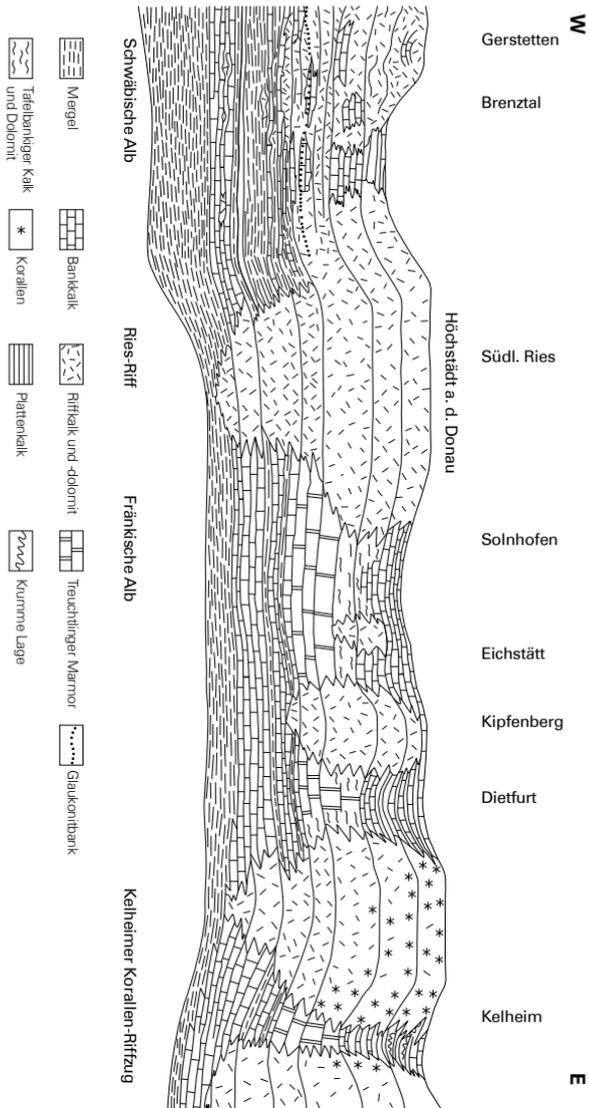


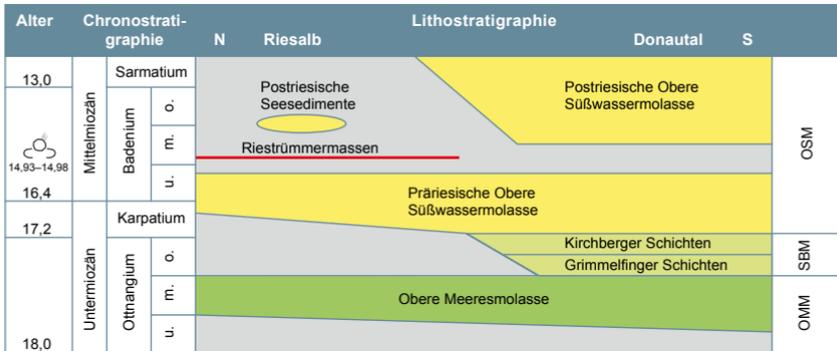
Abb. 3: Profilschnitt durch das Schwäbisch-Fränkische Meeresbecken im höheren Oberjura. Deutlich zu erkennen sind große Bereiche mit massigen Riffkalen, zwischen denen geschichtete Kalk-Mergel-Folgen zum Absatz kamen. Blatt Höchstädt befindet sich im Bereich des Ries-Riffes, einer nördlichen Fortsetzung der südbayerischen Riffplattform (nach MEYER & SCHMIDT-KALER 1989, verändert).

Mit dem Ende der Jurazeit zog sich das Meer nach S zurück und es begann eine lange, festländische Phase. Im Bereich des Blattes Höchstädt a. d. Donau dauerte diese die gesamte Kreidezeit. Aus diesem Teil der Erdgeschichte sind keinerlei Sedimente überliefert, da die Meeresvorstöße aus dem Bereich der kreidezeitlichen Tethys das Blattgebiet nicht erreichten. Somit herrschte während der gesamten Kreide Abtragung und Verwitterung vor. Unter tropisch-subtropischem Klima kam es zu einer tiefgreifenden Verkarstung der Karbonatgesteine des Oberen Jura, ein Teil der zuvor abgelagerten Schichten wurde abgetragen.

Zu Beginn des Tertiärs (vor ca. 65 Millionen Jahren) hielt die Abtragung und Verkarstung zunächst an. Aus Paläozän und Eozän sind bis jetzt keine Sedimente bekannt geworden. Im Verlaufe des Oberligozäns und in das Untermiozän hineinreichend erreichten dann die limnisch-fluviatilen Schüttungen der Unteren Süßwassermolasse (USM) aus SW auch unser Blattgebiet und beendeten damit die Phase der Abtragung und Verkarstung. Die Sedimente der USM können in eine karbonatische Randfazies und eine feinsandig-schluffig-tonige Beckenfazies unterteilt werden. Die jüngeren Ablagerungen werden dabei auch als Ulmer Schichten bezeichnet (SCHWERD et al. 1996) und in das Ober-Egerium eingestuft (BOLTEN & MÜLLER 1969). Während GALL (1974b) auf dem Nachbarblatt 7238 Wittislingen zahlreiche Vorkommen der karbonatischen, Gastropoden führenden Randfazies beschrieb, ist diese auf Blatt Höchstädt nirgends aufgeschlossen. Allerdings hat die NASA-Bohrung 11 (B 2) (siehe Kap. 6) SW Lutzingen von 99,0–102,2 m gelblichweiße Süßwasserkalke und -mergel erreicht, die möglicherweise zu den Ulmer Schichten zu stellen sind. Ein weiteres fragliches Vorkommen von USM, allerdings der tonig-schluffigen Beckenfazies ist durch die Bohrung (B 9) bei Steinheim (siehe Kap. 6) erschlossen worden. Hier wurden von 85,0–92,0 m stark karbonatische, beige, rot- und weißgefleckte Tone bis Schluffe erbohrt.

Nach Ablagerung der USM erfolgte im Bereich des Blattes Höchstädt wiederum eine Phase der Abtragung. Diese begann vermutlich noch im obersten Ober-Egerium, dauerte das gesamte Eggenburgium an und schloss noch das untere Ottnangium ein. In diesem ca. 5 Millionen Jahre dauernden Zeitraum wurde ein Großteil der USM-Sedimente wieder abgetragen. Die Verkarstung der Kalksteine und Dolomite des Oberen Jura setzte erneut ein.

Tab. 1: Stratigraphische Übersicht der miozänen Ablagerungen auf Blatt Höchstädt. Alter der Zeitgrenzen (Millionen Jahre vor heute) und chronostratigraphische Einheiten nach STEININGER (1999). Alter des Ries-Impakts nach ROCHOLL et al. (2010). Abkürzungen: OMM = Obere Meeresmolasse, SBM = Süßbrackwassermolasse, OSM = Obere Süßwassermolasse, ☉ = Ries-Impakt.



Während des mittleren Ottangiums kam es zur Transgression der Paratethys aus überwiegend südlicher Richtung. Damit stellten sich für unseren Raum zum ersten Mal seit dem Rückzug des Oberjura-Meeres wieder marine Verhältnisse ein. Die Ablagerungen des Meeres bilden die Obere Meeresmolasse (Tab. 1) und waren ursprünglich im gesamten Blattgebiet vorhanden. Auf dem Gebiet des nördlich anschließenden Kartenblattes 7229 Bissingen erreichte das Meer der OMM seine nördlichste Verbreitung. Diese Verbreitungsgrenze ist durch eine Steilküste markiert, die auch als Klifflinie bezeichnet wird (GALL 1974d). Sie ist in den Kalksteinen des Oberen Jura ausgebildet. Während diese Steilküste in Baden-Württemberg ausgezeichnet zu verfolgen ist, ist sie im südlichen Vorries durch die Auswurfmassen des Meteoriteneinschlags größtenteils verdeckt und kann nur an einzelnen Punkten nachgewiesen werden, z. B. im Kesseltal (Steinbruch Burgmagerbein, SCHALK 1957) und im Wörnitztal (Kliffpunkt Brunnsee, SCHRÖDER 1926). Die Ablagerungen der OMM setzen sich größtenteils aus Glaukonit führenden, grünlich- bis bläulichgrauen Fein- bis Mittelsanden mit deutlichen Schluffanteilen zusammen. Basal können auch Geröll führende Horizonte vorkommen. Die Transgression der OMM erfolgte über weite Bereiche über der verkarsteten Oberfläche der Karbonatgesteine des Oberen Jura, vereinzelt auch über reliktsiche Vorkommen der USM.

Im oberen Ottangium zog sich das Meer der OMM nach S zurück. Es schloss sich wiederum eine Phase verstärkter Erosion an, während der die zuvor abgelagerten Sedimente teilweise wieder abgetragen wurden. Im Bereich des heutigen Donautales bildete sich – vermutlich tektonisch beeinflusst – eine annähernd WSW–ENE streichende, fluviatil ausgeräumte, 8–13 km breite Rinne, die als Graupensandrinne bezeichnet wird (ZÖBELEIN 1995, REICHENBACHER et al. 1998, TIPPER et al. 2003). Sie ist eingetieft in die Ablagerungen der OMM, häufig hat sie diese auch durchschnitten und die Karbonatgesteine des Weißjura oder die Ablagerungen der USM erreicht (Abb. 4). Im Anschluss an diese stark erosive Periode wurde die Graupensandrinne mit sandigen fein- bis mittelkörnigen Quarzkiesen und karbonatarmen bis karbonatfreien Fein- bis Mittelsanden aufgefüllt, die als Grimmelfinger Schichten bezeichnet werden. Akzessorisch sind den Grimmelfinger Schichten schwarze Lydite beigemischt, die eine Herkunft des Materials unter anderem aus dem nordbayerischen Paläozoikum (Frankenwald) belegen und gemeinhin einem „Ur-Main“ zugeschrieben werden. LEMCKE (1985) hat in einer paläogeographischen Rekonstruktion diesen Sachverhalt erläutert und auch ein bei Donauwörth aus östlicher Richtung in die Graupensandrinne einmündendes Flusssystem („Ur-Naab“) mit in seine Überlegungen einbezogen. Das Bestehen eines „Ur-Mains“ zum Zeitpunkt der Graupensandschüttung wird dagegen von SCHMIDT-KALER (1994a) abgelehnt.

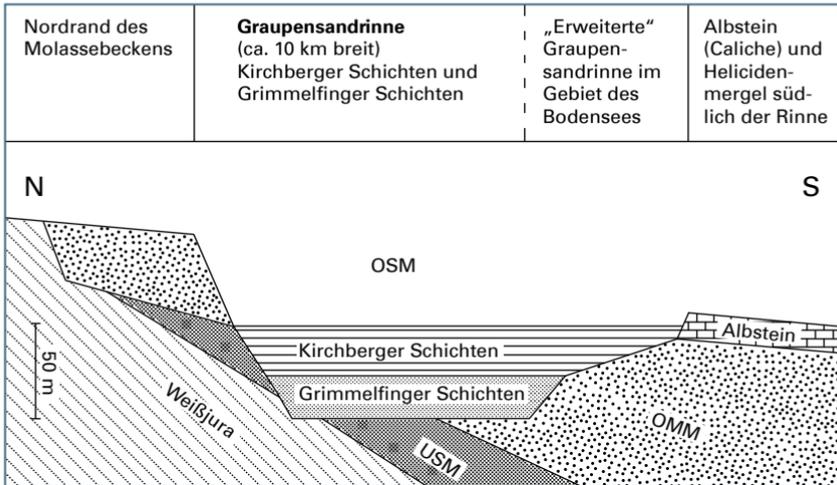


Abb. 4: Vereinfachte Darstellung der Lagerungsbeziehungen in der Graupensandrinne (nach BUCHNER 1998, verändert). Die tektonisch verstellten Sedimente des Weißjura, der USM und der OMM werden diskordant von den Grimmelfinger Schichten überlagert. Außerhalb der Graupensandrinne lagern die Sedimente der OSM unmittelbar auf denen der OMM.

Im Anschluss an die Sedimentation der Grimmelfinger Schichten erfolgte aus der Schweiz ein letzter Meeresvorstoß, der wohl größtenteils die Rinne des Graupensandflusses benutzte. Die überwiegend tonig-mergeligen Ablagerungen dieses Meeresvorstoßes werden als Kirchberger Schichten bezeichnet (REICHENBACHER 1989, 1993). Sie enthalten eine typische Faunenvergesellschaftung aus Brackwassermollusken und wurden durch Bohrungen im Donautal auch auf dem Blatt Höchstädt nachgewiesen (z. B. B 9 und B 10). Vermutlich bestand eine Verbindung bis nach Niederbayern, wo in etwa zur selben Zeit die ebenfalls brackischen Oncophora-Schichten abgelagert wurden (SCHLICKUM 1974).

Die Kirchberger Schichten werden von den Ablagerungen der Oberen Süßwassermolasse (OSM) überlagert. Hierbei handelt es sich in der Regel um tonig-mergelige Ablagerungen mit Feinsandlagen, dünnen Braunkohleflözen, Paläoböden und stellenweise gehäuft auftretende Schalen von Süßwassermollusken. Diese Ablagerungen werden nach DOPPLER (1989) auch als Limnische Untere Serie (miUL) bezeichnet. Am Nordrand des Molassebeckens zeigt diese älteste Obere Süßwassermolasse jedoch häufig eine

abweichende fazielle Ausbildung (z. B. Forschungsbohrung Lutzingen (B 1), siehe Kap. 6). Es treten karbonatfreie bis karbonatische Tone bis Schluffe auf, die gelegentlich mürbe bis harte Kalksteinkonkretionen bis 2 mm führen. Die Sedimente zeigen zumeist eine hellgraue und hellockere, teilweise auch rotbraune Fleckung. Die von DOPPLER (1989) beschriebenen Paläoböden und Mollusken führenden Horizonte fehlen größtenteils. Die stratigraphische Stellung dieser Ablagerungen und ihre Beziehungen zur Limnischen Unteren Serie sind noch nicht abschließend geklärt, vermutlich handelt es sich um eine Fazies gleichen Alters.

Unmittelbar vor dem Ries-Impakt kam es erneut zu einer Erosions- und Reliefbildungsphase (Präriesische Erosionsphase). Durch sie wurde ein Teil der zuvor abgelagerten OSM-Sedimente wieder entfernt und ein Relief geschaffen, das bereits Ähnlichkeiten mit dem heutigen Talsystem aufwies.

Vor etwa 14–15 Millionen Jahren (Altersdaten siehe Tab. 2) erfolgte schließlich der Einschlag des kosmischen Körpers im Bereich des heutigen Nördlinger Rieses. Das mesozoisch-känozoische Deckgebirge wurde hierbei komplett durchschlagen und der Meteorit drang bis in das Kristalline Grundgebirge vor. Die Gesteinsmassen, die unmittelbar nach dem Impakt aus dem Kraterbereich herausgeschleudert wurden, legten sich als unterschiedlich mächtige Decke auf das Riesvorland. Das präriesisch geschaffene Relief wurde dadurch auch auf Blatt Höchstädt plombiert und konserviert. Zum Impaktgeschehen und für weiterführende Riesliteratur sei auf folgende Publikationen verwiesen: HÜTTNER & SCHMIDT-KALER (1999a, b), PÖSGES & SCHIEBER (1994).

Tab. 2: Neuere, absolute Altersangaben zum Riesereignis. Alle Daten sind Durchschnittswerte aus mehreren gemessenen Altern. Die Alter 1–7 wurden direkt an Impaktprodukten bestimmt. Die Altersbestimmung 8 erfolgte indirekt, indem Bentonite bzw. Aschelagen im unmittelbaren Liegenden und Hangenden des Brockhorizontes zur Altersbestimmung herangezogen wurden.

Nr.	Autor	Alter in Ma	Methodik	Probenmaterial
1	STORZER et al. (1995)	14,87 ± 0,36	K/Ar, Ar/Ar, fission track	Riesgläser, Moldavite
2	SCHWARZ & LIPPOLT (2002)	14,5 ± 0,16	Ar/Ar	Moldavite
3	LAURENZI et al. (2003)	14,34 ± 0,08	Ar/Ar	Moldavite
4	BUCHNER et al. (2003)	14,32 ± 0,10	Ar/Ar	Riesgläser
5	ABDUL AZIZ et al. (2008)	14,88 ± 0,11	Ar/Ar	Riesgläser
6	BUCHNER et al. (2010)	14,37 ± 0,30	Ar/Ar	Impaktschmelzen
7	DI VICENZO & SKÁLA (2009)	14,68 ± 0,11	Ar/Ar	Tektite
8	ROCHOLL et al. (2010)	14,94 ± 0,07	U/Pb, Ar/Ar	Bentonite

Im Anschluss an den Ries-Impakt setzte sich die Sedimentation der OSM (Postriesische OSM) fort. Eindeutige Hinweise hierfür konnten aber auf Blatt Höchstädt nicht gefunden werden. Während im Rieskrater selbst ein im Laufe der Zeit allmählich verlandender See entstand, scheint auch die Trümmerlandschaft um den Rieskrater kleinere Seebildungen begünstigt zu haben. Diese hatten jedoch vermutlich keine Verbindung zum Molassebecken.

Ab dem Obermiozän begann eine erneute Phase der Erosion und Abtragung, die das gesamte Pliozän andauerte. In diesem Zeitraum wurden vor allem im Bereich des Donautales 100–200 m der miozänen Sedimente wieder abgetragen. Aus dem Unterpleistozän sind im Gebiet des Blattes Höchstädt keine Gesteine überliefert. Erst mit dem Mittelpleistozän setzte im Donautal wieder die Ablagerung von grobklastischen, fluviatilen Schottern ein.

Diese Schotter lassen sich der Riß-Kaltzeit zuweisen, wobei mehrere Ablagerungsphasen und somit Hochterrassen unterschieden werden können. LEGER (1988) erkannte bereits die Mehrgliedrigkeit des Schotterkörpers der Hochterrasse im Dillinger Raum. Begünstigt wurde dies durch das Auffinden einer Schneckenfauna in einer Feinsedimentlinse innerhalb des Schotterkörpers. Bei dieser Faunengesellschaft handelt es sich nach RÄHLE, zitiert in BIBUS & STRAHL (2000) um eine interglaziale Fauna. Für den gesamten Schotterkörper führen die letztgenannten Autoren den Begriff der „Dillinger Terrasse“ ein (Abb. 5). Altersmäßig wird der untere Schotterkörper als altrißzeitlich, der

hangende Schotterkörper als mittelrißzeitlich eingestuft. Im Raum Blindheim–Gremheim wurde ein weiterer Schotterkörper ausgeschieden, der nach LEGER (1988) als „Gremheimer Terrasse“ bezeichnet wird, während BIBUS & STRAHL (2000) ihn als „Blindheimer Terrasse“ bezeichnen und als jungrißzeitlich einstuften.

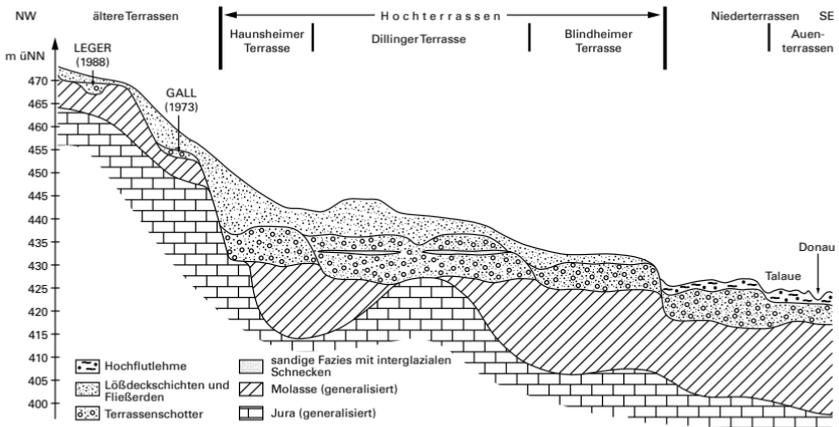


Abb. 5: Zusammenfassende Darstellung der Hochterrassen und ihrer Deckschichten nördlich des Donauriedes im Raum Dillingen–Höchstädt–Blindheim (überarbeitet nach BIBUS & STRAHL 2000).

Die verschiedenen Schotterkörper der Hochterrasse sind fast durchgehend von Deckschichten unterschiedlicher Genese überlagert. Auf der „Blindheimer Terrasse“ findet sich flächendeckend würmzeitlicher Löß. Die „Dillinger Terrasse“ wird dagegen von Löß, Lößlehm sowie Abschwemmassen verdeckt. Mit Annäherung an die Riesalb erfahren diese Deckschichten eine deutliche Mächtigkeitszunahme, was durch den erhöhten Anteil an Abschwemmassen, die von den Hängen und Höhenlagen der Alb stammen, erklärbar ist.

An den Hängen, die von Riestrümmern aufgebaut werden, lagerten sich im Laufe des Quartärs Fließerden und Hanglehme ab, die vor allem im Unterhangbereich Mächtigkeiten bis mehrere Meter erreichen können.

Im Oberpleistozän muss die Ur-Egau das annähernd E–W verlaufende Tal ausgeräumt haben, das heute von Klosterbach und Pulverbach durchflossen wird. Dabei wurden die zuvor abgelagerten Hochterrassenschotter der Donau durch die Egau bis zu ihrer Mündung in die Donau teilweise wieder erodiert. Jedoch hat sich die Ur-Egau nicht vollständig durch die Terrassenkiese geschnitten. Am Ende der Erosionsphase wurden in dem neu geschaffenen Talraum geringmächtige schluffig-sandige Sedimente abgelagert. Die Verlagerung der Egau hin zu ihrem heutigen Verlauf wurde von SEITZ (1951) dadurch begründet, dass sich der Fluss durch Kalktuffausfällungen bei Wittislingen seinen ursprünglichen Lauf verbaut hat.

Die fluviatile Formung der lößfreien Talbereiche erfolgte ab dem Würm-Hochglazial. Unter dem niederschlagsarmen Dauerfrostbodenklima des Hochwürm wurde von dem stark verzweigten Schmelzwasserfluss („braided river“) im Donautal weitflächig eine Niederterrasse aufgeschottert. Im Spätwürm verengte sich der Flussquerschnitt, die Donau verlagerte sich nach N und schnitt sich weiter ein. In Folge wurde der im Hochglazial stark aufgeschotterte Talboden kräftig ausgeräumt. Kältere Klimaperioden führten dann zur Aufschotterung der ersten spätglazialen Terrasse, welche mit der ausgeprägten bölling- bis allerödzeitlichen Wiedererwärmung und Vegetationsausbreitung endete. Dies führte im Donautal vermutlich zu einer weiteren bedeutenden Phase vorherrschender Talausräumung. Die Akkumulation der zweiten Spätglazialterrasse fand vermutlich im Zuge erneuter Kälteperioden der Älteren und Jüngeren Dryas statt (SCHELLMANN 1994, 2010).

Die Wiedererwärmung nach der letzten Kaltphase des Würm leitete das Holozän ein. Dabei erfolgte unter anderem im Donautal an der Wende Spätglazial/Holozän die flusssdynamische Umstellung vom glazialen Regime eines verzweigten Flusses („braided river“) mit vertikaler Sedimentation und Erosion zum interglazialen Regime eines mäandrierenden Flusses, der lateral umlagert (z. B. SCHIRMER 1983, SCHELLMANN 1994, SCHIRMER 1995, DAMBECK 2005). Die Oberflächenmorphologie der holozänen Terrassen spiegelt durch die zahlreichen Paläomäander und die Scharen primärer Aurinnen das laterale Anwachsen ihrer Terrassenflächen durch Donaumäander. Alle Postglazialterrassen werden von einige Dezimeter bis wenige Meter mächtigen Auenmergeln bedeckt, welche durch Donauhochwässer auf den Flussbettsedimenten

abgelagert wurden. Während sich auf den Älteren und Mittleren Postglazialterrassen grau-braune bis schwarz-braune Auenpararendzinen sowie Auen-schwarzerden finden, sind die grau-braunen bis hellgrauen Auenpararendzinen auf den jungholozänen Terrassen meist noch wenig entwickelt.

Mit Beginn der Industrialisierung setzte auch auf Blatt Höchstädt ein starker Wandel der Landschaft ein. Zahlreiche Kiesgruben und Steinbrüche entstanden und wurden wieder verfüllt, das Straßen- und Wegenetz wurde erweitert und ausgebaut, Ansiedlungen dehnten sich immer weiter aus.

## 3 Schichtenfolge

Die ältesten autochthonen Gesteine auf Blatt Höchstädt sind die Ablagerungen der Oberen Meeresmolasse. Als Bestandteil der Riestrümmermassen treten jedoch auch ältere Gesteine auf. Diese werden bei der Beschreibung der Riestrümmermassen näher charakterisiert.

Die maßstabsabhängige Darstellung der „allochthonen Schollen“ innerhalb der Riestrümmermassen auf der geologischen Karte entspricht in etwa den tatsächlichen Größenverhältnissen im Gelände. Eine größenmäßige Übertreibung der Schollen zum Zwecke der besseren Lesbarkeit der Karte wurde nicht vorgenommen. Die kleineren allochthonen Schollen (Durchmesser < 25 m) sind Bestandteil der Bunten Breccie und werden nicht separat dargestellt (vgl. NATHAN 1925).

### 3.1 Tertiär

#### 3.1.1 Jüngere Obere Meeresmolasse

An mehreren Stellen, zumeist kleinen Hang- oder Bachanrissen konnte der Kontakt der Riestrümmermassen zu den autochthonen Sedimenten der Oberen Meeresmolasse beobachtet werden. Jedoch lassen die Aufschlussverhältnisse nicht immer eine eindeutige Aussage über autochthone oder allochthone Stellung der OMM zu. Möglicherweise sind die hangenden Bereiche der OMM bei Ablagerung der Riestrümmermassen verlagert oder aufgeschürft worden. Zum Liegenden hin ist dann ein allmählicher Übergang in ungestörte Verhältnisse anzunehmen. Tabelle 3 gibt eine Übersicht über Aufschlüsse mit OMM. Generell zeigen die Vorkommen ein Einfallen von NW nach SE und setzen somit den Trend fort, den FESEFELDT (1963) bereits auf Blatt Wittislingen ermittelt hatte (dort allerdings mit der Basis der OMM).

Tab. 3: Aufschlüsse der Oberen Meeresmolasse auf Blatt 7329 Höchstädt und ihre vermutliche bzw. gesicherte Stellung. Insgesamt zeigen die autochthonen Aufschlüsse ein leichtes Einfallen nach E. Die Aufschlüsse 10 und 11 liegen dagegen deutlich oberhalb der autochthonen Vorkommen und sind sicher allochthon. Bei den Vorkommen 7–9 ist die Stellung nicht eindeutig, die beiden Vorkommen bei Finningen (1 und 2) besitzen vermutlich sowohl autochthone als auch allochthone Anteile.

Nr.	Lokalität	Rechtswert	Hochwert	Geländehöhe m ü. NN	Stellung
1	NE Finningen	43 89 875	53 92 860	470	autochthon und allochthon ?
2	E Finningen	43 90 055	53 92 345	465-470	autochthon und allochthon ?
3	SE Unterliezheim	43 93 475	53 94 870	440	autochthon
4	SW Eichbergerhof	43 92 970	53 92 680	445	autochthon
5	Kugelbachtal	43 94 980	53 93 630	450	autochthon
6	W Buch a. Rannenberg	44 01 530	53 96 555	430-440	autochthon
7	Schwennenbach N	43 95 300	53 92 810	450-460	autochthon ?
8	Berghausen	43 96 600	53 92 805	450	autochthon ?
9	NW Holzhof	43 97 385	53 93 350	440	autochthon ?
10	Sandgrube Goldberg	43 91 855	53 90 190	500	autochthon
11	Sandgrube Letzeberg	43 97 080	53 93 935	480	autochthon

### 3.1.1.1 Jüngere Obere Meeresmolasse, Sand, OMMj,S

**Mächtigkeit:** bis 25 m; aufgrund der schlechten Aufschlussverhältnisse kann die Mächtigkeit nur grob angegeben werden.

**Lithologie:** Die Ablagerungen der OMM können nach GALL (1974b) auf dem Blatt 7328 Wittislingen in vier Ausprägungen unterteilt werden, die insgesamt eine Kornverfeinerung vom Liegenden zum Hangenden zeigen. Auch auf dem Blatt Höchstädt beginnt die OMM mit hellgrauen bis grauen Geröll führenden Quarzsanden (Abb. 6), die durch Tiefbohrungen in Steinheim (B 9) und Blindheim (B 10) erschlossen wurden. In der LfU-Forschungsbohrung „Lutzigen“ (B 1) zeigte sich dagegen ein abweichendes Bild. Dort folgt über dem Weißjura direkt eine Wechselfolge aus Tonmergeln und Fein- bis Mittelsanden (siehe Kap. 6).

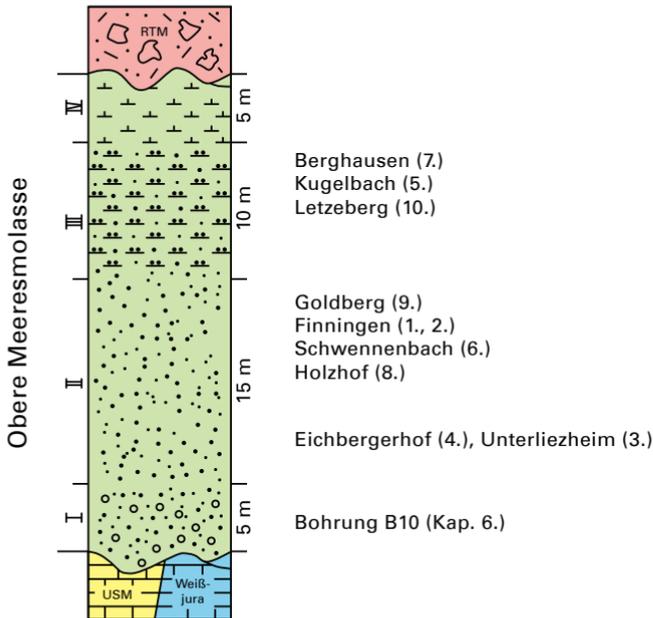


Abb. 6: Mächtigkeit und Ausbildung der OMM auf Blatt Höchstädt außerhalb der Graupensandrinne. Die Aufschlüsse sind entsprechend ihrer Lage innerhalb der OMM-Abfolge dargestellt. Die Koordinaten der Aufschlüsse können Tab. 3 entnommen werden. I = Basisbildungen, II = Fein- bis Mittelsande, III = Schluffe bis Schluffmergel, IV = Tone und Mergel (OMM-Abfolge nach Angaben von GALL (1974b) für das Nachbarblatt 7328 Wittislingen); USM = Untere Süßwassermolasse, RTM = Rierstrümmernmassen.

Der überwiegende Anteil der OMM-Aufschlüsse auf Blatt Höchstädt zeigt im frischen Zustand karbonatische, schlufffreie bis schwach schluffige Fein- bis Mittelsande von grünlich-grauer bis grünlich-gelber Farbe. Stets treten Hellglimmer auf. In einigen Aufschlüssen konnte eine Verfestigung der Sande beobachtet werden. Diese kann bis zum Sandstein gehen, wie südwestlich des Eichbergerhofs an einer Wegböschung (R 43 92 970, H 53 92 680). In der allochthonen Scholle am Letzeberg (R 43 97 080, H 53 93 935) besteht die OMM dagegen aus unverfestigtem Sand mit eingeschalteten, ca. 2–3 cm mächtigen, annähernd horizontal verlaufenden, verfestigten, ockerbraunen Sandsteinlagen mit welligen Schichtgrenzen. Diese werden durch die Verwitterung herauspräpariert und es entstehen die charakteristischen „Pfoh- oder

Pfannensande". Alle diese Vorkommen entsprechen den Fein- bis Mittelsanden, die GALL (1974b) vom Nachbarblatt 7328 Wittislingen beschreibt.

In Hanganrissen in Berghausen (R 43 96 600, H 53 92 778), im Bachbett des Kugelbaches N Schwennenbach (A 4), im Hardtgraben S Unterliezheim (R 43 93 054, H 53 94 053), sowie NE Unterfinningen (A 5) ist den hellgrauen, Glimmer führenden Feinsanden ein deutlicher Anteil an Schluff beigemischt. Es treten zahlreiche Kalkkonkretionen sowie annähernd horizontal verlaufende, mit Kalzit ausgeheilte Klüfte auf. Die Schichtung dieser Schluffsandsteine ist – vermutlich in Folge des Aufpralls der Riestrümmermassen – häufig nicht mehr zu erkennen.

Der jüngste, tonig-mergelige Abschnitt der OMM ist auf Blatt Höchstädt vermutlich ebenfalls vorhanden, konnte aber mangels Aufschlüssen nicht direkt beobachtet werden. Einige Handbohrungen zwischen Goldberg und Eichberg erreichten jedoch Tone und Mergel innerhalb der Riestrümmermassen, die sich vermutlich auf verlagerte, jüngste Abschnitte der OMM zurückführen lassen.

**Fazies:** flachmarin.

**Alter:** Die Ablagerungen der OMM am Nordrand des alpinen Molassebeckens werden im Allgemeinen in das mittlere Oligän gestellt. Bestätigt wird diese Einstufung durch Mikrofossilien (Foraminiferen), die z. B. bei GALL (1974b) oder WINKLER (1966) erwähnt werden. Daneben werden Makrofossilien wie Pecten und Austern beschrieben. Bestätigt wird die Alterseinstufung durch die Mikrofauna der LfU-Forschungsbohrung „Lutzingen“ (B 1). Die Abwesenheit planktonischer Foraminiferen und das Dominieren von benthischen Flachwasserformen deuten auf randmarine Verhältnisse hin.

**Aufschlüsse:** Prallhang des Kugelbaches N Schwennenbach (A 4).

### 3.1.2 Riestrümmermassen Badenium

**Mächtigkeit:** bis ca. 120 m.

Die Riestrümmermassen setzen sich aus unterschiedlichsten Ausgangsgesteinen zusammen. Die Palette dieser Gesteine reicht von Graniten des Kristallinen Grundgebirges bis zu Lockersedimenten der Oberen Meeres- und Süßwassermolasse. Dort, wo aufgrund ihrer Größe eine Darstellung einzelner, allochthoner Schollen möglich war, wurden diese auf der Karte ausgehalten. Kleinere Schollen (< 25 m Durchmesser) wurden dagegen zur Bunte Breccie gestellt. Eine Differenzierung analog SCHMIDT-KALER (1995) auf Blatt Monheim („Bunte Breccie mit viel Malm- bzw. mit viel Dogger- oder mit viel Kristallin-Material“) war auf Blatt Höchstädt aufgrund der heterogenen Zusammensetzung der Bunten Breccie nicht durchführbar.

Die Abgrenzung der größeren allochthonen Schollen kann nur eine Annäherung sein, da selbst bei intensivem Einsatz des Bohrstocks die Grenzen nicht exakt ermittelt werden können.

#### 3.1.2.1 Allochthone Schollen

**Mächtigkeit und Verbreitung:** Die Größe der allochthonen Schollen kann nur sehr eingeschränkt angegeben werden, da keine Informationen über den Tiefgang der Körper vorliegen. Die laterale Ausdehnung einzelner Schollen beträgt immerhin bis zu 500 m. Aufgrund der schlechten Aufschlussverhältnisse kann aber nicht ausgeschlossen werden, dass es sich bei den größten Schollen um mehrere, kleine Teilschollen handelt. GALL (1974a, b) gibt für das Nachbarblatt Wittislingen noch Schollengrößen bis 450 m an. Die Entfernung von Wittislingen zum Kraterzentrum bei Klosterzimmern beträgt ca. 37 km, von Höchstädt bis zum Kraterzentrum sind es ca. 30 km. Die am Aufbau der größeren allochthonen Schollen beteiligten Gesteine sind nachstehend in stratigraphischer Abfolge beschrieben. Alle Gesteine zeigen eine mehr oder weniger starke mechanische Beanspruchung durch den Ries-Impakt. Eine Vergriesung der Weißjura-Kalke, wie sie HÜTTNER (1958) ausführlich beschreibt, liegt jedoch nicht so häufig vor wie zu erwarten wäre. Dies hängt vermutlich mit der dämpfenden Wirkung der Lockersedimente der Oberen Meeres- und Süßwassermolasse beim Aufprall der Trümmermassen zusammen.

### 3.1.2.1.1 *Granit*, *Gr* Karbon bis Perm

Granite des Kristallinen Grundgebirges treten als Bestandteil der Riestrümmersmassen nur im nördlichen Blattgebiet auf. Die Abgrenzung der allochthonen Schollen erfolgte dabei auf Grundlage der Kartierung von GRAUP (1975). Durch eigene Handbohrungen wurden die Schollen in Teilbereichen modifiziert. Aufgrund der schlechten Aufschlussverhältnisse muss bei der Gesteinsbeschreibung ebenfalls auf die Arbeit von GRAUP (1975) zurückgegriffen werden. Dort finden sich auch genaue Angaben zum Mineralbestand und Gefüge der Granite.

**Lithologie:** Bei allen Schollen handelt es sich um biotitarme, fein- bis mittelkörnige Granite von heller Farbe. Die wenigen Biotite, die auftreten, sind in Butzen vereinigt, die bis zu 1 cm groß werden können. Häufig tritt eine sekundäre Rotfärbung auf, die auf hydrothermale Einflüsse zurückzuführen ist (DRESSLER et al. 1969). Alle Kristallin-Schollen auf Blatt Höchstädt zeigen Anzeichen unterschiedlich starker Zersetzung. Diese kann soweit gehen, dass häufig nur noch ein lockerer bis schwach verfestigter Sand auftritt, der überwiegend aus eckigen Quarzkörnern besteht.

**Aufschlüsse:** keine.

### 3.1.2.1.2 *Arzberg-Formation, ungegliedert („Malm Gamma“), wA* Kimmeridgium

**Lithologie und Verbreitung:** Gesteine der Arzberg-Formation (ZEISS 1977), früher auch als „Malm Gamma“ oder „Oberer Mergelkalk“ bezeichnet, konnten als Bestandteil der Riestrümmersmassen nur an einer einzigen Stelle, dem aufgelassenen Steinbruch N Schwennenbach, eindeutig nachgewiesen werden. Das kleine Vorkommen befindet sich im östlichen Teil des Steinbruchs. Dort stehen hellgraue bis graue, fossilreiche, gebankte Kalkmergel- und Mergelkalksteine an. Sie zeigen keine Anzeichen von Verschwammung.

**Alter:** Die Gesteine der Arzberg-Formation können aufgrund von Fossilfunden (Ammoniten der Gattungen *Ataxioceras* und *Crussoliceras*) in das Untere Kimmeridgium eingestuft werden.

**Aufschlüsse:** Steinbruch N Schwennenbach (A 1).

### 3.1.2.1.3 Treuchtlingen-Formation, ungegliedert („Malm Delta“), wT Kimmeridgium

**Lithologie:** Die Gesteine der Treuchtlingen-Formation (ZEISS 1977) bestehen aus grauen, braungrauen oder gelblichgrauen, gebankten Kalksteinen (Bankstärken bis ca. 1,5 m) mit rauem Bruch und reicher Fossilführung. Der Fossilinhalt reicht von Ammoniten und Belemniten über Brachiopoden- und Echinodermenreste bis zu Schwämmen. Tuberoide können häufig beobachtet werden, ebenso Verkieselungen. Im Steinbruch N Schwennenbach (A 1) stehen die Kalkbänke annähernd senkrecht und zeigen eine starke mechanische Beanspruchung (Abb. 7). Im aufgelassenen Steinbruch westnordwestlich des Eichbergerhofes wurde von SCHMIDT-KALER (1962: 38, 49) ein stromatometrisches Bankungsprofil aufgenommen, das die Bänke 7–25 beinhaltet. Diese Bank-für-Bank-Aufnahme kann wegen des verstürzten Aufschlusses heute nicht mehr vorgenommen werden. Es wurde jedoch eindeutig die fränkische Fazies der Gesteine nachgewiesen.

**Alter:** Die Kalksteine der Treuchtlingen-Formation werden aufgrund von Fossilfunden (Ammoniten der Gattung *Aulacostephanus*) in das ?Untere bis Obere Kimmeridgium gestellt.

**Aufschlüsse:** Steinbruch N Schwennenbach (A 1); Steinbruch westnordwestlich Eichbergerhof (A 2).



Abb. 7: Steilstehende, mechanisch beanspruchte und zerrüttete Kalkbänke der Treuchtlingen-Formation im Steinbruch N Schwennenbach (A 1). In der SE-Hälfte des Steinbruchs ist noch ein kleines Vorkommen von Mergel- und Bankkalken erschlossen, das aufgrund seiner Lithologie und Fossilführung (Ammoniten der Gattungen *Ataxioceras* und *Crussoliceras*) in die Arzberg-Formation eingestuft werden kann. Der Steinbruch erschließt demnach eine im stratigraphischen Verband gebliebene Scholle des Mittleren Weißjura.

### 3.1.2.1.4 Massenkalk-Formation, ungegliedert, wMK

?Oxfordium bis Tithonium

**Lithologie:** Der weitaus größte Teil der allochthonen Weißjura-Schollen besteht aus massigen, ungeschichteten Kalksteinen. Es handelt sich zumeist um dichte, weißgraue, gelbliche und hellrosafarbene, strukturlose Gesteine mit glattem Bruch. Vereinzelt wurden von WINKLER (1966) auch dunkelgraue Dolomite beschrieben. Die ungünstigen Aufschlussverhältnisse erlaubten keine Überprüfung dieser Beobachtung.

**Alter:** Aufgrund regionalgeologischer Zusammenhänge wurden die Massenkalkvorkommen ursprünglich als „Malm Epsilon“, später dann als „Malm Delta bis Zeta“ bezeichnet. Diese Einstufung gibt zwar die großen Zusammenhänge wieder, kann aber im Einzelfall, bei allochthonen Schollen, die nur aus Massenkalk bzw. -dolomit bestehen, nicht nachvollzogen werden (fehlender Bezug zur Schichtfazies).

Mangels genauerer Einstufungsmöglichkeiten wurde deshalb die maximale Zeitspanne für oberjurassische Massenkalk angenommen: Oxfordium bis Tithonium.

**Aufschlüsse:** Osterstein NE Unterfinningen (G 1).

### 3.1.2.1.5 Weißjura, ungegliedert, wJ

Oxfordium bis Tithonium

Bei zahlreichen allochthonen Schollen im Arbeitsgebiet ist eine eindeutige Zuweisung zu einer lithostratigraphischen Einheit des Weißjura nicht durchzuführen. Die Gründe hierfür sind:

- Annähernd vollständiger Abbau von Schollen, so dass nur noch wenige Lesesteine verbleiben. Diese erlauben zwar für sich eine Zuordnung zu einer lithostratigraphischen Einheit. Es ist jedoch nicht gesichert, dass sie repräsentativ für den abgebauten Teil der Scholle sind.
- Ungünstige Aufschlussverhältnisse von Schollen, deren größter Teil von quartären Deckschichten oder Bunter Breccie überdeckt wird. Häufig bilden diese Schollen morphologisch auffällige Formen, entziehen sich jedoch

aufgrund der schleierhaften Überdeckung einer weiteren Untersuchung und Einstufung.

- Das Auffinden von Lesesteinen, die nahelegen, dass es sich möglicherweise um zwei oder mehr Teilschollen unterschiedlicher lithostratigraphischer Einheiten des Weißjura handelt.
- Das Auffinden von Lesesteinen, die nahelegen, dass es sich um unterschiedliche Faziestypen des Weißjura handelt (Massen- und Schichtfazies).

In allen diesen Fällen wurde auf eine Gliederung verzichtet. Die maximale chronostratigraphische Reichweite umschließt deswegen den gesamten Oberjura.

Aufschlüsse: keine.

#### 3.1.2.1.6 *Ältere Obere Süßwassermolasse, Sand, OSMa,S* ?Karpatium bis ?Badenium

**Lithologie:** Fossilfreie Fein- bis Mittelsande sind durch eine kleine, größtenteils verstürzte Sandgrube in der NE-Ecke des Kartenblattes aufgeschlossen. Die ockerfarbenen bis gelblichbraunen Sande weisen eine deutliche Glimmerführung auf (Muskowit) und sind schwach karbonatisch bis karbonatfrei. Da es sich um eine allochthone Scholle aus präriesischer Oberer Süßwassermolasse handelt, sind sämtliche Schichtungsmerkmale bis auf wenige, ange deutete Schrägschichtungskörper zerstört. Der Aufschluss wurde von LUFT (1983) beprobt, um die Entstehung der Moldavite aus präriesischer OSM zu beweisen.

Aufschlüsse: Sandgrube WNW Brachstadt (A 7).

#### 3.1.2.2 **Bunte Breccie, miXb**

**Lithologie und Verbreitung:** Der weitaus größte Teil der Riestrümmernmassen wird von Bunter Breccie aufgebaut. Die Größe der einzelnen Komponenten reicht dabei definitionsgemäß von feinstem Staub bis zu den bereits erwähnten Kleinschollen (bis ca. 25 m Durchmesser). An makroskopisch bestimmbar Komponenten überwiegen bei weitem die Kalksteine der verschiedenen Stufen

des Weißjura. Darunter bilden Bruchstücke von Massenkalken die größte Gruppe. Gesteine des Schwarz- und Braunjura wurden nur äußerst selten beobachtet. Sie sind im südlichen Vorries – ähnlich wie Gesteine des Keupers – nur gelegentlicher Bestandteil der Bunten Breccie. Da sie im südlichen Vorries zur Zeit des Impakts nicht oberflächlich anstanden, müssen sie aus dem zentralen Kraterbereich stammen. Sie werden deswegen im südlichen Vorries auch als „Kratermaterial“ bezeichnet. Auffällig sind weiterhin vereinzelte Quarzgerölle bis 1 cm Durchmesser, die nach BOLTEN & MÜLLER (1969) vermutlich Reste einer präoligozänen „Geröllsand-Überdeckung“ (WEBER 1941) sind und im Prallhang des Kugelbachs aufgefunden wurden. Typischer Feuerletten ist als Bestandteil der Bunten Breccie nur östlich der Unterliezheimer Mühle durch eine Handbohrung (R 43 92 110, H 53 95 570; weinroter, sandiger Ton) nachgewiesen worden. Feldspat führende Quarz-Mittel- bis Grobsande, die vermutlich zum Burgsandstein zu stellen sind, fanden sich ebenfalls im Prallhang des Kugelbachs (Abb. 8). Gesteinsfragmente und -fetzen der OMM (Sande und Mergel) sind dagegen ein häufigerer Bestandteil der Bunten Breccie.



Abb. 8: Bunte Breccie am Prallhang des Kugelbaches N Schwennenbach (A 4). Eckige Kalksteinblöcke (Weißjura) bis 20 cm Durchmesser „schwimmen“ in einer schluffig-tonigen, braunen, grauen und rotbraunen Matrix, die mit zahlreichen kleinen Kalkstein-splittern durchsetzt ist und gelegentlich Quarzgerölle bis 1 cm Durchmesser aufweist.

Neben dieser kleinstückigen Bunten Breccie finden sich im Blattgebiet verstreut sehr viele ehemalige Aufschlüsse von geringer Ausdehnung mit Kalksteinen des Weißjura, die häufig bereits im letzten Jahrhundert vollständig ausgebeutet wurden („Kiesgruben“). Der Abbau wurde sicherlich durch die (unterschiedlich ausgeprägte) Zertrümmerung der Gesteine begünstigt und konnte mit relativ einfachen Hilfsmitteln vonstatten gehen. Im Gelände finden sich nur noch muldenförmige Vertiefungen, die Lage und Dimension der abgebauten Schollen markieren. Ihre Ausdehnung beträgt bis zu 25 m, bei Tiefen von 1–8 m. Lesesteinfunde erlauben zumeist nur noch den Nachweis, dass es sich um ein ehemaliges Vorkommen von Kalksteinen handelt. Typischerweise steht auf der Sohle solcher Vertiefungen Wasser oder es sind deutliche Anzeichen von Vernässung vorhanden. Durch die unterlagernde, tonreiche Bunte Breccie wird das Niederschlagswasser, das sich in den Vertiefungen ansammelt, zurückgehalten.

**Alter:** Die absoluten Altersangaben zum Ries-Impakt (Tab. 2) geben auch das Alter der Riestrümmermassen an.

**Aufschlüsse:** Prallhang des Kugelbachs N Schwennenbach (A 1), siehe auch (Abb. 8). Sandgrube bei der Goldbergalm (G 2), heute verfüllt (Abb. 9).

### 3.1.2.3 Reuterscher Block

Im Sonderheimer See kann bei niedrigen Wasserständen ein mehrere m<sup>3</sup> großer Massenkalkblock beobachtet werden (R 43 97 091, H 53 88 328), der allerdings nur wenig über die Wasseroberfläche ragt. Es handelt sich hierbei um einen sogenannten Reuterschen oder ortsfremden Block (REUTER 1925). Mit großer Wahrscheinlichkeit sind derartige Blöcke auf den Ries-Impakt zurückzuführen. Der Block im Sonderheimer See konnte aufgrund seiner Größe durch die erosive Tätigkeit der Donau nicht abtransportiert werden. Er wurde im Laufe der Zeit immer weiter nach unten verlagert bis zu seiner heutigen Position in den jungholozänen Schottern des Donautales. Er belegt, dass die Riesauswurfmassen ursprünglich auch im Bereich von Höchstädt bis zum heutigen Donautal verbreitet waren.

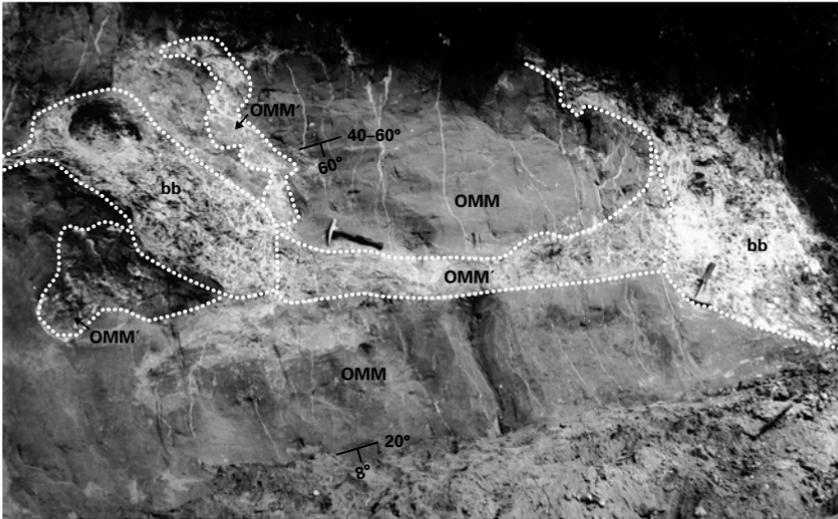


Abb. 9: Nordwand der heute verfüllten Sandgrube bei der Goldbergalm mit unregelmäßiger Einlagerung von Bunter Breccie in gestörte OMM-Sande. Die Bunte Breccie (bb) besteht hauptsächlich aus OSM-Mergeln mit kleinen Bruchstücken von mesozoischen und kristallinen Gesteinen in einer vorwiegend aus OMM-Material gebildeten sandigen Grundmasse. Zwischen den beiden Komplexen und an anderen Stellen erstrecken sich Zonen, in welchen die Sedimentstruktur der OMM-Sande völlig zerstört ist (OMM'). Die weißen Adern sind sekundäre Kalkausscheidungen auf Klüften (aus CHAO, HÜTTNER & SCHMIDT-KALER 1978, verändert).

### 3.1.3 Postriesische Sedimente

#### 3.1.3.1 Seeablagerungen, postriesisch, mim-o-,l Badenium bis ?Sarmatum

Mächtigkeit: nicht bekannt.

**Lithologie und Verbreitung:** Durch eine Baugrube SW Oberlitzheim (R 43 94 828, H 53 95 592) wurden stark karbonatische, hellgraue bis hellbläulichgraue, fossilfreie Mergel erschlossen. Das Gestein war lokal mit zahlreichen traubigen Kalkkonkretionen bis 0,5 cm Durchmesser sowie Mn-Konkretionen durchsetzt und macht einen massigen, ungeschichteten Eindruck (Abb. 10). Die Untergrenze des Vorkommens war nicht aufgeschlossen, im oberen Bereich ging das Sediment in einen graubraunen Verwitterungshorizont über.

Aus dem regional-geologischen Umfeld wird verständlich, dass die Sedimente nicht Teil der Riestrümmernmassen sind, sondern diesen aufliegen. Offensichtlich wurden sie in einem kleinen Seebecken zusammengeschwemmt. Zum ersten Mal ist somit der Nachweis von postriesischen, lakustrinen Sedimenten im südlichen Vorries geglückt. Ein zumindest von der Lagerung her vergleichbares Vorkommen hat HÜTTNER (1961: 89) vom östlichen Härtsfeld bei der Ortschaft Hofen bekannt gemacht. SCHMIDT-KALER (1997: 70) beschreibt ähnliche Sedimente, allerdings mit Süßwasserkalken am Top, aus dem östlichen Vorries (Rappenfeld W Monheim). Ob das Seebecken bei Oberliezheim gleichzeitig mit dem Riessee Bestand hatte, kann nicht beurteilt werden. Die geochemische Zusammensetzung der postriesischen Seesedimente (Tab. 4) lässt Rückschlüsse auf die Zusammensetzung der umgebenden Trümmernmassen zu und legt eine Beteiligung von Schollen basischer Kristallingesteine (hohe Nickel- und Chrom-Gehalte) nahe.

Tab. 4: Geochemische Zusammensetzung der postriesischen Seesedimente SW Oberliezheim. Nickel- und Chrom-Werte gehen vermutlich auf basische Kristallinschollen zurück, Calcium- und Strontium-Werte lassen sich auf Kalksteinschollen beziehen.

Hauptelemente	Gew.-%	Nebenelemente	mg/kg
Aluminium	13,68	Chrom	104,99
Calcium	8,04	Lanthan	32
Gesamteisen-III	5,07	Nickel	49
Kalium	2,57	Niob	14
Magnesium	3,17	Strontium	109,9
Mangan	0,216	Vanadium	97
Natrium	0,29	Zink	80,9
Phosphor	0,16	Zirkonium	144
Silizium	53,49		
Titan	0,67		

Fazies: lakustrisch.

Aufschlüsse: keine.



Abb. 10: Postriesische Seesedimente, aufgeschlossen durch eine Baugrube SW Oberlitzheim. Die hellgrauen, mit zahlreichen Kalkkonkretionen durchsetzten Mergel konnten lateral nur ungenau abgegrenzt werden. Das Vorkommen erstreckt sich vermutlich über eine Fläche von 380 mal 250 m und liegt durchschnittlich 500 m ü. NN. Die Entstehung des Seebeckens wurde begünstigt durch die wasserstauende Wirkung der unterlagernden tonreichen Bunten Breccie.

## 3.2 Quartär

### 3.2.1 Pleistozän

#### 3.2.1.1 Schmelzwasserschotter, rißzeitlich (Hochterrasse 2), R2,G und Schmelzwasserschotter, rißzeitlich (Hochterrasse 2), > 0,7 m überdeckt, gh/R2,G Mittelpleistozän

Wo die Schotter der Hochterrasse 2 von mächtigen Deckschichten (Löß, ,Lo; Lößlehm, ,Lol; Schwemmlehm, ,L,w) überlagert sind, wurde versucht, ihre Verbreitung unter der Überdeckung auf der Geologischen Karte darzustellen.

Mächtigkeit: 6–12 m.

**Lithologie und Verbreitung:** Die Schotter der Hochterrasse 2 (Mittlere Hochterrasse) setzen sich im Allgemeinen aus stark karbonatischen, sandigen, schwach schluffigen Kiesen mit wechselnden Steinanteilen zusammen. Die maximalen Geröllgrößen erreichen dabei Durchmesser bis zu 12 cm. In den wenigen vorhandenen Aufschlüssen konnten außerdem schräggeschichtete Sandlinsen, bestehend aus Fein- bis Mittelsand mit geringer Geröllführung beobachtet werden, die oft scharf begrenzt innerhalb des Schotterkörpers liegen. Ihre Längserstreckung kann mehrere Meter erreichen. Daneben finden sich aber auch fast sandfreie Kieslagen. Die Farbe der Schotter ist graubraun bis braungrau. Häufig treten auch schwarze und rostbraune Bereiche auf. Hier sind die Gerölle durch ehemaligen Grundwassereinfluss von Eisen- und/oder Mangan-Krusten überzogen, selten auch schwach miteinander verbacken. Der Geröllbestand der rißzeitlichen Schotter weist zum einen auf ein alpines Liefergebiet hin (alpine Karbonatgerölle, Radiolarit), zum anderen finden sich sehr viele Gerölle aus Kalk- und Dolomitsteinen des Oberen Jura der Schwäbischen Alb. Auffällig sind außerdem rote Buntsandstein- und rote Granitgerölle – ein Hinweis auf die Beteiligung des Schwarzwalds als Liefergebiet. Gelegentlich finden sich bis kopfgroße Kalk- oder Dolomitsteinbrocken, die aufgrund ihrer geringen Kantenrundung einen nicht allzu weiten Transport bezeugen. Hier handelt es sich vermutlich um umgelagerte Weißjura-Blöcke aus den Riestrümmermassen. Äußerst selten fanden sich im Hochterrassenschotter auch Resedimente aus tertiärzeitlichen Schluffen, Tonen und Mergeln. Ihre Größe übersteigt 15 cm nicht.

Am Top der Hochterrassenschotter findet sich häufig ein Verwitterungshorizont, der aus dem Riß/Würm-Interglazial stammt. Durch warmzeitliche Verwitterung hat eine Verlehmung und Geröllauslese stattgefunden. Daraus resultiert im Allgemeinen ein stark sandiger Ton bis Schluff mit verwitterungsresistenten Geröllen (z. B. Quarz, Radiolarit, Quarzit), der zumeist deutlich kryoturbate Spuren aufweist. Die Mächtigkeit dieses Verwitterungshorizontes ist stark wechselnd und kann bis 1 m betragen (z. B. B 3). Ober- und Untergrenze sind jedoch nicht eben und die Verwitterung und Verlehmung greift teilweise taschenartig in den Kieskörper ein. Häufig sind Gerölle in die untersten Bereiche des überlagernden Löß eingewürgt.

Im Liegenden des Hochterrassenschotter finden sich auf dem ganzen Kartenblatt Höchstädt a. d. Donau sandige oder schluffig-tonige Ablagerungen des Tertiär (z. B. B 3). Die Basis des Schotter ist jedoch nirgends direkt aufgeschlossen. Auch die wenigen Kiesgruben erreichen die Sohle des Kieskörpers nicht. Anhand zahlreicher Bohrungen, die sie durchteuft haben, zeigt sich jedoch, dass dort häufig ein Aufarbeitungshorizont von wenigen Dezimetern Mächtigkeit vorliegt. Hier kam es bei der Ablagerung der Schotter zu einer Vermischung mit den unterlagernden miozänen Schichten. Nach anderen Bohrbeschrieben kann die Grenze des Schotter zum Liegenden aber auch scharf ausgebildet sein. Gelegentlich wurden in Bohrungen an der Basis der Schotter auffällig große Gerölle bzw. Steine beschrieben, die vermutlich auf eine Sohlpanzerung des Flusses zurückzuführen sind.

Die Basis des Hochterrassenschotter liegt im westlichen Blattbereich bei ca. 420 m ü. NN, am östlichen Blattrad bei ca. 410 m ü. NN.

Fazies: glazifluvial.

Aufschlüsse: Kiesgrube WSW Höchstädt (A 3).

**3.2.1.2 Schmelzwasserschotter, rißzeitlich (Tiefere Hochterrasse), R3,G und Schmelzwasserschotter, rißzeitlich (Tiefere Hochterrasse), > 0,7 m überdeckt, gh/R3,G**  
Mittelpleistozän

Wo die Schotter der Tieferen Hochterrasse von mächtigen Deckschichten aus Löß ( ,Lo) überlagert sind, wurde versucht, ihre Verbreitung unter der Überdeckung auf der Geologischen Karte darzustellen.

Mächtigkeit: 6–12 m.

**Lithologie und Verbreitung:** Die Schotter der Tieferen Hochterrasse entsprechen lithologisch und genetisch denen der Hochterrasse 2. Im Gegensatz zu diesen werden sie jedoch nur von wärmzeitlichem Löß überlagert. Mit Annäherung an die Terrassenkante nimmt die Mächtigkeit der Lößüberdeckung allmählich ab. Im Gemeindegebiet von Schwenningen fehlt heute größtenteils der Löß.

Fazies: glazifluvial.

Aufschlüsse: keine.

### 3.2.1.3 Schmelzwasserschotter, hochwürmzeitlich (Niederterrasse), Wh,G Oberpleistozän

Die Niederterrasse ist nur im südöstlichen Blattgebiet ausgebildet und grenzt direkt an die spätglazialen Terrassen an. Die Böschungshöhe der gut ausgebildeten Terrassenkante beträgt maximal 1,5 m. Auf ihrer Interneseite (Richtung Donau) treten geringmächtige Erhebungen aus Flugsand in Erscheinung. Eine relativ schwache Reliefierung in Form flachmuldiger Rinnen ehemaliger Flussläufe ist noch erkennbar.

Mächtigkeit: 7–9 m.

**Lithologie:** Die Schotter bestehen hauptsächlich aus karbonatischen sandigen Kiesen überwiegend alpinen Ursprungs. Über den Schottern liegt weit verbreitet eine maximal 60 cm mächtige Schicht Flusssand, bestehend aus schwach karbonatischen bis karbonatfreien leicht schluffigen Fein- bis Mittelsanden von hellgrauer bis graubräunlicher Farbe. Dieser Sand besitzt relativ hohe Glimmeranteile, was vermutlich auf Anteile tertiärer Molassesande hinweist. Regional unterschiedlich sind im Bereich der flachmuldigen Rinnen die ersten Dezimeter des Flusssandes anmoorig entwickelt, während im südlichen Bereich der Niederterrasse flache Dünen aus Flugsand als Bedeckung auftreten.

**Fazies:** glazifluvial („braided-river“-Typ; Vertikalschotter im Sinne von SCHIRMER 1983).

Aufschlüsse: keine.

### 3.2.1.4 Schmelzwasserschotter, spätwürzeitlich (Spätglazialterrasse 1),

Ws1,G

Oberpleistozän

**Mächtigkeit:** 5–6,5 m (B 14): Die Höhendifferenz zu der Spätglazialterrasse 2 beträgt nur wenige Dezimeter und ist im spätglazialen Rinnensystem schlecht verfolgbar.

**Lithologie und Verbreitung:** Der Schmelzwasserschotter entspricht in seiner lithologischen Zusammensetzung den Schottern der Niederterrasse.

Die Spätglazialterrasse 1 ist südlich der Donau als relativ schmale höchstens 550 m breite Terrassenfläche talintern der Niederterrasse vorgelagert. In Form von (Paläo-)Rinnen morphologisch gut erhalten präsentiert sich das ehemals mehrarmige, verzweigende Gerinnebettmuster des „braided river“-Flußtypes. Nördlich der Donau wurde eine weitere Spätglazialterrasse 1 ausgewiesen.

Die Schotter werden in weiten Bereichen von geringmächtigem Anmoor und entlang des Schwamoostraben sowie S Schwenningen von Niedermoor überdeckt. Es dominieren stark humose Feuchtböden. Daneben treten auf der südlichen Terrasse auch Flugsandablagerungen in Form einer flachen Düne auf.

**Fazies:** glazifluvial („braided-river“-Typ; Vertikalschotter i. S. v. SCHIRMER 1983).

**Aufschlüsse:** keine.

### 3.2.1.5 Schmelzwasserschotter, spätwürzeitlich (Spätglazialterrasse 2),

Ws2,G

Oberpleistozän

**Mächtigkeit:** 4,5–7 m (B 13).

**Lithologie und Verbreitung:** Die Spätglazialterrasse 2 nimmt flächenanteilig den größten Bereich im Talgrund ein. So beträgt die maximale Breite ca. 1,8 km. Die teilweise sedimentäre Überdeckung durch holozäne Hochflutsedimente

und die damit einhergehende Auffüllung der Paläorinnen des „braided river“-Flusstyps nimmt Richtung Donau an Mächtigkeit zu (Auffüllung von Paläorinnen bzw. Hochflutrinnen mit bis zu 3 m feinklastischen Sedimenten). Morphologisch sichtbar wird die Verfüllung der Rinnen durch die Ausbildung einer relativ gleichförmigen Talebene im nördlichen Bereich der Spätglazialterrasse 2. Dies unterscheidet die Spätglazialterrasse 2 merklich von den nördlich angrenzenden holozänen Terrassen mit ihren oftmals zahlreichen engen Mäanderbögen und deren kleinräumigem Wechsel unterschiedlich alter Terrassenstufen.

Der Schotter liegt als karbonatreicher, sandiger Kies größtenteils alpiner Herkunft mit heterogenen Überdeckungen vor. So haben sich in vielen der Paläorinnen vor allem im südlichen Teil der Spätglazialterrasse 2 (Unteres Ried) Anmoor bzw. Niedermoortorf gebildet. Untergeordnet kommen auch Almbildungen (Wiesenkalk) vor. Im Umfeld des noch im Betrieb befindlichen Kiesabbaus Viehweidteile am südlichen Blattrand wurde relativ großflächig vererdeter Niedermoortorf kartiert, welcher als max. 50 cm mächtige Schicht die Schotter der Spätglazialterrasse 2 überdeckt. Ebenso wurde eine Niedermoortorffläche beim Hofmähder ausgewiesen, die aber mit bis zu 90 cm mächtigen Hochflutlehm überdeckt ist. Ansonsten besteht die Überdeckung aus max. 2 m mächtigen feinklastischen Sedimenten, welche oftmals mehrere Dezimeter nahezu kalkfrei sind. Weiterhin wurden bis zu zwei maximal 10 cm mächtige Reliktbodenbildungen, bestehend aus schwärzlichen, entkalkten schluffigen Tonen gefunden. Der nördliche Bereich der Spätglazialterrasse 2 gehörte noch zum Hochflutniveau der ursprünglichen Donau und unterliegt daher einer stärkeren holozänen Hochflutdynamik. Dies macht sich durch die geringmächtige Bedeckung mit jüngeren Auenmergeln bemerkbar aber auch durch die Ausbildung von Hochflutrinnen, welche mit schluffig-sandigen Flussmergeln aufgefüllt sind.

**Fazies:** glazifluvial („braided-river“-Typ; Vertikalschotter i. S. v. SCHIRMER 1983).

**Aufschlüsse:** keine.

### 3.2.1.6 Fließerde, „fl Pleistozän

**Mächtigkeit:** bis 5 m.

**Lithologie:** Durch flächenhaft wirksame Solifluktionsvorgänge während und am Ausgang des Pleistozäns entstanden an den von Riestrümmermassen aufgebauten Hängen mächtige Fließerden. Sie bestehen aus stark verwitterten und umgelagerten feinsten Bestandteilen der Riestrümmermassen und sind häufig mit einem hohen Anteil Lößlehm vermengt. Die obere Grenze der Fließerden macht sich zumeist durch eine mehr oder weniger deutlich ausgeprägte Verflachung des Hanges bemerkbar. Der Anteil an Lößlehm ist im oberen Bereich der Hanglehne noch gering, nimmt aber zum Unterhangbereich deutlich zu. Die Akkumulation erklärt sich aus der Genese der Fließerden.

Zumeist bräunliche bis ockerfarbene, stark tonige Schluffe bis schluffige Tone mit wechselnden aber zumeist geringen Anteilen an kleinen bis kleinsten Gesteinsfragmenten aus den Riestrümmermassen. Hier sind in erster Linie Kalk- und Dolomitsteinbruchstücke zu nennen. Gelegentlich treten auch Quarzgerölle bis 2 cm Durchmesser auf. Stets vorhanden ist ein stark wechselnder Anteil an Fein- bis Mittelsand, vor allem dort, wo am Aufbau der Riestrümmermassen sandige Ablagerungen der Oberen Meeresmolasse beteiligt sind. Häufig finden sich bis erbsengroße Karbonatkonkretionen, die sich um ein Kalksteinkorn als „Kristallisationskeim“ gebildet haben. Größere Komponenten (Stein- und Blockkorngroße) sind am Aufbau der Fließerden mit Sicherheit beteiligt. Sie können jedoch wegen des geringen Durchmessers des bei der Geländeaufnahme eingesetzten Flügelbohrers nur schwer nachgewiesen werden und erscheinen deshalb unterrepräsentiert.

**Aufschlüsse:** keine.

### 3.2.1.7 Lößlehm, „Lol

**Mächtigkeit:** bis 7 m im zentralen Blattgebiet (S Unterglauheim).

**Lithologie:** Lößlehm überdeckt über weite Bereiche die Hochterrassenschotter der „Dillinger Terrasse“. Es handelt sich zumeist um hellbraune bis ockerfarbene, karbonatfreie bis sehr schwach karbonatische, tonige bis stark tonige

Schluffe mit geringen Feinsandgehalten. Die Lößlehme zeigen häufig eine gute Verdichtung und führen 1–2 mm-große Mn-Konkretionen.

Aufschlüsse: keine.

### 3.2.1.8 Löß, „Lo

Mächtigkeit: bis zu 3 m (B 3).

**Lithologie:** Der Löß auf Blatt Höchstädt a. d. Donau besteht größtenteils aus schwach feinsandigen bis feinsandigen, stark karbonatischen Schluffen von gelbbrauner bis hellbrauner oder hellbeiger Farbe. In den wenigen Aufschlüssen zeigt er sich zumeist als massige, ungeschichtete Ablagerung, die die rißzeitlichen Hochterrassenschotter überlagert und damit als würmzeitlich einzustufen ist. An seiner Basis ist durch kryoturbate Vorgänge zumeist ein bis zu 50 cm mächtiger Horizont ausgebildet, in den Gerölle des Hochterrassenschotters eingewürgt sind (B 3). Der Löß ist oberflächennah zumeist verwittert und dadurch karbonatfrei. Durch Verlagerung und Neubildung von Tonmineralen kam es zur Ausbildung eines Tonanreicherungs-Horizontes (Bt-Horizont). Unter diesem Horizont liegt normalerweise der unverwitterte Löß. In den wenigen Aufschlüssen konnte eine Zweiteilung des Löß beobachtet werden. Zwischen dem stark karbonatischem, jüngeren und dem schwächer karbonatischen älteren würmzeitlichen Löß liegt ein Horizont mit geringerer Karbonatführung. Hierbei handelt es sich vermutlich um ein Äquivalent des sogenannten „Lohner Boden“, der auf eine Phase verstärkter Bodenbildung während eines Interstadials des Oberpleistozäns zurückzuführen ist (JERZ & GROTTENTHALER 1995).

**Fossilführung:** Sehr häufig können im Löß die bis zu 3 mm großen, weißen Gehäuse kaltzeitlicher Schnecken gefunden werden („Lößschnecken“). Hierbei handelt es sich zumeist um Vertreter der Gattungen *Pupilla*, *Succinea* und *Trichia*.

**Aufschlüsse:** Kiesgrube WSW Höchstädt (A 3); Ziegeleigrube Lutzingen (A 6), verfüllt (WINKLER 1966).

### 3.2.1.9 Flugsand, ,S,a

**Mächtigkeit:** 0,5–1,5 m.

**Lithologie:** Flugsand wurde vor allem im kalten und trockenen Klima des ausgehenden Spätglazial (Jüngere Tundrenzeit) durch Auswehung von großflächigen Schotterflächen gebildet. Reaktivierungen im Holozän z. B. durch menschliche Eingriffe wie weiträumige Rodungen sind möglich – im Blattgebiet sind aber keine Belege hierfür gefunden worden.

Flugsand liegt als Fein- bis Mittelsand mit guter Sortierung vor. Die Vorkommen der hellweißlichgrauen bis hellgelblichgrauen, karbonatischen Sande beschränken sich auf die Niederterrasse und die Spätglazialterrasse 1. An mehreren Stellen kam es zur Ausbildung von flachen Dünen.

**Aufschlüsse:** keine.

## 3.2.2 Pleistozän bis Holozän

### 3.2.2.1 Rutschmasse, „ru

**Mächtigkeit:** bis mehrere Meter.

**Lithologie und Verbreitung:** An mehreren Stellen des Kartiergebietes konnten Rutschmassen auskartiert werden. Sie liegen ausschließlich im Bereich der Bunten Breccie. Deren heterogene Zusammensetzung in Verbindung mit Wasserwegsamkeiten (z. B. Liezheimer Forst E Unterliezheim) und steilen Reliefformen (z. B. im Kugelbachtal N Schwennenbach) begünstigt das allmähliche Abrutschen und Gleiten größerer Körper. Anzeichen für raschere Massenbewegungen konnten dagegen nicht gefunden werden.

### 3.2.2.2 Schwemmlehm, ,L,w

**Mächtigkeit:** bis mehrere Meter.

**Lithologie:** Im Unterhangbereich, zumeist als Fortsetzung der Fließerden wurden Lehme auskartiert, die Anzeichen von Umlagerung zeigen. Es handelt sich um hellbraune und hellockerfarbene, schwach tonige bis tonige Schluffe mit

geringem Feinsandanteil. Gelegentlich treten bis zu 2 mm große Kalksteinsplitter oder andere Gesteinsbruchstücke auf. Die Lehme reichen selbst bei geringer Hangneigung weit auf die von Löss und Lösslehm überdeckten Hochterrassenflächen hinaus. Ursache für diese derart weit ausgreifenden Verschwemmungen war sicher ein hoher Oberflächenabfluss des Niederschlagswassers. Die tonreiche Bunte Breccie sowie die Fließerden verzögerten das Einsickern des Niederschlags in den Untergrund und bedingten dadurch einen hohen Oberflächenabfluss, mit dem feinste Partikel der Riestrümmernmassen, der Fließerden, von Lösslehm und Löss weit verschwemmt wurden. Im Gebiet zwischen Mörslingen und Höchstädt wurden durch diese Abschwemmvorgänge die äolischen Deckschichten der Hochterrassenschotter teilweise beseitigt. Das Ur-Egau-Tal, aber auch das Nebelbachtal dienten als Sedimentfang für die abgeschwemmten Bodenmassen. Von dort wurden sie dann durch die Fließgewässer abtransportiert.

Gelegentlich wurde in Handbohrungen eine geringe Humusführung in den Schwemmlehm festgestellt. Es kann deswegen davon ausgegangen werden, dass teilweise relativ junge kolluviale Ablagerungen beteiligt sind.

**Aufschlüsse:** keine.

### 3.2.2.3 Talfüllung, polygenetisch, „ta mit Fächer oder Kegel

**Mächtigkeit:** bis wenige Meter.

**Lithologie und Verbreitung:** Die zahlreichen kleinen Seitentälchen im hügeligen N- und W-Teil des Blattes Höchstädt a. d. Donau beinhalten polygenetische Talfüllungen. Hierbei handelt es sich zumeist um schluffig-tonige Ablagerungen mit wechselnden Anteilen an Sand, Geröllen oder Steinen aus den Riestrümmernmassen. Ein Großteil der feinen Gesteinsanteile geht auf abgeschwemmte Löss- und Lösslehmvorkommen sowie auf Fließerden zurück. Gelegentlich kann ein erhöhter Gehalt an organischer Substanz (anmoorige Bereiche) beobachtet werden.

Am Ausgang kleinerer Tälchen mit polygenetischer Talfüllung wurden an einigen Stellen Schwemmfächer kartiert, von denen der Schwemmfächer des Kugelbaches, der sich vom Ortsgebiet Schwennenbach nach S zieht sowie

jener des Angerbaches bei der Einmündung ins Donauried (bei Schweningen) morphologisch am deutlichsten ausgeprägt sind.

Aufschlüsse: keine

### 3.2.2.4 Bach- oder Flussablagerungen, „f

Mächtigkeit: wenige Dezimeter bis wenige Meter.

**Lithologie und Verbreitung:** Bei größeren Tälern mit ebenem, fluviatil geformtem Talboden (Ur-Egau-Tal, Nebelbach) wurden Bach- oder Flussablagerungen kartiert. Dabei handelt es sich im Nebelbachtal um Sedimente aus Ton, Schluff und Sand mit wechselnden, aber geringen Anteilen von gröberen Komponenten (z. B. B 7). Häufig treten anmoorige Bereiche auf. Im Großen Ried S Schwennenbach kam es sogar zur Bildung von Torf. An den Randbereichen des Talraumes der Ur-Egau wurden, bedingt durch Austritt von Grundwässern aus den Hochterrassenschottern, Niedermoortorfe gebildet.

Sowohl Nebelbach als auch Ur-Egau haben den Schotterkörper der Hochterrasse nicht durchschnitten sondern werden von diesem unterlagert. Während sich im Ur-Egau-Tal entlang des gesamten Verlaufes auf beiden Talseiten eine Terrassenkante ausgebildet hat, konnte im Nebelbachtal nur für den Abschnitt vom Riedberg (NE Lutzingen) über Oberglauheim bis zum Kellerberg (NW Blindheim) eine Terrassenkante ermittelt werden. Am nördlichen Talrand des Nebelbachtals ist die Terrassenkante durch Schwemmlehme überdeckt.

Aufschlüsse: keine.

### 3.2.3 Holozän

Mangels absoluter Altersdatierungen und fehlender Aufschlüsse im Gelände ist die stratigraphische Einstufung der morphologisch und pedostratigraphisch abgegrenzten Einzelterrassen immer als Mindestalter anzusehen. Trotz der größtenteils geringen Niveauunterschiede der Terrassentreppen ist eine morphologische Abgrenzung bereichsweise noch möglich. Reihenterrassen mit nahezu gleichem Oberflächenniveau wurden nach SCHIRMER (1983; 1995) mit Hilfe der nahtrinnenbezogenen Kartiermethode in Einzelterrassen untergliedert.

Die sogenannte „Nahrinne“ bezeichnet hierbei die Verbindung aller primären Aurinnen am Außenrand einer Mäanderterrasse, was zur Entstehung einer tiefer gelegenen Zone führt und damit zu einer Terrassenkante. Diese relative stratigraphische Untergliederung wurde durch die Pedostratigraphie (Bodenbildung, Bodenfarbe, Entkalkung) weiter abgesichert. Dabei ist die aufgrund des hohen primären Karbonatgehaltes der Hochflutsedimente relativ langsame terrestrische Bodenentwicklung zu berücksichtigen (SCHELLMANN 1989).

Laterale Diskordanzen treten aufgrund der Unterschneidung älterer Mäanderbögen bzw. des Talrandes durch die jüngeren Fluss Schleifen auf, wodurch ein „inselartiges“ Nebeneinander verschiedener Mäandergenerationen entsteht. Ältere Schotter können unter den oberflächlich kartierten Einheiten noch erhalten sein („Gestapelte Schotterkörper“, SCHIRMER 1983), was aber mangels Aufschlüssen im Gelände nicht nachgewiesen werden konnte.

### 3.2.3.1 Flussablagerungen, alt- bis mittelholozän (Ältere bis Mittlere Postglazialterrasse), qha-m,,

**Mächtigkeit:** 4–6 m.

**Lithologie und Verbreitung:** Hellgraue, sehr karbonatreiche sandige Kiese überwiegend kalkalpinen Ursprungs. Die Überdeckung besteht aus bis zu 2,50 m mächtigen relativ gut verdichteten, zum Teil vergleyten Flussmergeln (Schluff bis Feinsand mit hohem Kalkgehalt). Der Oberboden ist stellenweise bis maximal 30 cm Tiefe nur schwach kalkig. Von der dunkelgraubraunen bis graubraunen Bodenfarbe der bereichsweise nahezu entkalkten Auenpararendzinen sowie der stellenweise auftretenden degradierten Schwarzerden und der daraus gebildeten Parabraunerden heben sich die braungelben, braungrauen und hellbraungrauen Farben der kalkhaltigen Auenpararendzinen auf den jüngeren Terrassen deutlich ab.

Der endgültige Übergang vom verzweigten zu einem mäandrierenden Flusssystem ist morphologisch auf der Älteren Postglazialterrasse in Form von Paläomäanderbögen gut nachvollziehbar. So verfolgt der Glöttgraben stellenweise die vertorfte Nahrinne eines solchen Paläomäanders. Generell finden sich die alt- bis mittelholozänen Sedimente beidseitig der ursprünglichen Donau als lückenhafte Umrahmung der jungholozänen Ablagerungen. Die

Aurinnen sind größtenteils stark verfüllt und führen zu einem relativ ausgeglichenen Oberflächenrelief.

Die altholozänen und mittelholozänen Schotter bedeckten zu Beginn des Jungholozäns vermutlich den gesamten Talbereich zwischen den Oberpleistozänen Terrassen im S und der mittelpleistozänen Hochterrasse sowie der Spätglazialterrasse 1 im N.

**Fazies:** warmzeitlich fluviatil (Lateralschotter i. S. v. SCHIRMER 1983).

**Aufschlüsse:** keine.

### 3.2.3.2 Ältere Auenablagerungen (Jüngere Postglazialterrasse 1), qhj1,,

Der meist stark sandige Kieskörper der Jüngeren Postglazialterrassen (Jüngere Postglazialterrasse 1, Jüngere Postglazialterrasse 2 und Jüngere Postglazialterrasse 3) besteht überwiegend aus hellgrauen, kalkalpinen Geröllen. Auf den kiesigen Flussbetsedimenten liegen meist Hochflutablagerungen aus sandigen bis schluffigen Mergeln. In Aurinnen kann die Mächtigkeit der Auenmergel stark ansteigen.

**Mächtigkeit:** 4–5,5 m. (B 12)

**Lithologie:** Hauptsächlich hellgraue sandige, karbonatische Kiese überwiegend alpinen Ursprungs. Altwasserrinnen sind häufig von jüngeren Sedimenten abgeschnürt und teilweise aufgefüllt. Die schluffig feinsandige Auenmergelaufgabe beträgt max. 1,20 m, wobei die ersten Zentimeter des Oberbodens oftmals nahezu entkalkt sind. Aufgrund der geringen Höhenunterschiede zu den jüngeren Terrassen wurden die qhj1,, -Flächen bis in jüngere Zeit bzw. bis zur Eindeichung der Donau von Hochwässern überflutet.

**Fazies:** warmzeitlich fluviatil (Lateralschotter i. S. v. SCHIRMER 1983).

**Alter:** römerzeitlich.

**Aufschlüsse:** keine.

### 3.2.3.3 Jüngere Auenablagerungen (Jüngere Postglazialterrasse 2), qhj2,,

Die Jüngere Postglazialterrasse 2 bildet beiderseits des subrezentem Donauverlaufes bzw. der Jüngeren Postglazialterrasse 3<sub>1</sub> zum Teil buchtenartig erweiterte Flächen mit jungen Auen(roh)böden bzw. Auenpararendzinen.

**Mächtigkeit:** 3–5m.

**Lithologie:** Die Bedeckung der Schotter besteht aus bis zu max. 1 m mächtigen sehr karbonatreichen Auenmergeln. S Höchstädt im Reut sowie E Gremheim besteht eine Böschungshöhe von maximal 1,8 m zu der Älteren bis Mittleren Postglazialterrasse.

**Fazies:** warmzeitlich fluviatil (Lateralschotter i. S. v. SCHIRMER 1983).

**Alter:** mittelalterlich.

**Aufschlüsse:** keine.

### 3.2.3.4 Jüngste Auenablagerungen (Jüngere Postglazialterrasse 3<sub>1</sub>), qhj3<sub>1</sub>,,

Der Nasskiesabbau des letzten Jahrhunderts konzentrierte sich nach der Begradigung und Eindeichung der Donau hauptsächlich auf die qhj3<sub>1</sub>,, und auf qhj2,, -Flächen. So ist sogar der Verlauf der subrezentem Donau streckenweise an den stillgelegten Kiesabbauen zu verfolgen. Kennzeichnend sind zahlreiche Überreste des subrezentem Flusslaufes und seiner Nebenarme sowie kräftig ausgebildete Aurinnen. Zur Rekonstruktion des Donauverlaufes vor seiner Begradigung wurde unter anderem auf historische Karten zurückgegriffen.

**Mächtigkeit:** wenige Meter.

**Lithologie:** Kleinräumiger Wechsel von karbonatischer Flussbettfazies (Schottern bzw. Flusssanden) und sehr karbonatreichen feinsandigen, schluffigen Auenmergeln. Die jüngere Postglazialterrasse 3<sub>1</sub> liegt im Bereich des natürlichen Überschwemmungsgebietes der subrezentem Donau, daher haben sich hier ursprünglich nur bräunlichgraue Auen-Rohböden entwickeln können.

Da aber die Donau seit ca. 150 Jahren infolge Begradigung bzw. Eindeichung nicht mehr in ihrem subrezentem Flussbett verläuft, kann eine beginnende Bodenbildung (zunehmende Verbraunung) beobachtet werden.

**Fazies:** warmzeitlich fluviatil (Lateralschotter im Sinne von SCHIRMER 1983).

**Alter:** neuzeitlich.

**Aufschlüsse:** keine.

### 3.2.3.5 Jüngste Auenablagerungen (Jüngere Postglazialterrasse 3<sub>2</sub>), qhj3<sub>2</sub>,

Sedimentäre Ablagerungen der anthropogen geprägten eingedeichten und begradigten Donau.

**Alter:** neuzeitlich.

### 3.2.3.6 Auenablagerungen, qhj,,

Die erhebliche anthropogene Überprägung des Reliefs (Bebauung und Kiesabbau) erlaubt nur eine ungegliederte Zuordnung der Terrassenflächen. Unter Zuhilfenahme der Urpositionsblätter des LVG sowie durch Geländebeobachtungen können einige Mäanderbögen der Donau teilweise nachvollzogen werden. So nutzte z. B. der Klosterbach bei Höchstädt noch im 19. Jahrhundert einen alten Mäanderboden der Donau.

**Mächtigkeit:** wenige Meter.

**Lithologie:** Bis zu 60 cm mächtige Auenmergel überdecken die Flussbettfazies, bestehend aus grauem karbonatreichen Feinsand bis Mittelsand über sandigen, karbonatischen Schottern.

**Fazies:** warmzeitlich fluviatil (Lateralschotter i. S. v. SCHIRMER 1983).

**Alter:** römerzeitlich bis neuzeitlich.

**Aufschlüsse:** keine.

### 3.2.3.7 Niedermoortorf, Hn und Niedermoortorf mit Alm- oder Kalkuffeinlagerungen, $Hn_{kq}$ Holozän

**Mächtigkeit:** 0,5–2,60 m (B 48). Zu den Randgebieten der Mooregebiete hin erfolgt eine Ausdünnung auf wenige Dezimeter bzw. oftmals auch ein Übergang ins Anmoor.

**Lithologie und Verbreitung:** Niedermoortorfe entstehen in der Regel in flachen, stehenden Gewässern, welche im Laufe der Zeit eutrophieren und durch Anreicherung der abgestorbenen, weitgehend unzersetzten Pflanzenreste (z. B. Schilf, Rohrkolben) verlanden. Wesentliche Bedingung für die Anreicherung ist die ganzjährige Wassersättigung z. B. durch hochstehendes Grundwasser oder Staunässe. Niedermoortorfe besitzen neben unterschiedlichen Ton-, Schluff- und Sandgehalten einen Anteil von mehr als 30 Masse-% (entsprechend ca. 60 Volumen-%) organischer Substanz. Die schwarzbraunen bis olivbraunen organischen Ablagerungen lassen stellenweise noch faserige Schilffreste erkennen. Bereichsweise kommen in dem ansonsten karbonatfreien Torf sehr karbonatreiche, weißlichgraue Horizonte (Alm, Wiesenkalk) vor.

Die Niedermoortorfe auf der Spätglazialterrasse 1 S Schwenningen sind in den ersten Dezimetern infolge Entwässerung schon stark zersetzt und haben anmoorige Konsistenz. Im Zuge des intensiven Ackerbaus wurden kleinere Flächen aufgefüllt, jedoch maßstabsbedingt nicht auskartiert. Die Niedermoortorfe auf der Spätglazialterrasse 2 sind auf kleine Gebiete östlich des Hofmähders sowie um die Kieseeseen westlich der Viehweide beschränkt. Das Vorkommen östlich des Hofmähders ist von bis zu 90 cm mächtigen Hochflutlehm überdeckt und somit an der Geländeoberfläche nicht zu erkennen. Der Niedermoortorf um die Kieseeseen westlich der Viehweide besitzt geringe Mächtigkeiten und ist weitgehend zersetzt. Er ist daher auch als mineralisierter Moorboden anzusprechen. In den Paläomäanderrinnen der alt- bis mittelholozänen Terrassen hat sich ebenfalls vereinzelt Niedermoortorf gebildet.

Im Großen Ried NW Oberglauheim wurde das einzige Vorkommen von Niedermoortorf auf den rißzeitlichen Hochterrassenschottern ausgeschieden.

**Aufschlüsse:** keine.

### 3.2.3.8 Anmoorige Einheiten

**Mächtigkeit:** selten mehr als 0,7 m.

**Lithologie und Verbreitung:** Anmoor (auch anmooriger Boden) besteht aus feinkörnigen mineralischen Sedimenten mit 15–30 % Masseanteil an organischem Material. Ganzjährige hohe Grundwasserstände sind eine Voraussetzung für die Entstehung von anmoorigen Böden. Jedoch kann der braunschwarze bis schwarze Bodenhorizont auch ein Abbauprodukt vererdeter, flachgründiger Niedermoore sein, wenn als Ergebnis fortgeschrittener Mineralisation der Torfe der Anteil organischer Substanz unter 30 % abgesunken ist. Ebenso kann Anmoor entstehen, wenn mineralische Deckschichten infolge von Bodenbearbeitung mit dem darunter liegenden Torf vermischt werden.

Größtenteils geringmächtige Anmoorbildungen bedecken nahezu die gesamte Niederterrasse sowie Teile der beiden spätglazialen Terrassen. Ebenso kommen nördlich des Naturschutzgebietes Neugeschüttwörth anmoorige Bereiche vor, welche aber – bedingt durch Ihre kleinräumige Ausdehnung – nicht auf der Karte dargestellt werden.

**Aufschlüsse:** keine.

### 3.2.3.9 Künstliche Ablagerungen, „ya

Größere künstliche Ablagerungen entstanden vor allem durch den Ausbau des Verkehrswegenetzes, so bei der Überführung der Bahnlinie und Bundesstraße B 16 über das heute vom Pulverbach durchflossene Ur-Egau-Tal sowie das Weiherbrunnenbach- und Nebelbachtal. Im Donautal tragen kilometerlange Dämme zum Schutz vor Hochwasser bei.

Ehemalige Abbaustellen wurden vollständig wieder verfüllt. Teilweise dienen oder dienen diese aufgelassenen Abbaustellen auch als Deponien. So befindet sich S Deisenhofen, am S-Rand des Pulverbachtales die nicht mehr in Betrieb befindliche Deponie der Gemeinde Finningen. WNW Unterliezheim liegt die seit 1996 stillgelegte Bauschuttdeponie der Gemeinde Lutzingen, WNW Schwenningen die gemeindeeigene ehemalige Bauschuttdeponie.

### 3.2.3.10 Künstlich verändertes Gelände, „y0

Dort, wo die natürliche Geländeoberfläche durch anthropogene Eingriffe deutlich verändert ist, wurde oberflächlich verändertes Gelände kartiert. Einerseits handelt es sich hierbei um ehemalige Abbaustellen, die nach Beendigung der Abbautätigkeit nicht komplett verfüllt wurden, beispielsweise das Gelände der ehemaligen Ziegelei Lutzingen (R 43 92 587, H 53 90 494). Teilweise wurden aber auch Terrassenkanten im Rahmen der Flurbereinigung eingeebnet oder zumindest stark verändert, z. B. am S-Rand des Pulverbachtales. In den stark überprägten Ortsgebieten wurde versucht, die ursprünglichen geologischen Verhältnisse darzustellen. So kann z. B. die Kante der rißzeitlichen Hochterrasse im Stadtgebiet von Höchstädt morphologisch noch sehr gut verfolgt werden. Einzig im Bereich des Höchstädter Schlosses, dessen Bau auf das Ende des 16. Jh. datiert, war der ursprüngliche Geländezustand nicht mehr eindeutig nachvollziehbar.

## 4 Tektonischer Bau

Als Bezugshorizont für jede tektonische Untersuchung im erweiterten Kartiergebiet ist in erster Linie die Oberfläche des Weißjura zu nennen. Schwierigkeiten bereitet hierbei jedoch zum einen die geringe Anzahl an Bohrungen, die die Weißjuraoberfläche erreicht haben und zum zweiten die kretazische bis altertäre Verkarstung der Kalk- und Dolomitsteine. Dadurch kann in manchen Bereichen eine tiefer liegende Weißjuroberfläche vorgetäuscht werden, wenn Bohrungen zufällig in (teil)verfüllten Karstvertiefungen angesetzt wurden. Abb. 11 gibt einen Überblick über Bohrungen und Refraktionsseismikprofile, die die Weißjuraoberfläche erreicht haben und daraus abgeleitet eine tektonische Übersichtskarte der Blätter 7328 Wittislingen (Osthälfte), 7329 Höchstädt, 7428 Dillingen West (Nordhälfte) und 7429 Dillingen Ost (Nordhälfte).

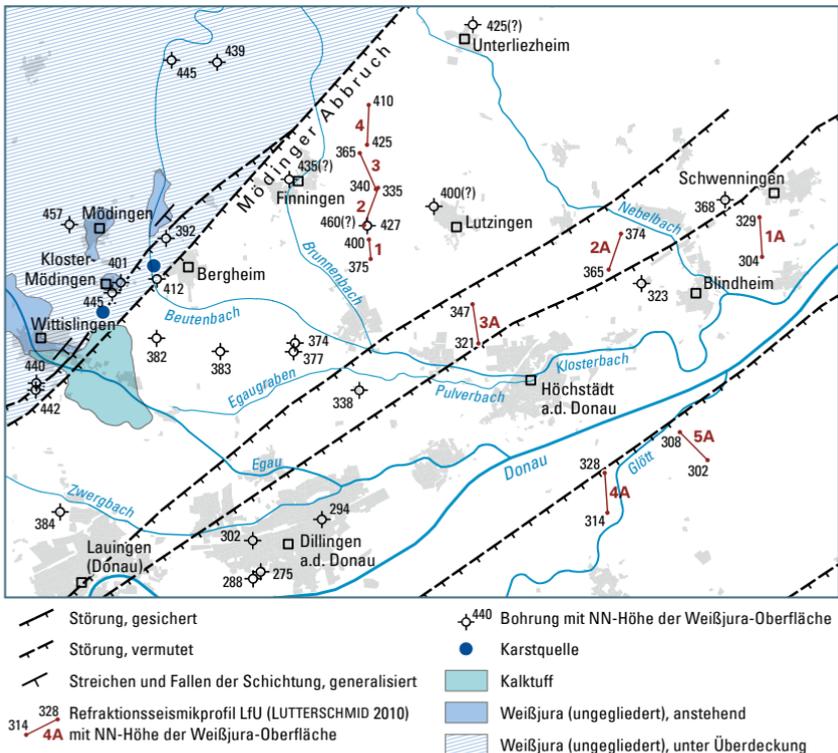


Abb. 11: Tektonische Übersichtskarte für das erweiterte Kartiergebiet.

Der bereits von FESEFELDT (1963) nachgewiesene „Wittislinger Horst“ und seine östliche Begrenzung, die „Mödingener Störung“ sind anhand von Geländeaufschlüssen (Abb. 12) und Bohrergebnissen gesichert. Es handelt sich demnach um eine Abschiebung mit einer Sprunghöhe von ca. 50 m. Im Bereich des Klosters Maria Mödingen (auf Blatt 7328 Wittislingen) können diese Verhältnisse gut nachvollzogen werden. Das Kloster selbst steht nach GALL (1974a) auf „Liegenden Bankkalke“ (Weißjura Zeta 1), die im Klosterbrunnen (R 43 84 973, H 53 89 346, GOK 445 m ü NN) aufgeschlossen sind. Nach SCHWEIGERT (1996) dürfte es sich bei diesen Kalken jedoch um Zwischenkalke der Zementmergel handeln, die in der östlichen schwäbischen Alb die liegenden Bankkalke faziell vertreten. Die unterschiedlichen faziellen Ausbildungen der Zementmergel werden heutzutage als Mergelstetten-Formation bezeichnet (SCHWEIGERT & FRANZ 2004). Gut 200 m östlich dieses Brunnens wurde die Weißjuraoberfläche durch eine Bohrung (R 43 85 182, H 53 89 397; TECHNISCHE UNIVERSITÄT MÜNCHEN, LEHRSTUHL UND PRÜFAMT WASSERGÜTE- UND ABFALLWIRTSCHAFT 1993) in einer Tiefe von 40 m unter GOK erreicht (GOK 441,1 m ü. NN). Möglicherweise stehen die Quellaustritte S Maria Mödingen (Roter Brunnen, R 43 84 715, H 53 88 815) und E Bergheim (R 43 85 885, H 53 89 900) damit in Zusammenhang. Auch die Kalktuffbildungen bei Wittislingen (ehemaliger Aufschluss an der Papiermühle; SEITZ 1951) und die Alm- und Eisenockerbildungen bei Maria Mödingen gehen vermutlich auf Karstgrundwasser zurück, die an der „Mödingener Störung“ aufsteigen. Die Fortsetzung der Störung ist NW Bergheim ebenfalls als gesichert anzusehen. In einem heute verfüllten Steinbruch (R 43 85 880, H 53 90 825) beschreibt GALL (1974b: 136) „*ulmensis*-Schichten“ (Liegende Bankkalke, Weißjura Zeta 1), die mit 20° nach S einfallen. Schon SEEMANN (1939: 150) gibt vom gleichen Aufschluss Fallwerte von 20–30° S an und führt dies nicht auf das Riesereignis sondern auf tektonische Verstellung zurück.



Abb. 12: Böschungsaufschluss am östlichen Ortsausgang von Wittislingen (Blatt 7238 Wittislingen, R 43 83 870, H 53 92 525). Deutlich zu erkennen ist das Einfallen der dickbankigen Kalksteine des Weißjura. Die Gesteine, die von GALL (1974a, b) als „Schwamm-Bruchschillkalke des Malm Epsilon“ bezeichnet wurden, sind am Ostrand des „Wittislinger Horstes“ im Bereich der „Mödinger Störung“ verstellt worden. Sie stellen die letzten obertägig aufgeschlossenen (autochthonen) Weißjura-Vorkommen diesseits der Störung dar.

Östlich der „Mödinger Störung“ ist kein an der Oberfläche anstehender Weißjura bekannt. Die von FESEFELDT (1963) an Fuß der Bergheimer Höhe kartierten Kalksteinvorkommen, die von GALL (1974a) übernommen wurden, konnten nicht verifiziert werden. So wurde der Weißjura dort in einer Bohrung (R 43 85 962, H 53 89 567, GOK 443,72 m ü. NN; TECHNISCHE UNIVERSITÄT MÜNCHEN, LEHRSTUHL UND PRÜFAMT WASSERGÜTE- UND ABFALLWIRTSCHAFT 1993) erst in einer Tiefe von 31,5 m erreicht.

Wie refraktionsseismische Profile im Liezheimer Forst (LUTTERSCHMID 2010) zeigen, ist die Weißjura-Oberfläche auch hier von Störungen durchzogen. Ihre Lage kann jedoch aufgrund der mächtigen Überdeckung mit Riestrümmermassen und Oberer Meeresmolasse nur annäherungsweise wiedergegeben werden. Wie beim „Mödinger Abbruch“ scheint auch auf Blatt Höchstädt ein NNE–SSW gerichtetes Störungssystem vorzuliegen, das von NNW–SSE

streichenden Elementen durchkreuzt wird. Die Änderung der Streichrichtung der Schwäbisch-Fränkischen Alb aus dem SW–NE-Streichen in Baden-Württemberg in das annähernde E–W-Streichen der südlichen Frankenalb vollzieht sich vor allem im Bereich des Blattes Höchstädt und war sicher ausschlaggebend für die Störungen in diesem Bereich.

Die Störungen beginnen zeitlich wohl im Oberjura oder der Unterkreide und reichen bis in das Untermiozän. Vermutlich kam es auch zu einer mehrmaligen Reaktivierung älterer Störungen. Inwiefern der Meteoritenimpakt im Nördlinger Ries Auswirkungen auf das tektonische Umfeld hatte, kann nicht beantwortet werden. Es ist aber denkbar, dass durch den Einschlag Spannungen im Untergrund plötzlich aktiviert wurden.

## 5 Geologische Aufschlüsse, Geotope

Nachfolgend werden die wichtigsten Aufschlüsse (**A 1** usw.) und Geotope (**G 1** usw.) im Blattgebiet aufgeführt. Nur die vorangestellten Nummern der Geotope sind auch in der Geologischen Karte wiedergegeben. In eckigen Klammern stehen entsprechend der Zuordnung des Objekts die Identifikationsnummer aus dem Bayerischen Bodeninformationssystem ([www.bis.bayern.de](http://www.bis.bayern.de)) und/oder die Geotopnummer aus dem Geotopkataster Bayern ([www.geotope.bayern.de](http://www.geotope.bayern.de)). Dort sind – abhängig vom jeweiligen Datenschutzstatus – ggf. zusätzliche Informationen erhältlich.

**A 1** [BIS 7329AG015001]: Steinbruch N Schwennenbach, aufgelassen, teilweise verfüllt

Lage: R 43 95 253, H 53 94 017; Ansatzhöhe: 485 m ü. NN

Geologisches Profil (Aufnahme, Deutung: JUNG 2007):

Allochthone Scholle aus Bankkalken der Treuchtlingen-Formation („Malm Delta“), wT sowie Mergelkalken der Arzberg-Formation („Malm Gamma“), wA. Ammonitenfunde in diesem heutzutage ca. 50 x 40 m großen, nicht mehr in Abbau befindlichen und deswegen teilweise verstürztem Steinbruch (siehe Abb. 7) ermöglichten WINKLER (1966) eine genauere stratigraphische Einstufung und zwar in die Zonen des („Katroliceras“) *Crussoliceras divisum* (Unterkimmeridgium) sowie in die des *Aulacostephanus mutabilis* und *A. eudoxus* (Oberkimmeridgium).

**A 2** [BIS 7329AG015010]: Steinbruch WNW Eichbergerhof

Lage: R 43 92 701, H 53 93 557; Geländehöhe: 475 m ü. NN

Geologisches Profil (Aufnahme, Deutung: SCHMIDT-KALER 1962; JUNG 2008):

Allochthone Scholle aus dickbankigen, Fossil führenden, teils brecciierten Kalksteinen der Treuchtlingen-Formation („Malm Delta“, wT (Abb. 13)



Abb. 13: Großwüchsiger Ammonit (Durchmesser ca. 50 cm), der von Prof. K. Zenetti, Dillingen im Jahr 1933 aus dem Steinbruch WNW Eichbergerhof geborgen wurde. Er befindet sich heute mit anderen Fossilfunden aus diesem Aufschluss in der Naturwissenschaftlichen Sammlung der Akademie Dillingen. Von Prof. Zenetti wurde der Ammonit als *Ammonites (Perisphinctes) bipedalis* bestimmt. Heute wird dieses Fossil *Pachypictonia bipedalis* genannt und bestätigt die Einstufung der allochthonen Scholle in das Kimmeridgium.

### A 3 [BIS 7329GP015007]: Kiesgrube WSW Höchstädt

Lage: R 43 92 837, H 53 86 289; Ansatzhöhe: 426 m ü. NN

Geologisches Profil (Aufnahme, Deutung: JUNG 2007):

#### Quartär

##### Löß, „Lo

- 1,0 m Schluff, schwach feinsandig, stark karbonatisch, hellbeige, Lößschnecken (Jüngerer wärmzeitlicher Löß)
- 2,0 m Schluff, schwach feinsandig, schwach tonig, schwach karbonatisch, hellgräulichbraun (schwach verbraunt), Lößschnecken („Lohner Boden“)
- 2,5 m Schluff, schwach feinsandig, karbonatisch, hellbeige, Lößschnecken, basal eingewürgte Gerölle (Älterer wärmzeitlicher Löß)

Schmelzwasserschotter, rißzeitlich (Hochterrasse 2), R2,G; „Dillinger Terrasse“ nach BIBUS & STRAHL 2000

- 2,7 m Schluff, stark kiesig, sandig, tonig, karbonatisch, graubraun, Gerölle häufig mit Längsachse steilstehend, keine Einregelung (Riß/Würmzeitlicher Verwitterungshorizont des Hochterrassenschotters)
  - 7,0 m Kies, sandig, steinig, schwach schluffig, stark karbonatisch, rostbraun, maximale Geröllgröße 10 cm; ab 4 m unter GOK nur noch schwach steinig, mit zahlreichen, schräg geschichteten Sandlinsen; basal rostfarbene, schwarzfleckige Lage mit größeren Geröllen
- (=Aufschlusshöhe)

#### A 4 [BIS 7329GP015001]: Prallhang des Kugelbachs N Schwennenbach

Lage: R 43 95 036, H 53 93 513; Ansatzhöhe: 450 m ü. NN

Geologisches Profil (Aufnahme, Deutung: JUNG 2007):

Quartär  
Fließerde, „fl

- 0,5 m Schluff, Ton, sandig, steinig, Kalksteinbrocken bis 20 cm Durchmesser, braun

Schwemmlöß

- 1,6 m Schluff, schwach feinsandig, schwach tonig, karbonatisch, grau, hellbraun, basal Kalksteinsplitter eingewürgt, massig und ungeschichtet vereinzelt „Lößschnecken“

Tertiär  
Bunte Breccie, miXb

- 4,0 m Kalkstein-Blöcke bis 60 cm Durchmesser in brauner, grauer und rotbrauner lehmig-sandiger Matrix; in der Matrix vereinzelt Quarzgerölle bis 1 cm Durchmesser; Lias-Tonsteine und karmin- bis ziegelrote Feinsandsteine und Schluffsteine (Feuerletten?); vereinzelt schwarze, splittrige Hornsteine bis 1 cm Durchmesser; basal Linse aus Keuper-Tonstein; daneben Quarzsand, Feldspat führend (Mittel- bis Grobsand, schwach verfestigt, Keupersandstein) mit eingewürgtem Kalkstein-Block; seitlich übergehend in Gemenge aus Keuper-Sandstein, Weißjura-Kalksplintern und toniger Matrix; insgesamt soliflukktiv verlagert?

Jüngere Obere Meeresmolasse, Sand, OMMj,S

- 4,2 m Feinsand, schluffig, karbonatisch, hellgrau (im Bachbett anstehend; autochthon?)

(= Aufschlusshöhe)

**A 5** [BIS 7329GP015008]: Bacheinschnitt NE Unterfinningen

Lage: R 43 90 149, H 53 92 524; Ansatzhöhe: 470 m ü. NN

Geologisches Profil (Aufnahme, Deutung: JUNG 2007):

## Tertiär

## Bunte Breccie, miXb

- 4,0 m Kalkstein-Brocken bis 30 cm Durchmesser in lehmiger Matrix; vereinzelt Gerölle bis max. 5 cm Durchmesser (Kalksteine und Sandsteine)

## Jüngere Obere Meeresmolasse, Sand, OMMj,S

- 4,5 m Feinsand, schluffig, schwach mittelsandig, stark karbonatisch, massig und entfestigt, hellgrau, Kalkkonkretionen bis 2 cm
- 5,0 m Feinsand, schluffig, schwach mittelsandig, stark karbonatisch, schwach verfestigt, hellgrau, Kalkkonkretionen bis 8 cm

(= Aufschlusshöhe)

**A 6** [BIS 7329GP015009]: Ziegeleigrube Lutzingen (verfüllt)

Lage: R 43 92 587, H 53 90 494; Ansatzhöhe: 445 m ü. NN

Geologisches Profil (Aufnahme: WINKLER 1966)

## Quartär

## Löß, ,Lo

- 0,2 m Lößverwitterungslehm, braun, krümelig
- 1,0 m Löß, kalkreich, gelbbraun mit Gastropoden

## Lößlehm, ,Lol

- 1,3 m Lößlehm, braun, ganz schwach kalkhaltig
- 1,6 m Lößlehm, feinsandig, graubraun, schwach rostbraun gefleckt, mit vereinzelt stecknadelkopfgroßen Eisenmangankonkretionen
- 2,4 m Lehm, feinsandig, rötlichbraun, bröckelig, von Wurzelröhrchen durchzogen, mit zahlreichen Eisenmanganknöllchen
- 3,8 m Lehm, kalkfrei, hellbraun, stark eisenfleckig
- 4,1 m Lehm, sandig-tonig, rotbraun, gelbgrau- bis graugrün-marmoriert, mit schwarzen Eisenmanganausscheidungen

## Fließerde, ,,fl

- 4,9 m Lehm, feinsandig, glimmerreich, bräunlich, mit kleinen gelblichgrünen Tonfetzen (vermutlich umgelagerte Obere Süßwassermolasse)

(= Aufschlusshöhe)

**A 7** [BIS 7329AG015025]: Sandgrube WNW Brachstadt

Lage: R 44 01 464, H 53 96 535; Ansatzhöhe: 440 m ü. NN

Geologisches Profil (Aufnahme, Deutung: JUNG 2008):

Tertiär

Ältere Obere Süßwassermolasse, Sand, OSMa,S (allochthone Scholle)

- 2,0 m Wechselfolge aus (1) Mittelsand, feinsandig, ocker und (2) Feinsand, schluffig, schwach mittelsandig, hellbeige, Glimmer führend, undeutlich schräg geschichtet

(= Aufschlusshöhe)

**G 1** [BIS 7329AG015022; Geotop 773R006]: Osterstein NE Unterfinningen

Lage: R 43 90 510, H 53 93 475; Ansatzhöhe: 510 m ü. NN

Geologisches Profil (Aufnahme, Deutung: JUNG 2007):

Beim Osterstein (Titelbild) handelt es sich um mehrere allochthone Blöcke aus Massenkalk des Oberjura. Trotz des ballistischen Transportes beim Auswurf aus dem Rieskrater sind die Felsen relativ wenig beansprucht. Bereits 1935/37 wurden erste archäologische Grabungen am Osterstein vorgenommen. 1951 folgten dann weitere Grabungen, die bestätigten, dass der Felsen vorgeschichtliche Kultstätte war (GRAICHEN 1990; SEITZ & SCHOTTORF 1956).

**G 2** [BIS 7329AG000001; Geotop 773A004]: Sandgrube bei der Goldbergalm

Lage: R 43 91 854, H 53 90 197; Ansatzhöhe: 500 m ü. NN verfüllt.

Siehe hierzu Abbildung 9 mit Abbildungsunterschrift. Die komplexen Lagerungsverhältnisse in der mittlerweile verfüllten Sandgrube wurden bereits bei MOOS (1926: 121; mit Abbildung) und LÖFFLER (1941: 93) beschrieben.

## 6 Bohrungen

Nachfolgend werden die wichtigsten Bohrungen im Blattgebiet aufgeführt. Die vorangestellten Nummern (**B 1** usw.) sind in der Geologischen Karte wiedergegeben. Nicht ausführlich beschriebene Bohrungen werden in Tabellenform dargestellt. In eckigen Klammern steht die Identifikationsnummer aus dem Bayerischen Bodeninformationssystem (BIS, [www.bis.bayern.de](http://www.bis.bayern.de)). Dort sind – abhängig vom jeweiligen Datenschutzstatus – ggf. zusätzliche Informationen erhältlich. Lage und Zweck der Bohrung sind aus datenschutzrechtlichen Gründen mit reduzierter Genauigkeit wiedergegeben bzw. nicht erwähnt. Von solchen Einschränkungen ausgenommen sind z. B. staatlich finanzierte Forschungsbohrungen.

**B 1** [BIS 7329BG015221]: N Mörslingen, LfU-FB Lutzingen

Lage: R 43 90 777, H 53 90 808; Ansatzhöhe: 477 m ü. NN

Kernbohrung 2010;

Geologisches Profil (Aufnahme, Deutung: JUNG 2010):

Bestimmung der Mikrofauna durch Dr. M. PIPPERR, LMU München, Department für Geo- und Umweltwissenschaften, Sektion Paläontologie und Geobiologie, Richard-Wagner-Str. 10, 80333 München.

### Quartär

#### Künstliche Ablagerungen, „ya

- 0,49 m Wegerunterbau (Kalksteinbrocken bis 5 cm in sandig-schluffig-toniger Matrix)

### Tertiär

#### Jüngere Obere Meeresmolasse (allochthone Schollen)

- 0,79 m Schluff, feinsandig, schwach tonig, dunkelolivgrau, karbonatfrei, mit zahlreichen Fe- und Mn-Konkretionen (Verwitterungshorizont)
- 2,66 m Schluff, Ton, feinsandig, karbonatisch bis stark karbonatisch (Mergel bis Kalkmergel), mit großen, leicht verfestigten Kalkausfällungsbereichen; Kalkmergelsteinbänkchen bis 2,51–2,54 m; hellolivgrau, weiß- und dunkelorange fleckig
- 3,16 m Feinsand, schluffig, schwach Glimmer führend, stark karbonatisch, lagenweise auch schlufffrei bis schwach schluffig, basal allmählicher Übergang in Feinsand, schwach mittelsandig; insgesamt schwach verfestigt; hellolivgrau

- 5,00 m Wechselfolge aus Schluff, schwach tonig, schwach feinsandig (Kalkmergel) und Feinsand, stark schluffig; stark karbonatisch; hellolivgrau und hellgrau fleckig
- 7,16 m Schluff, tonig bis stark tonig, schwach feinsandig bis feinsandig, karbonatisch bis stark karbonatisch (Mergel bis Kalkmergel); teilweise mit flächigen und knolligen Kalkausfällungsbereichen; von 6,66–6,86 m Kernabschnitte mit ca. 45° einfallenden Scherflächen; Liegendgrenze ebenfalls mit ca. 45° einfallend; hellolivgrau, dunkelorange fleckig
- 7,32 m Feinsandstein, stark karbonatisch, schwach Glimmer führend, mäßig bis gut verfestigt, olivgrau
- 7,50 m Schluff, stark tonig, schwach feinsandig, karbonatisch (Mergel), olivgrau, dunkelorange fleckig, deutliche Hangend- und Liegendgrenze
- 8,15 m Feinsand, schluffig, bis stark schluffig, stark karbonatisch; mit Mergellage von 7,90–7,98 m und Feinsandsteinlage von 7,67–7,76 m; schwach Glimmer führend; teilweise knolliges Gefüge; olivgrau
- 10,88 m Schluff, stark tonig, schwach feinsandig, karbonatisch bis stark karbonatisch (Mergel bis Kalkmergel); bei 10,05 m Kalksteinbrocken mit ca. 3 cm Durchmesser (Weißjura, Kratermaterial) steil einfallende Störungsflächen bei 9,4–9,5 m und bei 9,65–9,7 m; 1 Schalensplitter bei 10,43 m; hellolivgrau, dunkelorange fleckig
- 11,89 m Schluff, stark tonig, stark feinsandig, stark karbonatisch (Sandmergel), nach unten zu allmähliche Kornvergrößerung, vereinzelt kleine Schalenreste und -splitter, diffuse dunklere Bereiche (Grabgänge?), dunkelolivgrau
- 13,13 m Mittelsand, feinsandig, schwach schluffig bis schluffig, schwach Glimmer führend, stark karbonatisch, bei 12,2 m steil einfallende, bräunlich gefärbte Lage
- 13,93 m Kernverlust
- 14,16 m Mittelsand, feinsandig, ab 14,10 m grobsandig, karbonatisch, Glimmer führend, Muschelreste (Cardiiden und Pectiniden) und Schalensplitter, oliv
- 14,28 m Schluff, tonig bis stark tonig, feinsandig, karbonatisch (Mergel), blaugrau und beige; bis 14,22 m mit sandgefüllten Klüften, schlierig
- 14,32 m Feinsand, mittelsandig, schluffig, tonig, karbonatisch, blaugrau, mit großer Muschelschale (Ostrea), die stark geneigt im Sediment liegt
- 14,53 m Schluff, stark tonig, feinsandig, karbonatisch (Mergel), blaugrau, mit einigen schwach Glimmer führenden Fein- bis Mittelsandnestern; Liegendgrenze zeigt steiles Einfallen mit ca. 30°
- 17,06 m Fein- bis Mittelsand, schlufffrei bis schluffig, schwach Glimmer führend, karbonatisch, von 15,85–15,93 m schwach verfestigter mittelkörniger Sandstein, von 16,46–16,93 m lagenweises Einfallen mit ca. 45°, Glaukonit führend, blaugrau, grünlichgrau)

- Fossilinhalt: *Elphidium glabratum* CUSHMAN, *Elphidium subtypicum* PAPP, *?Elphidium* spp., *Elphidiella minuta* (REUSS), *Ammonia beccarii* (LINNÉ) s. I.
- 19,53 m Schluff, Ton, feinsandig, karbonatisch (Mergel), von 19,10–19,53 m Feinsandlage, blaugrau
  - 20,35 m Gemenge aus Ton bis Schluff, sehr stark karbonatisch, mit zahlreichen Schalenresten, rundlichen Kalkkonkretionen (bis 6 mm Durchmesser) und verfestigten Brocken eines Schill führenden Kalksteins; 1 Schalenhälfte (Cardiide), 1 Seeigel; hellgrau  
Fossilinhalt: *Ammonia* sp.
  - 20,57 m Schluff, tonig, feinsandig, karbonatisch (Mergel), blaugrau, dunkelorange fleckig
  - 20,72 m Gemenge aus Ton bis Schluff, Kalkkonkretionen und rundlichen Kalkkörnern bis max. 6 mm Durchmesser, hellbeige, orange fleckig

#### Ältere Obere Süßwassermolasse (allochthone Schollen)

- 26,00 m Schluff, Ton, feinsandig, karbonatisch (Mergel bis Tonmergel), vereinzelt Kalk(stein)konkretionen bis 2 mm und Gesteinsbruchstücke bis 8 mm Kantenlänge (Kratermaterial?); blaugrau und hellbraun marmoriert
- 28,17 m Ton, schluffig, schwach feinsandig, mit gelegentlichen Kalk(stein)konkretionen, vereinzelt dünne, schwarze Schlieren; ab 27,77 m treten dünne, mit Mittelsand gefüllte „Klüfte“ auf; blaugrau und hellbraun marmoriert
- 28,22 m Mittelsand, schluffig, tonig, grobsandig, karbonatisch, blaugrau und hellbraun marmoriert
- 29,84 m Ton, schluffig, schwach feinsandig, karbonatisch (Tonmergel), mit harten und mürben Kalkkonkretionen bis 1 cm, blaugrau und hellbraun marmoriert
- 30,10 m Sand, stark tonig, schluffig, karbonatisch, vereinzelt harte und mürbe Kalkkonkretionen, blaugrau und hellbraun marmoriert
- 31,82 m Wechselfolge von karbonatfreiem und karbonatischem Ton, schluffig, schwach feinsandig (Ton und Tonmergel), blaugrau und hellbraun marmoriert, vereinzelt regellos verteilte Kalksteinkonkretionen, von 31,13–31,21 m mit schwach violett gefärbten Flecken
- 32,16 m Feinsand, Schluff, karbonatisch, schwach Glimmer führend, blaugrau und hellbraun gestreift
- 36,80 m Wechselfolge von karbonatfreiem und karbonatischem Ton, schluffig, schwach feinsandig (Ton bis Tonmergel), regellos verteilte harte und mürbe Kalkkonkretionen, hellblaugrau und hellbraun marmoriert, von 35,43–35,60 m schwach humoser, dunkelgrauer Paläoboden
- 36,96 m Mittelsand, stark feinsandig, tonig, karbonatisch, ab 36,88 m verfestigt zu Sandstein, mit Mergelresedimenten, blaugrau

- 40,91 m Wechselfolge von karbonatfreiem bis karbonatischem Ton, schluffig, schwach feinsandig (Ton bis Tonmergel), mit regellos verteilten harten und mürben Kalk(stein)konkretionen, von 39,73–39,95 m Sand bis Sandstein, karbonatisch, stark tonig, schluffig, vereinzelt Quarzgerölle bis FeinkiesgröÙe

### ?Bunte Breccie, miXb

- 41,15 m Sand, stark tonig, schwach schluffig, karbonatisch, mit Tonmergel-resedimenten und einem Stück Kohle (3 cm lang); von 41,07–41,11 m schwach humoses Tonmergelresediment mit weiÙen Kalkkonkretionen und ?Schalenresten; von 41,00–41,07 m heterogenes Gefüge mit eckig-kantigen Kalksteinen (WeiÙjura, Kratermaterial) und Schalenbruchstücken?

### Jüngere Obere Meeresmolasse

- 41,26 m Ton, schluffig, feinsandig, karbonatisch (Tonmergel), blaugrau, mit flaserig-schlierigen Strukturen (mit Feinsand gefüllte Grabgänge?)
- 45,20 m Wechselfolge von Feinsand, mittelsandig, schluffig und Mittelsand, feinsandig, schwach schluffig, karbonatisch, grünlichgrau (Glaukonit) und graubraun, schwach Glimmer führend, von 42,94–43,22 m und 44,82–45,00 m zu Sandstein verfestigt, von 41,96–42,00 m mit großen, linsenartigen, unregelmäßigen, scharf begrenzten Hohlräumen, die mit grünlichgrauem Fein- bis Mittelsand gefüllt sind und Schalenreste enthalten  
Fossilinhalt (44,25–44,5 m): *Elphidium glabratum* CUSHMAN, *Elphidium subtypicum* PAPP, *Elphidium* sp., *Elphidiella minuta* (REUSS), *ammonia beccarii* (LINNÉ), ?*Cibicidoides* spp., *Hanzawaia boueana* (D' ORB.)
- 46,00 m Ton, schluffig, feinsandig, karbonatisch (Tonmergel) und Kalkmergelstein, feinsandig, grau, weißgraufleckig
- 49,18 m Wechselfolge von Feinsand, schluffig, schwach mittelsandig und Mittelsand, feinsandig, schwach schluffig, vereinzelt Feinkiesgerölle, gelegentlich Schalensplitter von Mollusken, blaugrau
- 49,38 m Ton, stark feinsandig, schluffig, karbonatisch (Tonmergel), ab 49,31 m dunkelgrau gefärbt (humos?), ab 49,34 m mit Schalenbruch, blaugrau

### Jura

#### WeiÙjura-Gruppe

#### Massenkalk-Formation, ungegliedert, wMK

- 61,40 m Kalkstein, hellgrau und beige, massig, mit Schwammquerschnitten und Schalenschill („Schwamm-Bruchschillkalke des WeiÙjura ?Epsilon“ nach GALL 1974a, b); verkarstete Abschnitte von 59,95–60,08 m und 60,77–61,00 m (Karstfüllungen aus Kalksteinbrocken, teilweise mit Fe-/Mn-Überzügen, Calcit-Einzelkristallen und -rasen sowie Schluff und Ton)

(=Endteufe)

**B 2** [BIS 7329BG015007]: SW Lutzingen, NASA-Bohrung 11 bzw. E

Lage: R 43 91 685, H 53 90 325; Ansatzhöhe: 503 m ü. NN

Kernbohrung 1976

Geologisches Profil (HÖRZ et al. 1977; HÖRZ et al. 1983):

#### Quartär

##### Lößlehm, „Lol

- 0,40 m Schluff, feinsandig, fahlbraun

##### Fließerde, „fl

- 0,70 m Lehm, ockerfarben, fleckig (verwitterte Bunte Breccie)
- 1,00 m Bunte Breccie mit Keuper und Grundgebirge als Komponenten und ± horizontalem, flaserigem Gefüge (Fließerde aus Bunter Breccie)

#### Tertiär

##### Riestrümmermassen (allochthone Schollen und Bunte Breccie)

- 2,20 m Lehm, hellockerfarben, mit Brocken von dolomitischem und zuckerkörnigem Malmkalk, von 1,5–1,8 m nur Kalk
- 2,95 m Bunte Breccie mit sandig-toniger Matrix, oliv-ocker, mit Einschlüssen von OSM- und Kratermaterial (Lias-/Dogger-Tone)
- 3,50 m Weißjura-Massenkalk, schwach vergriest
- 19,30 m Bunte Breccie mit sandig-toniger Matrix, oliv-ocker, und kleinen und größeren Einschlüssen von lokalem Tertiär-Material (ocker-oliv-blau-grüne, meist gefleckte Tone, hellrosa-ockerfarbene Mergel, grünlicher OMM-Sand)
- 21,15 m OMM-Sand, an tonigeren Lagen erkennbar deutlich intern deformiert
- 22,20 m OMM-Sand mit Einschlüssen von Kratermaterial und oliv-ockerfarbenen OSM-Tonen
- 25,80 m OMM-Sand, deutlich intern deformiert
- 27,00 m OMM-Sand mit Einschlüssen von Krater- und Lokalmaterial
- 31,50 m Bunte Breccie mit sandig-toniger Matrix, grau, und mit Einschlüssen von Lokal- und Kratermaterial (Tone und Silte der OSM, Kohleton, dunkler Lias-/Dogger-Ton, Keupersandstein)
- 32,60 m Ton, ocker, wenig blaugrünlich gefleckt (OSM)
- 33,05 m Feinsand, mittelgrau, schwach glimmerig, mit Einschluss (10 cm) von olivgrauem, ziegelrot geflammtem Ton (OSM)
- 33,55 m Tonmergel, olivocker-blaugrün, gefleckt, wenig ziegelrot (OSM)

- 37,05 m Bunte Breccie mit feinsandig-toniger Matrix, wechselnd grau-olivocker, und mit Einschlüssen von Lokalmaterial (oliv-ocker, blaugrün, braun gefleckte und geflammte Tone, bis 20 cm Durchmesser) sowie Kratermaterial (dunkle Lias-/Dogger-Tone, Malmkalk u. a., bis 10 cm Durchmesser)
- 39,50 m Schluff, feinsandig und mit Feinsandlagen, glaukonitführend (OMM-Deckschichten), ungefähr 60° einfallend; dazwischen von 37,4–37,8 m Bunte Breccie wie vorher
- 41,25 m Bunte Breccie mit schluffig-toniger Matrix und Einschlüssen vor allem von Tertiär-Material (Schluff wie oben, blaugrün-ocker geflammte Tone, feinsandiger Kohleton (bis 2 dm Durchmesser) sowie Kratermaterial (Malmmergel und -kalke, bis 1 dm Durchmesser, Grundgebirge)
- 43,50 m Schluff, schwach feinsandig, helloliv, unten grau und stärker feinsandig; ca. 30° Einfallen
- 43,80 m Weißjura-Massenkalk, beige, zerbrochen
- 45,50 m Bunte Breccie mit feinsandig-toniger Matrix und Einschlüssen vor allem von Tertiär-Material (Tone, ocker/blaugrün gefleckt, bis 0,5 m Durchmesser) sowie wenig und nur kleinstückiges Kratermaterial (Malmkalke, -mergel, dunkler Lias-/Dogger-Ton, bis 3 cm Durchmesser)
- 47,50 m Schluff, hellblaugrün, mit Feinsandlagen, hellgrau verknetet, z. T. fast senkrecht stehend
- 48,20 m Bunte Breccie mit feinsandig-toniger Matrix, ocker-oliv, und Einschlüssen vor allem von Tertär-Material (ocker-oliv gefleckte Tone, bis 15 cm Durchmesser, graue, feinsandige Tone) sowie wenig Kratermaterial (unter anderem Kristallin bis 3 cm Durchmesser)
- 48,75 m Feinsand, glaukonitisch, bläulichgrüngrau (OMM)
- 58,20 m Bunte Breccie mit feinsandig-toniger Matrix und zahlreichen Einschlüssen, i. a. überwiegend Tertiär-Material (ocker-oliv gefleckte Tone, bis 60 cm Durchmesser); Kratermaterial überwiegend von 54,0–55,0 m (dunkle Lias-/Dogger-Tone, rotbraune und hellgrüngraue Keupertone, Malmkalke und -mergel, Kristallin)
- 70,00 m Malm-Mergelkalkstein, beige-grau, vergriest und sekundär verkittet, unten (ab 69,5 m) steiler Kontakt gegen Bunte Breccie wie unten
- 70,10 m Bunte Breccie, graubraun, sehr reich an Keupermaterial und Kristallin
- 70,30 m Ton, oliv-ocker (OSM); Kontakte oben und unten 45° einfallend
- 72,30 m Mergel, z. T. feinsandig, grau, mit hellen, kalkreichen Flecken (OSM); bei 72,0–72,1 m Jurakalkeinschluss
- 72,95 m Bunte Breccie mit stark feinsandiger und toniger Matrix, bräunlichgrau, vorwiegend mit Einschlüssen von Tertiär-Material (ockerfarbener Ton, bis 10 cm) wenig Kratermaterial (dunkle Juratone, Malmkalk bis 2 cm )
- 74,60 m Tonmergel, hellgrünlichgrau, z. T. mit feinsandigen, hellen Lagen, schräg einfallend

- 75,00 m Malm-Mergelkalk, beige-grau, vergriest (wie von 58,2–70,0 m)
- 79,80 m Ton, ockerfarben, blaugrün gefleckt (OSM), dazwischen (75,0–75,15 m und 77,4–77,95 m) Einlagerungen von Bunter Breccie wie unten
- 84,20 m Bunte Breccie mit grauer bis olivgrauer, stark feinsandiger und toniger Matrix und Einschlüssen hauptsächlich von Tertiär-Material (Ton, ocker-oliv, z. T. auch violett und ziegelrot gefleckt, Mergel, z. T. feinsandig, grau – OSM), wenig Kratermaterial (unter anderem dunkle Juratone, weinrote Keupertone, Malmkalkbruchstücke bis 10 cm)

#### Ältere Obere Süßwassermolasse

- 90,70 m Tone und Mergel, ockerfarben, violettgraubraun und blaugrün, nach unten im Allgemeinen zunehmend mergelig und vorwiegend hellgrünlich-grau; teilweise feinsandig, insbesondere von 86,0–86,5 m
- 99,00 m Kernverlust, Material in Spülung wie oben

#### ?Untere Süßwassermolasse

- 102,20 m Süßwasserkalke und -mergel, gelblichweiß; Kalke z. T. dicht und bröckelig

(=Endteufe)

**B 3** [BIS 7329BG015134]: Lage: R 43 90 4, H 53 86 5; Ansatzhöhe: 430 m ü. NN  
Kernbohrung 2008

Geologisches Profil (Aufnahme: FISCHER 2008; Deutung: JUNG 2010):

#### Quartär

##### Löß, „Lo

- 3,0 m Schluff, feinsandig, schwach tonig, hellbraun; bis 0,7 m Mutterboden
- 3,5 m Schluff, feinsandig, kiesig, grau (Kryoturbation)

#### Schmelzwasserschotter, rißzeitlich (Hochterrasse 2), R2,G; „Dillinger Terrasse“ nach BIBUS & STRAHL 2000

- 4,7 m Fein- bis Mittelkies, stark sandig, graubraun
- 8,0 m Kies, sandig bis stark sandig, schlufffrei bis schwach schluffig, rostbraun und graubraun
- 8,5 m Sand, kiesig, graubraun
- 12,6 m Kies, sandig bis stark sandig, braungrau und grau

### Tertiär

Ältere Obere Süßwassermolasse (allochthone Scholle) oder Bunte Breccie, miXb

- 13,4 m Schluff, tonig, mit Sandlinsen, bunt  
(=Endteufe)

**B 4** [BIS 7329BG015201]: Lage: R 43 99 3, H 53 92 2, Ansatzhöhe: 431 m ü. NN  
Kernbohrung 1998

Geologisches Profil (Bohrmeisteraufnahme, 1998; Deutung: JUNG 2010):

### Quartär

Künstliche Ablagerungen, „ya

- 0,9 m Kies, Schluff, sandig, Ziegelreste, mitteldicht bis dicht

### Fließerde, „fl

- 3,4 m Schluff, stark sandig, kiesig, weich bis steif, braun
- 4,7 m Sand, schluffig bis stark schluffig, locker, hellbraun
- 5,4 m Schluff, stark sandig, steif, braunoliv
- 6,8 m Schluff, stark sandig, schwach tonig, steif bis halbfest, braunoliv

### Tertiär

Riesrümmermassen (allochthone Schollen und Bunte Breccie, miXb)

- 10,9 m Schluff, stark sandig, schwach kiesig, halbfest, mit Tonlinsen und Sandsteinlagen, olivbraun
- 11,2 m Tonstein, hart, rotbraun
- 14,7 m Schluff, stark sandig, schwach kiesig, mit Tonlinsen, halbfest, braunoliv-dunkelgrau
- 15,0 m Ton, feinsandig, fest, braunoliv
- 16,5 m Schluff, stark sandig bis feinsandig, schwach tonig, schwach kiesig, fest, dunkelgrau
- 16,7 m Schluff, stark steinig, hart, beige
- 18,6 m Schluff, stark sandig, schwach tonig, schwach kiesig, fest, Tonlinsen, dunkelgrau
- 20,0 m Ton, feinsandig, fest, braunoliv-braungrau  
(=Endteufe)

**B 5** [BIS 7329BG015165]: Lage: R 43 92 4, H 53 86 6, Ansatzhöhe: 425 m ü. NN  
Kernbohrung 1998

Geologisches Profil (Bohrmeisteraufnahme, 1998; Deutung: JUNG 2010):

Quartär

Künstliche Ablagerungen, „ya

- 2,6 m Kies, Schluff, sandig, Beton- und Ziegelreste, Bauschutt

Bach- oder Flussablagerungen, „f

- 3,6 m Schluff, feinsandig, schwach tonig, weich, braun
- 4,2 m Kies, sandig, schluffig, locker, hellgrau-beige
- 5,3 m Torf, locker, grauschwarz

Schmelzwasserschotter, rißzeitlich (Hochterrasse 2), R2,G; „Dillinger  
Terrasse“ nach BIBUS & STRAHL 2000

- 6,5 m Kies, sandig, schwach schluffig, schwach steinig, dicht, graubraun-rostbraun
- 6,7 m Kies, sandig steinig, schwach schluff, dicht, graubraun

Tertiär

Ältere Obere Süßwassermolasse (allochthone Scholle) oder Bunte  
Breccie, miXb

- 8,4 m Schluff, stark sandig, schwach kiesig, schwach tonig, mit Tonlinsen, steif bis halbfest, dunkel-graugrün, grün

(=Endteufe)

**B 6** [BIS 7329BG015110]: Lage: R 43 93 2, H 53 86 6; Ansatzhöhe: 427 m ü. NN  
Kernbohrung 1998

Geologisches Profil (Bohrmeisteraufnahme, 1998; Deutung: JUNG 2010):

Quartär

?Künstliche Ablagerungen, „ya

- 1,1 m Kies, sandig, schluffig
- 1,6 m Schluff, feinsandig, vereinzelt Gerölle

Schmelzwasserschotter, rißzeitlich (Hochterrasse 2), R2,G; „Dillinger Terrasse“ nach BIBUS & STRAHL 2000

- 5,7 m Kies, sandig bis stark sandig, schwach bis stark schluffig, schwach steinig, mitteldicht bis dicht, braungrau und hellgrau
- 6,7 m Sand, schwach schluffig, schwach kiesig, dicht, braungelb-grau
- 7,7 m Sand, schwach schluffig, dicht, grau
- 10,0 m Kies, stark sandig, schwach schluffig, dicht, grau und graubraun
- 10,2 m Steine, kiesig, sandig, schluffig, hellgrau-oliv

Tertiär

Ältere Obere Süßwassermolasse (allochthone Scholle) oder Bunte Breccie, miXb

- 10,6 m Schluff, stark sandig, schwach tonig, schwach kiesig, halbfest, olivbraun-graublau

(=Endteufe)

**B 7** [7329BG015210]: WSW Unterglauheim, Geologische Kartierbohrung 7329/01

Lage: R 43 96 7, H 53 91 0; Ansatzhöhe: 419 m ü. NN

Kleinbohrung: 04.11.2009

Geologisches Profil (Aufnahme, Deutung: DOPPLER & JUNG 2010):

Quartär

Bach- oder Flussablagerungen, „f

- 0,7 m Schluff, stark tonig, karbonatfrei, braungrau, sehr schwach humos
- 1,0 m Schluff, Ton, feinsandig, karbonatfrei, grau, anmoorig
- 1,2 m Ton, schluffig, kiesig, karbonatfrei, ocker, gut gerundete Gerölle (umgelagerte Hochterrassenschotter) in umgelagerten Riestrümmermassen
- 2,4 m Ton, schluffig, sandig, kiesig, stark karbonatisch, grau, eckige Gerölle (umgelagerte Riestrümmermassen)
- 3,4 m Mittelsand, schluffig, schwach tonig, schwach kiesig, stark karbonatisch, grau, dunkelgrau, runde und eckige Gerölle
- 3,9 m Kies, stark sandig, schluffig, karbonatisch, grau, basal helbbraune, karbonatische Feinsedimentlage

Schmelzwasserschotter, rißzeitlich (Hochterrasse 2), R2,G; „Dillinger Terrasse“ nach BIBUS & STRAHL 2000

- 4,1 m Kies, sandig, karbonatisch

(=Endteufe)

**B 8** [BIS 7329BG015175]: Lage: R 43 96 5, H 53 85 8; Ansatzhöhe: 413 m ü. NN  
Kernbohrung 1972

Geologisches Profil (Aufnahme: PESCHKE 1972; Deutung: HAGMAIER 2011):

Quartär

Künstliche Ablagerungen, „ya

- 0,8 m Schluff, sandig, schwach tonig, Ziegelreste, braun, bis 0,3 m Mutterboden

Schmelzwasserschotter, spätwürmzeitlich (Spätglazialterrasse 2), Ws2,G

- 2,0 m Kies, sandig, schwach schluffig, grau
- 7,5 m Kies, sandig, grau

Tertiär

Ältere Obere Süßwassermolasse

- 8,5 m Schluff, tonig, schwach sandig, grau
- 10,0 m Ton, schluffig, schwach sandig, grau  
(=Endteufe)

**B 9** [BIS 7329BG015003]: Lage: R 43 90 6, H 53 87 0; Ansatzhöhe: 434 m ü. NN  
Kern- und Spülbohrung 2005

Geologisches Profil (Aufnahme, Deutung: JUNG 2007):

Quartär

Löß, „Lo

- 6,5 m Schluff, tonig, feinsandig, karbonatisch, beige, von 4–6 m vereinzelt Kalksteinsplitter (Schwemmlöß)

Schmelzwasserschotter, rißzeitlich (Hochterrasse 2), R2,G; „Dillinger Terrasse“ nach BIBUS & STRAHL 2000

- 15,4 m Kies, sandig, schwach schluffig, karbonatisch, buntes Geröllspektrum

Tertiär

Riestrümmermassen (allochthone Schollen? und Bunte Breccie)

- 19,0 m Schluff, tonig, schwach sandig, schwach feinkiesig, braungrau, eckige Gesteinssplitter, vereinzelt Kalksteingerölle
- 21,0 m Ton bis Schluff, sandig, (dunkel-)braun, eckige und kantengerundete Quarz- und Kalksteinsplitter

- 22,0 m Mittelsand, feinsandig, hellbraun, verbacken, vereinzelt Quarzgrobsandgerölle
- 25,0 m Schluff, tonig, sandig, schwach feinkiesig, hellgrau und dunkelbraun, verbacken
- 26,0 m Sand, schluffig, tonig, vereinzelt Quarzgrobsandgerölle und eckige ?Feldspäte
- 30,0 m Schluff, tonig, schwach sandig
- 42,0 m Schluff, tonig, sandig, schwach kiesig, eckige Kalksteinsplitter und gerundete Quarzgrobsandgerölle, von 33–34 m humos
- 48,0 m Sand, schluffig, schwach tonig bis tonig, hellgrau
- 50,0 m Schluff, tonig bis stark tonig, schwach sandig bis sandig, ab 49 m vereinzelt Gesteinssplitter
- 51,0 m Feinsand, schluffig, tonig, hellgrau, vereinzelt Quarzgrobsandgerölle und eckige Kalksteinsplitter
- 52,0 m Sand, schluffig, tonig, hellgrau, vereinzelt Quarzgrobsandgerölle und eckige Kalksteinsplitter
- 54,0 m Grobsand, schwach feinkiesig, schwach schluffig, hellgrau
- 55,0 m Schluff, tonig, sandig, schwach kiesig, dunkelolivgrau, teilweise schwach rotviolett, eckige Gesteinssplitter

### ?Ältere Obere Süßwassermolasse

- 57,0 m Schluff, tonig, schwach feinsandig, grau

### Süßbrackwassermolasse, Kirchberger Schichten

- 58,0 m Ton, schluffig, Braunkohle führend, schwarz (Kohleton)
- 67,0 m Mergel bis Mergelstein, (hell-)grau, von 60–61 m grauschwarz (humos?)

### Süßbrackwassermolasse, Grimmelfinger Schichten, Graupensand-Deckschichten

- 69,0 m Feinsand, schwach mittelsandig, hellgrau, Glimmer führend
- 70,0 m Feinsand, mittelsandig, schwach feinkiesig, schwach mittelkiesig, hellgrau, Glimmer führend

### Süßbrackwassermolasse, Grimmelfinger Schichten, Graupensand

- 81,0 m Quarzfein- bis Quarzmittelkies, sandig, hellgrau, vereinzelt schwarze Hornsteine
- 82,0 m Feinsand, Schluff, hellgrau
- 85,0 m Quarzfein- bis Quarzmittelkies, sandig, hellgrau, vereinzelt schwarze Hornsteine

## ?Obere Meeresmolasse oder Grimmelfinger Schichten

- 86,0 m Sand, schwach feinkiesig, schwach mittelkiesig, grau
- 87,0 m Mittelsand, feinsandig, schwach grobsandig, grau

## ?Untere Süßwassermolasse

- 95,0 m Ton bis Schluff, stark karbonatisch, beige, teilweise rot- und weißfleckig

## Jura

## Weißjura-Gruppe

## Massenkalk-Formation, ungegliedert, wMK

- 202,1 m Kalkstein, weiß bis grauweiß, splittrig brechend, sehr hart, schluffig-tonige Karstfüllung bei 191–191,8 m
- 250,0 m Kalk- und Dolomitstein, grau, überwiegend zuckerkörnig, schluffig-tonige Karstfüllungen unter anderem bei 203–206 m, 225–231 m, 231–234 m

(=Endteufe)

**B 10** [BIS 7329BG015006]: Lage: R 43 97 1, H 53 89 5; Ansatzhöhe: 420 m ü. NN

Kern- und Spülbohrung: 2004

Geologisches Profil (Aufnahme, Deutung: JUNG 2007):

## Quartär

## Talfüllung, polygenetisch, „ta

- 2,5 m Schluff, tonig, feinsandig, braungrau, hellockergrau, von 1–1,8 m schwach humos bis humos, grauschwarz
- 2,8 m Feinsand, schluffig, schwach kiesig, hellgrau, hellbraunfleckig

## Schmelzwasserschotter, rißzeitlich (Hochterrasse 2), R2,G; „Dillinger Terrasse“ nach BIBUS &amp; STRAHL 2000

- 7,4 m Kies, sandig, schwach schluffig, karbonatisch, buntes Geröllspektrum, splittrig zerbohrt

## Tertiär

## Bunte Breccie, miXb

- 12,0 m Schluff, tonig, feinsandig, beige, gelegentlich Kalksteinbröckchen

## Ältere Obere Süßwassermolasse

- 13,0 m Feinsand, schluffig, hellgrau, Glimmer führend
- 16,0 m Schluff, tonig, schwach feinsandig, hellgrau, braunfleckig
- 18,0 m Feinsand, Schluff, hellolivgrau, glimmerführend
- 55,0 m Schluff, tonig, feinsandig, hellgrau, beige, von 18–19 m schwach humos, dunkelbraun

### Süßbrackwassermolasse, Kirchberger Schichten

- 67,0 m Schluff, tonig, feinsandig, Braunkohle führend, grauschwarz, olivgrau, dunkelgrau (Kohleton)
- 69,0 m Schluff, Feinsand, hellgrau, stark karbonatisch

### Süßbrackwassermolasse, Grimmelfinger Schichten, Graupensand-Deckschichten

- 74,5 m Feinsand, schwach mittelsandig, schwach schluffig bis schluffig, hellgrau

### Süßbrackwassermolasse, Grimmelfinger Schichten, Graupensand

- 83,5 m Quarzfein- bis Quarzmittelkies, sandig, hellgrau, vereinzelt schwarze Hornsteine

### Jüngere Obere Meeresmolasse

- 85,5 m Mittelsand, feinsandig, schwach kiesig bis kiesig, grau, schwarzgrau
- 89,0 m Mittelsand, Grobsand, schwach feinkiesig, schwach mittelkiesig, hellgrau, vereinzelt Kalksteinsplitter
- 91,0 m Grobsand, Feinkies, mittelsandig bis stark mittelsandig, hellgrau, vereinzelt Kalksteinsplitter, 1 schwarzes Kohletonresediment, abgerollt
- 96,0 m Feinsand, Mittelsand, schwach schluffig, hellgrau, stark Glimmer führend
- 97,0 m Mittelsand, Grobsand, schwach feinkiesig, hellgrau

### Jura

#### Weißjura-Gruppe

#### Massenkalk-Formation, ungegliedert, wMK

- 161,0 m Kalkstein, weiß bis hellgrauweiß, splittrig brechend, sehr hart, mikritisch, gelegentlich mit Kalzit ausgekleidete Hohlräume bis 3 cm Durchmesser (Lochfelsfazies), Pyritaggregate und flächige Pyritvorkommen, kaum Karsthohlräume

(=Endteufe)

**B 11** [BIS 7329BG015002]: Lage: R 43 99 0, H 53 91 4; Ansatzhöhe: 421 m ü. NN  
Kern- und Spülbohrung: 2004

Geologisches Profil (Aufnahme, Deutung: JUNG 2007):

#### Quartär

##### Löß, „Lo

- 1,3 m Schluff, tonig, sandig, braun, vereinzelt Kalkbröckchen (Schwemmlöß)

##### Schmelzwasserschotter, rißzeitlich (Tiefere Hochterrasse), R3,G;

##### „Blindheimer Terrasse“ nach BIBUS & STRAHL 2000

- 10,7 m Kies, sandig, schwach schluffig, karbonatisch, buntes Geröllspektrum, größtenteils splittrig zerbohrt, maximale Korngröße 7 cm
- 11,2 m Schluff, tonig, sandig, kiesig, beige (Aufarbeitungslage)

#### Tertiär

##### Ältere Obere Süßwassermolasse

- 12,0 m Schluff, tonig, feinsandig, grau
- 15,6 m Feinsand, stark schluffig, grau, Glimmer führend, basal humos
- 40,0 m Wechselfolge aus Feinsand, schluffig, grau und Schluff, tonig, grau, vereinzelt Sandlagen, teilweise schwach humos bis humos

##### ?Süßbrackwassermolasse, Kirchberger Schichten

- 43,0 m Ton, Schluff, schwarzgrau
- 44,0 m Ton, Schluff, schwarzgrau, vereinzelt Schalenreste
- 49,0 m Feinsand, schluffig, grau, Glimmer führend, 2 große schwarze Gerölle
- 53,0 m Ton, Schluff, (hell-)grau, beige, Pyritaggregate, basal Malmkalksplitter

#### Jura

##### Weißjura-Gruppe

##### Massenkalk-Formation, ungliedert, wMK

- 132,0 m Kalkstein, weiß bis hellgrauweiß, splittrig brechend, sehr hart, mikritisch (=Endteufe)

**B 12** [BIS 7329BG015057]: Lage: R 43 99 1, H 53 88 1; Ansatzhöhe: 411 m ü. NN  
Kernbohrung 1978

Geologisches Profil: (Bohrmeisteraufnahme, 1978; Deutung: HAGMAIER 2010)

Quartär

Künstliche Ablagerung, „ya

- 2,6 m Künstliches Lockermaterial, sandig, kiesig, steinig, schluffig, braungrau

Ältere Auenablagerungen, Jüngere Postglazialterrasse 1, qh1,,

- 8,1 m Kies, stark sandig, grau

Tertiär

Ältere Obere Süßwassermolasse oder Riestrümmermassen

- 8,6 m Schluff, stark sandig, blaugrau  
(=Endteufe)

**B 13** [BIS 7329BG015127]: Lage: R 43 98 9, H 53 86 5; Ansatzhöhe: 411 m ü. NN  
Kernbohrung 1978

Geologisches Profil: (Bohrmeisteraufnahme, 1978; Deutung: HAGMAIER 2011)

Quartär

Schmelzwasserschotter, spätwürmzeitlich (Spätglazialterrasse 2), Ws2,G

- 1,2 m Schluff, tonig, feinsandig, organisch (Flußlehm)
- 1,6 m Sand, schluffig, kiesig, leicht organisch
- 8,9 m Kies, sandig, schwach schluffig

Tertiär

Ältere Obere Süßwassermolasse oder Riestrümmermassen

- 10,0 m Feinsand, schluffig  
(=Endteufe)

**B 14** [BIS 7329BG015225]: Lage: R 44 00 4, H 53 86 2; Ansatzhöhe: 410 m ü. NN  
Kernbohrung 1993

Geologisches Profil: (Bohrmeisteraufnahme, 1993; Deutung: HAGMAIER 2011)

Quartär

Anmoor

- 0,1 m Humus, dunkelbraun
- 0,4 m Humus, dunkelbraun, schwarz, anmoorig

Schmelzwasserschotter, spätwürmzeitlich (Spätglazialterrasse 1), Ws1,G

- 1,2 m Sand, kiesig, grau
- 7,7 m Kies, sandig, steinig, grau

Tertiär

Ältere Obere Süßwassermolasse oder Riestrümmermassen

- 8,0 m Sand, grau  
(=Endteufe)

Tab. 5: Auflistung der Bohrungen mit den Identifikationsnummern des Bodeninformationssystems (BIS). Genauere Informationen zu den in Kurzform beschriebenen Bohrungen können vom LfU unter Beachtung des Datenschutzes abgegeben werden.

Nr.	BIS-ID	R-Werte H-Werte	Ansatzhöhe Endteufe	Durchteufte geologische Einheiten
B 15	7329BG000119	43 93 2 53 95 5	445 m ü. NN 30,6 m	miXb OMMj? Wj?
B 16	7329BG000120	43 92 3 53 91 3	455 m ü. NN 91 m	miXb OMMj? USM? Wj
B 17	7329BG015032	43 94 3 53 86 7	418 m ü. NN 59 m	,Lo R2,G miXb? OSMa?
B 18	7329BG015034	43 98 0 53 90 3	418 m ü. NN 12 m	,Lol R2,G miXb oder OSMa
B 19	7329BG015035	43 89 5 53 86 5	431 m ü. NN 12,1 m	,Lo R2,G miXb oder OSMa
B 20	7329BG015038	43 93 0 53 86 1	428 m ü. NN 15 m	,Lo R2,G miXb oder OSMa
B 21	7329BG015059	44 00 0 53 91 6	416 m ü. NN 12 m	,Lo R3,G miXb
B 22	7329BG015061	43 94 4 53 87 0	419 m ü. NN 10 m	,f R2,G miXb oder OSMa
B 23	7329BG015064	43 97 2 53 89 8	427 m ü. NN 12 m	,Lol R2,G miXb oder OSMa
B 24	7329BG015093	44 00 5 53 92 1	422 m ü. NN 12,56 m	,Lo R3,G miXb
B 25	7329BG015094	43 92 1 53 86 6	428 m ü. NN 14 m	,Lo R2,G miXb oder OSMa
B 26	7329BG015095	43 93 7 53 87 2	418 m ü. NN 10 m	,f R2,G miXb oder OSMa
B 27	7329BG015096	43 94 2 53 87 5	416 m ü. NN 5 m	R2,G miXb oder OSMa
B 28	7329BG015097	43 95 1 53 88 4	425 m ü. NN 13 m	,Lol R2,G miXb oder OSMa
B 29	7329BG015106	43 93 6 53 86 9	418 m ü. NN 12 m	,f R2,G miXb oder OSMa

B 30	7329BG015109	43 93 8 53 86 9	418 m ü. NN 12 m	„f R2,G miXb oder OSMa
B 31	7329BG015130	43 91 3 53 88 4	428 m ü. NN 12,5 m	„Lo R2,G miXb oder OSMa
B 32	7329BG015131	43 93 8 53 86 0	428 m ü. NN 10 m	„Lo R2,G miXb oder OSMa
B 33	7329BG015132	43 94 0 53 86 0	427 m ü. NN 10 m	„Lo R2,G miXb oder OSMa
B 34	7329BG015135	43 91 6 53 86 7	427 m ü. NN 12 m	„Lo R2,G miXb oder OSMa
B 35	7329BG015136	43 91 6 53 86 5	426 m ü. NN 8 m	„Lo R2,G miXb oder OSMa
B 36	7329BG015144	43 92 6 53 86 2	426 m ü. NN 7 m	„Lo R2,G miXb oder OSMa
B 37	7329BG015146	43 93 2 53 86 0	428 m ü. NN 10,5 m	„Lo R2,G miXb oder OSMa
B 38	7329BG015171	43 94 4 53 88 1	424 m ü. NN 10 m	„Lol R2,G miXb oder OSMa
B 39	7329BG015173	43 94 5 53 87 2	415 m ü. NN 10,1 m	„f R2,G miXb oder OSMa
B 40	7329BG015177	43 92 3 53 85 7	428 m ü. NN 11,7 m	„Lo R2,G miXb oder OSMa
B 41	7329BG015180	43 93 8 53 86 4	425 m ü. NN 10,7 m	„Lo R2,G miXb oder OSMa
B 42	7329BG015185	43 98 2 53 90 0	418 m ü. NN 10 m	„Lo R3,G miXb oder OSMa
B 43	7329BG015209	43 96 0 53 91 6	421 m ü. NN 10 m	„f R2,G miXb oder OSMa
B 44	7329BG015159	44 01 1 53 89 0	410 m ü. NN 10 m	qha-m,, miXb
B 45	7329BG015166	43 97 8 53 86 0	412 m ü. NN 7,4 m	Ws2,G OSMa
B 46	7329KG015001	44 01 5 53 87 8	408 m ü. NN 1,3 m	qha-m,,
B 47	7329KG015002	43 97 1 53 87 3	412 m ü. NN 1,5 m	qhj1,,
B 48	7329BG015242	44 01 6 53 91 5	406 m ü. NN 2,8 m	„Hn <sub>90</sub> Ws1,G

## 7 Literatur

- ABDUL AZIZ, H., BÖHME, M., ROCHOLL, A., ZWING, A., PRIETO, J., WIJBRANS, J. R., HEISSIG, K. & BACHTADSE, V. (2008): Integrated stratigraphy and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  chronology of the Early to Middle Miocene Upper Freshwater Molasse in western Bavaria (Germany). – *Int. J. Earth Sci.*, **97**: 115–137, Berlin (Springer).
- BAYERISCHER INDUSTRIEVERBAND STEINE UND ERDEN E. V. [Hrsg.] (2000): Das Grundwasser im schwäbischen Donautal. – Schriftenreihe der Bayerischen Sand- und Kiesindustrie, **11**: 1–102, München.
- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.] (1980): Wasserwirtschaftliche Rahmenuntersuchung Donau und Main (Hydrogeologie). – 44 S., München.
- BAYERISCHES LANDESAMT FÜR UMWELTSCHUTZ [Hrsg.] (1999): Gesamtökologisches Gutachten Donauried. – Schwäbisches Donautal zwischen Neu-Ulm und Donauwörth. – CD, Augsburg.
- BIBUS, E. & STRAHL, M. (2000): Zur Gliederung und Altersstellung der bayerischen Hochterrassen nördlich des Donauriedes. – *Z. Geomorph. N. F.*, **44**(2): 211–232, Berlin.
- BOLTEN, R. & MÜLLER, D. (1969): Das Tertiär im Nördlinger Ries und in seiner Umgebung. – *Geologica Bavarica*, **61**: 87–131, München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- BRANCO, W. (1903): Das vulcanische Vorries und seine Beziehungen zum vulcanischen Riese bei Nördlingen. – *Abh. Preuß. Akad. Wiss.*, 1902: 1–132, Berlin.
- BRANCO, W. & FRAAS, E. (1901): Das vulcanische Ries bei Nördlingen in seiner Bedeutung für Fragen der allgemeinen Geologie. – *Abh. Preuß. Akad. Wiss.*, 1901: 1–169, Berlin.
- BUCHNER, E. (1998): Die süddeutsche Brackwassermolasse in der Graupensandrinne und ihre Beziehung zum Ries-Impakt. – *Jber. u. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N.F.*, **80**: 339–459, Stuttgart.
- BUCHNER, E., SEYFRIED, H. & VAN DEN BOGAARD, P. (2003):  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  laser probe age determination confirms the Ries impact crater as the source of glass particles in Graupensand sediments (Grimmfelfingen Formation, North Alpine Foreland Basin). – *Int. J. Earth Sci.*, **92** (1): 1–6, Berlin (Springer).

- BUCHNER, E., SCHMIEDER, M., SCHWARZ, W. H. & TRIELOFF, M. (2010): The Ries/Steinheim impact age as significant time marker in the North Alpine Foreland Basin stratigraphy: new  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating results. – Program & Abstracts Molasse Group Meeting 2010; S. 9, München.
- CHAO, E. C. T., HÜTTNER, R. & SCHMIDT-KALER, H. (1978): Aufschlüsse im Ries-Meteoriten-Krater. – Beschreibung, Fotodokumentation und Interpretation. – 84 S., München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- DAHMBECK, R. (2005): Beiträge zur spät- und postglazialen Fluss- und Landschaftsentwicklung im nördlichen Oberrheingraben. – Diss. Univ. Frankfurt a. M. – 246 S., Frankfurt a. M. [online-Publikation].
- DI VICENZO, G. & SKÁLA, R. (2009):  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  laser dating of tektites from the Cheb Basin (Czech Republic): Evidence for coevality with moldavits and influence of the dating standard on the age of the Ries impact. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73: 793–513; Washington.
- DOPPLER, G. (1989): Zur Stratigraphie der nördlichen Vorlandmolasse in Bayerisch-Schwaben. – *Geologica Bavarica*, 94: 83–133; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- DOPPLER, G., KROEMER, E., RÖGNER, K., WALLNER, J., JERZ, H., GROTTENTHALER, W. (2011): Quaternary Stratigraphy of Southern Bavaria. – In: FREUND, H. [Hrsg.]: *Glaciations and Periglacial Features in Central Europe, Special Issue for the XVIII INNQUA Congress in Bern, Switzerland*, 329–365 E&G Vol 60 No. 2–3, Greifswald (Geozon Science Media).
- DRESSLER, B., GRAUP, G. & MATZKE, K. (1969): Die Gesteine des kristallinen Grundgebirges im Nördlinger Ries. – *Geologica Bavarica*, 61: 201–228; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- FESEFELDT, K. (1963): Der Obere Malm im südlichen Vorries. – *Erlanger geol. Abh.*, 47: 1–33; Erlangen.
- GALL, H. (1974a): Geologische Karte von Bayern 1: 25 000. – Blatt Nr. 7328 Wittislingen. – München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- GALL, H. (1974b): Geologische Karte von Bayern 1: 25 000. – Erläuterungen zum Blatt Nr. 7328 Wittislingen. – 186 S.; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).

- GALL, H. (1974c): Geologischer Bau und Landschaftsgeschichte des südöstlichen Vorrieses zwischen Höchstädt a. d. Donau und Donauwörth. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 145: 58–95; Stuttgart.
- GALL, H. (1974d): Neue Daten zum Verlauf der Klifflinie der Oberen Meeresmolasse (Helvet) im südlichen Vorries. – Mitt. Bayer. Staatssamm. Paläont. hist. Geol., 14: 81–101; München.
- GRAICHEN, G. (1990): Das Kultplatzbuch, Ein Führer zu den alten Opferplätzen, Heiligtümern und Kultstätten in Deutschland. – 383 S.; Hamburg (Hoffmann u. Campe).
- GRAUP, G. (1975): Das Kristallin im Nördlinger Ries. – Diss. Univ. Tübingen. – 176 + XIII S., Tübingen.
- HABER, W. & SCHALLER, J. (1990): Dillinger Donauried – Landschaftsökologische Rahmenuntersuchung zum Kiesabbau. – Schriftenreihe der bayerischen Sand- und Kiesindustrie, 4: 1–24; München (Bayerischer Industrieverband Steine und Erden e. V.).
- HÖRZ, F., GALL, H., HÜTTNER, R. & OBERBECK, V. R. (1977): Shallow drilling in the "Bunte Breccia" impact deposits, Ries Crater, Germany. – In: RODDY, D. J., PEPIN, R. O. & MERRILL, R. B. [Hrsg.]: Impact and Explosion Cratering. – Proc. Symp. Planetary Cratering Mechanics, Flagstaff, Sept. 1976: 425–448; New York (Pergamon).
- HÖRZ, F., OSTERTAG, R. & RAINEY, D. A. (1983): Bunte Breccia of the Ries: Continuous Deposits of Large Impact Craters. – Reviews of Geophysics and Space Physics, 21: 1667–1725; Washington.
- HOMILIUS, J., WEINIG, H., BROST, E. & BADER, K. (1983): Geologische und geophysikalische Untersuchungen im Donauquartär zwischen Ulm und Passau. – Geol. Jb., E 25: 3–73; Hannover.
- HÜTTNER, R. (1958): Geologische Untersuchungen im SW-Vorries auf Blatt Neresheim und Wittislingen. – Diss. Univ. Tübingen – 347 S.; Tübingen.
- HÜTTNER, R. (1961): Geologischer Bau und Landschaftsgeschichte des östlichen Härtsfeldes (Schwäbische Alb). – Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, 4: 49–125; Freiburg im Breisgau.
- HÜTTNER, R. & SCHMIDT-KALER, H. (1999a): Die geologische Karte des Rieses 1: 50 000 (2., überarbeitete Auflage) – Erläuterungen zu Erdgeschichte, Bau und Entstehung des Kraters sowie zu den Impaktgesteinen – Geologica Bavarica, 104: 7–76; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).

- HÜTTNER, R. & SCHMIDT-KALER, H. (1999b): Wanderungen in die Erdgeschichte (10): Meteoritenkrater Nördlinger Ries. – 160 S.; München (Pfeil).
- HÜTTNER, R. & SCHMIDT-KALER, H. (2005): Geologische Karte des Rieses 1: 50 000. – 3. Auflage; München.
- JERZ, H. & GROTTENTHALER, W. (1995): Quartärprofile mit Paläoböden in Südbayern. – *Geologica Bavarica*, **99**: 179–185; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- JOCHUM, R. (1995): Übersichtsbodenkarte von Bayern 1: 25 000. – Blatt Nr. 7239 Höchstädt a. d. Donau. München (unpubl.).
- JUNKELMANN, N. (2004): Das greulichste Spectaculum – Die Schlacht von Höchstädt 1704. – Hefte zur Bayerischen Geschichte und Kultur, **30**: 1–80; München (Haus der Bayerischen Geschichte).
- KIDERLEN, H. (1931): Beiträge zur Stratigraphie und Paläogeographie des süddeutschen Tertiärs. – *N. Jb. Min. etc., Beil.-Bd.*, **66** (B), 215–384; Stuttgart.
- KRANZ, W. (1927): Vierte Fortsetzung der Beiträge zum Nördlinger Ries-Problem. – *Cbl. Min. etc., Abt. B*, 1927: 403–416, 458–473 und 526–538; Stuttgart.
- KRANZ, W. (1949): Achte Fortsetzung der Beiträge zum Nördlinger Riesproblem. – *N. Jb. Min., etc., Mh., Abt. B.*, 1949: 154–173; Stuttgart.
- KRANZ, W. & BERZ, K. C. (1925): Die südwestlichen Griesse und Bunten Breccien im Vorries auf Blattgebiet Giengen der Württ. Geognost. Karte. – *Jb. u. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N. F.*, **14**: 148–175; Stuttgart.
- LAURENZI, M. A., BIGAZZI, G., BALESTRIERI, A. & BOUŠKA, V. (2003):  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  laser probe dating of the Central European tektite-producing impact event. – *Meteorit. Planet. Sci.*, **38** (6): 887–893.
- LEGER, M. (1988): Géomorphologie de la vallée subalpine du Danube entre Sigmaringen et Passau. – *Diss. Univ. Paris.* – VIII + 621 S., 2 Text-Bde., 1 Abbildungs- und Tabellenband; Paris.
- LEMCKE, K. (1985): Flußfracht von Ur-Main und Ur-Naab in der Schweiz und im deutschen Molassebecken. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.*, Vol. **51**, Nr. 121: 13–21; Riehen-Basel.

- LÖFFLER, R. (1941): Beiträge zur Riesgeologie. – Jb. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **30**: 92–113; Stuttgart.
- LUFT, E. (1983): Zur Bildung der Moldavite beim Ries-Impakt aus tertiären Sedimenten. – Stuttgart (Enke).
- LUTTERSCHMID, E. (2010): Bericht zu den refraktionsseismischen und geoelektrischen Messungen im Raum Höchstädt a. d. Donau zur Ermittlung der Malmobergrenze und deren Nord-Süd-Verlauf. – unpubl. Bericht Bayerisches Landesamt für Umwelt, Ref. 107 Tieferer Untergrund, tiefe Geothermie, Geophysik. – Hof/Saale.
- MENGELE, C. (1916a): Erdgeschichtliches Allerlei über Egau-, Bachtal und Umgebung. – Blätter des Schwäbischen Albvereins, **28** (1/2): 3–8; Tübingen.
- MENGELE, C. (1916b): Erdgeschichtliches Allerlei über Egau-, Bachtal und Umgebung. – Blätter des Schwäbischen Albvereins, **28** (4): 65–68; Tübingen.
- MENGELE, C. (1916c): Erdgeschichtliches Allerlei über Egau-, Bachtal und Umgebung. – Blätter des Schwäbischen Albvereins, **28** (5): 98–102; Tübingen.
- MEYER, R. K. F. & SCHMIDT-KALER, H. (1989): Paläogeographischer Atlas des süddeutschen Oberjura (Malm). – Geol. Jb., **115**: 1–77; Hannover.
- MEYNEIN, E. & SCHMITHÜSEN, J. [Hrsg.] (1953-1962): Handbuch der naturräumlichen Gliederung Deutschlands. – 9 Lieferungen in 8 Büchern, aktualisierte Karte 1: 1.000.000 mit Haupteinheiten 1960; Remagen/Bad Godesberg (Bundesanstalt für Landeskunde).
- MOOS, A. (1925): Beiträge zur Geologie des Tertiärs im Gebiet zwischen Ulm a. D. und Donauwörth. – Geogn. Jh., **37**: 167–252; München.
- MOOS, A. (1926): Die Trümmerhöhen im südlichen Vorries und ihre Bedeutung für das Riesproblem. – Jb. u. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N.F., **14**: 99–147; Stuttgart.
- MOOS, A. (1928): Kommen die Trümmergesteine – Griese und Bunte Breccien – im südlichen Vorries aus dem Ries? – Cbl. Min. etc., Abt. B, 1928: 417–428; Stuttgart.
- NATHAN, H. (1925): Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Möttingen. – Neues Jb. Min. etc., Beil.-Bd., **53 B**: 31–97; Stuttgart.
- OBLINGER, H. (1988): Die Vegetation des Naturschutzgebietes „Neugeschüttwörth“ bei Gremheim (Bayer.- Schwaben). – Ber. Naturwiss. Ver. Schwaben, **92**: 70–85; Augsburg.

- PÖSGES, G. & SCHIEBER, M. (1994): Das Rieskrater-Museum Nördlingen. – 112 S.; München (Pfeil).
- REICHENBACHER, B. (1989): Feinstratigraphische Gliederung der Kirchberger Schichten (Unter-Miozän) an der Typuslokalität Illerkirchberg bei Ulm. – *Geologica Bavarica*, **94**: 135–177; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- REICHENBACHER, B. (1993): Mikrofaunen, Paläogeographie und Biostratigraphie der miozänen Brack- und Süßwassermolasse in der westlichen Paratethys unter besonderer Berücksichtigung der Fisch-Otolithen. – *Senckenbergiana lethaea*, **73** (2): 277–374; Frankfurt/Main.
- REICHENBACHER, B., BÖTTCHER, R., BRACHER, H., DOPPLER, G., V. ENGELHARDT, W., 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, Kirchberger Schichten und Oberen Süßwassermolasse (nördliche Vorlandmolasse, Süddeutschland). – *Z. dt. geol. Ges.*, **149/1**: 127–161; Stuttgart.
- REUTER, L. (1925): Die Verbreitung jurasischer Kalkblöcke aus dem Ries im südbayerischen Diluvialgebiet. (Ein Beitrag zur Lösung des Riesproblems). – *Jb. des Oberrhein. Geol. Ver.*, **14**: 191–218; Stuttgart.
- ROCHOLL, A., OVTCHAROVA, M., SCHALTEGGER, U., ULBIG, A. & BÖHME, M. (2010): U/Pb zircon and Ar/Ar ages for Early Badenian volcanic ashes and their bearing on the age of the Ries event. – Program & Abstracts Molasse Group Meeting 2010; S. 36; München.
- SCHALK, K. (1957): Geologische Untersuchungen im Ries – Das Gebiet des Blattes Bissingen. – *Geologica Bavarica*, **31**: 1–107; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- SHELLMANN, G. (1989): Spätglaziale und holozäne Bodenentwicklung in einigen mitteleuropäischen Tälern unter dem Einfluss sich ändernder Umweltbedingungen. – *GeoArchaeoRhein*, **2**: 153–193; Münster.
- SHELLMANN, G. (1994): Neue Befunde zur Verbreitung, geologischen Lagerung und Altersstellung der würmzeitlichen (NT1 bis NT3) und holozänen (H1 bis H7) Terrassen im Donautal zwischen Regensburg und Bogen. – *Bamberger Geographische Schriften*, **24**: 1–77; Bamberg.

- SHELLMANN, G. (2010): Wesentliche Steuerungsmechanismen jungquartärer Flussdynamik im deutschen Alpenvorland und Mittelgebirgsraum. – Düsseldorfer Geographische Schriften, **34**: 123–146; Düsseldorf.
- SCHICK, H. (2004): Gliederung und Typusprofil der Lacunosamergel-Formation (Ober-Jura, Schwäbische Alb). – Stuttgarter Beitr. Naturk., Ser. B, Nr. 346. – 25 S.; Stuttgart.
- SCHIRMER, W. (1983): Holozäne Talentwicklung – Methoden und Ergebnisse. – Geol. Jb., **A 71**. – 370 S.; Stuttgart.
- SCHIRMER, W. (1995): Valley bottoms in the late Quaternary. – Z. Geomorph., Suppl. Bd., **100**: 27–51; Stuttgart.
- SCHLICKUM, W. R. (1974): Der Aussüßungs- und Verlandungsprozeß im Bereich der Oberen Brackwassermolasse Süddeutschlands. – Senckenbergiana lethaea, **54**: 521–526; Frankfurt/Main.
- SCHMIDT-KALER, H. (1962): Stratigraphische und tektonische Untersuchungen im Malm des nordöstlichen Ries-Rahmens – Nebst Parallelisierung des Malm Alpha bis Delta der Südlichen Frankenalb über das Riesgebiet mit der schwäbischen Ostalb. – Erlanger geol. Abh., **44**: 1–51; Erlangen.
- SCHMIDT-KALER, H. (1994a): Der präriesische Urmalm und seine Ablagerungen. – Geol. Bl. NO-Bayern, **44**, H. 3/4: 224–241; Erlangen.
- SCHMIDT-KALER, H. (1994b): Zwei Bohrungen durch Malm und Dogger im östlichen und südlichen Riesvorland. – Geol. Bl. NO-Bayern, **44**, H. 3/4: 241–248; Erlangen.
- SCHMIDT-KALER, H. (1995): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000. – Blatt Nr. 7131 Monheim. – München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- SCHMIDT-KALER, H. (1997): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000. – Erläuterungen zum Blatt Nr. 7131 Monheim. – 159 S. ; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- SCHRÖDER, J. (1926): Gebiet des südöstlichen Riesrandes (Exkursions-Bericht). – Z. dt. geol. Ges. **78**: 266–269; Stuttgart.
- SCHWARZ, W. & LIPPOLT, H. J. (2002): Coeval argon-40/argon-39 ages of moldavites from the Bohemian and Lusatian strewn fields. – Meteorit. Planet. Sci., **37** (12): 1757–1763.

- SCHWEIGERT, G. (1996): Die Hangende Bankkalk-Formation im schwäbischen Oberjura. – Jb. u. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N. F., **78**: 281–308; Stuttgart.
- SCHWEIGERT, G. & FRANZ, M. (2004): Die Mergelstetten-Formation, eine neue Gesteins-einheit im Oberjura der östlichen bis mittleren Schwäbischen Alb. – Jb. u. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N.F., **86**: 325–335; Stuttgart.
- SCHWERD, K., DOPPLER, G. & UNGER H. J. (1996): Gesteinsfolge des Molassebeckens und der inneralpinen Tertiärbecken. – in: Bayerisches Geologisches Landesamt (1996): Erläuterungen zur Geologischen Karte 1: 500 000. – 329 S.; München.
- SEEMANN, R. (1939): Versuch einer vorwiegend tektonischen Erklärung des Nördlinger Rieses. – N. Jb. Min. etc., Abt. B, 1939, Beil.-Bd., **81**: 70–214; Stuttgart.
- SEITZ, H. J. (1951): Die Süßwasserkalkprofile zu Wittislingen und die Frage des nach-eiszeitlichen Klima-Ablaufes. – 4. Bericht der Naturforschenden Gesellschaft Augsburg. – 132 S., Augsburg.
- SEITZ, H. J. & SCHOTTORF, R. (1956): Der Osterstein bei Unterfinningen (Ldkr. Dillingen), eine vorgeschichtliche Kultstätte. – Bayer. Vorgeschichtsblätter, **21**: 75–84; München (Bayer. Akad. d. Wiss.).
- SSYMANK, A. (1994): Neue Anforderungen im europäischen Naturschutz: Das Schutzgebiet Natura 2000 und die FFH-Richtlinie der EU. – Natur und Landschaft, **69** (H. 9): 395–406; Bonn (Bundesamt für Naturschutz).
- STEININGER, F. F. (1999): Chronostratigraphy, Geochronology and Biochronology of the Miocene „European Land Mammal Mega-Zones (ELMMZ) and the Miocene „Mammal Zones (Mn-Zones)“. – in: RÖSSNER, G. E. & HEISSIG, K. [Hrsg]: The Miocene Land Mammals of Europe. – S. 9–24; München (Pfeil).
- STORZER, D., JESSBERGER, E. K., KUNZ, J. & LANGE, J.-M. (1995): Synopsis von Spaltspuren- und Kalium-Argon-Datierungen an Ries-Impaktgläsern und Moldaviten. – Exkursionsführer und Tagungsband Gesellschaft für Geowissenschaften, **195**: 79–80; Nördlingen.
- STRAHL, M. (1997): Gliederung und zeitliche Stellung der Hochterrassen nördlich des Donauriedes. – unpubl. Dipl.-Arb. Univ. Tübingen: 97 S., Tübingen.

- TECHNISCHE UNIVERSITÄT MÜNCHEN, LEHRSTUHL UND PRÜFAMT WASSERGÜTE- UND ABFALLWIRTSCHAFT (1993): Karstgrundwasserleiter Bergheim – Untersuchungen mit biologischen und chemischen Tracern im Grundwassererkundungsgebiet 9.02 Bergheim im Hinblick auf Kriterien für die Bemessung von Schutzgebieten in Karstgrundwasserleitern. – unpubl. Schlussbericht für das Bayerische Landesamt für Wasserwirtschaft. – XI + 193 S., Garching b. München.
- TIPPER, J., SACH, V. & HEIZMANN, E. P. J. (2003): Loading fractures and Liesegang laminae: new sedimentary structures found in the north-western North Alpine Foreland Basin (Oligocene-Miocene, south-west Germany). – *Sedimentology*, **50**: 791–813.; Berlin (Springer).
- WEBER, E. (1941): Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Wemding. – Abh. Naturk. Tiergartenver. Schwaben e. V. Augsburg, geol.-paläont. Reihe, 3: 1–248, Augsburg.
- WINKLER, H. (1966): Geologisch-paläontologische Untersuchungen im südlichen Vorries auf Blatt Höchstädt a. d. Donau. – unpubl. Dipl.-Arb. Univ. München: 53 S., München.
- ZEISS, A. (1977): Jurassic stratigraphy of Franconia. – *Stuttgarter Beitr. Naturk., Ser. B*, Nr. 31: 1–32; Stuttgart.
- ZENETTI, P. (1913): Ein erratischer Block im Hochterrassenschotter bei Höchstädt a. d. Donau. – *Jh. Ver. vaterländ. Naturk. Württemberg*, **69**: 200–204; Stuttgart.
- ZÖBELEIN, H.K. (1995): Die jungtertiäre Graupensandrinne in der Vorlandmolasse Südwestdeutschlands. – *Documenta naturae*, **91:F** 1–108; Olching.

Das Hügelland N Höchstädt wird überwiegend von Gesteinen aufgebaut, die durch den Meteoriteneinschlag im Nördlinger Ries vor circa 14,5 Millionen Jahren entstanden. Die über Jahrmillionen gewachsene Landschaft wurde durch dieses gewaltige Ereignis in wenigen Augenblicken vollkommen und nachhaltig verändert. Erdgeschichtlich deutlich jünger ist das leicht wellige Gebiet um den Nebelbach, das erst im Eiszeitalter entstand. Im Untergrund finden sich hier ausgedehnte Kiesvorkommen, deren Grundwasservorräte eine tragende Rolle für die regionale Wasserversorgung spielen. Geschützt wird dieses Grundwasser von feinkörnigem Löß- und Schwemmlehm. Die fruchtbaren Böden aus diesen Deckschichten werden intensiv landwirtschaftlich genutzt. Im SE schließt sich die weite Ebene des Donautals mit seinen bedeutenden Kiesvorräten an. Im tieferen Untergrund des gesamten Gebietes treten Kalksteine des Weißjura auf, deren allmähliches Abtauchen nach S im Zuge der geologischen Landesaufnahme bestätigt wurde. Sie beinhalten in Karsträumen bedeutende Grundwasservorräte.