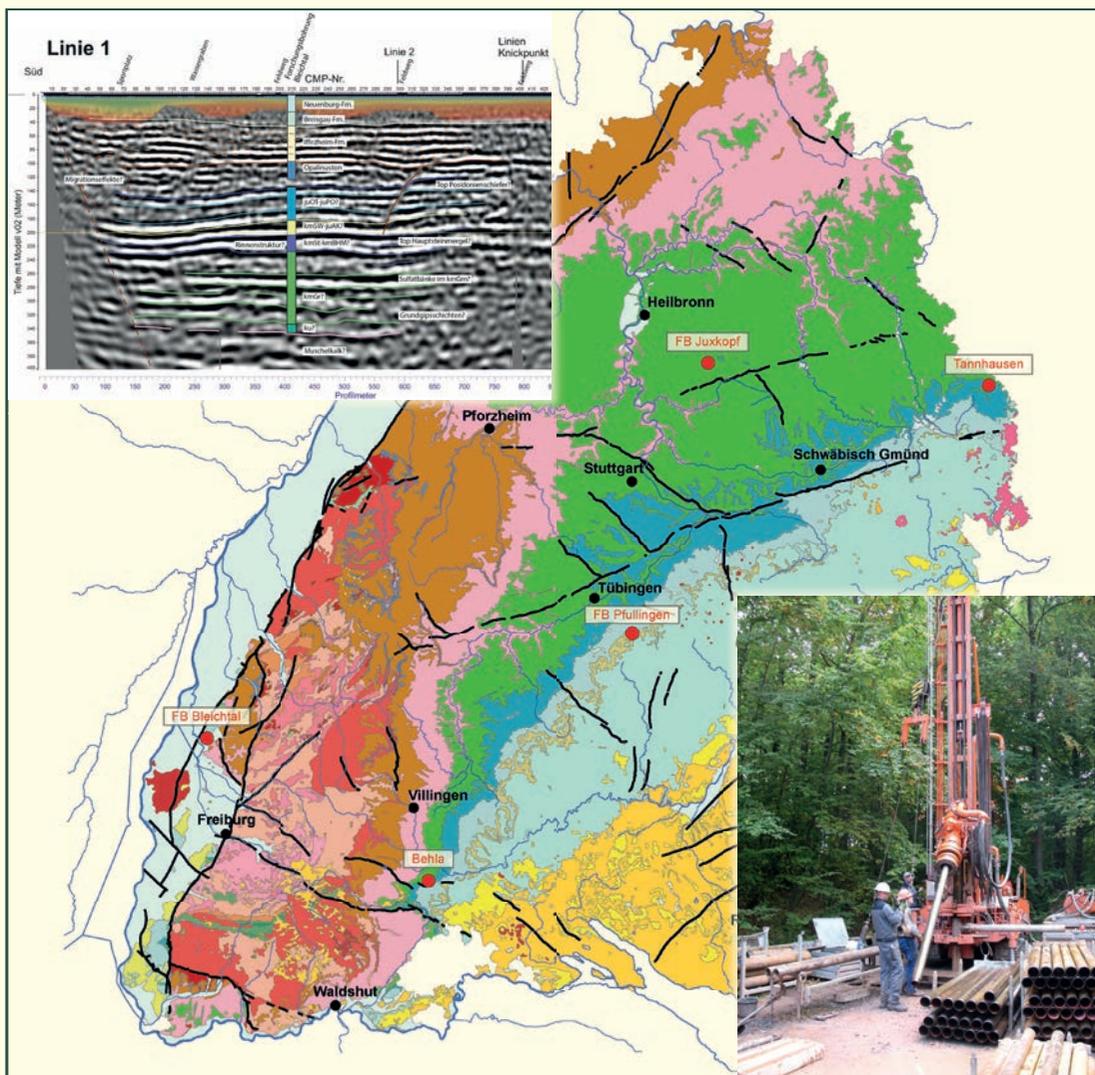


## Neue Beiträge zur Stratigraphie in Baden-Württemberg



**Titelseite:** Geologische Übersichtskarte mit Lage der Bohrungen und des Aufschlusses  
oben links: Refraktionstomographie am Ausgang des Bleichtals südlich Herbolzheim  
unte rechts: Forschungsbohrung Juxkopf, Bohrgerät im Einsatz



# Neue Beiträge zur Stratigraphie in Baden-Württemberg

Beiträge:

EDGAR NITSCH

Das Typusprofil der Löwenstein-Formation (Mittlerer Keuper):  
die Forschungsbohrungen Juxkopf-1 und Juxkopf-2 bei Spiegelberg,  
Löwensteiner Berge (Baden-Württemberg)

WOLF OHMERT (†) & MATTHIAS FRANZ

Die Forschungsbohrung Pfullingen-Breitenbach  
(Baden-Württemberg)

MATTHIAS FRANZ, CAROLIN TETZEL,  
ARMIN SCHERZINGER, MICHAEL KUTZ & KLAUS JENNE

Der Schwarze Jura (Unterjura) von Behla  
(Schwarzwald-Baar-Kreis, SW-Deutschland)

LENA STARK, MATTHIAS FRANZ, ULRIKE WIELANDT-SCHUSTER  
& SUSANNE FEIST-BURKHARDT

Die Forschungsbohrung Unteres Bleichtal bei Herbolzheim  
(Landkreis Emmendingen, Baden-Württemberg)

EDGAR NITSCH & HUBERT ZEDLER

Ein Profil der Keuper-Unterjura-Grenze bei Tannhausen  
(Ostalbkreis, Baden-Württemberg)

LGRB-Informationen	32	168 S.	61 Abb.	4 Tab.	4 Taf.	11 Anh.	Freiburg i. Br. Juli 2021
--------------------	----	--------	---------	--------	--------	---------	------------------------------



ISSN 1619-5329  – Informationen

Herausgeber: REGIERUNGSPRÄSIDIUM FREIBURG – Abteilung 9  
LANDESAMT FÜR GEOLOGIE, ROHSTOFFE UND BERGBAU (RPF-LGRB)  
Albertstraße 5, 79104 Freiburg i. Br.  
Telefon: (0761) 208-3000  
Telefax: (0761) 208-3029  
E-Mail: [abteilung9@rpf.bwl.de](mailto:abteilung9@rpf.bwl.de)  
Internet: <https://www.rp-freiburg.de> und <https://www.lgrb-bw.de>

Bearbeitung: Dr. MATTHIAS FRANZ, Dr. EDGAR NITSCH, Dr. ULRIKE WIELANDT-SCHUSTER,  
LENA STARK, CAROLIN TETZEL, & HUBERT ZEDLER (alle RPF-LGRB)  
sowie Dr. SUSANNE FEIST-BURKHARDT, KLAUS JENNE, MICHAEL KUTZ,  
Dr. WOLF OHMERT (†, ehemals LGRB) & ARMIN SCHERZINGER

Graphik: Dr. SUSANNE FEIST-BURKHARDT (Ober-Ramstadt); Dr. EDGAR NITSCH,  
HUBERT ZEDLER, GABRIELE FISCHER, BETTINA SCHMÜCKING & ARMIN ZILLER  
(alle RPF-LGRB)

Satz und Layout: BETTINA SCHMÜCKING (RPF-LGRB)

Druck: DCC Document Competence Center Sigmar Kästl e.K., Ostfildern-Kemnat  
([www.dcc-kaestl.com](http://www.dcc-kaestl.com))

Ausgabe: Juli 2021

© Dieses Werk ist urheberrechtlich geschützt.  
Übersetzung, Nachdruck, Vervielfältigung auf fotomechanischem oder ähnlichem  
Wege sowie Speicherung in Datenverarbeitungsanlagen – auch auszugsweise –  
nur mit schriftlicher Genehmigung des Herausgebers.



## Vorwort

Die geologischen Modelle des Landes fußen auf einer wichtigen Grundlage: den Primärdaten aus einer Vielzahl von Bohrungen, die die geologischen Schichtenfolgen durchörtern, und aus entsprechenden Aufschlüssen. Um diese Informationen nutzbar zu machen, sind die fachlich korrekte Aufnahme, Beschreibung und Dokumentation der vorliegenden Bohrprofile unabdingbar. Landesweit gesehen kann dies jedoch aufgrund der Vielzahl der abgeteufte Bohrungen nur eingeschränkt gesichert werden. Umso wichtiger sind qualitätsgesicherte Beschreibungen von Standardprofilen, die als Referenzprofile für andere Bohrungen dienen und dort korrekte Profilbeschreibungen ermöglichen, die den Ansprüchen der vielfältigen geowissenschaftlichen Themen des Landesamts für Geologie, Rohstoffe und Bergbau genügen.

Deswegen liegt hiermit ein weiterer Band der LGRB-Informationen vor, in dessen Blickpunkt die geologischen, insbesondere die stratigraphischen und petrographischen Ergebnisse der Bearbeitung verschiedener wichtiger Forschungsbohrungen stehen. Diese wurden zwischen 2012 und 2016 abgeteufte; eine bereits 1997 niedergebrachte Bohrung wird hier erstmals vollständig publiziert. Hinzu kommen die Beschreibungen wichtiger vorübergehender Aufschlüsse, die im Rahmen von Baumaßnahmen entstanden. Alle Arbeiten geben Auskünfte über die lokale Beschaffenheit des geologischen Untergrundes und umfassen den Zeitraum von der Trias (Keuper) bis ins Quartär. Die Bohrungen Juxkopf und Pfullingen-Breitenbach sind darüber hinaus Referenzprofile der Löwenstein- und der Ostreenkalk-Formation.

Die Ausführungen zur Forschungsbohrung Pfullingen-Breitenbach und zum Schwarzen Jura von Behla basieren zu wesentlichen Teilen auf unveröffentlichten Voruntersuchungen der früheren Kollegen Dr. Wolf Ohmert (1938–2019) und Prof. Dr. Albert Schreiner (1923–2016). Deren Anteil am Zustandekommen dieser Beiträge sei an dieser Stelle ausdrücklich gewürdigt.

Prof. Dr. Jörg-Detlef Eckhardt  
Abteilungspräsident





## Inhalt

- 1 Das Typusprofil der Löwenstein-Formation (Mittlerer Keuper):  
die Forschungsbohrungen Juxkopf-1 und Juxkopf-2 bei Spiegelberg,  
Löwensteiner Berge (Baden-Württemberg) ..... 7  
EDGAR NITSCH
  
- 2 Die Forschungsbohrung Pfullingen-Breitenbach  
(Baden-Württemberg) ..... 79  
WOLF OHMERT (†) & MATTHIAS FRANZ
  
- 3 Der Schwarze Jura (Unterjura) von Behla  
(Schwarzwald-Baar-Kreis, SW-Deutschland) ..... 97  
MATTHIAS FRANZ, CAROLIN TETZEL,  
ARMIN SCHERZINGER, MICHAEL KUTZ & KLAUS JENNE
  
- 4 Die Forschungsbohrung Unteres Bleichtal bei Herbolzheim  
(Landkreis Emmendingen, Baden-Württemberg) ..... 113  
LENA STARK, MATTHIAS FRANZ, ULRIKE WIELANDT-SCHUSTER  
& SUSANNE FEIST-BURKHARDT
  
- 5 Ein Profil der Keuper-Unterjura-Grenze bei Tannhausen  
(Ostalbkreis, Baden-Württemberg) ..... 159  
EDGAR NITSCH & HUBERT ZEDLER





LGRB-Informationen	32	S. 7 – 77	27 Abb.	2 Tab.	6 Anh.	Freiburg i. Br. März 2021
--------------------	----	-----------	---------	--------	--------	------------------------------

# Das Typusprofil der Löwenstein-Formation (Mittlerer Keuper): die Forschungsbohrungen Juxkopf-1 und Juxkopf-2 bei Spiegelberg, Löwensteiner Berge (Baden-Württemberg)

EDGAR NITSCH

## Inhalt

<b>1</b>	<b>Einleitung</b> .....	<b>8</b>
<b>2</b>	<b>Geologischer Rahmen</b> .....	<b>9</b>
<b>3</b>	<b>Stratigraphische Gliederungen der Löwenstein-Formation</b> .....	<b>11</b>
<b>4</b>	<b>Die Bohrungen</b> .....	<b>15</b>
<b>5</b>	<b>Ergebnisse</b> .....	<b>18</b>
<b>6</b>	<b>Bohrlochmessungen</b> .....	<b>38</b>
<b>7</b>	<b>Palynologische Befunde</b> .....	<b>43</b>
<b>8</b>	<b>Ausblick</b> .....	<b>44</b>
<b>9</b>	<b>Schlussfolgerungen</b> .....	<b>46</b>
<b>10</b>	<b>Dank</b> .....	<b>46</b>
	<b>Literatur</b> .....	<b>47</b>
	Anhang 1: Schichtenfolge der Forschungsbohrung Juxkopf-1 (BO6922-183) .....	51
	Anhang 2: Schichtenfolge der Forschungsbohrung Juxkopf-2 (BO6922-199) .....	55
	Anhang 3: Fotodokumentation FB Juxkopf-1 .....	60
	Anhang 4: Fotodokumentation FB Juxkopf-2 .....	65
	Anhang 5: Palynologie FB Juxkopf-1 (aus Feist-Burkhardt 2018b) .....	76
	Anhang 6: Palynologie FB Juxkopf-2 (aus Feist-Burkhardt 2018b) .....	77

Schlagworte: Trias, Keuper, Löwenstein-Formation, Stratigraphie, Bohrlochmessungen

### Zusammenfassung

In Süddeutschland werden alluviale Sedimente aus dem Norium (Späte Trias) durch die Löwenstein-Formation der Keuper-Gruppe repräsentiert. Diese Formation erhielt ihre formale Definition 1997 von der Deutschen Stratigraphischen Kommission (DSK), wenngleich wegen fehlender durchgehender Aufschlüsse zunächst noch kein Typusprofil festgelegt wurde. Seit das baden-württembergische Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau in den Jahren 2012 und 2013 in den Löwensteiner Bergen zwei Forschungsbohrungen durch die oberen ca. 250 m des hier etwa 380 m mächtigen Keupers abgeteuft hat, liegt nun ein vollständiges Bohrkern-Profil durch die Löwenstein-Formation aus ihrer namensgebenden Region vor. Die beiden etwa 280 m entfernt angesetzten, als FB Juxkopf-1 und -2 bezeichneten Bohrungen wurden daraufhin durch Beschluss der zuständigen Subkommission der DSK im Jahr 2015 als Typusprofil der Löwenstein-Formation festgelegt. In der vorliegenden Arbeit werden die Bohrkern- und die zugehörigen Bohrlochmessungen (GRL, DIL, ES) im Einzelnen beschrieben und die Ergebnisse der daran unternommenen palynologischen Untersuchungen durch S. Feist-Burkhardt kurz referiert.

#### **The type section of the Löwenstein Formation: the research boreholes Juxkopf-1 and Juxkopf-2 near Spiegelberg, Löwensteiner Berge (Baden-Württemberg)**

Keywords: Triassic, Keuper, Löwenstein Formation, stratigraphy, well logging

### Abstract

In southern Germany, the Löwenstein Formation of the Keuper Group (Germanic Triassic) represents Late Triassic alluvial sediments of Norian age. The German Stratigraphic Commission (DSK) has formally defined this formation in 1997, but, due to a lack in comprehensive outcrops, designated no type section at first hand. In 2012 and 2013, two research drillings of the Geological Survey of Baden Württemberg cored the upper 250 m of the c. 380 m thick Keuper Group, including a complete section of the Löwenstein Formation in the region from where the name has been derived, the Löwenstein Mountains. These core sections, named FB Juxkopf-1 and -2 and drilled about 280 m apart, were approved as formal type section of the Löwenstein Formation by the responsible subcommission of the DSK in 2015. This paper presents

a detailed description of both cores and the corresponding geophysical logs (GRL, DIL, ES) as well as a summary of subsequent palynological investigations by S. Feist-Burkhardt.

## 1 Einleitung

Der Keuper ist in Süddeutschland weit stärker als in den norddeutschen Ausstrichgebieten von Sandsteinen geprägt, die sich in eine Abfolge von Tonsteinen mit Dolomitsteinbänken und – im tieferen Teil – Sulfatgesteinen einschalten. In den vergangenen fast 200 Jahren, in denen der Keuper geologisch untersucht wurde, entstand in den verschiedenen Bundesländern eine Vielfalt oft nur regional gültiger stratigraphischer Bezeichnungen. Gleich benannte Einheiten waren dabei teilweise unterschiedlich abgegrenzt, manche inhaltlich gleiche Einheiten erhielten in verschiedenen Regionen unterschiedliche Namen (DSK 2005). Die Subkommission Perm-Trias der Deutschen Stratigraphischen Kommission (DSK) hat daher im Jahr 1997 Vorschläge für eine deutschlandweit einheitlich definierte Nomenklatur gemacht, auf die alle historisch eingeführten Namen bezogen werden können. Die darin definierten Formationen stellen Gesteinseinheiten dar, die in ihren Verbreitungsgebieten vergleichbare geotechnische, hydrogeologische, rohstoffgeologische und oft auch geomorphologische Eigenschaften aufweisen. Für viele praktische Anwendungen ist dies von größerer Bedeutung als eine rein geochronologisch orientierte Gliederung aufgrund von altersgleichen Leitschichten, wie sie in früheren Gliederungsversuchen oft angestrebt wurde (z. B. Gwinner 1980, Brenner & Villinger 1981). Die einheitliche Gliederung des Keupers in deutschlandweit nur zwölf Formationen (anstelle der über 30 regionalen Kartiereinheiten mit teilweise historisch wechselnden Namen) wurde in den folgenden Jahren der Fachwelt vorgestellt (Beutler 1998a, 1998b, Bachmann et al. 1999, Beutler et al. 1999) und in der Publikationsreihe „Stratigraphie von Deutschland“ ausführlich beschrieben (DSK 2005). Die Beziehungen zur internationalen Zeitskala wurden ergänzend in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland dargestellt (STD 2002, STD 2016, Nitsch 2005a, 2018; Abb. 1). In Baden-Württemberg und einigen anderen Bundesländern ist die von der DSK empfohlene Nomenklatur bereits in den amtlichen Symbolschlüssel Geologie eingeflossen (LGRB 2011, LBEG 2015).

Da die Aufschlusssituation in den stark von Forstwirtschaft geprägten Löwensteiner Bergen für eine dort über 100 m mächtige Abfolge zu ungenügend

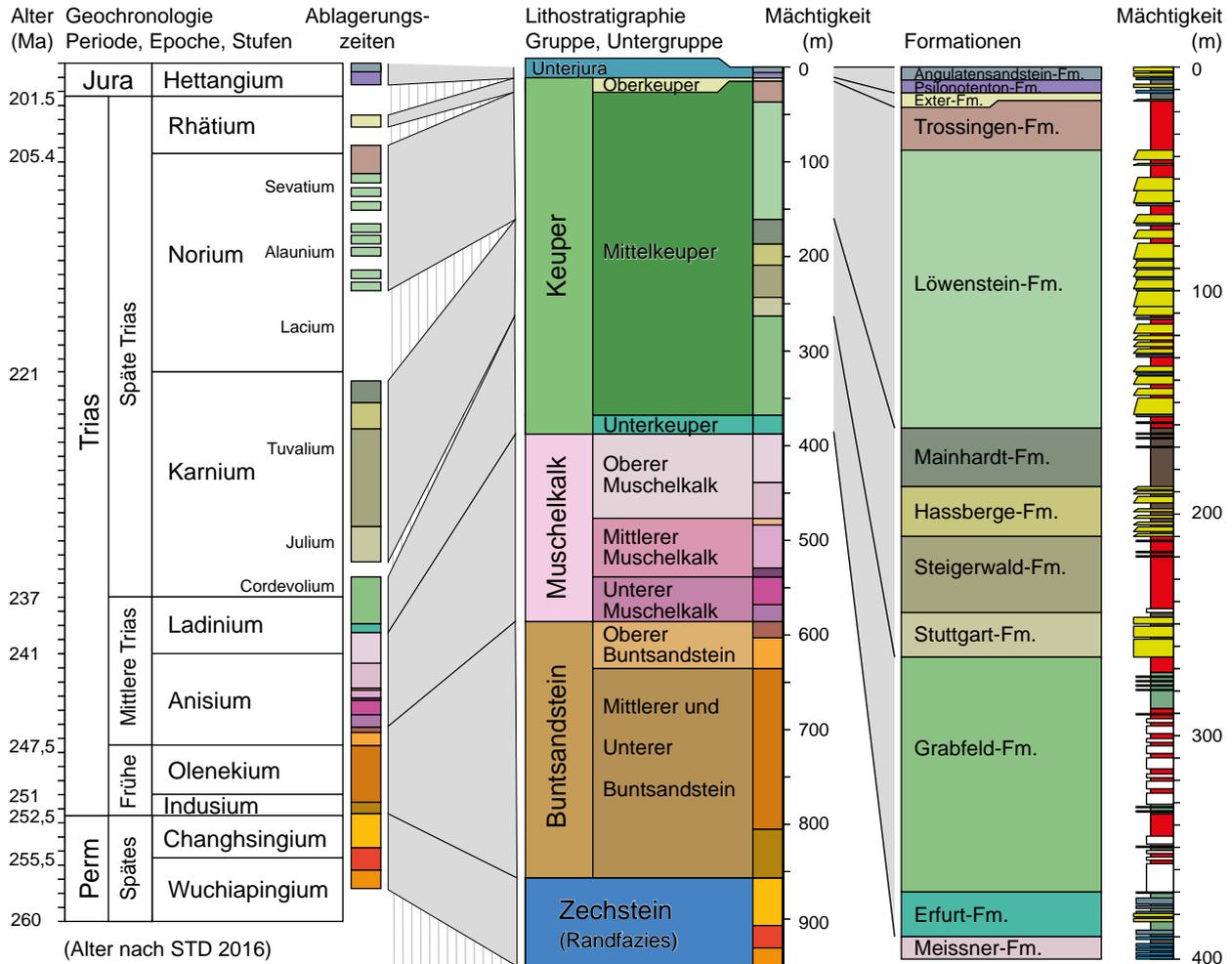


Abb. 1: Stratigraphie der Trias im Gebiet der Löwensteiner Berge. Links: Zeitskala, Altersdaten nach STD 2016. Rechts: Lithostratigraphische Gliederung der Germanischen Trias, Mächtigkeiten nach den Bohrungen Jx1 und Jx2 sowie aus benachbarten Tiefbohrungen.

ist, um ein durchgehendes Referenzprofil an Tagesaufschlüssen zu erstellen, wurde von der Subkommission zunächst kein Typusprofil festgelegt. Die Forschungsbohrungen Juxkopf-1 (Jx1) und Juxkopf-2 (Jx2), die das Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau 2012 und 2013 ausführen ließ, dokumentieren nun erstmals ein vollständiges Profil durch den höheren Mittelkeuper der Löwensteiner Berge anhand von Kernproben und geophysikalischen Messungen. Dabei sind Unter- und Obergrenze der Löwenstein-Formation in Jx2 belegt, während die Bohrung Jx1 die Schichtenfolge von der höheren Löwenstein-Formation bis in den Unterjura erschließt und somit zugleich ein Referenzprofil für die Trossingen-Formation in den Löwensteiner Bergen darstellt. Das Profil der Bohrung Juxkopf-2 wurde nach einer gemeinsamen Kernbegehung von der Subkommission Perm-Trias als Typusprofil für die Löwenstein-Formation festgelegt (Beschluss Nr. 73 vom 9. Mai 2015).

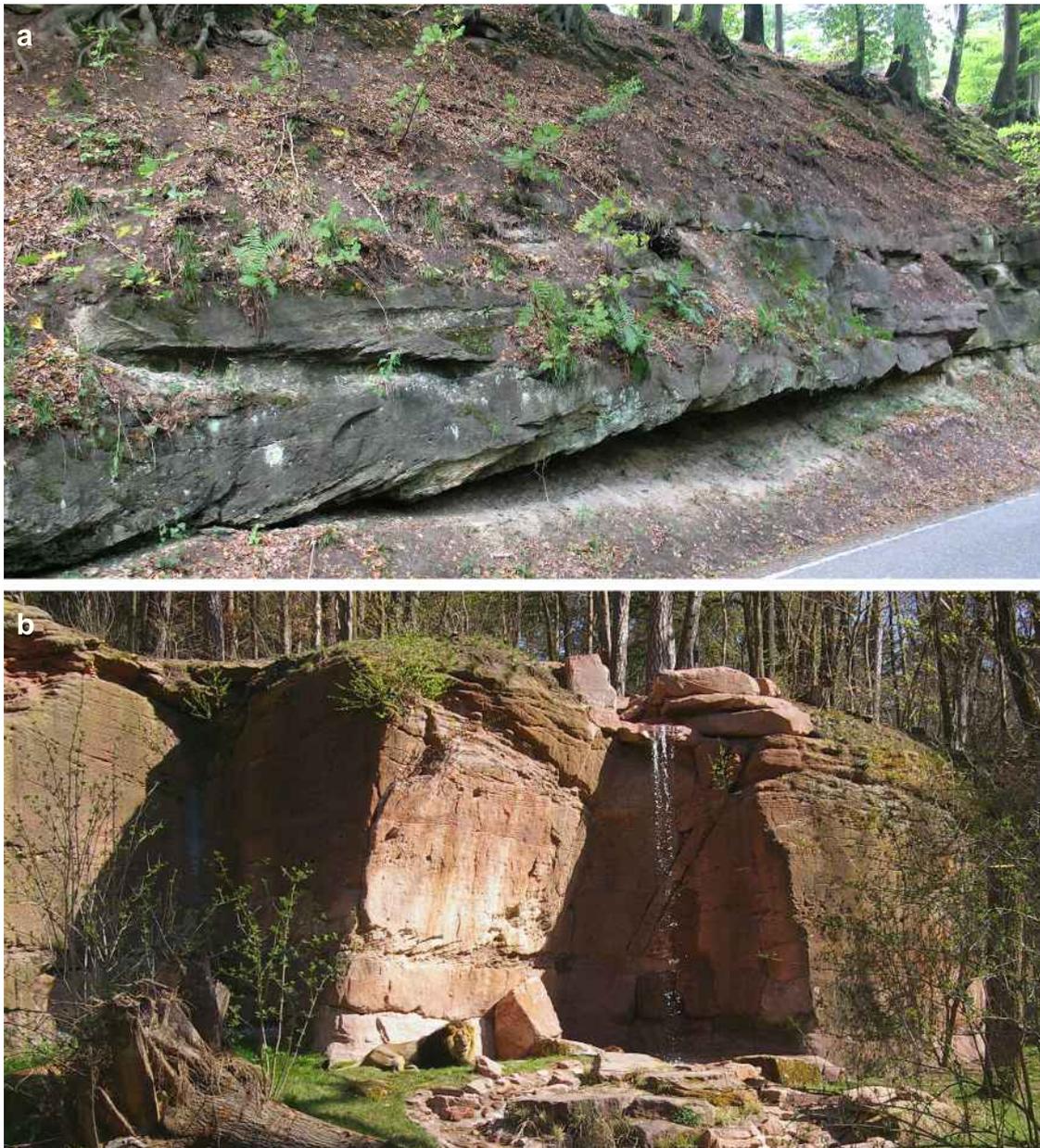
## 2 Geologischer Rahmen

Die Keuper-Gruppe umfasst alluviale und fluviale, lakustrine und untergeordnet marine Sedimente, die in Nordwürttemberg in zehn Formationen gegliedert werden (Abb. 1). Biostratigraphisch lässt sie sich, wenngleich nur indirekt, in einen Zeitraum von ca. 38 Ma von der Mittleren Trias (Ladinium) bis gegen Ende der Späten Trias (Rhätium) einstufen (STD 2016, Nitsch 2018). Die Sedimentation erfolgte dabei allerdings nicht kontinuierlich, sondern war von kürzeren und längeren Sedimentationspausen unterbrochen, deren längste, wahrscheinlich über mehrere Millionen Jahre hinweg und mit Erosion älterer Einheiten verbunden, vor dem Beginn der Sedimentation der Löwenstein-Formation lag (Nitsch et al. 2005, Nitsch 2018). Die Löwenstein-Formation und ihre distale Faziesvertretung ohne Sandsteine, die Arnstadt-Formation, liegen daher überregional diskordant auf un-

terschiedlich alten Ablagerungen des Liegenden, was als Altkimmerische Hauptdiskordanz bezeichnet wird (Lutz & Etzold 2003, Beutler 2005, Geyer et al. 2011).

Während der Norium-Stufe der Späten Trias (ca. 221–205 Ma vor heute) wurden von der Böhmisches Masse im Osten und dem davon im Gebiet des heutigen Alpenvorlandes nach Südwesten abzweigenden Vindelizischen Hochland alluviale Sandebenen in das Germanische Becken vgeschüttet, deren Ablagerungen in fast ganz Süd-

deutschland eine sandige Randfazies hinterließen, die Löwenstein-Formation (Abb. 2). Nahe an den Liefergebieten besteht die Löwenstein-Formation fast durchgehend aus Sandsteinen und Geröllsandsteinen, in die sich nach Westen und Norden allmählich immer größere Anteile an feinsandig-schluffigen oder tonigen Feinsedimenten einschalten. Noch in Mittelfranken ist die Abfolge von viele Meter mächtigen geschlossenen Sandstein-Abfolgen geprägt (BGLA 1995, DSK 2005; Abb. 2b). Sie bilden häufig von Burgen gekrönte Zeugenberge und Schichtstufen-Sporne, von denen sich der in



**Abb. 2:** Aufschlussbilder der Löwenstein-Formation. **a:** Seitlich auskeilende Rinnenfüllungen erlauben in der Löwenstein-Formation selbst über kurze Distanzen oft keine Korrelation einzelner Sedimentkörper, sondern nur von Abschnitten stärkerer und schwächerer Sandsteinführung. Straßenaufschluss im Oberen Stubensandstein südwestlich von Nassach (Foto: E. Nitsch). **b:** Mehrere Meter mächtige geschlossene Sandsteinabfolgen treten in der proximaleren Fazies Mittelfrankens häufiger auf als in der distaleren Fazies der Löwensteiner Berge. Ehemalige Steinbruchwand aus Burgsandstein im Löwengehege des Tiergartens Nürnberg. Wandhöhe ca. 7 m. Foto: Helmut Mägdefrau (Tiergarten Nürnberg).



Bayern übliche Name „Burgsandstein“ ableitet. Gegen Unterfranken und den Schwäbisch-Fränkischen Wald lösen sich die Profilabfolgen nach Norden und Westen in zyklisch gegliederte Wechsel auf, die von Sandsteinbänken und sandigen Rinnenfüllungen (Abb. 2a) mit zwischengeschalteten Feinsediment-Horizonten („Letten“) gebildet werden (Hornung 1999, DSK 2005), bis im Kraichgau und am Oberrhein die tonig-schluffigen Sedimente überwiegen und sich Sandsteine nur noch in einzelnen Lagen und Rinnenzügen einfinden (Lutz & Etzold 2003, Etzold et al. 2010). Letzte Ausläufer der Sandsteinfazies erreichen im Unterelsass die Zaberner Senke (Champ de fractures de Saverne) und im südlichen Oberrheingraben die Emmendingen-Freiburger Vorbergzone. Dort sind die sandigen Tonsteine und dünnen Sandsteine bereits in eine Steinmergelkeuper-Fazies eingeschaltet, die überwiegend von Tonsteinen mit tonigen Dolomitsteinbänken geprägt ist. Weiter westlich und südwestlich sind gleich alte Schichten ganz in Steinmergelkeuper-Fazies (Marnes irisées supérieures, Arnstadt-Formation) ausgebildet.

Die Löwensteiner Berge stellen im nördlichen Baden-Württemberg den nördlichsten Ausläufer der Keuperwaldberge dar, in deren Gebiet die Landschaft stark von den Schichtstufen der Sandstein-Formationen des Mittleren Keupers geprägt wird. Sie stellen zugleich die Wasserscheide zwischen den Neckarzuflüssen Kocher, Sulm und Murr dar, von deren Nebenflüssen etliche an Quellaustritten in der Löwenstein-Formation entspringen. Während die Täler sich rasch in die tieferen Schichten des Mittelkeupers einschneiden und die Löwensteiner Berge meist im Niveau der Grabfeld-Formation verlassen, liegen auf den höchsten Erhebungen über der Stubensandstein-Schichtstufe teilweise noch Erosionsreste von Trossingen-Formation (Knollenmergel), Oberem Keuper und tieferem Unterjura.

Die Schichten fallen im Gebiet der Löwensteiner Berge sehr flach muldenartig gegen die Mitte des Gebietes ein, was in Schichtlagerungskarten gut als Löwensteiner Teilmulde innerhalb der größeren Fränkischen Mulde zu erkennen ist (Carlé 1955, Rupf & Nitsch 2008). Dies dürfte zur Erhaltung des höheren Mittelkeupers beigetragen haben und hat zu einer Reliefumkehr gegenüber den strukturell höher liegenden Gebieten im Umkreis geführt. Die Fränkische Mulde liegt als flach wannenförmige, in ihrer Längsachse WSW–ENE streichende Einsenkung der Schichtlagerung über einem Permo-karbon-Becken mit einer teilweise mehr als 800 m mächtigen Sedimentfüllung, dem Kraichgau-Becken. Das Mesozoikum über diesem Becken zeigt, soweit erhalten, höhere Mächtigkeiten der Schicht-

glieder im Vergleich zu den südlich (gegen die Nordschwarzwald-Schwelle) und nördlich (gegen die Odenwald-Schwelle) gelegenen Gebiete (Rupf & Nitsch 2008, Geyer et al. 2011).

Der Keuper erreicht in den nördlichen Löwensteiner Bergen seine im Landesgebiet größte Mächtigkeit von bis über 400 m, die nach Süden auf etwa 380 m im Raum Spiegelberg (Abb. 1) und im Mainhardter Wald abnimmt. Gegen Süden und Südosten reduziert sich die Mächtigkeit der Keuper-Gruppe weiter bis auf weniger als 100 m im Wutachgebiet und unter dem Allgäu (Rupf & Nitsch 2008). Auch die Löwenstein-Formation erreicht im Gebiet der Löwensteiner Berge mit über 100 m ihre größte Mächtigkeit in Baden-Württemberg.

### 3 Stratigraphische Gliederungen der Löwenstein-Formation

Die Löwenstein-Formation wurde bis Mitte des 19. Jahrhunderts meist ungegliedert als „grobkörniger“ oder „weißer Sandstein“ bezeichnet und so vom „feinkörnigen“ oder „grünen Sandstein“ (Schilfsandstein der Stuttgart-Formation) und vom „gelben Sandstein“ (im Oberen Keuper) unterschieden („weißer, grobkörniger Sandstein“: Memminger 1820; „grobkörnige Sandstein-Brekzie“: Hehl 1825; „Grobkörniger Sandstein“: Alberti 1826; „weißer Sandstein“: Jäger 1827). Jäger (1827) verwendete daneben auch den Namen „Löwensteiner Sandstein“, da bei Löwenstein (Kreis Heilbronn) damals Bausteine gebrochen wurden, die bis Stuttgart Verbreitung fanden. Wenig verfestigte, zerreibliche Sandsteine wurden dagegen bis ins 20. Jahrhundert in Sandgruben abgegraben und vom „Sandmann“ als Stubensand im ganzen Land verkauft (Emmert 1994, Vieser & Schauz 2010) – auch in dieser Beziehung wurde Löwenstein schon früh als Vorkommen genannt (Memminger 1820). O. Fraas (1865) verwendete den Ausdruck „Stubensandstein“ offenbar als Erster für die gesamte Sandstein-Abfolge der heutigen Löwenstein-Formation, die jedoch auch in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts bei den meisten anderen Autoren weiter als „Weiße Sandsteingruppe“ oder ähnlich bezeichnet wurde. Lediglich Gümbel (1866) übernahm den Ausdruck als Synonym für seine „*Belodon Kapfii*-Schichten“, führte jedoch später den Namen „Burgsandstein“ für diese Schichten ein (Gümbel 1887a, 1887b).

Einen ersten Gliederungsversuch in drei „Haupt-Abtheilungen“ unternahmen Paulus & Bach (1865: 18) für das Stromberggebiet südwestlich von Heilbronn. Sie orientierten sich dabei jedoch vor allem an der Verwendbarkeit und unterschieden die „*untern Sandstein-Schichten, welche als Baustein verwendet werden*“ von den „*mittleren, mehr kiesigen, conglomeratischen, vielfach mit bunten Mergeln wechselnden, weniger bauwürdigen*“ Abschnitten und darüber die „*weicheren Schichten, die eigentlichen Stubensande*“. In späteren Kartierungen versuchte Bach (1870) zumindest noch eine Zweiteilung in einen unteren „*harten Fleinssandstein*“ und einen oberen zu Sand zerfallenden „*Stubensandstein*“. Noch Quenstedt (1880) verwendete diese Gliederung, allerdings erschloss er die Grenzen nach eigenen Angaben mehr aus den Hangstufen als aus detaillierten Profilaufnahmen, worauf bereits Lang (1909/1910) hingewiesen hat. Die lateralen Fazieswechsel zwischen härteren und weicheren Bänken in allen Abschnitten der Formation ließen eine flächendeckende Kartierung auf dieser Unterscheidungsgrundlage in den folgenden Jahren jedoch auch für H. Bach zur „Unmöglichkeit“ werden (Bach zit. in O. Fraas 1871: 10), weshalb in späteren Karten die Formation wieder ungegliedert dargestellt wurde. Erst der Wechsel in die Ton- und Mergelsteine der Trossingen-Formation wurde einheitlich als Übergang in die „rothen Knollenmergel“ bzw. „Knollenmergel“ kartiert.

Allerdings wies schon Gümbel (1966: 50) darauf hin, dass „*die Sandsteinbänke in einer gewissen Regelmäßigkeit über einander liegen, [...], welche jedoch örtlichen Abänderungen unterworfen*“ sei: auf einen unteren „Kellersandstein“ und „Unteren bunten Lettenschiefer“ folgt der „Hauptstubensandstein“ und „Mittlere bunte Lettenschiefer“ und schließlich der „Festungssandstein von Coburg“ und ein „Oberer bunter Lettenschiefer“ mit „wenigen sandigen Zwischenschichten“. Thürach (1888/1889) fasst hier von „Kellersandstein“ und „Hauptstubensandstein“ zum Unteren Burgsandstein zusammen und weist den „Festungssandstein von Coburg“ als Mittleren Burgsandstein („Dolomitische Arkose“) aus. Darüber folgt ein „Oberer Burgsandstein“, der bei Gümbel (1866) noch keine Erwähnung fand. Allerdings rechnete Thürach (1888/1889) auch die Mainhardt-Formation Unterfrankens und im Mainingebiet als „Heldburger Stufe“ mit zum Unteren Burgsandstein und hielt deren Auskeilen nach Süden für einen reinen Fazieswechsel zu Sandsteinen. Erst mehr als hundert Jahre später ließ sich zeigen, dass die Mainhardt-Formation in Mittelfranken diskordant unter der Löwenstein-Formation fehlt, weshalb der Untere Burgsandstein (im engeren Sinne) dort tatsächlich unmittelbar auf dem Coburg-Sandstein der Hassberge-Formation liegt (vgl. Abb. 21, 27).

Während in Bayern die Gliederung Thürachs weitgehend unverändert beibehalten wurde, blieb man in Württemberg dabei, die Mainhardt-Formation als „Obere Bunten Mergel“ eher mit dem liegenden „Kieselsandstein“ (Hassberge-Formation) und den „Roten Mergeln“ bzw. „Unteren Bunten Mergeln“ zusammenzufassen und den „Stubensandstein“ davon abzugrenzen, ohne letzteren zu untergliedern (z. B. Lang 1909/1910, 1910, 1919; Abb. 3).

Erst Vollrath (1928) folgte Thürachs Gliederung innerhalb der Löwenstein-Formation mit einer Unterteilung in „Unteren“, „Mittleren“ und „Oberen Stubensandstein“, setzte aber den „Gelben Sandstein“ des Strombergs, mit dem dort die Schichtenfolge anschließt und den Paulus & Bach (1865) in den Oberen Keuper gestellt hatten, mit dem „Löwensteiner gelben Sandstein“ gleich und stellte ihn damit in den Oberen Stubensandstein. Die roten Schlufftonsteine darunter, nach Petrographie und Fazies bereits den Knollenmergeln darüber sehr ähnlich und von Paulus & Bach (1865) darum auch so angesprochen, bezeichnete er als „Untere Knollenmergel“, um sie vom „Oberen“ über den Stubensandsteinen zu unterscheiden. Die vier so ausgewiesenen Sandstein-Einheiten erhielten schließlich von Laemmlen (1953, 1954) ihre bis heute gültige Nummerierung in Stubensandstein 1 bis 4.

Kurz nach Vollraths (1928) Dreigliederung konnte Stoll (1929) zeigen, dass sich jede dieser Einheiten weiter in mehrere Sandstein-Horizonte mit tonig-schluffigen Zwischenlagen gliedern lässt und diese Horizonte auch über größere Entfernungen zu korrelieren sind. Diese Einteilung ist, wenn auch mit geänderter Nomenklatur, bis heute gültig geblieben (Abb. 3). Erst in neuester Zeit gibt es Hinweise, die eine Revision im Oberen Stubensandstein sinnvoll erscheinen lassen: eine mögliche Zweiteilung im Stubensandstein 3 und ein auch in den Forschungsbohrungen am Juxkopf erschlossener Stubensandstein 5, der nur eingeschränkte Verbreitung hat und dann gelegentlich als „Feuerlettensandstein“ oder „Knollenmergel-Sandstein“ registriert worden ist (Kap. 8).

Mit dem Beschluss der Deutschen Stratigraphischen Kommission zur einheitlichen Keupergliederung in Deutschland wurde den traditionellen regionalen Bezeichnungen (Stubensandstein, Burgsandstein) überregional einheitliche Namen und eindeutige Definitionen der Formationen an die Seite gestellt, mit und an denen eventuelle Abweichungen in der Abgrenzung von Kartiereinheiten klar dargestellt werden können (Tab. 1). Als Basis der Löwenstein-Formation ist die Altkimmerische Hauptdiskordanz definiert, die zuerst durch die Korrelation von Bohrprofilen an becken-



Thürach 1888/1889	Vollrath 1928	Stoll 1929	Laemmlen 1954	Brenner 1973	Hornung 1999	heutige Gliederung LGRB 2011
rote Zancloclonletten	Obere Knollenmergel	m7	Obere Knollenmergel	km5	(km5)	
Oberer Burgsandstein	Löwensteiner gelber Sandst.	sd2	4. Stubensst.-Horizont	4oh	ot4	
	Untere Knollenmergel	m6	Untere Knollenmergel	4.4	os4	
Mittlerer Burgsandstein	Obere Stubensandst.	sd1	3. Stubensst.-Horizont	4ot	ot3	
	Mittlerer Stubensandst.	KK m5	2. Stubensandstein-Horizont	4.3	os3	
		sc3		4mh	mt2	
		m4		sc3	ms2.3	
Unterer Burgsandstein	Unterer Stubensandst.	sc2	1. Stubensandstein-Horizont	4.2	mZo	
		sc1		ob. Zwischenletten	ms2.2	
		sc1		unterer Zwischenletten	ms2.1	
(Heldburg-Stufe)	Obere Bunte Mergel	m2	Obere Bunte Mergel	4uh	ut1.2	
		sa3	Oberer Kieselsandst.	3s2	3sF, 3sE	
Coburger Bausandstein	Kieselsandst.	sa3	Oberer Kieselsandst.	3s2	3sF, 3sE	
Blasensandst.	Rote Mergel	sa2	Unterer Kieselsandst.	3s1	3sD, 3sC, 3sB	
Lehrberg-schicht		sa1	Lehrb.-Sch.	3s1	3sC, 3sB	
Berggyps-schichten	Hauptsteinm.	m1	Rote M.	Rote Wand (3t)		
				Dunkle Mergel	Dunkle M.	
Schilfsandstein	Schilfsandstein	Schilfsandstein	Schilfsandstein	Schilfsandstein	(nicht bearbeitet)	kmO, kmRM, kmRBL, kmMh, kmSL2, kmHb, kmKs2, kmSL1, kmKs1, kmLE, kmSw, kmRO, kmBMH, kmSt, kmDM, kmS

Abb. 3: Gliederungen des höheren Mittelkeupers im 20. Jahrhundert, bezogen auf die derzeitige Einteilung (rechts)

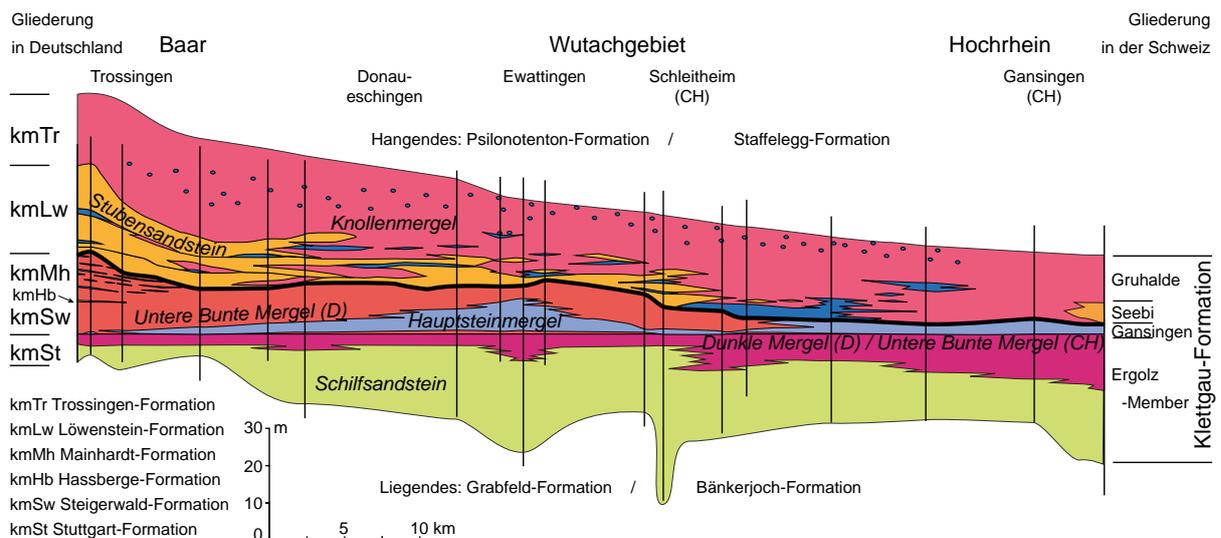


Abb. 4: Die Altkimmerische Hauptdiskordanz zwischen Baar und Hochrheingebiet, vereinfacht und leicht verändert nach Lang (1910: Taf. 1). Die Basis der Löwenstein-Formation greift südlich der Baar diskordant bis auf den Hauptsteinmergel herunter. Die vertikalen Striche stellen die von Lang (1910) verwendeten Aufschlussprofile dar (Einzelheiten s. dort). Aktualisierte Stratigraphie nach DSK (2005) und Jordan et al. (2016).

internen Schwellen Norddeutschlands erkannt worden war und für die zunehmend auch für das Gebiet der süddeutschen Randfazies Belege gefunden wurden (Lang 1910, Wollenberg 1978, Lutz & Etzold 2003). Unter dieser Diskordanz fallen Teile der Schichtenfolge aus, weshalb die Löwenstein-Formation z. B. auf der Baar und im Hochrheingebiet unmittelbar auf den Tonsteinen der Steigerwald-Formation liegt (Abb. 4), im Untergrund des Alpenvorlandes auch auf tieferen Einheiten des Mittelkeupers. Als Obergrenze der For-

mation wurde der Übergang in die sandfreie oder nur lagenweise schwach feinsandige Trossingen-Formation (Knollenmergel, Feuerletten) festgelegt. Die Löwenstein-Formation umfasst damit die traditionellen Kartiereinheiten des Stubensandsteins in Baden-Württemberg und den größten Teil des Burgsandsteins in Bayern sowie verschiedene historische Untereinheiten (Dolomitische Arkose, Oberer Semionotensandstein, Pyritsandstein u. a.).

**Tab. 1:** Stratigraphische Einheiten des Keupers im nördlichen Baden-Württemberg

Formation	Kürzel	Untereinheit (Auswahl)	Gwinner 1980	Ältere Namen, Kartiereinheiten (Auswahl)	Alte Kürzel	
<b>Exter-Formation</b>	koE	Trileteston Contortaton Contortasandstein	Oberkeuper-Schichten	Rhätsandstein und Rhätton, Rätkeuper, Gelber Sandstein	ko	
<b>Trossingen-Formation</b>	kmTr	Mittelbronn-Schichten Knollenmergel	Löwenstein-Subfolge	(Obere) Knollenmergel, rothe Knollenmergel, rothe Thonletten	km5	
<b>Löwenstein-Formation</b>	kmLw	Oberer Stubensst.  Mittlerer Stubensst.  Unterer Stubensst.		Coburg-Folge	Stubensandstein, Fleins- und Stubensandstein, Weißer Sandstein, grobkörniger Sandstein, Weiße Sandsteingruppe, Löwensteiner Sandstein	km4
<b>Mainhardt-Formation</b>	kmMh	Graue Steinmergelletten  Bunte Steinmergelletten*			Waldenburg-Subfolge	Obere Bunte Mergel, Grüne Mergel, Heldburgstufe, grellfarbige Letten und Steinmergelplatten
<b>Hassberge-Formation</b>	kmHb	Kieselsandstein 2 Kieselsandstein 1		Kieselsandstein, (Unterer) Semionotussandstein, kristallisierter Sandstein		km3s
<b>Steigerwald-Formation</b>	kmSw	Lehrbergschichten Rote Wand Beaumont-Horizont	Ansbach-Folge	Untere Bunte Mergel, Obere Bunte Mergel (Hochrhein), Bunte Mergel, Buntmergel, Rote Mergel	km3u	
<b>Stuttgart-Formation</b>	kmSt	Dunkle Mergel Schilfsandstein	Stuttgart-Folge	Schilfsandstein, Grüner Sandstein, Werkstein von Stuttgart, feinkörniger Sandstein	km2	
<b>Grabfeld-Formation</b>	kmGr	Obere G. Mittlere G. Untere G.	Grabfeld-Folge	Gipskeuper, Gypsmergel, untere Keupermergel mit Gyps	km1	
<b>Erfurt-Formation</b>	kuE		Unterkeuper-Schichten	Lettenkeuper, Lettenkohle, Gruppe der Lettenkohle	ku	

\*: vertritt Hassberge-Fm. ganz oder teilweise westlich der Sandstein-Verbreitung



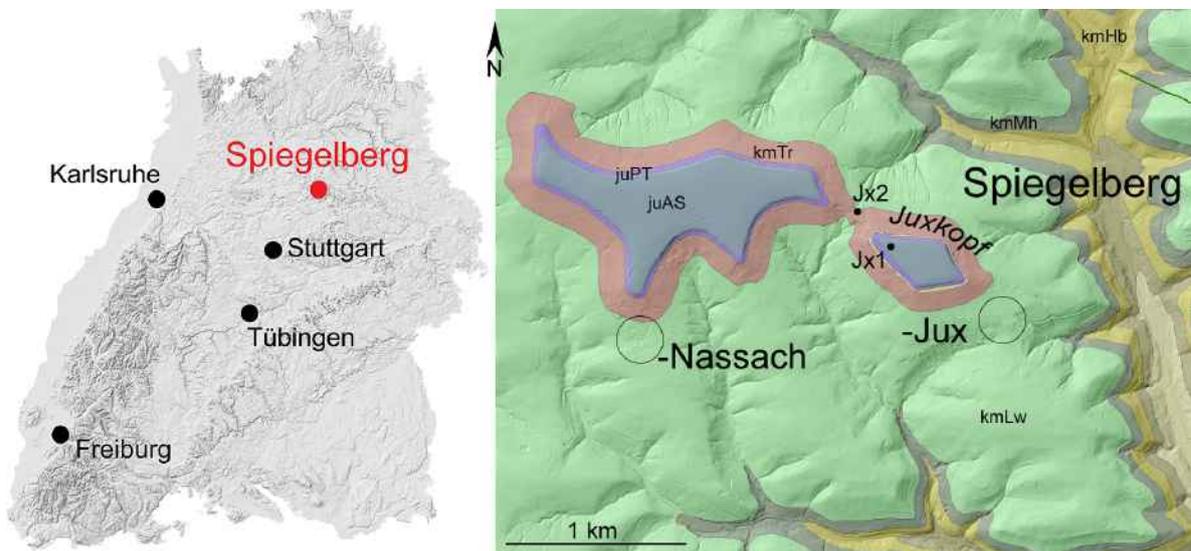
## 4 Die Bohrungen

Ziel der Forschungsbohrungen war es, ein vollständig gekerntes Bohrprofil durch die Löwenstein-Formation in Verbindung mit geophysikalischen Bohrlochmessungen (Gammalog, elektr. Widerstand) zu erhalten. Wegen der komplizierten Faziesbeziehungen zur Trossingen-Formation wurde daher zunächst ein Ansatzpunkt für eine ca. 250 m tiefe Bohrung auf der Hochfläche des Juxkopfes ausgewählt, um die Auflagerungsfläche des Unterjura noch unterhalb der Verwitterungszone mit zu erfassen (Abb. 5, 6, 7).

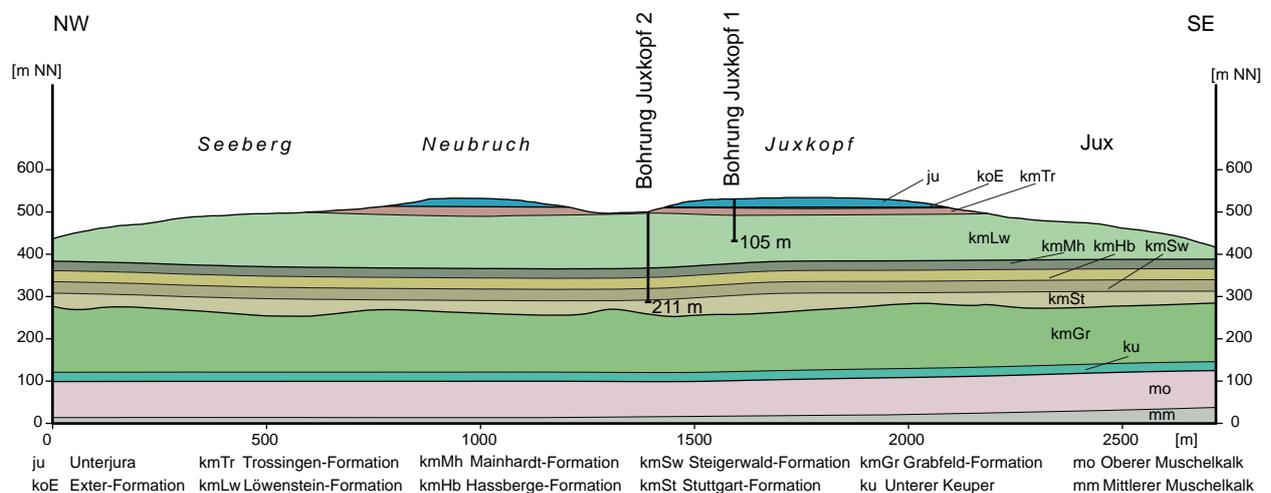
Die Bohrung Juxkopf-1 traf in 75 m Teufe jedoch auf ein offenes Kluftsystem in den Sandsteinen des Mittleren Stubensandsteins, das zu völligem

Spülungsverlust führte. Abdichtungsversuche erlaubten nach drei Tagen eine Vertiefung auf 99,5 m, woraufhin erneut völliger Spülungsverlust den Bohrfortschritt zum Erliegen brachte. Auch nach Einsatz einer Hilfsverrohrung konnte die Bohrung mit abnehmendem Kerngewinn nur noch bis 105,5 m vorangetrieben werden. Angesichts einsetzenden Schneefalls ließ sich auf der Hochfläche zudem die Wasserversorgung mit dem Lastwagen nicht mehr ohne Gefahr für die Zufahrtswege gewährleisten, weshalb die Bohrung im Mittleren Stubensandstein eingestellt werden musste.

Um das Bohrziel dennoch zu erreichen, wurde im Folgejahr eine zweite Bohrung geplant und in Auftrag gegeben, die in 280 m horizontaler Entfernung unmittelbar an der Obergrenze der Löwenstein-Formation ansetzt (Abb. 7). Sie wurde bis an die



**Abb. 5:** Lage der Ansatzpunkte der Forschungsbohrungen Juxkopf-1 (Jx1) und Juxkopf-2 (Jx2) bei Spiegelberg, Löwensteiner Berge. Hintergrundkarte aus Geodaten der Integrierten geowissenschaftlichen Landesaufnahme (GeoLa) am Regierungspräsidium Freiburg, Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau, Darstellung ohne quartäre Deckschichten. Stratigraphische Kürzel s. Tab. 1, Abb. 2 und 6.



**Abb. 6:** Geologischer Profilschnitt durch den Juxkopf entlang der beiden Bohrpunkte

Obergrenze der Stuttgart-Formation (Schilfsandstein und Dunkle Mergel) niedergebracht, um auch für den mittleren Mittelkeuper ein regionales Referenzprofil zu erhalten. Dies versprach zudem genauere Kenntnisse über die geotechnisch wichtige Frage, wie hoch der Anteil an Sulfatgesteinen in Steigerwald- und Mainhardt-Formation in den Löwensteiner Bergen ist. Aufgrund des Ausstriches dieser oberflächennah stets ausgelaugten Einheiten an meist bewaldeten Berghängen war dies bislang nur unzureichend bekannt. Beide Bohrlöcher wurden jeweils nach Abschluss der Bohrarbeiten geophysikalisch vermessen und anschließend mit sulfatbeständigem Zement und Quellton verfüllt (technische Daten s. Tab. 2, S. 42).

Als geophysikalische Bohrlochmessungen waren aus stratigraphischer Sicht ein Gammalog und ein Widerstandslog vorgesehen. Das Widerstandslog sollte dabei die Korrelation zu den meist nur durch ES und/oder DIL-Log vollständig dokumentierten Keuperabfolgen in den Kohlenwasserstoff- und älteren Thermalwasserbohrungen der Schwäbischen Alb und besonders im Alpenvorland erleichtern, das Gammalog zu den meist jüngeren Erdwärme- und Wasserbohrungen im Triasgebiet. Aufgrund der technischen Probleme musste in Jx1 allerdings auf das Widerstandslog verzichtet werden. Da in den östlichen Löwensteiner Bergen

und im angrenzenden Mainhardter Wald seit längerem schwache lokale Urananreicherungen in den Sandsteinen der Löwenstein- und Hassberge-Formation bekannt sind (Wollenberg 1978), wurde ein spektrales Gammalog in Auftrag gegeben, mit dem sich auch geringe Anreicherungen nachweisen und von der Hintergrundstrahlung durch Kalium unterscheiden lassen.

Zur näheren petrographischen Charakterisierung wurden im Labor des LGRB 34 Dünnschliffe von Proben aus dem Keuper und drei petrographische Folienabzüge von Kernstücken der Kalk- und Sandsteine des Unterjura hergestellt und mikroskopisch untersucht. Außerdem wurden 26 Proben von Feinsedimenten, stichprobenartig über das Profil verteilt, aufbereitet und die mineralische Zusammensetzung röntgendiffraktometrisch bestimmt. Die mineralogischen Bestimmungen erfolgten im Labor des LGRB durch Melissa Gerlitzki. Für palynologische Untersuchungen wurden 47 Proben von der Stuttgart-Formation bis zum Oberkeuper entnommen. Den Auftrag zur palynologischen Untersuchung erhielt Dr. Susanne Feist-Burkhardt (Ober-Ramstadt), deren Berichte in Kap. 7 referiert werden. Die Bohrkerns werden im Kernlager des LGRB aufbewahrt und stehen für weitere Untersuchungen zur Verfügung.



**Abb. 7:** Die Forschungsbohrungen am Juxkopf. **a:** der Juxkopf von Westen, Blick von der Stubensandstein-Schichtstufe zur Unterjura-Kuppe; **b:** Blick vom Juxkopf über Spiegelberg-Jux auf das Murratal. Die Horizontlinie wird von der Hochfläche der Stubensandstein-Schichtstufe gebildet; **c:** Bohrung Juxkopf-1 (2011); **d:** Bohrung Juxkopf-2 (2012).

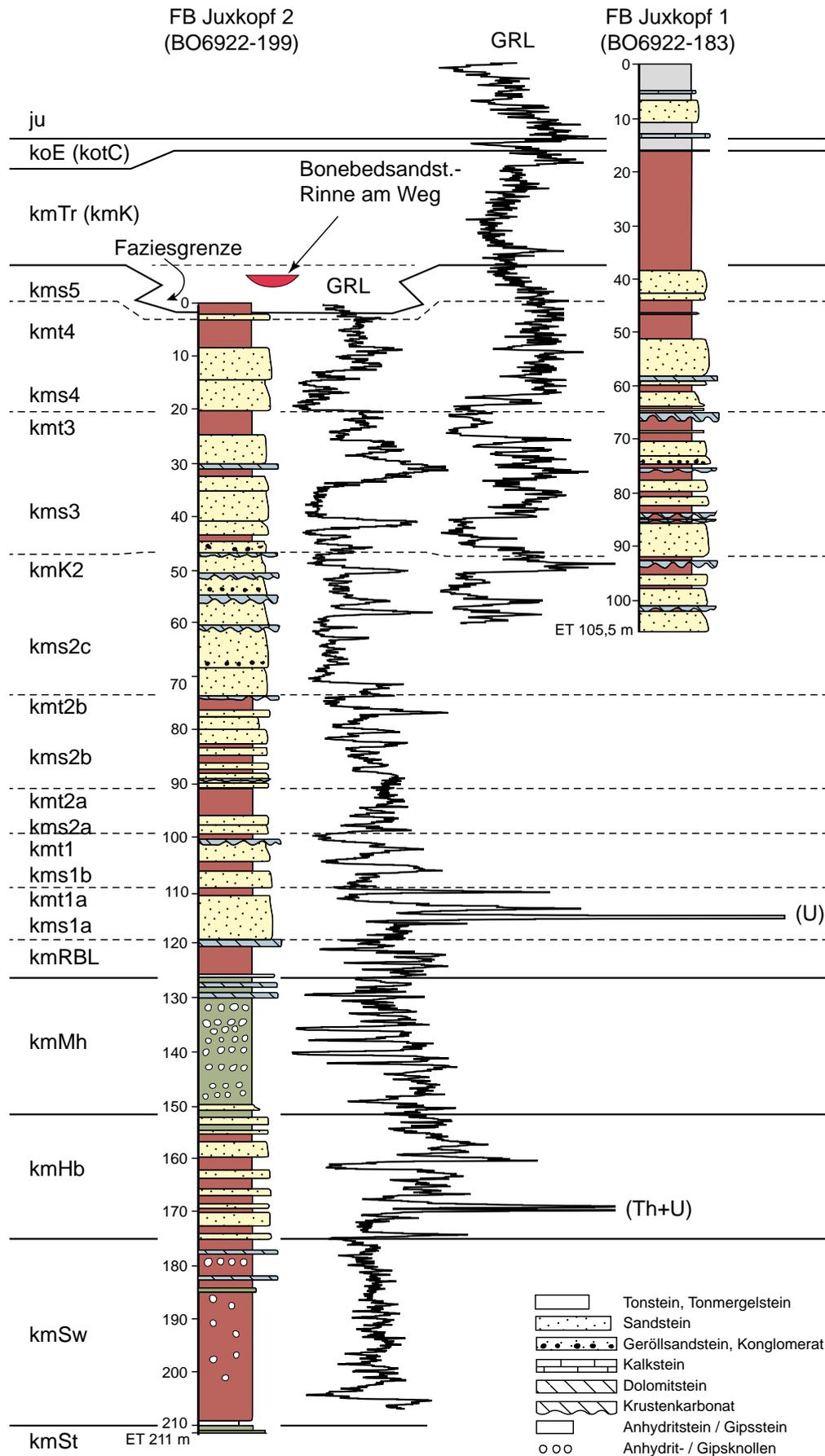


Abb. 8: Bohrprofile (vereinfacht) der Forschungsbohrungen Juxkopf-1 und -2 mit Gammalogs. Kürzel s. Tab. 1 und Abb. 3.

## 5 Ergebnisse

Die Bohrung Juxkopf-1 (Jx1) durchteufte unter quartären Fließerden 11,65 m Unterjura (Angulatusandstein- und Psilonotenton-Formation), Oberen (Exter-Formation) und Mittleren Keuper (Trosingen- und Löwenstein-Formation) und wurde im höheren Teil der Mittleren Löwenstein-Formation eingestellt. Die Bohrung Juxkopf-2 (Jx2) wurde an der Obergrenze der Löwenstein-Formation angesetzt und in der oberen Stuttgart-Formation eingestellt. Sie erschließt damit die Gesamtmächtigkeiten von Steigerwald-, Hassberge-, Mainhardt- und Löwenstein-Formation und gibt ein zweites Profil der Oberen Löwenstein-Formation in geringer Entfernung zu Jx1. Die Korrelation beider Bohrungen erfolgte vorwiegend anhand des Gammalogs, das trotz der großen Unterschiede in der lithologischen Ausbildung einen unmittelbaren Schichtvergleich erlaubt (Abb. 8).

### Stuttgart-Formation kmSt (Mittelkeuper)

Mächtigkeit: Jx2 – erbohrt bis Endteufe: 1,93 m (211,0–209,07 m).

Die Bohrung Jx2 wurde mit Erreichen des Schilfsandsteins (kmS; 211,0–210,48 m) in der Stuttgart-Formation eingestellt. Als tiefste Schicht wurden noch 58 cm mittelsandiger, schwach glimmerhaltiger Feinsandstein von dunkelgrünlichgrauer Farbe erbohrt, dessen Oberfläche kleinmaßstäbliche Wellenrippeln zeigt. Im Dünnschliff zeigt sich ein Kornbestand aus homogenen und undulös auslöschenden Quarzen, Feldspäten, oft mit Albitverzwillingung, detritischen Glimmern und sowohl mikrokristallinen Gesteinsbruchstücken als auch polykristallinen Quarzen. Die Matrix besteht aus Ton und feinkörnigen Glimmern.

Die darüber folgenden 1,35 m Dunklen Mergel (kmDM; 210,42–209,07 m) bestehen aus rotbraunen, violetten und grünen stark schluffigen Tonsteinen bis tonigen Schluffsteinen ohne erkennbare Schichtung. In der unteren Hälfte sind wenige kleine Anhydritknollen eingelagert. Eine Probe bei 210,0 m enthielt neben Quarz, Dolomit, Kalifeldspat und Plagioklas nur Illit und ein Chloritmineral als Tonminerale. Die Zusammensetzung entspricht den von Heling (1965) an zahlreichen Sandstein-Proben beobachteten Verhältnissen. Das von Schüle (1974) und Lippmann & Schüle (1975) aus dem Stuttgarter Schilfsandstein erwähnte Illit-Smektit-Wechselagerungsmineral war nicht festzustellen.

### Steigerwald-Formation kmSw (Mittelkeuper)

Mächtigkeit: Jx2 – 34,99 m (209,07–174,08 m).

Die Steigerwald-Formation lässt sich von unten nach oben in Beaumont-Horizont, Rote Wand und Lehrberg-Horizont gliedern. Der insgesamt etwa 3 m mächtige Beaumont-Horizont (kmBMH; 209,07–206,2 m; Abb. 9) beginnt mit einem 30 cm mächtigen enterolithisch-knolligen Anhydrit, in den eine 3 cm mächtige Tonsteinlage mit Anhydritknollen eingelagert ist. Darüber folgt 1,57 m feinschichtiger Anhydrit (mit einzelnen Fasergipsgängchen), dessen Zwischenlagen unten dolomitisch, oben tonig ausgebildet sind. Im Dünnschliff erkennt man im reineren Anhydritstein regellos verfilzte Anhydrittäfelchen mit vereinzelt eingestreuten Dolomitrhomboedern, während die Anhydrittafeln in den tonigeren Lagen stärker horizontal eingeregelt sind und nur einzelne aufgerichtete Büschel bilden. Dolomitrhomboeder sind in den tonigen Lagen häufiger als in den rein anhydritischen. Eine als „Hauptsteinmergel“ ansprechbare Dolomitsteinlage ist nicht ausgebildet. Getrennt durch 75 cm rotbraunen tonigen Schluffstein folgt darüber nochmals ein feinschichtiger stark anhydritischer Tonstein mit Übergängen in stark tonigen Anhydritstein, bestehend aus Lagen von wenige Millimeter großen Kleinknollen, mit dem der Beaumont-Horizont abschließt. Der Beaumont-Horizont repräsentiert faziell Ablagerungen einer evaporitischen Schlammebene. Eingeschränkt marine Milieus sind nur für das Hochrhein- und Oberrheingebiet durch Fossilien belegt (DSK 2005). Die auch lateral zwischen verschiedenen Aufschlüssen wechselnde Ausbil-



Abb. 9: Geschichteter und knolliger Anhydritstein im Beaumont-Horizont der Bohrung Juxkopf-2

dung von flach-subaquatisch abgelagerten Sulfatsedimenten und knolligen frühdiagenetischen Sulfatkrusten-Bildungen weist auf ein sehr flaches kleinräumiges Relief der Ebene hin, in dessen Senken flache saline Laugen ganzjährig stehen konnten, während geringfügig höhere Bereiche in die Kapillarwasserzone gerieten und Sulfat im Porenraum abgeschieden wurde.

Die etwa 21 m mächtige Rote Wand (kmRO; 206,2–185,0 m) besteht aus rotbraunen, nur in wenigen dünnen Lagen und Flecken grünen, massig erscheinenden tonigen Schluffsteinen mit Sulfatknollen. Die zwischen einem und mehreren Zentimeter großen Sulfatknollen sind im Bohrprofil durchgehend in Sekundärgips umgewandelt und werden von Fasergipsgängen auf Klüften, Rissen und Schichtflächen begleitet. Die Knollen sind horizontale in die Schluffsteine eingelagert, wobei die Häufigkeit über das Profil generell von unten nach oben abnimmt. Während in den untersten vier Metern durchgehend einzelne Gipsknollen auftreten, bei 205 m sogar ein 7 cm mächtiger Enterolith („Gekröseegips“), erscheinen sie im höheren Teil auf bestimmte Lagen mit Abständen von 0,5 bis 1,5 m beschränkt. Die Abstände dieser Lagen nehmen, trotz Schwankungen im Einzelnen, nach oben zu. Eine Schichtung der ziemlich gleichkörnigen Schluffsteine ist am Kern nicht zu sehen. Allerdings legen ebene horizontale Trenn-

flächen und dünne horizontale grüne Farbbänder nahe, dass zumindest in Teilen horizontale Ablagerungsgefüge vorhanden sein dürften. Pedogene Harnische treten nur in zwei jeweils wenige Dezimeter mächtigen Abschnitten zwischen 195 und 197 m Teufe deutlich in Erscheinung, jeweils unter einem Gipsknollen-Horizont. Die Rote Wand stellt Ablagerungen einer wechselfeuchten Playa dar, deren Überflutungen mit längeren Trockenphasen abwechselten. Längere Trockenphasen senkten den Grundwasserspiegel unter die Sedimentoberfläche und ließen Gipskrustenböden und teilweise Vertisole entstehen. Die Häufigkeit der ariden pedogenen Phasen nimmt über die Abfolge jedoch offenbar ab.

Die obersten 11 m der Steigerwald-Formation werden vom Lehrberg-Horizont (kmLE; 185,0–174,08 m) eingenommen. Die vorherrschenden rotbraunen tonigen Schluffsteine unterscheiden sich nicht merklich von jenen der Roten Wand, die Häufigkeit der eingelagerten Gipsknollen nimmt jedoch weiter ab. Von 179,8 bis 178,6 m ist ein gut entwickeltes Gipskrusten-Profil mit nach oben größeren und häufigeren Gipsknollen und lateral verwachsener knolliger Gipskruste als oberem Abschluss entwickelt (Abb. 10d). Zwischen 178 und 175,8 m treten mehrfach pedogene Harnische und Rissbrekzien in den Schluffsteinen auf, darüber ist erstmals auf etwa 0,5 m Mächtigkeit ein Fein-



**Abb. 10:** Steigerwald-Formation. **a:** tonige Schluffsteine der unteren Roten Wand, Fasergips-Gänge, wenige Gipsknollen; **b:** Lehrbergbank 3; **c:** Dünnschliff aus Lehrbergbank 3, mikrosparitischer Dolomit mit Feinsandnestern, Balken 5 mm; **d:** pedogene Gipskruste zwischen Lehrbergbänken 2 und 3.

sandgehalt festzustellen. Von den drei Lehrbergbänken ist die unterste (kmL1), die die Basis des Lehrberg-Horizonts bildet, als 15 cm mächtiger laminiertes dunkelgrüngrauer Schluffstein ausgebildet, der von einer 4 cm starken Knollengipslage mit dolomitarenitischen Partikeln überlagert wird. Die beiden 1,3 m und 6,7 m darüber eingelagerten Lehrbergbänke kmL2 und kmL3 bestehen dagegen aus 4 bzw. 5 cm mächtigen graugrünen tonigen Dolomikriten ohne makroskopisch erkennbare Sedimentstrukturen.

Die Fazies der überwiegend tonig-schluffigen Abfolge ähnelt derjenigen der Roten Wand, belegt aber häufigere Flutungen und mit den Lehrbergbänken die zeitweilige Entstehung perennierender Seen. Unregelmäßig eingestreute Feinsandnester in kmL3 (Abb. 10c) belegen erste Schüttungen des Kieselsandstein-Flusssystem, das sich weiter südlich mit den lakustrinen Ablagerungen der Lehrbergschichten verzahnt (Seegis 1997). Eine weitere stärker dolomitische Schluffsteinlage ohne scharfe Begrenzung ist bei 174,5 m eingeschaltet, wenige Dezimeter unter dem ersten Sandstein der Hassberge-Formation. Nach Fossilfunden in der südlichen Randzone der Lehrbergbänke (Seegis 1997, 1998) schwankte der Salzgehalt zwischen Süßwasser und brackisch (durch Eindunstung), wobei es keine Hinweise auf marine Zuflüsse gibt.

Aus der Steigerwald-Formation wurden zwei Proben aus dem Äquivalent der Lehrbergbank 1 (184,9 m) und aus den Tonsteinen über der Lehrbergbank 3 (177,9 m) mineralogisch untersucht. Die Stichproben wurden aus gipsfreien Schichten entnommen. Neben Illit und Chlorit waren Quarz, Dolomit, Kalifeldspat und Plagioklas festzustellen. Schüle (1974) und Lippmann & Schüle (1975) stellten in der Steigerwald-Formation von Stuttgart und Tübingen zudem Corrensit und im unteren Teil ein unregelmäßiges Illit-Smektit-Wechselagerungsmineral fest. Diese Minerale sind möglicherweise auf gipsführende Schichten beschränkt.

### **Hassberge-Formation kmHb (Mittelkeuper)**

Mächtigkeit: Jx2 – 21,3 m (174,08–152,78 m).

Die Hassberge-Formation umfasst eine Abfolge von Sand- und Schluffsteinen, die in Baden-Württemberg traditionell als Kieselsandstein, in Bayern als Blasen- und Coburger Sandstein und in Südtüringen zeitweise als Unterer Semionotensandstein bezeichnet wurden. Die Sandsteine sind meist kieselig gebunden und zeigen im Dünnschliff oft stylolithische Kornkontakte (Abb. 11), vereinzelt aber auch poikilotropischen Quarzzement, der

mehrere Körner in einem Kristall umschließt. Syntaktisch weitergewachsene Körner wurden nicht beobachtet. Der Kornbestand gleicht jenem der Löwenstein-Formation: magmatischer und metamorpher Quarz, Feldspäte, darunter viel Plagioklas, und als Gesteinsfragmente vorwiegend polykristalline Quarze mit verzahnten Korngrenzen, die gelegentlich korrodierte Feldspatkörner einschließen können. Vulkanitbruchstücke bleiben selten. Proben aus Tonsteinen des Kieselsandstein 1 (171,0 m) und aus den Kieselsandsteinletten (162,0 m) enthielten in der Ton- bis Schluff-Fraktion Illit und Chlorit neben Quarz, Dolomit, Kalifeldspat, Plagioklas. Ein Teil des Illits liegt möglicherweise als Wechsellagerung mit Smektit-Schichten



**Abb. 11:** Hassberge-Formation. In der Bohrung Juxkopf-2 überwiegt eine dünn-schichtige Fazies mit zahlreichen Tonschluffstein-Zwischenlagen zwischen geringmächtigen Sandsteinen (hell). Unten: Dünnschliff aus einem Sandstein bei 153,8 m (Balken 0,5 mm).



vor. Für den Stuttgarter und Tübinger Raum geben Schüle (1974) und Lippmann & Schüle (1975) außerdem Corrensit an, der sich in der Bohrung Jx2 nicht nachweisen ließ.

Im Bohrkern der Bohrung Jx2 lässt sich die Gliederung in Unteren Kieselstein (Kieselstein 1: kmKs1), Kieselstein-Letten (kmKSL) und Oberen Kieselstein (Kieselstein 2: kmKs2) anwenden. Der Untere Kieselstein (kmKs1; 174,08–163,1 m) besteht aus einer Abfolge von grauen bis grüngrauen Mittel- und Feinsandsteinen, denen rotbraune meist sandige Schluffsteine und schluffige Tonsteine in wenige Dezimeter mächtigen Lagen zwischengeschaltet sind (Abb. 11). Nach faziellen Gesichtspunkten ist eine Progradationsabfolge erkennbar, die mit distalen geringmächtigen Rinnensandsteinen und Zwischenrinnen-Sedimenten beginnt und von metermächtigen Rinnenfüllungen abgelöst wird. Der untere Teil (174,08–168,5 m) besteht aus einer Wechselfolge von Fein- bis Mittelsandsteinen, schluffigen Tonsteinen und tonig-feinsandigen Schluffsteinen, in die dünne Lagen und Rippelzüge aus Feinsandstein eingelagert sind. Die Sandsteine bilden meist schräggeschichtete dezimetermächtige Bänke, von 172,44–171,1 m sind auch zwei Schüttungskörper mit schwacher Tendenz zur Kornverfeinerung nach oben eingeschaltet. Von 170,9–170,25 m nimmt die Korngröße nach oben von feinsandigem Schluffstein zu schluffigem Feinsandstein leicht zu, wobei die Obergrenze der Einheit zum tonig-feinsandigen Schluffstein im Hangenden eben und leicht bioturbiert ist. Bei 169,2 m sind in dünn-schichtigem tonigen Schluffstein fossile Wurzelspuren erkennbar. Die Abfolge lässt sich als Binnendelta im Übergangsbereich von einer Playa (Lehrbergschichten) in eine vorrückende alluviale Schwemmebene deuten. Diese Schwemmebene wird durch den oberen Teil von Kieselstein 1 durch zwei jeweils 2–2,5 m mächtige zyklische Schüttungseinheiten überliefert, die mit Mittel- bis Grobsandsteinen beginnen und über Mittel- und Feinsandsteine nach oben allmählich in Schluffsteine übergehen. Die Basissandsteine zeigen teilweise ein erosives Relief der Sohle, undeutlich erkennbare Schrägschichtung und Schluffstein-Intraklasten. Im mittleren Teil eines Zyklus ist Flaser- und Rippelschichtung erkennbar. Den Abschluss des Unteren Kieselsteins bilden bei 163,55–163,1 m ein 25 cm mächtiger planar schräggeschichteter, Intraklasten führender Grobsandstein mit erosiver Unter- und eben-scharfer Obergrenze und darüber eine 20 cm mächtige Wechselfolge von schluffigem Feinsandstein und Grobsandsteinlagen, die wieder einem Überflutungsbereich zugeordnet werden können.

Die Kieselsteinletten (kmKSL; 163,1–158,85 m) werden durch ca. 4 m mächtige rotbraune feinsandige Schluffsteine und schluffige Feinsandsteine ohne erkennbare Feinschichtung gebildet. In deren Mitte ist ein 10 cm mächtiger beigegrauer Intraklasten führender Grobsandstein eingelagert. Bei 160,5 m sind über wenige Dezimeter hinweg pedogene Harnische ausgebildet. Die Kieselsteinletten dürften daher ein erneutes Übergreifen der randlichen Playa über das vormalige alluviale System der Randfazies wieder spiegeln.

Der Obere Kieselstein (kmKs2; 158,85–152,78 m) wird von einer Abfolge von scharf begrenzten beigegrauen Fein- und Mittelsandsteinen im Wechsel mit rotbraunen bis braungrauen schluffigen Feinsandsteinen und feinsandigen Schluffsteinen aufgebaut (158,85–152,78 m). Die Sandsteine zeigen teilweise Rippel- und Flaserschichtung, teilweise planare Feinschichtung. Als Ablagerungsraum kann eine von Schichtfluten und wenige Dezimeter tiefen Verteilerrinnen geprägte distale Alluvialebene angenommen werden, eine Art „Binnendelta“ am Rande der Playa des Beckeninneren. Mächtigere Rinnensandsteine hat die Bohrung in diesem Abschnitt nicht erschlossen.

### ***Mainhardt-Formation kmMh (Mittelkeuper)***

Mächtigkeit: Jx2 – 27,57 m (152,78–125,21 m).

Die Mainhardt-Formation entspricht dem größten Teil der früher in Mittel- und Nord-Württemberg als „Obere Bunte Mergel“ kartierten Einheit (ohne die Roten Basisletten, s.u.). Sie ist definiert als Tonstein-Abfolge zwischen den Sandsteinen der Hassberge-Formation und der Altkimmerischen Hauptdiskordanz (DSK 2005, Heunisch & Nitsch 2011). Da sie nach Süden und Osten unter dieser Diskordanz ausgeht, wurde die Bezeichnung „Obere Bunte Mergel“ am Hochrhein und im Randengebiet wie auch in der angrenzenden Schweiz jedoch für die Steigerwald-Formation verwendet (die „Unteren“ waren dort die Dunklen Mergel; vgl. Abb. 4). Im nördlichen Bayern werden die Tonsteine der Mainhardt-Formation dagegen als „Heldburgmergel“ bzw. „Untere Heldburgschichten kmBU1“ dem Unteren Burgsandstein zugerechnet.

Im Verbreitungsgebiet des Oberen Kieselsteins ist von der Mainhardt-Formation nur deren oberer Abschnitt, die Grauen Steinmergelletten (kmSL2), entwickelt, die Brenner (1973) bereits seiner „Stubensandstein-Stufe“ zurechnete. Westlich des Neckars und in Mittel- und Südwürttem-

berg sind auch Altersäquivalente des Oberen Kiesel sandsteins in einer tonig-dolomitischen Fazies ausgebildet, die jedoch mehr rotbunte Farben aufweist und daher als Bunte Steinmergelletten (kmSL1) bezeichnet wird. Da die Grauen Steinmergelletten nach Süden unter der Altkimmerischen Hauptdiskordanz zunehmend ausfallen, machen die Bunten Steinmergelletten südlich des Schönbuchs meist den Hauptteil der Formation aus. Während dort der historische Name „obere bunte Mergel“ somit meist zutreffend ist, sind die Tonsteine der Grauen Steinmergelletten überwiegend dunkelgrüngrau gefärbt, mit wenigen hellgrüngrauen Lagen und einem kurzen braungrauen Abschnitt. Rotbraune Horizonte treten nur untergeordnet und lokal auf, lediglich eine rotbraune Fleckung der grauen Tonsteine ist in Ostwürttemberg häufiger anzutreffen („Blutfleckenmergel“).

Die Untergrenze wird hier über dem obersten klar abgrenzbaren Sandstein der Hassberge-Formation bei 152,78 m gezogen. Die untersten 2–3 m bilden jedoch einen gleitenden faziellen Übergang von schluffigen Feinsandsteinen in feinsandige Schluffsteine und schließlich nach oben abnehmend schluffige Tonsteine. Oberhalb etwa 149,5 m herrschen Tonsteine mit geringem Schluffanteil vor, die in wechselnden Abständen

Gipsknollen führen (Abb. 12). Der Fazieswechsel kann als Übergang von einer retrogradierenden distalen Schwemmebene in die sich ausbreitende Playa des Beckeninneren aufgefasst werden, die das Ablagerungsmilieu der übrigen Formation bestimmt.

Die Formation kann im Bohrkern Jx2 informell in vier Intervalle gegliedert werden. Über dem schluffig-feinsandigen Übergangsbereich über der Hassberge-Formation folgen etwa 10 m (ca. 149,5–139,45 m) undeutlich geschichtete Tonsteine, in die in Abständen von 2–3 m mehrere Dezimeter mächtige Lagen mit dicht gedrängten Gipsknollen eingeschaltet sind. Zwischen diesen Gipsknollen-Lagen treten in den Tonsteinen unten keine, nach oben nur wenige einzelne Gipsknollen auf. Unter den Gipsknollen-Lagen sind teilweise über einige Dezimeter hinweg pedogene Harnische in schichtungslosem Tonstein erkennbar. Im dritten Abschnitt (139,45–130,3 m) sind einzelne und in Gruppen auftretende Gipsknollen häufiger und alle 0,1–1 m in die Tonsteine eingeschaltet. Eine Schichtung ist allenfalls undeutlich ausgebildet, bei 138 m jedoch ein ungeschichteter Abschnitt mit pedogenen Harnischen. Bei 130,6 m erscheint erstmals ein unscharf begrenztes, ca. 10 cm mächtiges toniges Dolomitsteinbänkchen.



**Abb. 12:** Mainhardt-Formation. **a:** Tonsteine mit Gipsknollen im unteren Teil der Formation; **b:** Tonsteine mit tonigen Dolomitsteinbänken im oberen Teil; **c:** kavernöser Residualkalk an der Obergrenze unmittelbar unter der Altkimmerischen Hauptdiskordanz.



Den Abschluss bilden überwiegend feinschichtige Tonsteine mit zwei dezimetermächtigen tonig-mergeligen Dolomitsteinlagen, von denen nur die untere (bei 128,8 m) scharf begrenzt ist. Bei 125,8 m ist eine drusige kalkige Lage entwickelt, die wahrscheinlich auf Auslaugung von Sulfatknollen zurückzuführen ist und mit den Verwitterungs- und Abtragungsprozessen an der Altkimmerischen Hauptdiskordanz in Verbindung gebracht werden kann (Abb. 12c, 13).

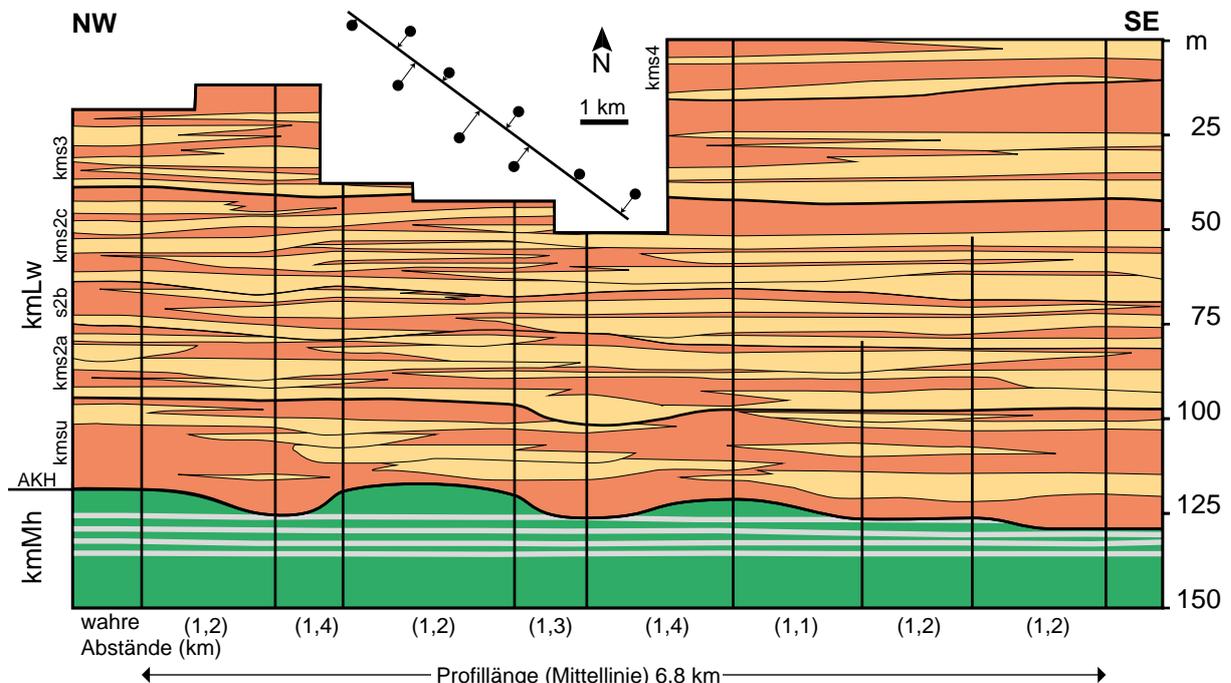
Der Gipsstein der Knollen zeigt sich im Dünnschliff als fein- bis mittelkörniger Sekundärgips (Alabastrit). In einer Matrix aus xenomorphem bis „amöboidem“ granoblastischem Gips stellen hypidiomorphe gröbere Kristalle wohl Ansätze zur erneuten Rekristallisation dar. Die tonmineralogische Untersuchung von Proben aus dem unteren (149,0 m, 146,9 m) und oberen (125,5 m) Teil der Formation ergaben Illit als das vorherrschende Tonmineral neben sehr wenig Chlorit. Daneben waren wiederum Quarz, Dolomit und Feldspäte nachweisbar, in der oberen Probe allerdings kein Plagioklas. Ein geringer Kalzitgehalt in Probe 146,9 m könnte sekundär bei der Vergipsung der Sulfatknollen oder durch deren beginnende Auslaugung entstanden sein. Die Vorherrschaft von Illit in der (höheren: kmSL2) Mainhardt-Formation entspricht den Verhältnissen bei Stuttgart nach Schüle (1974) und Lippmann & Schüle (1975), wenngleich die dort festgestellten Illit-Smektit-Wechselagerungen hier nicht in Erscheinung traten.

**Löwenstein-Formation kmLw (Mittelkeuper)**

Mächtigkeit: Jx1 – bis ET 77,26 m (105,5–28,24 m), Jx2 – 122,76 m (125,21–2,5 m).

Mit dem Bohrkern der Forschungsbohrung Juxkopf-2 liegt heute erstmals ein durchgängiges und zusammenhängendes Profil der Löwenstein-Formation aus den Löwensteiner Bergen vor. Dabei fällt auf, dass die lithologische Entwicklung in den obersten ca. 60 m, für die aus beiden Bohrungen Jx1 und Jx2 Bohrkern vorliegen, trotz der geringen Entfernung von nur ca. 280 m bereits erhebliche Unterschiede aufweist, die eine Korrelation erschweren (Abb. 8). Damit ist es nicht verwunderlich, wenn Laemmlen (1954: 71) für die „Stubensandsteine“ von Spiegelberg nach seinem aus drei Teilstücken zusammengesetzten Profil nur eine Mächtigkeit von 114,5 m ableitet. Gut vergleichbar sind, trotz der starken Abweichungen in der Gesteinsausbildung, die Gammalogs beider Bohrungen, die ein flaches Paläorelief an der Basis des Stubensandsteins 3 und 5 nahelegen (s. u.).

Die Löwenstein-Formation gliedert sich in drei Subformationen Unteren, Mittleren und Oberen Stubensandstein, mit jeweils drei Unterabschnitten. Die Gliederung folgt damit heute im Wesentlichen der Einteilung durch Stoll (1929), wenngleich mit abweichender Nomenklatur. Die drei Subformationen werden zyklischen Wechseln zwischen alluvialen Rinnensandsteinen und Sedimenten von



**Abb. 13:** Erosionsrelief der Altkimmerischen Hauptdiskordanz (AKH) an der Basis der Löwenstein-Formation (kmLw) nach Bohrungen nordöstlich von Sulzbach a. d. Murr, umgezeichnet nach Wollenberg (1978). Die vertikalen Linien stellen die auf die Mittellinie projizierten Bohrprofile (Kartenschema oben Mitte), die hellen Streifen in der Mainhardt-Formation (kmMh) korrelierbare Sulfatknollen-Horizonte dar. Weitere Kürzel s. Abb. 3.

Überflutungsebenen aufgebaut (Hornung 1999). In der Regel bestehen die unteren Abschnitte der Zyklen aus ineinander geschachtelten ein bis mehrere Meter mächtigen Rinnenfüllungen, meist grobsandig bis feinkiesig, mit zwischengeschalteten dezimetermächtigen Sandbank-Ablagerungen. Die Verbreitung der Rinnenstränge ist allerdings räumlich nicht lückenlos, weshalb lokal auch der untere Abschnitt der Zyklen aus Überflutungssedimenten bestehen und Paläoböden aufweisen kann. Die mächtigeren Rinnensediment-Körper lassen in Aufschlüssen Rinnenbreiten von mehreren zehn Metern erkennen (Hornung 1999).

Die oberen Abschnitte der Zyklen werden von Feinsedimenten der Überflutungsebenen und Feinsediment-gefüllten kleineren Rinnen aufgebaut und sind häufig pedogen überprägt. Hier treten neben eben geschichteten Heterolithen auch geringmächtige und in Aufschlüssen oft nur wenige Meter breite Rinnenfüllungen aus Sandsteinen auf, die als Auenrinnen angesprochen werden können. Mächtigere Rinnensandsteine erscheinen im oberen Zyklenabschnitt nur lokal. Wechsel von trogförmiger und planarer Schrägschichtung unterschiedlicher Dimensionen lassen auf überwiegend verflochtene, abschnittsweise auch mäandrierende Rinnenläufe schließen.

Die Kornrundung erscheint makroskopisch generell schlecht. Im Dünnschliff erkennt man jedoch neben den vorherrschenden kantigen bis schlecht gerundeten Körnern auch eingestreute gerundete Körner, meist Feldspäte. Der Kornbestand der Sandsteine ist recht homogen: Quarz stellt die Hauptkomponente, wobei homogen auslöschende magmatische Quarze gegenüber undulös auslöschenden metamorphen Quarzen vorherrschen. Feldspäte zeigen sich in allen Zersetzungsgraden von frisch mit dünnem Tonsaum bis zersetzt als Tonkorn. Serizit-artige Schichtsilikate bilden dabei immer wieder Aggregate entlang der Feldspat-Spaltflächen, die auch in völlig zersetzten Tonkörnern durch ihre höheren Interferenzfarben noch als gitterartig eingesprengte Einschlüsse zu sehen sind. Hinzu treten in allen Proben polykristalline Quarzaggregate mit stark verzahnten Korngrenzen (Metaquarzit-Fragmente) und selten Quarz-Feldspat-Gesteinsbruchstücke mit geraden Korngrenzen, die Glimmerblättchen einschließen können (Granitoid-Fragmente). Einzelne Glimmerkörner in Sandgröße sind selten, häufiger zeigen sich Glimmerblättchen der Schluff-Fraktion im Intergranularraum zusammen mit tonigen Zementen. Die tonigen Zemente zeigen überwiegend hohe Interferenzfarben und dürften dem durchgehend auch in den Feinsedimenten vorherrschenden Muskovit-Illit zuzurechnen sein. Im Mittleren

Stubensandstein bilden sie häufig Überzüge über die Sandkörner und lösen so den Kornkontakt. Kaolinitische Porenfüllungen in typischer „Geldstapel“-Anordnung (sensu Laemmlen 1954) zeigten sich nur in den Stubensandsteinen 4 und 5. Karbonatische Zemente sind besonders im Unteren und Mittleren Stubensandstein verbreitet, von kleinen unregelmäßigen Flecken bis zu matrixbildenden Konkretionen, in denen die Sandkörner jeden Kornkontakt verloren haben. Die Karbonate sind meist mikrosparitisch oder mikrogranular eingestreut. Grobspätige Kalzitkristalle sind die Ausnahme, nur in Stubensandstein 5 ist ein blockiger Kalzit zement ausgebildet. Gelegentlich sind stylolithische Kornkontakte vorhanden, besonders im Unteren Stubensandstein und teilweise in Stubensandstein 3, jedoch immer nur stellenweise im Gestein. Die Dünnschliffuntersuchungen an Proben der Bohrungen Jx1 und Jx2 bestätigen somit die früheren, an Aufschlussproben (Laemmlen 1954, Hornung 1999) oder an Bohrungen aus anderen Gebieten (Heling 1963, Kulke 1967, Wollenberg 1978) beschriebenen Ergebnisse.

Gleiches gilt für die Zusammensetzung der Tonminerale in den Feinsedimenten. Heling (1963) und Lippmann & Schüle (1975) gaben aus Bohrungen bei Plochingen und Stuttgart sowie Wollenberg (1978) aus Bohrproben des Mainhardter Waldes Illit, Illit-Smektit-Wechselagerungen und dioktaedrischen Chlorit („Soduit“, der Name hat inzwischen eine eingeschränktere Bedeutung) an, zu denen lokal zumindest im unteren Stubensandstein Tosudit (eine Chlorit-Smektit-Wechselagerung) kommen kann. Auch die Proben aus den Bohrungen Jx1 und Jx2 ergaben Illit und Illit-Montmorillonit-Wechselagerungen als Hauptbestandteil der Tonfraktion. Letztere treten im Hangendletten 4 stärker in den Vordergrund als in tieferen Proben, wodurch dieser Horizont bereits mehr dem hangenden Knollenmergel ähnelt. Chlorit ist jedoch nur im Oberen Stubensandstein (Jx1: 38,9 m, 49,4 m, 52,2 m, 85,4 m; Jx2: 4,2 m, 20,8 m) in größeren Anteilen enthalten. Im Mittleren (Jx1: 93,4 m; Jx2: 75,3 m, 92,5 m) und unteren Stubensandstein (Jx2: 122,0 m) tritt Chlorit dagegen stark zurück. Hinzu treten Quarz und Feldspäte, wobei in einzelnen Proben nur Kalifeldspat nachweisbar war. Dolomit ist stets vorhanden, Kalzit in Jx1 durchgängig, in Jx2 nur in Stubensandstein 5. Anders als in den Sandsteinen war Kaolinit in den Feinsedimenten nicht sicher festzustellen. Bereits Heling (1963) hatte festgestellt, dass Kaolinit offenbar lediglich diagenetisch aus der Feldspatverwitterung in den Sandsteinen entstanden ist und in Feinsedimenten kaum in Erscheinung tritt.



Der Untere Stubensandstein (kmsu) wurde nur in Jx2 erreicht und zeigt die bereits von Stoll (1929) erkannte Dreigliederung in Rote Basisletten (bei Stoll sb1), Stubensandstein 1a (sb2) und Stubensandstein 1b (sb3). Die Sandsteine sind häufig karbonatisch zementiert und weisen meist einen deutlichen Kalkgehalt auf. Tonige oder kieselige Zemente treten jedoch ebenfalls auf, häufig im selben Gestein unregelmäßig verteilt. Die aus dem Stromberggebiet und Kraichgau bekannten fossilführenden Bänke Schützingen-Bank (im Zwischenletten 1a) und Ochsenbach-Bank (im Hangendletten 1) sind in den Löwensteiner Bergen nicht ausgebildet und fehlen auch am Juxkopf. Allerdings treten in den entsprechenden Niveaus Hinweise auf frühdiagenetische Karbonatabscheidungen auf, eine Intraklastenlage im Zwischenletten 1a und ein stärker dolomitisch zementierter Abschnitt mit Schwerspat-Einsprenglingen im Hangendletten 1.

Über dem Zellenkalk im Dach der Mainhardt-Formation beginnt die alluvial geprägte Sedimentation mit den Roten Basisletten (kmRBL; Jx2: 125,21–118,74 m), einer Abfolge von vorherrschend rotbraunen, wechselnd feinsandigen tonigen Schluffsteinen mit dolomitischen Zwischenlagen (Abb. 14). Bei 122,8 m ist ein 8 cm mächtiger schluffiger Sandstein mit flach-erosiver Basis eingeschaltet. Mächtigere Rinnensandsteine fehlen im Bohraufschluss und sind auch sonst in diesem Abschnitt nur in Ostwürttemberg häufiger anzutreffen (vgl. Abb. 21). Die meist grau-grünen dolomitischen Lagen sind im unteren Teil nur einige Zentimeter bis wenige Dezimeter mächtig und stellen frühdiagenetische mikrosparitische bis mikritische Zementationszonen dar; bei 122,4 m bilden sie einen Horizont aus Dolomitsteinknollen. Bei 123,4 m zeigt eine solche Dolomitlage rostbraune Flecken, die offenbar ein fossiles Wurzelgeflecht nachzeichnen (Abb. 14b). Im Dünnschliff folgen die limonitischen Fasern teilweise wellig-parallelen Linien, die röhrenförmige, jetzt dolomitgefüllte Hohlräume nachzuzeichnen scheinen, teilweise jedoch auch Mikrokluft. Den oberen Abschluss der Roten Basisletten bildet eine 1,5 m mächtige Dolomitsteinbank, über der noch 16 cm schwarzgrauer, kohlig-toniger Schluffstein folgt. Der Dolomitstein zeigt sich im Dünnschliff als schwach feinsandiger Mikrosparit. Schemenhafte kantig-rhombödrische Umrisse im Mikrosparit deuten auf neomorphe Korngrößenreduzierung aus einem ursprünglich zumindest teilweise gröber kristallinen Dolomit hin. Der Feinsand besteht überwiegend aus kantengerundeten Quarzkörnern.

Der Stubensandstein 1a (kms1a; Jx2: 118,74–110,55 m) besteht aus einem ca. 8 m mächtigen Rinnensandstein, dessen Körnung sich etwa in

der Mitte von mittelsandigem Grobsand auf feinsandigen Mittelsand verringert. Im Grobsandstein liegen vereinzelte Schluffstein-Intraklasten. Im Dünnschliff zeigen die von Quarzkörnern dominierten Sandkörner verzahnte Kornkontakte. Schrägschichtungsgefüge sind nur im Mittelsandstein einigermaßen zu erkennen; es sind Lagen mit Flaserschichtung und kleinmaßstäblicher planarer Schrägschichtung. Darüber folgen die Zwischenletten 1a (kmt1a; 110,55–109,25 m). Sie beginnen mit 1,3 m tonig-feinsandige Schluffsteinen, bei 110 m dolomitisch, mit einer Intraklastenlage bei 109,7 m. Die Sandsteine sind hier wie im folgenden Stubensandstein 1b und Hangendletten 1 meist grau, graubraun oder braun, teilweise auch rotbraun gefärbt, Feinsedimente rotbraun mit grün-grauen dolomitischen Lagen.

Im Stubensandstein 1b (kms1b; Jx2: 109,25–102,20 m) treten Rinnensandsteine wieder stärker in den Hintergrund. Eine etwa 2 m mächtige Rinnenfüllung aus Grob- (unten) bis Mittelsandstein (oben) ist zwischen 108,76 und 106,77 m eingeschaltet, eine zweite, ca. 1,3 m mächtige zwischen 104,15 und 102,88 m. Das übrige Profil wird von dezimetermächtigen Bänken aus Grobsandsteinen, teilweise auch Mittel- und Feinsandsteinen mit Zwischenlagen sandiger Schluffsteine eingenommen. Über der oberen Rinne folgt mit ebener, offenbar erosiver Basis ein 68 cm mächtiger Abschnitt aus stark schluffigen mittelsandigen Grobsandsteinen mit Rippelschichtung und Lagen planarer Schrägschichtung.

Den Abschluss des Unteren Stubensandsteins bilden die Hangendletten 1 (kmt1; Jx2: 102,2–99,32 m). Sie beginnen mit schluffigem Feinsandstein, der nach 40 cm in wechselnd stark feinsandigen Schluffstein übergeht. Rotbraune Farben überwiegen. Grüngraue Lagen zwischen 101,25 und 100,45 m sind dolomitisch und führen etwas Schwerspat. In den obersten ca. 70 cm werden die Schluffsteine zunehmend tonig mit rasch abnehmendem Sandanteil. In diesem tonigeren Abschnitt sind pedogene Harnische ausgebildet.

Der Mittlere Stubensandstein (kmsm) wird in seinen unteren beiden Zyklen ebenfalls von Nebenrinnen und Zwischenrinnen-Sedimenten geprägt, die erst im oberen Zyklus von mächtigeren Rinnensandsteinen abgelöst werden. Die Farben sind meist rotbraun, besonders bei Feinsedimenten, aber auch bei Fein- und Mittelsandsteinen, und beige-grau bis grau, besonders bei den gröbereren Sandsteinen. Beide Färbungen können aber auch in Flecken oder Bändern im selben Gestein auftreten. Grüngraue Flecken oder Lagen treten besonders bei dolomitischen Gesteinen auf, gelegentlich



**Abb. 14:** Löwenstein-Formation, Unterer Stubensandstein. **a:** Rote Basisletten und Basis des Stubensandstein 1a in der Bohrung Juxkopf-2; **b:** hämatitisch imprägnierte Wurzelspuren in der Dolomitbank bei 123,4 m. **c:** Dünnschliffbild eines dolomitischen Schluffsteins bei 122,0 m. Sparitisch zementierte längliche Hohlräume könnten auf Wurzel- oder Insekten Spuren zurückzuführen sein. **d:** Dünnschliffbild eines dolomitischen Mittelsandsteins bei 113,7 m. Balken jeweils 0,5 mm.

auch in karbonatarmen Schluffsteinen. Die Sandsteine sind überwiegend kalkfrei, einige jedoch schwach kalkhaltig.

**Stubensandstein 2a** (kms2a; Jx2: 99,32–96,85 m) beginnt über einer unebenen Erosionsfläche mit einer ca. 40 cm mächtigen Rinnenfüllung aus Mittelsandstein, die von 73 cm sandigem Schluffstein überlagert wird. In diese Schluffsteine ist eine 7 cm mächtige Mittelsandstein-Lage mit Wellenrippen eingelagert. Darüber folgt eine 1,05 m mächtige weitere Rinnenfüllung aus Mittelsandstein, über

der mit ebener Basis eine 30 cm mächtige feinkiesige, dabei stark tonige Grobsandsteinbank die Sandsteinfolge des Zyklus abschließt. Die folgenden 6,15 m werden von sandigen Schluffsteinen des **Zwischenletten 2a** (kmt2a; Jx2: 96,85–90,7 m) eingenommen (Abb. 15).

**Stubensandstein 2b** (kms2b; Jx2: 90,7–75,97 m) setzt, ebenfalls auf einer unebenen Erosionsfläche, mit einem 1,1 m mächtigen tonigen Grobsandstein ein, über dem mit ebener scharfer Grenze 2,9 m Wechselfolgen aus sandigen Schluffsteinen,



**Abb. 15:** Löwenstein-Formation, Mittlerer Stubensandstein. Übergang vom Stubensandstein 2a in den Zwischenletten 2a

tonigen oder dolomitischen Grobsandsteinen und grobsandigen Tonsteinen folgen (Abb. 16a). Die Schichtgrenzen sind dabei oft undeutlich durch Übergänge und Flasergefüge. Darüber folgen zwei etwa metermächtige Grobsandstein-Bänke, die durch ca. 80 cm feinsandigen Schluffstein getrennt werden. Auf der oberen Grobsandstein-Bank setzt abrupt ein Feinsandstein ein, der nach oben in Mittelsandstein übergeht, darauf ein toniger Schluffstein, der nach oben über schluffigen Feinsandstein in mittelsandigen Feinsandstein übergeht. Erst jetzt, bei 82,32 m, folgt ein ca. 2,5 m mächtiger grobsandiger Rinnensandstein mit Schluffstein-Intraklasten an der Basis. Die folgenden drei etwa metermächtigen Rinnenfüllungen zeigen zugleich drei unterschiedliche Rinnentypen an: unten geht ein horizontal laminiertes Mittelsandstein in feinsandigen Mittelsandstein mit Rippelschichtung und dann in zunehmend schluffigen Feinsandstein und zuletzt feinsandigen Schluffstein über; darauf folgt ein undeutlich schräggeschichteter dolomitischer Feinsandstein bis feinsandiger Dolomitstein, der in eine tonig-schluffige Intraklastenlage übergeht; oben bildet ein Grobsandstein ohne deutliche Korngrößenveränderung den Abschluss des Stubensandstein 2b (Abb. 16b). Der 2,65 m mächtige Zwischenletten 2b (kmt2b; Jx2: 75,97–73,32 m) ist an einer millimeterdünnen grobsandigen Lage bei 74,8 m zweigeteilt in einen liegenden tonigen Schluffstein mit dünnen Intraklastenlagen und einen hangenden feinsandigen Schluffstein. Den oberen Abschluss bildet ein grobsandiger Dolomitstein.



**Abb. 16:** Löwenstein-Formation, Mittlerer Stubensandstein. **a:** Stubensandstein 2b ist im unteren Abschnitt stark von Feinsedimenten geprägt. **b:** Massive Rinnensandsteine schalten sich erst kurz unter Zwischenletten 2b ein.

Der Stubensandstein 2c (kms2c; Jx2: 73,32–60,64 m, Jx1: Endteufe 105,5 m bis 102,0 m) ist demgegenüber von Rinnensandsteinen geprägt, in die sich nur wenige Feinsedimente einschalten. Die Sandsteine sind teils dolomitisch zementiert und fest (Abb. 17d), teils tonig gebunden und mürbe. Unmittelbar aufeinander folgen zunächst vier Rinnensandsteine mit Mächtigkeiten von ca. 2 m (feinkiesiger Grobsandstein, nach oben in Mittelsandstein übergehend), ca. 2,5 m (Grob-sandstein, oben stärker mittelsandig mit Schluffstein-Intraklasten), 3,7 m (lagenweise feinkiesiger Grobsandstein, in den oberen 10 cm Übergang in schluffigen Feinsandstein; Abb. 17a) und 2,5 m (Grob-sandstein, unten feinkiesig). Darüber folgen mit jeweils uneben-erosiver Basis drei wechselnd mittelsandige Grobsandstein-Bänke (0,54 m, 0,21 m, 1,05 m) mit Schluffstein-Geröllen an der Basis. Die obersten 40 cm der oberen Bank sind mit sandigen Dolomitstein-Knollen durchsetzt und zeigen Rissfüllungen und mögliche Wurzelröhren mit Schluffstein-Füllung. Die folgenden 3,7 m sind von Mittel- und Feinsandsteinen geprägt, in die sich wenige dezimetermächtige sandige Schluff-

steine einschalten. Bei 58,0 m treten in Jx2 noch einmal Dolomitsteinknollen in einer der Schluffstein-Einschaltungen auf. Der darunterliegende stark tonige Mittelsandstein zeigt oben einige Dezimeter aus deformierter Dünnschichtung, darunter Anzeichen einer Bioturbation, ggf. auch einer Durchwurzelung.

Den Abschluss des Mittleren Stubensandsteins bildet der Paläoboden-Komplex von Hangendletten 2 und Krustenkarbonat 2 (kmt2, kmK2; Jx1: 102,0–91,93 m, Jx2: 56,95–46,6 m). In Jx2 ist hier ein fast 10 m mächtiger Komplex aus Mittel- und Grobsandsteinen mit feinsandig-schluffigen Zwischenlagen entwickelt, der unten, in der Mitte und oben knollige und gangförmige Dolomitstein-Konkretionen führt, zwischen 50,5 und 50,2 m auch einen zelligen Dolomitstein mit Schluffstein-Einlagerungen (Abb. 17b, c). In Jx1 beginnt der Komplex dagegen mit einer nur 13 cm mächtigen schluffig-sandigen Dolomitstein-Lage, über der zunächst ca. 7 m karbonatfreie Grob- und Mittelsandsteine folgen. Die oberen ca. 3 m bestehen dagegen aus feinsandigen Schluffsteinen bis schluffigen Feinsandsteinen mit zentimeter- bis dezimetermächtigen Grob- und Mittelsandstein-Lagen, von denen

eine dolomitisch zementiert ist. Sie entsprechen in ihrer Fazies eher einem Hangendletten als den Krustenkarbonaten von Jx2. Die knapp metermächtige mittelsandige Feinsandstein-Bank, die den Abschluss bildet, zeigt im Dach fossile Wurzelspuren (Abb. 17e). Die drei Karbonatkrusten-Horizonte dürften in beiden Bohrungen die gleiche stratigraphische Position einnehmen, liegen aber jeweils in sehr unterschiedlichen Substraten: der untere im Dach eines Rinnensandsteins (Jx1) bzw. im Sandsteinkörper verteilt (Jx2), der mittlere in einer Intraklastenlage der Überflutungsfazies (Jx1) bzw. im Dach einer kleineren Rinnenfüllung (Jx2), nur der obere in beiden Fällen in Feinsedimenten. Die Aufspaltung des in anderen Landesteilen oft nur 2–3 m mächtigen Krustenkarbonat-Komplexes in mehrere Krustenhorizonte mit mehrere Meter mächtigen Zwischensedimenten dürfte den vergleichsweise hohen Akkumulationsraten im Gebiet der Löwensteiner Berge zuzuschreiben sein. Auch vom Stromberg erwähnt Brenner (1973: 168) eine örtliche Ausbildung von drei getrennten und bis zu 2 m mächtigen Kalkbänken im Horizont des Krustenkarbonat 2. Die Häufung der pedogen überprägten Horizonte im Dach des Mittleren Stubensandsteins zeigt jedoch auch für die Löwensteiner



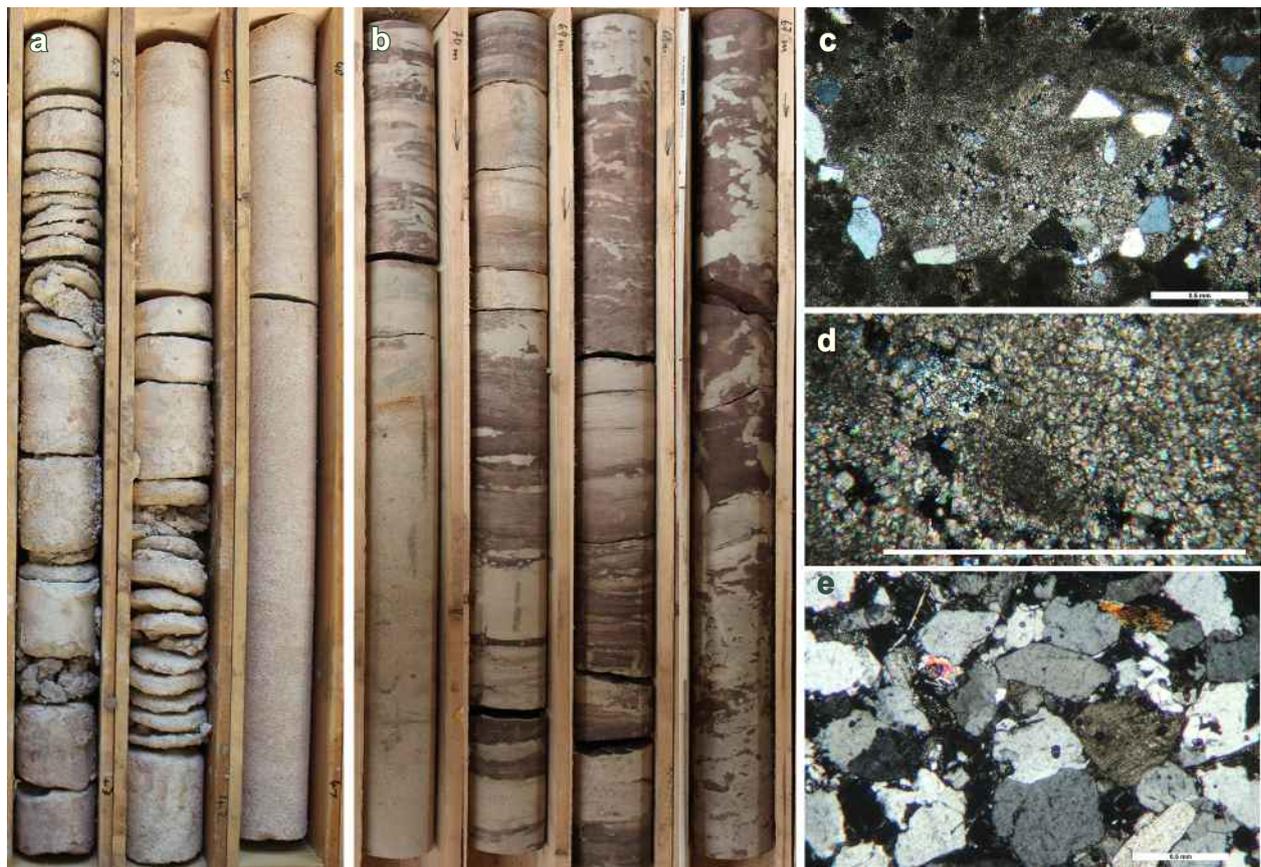
**Abb. 17:** Löwenstein-Formation, Mittlerer Stubensandstein. **a:** Ausschnitt aus einer mehrere Meter mächtigen mittel- bis grobsandigen Rinnenfüllung des Stubensandstein 2c. **b:** konkretionäre Dolomitstein-Abscheidungen auf Rissen, Schichtflächen und evtl. in Wurzelbahnen. **c:** Dolomitstein-Konkretionen und Wurzelspuren im Krustenkarbonat 2. **d:** Dünnschliff eines dolomitischen Sandsteins bei 58,9 m (a–d: Jx2; Balken 0,5 mm). **e:** Wurzelspuren, Schrumpfrisse und Konkretionen im Krustenkarbonat 2 (Jx1).



Berge eine gegenüber den liegenden und hangenden Schichten deutliche Verlangsamung und zeitweise Unterbrechung der Sedimentation an.

Der Obere Stubensandstein (kms0) umfasst über den weithin verbreiteten Stubensandsteinen 3 und 4 den offenbar nur in Nordwürttemberg und Mittelfranken verbreiteten Stubensandstein 5. Die Abfolge zeigt in den Feinsedimenten ebenfalls meist rotbraune Farben, grüngraue dolomitische Lagen und in den Sandsteinen graue bis beige-graue, daneben aber auch verstärkt braune bis gelbbraune oder gelbgraue Farben. Der Stubensandstein 5 ist in beiden Bohrungen grüngrau bis grau, angewittert bräunlich. Da die Färbung lateral stark wechseln kann und sich auch mit dem Verwitterungszustand verändert, ist sie für die Korrelation selbst benachbarter Profile keine Hilfe. So sind die Sandsteine in Stubensandstein 3 in Bohrung Jx1 überwiegend gelbgrau bis graugelb gefärbt, in Jx2 aber durchgängig grau bis beige-grau. Der Kalkgehalt ist in Stubensandstein 3 gering und auf einzelne Lagen beschränkt, Stubensandstein 4 ist nahezu kalkfrei, Stubensandstein 5 dagegen wieder durchgehend kalkhaltig.

Stubensandstein 3 (kms3; Jx1: 91,93–68,1 m, Jx2: 46,6–20,57 m, Abb. 18) beginnt in Jx1 mit ca. 6 m Grobsandstein. In den unteren 2 m ist großdimensionale Schrägschichtung zu erkennen, lagenweise angereicherte Schluffstein- und Dolomitstein-Intraklasten deuten auf einen Aufbau aus mehreren amalgamierten Sedimentkörpern hin. Die folgenden 3 m werden von schluffigen Feinsandsteinen aufgebaut, die in drei 0,6 bis 1,6 m mächtigen Ablagerungszyklen nach oben jeweils in feinsandige Schluffsteine übergehen. Die obersten Dezimeter der Schluffsteine sind in den beiden unteren Zyklen dolomitisch. Danach setzen wiederum 4 m Grobsandstein ein. Die obersten 1,2 m sind feinkiesig. Darauf folgen weitere 3,5 m schluffige, teilweise auch mittelsandige Feinsandsteine, die in zwei Zyklen in feinsandige Schluffsteine übergehen, ebenfalls mit dolomitischen Lagen bzw. einer sandig-schluffigen Dolomitsteinbank bei 77 m (Abb. 18c, d). Die Fazies ähnelt den Zwischenletten des Mittleren Stubensandsteins. Ob an diesem „Mittelletten“ der Stubensandstein 3 auch regional in zwei Zyklen gegliedert werden kann, lässt sich jedoch noch nicht abschließend beurteilen; in vielen Profilen fehlt eine solche



**Abb. 18:** Löwenstein-Formation, Oberer Stubensandstein. **a:** Grobsandsteine im unteren Stubensandstein 3 von Bohrung Juxkopf-2. **b:** Hangendletten 3 mit dolomitischen Krustenbildungen in Bohrung Juxkopf-1. **c:** sandiger Dolomitstein im ‚Mittelletten‘ des Stubensandstein 3; die Sandkörner zeichnen den Umriss einer Invertebratenspur ab (Jx1, 77,1 m). **d:** Ausschnitt aus c: mikrosparitischer Dolomit mit mikritischen Peloiden. **e:** tonig und kieselig gebundener Grobsandstein im oberen Zyklus des Stubensandstein 3 (Jx1, 74,0 m). Balken je 0,5 mm.

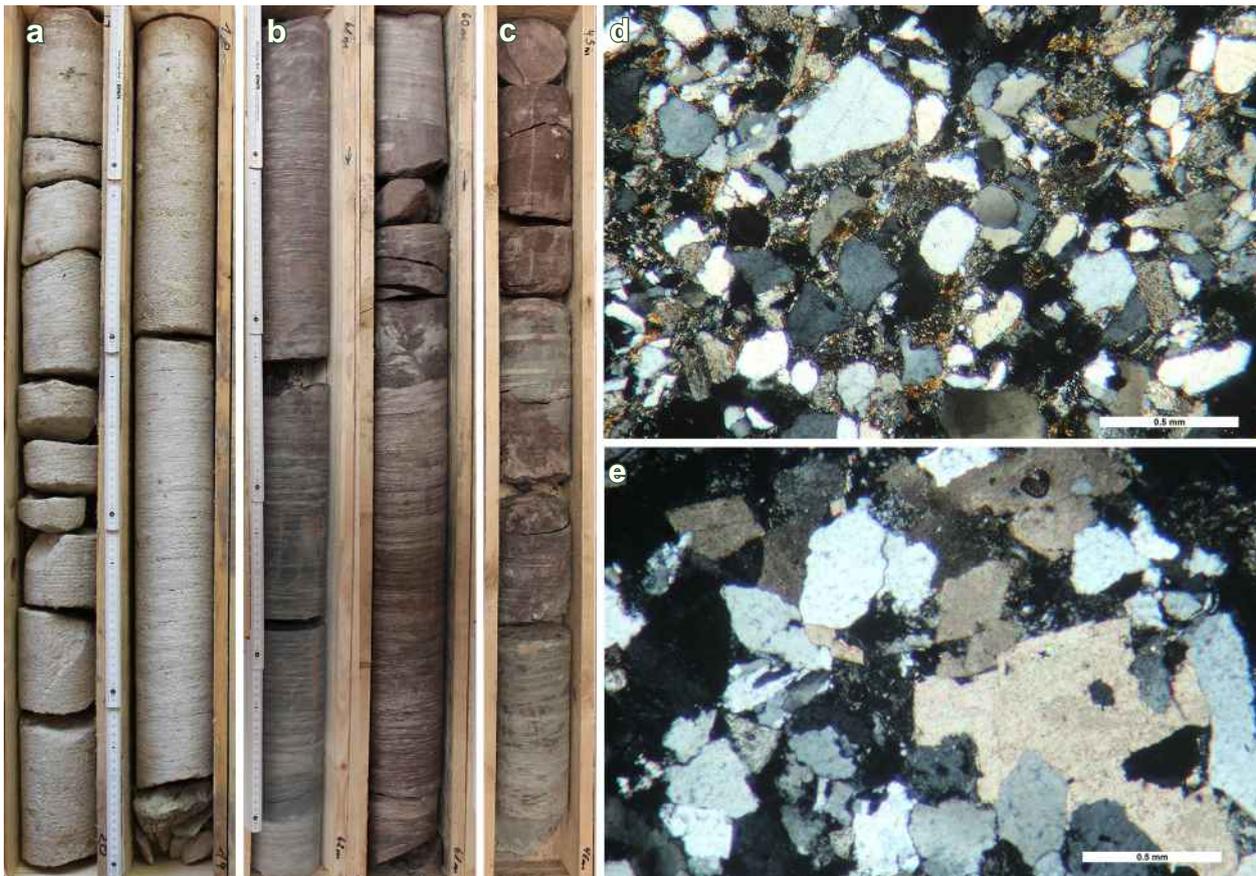
Zweiteilung (Abb. 21). Die darüber folgende Abfolge von fast 5 m Grobsandsteinen (Abb. 18e), mit einer Intraklastenlage an der Basis, kann durch jeweils nach oben zunehmenden Mittelsand-Anteil in drei etwa 1,5–1,6 m mächtige Rinnenfüllungen gegliedert werden. Die abschließenden ca. 2 m stellen als Wechselfolge von tonig-feinsandigen Schluffsteinen mit wenige Zentimeter mächtigen Grobsandstein-Lagen einen Übergang in die Hangendletten 3 dar.

Auch in Jx2 beginnt Stubensandstein 3 mit Grobsandsteinen (Abb. 18a). Fünf jeweils nur wenige Dezimeter mächtige und im unteren Teil konglomeratische Rinnenkörper stellen jedoch hier weniger als 2 m Profil, nach denen sogleich eine fast 2 m mächtige schluffig-feinsandige Abfolge einsetzt. Erst darüber folgt eine ca. 10 m mächtige Folge von Grob- und Mittelsandsteinen, die mit zwei 2 und 5,5 m mächtigen grobsandig-mittelsandigen Rinnenfüllungen beginnen und oben von ca. 0,5 m mächtigen Mittelsandstein-Bänken mit dezimetermächtigen Tonschluffstein-Zwischenlagen abgelöst werden. Darüber folgt auch hier ein ca.

2,3 m mächtiger „Mittelletten“ aus nach oben zunehmend dolomitischen Tonschluffsteinen mit Dolomitknollen und einer Dolomitsteinbank als Abschluss. Eine weitere Schüttung aus Grob- bis Mittelsandsteinen bildet mit vier zwischen einem und zwei Meter mächtigen gradierten Sandsteinkörpern die oberen 5 m des Stubensandstein 3.

Der 4,25 bis 4,4 m mächtige Hangendletten 3 (kmt3; Jx1: 68,1–63,85 m, Jx2: 24,92–20,75 m) besteht in Jx2 aus merkmalsarmen, lagenweise sandigen Tonschluffsteinen. In Jx1 ist dagegen nach 2 m unten stark feinsandigen, oben tonigen Schluffsteinen mit dolomitischen Feinsandstein-Nestern der obere Teil als 2,25 m mächtiges Krustenkarbonat 3 (kmK3) entwickelt, das mit sandigen Dolomitsteinen beginnt und abschließt, die dolomitische Schluffsteine bis schluffige Dolomitmergelsteine mit Rissgefügen einschließen (Abb. 18b).

Stubensandstein 4 (kms4; Jx1: 63,85–52,79 m, Jx2: 20,75–8,9 m; Abb. 19) ist in den beiden Bohrungen unterschiedlich ausgebildet. Die unteren



**Abb. 19:** Löwenstein-Formation, Oberer Stubensandstein. **a:** mürbe und harte Partien desselben Rinnensandsteins in Stubensandstein 4, Bohrung Juxkopf-2. **b:** Rote schluffig-tonige Feinsandsteine in Stubensandstein 4 der Bohrung Juxkopf-1. **c:** toniger, lagenweise dolomitischer Schluffstein, Hangendletten 4, Bohrung Juxkopf-1. **d:** tonig-dolomitisch gebundene Bereich eines Mittelsandsteins in Stubensandstein 4 (Jx1, 56,0 m). **e:** stärker dolomitisch gebundene Partie mit hypidiomorphem poikilopischem Dolomitement und kaolinitisch gefüllten Porenräumen, selbe Probe wie d (Balken jeweils 0,5 mm).



4 m werden in Jx1 überwiegend von Feinsandsteinen und dolomitischen Schluffsteinen mit Wurzelspuren und Trockenrissen eingenommen, in die nur Zentimeter bis wenige Dezimeter mächtige Grobsandsteinlagen eingeschaltet sind (Abb. 19b). Zwei Grobsandstein-Mittelsandstein-Zyklen, die zusammen nur ca. 2 m Mächtigkeit erreichen und jeweils mit Tonschluffsteinen abschließen, leiten zu einem 5 m mächtigen mittelsandigen Grobsandstein-Paket über, das den Stubensandstein 4 nach oben abschließt. Die Zementation der Sandsteine schwankt dabei teils auf kleinstem Raum (Abb. 19d, e). In Jx2 ist Stubensandstein 4 dagegen in den unteren 7,5 m von Grobsandsteinen geprägt, die jeweils in 1–2 m mächtige gradierte Rinnenfüllungen aus Mittelsandsteinen übergehen (Abb. 19a). Darüber folgen noch ca. 4 m tonigschluffige Feinsandsteine, über denen die 5,5 m mächtigen Schlufftonsteine der Hangendletten 4 einsetzen.

Die Hangendletten 4 (kmt4; Jx1: 52,79–44,04 m; Jx2: 8,9–3,4 m) bestehen in Jx2 aus schluffigen Tonsteinen mit pedogenen Harnischen. In Jx1 sind die unteren 3,8 m ähnlich entwickelt, darüber folgt jedoch eine ca. 1 m mächtige Schicht aus feinsandigen Schluffsteinen mit dünnen grobsandigen Lagen und schließlich wieder tonige und teilweise dolomitische Schluffsteine (Abb. 19c). Möglicherweise stellt allerdings die grüngraue und rotbraune sandige Schicht bei 48–49 m ein Äquivalent des basalen Stubensandstein 5 aus Jx2 dar, der dann hier mit einer ca. 5 m mächtigen Schluffstein-Abfolge beginnen würde. Hierfür könnte der schwache Kalkgehalt dieser Lage und der hangenden Schluffsteine sprechen, da Stubensandstein 4 und der untere Hangendletten 4 ansonsten kalkfrei sind. Da es sich überwiegend um Feinsedimente handelt, wird dieser Abschnitt hier noch zum Hangendletten 4 gerechnet.

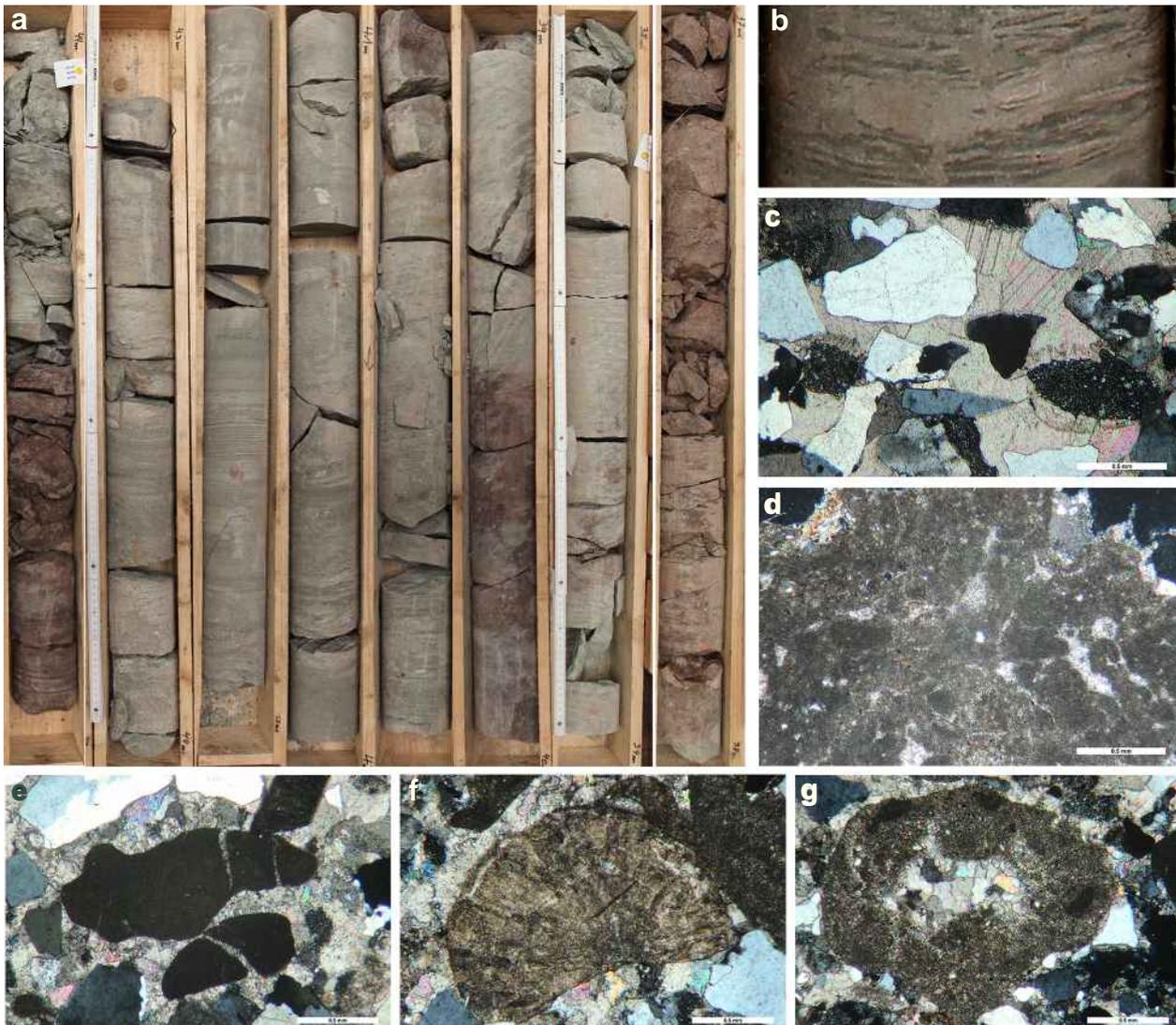
Stubensandstein 5 (kms5; Jx2: 44,04–38,24 m, Jx1: 3,4–2,5 m, Abb. 20) ist in Jx2 nur durch einen 0,9 m mächtigen, verwitterten und zerbohrten schluffigen Feinsandstein vertreten. In Jx1 beginnt diese oberste Einheit in Stubensandsteinfazies mit zwei je etwa 0,5 m mächtigen Kleirinnenfüllungen, die als Grobsandstein beginnen und nach oben rasch in Mittel- und Feinsandsteine übergehen. Die Sandsteine sind meist dolomitisch zementiert und etwas kalkhaltig, lediglich die grobsandigen Abschnitte an der Basis der Sandsteinkörper sind vorwiegend kalzitisch zementiert. Es ist der einzige Sandstein der beiden Bohrungen, in dem Porenräume durch blockige Kalzitimente verschlossen sind (Abb. 20c). Ähnliche spätige

Kalzitimente beschreibt Heling (1963) aus sekundär karbonatisierten Sandsteinen auch der tieferen Löwenstein-Formation, in denen jedoch Quarze und Feldspäte korrodiert sind und teilweise ohne Kornkontakt im Zement „schwimmen“. Dagegen erscheinen die detritischen Körner im Stubensandstein 5 im Allgemeinen intakt und in normalem, wenn auch unkomprimiertem Kornverband. Der basale Grobsandstein führt zahlreiche oft nur millimetergroße Intraklasten aus pedogenen Karbonatkrusten, die auf aufgearbeitete Knollenmergel-Fazies hinweisen (Abb. 20e–g). Bei dem Karbonatkorn in Abb. 20f könnte es sich nach Größe und Radialstruktur um ein zerbrochenes ‚Regenwurm-Körnchen‘ handeln (*earthworm granule*: Durand et al. 2010), eine Ausscheidung bodenbewohnender terrestrischer Anneliden. Darüber setzt eine fast 5 m mächtige Abfolge aus grauen bis graurotten, oben grüngrauen dolomitischen Feinsandsteinen ein, deren untere 1,2 m stärker mittelsandig und feinschichtig sind (Abb. 20b). Der obere Teil der Feinsandsteine ist stärker schluffig und zeigt kleinmaßstäbliche Rippel- und Flaserschichtung. Die obersten 70 cm sind stark feinsandige Schluffsteine mit Feinsand-Flasern in schluffiger Matrix und ersten rotbraunen Flecken.

Der Stubensandstein 5 (Ellenberg-Sandstein) ist als eigenständiger Sandsteinhorizont formal erst seit 2011 ausgewiesen (LGRB 2011). Zuvor waren die Sandsteine über dem (heutigen) Hangendletten 4 entweder noch dem Stubensandstein 4 zugerechnet worden oder wurden, insbesondere in Bayern (Viohl 1969), als Einlagerung in den Feuerletten aufgefasst („Feuerletten Sandstein“) und dadurch als Teil der Trossingen-Formation. Solche Sandsteine waren als „*Einlagerung [...] in die Knollenmergel*“ (Weinland 1933: 45) schon mehrfach erwähnt, aber nicht weiter beachtet worden (Silber 1922, Hezel 1947). Anstoß für eine Neubewertung gab eine Rohstofferkundungsbohrung des LGRB bei Ellenberg (Ostalbkreis), in der A. Etzold (unveröff. Bohrkernbeschreibung 2003, Archivnr. BO6927-194; Abb. 21) ebenfalls einen vindelizischen Sandstein 7 m über dem Stubensandstein 4 und 13 m unter der Jurabasis festgestellt hat. Er stellte ebenfalls fazielle Unterschiede zu den übrigen Stubensandsteinen darunter fest, darunter eine „*feine Laminierung*“ und „*kleindimensionale, flaserige Rippelschichtung*“, die auch in der Bohrung Juxkopf-1 erkennbar sind. Wo dieser Sandstein in anderen Profilen der weiteren Umgebung fehlt bzw. durch Knollenmergel-Fazies vertreten wird steigt die Mächtigkeit der Trossingen-Formation über dem obersten vorhandenen Stubensandstein (dann: kms4) auf über 30 m an.

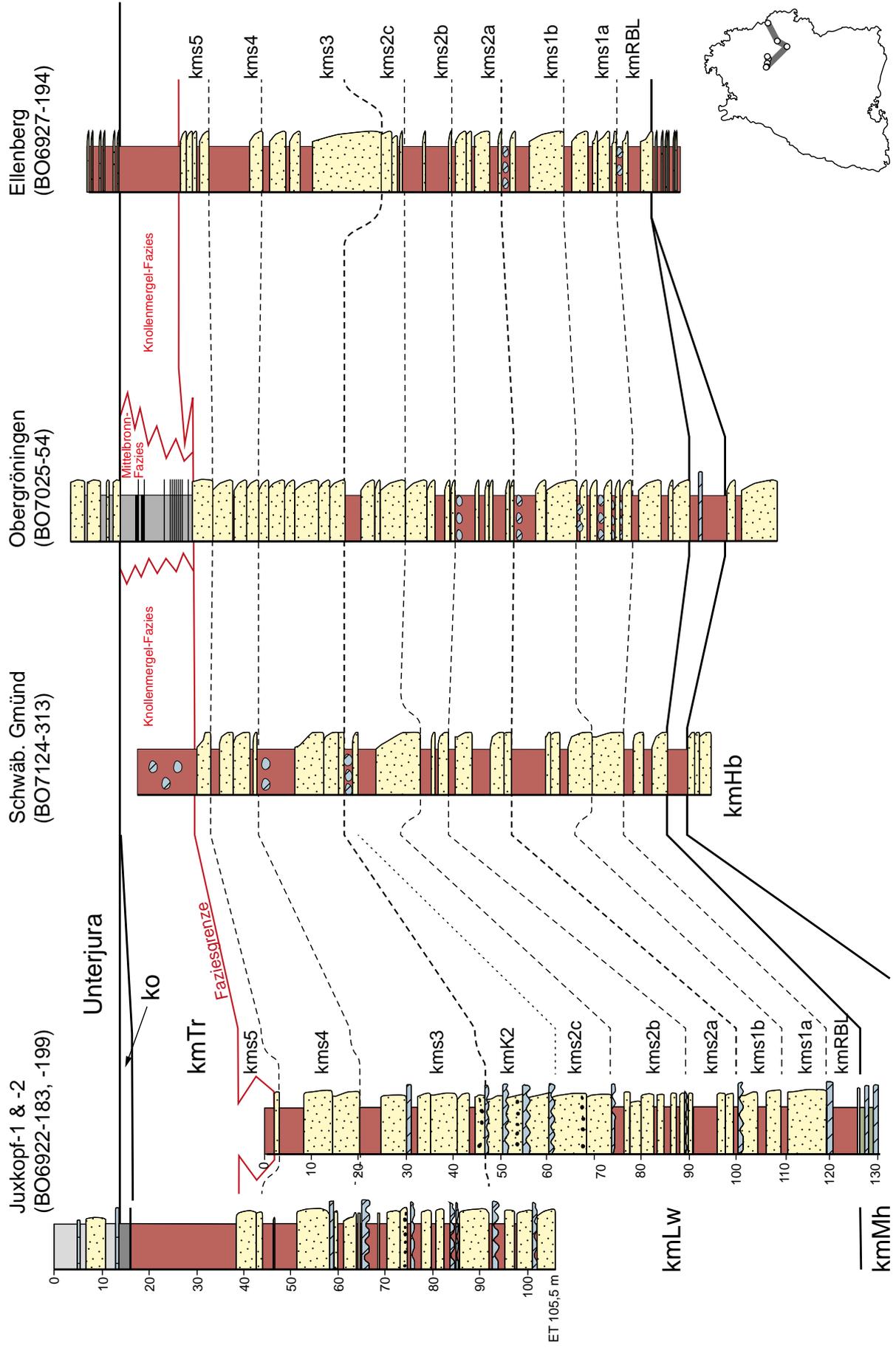
Die Obergrenze zum Knollenmergel der Trossingen-Formation wurde hier in den Übergang von Feinsandstein in rotbraune feinsandige tonige Schluffsteine gelegt, an die Basis einer stärker dolomitischen Schluffsteinlage, über der keine Flasergefüge mehr auftreten. Diese 1,2 m mächtigen feinsandigen Schluffsteine könnten aus faziellen Gründen auch zusammen mit darüber folgenden 0,3 m mächtigen schluffigem Tonstein mit pedo-

genen Harnischen, der die Kornverfeinerungssequenz abschließt, als ein Hangendletten zum Stubensandstein 5 aufgefasst werden. Eine solche Abgrenzung ließe sich jedoch nur in Bohrkernen und unverwitterten Aufschlüssen vornehmen.



**Abb. 20:** Löwenstein-Formation, Ellenberg-Sandstein. **a:** Stubensandstein 5 in Bohrung Juxkopf-1, die Zettel weisen die Grenzen aus. **b:** gestörte Lamination in tonigem Feinsandstein, Ausschnitt aus a bei 41,8 m, Bild kontrastverstärkt. **c:** blockiger Kalzitcement in mittelsandigem Feinsandstein (Jx1: 44,0 m). **d:** pedogene Kalksteinkruste mit mikritischen und mikrosparitischen Partien. **e:** in-situ zerbrochene mikritische Kalkstein-Intraklasten. **f:** zerbrochenes radialstrahliges Kalzitkorn. **g:** umgelagerte pedogene Caliche-Knolle (d–g: Jx1: 43,9 m), Balken 0,5 mm.

► **Abb. 21:** Korrelation von lithologischen Profilen aus Bohrkernen Ostwürttembergs mit den Forschungsbohrungen Juxkopf-1 und -2. Der Stubensandstein 5 (kms5) war in den ursprünglichen Gliederungen in Schwäbisch Gmünd zum kms4 und in Obergrönigen mit den Mittelbronn-Schichten darüber zum Oberen Keuper gerechnet sowie in Ellenberg als „Feuerletten-Sandstein“ eingestuft worden. In der Übersichtskarte rechts sind die bisher bekannten Vorkommen von Stubensandstein 5 eingetragen, die gezeichneten Profile mit einer Linie verbunden.



### **Trossingen-Formation (Mittelkeuper)**

Mächtigkeit: Jx1 – 22,29 m (38,24–15,95 m), Jx2 – 2,2 m Restmächtigkeit (2,5–0,3 m).

Die Trossingen-Formation erreicht in den Löwensteiner Bergen mit etwa 20–25 m deutlich geringere Mächtigkeiten als im Stuttgarter Raum (30–35 m) oder in Südwürttemberg (bis 40 m). Der Grund liegt in der Faziesverzahnung mit der Oberen Löwenstein-Formation, dessen jüngste Sandsteine nur in den Gebieten mit der höchsten Subsidenz abgelagert wurden. Bereits Laemmlein (1954: 180ff) ermittelte aus Schrägschichtungsmessungen für den Oberen Stubensandstein Nordwürttembergs Schütungsrichtungen von Ost nach West, weshalb Südwürttemberg nur einen eingeschränkten Eintrag von Sand erfahren haben dürfte. Während auf der Baar die Äquivalente des gesamten Oberen Stubensandsteins in Knollenmergel-Fazies ausgebildet sind (Etzold et al. 2010), endet die Löwenstein-Formation im Gebiet von Schönbuch und Fildern teilweise mit dem Stubensandstein 3., um Stuttgart mit dem Stubensandstein 4. In den Löwensteiner Bergen ist ähnlich wie in Teilen Ostwürttembergs auch der Stubensandstein 5 vorhanden, weshalb hier nur der oberste Abschnitt der Knollenmergel-Fazies zur Trossingen-Formation gerechnet wird. Die lithologisch teilweise ähnliche Fazies der Hangendletten 3 und 4 wird hier, da darüber nochmals Sandsteine folgen, zur Löwenstein-Formation gerechnet.

Der Übergang vom Stubensandstein 5 der Löwenstein-Formation in die basale Trossingen-Formation wird durch eine etwa 5 m mächtige Abfolge von kalkarmen bis -freien tonigen Schluffsteinen gebildet, die bereits erste Kalksteinknollen enthalten und von einer 30 cm mächtigen Tonsteinlage mit pedogenen Harnischen unterbrochen werden (s. o.). Etwa 70 cm über der obersten Feinsandsteinbank trennt ein ca. 20 cm mächtiger dolomitischer Tonmergelstein die untersten, flaserig feinsandigen Schluffsteine von nur schwach feinsandigen Schluffsteinen darüber und wurde hier als Formationsgrenze verwendet.

Die Sedimente der Trossingen-Formation bestehen in den Bohrungen überwiegend aus schluffigen und schwach kalkigen Tonsteinen bis Tonmergelsteinen (Abb. 22). Die Ablagerungen sind überwiegend rotbraun gefärbt und in Flecken und Lagen, bei 19,8–19,4 m in Jx1 auch entlang fossiler Wurzelbahnen, grüngrau entfärbt. Die Abfolge zeigt keine Schichtung, jedoch über die gesamte Kernstrecke pedogene Harnische oder feimbekziöse Sedimentgefüge. Sie weisen, wie auch die Wurzelspuren in einzelnen Niveaus, auf eine frühdiagenetisch-pedogene Überprägung hin. Alle zwei bis vier Meter sind graue bis grüngraue mikritische Kalkstein-Knollen von we-

nigen Zentimetern Durchmesser eingelagert, deren wolkig-bekziöses Gefüge eine Deutung als pedogene Krustenkarbonate nahelegt. Die obersten 2 m unter dem Oberkeuper sind bis auf einige rotbraune Flecken ganz entfärbt und zeigen die grüngraue Farbe der Tonminerale.

Die mineralische Zusammensetzung ähnelt derjenigen der Feinsedimente der Löwenstein-Formation. Als Tonminerale treten in den fünf Proben (Jx1: 28,0 m, 24,9 m, 17,1 m, 16,6 m; Jx2: 2,0 m) nur Illit-Montmorillonit-Wechselagerungen, Illit und Chlorit in Erscheinung, was früheren Untersuchungen an Proben aus Plochingen, Hechingen und Aldingen entspricht (Kromer 1963, Singh 1966, Lippmann & Zimmermann 1983). Der Illit tritt dabei gegenüber dem Wechselagerungsmineral zurück, das als quellfähiges Mineral entscheidend für die Rutschungsgefahren an Knollenmergel-Hängen verantwortlich ist. Daneben enthält die Feinfraktion Quarz, Feldspäte, Dolomit und Kalzit.

Ergänzend soll an dieser Stelle ein Aufschluss an einer damals frisch angeschnittenen Wegböschung beschrieben werden, auf den mich D. Seegis 2002 aufmerksam machte. Der Aufschluss befindet sich an einem Forstweg etwa 25 m südöstlich und etwas oberhalb des Ansatzpunktes der Bohrung Jx2 und ist stratigraphisch etwa 4 m über der dortigen Obergrenze der Löwenstein-Formation einzustufen. Auf etwa 15 m Breite und in einer Profilhöhe von ca. 2,4 m war hier Knollenmergel mit mehreren lagenweise angeordneten 5–20 cm großen dolomitischen Kalksteinknollen erschlossen (Abb. 23). Etwa in der Mitte des Aufschlusses ist eine ca. 2 m breite und 60 cm tiefe Rinne eingeschnitten, die mit ebenfalls rotbraunem Tonmergelstein gefüllt ist. Die Rinnenfüllung hob sich vom seitlich benachbarten Tonmergelstein weder farblich noch im Material deutlich ab, unterbrach jedoch ein daneben durchlaufendes violettstichiges Tonsteinband und enthielt große Mengen darwinulider Ostrakodenschälchen. Innerhalb der Rinnenfüllung zeigten sich nur millimetergroße Kalkknöllchen, bevorzugt im oberen Teil. Die Basis der Rinne wurde auf etwa 1,5 m Breite von einer bis 10 cm mächtigen linsenartigen Lage aus rötlich beigegrauem Bonebedsandstein gebildet, die nur das Rinnentiefste ausfüllte. Der Sandstein besteht aus mäßig sortiertem fein- bis grobkörnigen Knochen- und Quarzsand in toniger Matrix und führt wenige Millimeter große Tonstein- und Dolomitstein-Gerölle. Weder Ostrakoden noch ein vergleichbarer Bonebedsandstein fanden sich im Profil der ca. 250 m weiter südöstlich angesetzten Bohrung Jx1.



**Abb. 22:** Trossingen-Formation. Ungeschichtete rotbraune Schlufftonsteine mit grünen Entfärbungsflecken, in denen nach Auflösung der Hämatitpigmentierung die grüne Eigenfarbe der Tonminerale sichtbar wird. In einzelnen Lagen zeichnen die Entfärbungsbahnen einstige Wurzelbahnen nach (rechts).

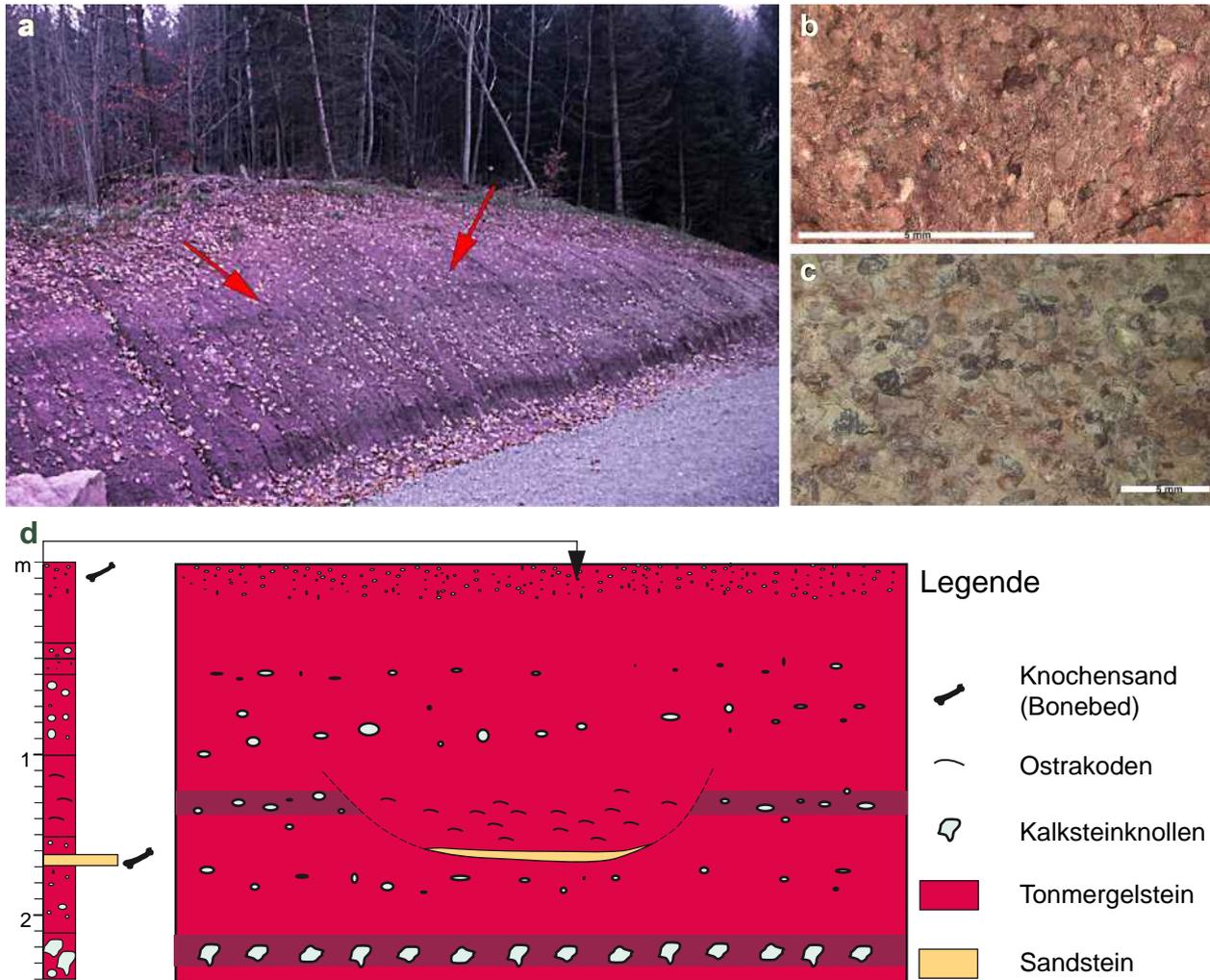
### **Exter-Formation (Oberkeuper)**

Mächtigkeit: Jx1 – 3 m (16,0–12,95 m).

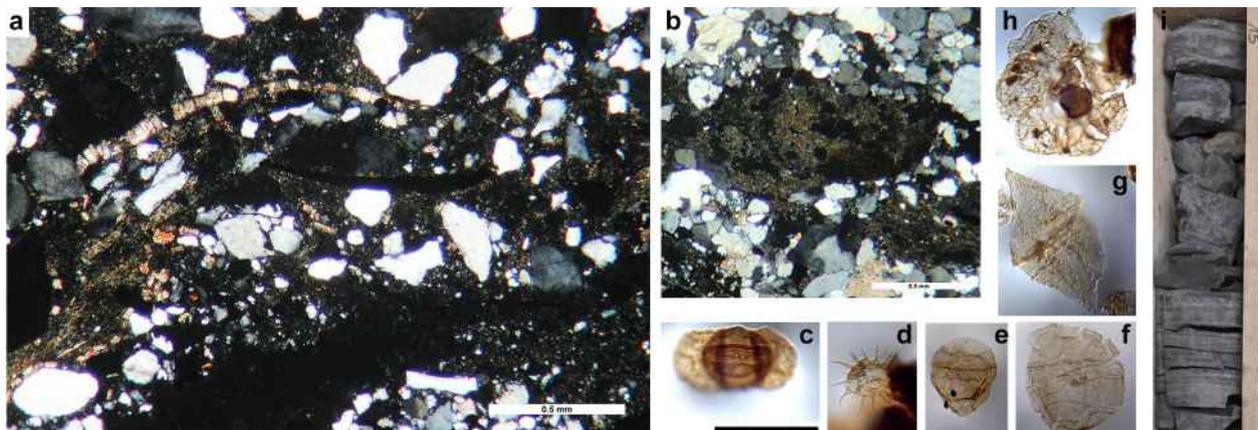
Der Oberkeuper ist in der Bohrung Jx1 durch 4 m mächtige dunkelgraue feinschichtige und kalkfreie Tonsteine vertreten. Die Farbe entspricht dabei eher der des Unterjura als dem Schwarzgrau, das die marinen Oberkeuper-Tonsteine in den meisten anderen Profilen auszeichnet, weshalb bei der Erstaufnahme Zweifel über die stratigraphische Einstufung blieben. Zwei Proben aus 14,0 und 15,9 m Teufe erbrachten jedoch eine rhätische marine Palynoflora (Feist-Burkhardt 2018b), durch die die Einstufung in den marinen Oberkeuper gesichert ist. Auch die tonmineralogische Zusammensetzung ändert sich abrupt. Kaolinit ist das vorherrschende Tonmineral, Chlorit und Illit treten weitgehend in den Hintergrund. Detritischer Quarz und Kalifeldspat sind weiter vorhanden, Karbonate jedoch fehlen vollständig. Die Zusammensetzung der als Contorta-Tonstein (kotC) einzustufenden Tonsteine entspricht damit derjenigen, die Singh (1966) in der Tonfraktion von Oberkeuper-Sandsteinen festgestellt hat.

Die Basis bildet eine 5 cm mächtige Lage von grauem kalkigem Sandstein, mit der die Kernstrecke 15–16 m abschließt. Im Dünnschliff zeigt sich kantiger bis kantengerundeter Mittelsand aus Quarz und sehr wenig Feldspat, in den mikropartitische karbonatische Flecken eingelagert sind. Es dürfte sich um aufgearbeitete Fragmente von Knollen aus der Trossingen-Formation handeln, die von Drucklösung weiter überformt wurden. Von dem bereits makroskopisch wahrnehmbaren Bruchschill sind im Dünnschliff meist nur längliche schmale Lösungsporen erkennbar, nur vereinzelt ist kalkiges Schalenmaterial erhalten (Abb. 24). Einzelne phosphatische Sandkörner sind zu selten, um hier von einem „Basisbonebed“ zu sprechen. Kalkhaltige Gesteine sind für den Oberen Keuper ungewöhnlich. Sie beschränken sich offenbar auf geringmächtige Aufarbeitungslagen, deren Kalkgehalt aus umgelagertem Knollenmergel stammt.

Der Juxkopf stellt damit eines von nur drei Relikt-vorkommen von Oberkeuper in den Löwensteiner Bergen dar, dessen nördlichstes bislang nur durch Lesesteine nahegelegt wird (Horkenberg nordwestlich Wüstenrot: Stettner 1914). Ein durch einen Aufschluss am Steinberg südlich Wüstenrot bekanntes Vorkommen gibt Bloos (1976: Aufschl. 219) an; möglicherweise ist das von Laemmlen (1954: 201) zitierte Vorkommen am „Baiselsberg“ bei Wüstenrot ebenfalls hier oder am Raitelberg westlich Wüstenrot zu verorten. Die in Jx1 noch etwa 3 m mächtigen Oberkeuper-Tonsteine des Juxkopfes keilen offenbar auf kürzeste Distanz aus, da Frank (1930: 79f) aus einem nicht näher bezeichneten Aufschluss bei Nassach zwischen Knollenmergel und Pylonotenbank nur 15 cm „goldgelbe Tone“ und ein 3–5 cm mächtiges Bonebed angetroffen hat. Die übrigen Unterjura-Vorkommen liegen unmittelbar auf Knollenmergel (Laemmlen 1953, 1954). Das nächste größere Vorkommen von Oberkeuper-Ablagerungen liegt 10–14 km südöstlich im Mainhardter Wald, etwa vier bis acht Kilometer nordöstlich von Sulzbach a. d. Murr, an vier Unterjura-Zeugenbergen bei Hördthof, Steinberg, Mannenweiler und beim Dixelhof (GK 25 Bl. 6923 Sulzbach a. d. Murr; Bloos 1976: Pr. 225, 226).



**Abb. 23:** Aufschluss an einer Wegböschung am Juxkopf, 25 m SE vom Parkplatz ‚Zollstock‘ (a: Aufschlussituation 2002). Profil durch eine Kleinrinnen-Füllung aus Ostrakoden führendem Tonmergelstein (b), an der Basis Bonebed-Grobsandstein aus tonig gebundenen Quarz- und Knochenfragment-Sandkörnern (c, Balken jeweils 5 mm). Unten schematisches Profil (d) und Querschnitt (Breitenmaßstab = Höhenmaßstab).



**Abb. 24:** Exter-Formation, Bohrung Juxkopf-1. a, b: Dünnschliffe aus dem Basissandstein, weiße Balken je 0,5 mm; a: Offene Porenräume (schwarz) zeichnen teilweise Muschelschalen ab, von denen eine erhalten ist; b: Kalkstein-Intraklast, Caliche-Knolle aus dem Knollenmergel. c–h: Palynomorphe aus dem Contortaton (f 14,0 m, alle anderen 15,9 m), schwarzer Balken 50 µm; c: Pollen *Lunatisporites rhaeticus*; d: Acritarch *Micrhystridium* sp.; e–g: Dinoflagellaten, e: *Dapcodinium* sp.; f: *Suessia swabiana*; g: *Rhaetogonyaulax rhaetica*; h: Foraminifere (organische Auskleidung der aufgelösten Schale). i: Bohrkern aus dem Contortaton, feingeschichteter kalkfreier Tonstein, Kerndurchmesser ca. 11 cm.



### ***Psilonotenton-Formation (Unterjura)***

Mächtigkeit: Jx1 – 8 m (12,95–4,95 m).

Die Mächtigkeit der Ppsilonotenton-Formation entspricht in der Bohrung Jx1 den Angaben von Bloos (1976) für die Löwensteiner Berge. Die Basis der Formation wird durch eine 45 cm mächtige Psilonotenbank gebildet, die als mergeliger fossilführender Feinsandstein beginnt und nach oben in einen arenitischen sandigen Kalkstein übergeht, auf dessen Bruchflächen Cardinienschill und Rundkörner auffallen. Im Folienabzug zeigen sich neben vorherrschenden, teilweise angebohrten Muschelschalenfragmenten und einzelnen Echinodermenresten auch kleine, intern korrodierte radiäre Ooide. Darüber folgt ein 65 cm mächtiger fossilführender tonig-kalkiger Schluffstein bis schluffiger Tonmergelstein, bevor feinsandig-schluffige Mergelsteine in den Esslingen-Sandstein überleiten, dessen erste Sandsteinbank 1,85 m über der Basis der Formation liegt. Eine Probe bei 12,0 m ergab vorwiegend Kaolinit, daneben Chlorit und Illit sowie Quarz und Kalifeldspat als mineralische Zusammensetzung der Tonsteine.

Der 4,47 m mächtige Esslingen-Sandstein besteht aus einer Abfolge von schluffig-tonigen und kalkigen Feinsandsteinbänken, zwischen denen geringmächtige feinsandige Schluff- und Mergelsteine liegen. Darüber folgen noch 1,78 m schluffige Tonmergel- bis Tonsteine mit wenige Zentimeter mächtigen feinsandigen Schluff- und schluffigen Feinsandstein-Lagen. Etwa 8 cm über dem Esslingen-Sandstein ist eine 3 cm mächtige fossilführende Kalksteinlage eingeschaltet, die der Subangularebank ( $\alpha 1V$  nach Bloos 1976) entsprechen dürfte.

### ***Angulatensandstein-Formation (Unterjura)***

Restmächtigkeit: Jx1 – 3,65 m (4,95–1,3 m).

Die Angulatensandstein-Formation bildet in den Löwensteiner Bergen zumeist die jüngste erhaltene Einheit des Unterjura. Die Mächtigkeit erreicht Werte um 10–12 m (Bloos 1976). Die Bohrung Jx1 erschließt hiervon noch die untersten ca. 3 m schluffige, teilweise feinsandige Tonsteine und etwa 70 cm Nassach-Sandstein, der nach oben in brekziöse quartäre Fließerden übergeht. Die Abfolge ist stark verwittert und überwiegend entkalkt, auch der ursprünglich kalkig gebundene Feinsandstein des Nassach-Sandsteins ist weitgehend entkalkt und teilweise zu schluffigem Sand entfestigt. Die Basis der Angulatensandstein-Formation wird nach Profilvergleich mit den Angaben von Bloos

(1976) unter einen feingeschichteten schluffigen Tonstein gelegt, in dessen Niveau in benachbarten Profilen die Oolithenbank belegt ist. Im Kern der Bohrung Jx1 ist diese Bank nicht nachzuweisen.

### ***Quartäre Deckschichten***

Mächtigkeit: Jx1 – 1,3 m Fließerden (1,3–0 m), Jx2 – 0,3 m anthropogene Auffüllung (0,3–0 m).

Pleistozäne Deckschichten über der anstehenden mesozoischen Gesteinsabfolge hat nur die Bohrung Jx1 erschlossen. Unter einem 5 cm mächtigen humosen schwarzbraunen A-Horizont des heutigen Waldbodens ist bis in eine Tiefe von 0,7 m ein ockerbrauner, im höheren Teil zerbohrter B-Horizont aus schluffig-feinsandigen verwitterten Fließerden mit Wurzelresten ausgebildet. Entkalkte Sandsteinbrocken aus dem Unterjura sind hier lagenweise angereichert. Darunter folgen bis in 1,3 m Teufe als C-Horizont graue bis ockerbraune tonige brekziöse Fließerden aus Tonsteinbröckchen, in denen ebenfalls lagenweise Feinsandstein-Bröckchenlagen eingelagert sind. Die Fließerden und auch der anstehende tonige Unterjura unmittelbar darunter sind bis in etwa 4 m Tiefe fast vollständig entkalkt, lediglich im den verwitterten Sandsteinen zwischen 1,7 und 2,2 m Teufe zeigt sich noch ein geringer Kalkgehalt. Braune bis graubraune Verwitterungsfarben begleiten das gesamte Unterjura-Profil bis in ca. 13 m Tiefe. Bis in 8 m Tiefe waren einzelne Lagen so stark entfestigt, dass sie zu Brocken zerbohrt wurden, bis in etwa 4 m Tiefe weisen schichtparallele Scherflächen und Boudinage festerer Lagen auf Gleitbewegungen hin, die auf die Hangböschung gerichtet waren. In der Bohrung Jx2 besteht die quartäre Deckschicht aus 30 cm Wegschotter der Parkplatzbefestigung.

## 6 Bohrlochmessungen

Die elektrischen Gesteinseigenschaften wurden im Bohrloch Jx2 durch Leitfähigkeits- (DIL), Widerstands- (ES) und Eigenpotential-Messungen (SP) dokumentiert, konnten jedoch nur unvollständig gemessen werden (Tab. 2). Das DIL beginnt darum erst im Stubensandstein 3, SP- und ES-Log sogar erst an der Basis des Mittleren Stubensandstein (Abb. 25). Dabei zeigt sich, wie dies auch aus zahlreichen ES-Logs im Alpenvorland und aus dem Gebiet der Schwäbischen Alb bekannt ist, dass besonders die Sandsteine des unteren Stubensandsteins und des Stubensandsteins 2a auffallend hohe elektrische Widerstände aufweisen. Der Vergleich des gespiegelten Leitfähigkeitslogs mit dem Widerstandslog und mit dem ES-Log der Bohrung Urach-3 (Franz et al. 2014; Abb. 26) zeigt an der Basis der Löwenstein-Formation ein charakteristisches Muster aus niedrigem Widerstand der Roten Basisletten und hohem Widerstand in den Sandsteinen unmittelbar darüber. Generell zeigen die mächtigeren Sandsteine meist geringere Leitfähigkeiten und höhere Widerstandswerte, die tonig-schluffigen Zwischenlagen eher höhere Leitfähigkeiten und niedrigeren Widerstand. Markante Logmuster fehlen aber in der Messkurve aus Jx2, weshalb DIL und ES hier für eine feinstratigraphische Korrelation wenig geeignet erscheinen.

Eine durchgehende Messung bis zur Oberfläche konnte in beiden Bohrungen bei der natürlichen Gammastrahlung durchgeführt werden. Sie ergeben ein Referenzprofil für den höheren Mittelkeuper der Löwensteiner Berge, zeigen aber zugleich die starken kleinräumigen Unterschiede in den Einzelheiten des Kurvenverlaufs. Ein Vergleich der Messkurven für den Oberen Stubensandstein zeigt dabei nicht nur die lithologischen Unterschiede, die auch die Bohrkern dokumentieren, sondern auch uneinheitliche Beziehungen zwischen Strahlungsintensität und Korngröße. Sandsteine können im Stubensandstein sowohl niedrige als auch mittlere oder hohe (bis sehr hohe) Strahlungsintensitäten aufweisen. Der Grund dafür dürfte in der unterschiedlichen petrographischen Zusammensetzung liegen, da neben Tonmineralen auch Kalifeldspäte und Glimmer als Quellen für  $^{40}\text{K}$ -Strahlung in Betracht kommen. Die pelitischen Sedimente zeigen zwar generell eher höhere Strahlungsintensitäten als die Sandsteine, in einigen Lagen aber auch niedrige Messwerte, wohl bedingt durch einen höheren Anteil an Schluff und/oder Karbonat. Die niedrigsten Strahlungswerte weisen im Allgemeinen Sulfatgesteine und massive Karbonatbänke auf (Wollenberg 1979).

Hinzu tritt Strahlung aus Thorium-haltigen Schwermineralen und ein zwar sehr geringer, aber messbarer Anteil von Strahlung aus Spuren von Uran. Im Gammalog von Jx2 zeigt sich zudem bei 114,5 m im Stubensandstein 1a eine Strahlungsspitze mit etwa 5500 API, die sich aufgrund des spektralen Gammalogs auf eine schwache Urananreicherung zurückführen lässt (Strahlungsäquivalent ca. 250 ppm U). Eine zweite auffällige Strahlungsspitze im Unteren Kieselsandstein bei 169–169 m erreicht dagegen nur etwa 400 API und zeigt sich im spektralen Gammalog als Überlagerung zweier schwach erhöhter Strahlungswerte (Strahlungsäquivalent 40 ppm U und 55 ppm Th). Schwache Urananreicherungen sind bisher vor allem in der Unteren Löwenstein- und Hassberge-Formation des östlich angrenzenden Mainhardter Waldes bekannt (Wollenberg 1978). Sie treten vor allem in karbonatisch gebundenen Rinnensandsteinen auf, wo sie kryptokristalline Kornüberzüge in pyritführenden Geröllen und Pflanzenresten bilden (Wollenberg 1978), und fehlen in höheren Teilen der Löwenstein-Formation. Die Urananreicherungen im Schwäbisch-Fränkischen Wald unterscheiden sich damit sowohl in ihrer stratigraphischen Position als auch petrogenetisch von denen im Mittleren und Oberen Burgsandstein von Mittelfranken, die bevorzugt an pedogene Krustenbildungen und überwiegend an Phosphatminerale gebunden sind (Abele et al. 1963, Kuhlmann 1977, Dill 1988).

Aus Baden-Württemberg liegen bislang erst wenige durchgehende Gammalogs vor, in denen die gesamte Löwenstein-Formation gemessen wurde. Abbildung 27 zeigt eine Korrelation von Messkurven südlich und östlich der Juxkopf-Bohrungen, die, soweit vorhanden, mit den zugehörigen Bohrkernbeschreibungen abgestimmt ist. Die korrelierbaren Logintervalle zeigen dabei trotz oft vergleichbarer Trends eine hohe Variabilität. Auffälliger Weise sind in den stärker geglätteten Profilen die Ähnlichkeiten der Logintervalle oft einfacher zu erkennen als in den hochauflösenden Messungen. Die hohe Variabilität der Logmuster macht es aber unmöglich, kleinere Ausschnitte der Schichtenfolge über größere Entfernungen, oft sogar schon über wenige hundert Meter, allein anhand des Gammalogs zuverlässig einzuordnen. Eine Kontrolle der Einstufung durch eine sorgfältige petrographische Profilaufnahme und Identifikation eventueller Leithorizonte erscheint damit unverzichtbar.

Andererseits bieten die Gammalogs bei Kenntnis der Gesteinsabfolge die Möglichkeit, auch über diachrone Faziesgrenzen hinweg Korrelationen vorzunehmen. Die Ähnlichkeiten in manchen Logmustern, die trotz stark unterschiedlicher Intensitätä-

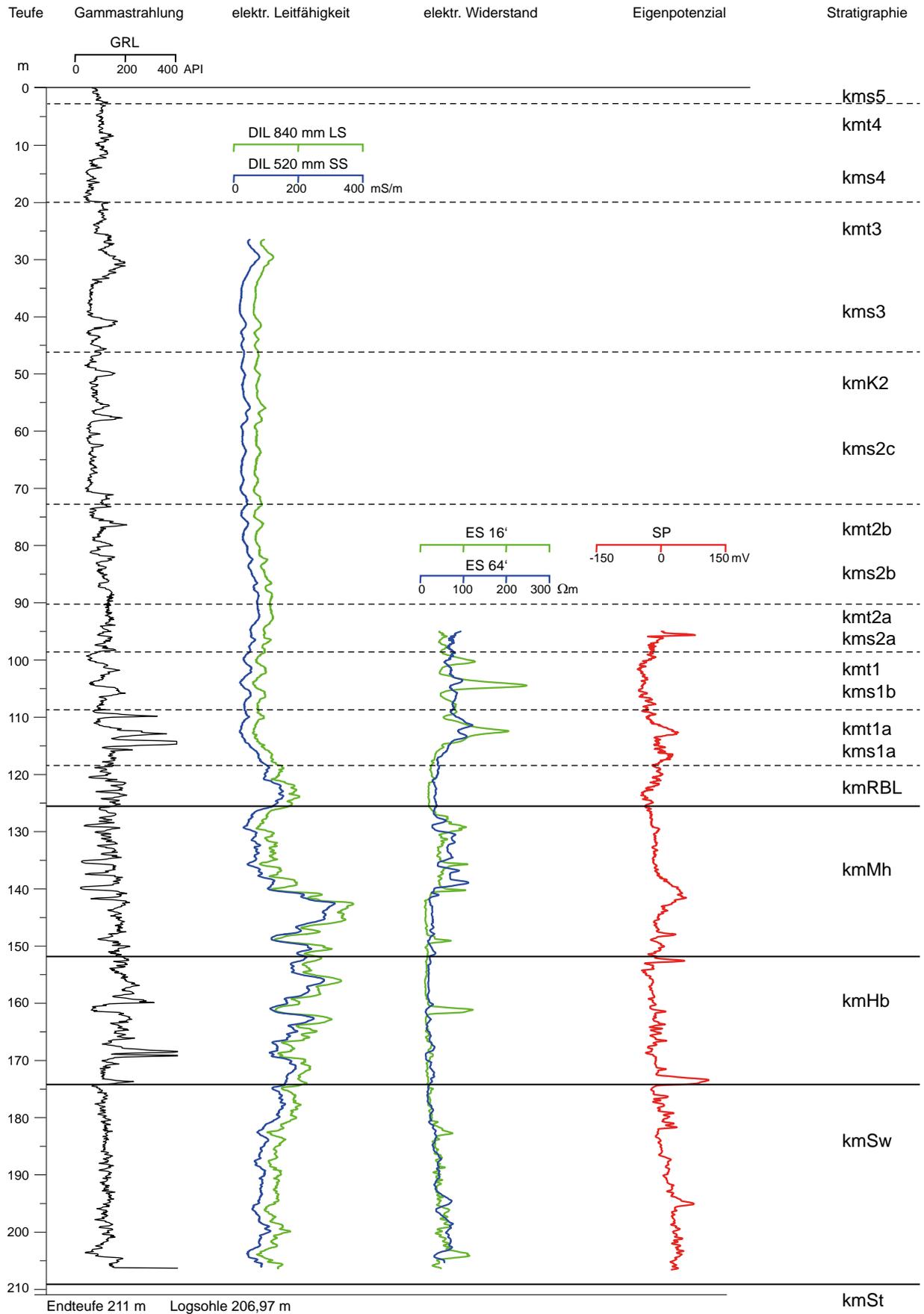
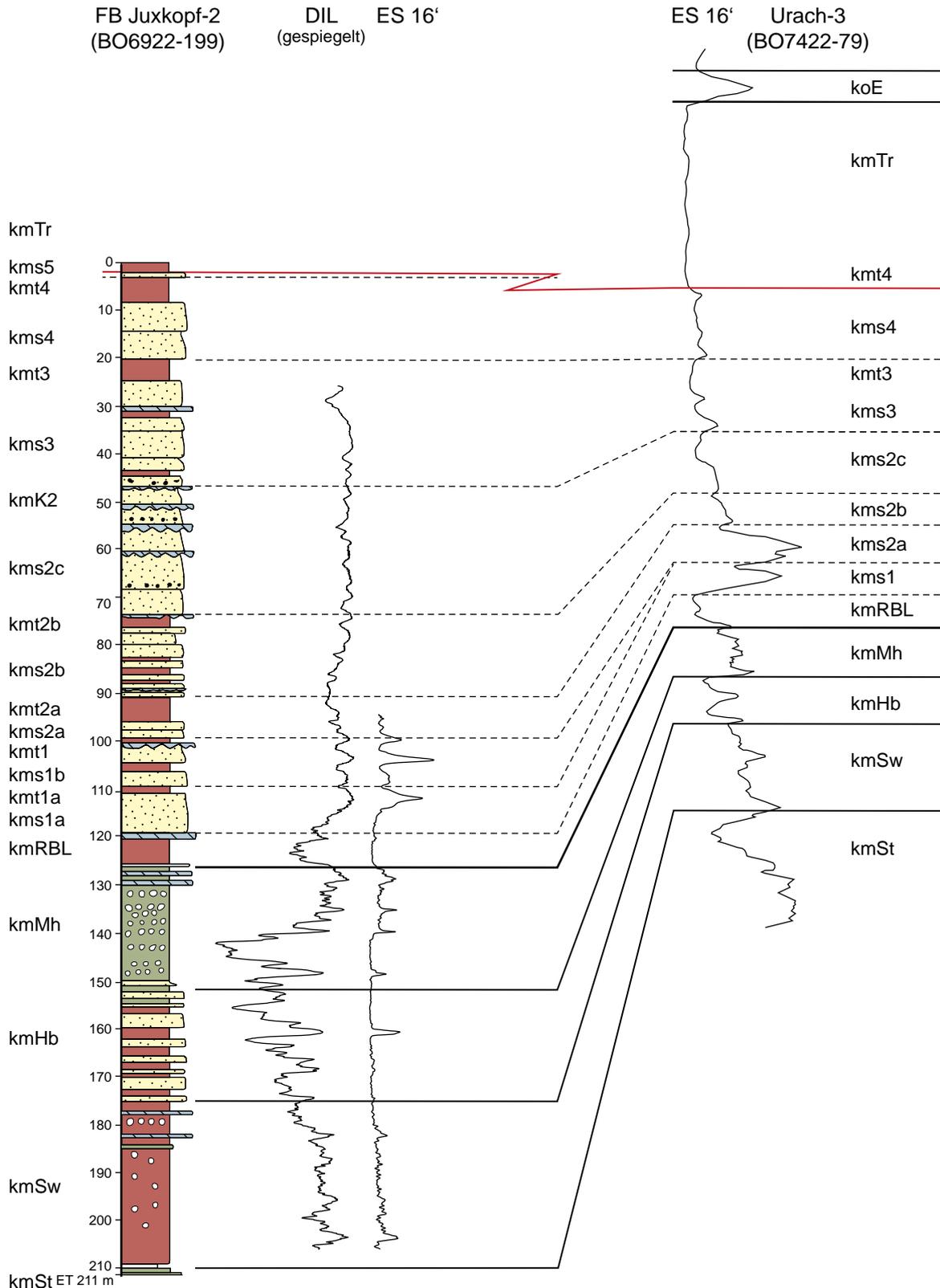
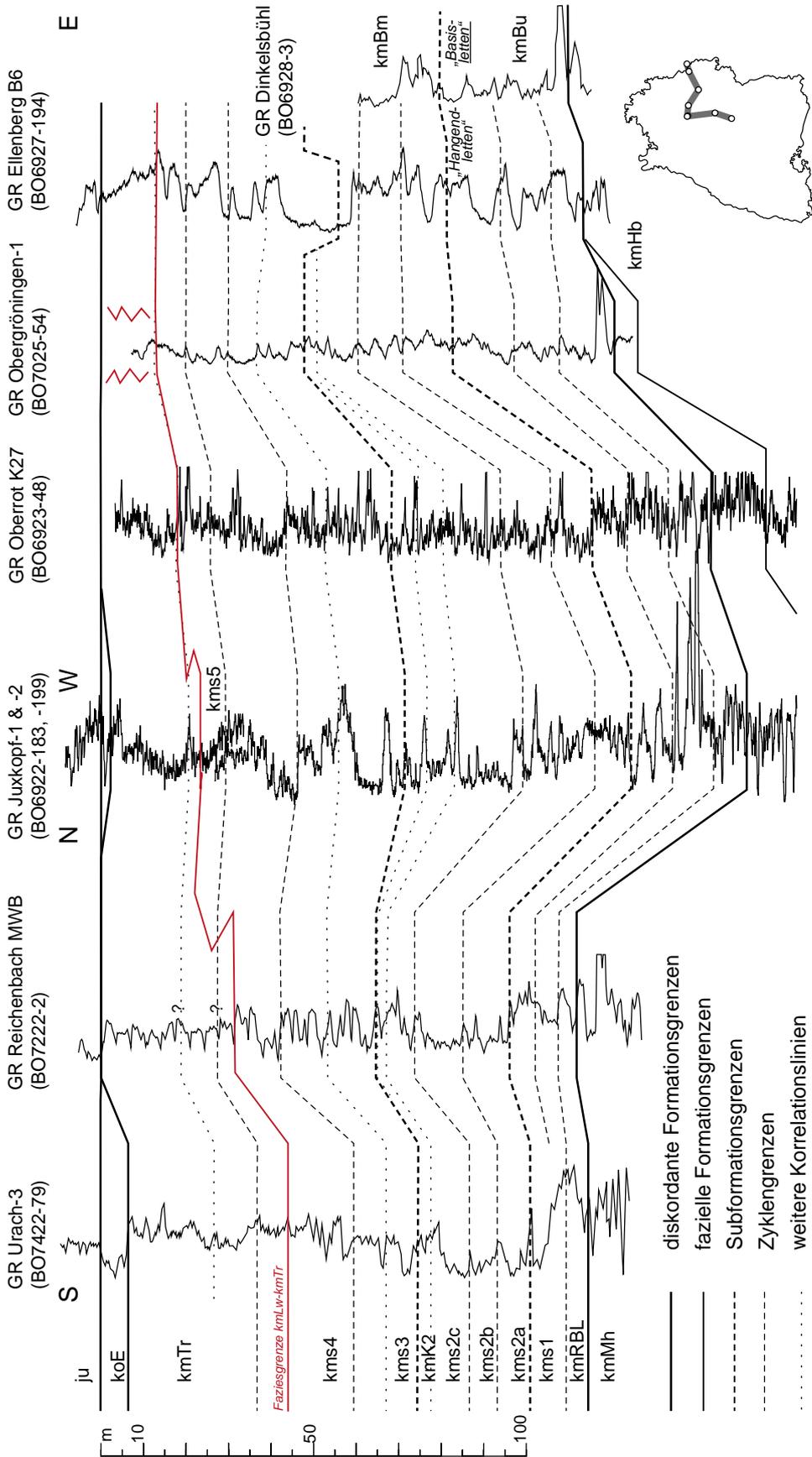


Abb. 25: Geophysikalische Bohrlochmessungen aus der Forschungsbohrung Juxkopf-2 (BO6922-199)



**Abb. 26:** Vergleich der elektrischen Gesteinseigenschaften zwischen den Bohrungen Juxkopf-2 und Urach-3. Die Leitfähigkeitskurve ist gespiegelt, um den Vergleich mit der Widerstandskurve zu erleichtern. Die stratigraphische Korrelation zur Bohrung Urach-3 erfolgt vom lithologischen Profil aus.

►► **Abb. 27:** Korrelation von Gammalogs von den Forschungsbohrungen am Juxkopf nach Süden (links) und Osten (rechts). In den Bohrungen Urach-3 und Ellenberg B6 ist die Basis des Oberen Stubensandsteins um mehrere Meter in die liegende Schichtenfolge eingeschnitten. Der Stubensandstein 5 ist offenbar nur im östlichen Württemberg und in den Löwensteiner Bergen ausgebildet und wird weiter südlich durch Knollenmergel-Fazies ersetzt. **[► Fortsetzung nächste Seite]**



Bohrung Dinkelsbühl (nach Haunschild et al. 1982): In Bayern wird die Grenze Unterer (kmBu) zu Mittlerer Burgsandstein (kmBm) unter einen „Basisletten“ gelegt, der dem Hangendletten 1 in Baden-Württemberg entspricht. Log Urach-3 nach Franz et al. (2014), Obergröningen-1 nach Reinhardt (1994).

ten in den einzelnen Lagen über große Entfernungen aufscheinen, lassen sich nach Vergleich mit den Lithologien im jeweiligen Niveau der einzelnen Maxima und Minima jedenfalls nicht allein auf den Tongehalt oder die Korngröße zurückführen. Wahrscheinlicher spielen auch Schwankungen des angelieferten Materials eine Rolle, insbesondere der Gehalt an Kalifeldspat (auch in Schluffkorngröße in den Peliten) und Glimmer als Strahlungsträger. Die Korrelation solcher Logmuster ergibt jedenfalls ein konsistentes Bild, das mit den lithologisch bestimmten Grenzen (Unterer, Mittlerer, Oberer Stubensandstein) gut in Einklang steht und eine plausible Mächtigkeitsverteilung ergibt. Die Kontrolle durch die lithologischen Profile zeigt jedoch auch, dass eine Ähnlichkeit zweier Logmuster zwischen unterschiedlichen Intervallen bestehen kann und der Vergleich mit anderen stratigraphischen Informationen unerlässlich ist. Ein Beispiel bei kürzester Distanz geben die Logs der Bohrungen Jx1 (70–60 m) und Jx2 (20–10 m; Abb. 8).

Aus der Logkorrelation in Verbindung mit den Bohrkernbeschreibungen ergeben sich zugleich weitere Hinweise darauf, dass nicht nur an der Basis der Löwenstein-Formation eine Diskordanz mit einem Relief aus Rinnenzügen ausgebildet ist (Abb. 13, 27), sondern auch innerhalb der Formation sowohl der Mittlere als auch der Obere Stubensandstein jeweils auf einem Erosionsrelief von mehreren Meter Erosionstiefe liegen. Bereits Brenner (1973: 163) hatte auf ein Profil bei Tübingen hingewiesen, in dem der Mittlere (!) Stubensandstein „rinnenartig bis auf zwei Meter an die Obergrenze der Kieselsandstein-Stufe“ (d.h. die kmSL1 der Mainhardt-Formation, vgl. Abb. 3) eingeschnitten ist. Zur Bohrung Ellenberg (BO6927-194) merkte A. Etzold (unveröff. Bohraufnahme, 2003) an: *„Denkbar wäre auch, dass hier der 3. Stubensandstein den t2 soweit ausgeräumt hat, dass er unmittelbar auf dem s2.3 [heute kms2c] zu liegen kommt und so einen scheinbar zusammenhängenden Komplex bildet. Wie dem auch sei, sicher hat hier eine*

**Tab. 2:** Technische Daten zu den Forschungsbohrungen Juxkopf-1 und Juxkopf-2

Bohrung	FB Juxkopf-1	FB Juxkopf-2
<b>Archivnr. Bohrrakte LGRB</b>	BO6922-183	BO6922-199
<b>Gemarkung</b>	Spiegelberg-Jux, Rems-Murr-Kreis, Baden-Württemberg	Spiegelberg-Nassach, Rems-Murr-Kreis, Baden-Württemberg
<b>Lage</b>	Hochfläche des Juxkopfes am Waldrand neben dem Fußweg zum Parkplatz 'Zollstock' (Staatswald)	Parkplatz 'Zollstock' an der Ortsverbindungsstraße Jux nach Nassach (Staatswald)
<b>Koordinaten (GK3)</b>	R 35 31 470, H 54 33 170	R 35 31 270, H 54 33 365
<b>Koordinaten (UTM32)</b>	E 531382,2 N 5431436,1	E 531182,3 N 5431631,1
<b>Ansatzhöhe ü. NN</b>	530 m	494 m
<b>Bohrfirma</b>	Geomechanik Wasser- und Umwelttechnik GmbH, Woringen	Keller & Hahn Brunnenbau GmbH, Insingen
<b>Bohrzeit</b>	6.–28.11.2012	23.09.–08.10.2013
<b>Bohrverfahren</b>	Seilkernbohrung	Rotationskernbohrung
<b>Kaliber</b>	244 mm (0–7 m), 178 mm (7–99,5 m), 146 mm (99,5–105,5 m)	178 mm (0–25 m), 146 mm (25–211 m)
<b>Endteufe</b>	105,5 m u. A. (424,5 m ü. NN)	211,0 m u. A. (283 m ü. NN)
<b>Geophysikalische Messungen</b> (Terratec Geophysical Services, Heitersheim)	SGR (0–105,5 m), Temp (27,2–105,5 m), am 30.11.2012	SGR (0–205,64 m), Temp & Cond (76,11–205,35 m), DIL (24,79–204,31), ES 16/64 (82,0–204,18 m), am 8.10.2013



kräftige Ausräumung stattgefunden, was vielleicht auch die geringe Mächtigkeit des km4m [kmsm] erklärt.“ Die besonders häufigen, örtlich mehrere Meter mächtigen Krustenkarbonate an diesen internen Grenzen hatten schon seit längerem zu der Annahme größerer Sedimentationspausen an diesen Grenzflächen geführt (Nitsch 2005b, 2005c, Lutz et al. 2005, Nitsch 2018).

## 7 Palynologische Befunde

Aus den Bohrkernen der Bohrung Juxkopf-1 wurden 12, aus denen von Juxkopf-2 weitere 34 Proben zur palynologischen Bearbeitung entnommen, die sich über die gesamte erbohrte Keuper-Schichtenfolge von der Stuttgart- bis in die Exter-Formation verteilen. Mit der Bearbeitung wurde im Jahr 2017 S. Feist-Burkhardt beauftragt, auf deren Berichten (Feist-Burkhardt 2017, 2018a, b; Anhang 5 und 6) die folgende Darstellung beruht. Die Berichte sind im Bohrchiv des LGRB unter den Archivnummern der beiden Bohrungen hinterlegt (BO6922-183 und -199).

Die reichhaltigsten Palynofloren lieferten Proben aus der Stuttgart-Formation, aus dem Bereich um die Hassberge-Formation (Lehrberg-Schichten bis untere Mainhardt-Formation) und besonders aus dem Oberen Keuper. Rote Wand und höhere Mainhardt-Formation waren dagegen arm an bis frei von Palynomorphen, ebenso die meisten Proben aus der Löwenstein-Formation. Lediglich aus dem Stubensandstein 3 konnte eine aussagekräftige Palynoflora gewonnen werden. In den Fällen, in denen in den Berichten die Bestimmung als unsicher bzw. fraglich angegeben ist, wurde hier dem Namen ein Fragezeichen vorangestellt. Die Proben aus der Stuttgart- bis Mittleren Löwenstein-Formation stammen aus Jx2, aus der Oberen Löwenstein-Formation aus beiden Bohrungen und aus Trossingen- und Exter-Formation aus Jx1.

Aus der Stuttgart-Formation wurde eine Probe aus dem Schilfsandstein (211,0 m) und eine aus den Dunklen Mergeln (210,0 m) untersucht. Neben alten bisaccaten Pollen fand sich *Triadispota* spp. (in den Dunklen Mergeln *Triadispota verrucata*) und Vertreter der Circumpolles-Gruppe, darunter *Granuloperculatipollis rudis* (nur im Schilfsandstein), *Paracirculina/Partitisorites* spp., *Spiritisorites spirabilis*, *?Praecirculina granifer*, *?Partitisorites quadruplicis*, *?Geopollis* spp. sowie *Stereisorites* sp. A von Heunisch & Nitsch (2011). In der Probe aus den Dunklen Mergeln kamen *?Enzonalaspori-*

*tes* spp., *Brachysaccus* spp., *Ovalipollis* spp., *Patinasporites densus* und *?Aulisporites astigosus* hinzu. Palynostratigraphisch ist wegen der insgesamt geringen Zahl bestimmbarer Palynomorphen keine statistisch gesicherte Einstufung möglich. Das gemeinsame Auftreten von *Triadispota verrucata* und *Spiritisorites spirabilis* in den Dunklen Mergeln weist aber auf den Grenzbereich von GTr14/15 nach Heunisch (1999) hin, der nach der Lithostratigraphie auch zu erwarten war.

In der Steigerwald-Formation lieferte eine Probe aus der unteren Roten Wand (207,98 m) nur sehr wenige Einzelexemplare von *Granuloperculatipollis rudis*, *Anapiculatisporites spiniger*, *Triadispota modesta*, *Paracirculina/Partitisorites* spp. und *Ovalipollis* spp. sowie ein bisaccater Pollen und Algenreste. Reichhaltiger ist die Probe aus dem Äquivalent der Lehrbergbank 1 (184,9 m), in der die genannten Arten (außer *A. spiniger*) meist in mehreren Exemplaren auftreten, außerdem *Brachysaccus* spp., *Araucariacites australis*, *Geopollis* spp., *Retusotriletes* spp. und *Triadispota obscura*. Neben unbestimmbaren Algen tritt hier auch die Grünalge *Plaesiodyctyon mosellanum* auf. Eine weitere Probe aus den höheren Lehrbergschichten (177,9 m) ergab ein ähnliches, aber wieder ärmeres Bild. Die Assoziation ist mit der Einstufung in die Zone GTr15 nach Heunisch (1999) vereinbar, aber auch hier liegt für eine sichere Einstufung kein statistisch ausreichendes Material vor.

Die Hassberge-Formation ist durch drei Proben vertreten, die aus dem unteren Teil des Kiesel-sandstein 1 (169,2 m), dem Kiesel-sandsteinletten (161,95 m) und dem oberen Teil des Kiesel-sandstein 2 (154,7 m) stammen. Dabei fällt auf, dass die Proben aus Tonstein-Zwischenlagen der Sandstein-Abfolgen reichhaltigere und diversere Palynofloren aufweisen als die Probe aus dem Kiesel-sandsteinletten, in denen alte bisaccate Pollen die häufigsten Palynomorphen sind. Dies dürfte mit der auch am Bohrkern erkennbaren pedogenen Überprägung dieser Zwischenschicht zwischen den beiden alluvialen Abfolgen zusammenhängen. Kennzeichnend für diesen Abschnitt sind nach Feist-Burkhardt (2018a) häufiges Auftreten von Vertretern der Circumpolles-Gruppe, besonders *Granuloperculatipollis rudis* und *Paracirculina/Partitisorites* spp., von *Triadispota* und *Ovalipollis* spp. Regelmäßig treten auch *Geopollis* spp. und *Spiritisorites spirabilis* auf. Dagegen fehlen *Corollina* spp. und *Geopollis zwolinskae*, die erst in der unteren Mainhardt-Formation erscheinen. Da die Fossilführung der Proben insgesamt reichhaltiger ist als diejenige der Mainhardt-Formation, kann dies als Hinweis gelten, dass die Hassberge-Formation noch zu Zone GTr15 nach Heunisch

(1999) zu rechnen ist und die Grenze zu Zone GTr16 nahe der Formationsgrenze zur Mainhardt-Formation liegt.

Die Mainhardt-Formation führt im Profil der Bohrung Juxkopf-2 nur in ihrem unteren Abschnitt eine individuenreiche Palynoflora, während die Proben aus dem obersten Abschnitt außer einigen Algenresten keine verwertbaren Ergebnisse erbrachten. Dies entspricht den Verhältnissen am 11 km entfernt gelegenen Typusprofil der Mainhardt-Formation (Heunisch & Nitsch 2011). Auch die Zusammensetzung der Palynoflora ist ähnlich. Zusätzlich zu den Formen, die bereits in der Hassberge-Formation anzutreffen waren, erscheinen in der untersten Mainhardt-Formation auch *Corollina* spp., darunter *Corollina meyeriana*, und *Geopollis zwo-linskae* als Leitformen für die Zone GTr16, außerdem *Enzonasporites vigens*, *Haberkornia gudatii* und *Cycadopites* spp.

Die Proben aus der Löwenstein-Formation haben dagegen nahezu keine Palynomorphen erbracht. Die Proben von Stubensandstein 1a bis in den Mittelletten des Stubensandstein 3 waren, von unbestimmten Holz- und Geweberesten abgesehen, fossilfrei. In den Roten Basisletten fanden sich nur wenige Algenreste, darunter die Grünalge *Plaesiodictyon mosellanum*. Lediglich zwei Proben aus dem Oberen Stubensandstein enthielten eine aussagekräftige Palynoflora. Sie stammen aus dem oberen Abschnitt des Stubensandstein 3 (Jx2, 30,1 m) und dem Hangendletten 3 (Jx1, 62,1 m). Sie enthalten neben *Corollina* spp., darunter *C. meyeriana* und *C. torosus*, *Granuloperculatipollis rudis*, *Paracirculina/Partitisorites* spp. und *Ovalipollis* spp. sowie *Eucommiidites major*. In einer individuenarmen Proben aus Stubensandstein 4 (Jx2, 11,1 m) waren einige derselben Arten vertreten (Anhang 5). Die Palynoflora entspricht damit auch in diesem Fall einer Einstufung, wie sie nach der lithostratigraphischen Korrelation zu erwarten wäre. Aufgrund der häufigen und diversen Formen aus der Circumpolles-Gruppe zusammen mit *Triadisporea* spp. werden die Proben aus dem Stubensandstein 3 und Hangendletten 3 von Feist-Burkhardt (2018b) der Zone GTr16 nach Heunisch (1999) zugeordnet. Eine ähnliche Palynoflora haben Havlik et al. (2013) aus dem Unteren Stubensandstein von Schwäbisch Gmünd beschrieben. Ob die weniger diverse Palynoflora, ohne *Triadisporea* spp., aus Stubensandstein 4 ein Hinweis auf die Zone GTr17 gibt oder allein auf ökologische Widrigkeiten zurückzuführen ist, muss offenbleiben.

Die Proben aus der Trossingen-Formation enthielten keine Palynomorphen.

Dagegen zeigen zwei Proben aus dem Contortation der Exter-Formation reichhaltige und diverse Palynofloren mit marinen Anteilen. Neben Acritarchen (*Micrhystridium* spp.), Prasinophyten (*Cymatiosphaera* spp., *Pterospermopsis* spp., *Tasmanites* spp.) und anderen Grünalgen (*Lagenella martinii*, *Schizocystia rara*) zeigen insbesondere Dinoflagellaten (*Rhaetogonyaulax rhaetica*, *Suessia swabiana*, *Dapcodinium priscum*, *Beaumontella* spp., *Dapcodinium* sp.) und Reste von Foraminiferen marine Ablagerungsbedingungen an (Abb. 24). Unter den Pollen und Sporen sind besonders *Rhaetipollis germanicus*, *Concavisporites* spp., *Ricciisporites umbonatus* und *R. tuberculatus*, *Polypodiisporites polymicroforatus* und *Lunatisporites rhaeticus* als Leitformen zu nennen. Diese Assoziation ergibt eine Einstufung in die Zone GTr19 nach Heunisch (1999) und damit den Nachweis, dass die kalkfreien Tonsteine über dem Knollenmergel der Exter-Formation angehören.

Die palynostratigraphischen Ergebnisse erlauben damit auch eine, wegen der vielen individuenarmen und fossilfreien Proben allerdings nur schlaglichtartige Alterseinstufung der Schichtenfolge. Sie entspricht dem bisherigen Stand der Kenntnis (DSK 2005, Nitsch 2018): Stuttgart-, Steigerwald-, Hassberge- und Mainhardt-Formation entsprechen der Karnium-Stufe, wobei die Mainhardt-Formation bereits kurz vor der Karnium-Norium-Grenze abgelagert wurde. Ihre Palynoflora enthält bereits norische Elemente und entspricht jener der spätkarnischen Opponitz-Formation der nördlichen Kalkalpen (Heunisch & Nitsch 2011). Die Löwenstein-Formation stammt aus dem Norium, Rhätium ist erst sicher in der Exter-Formation belegt. Ob Teile des obersten Mittelkeupers (Stubensandstein 5?, Trossingen-Formation?) bereits früh-rhätische Anteile enthalten, ist anhand der Proben nicht zu entscheiden.

## 8 Ausblick

Während die Gliederung der Stubensandsteine in der Löwenstein-Formation seit den Arbeiten von Stoll (1929), Laemmlen (1954), und Brenner (1973, 1978) weitgehend geklärt ist, rückten die teilweise komplexen Faziesbeziehungen zum Knollenmergel der Trossingen-Formation erst in den vergangenen Jahrzehnten in den Fokus. Bereits Lang (1910) hatte darauf hingewiesen, dass die Stubensandsteine nach Westen und Süden auskeilen, betrachtete die „verschiedenfarbigen Mergel“, die anstelle der Sandsteine im Profil auftreten, jedoch



für klar geschieden von den Knollenmergeln. Später zeichnete er mit dicker Linie eine geradezu diskordante Auflagerung der Knollenmergel auf dem Stubensandstein (Lang 1919: Profil 1 und 2). Brenner (1973) stellte die Verbreitung und Sandanteile für die einzelnen Horizonte in Karten dar. Innerhalb ihres jeweiligen Verbreitungsgebiets schienen jedoch alle Sandstein-Horizonte auch flächendeckend Sandsteine zu führen. Noch Brenner (1973) spricht zwar (S. 182) die Vorstellung an, dass „der vierte Stubensandstein faziell durch Knollenmergel teilweise oder ganz vertreten werden“ könnte und betont, dass „Unter- und Obergrenze teilweise schwankend ausgebildet sind“ (S. 191), widerspricht aber (S. 178) der Ansicht Vollraths (1928), dass sich Hangendletten 3 durch vollständiges Auskeilen des Stubensandsteins 4 mit dem Knollenmergel zu einer geschlossenen Abfolge zusammenschließen könnte.

Die zahlreichen Bohrungen, die seit den 1990er Jahren insbesondere zur Erdwärmegewinnung abgeteuft wurden, haben die Aufschlussdichte erheblich vergrößert. Sie haben zumindest für den Oberen Stubensandstein gezeigt, dass es auch innerhalb der jeweiligen Verbreitungsgebiete Regionen gibt, in denen der 4., seltener auch der 3. Sandsteinhorizont durch eine Knollenmergel-Fazies in ähnlicher Mächtigkeit vertreten wird. In solchen Zonen, z. B. im Fildergebiet, folgt über dem Stubensandstein 3 sofort ein bis zu 50 m mächtiger Knollenmergel, während einige Kilometer weiter wieder Stubensandstein 4 nachweisbar ist und der Knollenmergel lediglich Mächtigkeiten um 30 m aufweist. Dies dürfte darauf hindeuten, dass sich die Alluvialebene der Stubensand-Flüsse distal in einzelne Rinnengürtel aufgelöst hat, zwischen denen schluffig-tonig geprägte Überflutungsbereiche lagen. Hier kamen, gleichzeitig mit der Stubensandstein-Fazies der Rinnen und deren unmittelbarer Umgebung, Feinsedimente in Knollenmergel-Fazies zur Ablagerung. Der „Untere Knollenmergel“ des Hangendletten 3 schließt sich dann über eine schluffig-tonige Faziesvertretung des Stubensandsteins 4 mit dem „Oberen Knollenmergel“ zu einer geschlossenen Knollenmergel-Abfolge zusammen, wie dies Vollrath (1928: 238) bereits für das südliche Württemberg postuliert hatte. Die vergleichsweise hohen Mächtigkeiten der Trossingen-Formation in Südwürttemberg, die Brenner (1973) noch als „Senkungsgebiet“ betrachtete, dürften daher eher auf eine fazielle Vertretung von Teilen des Oberen Stubensandsteins durch eine sandfreie Knollenmergel-Fazies zurückzuführen sein. Entsprechend fehlt am oberen Neckar Stubensandstein 4 und auf der Baar offenbar auch Stubensandstein 3 (Etzold et al. 2010).

Umgekehrt finden sich die niedrigsten Mächtigkeitswerte für die Trossingen-Formation von oft nur 20–25 m gerade in den Gebieten mit den mächtigsten Profilen der Löwenstein-Formation in Baden-Württemberg, in den Löwensteiner Bergen und im Mainhardter Wald. Nur wo der 5. Stubensandstein nicht als Teil des Stubensandstein 4 zur Löwenstein-Formation gerechnet, sondern als Einlagerung in die Trossingen-Formation („Feuerletten-Sandstein“) betrachtet wurde, kam diese auf die Mächtigkeitswerte von über 30 m, wie sie auch sonst über dem Stubensandstein 4 (bzw. ‚Oberen Burgsandstein‘) gefunden wird, wenn Stubensandstein 5 nicht ausgebildet ist. Das Verbreitungsgebiet dieses Sandstein-Horizonts scheint sich auf einen von Mittelfranken im Osten nach Nordwürttemberg im Westen streichenden Streifen zu beschränken. Gerade in diesem Gebiet sind heute jedoch über der Stubensandstein-Schichtstufe meist nur noch vereinzelte Restvorkommen der obersten Keuperschichten und von Unterjura erhalten. Profile mit dem Stubensandstein 5 konnten daher nur selten aufgenommen werden. Die Korrelation der wenigen vollständigen Profile über Löwenstein und Trossingen-Formation (Abb. 21, 27) und die faziellen Unterschiede zwischen dem Stubensandstein 5 und den tieferen Stubensandsteinen (insbesondere in Zementation und Intraklastenföhrung, vgl. Abb. 20) machen jedoch deutlich, dass es sich um einen eigenständigen Zyklus von Sandschüttungen handelt, der sich auf die Senkungsachse der Fränkischen Senke konzentriert.

Im gleichen Gebiet finden sich zudem zwei Sonderfazies der Trossingen-Formation, die mit den flachen Flussläufen des Stubensandstein 5 in fazieller Verbindung stehen dürften: Zum einen zeigen sich an mehreren Lokalitäten etwa 20 m unter der Jurabasis mehrere Meter mächtige Kalksteinpakete aus Krustenkarbonat und umgelagerten Caliche-Konglomeraten (Weinland 1933: 40f und 45; Laemmlen 1954), die nach einem bis 4 m mächtigen Vorkommen am „Kalkbrunnen“ westlich Großhöchberg als Großhöchberg-Kalkstein bezeichnet werden (LGRB 2011). Zum anderen bilden lakustrine bis palustrine graue bis braungraue Tonsteine, in denen Kohleflöze und eingekieselte, pedogen überprägte Dolomitsteinbänke auftreten, die Fazies der Mittelbronn-Schichten (Seegis & Goerigk 1992, Seegis 1993). Besonders für die Mittelbronn-Fazies wurde wegen ihrer grauen Sedimentfarben in den vergangenen 200 Jahren immer wieder eine Einstufung in den Oberkeuper und sogar in den Unterjura diskutiert (Keferstein 1825, Eisenhut 1955, 1966, Etzold: unveröff. Bohrbericht BO7025-54, Etzold & Schweizer 2005). Vier Proben aus Kohleflözen von Mittelbronn waren im Dezember 1954 von E. Eisenhut an U. Rein

nach Krefeld zur palynologischen Bearbeitung verschickt worden, ließen sich nach dem damaligen Kenntnisstand aber noch nicht eindeutig einstufen (Eisenhut 1966). Rein (unveröff. Bericht, 1958) identifizierte in den Proben jedoch unter anderem *Enzonasporites vicens*, wodurch zumindest ein jurassisches Alter heute ausgeschlossen werden kann.

Von einzelnen Lokalitäten ist zudem durch Seegis & Goerigk (1992) und Seegis (1993) diskordant auflagernder Oberkeuper nachgewiesen worden und in den Mittelbronn-Schichten eine Ostrakodenfauna, die zumindest ökologisch jener der Trossingen-Formation entspricht. Die Faziesübergänge zwischen den grauen palustrinen Sedimenten und den rotbraunen, pedogen überprägten Knollenmergeln erfolgten meist über kurze Distanz. Oft ist nur der obere Teil der Trossingen-Formation in Mittelbronn-Fazies ausgebildet, so am namengebenden Profil Mittelbronn bei Frickenhofen. In der etwa 7 km ESE angesetzten Forschungsbohrung Obergröningen-1 (BO7025-54) folgt diese Graufazies jedoch unmittelbar über Stubensandstein 5, der erosiv auf Stubensandstein 4 angetroffen wurde und bereits Intraklasten aus grauen Tonsteinen führt. Die nur ca. 375 m SE davon angesetzte Bohrung Obergröningen-2 (BO7125-19) dagegen konnte im selben Abschnitt zwischen Stubensandstein 4 und Unterjura nur normalen Knollenmergel in ähnlicher Mächtigkeit feststellen. Seegis (1993) führt die Mittelbronn-Fazies auf lokale und voneinander getrennte Seen mit Durchmesser von wenigen 100 m und höchstens wenigen Kilometern zurück, die an erosive Senken gebunden waren.

Starke Wasserspiegelschwankungen und unregelmäßige Wasserzufuhr, wie sie Seegis aus der lakustrin-palustrinen Fazies der Mittelbronn-Schichten ableitet, sind auch für die Knollenmergel-Fazies selbst anzunehmen. Deren Sedimente sind auf Überschwemmungen, deren Sedimentgefüge aber auf unterschiedliche Formen einer anschließenden Bodenbildung zurückzuführen: von Harnischen durchsetzte Tonwürgeböden (Vertisole), oft horizontweise angeordnete dolomitische oder kalkige Caliche-Knollen (Aridisole) und rot gefärbte, durchwurzelte oder von Trockenriss-Brekzien geprägte Abschnitte (Entisole bis Inceptisole). Auch die Gleichzeitigkeit von alluvialen Sandsteinen des Oberen Stubensandsteins und Knollenmergelfazies zeigt deutlich, dass die Knollenmergel-Fazies keineswegs auf eine trockene „Staubwüste“, sondern allenfalls auf semiaride Überschwemmungsflächen zwischen den jüngsten Stubensand-Flussrinnen zurückzuführen ist, die zwischen den Strombändern größere Regenpfannen bildeten.

## 9 Schlussfolgerungen

Die Forschungsbohrungen Juxkopf-1 und -2 haben für die Löwenstein-Formation ein gut gliederbares Typus- und Referenzprofil erbracht, das diese Formation in der für den süddeutschen Raum bisher vollständigsten Entwicklung erschließt. Die Gliederung der Löwenstein-Formation in acht Sandstein-Feinsediment-Zyklen, die bereits der Einteilung durch Stoll (1929) zugrunde lag, lässt sich dabei um einen neunten, offenbar nur entlang der mittelfränkisch-nordwürttembergischen Beckenachse abgelagerten Stubensandstein 5 ergänzen. Die Korrelation der Bohrprofile mit weiter südlich gelegenen Profilen belegt die laterale fazielle Vertretung von Stubensandstein-Fazies (der Oberen Löwenstein-Formation) und Knollenmergel-Fazies (der Trossingen-Formation) und somit den fazialen Charakter dieser Formationsgrenze.

## 10 Dank

Besonderen Dank möchte ich der Gemeindeverwaltung Spiegelberg und namentlich Herrn Bürgermeister Uwe Bossert (Spiegelberg) für seine freundliche und tatkräftige Unterstützung vor und während der Bohrarbeiten aussprechen. Ebenfalls besonders gedankt sei dem Forstrevier Spiegelberg und dem Landratsamt Rems-Murr-Kreis, Geschäftsbereich Forst, namentlich Franz Dittel, Martin Röhrs und Sebastian Schüller für die Bereitstellung der beiden Bohrplätze auf Staatswaldgebiet und die Bereitschaft, dafür erforderlichen Baumschnitt vorzunehmen.

Mein Dank gilt auch Hubert Zedler, der mich bei der geologischen Betreuung der Bohrarbeiten vor Ort unterstützte und das Manuskript gegenlas, Manfred Martin und Guido Gollebeck, die die Aufbereitung der Proben im Labor besorgten und Melissa Gerlitzki für die Auswertung der tonmineralogischen Ergebnisse. Carolin Tetzl verdanke ich die Vorlagen für den Profilschnitt aus Daten des geologischen 3D-Modells von Baden-Württemberg.

Das Manuskript profitierte von einer kritischen Durchsicht des Kapitels über die palynologischen Ergebnisse durch Susanne Feist-Burkhardt. Mein Dank gilt ferner Helmut Mägdefrau und dem Tiergarten Nürnberg für die freundliche Zusendung und Publikationserlaubnis der Abb. 2b.



## Literatur

- Abele, G., Berger, K. & Salger, M. (1962): Die Uranvorkommen im Burgsandstein Mittelfrankens. – *Geol. Bavarica*, 49: 3–90; München.
- Alberti, F.A. v. (1826): Die Gebirge des Königreichs Württemberg in besonderer Beziehung auf Halurgie. – 326 S.; Tübingen u. Stuttgart (Cotta).
- Alberti, F.A. v. (1834): Beitrag zu einer Monographie des Bunten Sandsteins, Muschelkalks und Keupers und die Verbindung dieser Gebilde zu einer Formation. – 366 S.; Tübingen (Cotta). – [Nachdruck 1998]
- Bach, H. (1870): Begleitworte zur geognostischen Spezialkarte von Württemberg. Atlasblatt Waiblingen mit den Umgebungen von Esslingen, Schorndorf, Marbach und Winnenden. – 36 S.; Stuttgart (Kgl. stat.-topogr. Bureau).
- Bachmann, G.H., Beutler, G., Hagdorn, H. & Hauschke, N. (1999): Stratigraphie der Germanischen Trias. – In: Hauschke, N. & Wilde, V. (Hrsg.): Trias, eine ganz andere Welt: Europa im frühen Erdmittelalter: 81–104; München (Pfeil).
- Beutler, G. (1998a): The Keuper of Germany: an overview. – *Hallesches Jb. Geowiss. Beih.*, B 5: 15–16; Halle.
- Beutler, G. (1998b): Keuper. – *Hallesches Jb. Geowiss. Beih.*, B 6: 45–58; Halle.
- Beutler, G., Hauschke, N. & Nitsch, E. (1999): Faziesentwicklung des Keupers im Germanischen Becken. – In: Hauschke, N. & Wilde, V. (Hrsg.): Trias, eine ganz andere Welt: Europa im frühen Erdmittelalter: 129–174; München (Pfeil).
- Beutler, G. (2005): Diskordanzen im Keuper. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland IV – Keuper, Courier Forschungsinst. Senckenberg, 253: 85–93; Frankfurt a.M.
- Bloos, G. (1976): Untersuchungen über Bau und Entstehung der feinkörnigen Sandsteine des Lias (Hettangium und tiefstes Sinemurium) im schwäbischen Sedimentationsbereich. – *Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart*, N.F. 71: 269 S., 27 Taf.; Stuttgart. – [Diss. Univ. Stuttgart 1971]
- Brenner, K. (1973): Stratigraphie und Paläogeographie des oberen Mittelkeupers in Südwest-Deutschland. – *Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart*, N.F. 68: 101–222; Stuttgart.
- Brenner, K. (1978a): Profile aus dem Oberen Mittelkeuper Südwest-Deutschlands. – *Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart*, N.F. 72: 103–203; Stuttgart.
- Brenner, K. (1978b): Sammlung und Revision der bis 1978 veröffentlichten Profile aus dem Oberen Mittelkeuper Südwest-Deutschlands. – *Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart*, N.F. 72: 205–239; Stuttgart.
- Brenner, K. & Villinger, E. (1981): Stratigraphie und Nomenklatur des südwestdeutschen Sandsteinkeupers. – *Jh. Geol. Landesamt Baden-Württ.*, 23: 45–86; Freiburg i. Br.
- Carlé, W. (1955): Bau und Entwicklung der süddeutschen Großscholle. – *Geol. Jb., Beih.* 16: 272 S.; Hannover.
- Dill, H.G. (1988): Diagenetic and Epigenetic U, Ba, and Base Metal Mineralization in the Arenaceous Upper Triassic „Burgsandstein“, Southern Germany. – *Mineral. and Petrol.*, 39: 95–105; Berlin.
- DSK (2005): Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland IV – Keuper. – Courier Forschungsinst. Senckenberg 253: 296 S., 64 Abb., 50 Tab., 2 Taf.; Frankfurt a.M.
- Durand, N., Monger, H.C. & Canti, M.G. (2010): Calcium carbonate features. – In: Stoops, G., Marcelino, V. & Mees, F. (eds.): Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths: 149–194; Amsterdam (Elsevier).
- Eisenhut, E. (1955): Das Rhät-Kohlenvorkommen von Mittelbronn (vorläufige Mitteilung). – *Jh. Geol. Landesamt Baden-Württ.*, 1: 233–238; Freiburg i. Br.
- Eisenhut, E. (1966): Alter Bergbau in Nordost-Württemberg. – *Jh. Geol. Landesamt Baden-Württ.*, 8: 113–124; Freiburg i. Br.
- Emmert, U. (1994): Die volkstümlichen Bezeichnungen: Kipper bzw. Keuper, Letten, Steinmergel und Stubensand, im fränkischen Keuperland. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, N.F. 76: 245–252; Stuttgart.
- Etzold, A. & Schweizer, V. (2005): Der Keuper in Baden-Württemberg. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland IV – Keuper, Courier Forschungsinst. Senckenberg, 253: 214–258; Frankfurt a.M.
- Etzold, A., Franz, M. & Heunisch, C. (2010): Die Forschungsbohrung Trossingen (Baden-Württemberg) und Ausführungen zum Knollenmergel und Oberkeuper der Umgebung. – *LGRB-Informationen*, 25: 105–142; Freiburg i. Br.
- Feist-Burkhardt, S. (2017): Palynologische Untersuchungen im Keuper der Bohrung BO6922-199 FB Juxkopf-2, vorläufiger Bericht. – Bericht vom 06.12.2017 im Bohrarchiv LGRB, BO6622-199\_T2: 3 S., 1 Tab. – [unveröff.]
- Feist-Burkhardt, S. (2018a): Palynologische Untersuchungen im Keuper der Bohrung BO6922-199 FB Juxkopf-2. – Bericht vom 04.09.2018 im Bohrarchiv LGRB, BO6622-199\_T3: 14 S., 6 Anl., 21 Taf., 1 Tab. – [unveröff.]
- Feist-Burkhardt, S. (2018b): Palynologische Untersuchungen im Keuper der Bohrung B06922183 FB Juxkopf-1 und Ergänzungen zur Bohrung BO6922-199 FB Juxkopf-2. – Bericht vom 19.03.2018 im Bohrarchiv LGRB, BO6622-183+199\_T3: 13 S., 8 Anl., 24 Taf., 2 Tab. – [unveröff.]
- Fraas, E. (1892): Begleitworte zur geognostischen Spezialkarte von Württemberg. Atlasblätter Mergentheim, Niederstetten, Künzelsau und Kirchberg. – 27 S.; Stuttgart (Kgl. Stat. Landesamt).
- Fraas, E. (1895): Begleitworte zur geognostischen Spezialkarte von Württemberg. Atlasblatt Stuttgart mit den Umgebungen von Ludwigsburg, Cannstadt, Leonberg, Vaihingen und Markgrönigen [2. Aufl.]. – 39 S.; Stuttgart (Kgl. Stat. Landesamt).

- Fraas, E. (1903): Begleitworte zur geognostischen Spezialkarte von Württemberg. Atlasblatt Besigheim mit den Umgebungen von Heilbronn, Lauffen, Bietigheim, Grosssachsenheim, Bönnigheim, Brackenheim, Güglingen und Schwaigern [2. Aufl.]. – 24 S.; Stuttgart (Kgl. Stat. Landesamt).
- Fraas, O. (1865): Begleitworte zur geognostischen Spezialkarte von Württemberg. Atlasblatt Stuttgart mit den Umgebungen von Ludwigsburg, Cannstadt, Leonberg, Vaihingen und Markgröningen. – 25 S.; Stuttgart (Kgl. stat.-topogr. Bureau).
- Fraas, O. (1872): Begleitworte zur geognostischen Spezialkarte von Württemberg. Atlasblatt Ellwangen mit den Umgebungen von Crailsheim, Vellberg u. s. w. – 23 S.; Stuttgart (Kgl. stat.-topogr. Bureau).
- Frank, M. (1930): Beiträge zur Stratigraphie und Paläogeographie des Lias  $\alpha$  in Süddeutschland. – Mitt. Geol. Abt. Württ. Stat. Landesamt, 13: 242 S., 4 Taf.; Stuttgart.
- Franz, M., Nitsch, E. & Simon, T. (2014): Das mesozoische Deckgebirge der Geothermiebohrungen Urach 1, 3 und 4 (Baden-Württemberg). – LGRB-Informationen, 29: 11–47; Freiburg i. Br.
- Geyer, M., Nitsch, E. & Simon, T. (2011): Geologie von Baden-Württemberg [5. Aufl.]. – 627 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- Gümbel, C.W. (1866): Die geognostischen Verhältnisse des fränkischen Triasgebietes. – Bavaria. Landes- und Volkskunde des Königreichs Bayern, 4 (1): 3–77; München (Straub).
- Gümbel, C.W. (1887a): Kurze Erläuterungen zu dem Blatte Bamberg (Nr. XIII) der Geognostischen Karte des Königreichs Bayern [1: 100 000]. – 55 S.; Kassel (Fischer).
- Gümbel, C.W. (1887b): Kurze Erläuterungen zu dem Blatte Neumarkt (Nr. XIV) der Geognostischen Karte des Königreichs Bayern [1:100 000]. – 50 S.; Kassel (Fischer).
- Gwinner, M.P. (1980): Eine einheitliche Gliederung des Keupers (Germanische Trias) in Süddeutschland. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1980: 229–234; Stuttgart.
- Haunschild, H., Ott, H.-D., Hagdorn, H., Simon, T., Schwarz, H.-U. & Risch, H. (1982): Profilbeschreibung, Stratigraphie und Paläogeographie der Forschungsbohrung Dinkelsbühl 1001. – Geol. Bavarica, 83: 5–55; München.
- Havlik, P., Aiglstorfer, M., El Atfy, H. & Uhl, D. (2013): A peculiar bonebed from the Norian Stubensandstein (Löwenstein Formation, Late Triassic) of southern Germany and its palaeoenvironmental interpretation. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 269: 321–337; Stuttgart.
- Hehl, J.C.L. (1825): Beiträge zur geognostischen Kenntniß von Würtemberg. Entworfen im Jahre 1822 (Fortsetzung). – Correspondenzbl. würtemb. landwirthschaftl. Ver., 8: 75–100; Stuttgart. – [Keuper noch als „Bunter Sandstein“]
- Heling, D. (1963): Zur Petrographie des Stubensandsteins. – Beitr. Mineral. Petrogr., 9: 251–284; Heidelberg. – [zugleich Diss. Univ. Tübingen: 49 S. Typoskr.]
- Heling, D. (1965): Zur Petrographie des Schilfsandsteins. – Beitr. Mineral. Petrogr., 11: 272–296; Heidelberg.
- Heunisch, C. (1999): Die Bedeutung der Palynologie für Biostratigraphie und Fazies in der Germanischen Trias. – In: Hauschke, N. & Wilde, V. (Hrsg.): Trias, eine ganz andere Welt: Europa im frühen Erdmittelalter: 207–220; München (Pfeil).
- Heunisch, C. & Nitsch, E. (2011): Eine seltene Mikroflora aus der Mainhardt-Formation (Keuper, Trias) von Baden-Württemberg (Süddeutschland). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. 93: 55–76; Stuttgart.
- Hezel, G. (1947): Die Feuersteine des Keupers im nordöstlichen Württemberg, ihre Entstehung, Lagerung und Verbreitung. – Diss. TH Stuttgart: 125 S. – [unveröff.]
- Hornung, J. (1999): Dynamische Stratigraphie, Reservoir- und Aquifer-Sedimentologie einer alluvialen Ebene: Der Stubensandstein in Baden-Württemberg (Obere Trias, mittlerer Keuper). – Tübinger Geowiss. Arb., A 56: 156 S.; Tübingen. – [Diss. Univ. Tübingen 1998, mit abweichender Paginierung]
- Keferstein, C. (1825): Tabellen über die vergleichende Geognosie. – 60 S.; Halle (Hemmerde & Schwetschke). – [Keuperformation bereits voll aufgenommen]
- Kromer, H. (1963): Untersuchungen über den Mineralbestand des Knollenmergel-Keupers in Württemberg. – Diss. Univ. Tübingen: 71 S.; Tübingen (Selbstverl.).
- Kuhlmann, J. (1977): Prospektion und Exploration in den Untersuchungsfeldern Mittelfranken und Oberpfalz (Bayern). – Festschr. Prof. Dr. Kurt F.J. Sauer: 111–119, [149–158]; Saarbrücken (Saarberg-Interplan).
- Kulke, H. (1967): Petrographie und Diagenese des Stubensandsteines (mittlerer Keuper) aus Tiefbohrungen im Raum Memmingen. – Diss. Univ. Tübingen: 80 S.; Tübingen (Selbstverl.).
- Laemmlen, M. (1953): Geologische Untersuchungen in den Löwensteiner Bergen unter besonderer Berücksichtigung der Stubensandsteinfolge. – Dipl.-Arb. Geol. Inst. Univ. Stuttgart: 108 S. – [unveröff.]
- Laemmlen, M. (1954): Beiträge zur Stratigraphie und Petrographie des oberen Mittelkeupers und Räts von Nord-Württemberg-Baden. – Diss. TH Stuttgart: 312 S. – [unveröff.]
- Lang, R. (1909/1910): Der Mittlere Keuper im südlichen Württemberg. – Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ., 65 (1909): 77–131 [I–II], 66 (1910): 1–54 [III–IV]; Stuttgart. – [Diss. Univ. Tübingen 1908, als Sonderdruck mit Jahreszahl 1909: 108 S., 2 Taf.; Stuttgart (Klett & Hartmann).]
- Lang, R. (1910): Beitrag zur Stratigraphie des mittleren Keupers zwischen der Schwäbischen Alb und dem Schweizer Jura. – Geol. Paläont. Abh., N.F. 9 (4): 235–267; Jena. – [Naturwiss. Habil.-Schr. Univ. Tübingen]
- Lang, R. (1919): Zur Stratigraphie des Keupers in Südwestdeutschland. – Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ., 75: 185–208; Stuttgart.
- LBEG (2015): Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (Hrsg.): Symbolschlüssel Geologie. Symbole für die Dokumentation geologischer Feld- und Aufschlussdaten [4. Aufl.]. – 535 S.; Hannover (LBEG).
- LGRB (2011): Regierungspräsidium Freiburg, Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (Hrsg.): Symbolschlüssel Geologie Baden-Württemberg – Verzeichnis Geologischer Einheiten (Ausgabe 2011). – 1 Tab.; Freiburg i. Br. (<https://www.lgrb-bw.de>).



- Lippmann, F. & Schüle, F. (1975): Mineralogische Untersuchungen an Keupergesteinen unter besonderer Berücksichtigung der Tonminerale. – In: Henke, K.F., Krause, H., Müller, L., Kirchmayer, M., Einfalt, H.C. & Lippmann, F.: Sohlhebungen beim Tunnelbau im Gipskeuper: 119–134; Stuttgart (Minist. Wirtsch., Mittelst. & Verkehr).
- Lippmann, F. & Steiner, K. (1983): Der Mineralbestand des Gipskeupers von Pfäffingen (Tübingen) und Schwenningen, Württemberg. – *Oberrh. geol. Abh.*, 32: 15–43; Karlsruhe.
- Lippmann, F. & Zimmermann, M. (1983): Die Petrographie der Knollenmergel, Mittlerer Keuper, Trias. – *Geol. Rdsch.*, 72: 1105–1133; Stuttgart.
- Lutz, M. & Etzold, A. (2003): Der Keuper im Untergrund des Oberrheingrabens in Baden. – *Jh. LGRB Baden-Württ.*, 39: 55–110; Freiburg i. Br.
- Lutz, M., Etzold, A., Käding, K.-C., Lepper, J., Hagdorn, H., Nitsch, E. & Menning, M. (2005): Lithofazies und Leitflächen: Grundlagen einer dualen lithostratigraphischen Gliederung. – *Newsl. Stratigr.*, 41: 211–223; Stuttgart.
- Memminger, J.D.G. (1820): Beschreibung, oder Geographie und Statistik, nebst einer Uebersicht der Geschichte von Wuerttemberg. – 541 S.; Stuttgart & Tübingen (Cotta). – [Geognostischer Teil unter Mitarb. v. Hehl, Schübler, Münzing: S. 138–153]
- Nitsch, E. (2005a): Der Keuper in der STD 2002: Formationen und Folgen – *Newsl. Stratigr.*, 41: 159–171; Stuttgart.
- Nitsch, E. (2005b): Paläoböden im süddeutschen Keuper (Exkursion E am 31. März 2005). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, N. F. 87: 135–176; Stuttgart.
- Nitsch, E. (2018): Der Keuper in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2016: kontinuierliche oder lückenhafte Überlieferung? / The Keuper Group in the Stratigraphic Table of Germany 2016: a continuous or discontinuous stratigraphic record? – *Z. Dt. Ges. Geowiss.*, 169: 181–201; Stuttgart. – [doi: 10.1127/zdgg/2017/0129]
- Nitsch, E., Seegis, D., Vath, U. & Hauschke, N. (2005c): Sedimente und Sedimentationspausen im deutschen Keuper: Wie vollständig ist die Überlieferung der späten Triaszeit? – *Newsl. Stratigr.*, 41: 225–251; Stuttgart.
- Paulus, E. & Bach, H. (1865): Begleitworte zur geognostischen Specialkarte von Württemberg. Atlasblätter Besigheim & Maulbronn mit den Umgebungen von Heilbronn, Lauffen, Bietigheim, Gross-Sachsenheim, Bönnigheim, Brackenheim, Güglingen und Schwaigern. – 26 S.; Stuttgart (Kgl. stat.-topogr. Bureau).
- Quenstedt, F.A. (1843): Das Flözgebirge Württembergs. Mit besonderer Rücksicht auf den Jura. – 560 S.; Tübingen (Laupp).
- Quenstedt, F.A. (1874): Begleitworte zur geognostischen Specialkarte von Württemberg. Atlasblatt Löwenstein mit den Umgebungen von Backnang, Marbach, Heilbronn, Weinsberg etc. – 26 S.; Stuttgart (Kgl. stat.-topogr. Bureau).
- Quenstedt, F.A. (1880): Begleitworte zur geognostischen Specialkarte von Württemberg, Atlasblatt Hall mit den Umgebungen von Gaildorf, Murrhardt, Mainhardt etc. – 40 S.; Stuttgart (Kgl. stat.-topogr. Bureau).
- Rein, U. (1958): Mikropaläontologische Untersuchung von Kohleproben von Mittelbronn, Messtischblatt Gschwend 7024. – Unveröff. Laborber. Geol. Landesamt Nordrhein-Westfalen vom 06.10.1958, vorh. im Archiv Stuttgart des LGRB: 4 S., 1 Taf.
- Reinhardt, L. (1994): Sedimentologie des Stubensandsteins im südlichen Schwäbischen Wald. – *Dipl.-Arb. Geol. Inst. Univ. Tübingen*: 70 S. – [unveröff.]
- Rupf, I. & Nitsch, E. (2008): Das Geologische Landesmodell von Baden-Württemberg: Datengrundlagen, technische Umsetzung und erste geologische Ergebnisse. – *LGRB-Informationen*, 21: 81 S., 10 Beil.; Freiburg i. Br.
- Schüle, F. (1974): Petrographische Untersuchungen an den Bunten Mergeln des Mittleren Keupers. – *Diss. Univ. Tübingen*: 80 S.; Tübingen (Selbstverl.).
- Seegis, D.B. (1993): Die lakustrin-palustrine Fazies des höheren Knollenmergels (Mittlerer Keuper, Obertrias) in Südwestdeutschland: Sedimenttypen und Genese. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 189: 309–332; Stuttgart.
- Seegis, D.B. (1997): Die Lehrbergschichten im Mittleren Keuper von Süddeutschland – Stratigraphie, Petrographie, Paläontologie, Genese. – *GeoRegioForschung* 1: 382 S., 79 Abb., 4 Tab., 27 Taf.; Remshalden-Buoch (Hennecke). – [Diss. Univ. Stuttgart 1996]
- Seegis, D.B. (1998): Die Lehrbergschichten im Mittleren Keuper (Obertrias) von Süddeutschland: Stratigraphie, Mikrofazies, Fossilinhalt und Entstehung einer lakustrinen Schichtenfolge. – *Jh. Ges. Naturk. Württ.*, 154: 121–150; Stuttgart.
- Seegis, D.B. & Goerigk, M. (1992): Lakustrine und pedogene Sedimente im Knollenmergel (Mittlerer Keuper, Obertrias) des Mainhardter Waldes (Nordwürttemberg). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, N. F. 74: 251–302; Stuttgart.
- Silber, E. (1922): Der Keuper im nordöstlichen Württemberg. – *Erdgesch. Landesk. Abh. Schwaben u. Franken*, 3: 79 S.; Öhringen. – [Diss. Univ. Tübingen 1913]
- STD 2002: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.) (2002): Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002: 1 Bl. (Posterformat); Frankfurt / Potsdam.
- STD 2016: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.) (2016): Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2016: 1 Bl. (Posterformat); Frankfurt / Potsdam.
- Stettner, G. (1914): Einige Keuperprofile aus der Gegend von Heilbronn. – *Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ.*, 70: 1–33; Stuttgart.
- Stoll, H. (1929): Versuch einer stratigraphischen Gliederung des Stubensandsteins im westlichen Württemberg. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, N. F. 18: 1–63; Stuttgart. – [Diss. Univ. Tübingen 1927]
- Thürach, H. (1888/1889): Übersicht über die Gliederung des Keupers im nördlichen Franken im Vergleiche zu den benachbarten Gegenden. – *Geogn. Jh.*, 1 (1888): 75–162; 2 (1889): 1–90; Kassel.
- Vieser, M. & Schauz, I. (2010): Von Kaffeeriechern, Abtrittanbietern und Fischbeinreißern: Berufe aus vergangenen Zeiten. – 239 S.; München (Bertelsmann). – [Nachdruck 2011; München (Pantheon)]



- Viohl, G. (1969): Die Keuper-Lias-Grenze in Südfranken. – Erlanger Geol. Abh., 76: 81 S.; Erlangen.
- Vollrath, P. (1928): Beiträge zur vergleichenden Stratigraphie und Bildungsgeschichte des mittleren und oberen Keupers in Südwestdeutschland. – N. Jb. Mineral. Geol. Paläont. Beil.-Bd., B 60: 195–306; Stuttgart.
- Weinland, K. (1933): Geologische Untersuchungen in den Löwensteiner Bergen und im Mainhardter Wald. – 109 S.; Würzburg (Triltsch). – [Diss. TH Stuttgart 1932]
- Wollenberg, P. (1978): Untersuchungen zur Genese des uranhaltigen unteren Stubensandsteins (Oberer Mittelkeuper, km4) in NE-Württemberg. – Diss. Univ. München: 102 S., 14 Anl.; München (Selbstverl.).
- Wollenberg, P. (1979): Uranvererzungen im Unteren Stubensandstein (oberer Mittelkeuper) von Nordost-Württemberg. – Jh. Geol. Landesamt Baden-Württt., 21: 77–88; Freiburg i. Br.



## Anhang 1

### Schichtenfolge der Forschungsbohrung Juxkopf-1 (BO6922-183):

#### Quartär

##### *Holozäne Bodenbildung*

- 0 – 0,05 m Schluff, feinsandig, humos, mit Wurzelresten, schwarzbraun
- 0,50 m Schluff, hellbraun, zerbohrt, bei 2,3 m Brocken von Feinsandstein, ockerbraun

##### *Hanglehm (Fließerde)*

- 6,7 m Schluff, kalkfrei, mit Wurzelresten und Brocken von Sandstein, ockerbraun
- 1,3 m Ton, stark schluffig, bis Schluff, tonig, mit Bröckchen von Tonstein, bei 1,1 m Lage mit boudinierten Feinsandstein-Brocken, kalkfrei, grau und ockerbraun

#### Unterjura, Angulatensandstein-Formation

- 1,4 m Tonstein und Sandstein, kalkfrei, verwittert und etwas zerbohrt (*Nassach-Sandstein*)
- 1,70 m Feinsandstein, schluffig, kalkfrei, braun, zerbohrt (*Nassach-Sandstein*)
- 1,75 m Tonstein, schwach kalkig, braun, zerbohrt (*Nassach-Sandstein*)
- 2,00 m Feinsandstein, schluffig, schwach kalkig, braun, zerbohrt (*Nassach-Sandstein*)
- 2,25 m Schluffstein, feinsandig, schwach kalkig, braun, brekziös verwittert
- 2,85 m Tonstein, schluffig, kalkfrei, braungrau, teilweise zu Ton oder Brocken zerbohrt
- 3,00 m Tonstein, schluffig, kalkfrei, braungrau, entlang von Schichtflächen zerschert
- 4,95 m Tonstein, schluffig, kalkfrei bis schwach kalkig, horizontal feingeschichtet, grau, braun und braungrau, lagenweise aufgelockert oder an Schichtflächen zerschert (*Niveau Oolithenbank?*)

#### Pilonotenton-Formation

- 5,00 m Schluffstein, feinsandig, tonig, gelbbraun
- 2,25 m Tonstein, schluffig, kalkfrei bis schwach kalkig, geschichtet, grau
- 2,30 m Schluffstein, fein- bis mittelsandig, kalkig, grau
- 5,80 m Tonstein, schluffig, kalkfrei bis schwach kalkig, geschichtet, grau
- 5,85 m Feinsandstein, mittelsandig, schluffig, kalkig, braungrau
- 6,62 m Tonstein, schluffig, oben kalkfrei, nach unten Übergang in Tonmergelstein, schluffig, grau, bei 6 m Schluffsteinlage (2 cm)
- 6,65 m Kalkstein, fossilführend, grau (*Subangularebank*)
- 6,73 m Schluffstein, kalkig, grau
- 7,00 m Feinsandstein, kalkig, gelbgrau (*Esslingen-Sandstein, Obergrenze*)
- 7,20 m Kernverlust (Kaliberwechsel)
- 8,00 m Feinsandstein, schluffig, kalkig, feinschichtig, graugelb, Basis erosiv
- 8,50 m Feinsandstein, schluffig, und Tonstein, feinsandig, schluffig, grau bis graugelb, zu Brocken zerbohrt
- 8,70 m Feinsandstein, schluffig, tonig, kalkig, feinschichtig, grau bis graubraun, Basis erosiv mit Intraklasten
- 9,20 m Feinsandstein, schluffig, tonig, kalkig, unten kalkfrei, feinschichtig, grau bis graubraun, Basis scharf, teilweise zerbohrt
- 9,75 m Schluffstein, feinsandig, kalkfrei, graubraun, bei 9,7 m Lage von Schluff, tonig (3 cm)
- 10,00 m Feinsandstein, schluffig, tonig, kalkig, graubraun, Basis unscharf
- 10,35 m Mergelstein, sandig (nach oben zunehmend), schluffig, graubraun, Basis scharf
- 10,77 m Feinsandstein, schluffig (oben zunehmend), tonig, kalkig, graubraun, untere 12 cm hart und grau, Basis scharf
- 11,00 m Mergelstein, feinsandig, schluffig, graubraun, Basis scharf
- 11,10 m Feinsandstein, schluffig, kalkig, graubraun, Basis scharf (*Esslingen-Sandstein, Untergrenze*)
- 11,85 m Mergelstein, feinsandig, schluffig, graubraun, Basis scharf
- 12,25 m Tonmergelstein, schluffig, fossilführend, dunkelgrau, Basis Übergang aus
- 12,50 m Schluffstein, tonig, kalkig, fossilführend, graubraun, Basis scharf
- 12,70 m Kalkstein, arenitisch, fossilführend, grau, Basis unscharf (*Pilonotenbank*)
- 12,95 m Feinsandstein, mergelig, fossilführend, braun, Basis scharf (*Pilonotenbank*)

#### Oberer Keuper, Exter-Formation

##### *Contortaton*

- 15,95 m Tonstein, kalkfrei, feinschichtig, dunkelgrau, Basis scharf (Nach palynologischer Untersuchung mit rhätischer Mikroflora)
- 16,00 m Kalkstein, arenitisch (Bruchschill), grau, Basis an Kerngrenze

#### Mittlerer Keuper, Trossingen-Formation

##### *Knollenmergel*

- 18,00 m Tonstein, schluffig, kalkig, grüngrau, teilweise rotbraun-fleckig
- 21,00 m Tonstein, schluffig, kalkig, teilweise brekziös, rotbraun, grüngrau-fleckig, Flecken zeichnen möglicherweise Wurzelspuren nach, bei 19,2 und 20,4 m Karbonatkonkretionen, Klüfte, untere 30 cm zu Brocken zerbohrt
- 22,60 m Tonmergelstein, schluffig, teilweise brekziös, rotbraun
- 23,40 m Tonmergelstein, schluffig, oben rotbraun, grüngraufleckig, bei 23–23,2 m braun, unten grüngrau

- 24,40 m Tonmergelstein, schluffig, rotbraun
- 28,10 m Tonmergelstein, schluffig, rotbraun, teilweise grüngraufleckig, obere 15 cm mit Kalkkonkretionen, graugrün, bei 26,6 m Wurzelspuren, bei 27,5 m tektonischer Harnisch (abschiebend, Fallen 70°)
- 28,80 m Tonmergelstein, schluffig, rotbraun, grüngraufleckig (?Wurzelspuren), obere 20 cm mit Kalkkonkretionen, graugrün
- 29,66 m Tonmergelstein, schluffig, hellgraugrün, obere 20 cm rotbraun mit graugrünen Kalkkonkretionen
- 33,00 m Tonmergelstein, schluffig, mit pedogenen Harnischen und Tonsteinbrekzien, rotbraun, einzelne hellgraue Kalkkonkretionen, Basis Übergang aus
- 36,70 m Schluffstein, tonig, schwach kalkig bis kalkfrei, rotbraun, einzelne hellgraue Kalkkonkretionen
- 37,00 m Tonstein, schluffig, kalkfrei, mit pedogenen Harnischen, rotbraun, zerbohrt zu Stücken
- 38,24 m Schluffstein, tonig, feinsandig, kalkfrei, untere 20 cm dolomitisch, rotbraun, einzelne hellgraue Kalkkonkretionen

## Löwenstein-Formation

### Oberer Stubensandstein

#### *Stubensandstein 5 (Ellenberg-Sandstein)*

- 38,90 m Schluffstein, tonig, feinsandig, flasrig durch Feinsand-Rippeln, kalkfrei, graugrün, rotbraun-fleckig, Basis schmaler Übergang
- 41,70 m Feinsandstein, schluffig, teilweise tonig, bei 40–41 m unten wellige Schichtung, darüber Rippelschichtung und flachwinklige Feinschichtung, lagenweise dolomitisch, kalkhaltig, rotbraun bis graurot und grau, obere 50 cm grüngrau, Basis Übergang aus
- 43,00 m Mittelsandstein, nach oben zunehmend feinsandig und Übergang in Feinsandstein, mittelsandig, schluffig, unten horizontal geschichtet, oben schräggeschichtet, lagenweise dolomitisch, kalkhaltig, grau, Basis an Kerngrenze
- 43,10 m Kernverlust
- 43,54 m Grobsandstein (untere 14 cm), nach oben Übergang in Feinsandstein, schluffig, kalkhaltig, grau, Basis erosiv
- 43,70 m Feinsandstein, tonig, schluffig, feingeschichtet, kalkhaltig, grau, Basis scharf
- 44,04 m Grobsandstein, unten mit Intraklasten aus Tonstein und Dolomitstein, schwach kalkhaltig, grau, Basis erosiv

#### *Hangendletten 4*

- 44,45 m Schluffstein, tonig, schwach kalkhaltig, rotbraun und grüngrau
- 44,75 m Tonstein, schluffig, kalkfrei, rotbraun, Kern zerfallen
- 48,30 m Schluffstein, tonig, bei 47,85 m Sandstein-Flasern, lagenweise dolomitisch, unten schwach kalkhaltig, rotbraun, Basis scharf, uneben
- 49,00 m Schluffstein, tonig, lagenweise sandig, lagenweise mit Intraklasten, dolomitisch, schwach kalkhaltig, Basis scharf
- 52,45 m Tonstein, nach oben zunehmend schluffig, mit pedogenen Harnischen, kalkfrei, rotbraun, 50,00–50,35 zu Brocken zerbohrt, Basis schmaler Übergang
- 52,79 m Tonstein, schluffig, kalkfrei, graugrün, Basis schmaler Übergang

#### *Stubensandstein 4*

- 53,10 m Mittelsandstein, schluffig, tonig, an der Basis stark feinsandig, graugrün
- 57,83 m Mittelsandstein, grobsandig mit Übergängen in Grobsandstein, lagenweise schluffig, schräg- und feingeschichtet, kalkfrei, gelbgrau, lagenweise rotbraun, Basis Übergang aus
- 58,10 m Feinkonglomerat, intraklastisch (Dolomitstein, Tonstein), grobsandig, schräggeschichtet, kalkfrei, gelbgrau, Basis erosiv
- 58,45 m Tonstein, schluffig, kalkfrei, rotbraun, zerbohrt, oben wahrsch. 5 cm Kernverlust
- 58,85 m Dolomitstein, tonig, schluffig, nach oben Übergang in Tonstein, dolomitisch, schluffig, mit Dolomitkonkretionen, kalkfrei, grüngrau, rotbraun-fleckig, Basis Übergang aus
- 59,03 m Dolomitstein, sandig, schluffig, tonig, oben schräggeschichtet, kalkfrei, grüngrau, Basis Übergang aus
- 59,30 m Grobsandstein, schluffig, tonig, nach oben zunehmend mittelsandig, schräggeschichtet, kalkfrei, rötlichgrau, Basis erosiv
- 59,33 m Schluffstein, stark tonig, feinsandig, kalkfrei, rotbraun, Basis scharf
- 59,77 m Grobsandstein, schräggeschichtet, kalkfrei, beige-grau, Basis Übergang aus
- 59,90 m Mittelkonglomerat, intraklastisch, grobsandig, kalkfrei, beige-grau, Basis erosiv
- 60,39 m Schluffstein, tonig (unten), nach oben Übergang in Feinsandstein, stark schluffig, stark tonig, kalkfrei, rotbraun und graubraun, Kern stückig zerfallen
- 60,96 m Feinsandstein, schluffig, unten mit Flaserschichtung, oben eben feingeschichtet, kalkfrei, rotbraun, Basis scharf
- 61,10 m Feinsandstein, kalkfrei, rotbraun, Basis scharf
- 62,20 m Feinsandstein, schluffig, tonig, lagenweise Übergang in Tonstein, feinsandig, kalkfrei, rotbraun, Basis scharf
- 62,30 m Grobsandstein, kalkhaltig, gelbgrau, Basis erosiv
- 62,94 m Grobsandstein, tonig, schluffig, mit Intraklasten (Tonstein), kalkfrei, in der Mitte schwach kalkhaltig, rotbraun und streifig gelbgrau, Basis scharf
- 63,63 m Tonstein, dolomitisch, lagenweise Übergang in Dolomitmergelstein, mit Trockenrissen und unten mit Wurzelspuren, kalkfrei, graugrün, unten Kluff mit Harnisch, Basis scharf
- 63,74 m Grobsandstein, schräggeschichtet, kalkfrei, grau, Basis scharf
- 63,76 m Schluffstein, feinsandig, kalkfrei, rotbraun, Basis scharf
- 63,85 m Grobsandstein, feinkiesig, uneben horizontal geschichtet, kalkfrei, grau, Basis scharf

#### *Krustenkarbonat 3*

- 64,38 m Dolomitstein, tonig, sehr schwach sandig, mit Glimmerflittern, kalkfrei, grau, Basis schmaler Übergang
- 65,90 m Schluffstein, tonig, dolomitisch, mit konkretionären Übergängen zu Dolomitmergelstein, schluffig, unten mit brekziösen Rissfüllungen, kalkfrei, rotbraun, grüngrau-fleckig, Klüfte, Basis scharf
- 66,10 m Dolomitstein, tonig, schluffig, kalkfrei, grüngrau, Basis scharf



*Hangendletten 3*

- 66,80 m Schluffstein, tonig, kalkfrei, rotbraun
- 67,60 m Schluffstein, tonig, kalkfrei, rotbraun, mit unregelmäßigen Flecken und Gängen von Feinsandstein, schluffig, dolomitisch, grüngrau, Basis Übergang aus
- 68,10 m Feinsandstein, schluffig, kalkfrei, mit Flecken und Gängen von Schluffstein, feinsandig, tonig, kalkfrei, rotbraun und grüngrau, Basis bioturbiert (?Wurzeln)

*Stubensandstein 3b*

- 70,33 m Wechsellagerung aus Schluffstein, tonig, feinsandig, kalkfrei, und Grob- bis Feinsandstein, schluffig, kalkfrei bis teilweise schwach kalkhaltig, rotbraun und gelbgrau, Basis scharf
- 71,64 m Grobsandstein, bei 71 m Tonsteingeröll, unten schwach kalkhaltig, sonst kalkfrei, graugelb, Basis scharf
- 73,28 m Grobsandstein, nach oben zunehmend mittelsandig und Übergang in Mittelsandstein, grobsandig, obere 25 cm mit rotbraunen tonigen Fasern, an der Basis kalkfrei, sonst schwach kalkhaltig, graugelb, Basis erosiv
- 74,57 m Grobsandstein, schräggeschichtet, obere 20 cm Übergang in Mittelsandstein mit Grobsandlinsen, kalkfrei, graugelb, obere Hälfte rotbraun-streifig, Basis erosiv
- 74,58 m Schluffstein, etwas fein- bis mittelsandig, kalkfrei, rotbraun, Basis scharf
- 74,70 m Grobsandstein, schräggeschichtet, kalkfrei, graugelb, Basis Übergang aus
- 74,92 m Mittelkonglomerat, intraklastisch (Dolomitstein, Tonstein), grobsandig, kalkfrei, graugelb, Basis erosiv

*Zwischenletten 3*

- 75,40 m Schluffstein, tonig, unten stärker dolomitisch, kalkfrei, rotbraun, grüngrau-fleckig, Basis Übergang aus
- 76,00 m Feinsandstein, schluffig, nach oben übergehend in Schluffstein, feinsandig, untere 10 cm dolomitisch, rotbraun bis rotviolett, Klüfte, Basis schmaler Übergang
- 76,90 m Feinsandstein, schluffig, tonig, lagenweise mittelsandig, rotbraun bis rotviolett, grüngrau-fleckig, untere 30 cm grüngrau, Basis scharf
- 77,40 m Dolomitstein, sandig, schluffig, grüngrau, rotbraun-fleckig, Kluff, Basis scharf
- 78,40 m Schluffstein, tonig bis Schluffstein, tonig, rotbraun, Kluff, Basis scharf

*Stubensandstein 3a*

- 79,63 m Grobsandstein, geröllführend, gelbgrau, Basis scharf
- 79,85 m Mittel- bis Grobsandstein, gelbgrau, Basis unregelmäßig deformiert
- 82,70 m Mittel- bis Grobsandstein, wechselnd schluffig, tonig, teilweise dolomitisch, rotbraun und grau, teilweise fleckig, Basis scharf
- 83,40 m Schluffstein, tonig, teilweise feinsandig rotbraun, Basis scharf
- 83,52 m Grobsandstein, grau, Basis erosiv
- 83,75 m Schluffstein, intraklastisch, dolomitisch, grüngrau und rotbraun, Basis unscharf
- 84,63 m Schluffstein, rotbraun, Basis Übergang aus
- 85,25 m Feinsandstein, schluffig, rotbraun, Basis erosiv
- 85,50 m Schluffstein, tonig, feinsandig, dolomitisch, grau, Basis unscharf
- 85,85 m Schluffstein, tonig, mit Glimmerflittern, rotbraun, Basis scharf
- 90,45 m Grobsandstein, an der Basis intraklastisch (Tonstein, Dolomitstein), darüber nur einzelne Intraklasten, teilweise schräggeschichtet, kalkfrei, gelbgrau, Basis erosiv
- 91,93 m Grobsandstein, an der Basis intraklastisch (Tonstein, Dolomitstein), darüber schräggeschichtet, kalkfrei, hellgrau bis grünlichgrau, Basis erosiv

Mittlerer Stubensandstein

*Hangendletten 2, Krustenkarbonat 2*

- 93,01 m Mittel- bis Feinsandstein, schluffig, tonig, oben Wurzelspuren, kalkfrei, rotbraun, grüngrau-fleckig, Basis scharf, uneben
- 93,35 m Dolomitstein, tonig, knollig, grüngrau, Basis unscharf
- 93,78 m Schluffstein, tonig, mit Übergängen in Tonstein, schluffig, mit pedogenen Harnischen, kalkfrei, rotbraun, Basis scharf
- 93,95 m Grobsandstein, flasrig durch Rippelschichtung, kalkfrei, grau und rotbraun, Basis scharf
- 94,06 m Schluffstein, rotbraun, kalkfrei, Basis scharf, uneben
- 94,28 m Dolomitstein, intraklastisch, grüngrau, Basis erosiv, uneben
- 94,60 m Feinsandstein, schluffig, kalkfrei, rotbraun, Basis scharf
- 94,80 m Grobsandstein, mittel- und feinsandig, undeutlich horizontal geschichtet, kalkfrei, grau und rotbraun, Basis scharf
- 95,70 m Schluffstein, feinsandig, tonig, mit kleinen Harnischen und lagenweise kleinen Schluffstein-Aggregaten, unten Lagen und Fasern von Fein- bis Grobsandstein, teilweise kalkhaltig, rotbraun bis rotviolett, grüngrau-fleckig, sandige Lagen auch gelblichgrau, Basis uneben erosiv unter 10 cm Grobsandstein
- 95,75 m Feinsandstein, stark schluffig, rotbraun, Basis deformiert (?bioturbiert)

*Stubensandstein 2c*

- 97,65 m Grobsandstein, Feldspat führend, teilweise feinkiesig, lagenweise stark mittelsandig, Intraklasten (Tonstein), mit Tonstein-Lagen, schluffig, kalkfrei, hellgrau, rotviolett und grünlichgrau
- 97,85 m Schluffstein, feinsandig, tonig, rotbraun, mit Harnisch, Basis scharf
- 99,35 m Mittelsandstein, feinsandig, schluffig, mit Fasern von Feinsandstein, schluffig, kalkfrei, rotviolett, grünlichgrau-fleckig, untere 0,3 m rotbraun-streifig, Basis scharf
- 99,62 m Mittelsandstein, oben zunehmend und in den obersten 2 cm in Feinsandstein übergehend, kalkfrei, beige, rotbraun-fleckig, Basis scharf
- 99,86 m Grobsandstein, kalkfrei, beige, Basis erosiv
- 99,94 m Mittelsandstein, grobsandig, kalkfrei, beige, Basis scharf



- 101,6 m Grobsandstein, schwach feinkiesig, kalkfrei, unten schwach kalkhaltig, beige-grau, Basis erosiv
- 101,70 m Mittelsandstein, nach oben rascher Übergang in Schluffstein, stark feinsandig, beige-grau, Basis scharf
- 101,87 m Feinsandstein, stark schluffig, mit Grobsandnestern, beige-grau, Basis uneben
- 102,00 m Dolomitstein, sandig, schluffig, grau, Basis unscharf
- 103,29 m Mittelsandstein, grob- und feinsandig, kalkfrei, beige-grau, Basis Übergang aus
- 103,80 m Grobsandstein, schwach feinkiesig, kalkfrei, beige-grau, teilweise zerbohrt
- 104,80 m Kernverlust
- 105,50 m Grobsandstein, kalkhaltig, beige-grau, Kluff; Endteufe.



## Anhang 2

### Schichtenfolge der Forschungsbohrung Juxkopf-2 (BO6922-199):

0 – 0,3 m Kies, schluffig, grau, Auffüllung der Parkplatzfläche

#### Trossingen-Formation

##### *Knollenmergel*

– 2,5 m Tonstein, stark schluffig, rotbraun, zu Brocken zerbohrt

#### Löwenstein-Formation

##### Oberer Stubensandstein

##### *Stubensandstein 5 (Ellenberg-Sandstein)*

– 3,4 m Feinsandstein, schluffig, tonig, graugrün, zu Brocken zerbohrt

##### *Hangendletten 4*

– 8,90 m Tonstein, stark schluffig, rotbraun, oben zu Brocken zerbohrt

##### *Stubensandstein 4*

- 12,80 m Feinsandstein, stark tonig, schluffig, bis Schluffstein, stark feinsandig, tonig, braungrau und hellbraun, im Liegenden Übergang aus
- 14,80 m Mittelsandstein, grobsandig und Grobsandstein, mittelsandig, beige- (unten) und braun bis gelbbraun (oben), Basis erosiv
- 15,70 m Mittelsandstein, grobsandig (unten), nach oben übergehend in Schluffstein, tonig, sandig (obere 20 cm), beige- bis braun, Klüfte
- 17,16 m Grobsandstein, nach oben übergehend in Mittel- bis Feinsandstein, beige- bis braun, Basis erosiv
- 17,87 m Grobsandstein, nach oben übergehend in Mittel- bis Feinsandstein, beige- bis braun, Basis erosiv
- 18,40 m Grobsandstein, nach oben übergehend in Mittelsandstein, beige- bis braun, Basis erosiv
- 19,06 m Grobsandstein, Basis geröllführend mit Intraklasten, nach oben übergehend in Mittelsandstein, beige- bis braun, Basis erosiv
- 20,57 m Grobsandstein, unten mit Intraklasten (Schlufftonstein), obere 30 cm übergehend in Mittelsandstein, grau bis beige- bis braun, Basis erosiv
- 24,92 m Tonstein, schluffig, lagenweise sandig, unten rotbraun, oberhalb 22 m dunkelgrüngrau, Basis Übergang aus Feinsandstein, teilweise zu Ton mit Tonsteinbrocken zerbohrt
- 26,43 m Grobsandstein (30 cm unten), mittel- und feinsandig, hellgrau, nach oben übergehend in Mittel- und Feinsandstein, schluffig, tonig, rotbraun, Basis erosiv
- 27,17 m Mittelsandstein, nach oben übergehend in Feinsandstein, braungrau, Basis erosiv
- 28,10 m Mittelsandstein, an der Basis Grobsandstein (20 cm), oben (10 cm) übergehend in Feinsandstein, braungrau bis braun, Basis erosiv
- 30,25 m Grobsandstein, tonig, schluffig, feinsandig, schräggeschichtet, grau, hellgrau, braun, Basis erosiv

##### *Hangendletten 3*

- 30,60 m Dolomitstein, tonig, grüngrau
- 31,50 m Tonstein, schluffig, oben zunehmend mit Dolomitstein-Konkretionen, rotbraun und grüngrau fleckig
- 32,58 m Tonstein, schluffig, rotbraun, Basis scharf

##### *Stubensandstein 3b*

- 33,14 m Mittelsandstein, mit Intraklasten (Tonstein), grau, Basis scharf
- 33,46 m Tonstein, schluffig, rotbraun, Basis scharf
- 34,18 m Mittelsandstein, grau, lagenweise tonig, rotbraun, Basis scharf
- 34,47 m Tonstein, schluffig, rotbraun, Basis scharf
- 35,47 m Mittelsandstein, grobsandig, feinsandig, grüngrau und rotbraun, Basis stark feinsandig, erosiv
- 35,55 m Schluffstein, feinsandig, mittelsandig, rotbraun, etwas zerbohrt
- 41,00 m Grobsandstein (unten), nach oben Übergang in Mittelsandstein (36–39 m), oben Fein- bis Mittelsandstein, grau bis beige- bis braun, Basis erosiv
- 41,54 m Mittelsandstein, grau, Basis Übergang aus
- 42,77 m Grobsandstein, grau, Basis erosiv
- 43,01 m Grobsandstein (Basis), nach oben Übergang über Mittel- bis Feinsandstein in Schluffstein (Top), grau (unten) und rotbraun (oben), Basis erosiv

##### *Zwischenletten 3*

- 43,20 m Mittelsandstein, grau und rotbraun, zerbohrt
- 44,97 m Schluffstein, lagenweise Feinsandstein und Mittelsandstein, rotbraun und grau, zerbohrt zu Platten und Brocken

##### *Stubensandstein 3a*

- 45,15 m Feinkonglomerat (Basis), nach oben übergehend in Grobsandstein, geröllführend, grau, Basis erosiv
- 45,50 m Feinkonglomerat (Basis), grobsandig, mit Intraklasten, nach oben übergehend in Mittelsandstein, grob- und feinsandig, rotbraun und grau, Basis erosiv
- 45,76 m Feinkonglomerat (Basis), grobsandig, mit Intraklasten, nach oben übergehend in Grobsandstein, grau, Basis erosiv
- 46,15 m Mittelkonglomerat (Basis), grobsandig, mit Intraklasten, nach oben übergehend in Grobsandstein, grau, Basis erosiv
- 46,60 m Feinkonglomerat (Basis), grobsandig, mit Intraklasten, nach oben übergehend in Grob- bis Mittelsandstein, grau, Basis erosiv uneben

## Mittlerer Stubensandstein

*Krustenkarbonat 2*

- 47,00 m Schluffstein, tonig, schwach feinsandig, rotbraun, mit Dolomitkonkretionen, grüngrau und rotbraun
- 47,10 m Dolomitstein, schluffig, tonig, knollig, grau bis braun
- 47,80 m Feinsandstein, mittelsandig, schluffig, tonig, oben mit Wurzelspuren, unten Drucklösungsstrukturen, Basis schmaler Übergang aus
- 48,33 m Mittelsandstein, feinsandig, schluffig, tonig, oben Drucklösungsstrukturen, Basis scharf
- 49,48 m Mittelsandstein, nach oben übergehend in Feinsandstein, braun bis rotbraun, beigefleckig, Basis Übergang aus
- 49,48 m Grobsandstein (unten), beigegrau, Basis erosiv uneben
- 48,83 m Feinsandstein, unten zunehmend mittelsandig, braun und beige, Basis schmaler Übergang aus
- 50,00 m Grobsandstein, beige und rotbraun, Basis an Kerngrenze
- 50,20 m Mittelsandstein, mit Dolomitkonkretionen, hellgrau, Basis scharf
- 50,50 m Dolomitstein, zellig, und Schluffstein, dolomitisch, rotbraun und grau, Basis Übergang aus

*Stubensandstein 2c*

- 51,10 m Mittelsandstein, grobsandig (unten), nach oben übergehend in Feinsandstein, schluffig, mittelsandig, rotbraun und beige, Basis erosiv
- 51,63 m Mittelsandstein, feinsandig, streifig rotbraun und beige, teilweise zu Brocken zerbohrt, Basis schmaler Übergang aus
- 52,40 m Grobsandstein, streifig und fleckig rotbraun und beige, teilweise zu Brocken zerbohrt, Basis erosiv
- 54,60 m Grobsandstein, mittelsandig, obere 15 cm übergehend in Feinsandstein, mittel- und grobsandig, beige und rotbraun fleckig, unten gelblichbeige, Basis schmaler Übergang aus
- 54,68 m Mittelkonglomerat, aus Intraklasten (Schlufftonstein), gelblichbeige und rotbraun, Basis erosiv
- 56,95 m Mittelsandstein, grobsandig (unten zunehmend), mit sandigen Dolomitkonkretionen und Knollen und vertikalen Streifen (?Wurzelbahnen, ?Trockenrisse), unten rotbraun, beigefleckig, oben Beige, rotbraunfleckig, Basis erosiv
- 57,30 m Mittelsandstein, nach oben Übergang in Feinsandstein, mittelsandig, rotbraun, oben wenige cm weißgrau, Basis erosiv
- 57,96 m Feinsandstein, mittelsandig, bis Mittelsandstein, feinsandig, grün, rotbraunfleckig, Basis wulstig deformiert, scharf
- 58,10 m Schluffstein, sandig, dolomitisch, mit Dolomitkonkretionen, rotbraun
- 58,30 m Kernverlust
- 58,37 m Schluffstein, sandig, dolomitisch, rotbraun, Basis scharf
- 58,75 m Mittelsandstein, stark tonig, rotbraun und grüngrau, deformiert dünn-schichtig, Basis Übergang aus
- 59,73 m Mittelsandstein, feinsandig, bei 59 m bioturbiert (Wurzeln?), beige, grüngrau und braun, Basis scharf
- 60,00 m Schluffstein, tonig, sandig, rotbraun, Basis scharf (noch im oberen Kistenmeter)
- 60,26 m Mittelsandstein, feinsandig, bioturbiert, beige, Basis erosiv
- 60,64 m Schluffstein, sandig, rotbraun, unten Dolomitkonkretion, Basis scharf
- 61,65 m Grobsandstein, mittelsandig, obere 40 cm mit Dolomitkonkretionen und vertikalen Schluffsteinbahnen (Wurzelbahnen?, Rissfüllungen?), untere 40 cm mit Intraklasten (Schlufftonstein), hellgrau bis beige, Basis erosiv und deformiert
- 61,86 m Mittelsandstein, grobsandig, bis Grobsandstein, bunt, Basis erosiv
- 62,40 m Grobsandstein, an der Basis Intraklasten (Tonstein), beigegrau, Basis erosiv
- 64,97 m Grobsandstein, unten feinkiesig, beigegrau, Basis erosiv
- 68,66 m Grobsandstein, lagenweise feinkiesig, beigegrau, obere 5 cm übergehend in Feinsandstein, schluffig, tonig, rotbraun, Basis erosiv
- 69,40 m Grobsandstein, nach oben zunehmend mittelsandig, mit Intraklasten (Tonstein), bunt, oben eine Kluff, Basis Übergang aus
- 70,77 m Grobsandstein, beigegrau, nach oben bunt, unten mürbe
- 71,00 m Kernverlust
- 71,25 m Grobsandstein, beigegrau, Basis erosiv
- 71,83 m Mittelsandstein, beigegrau, Basis Übergang aus
- 73,32 m Grobsandstein, beigegrau

*Zwischenletten 2b*

- 73,39 m Kernverlust
- 73,54 m Dolomitstein, grobsandig, grüngrau, Basis scharf, uneben
- 74,80 m Schluffstein, feinsandig, an der Basis grobsandig, rotbraun, grünfleckig, Basis erosiv
- 75,40 m Tonstein, schluffig bis Schluffstein, tonig, an der Basis Intraklastenlage, rotbraun, grünfleckig, Basis erosiv
- 75,72 m Tonstein, schluffig bis Schluffstein, tonig, an der Basis Intraklastenlage, rotbraun, grünfleckig, Basis erosiv
- 75,97 m Tonstein, schluffig bis Schluffstein, tonig, rotbraun, grünfleckig, Basis scharf

*Stubensandstein 2b*

- 77,05 m Grobsandstein, braungrau, Basis erosiv
- 77,17 m Schluffstein, feinsandig, mit feinkiesigen Intraklasten (Dolomitstein), rotbraun und grüngrau
- 77,97 m Dolomitstein, feinsandig, bis Feinsandstein, dolomitisch, grüngrau und rotbraun fleckig
- 78,10 m Tonstein, schluffig, feinsandig, rotbraun, Basis Übergang aus



- 79,60 m Feinsandstein, unten mittelsandig, Basis eben feinschichtig, darüber rippelschichtig, nach oben zunehmend schluffig, tonig, rotbraun, unten Kluff
- 79,80 m Kernverlust
- 82,32 m Grobsandstein, lagenweise und an Basis Intraklasten (Tonstein), teilweise Schrägschichtung erkennbar, beige-grau, Basis erosiv
- 83,00 m Schluffstein, tonig, mit pedogenen Harnischen, nach oben über Feinsandstein, schluffig in Mittelsandstein, feinsandig übergehend, rotbraun, an der Basis etwas zerbohrt
- 83,76 m Feinsandstein, nach oben in Mittelsandstein übergehend, rotbraun und beige-grau fleckig, Basis scharf
- 84,85 m Grobsandstein, beige-grau, Basis scharf
- 85,66 m Schluffstein, tonig, feinsandig, rotbraun, grün-graufleckig, Basis scharf
- 86,70 m Grobsandstein, beige-grau, Basis erosiv
- 88,00 m Schluffstein, tonig, sandig, im Wechsel mit Sandsteinlagen, rotbraun, graufleckig, Basis unscharf
- 89,10 m Wechselfolge aus Grobsandstein, tonig, und Tonstein, grobsandig, rotbraun, graufleckig, Basis Übergang aus
- 89,28 m Grobsandstein, dolomitisch, rotbraun, graufleckig, Basis Übergang aus
- 89,60 m Schluffstein, tonig, sandig, rotbraun, Basis scharf
- 90,70 m Grobsandstein, tonig, grau, rotfleckig, Basis erosiv

*Zwischenletten 2a*

- 96,85 m Schluffstein, sandig, rotbraun, bei 94,9 m Harnisch (35°), Basis scharf

*Stubensandstein 2a*

- 97,15 m Grobsandstein, feinkiesig, stark tonig, rotbraun, Basis erosiv
- 98,20 m Mittelsandstein, Basis mittelkiesig, rotbraun und beige-grau, Basis erosiv
- 98,62 m Schluffstein, sandig, bis Sandstein, schluffig, rotbraun, Basis scharf auf Rippelfläche
- 98,69 m Mittelsandstein, grau, mit Rippelmarken, Basis scharf
- 98,93 m Schluffstein, sandig, rotbraun, Basis scharf
- 99,32 m Mittelsandstein, grau, Basis erosiv

Unterer Stubensandstein

*Hangendletten 1*

- 100,45 m Schluffstein, tonig, rotbraun, mit pedogenen Harnischen, Basis undeutlicher Übergang aus
- 101,25 m Schluffstein, stark dolomitisch, sandig, tonig, grün-grau, mit weniger dolomitischer rotbrauner Zwischenschicht 100,60–100,75 m, bei 101 m etwas Schwerspat, Basis undeutlicher Übergang aus
- 102,20 m Feinsandstein, schluffig, nach oben übergehend in Schluffstein, feinsandig, rotbraun bis bunt, Basis scharf

*Stubensandstein 1b*

- 102,88 m Grobsandstein, wechselnd mittelsandig, stark schluffig, Rippel- und Schrägschichtung, rotbraun bis bunt, Basis scharf
- 104,15 m Grobsandstein, an der Basis Intraklasten, braun und grau, Basis erosiv
- 104,60 m Wechselfolge von Grobsandstein und Feinsandstein (je 5–7 cm), bunt
- 105,00 m Mittelsandstein, bunt, zerbohrt
- 105,41 m Schluffstein, tonig, rotbraun, Basis scharf
- 105,50 m Grobsandstein, grau, Basis scharf
- 105,97 m Schluffstein, sandig, tonig, und lagenweise Sandstein, rotbraun und grau, Basis scharf
- 106,30 m Grobsandstein, grau, Basis erosiv
- 106,77 m Sandstein, schluffig, tonig, Flaserschichtung, rotbraun und grau, Basis Übergang aus
- 107,80 m Mittelsandstein, braun-grau, Basis Übergang aus
- 108,76 m Grobsandstein, untere 15 cm intraklastisch, hellgrau, Basis erosiv
- 108,97 m Feinsandstein, mittelsandig, nach oben übergehend in Mittelsandstein, grau, Basis scharf, deformiert
- 109,25 m Grobsandstein (Basis), nach oben übergehend in Mittelsandstein, nach oben zunehmend feinsandig, flaserig, grau und braun, Basis erosiv

*Zwischenletten 1a*

- 109,70 m Schluffstein, tonig, feinsandig, rotbraun, Basis scharf
- 109,80 m Mittelkonglomerat, intraklastisch, grün-grau, Basis erosiv
- 110,55 m Schluffstein, sandig, tonig, bei 110 m stärker dolomitisch, rotbraun, Basis Übergang aus

*Stubensandstein 1a*

- 114,18 m Mittelsandstein, feinsandig, nach oben übergehend in Feinsandstein, mittelsandig, schluffig, tonig, rotbraun, grau, bunt, Basis Übergang aus
- 116,50 m Grobsandstein, nach oben zunehmend mittelsandig, beige-grau, Basis scharf mit Tonstein-Intraklasten
- 118,74 m Grobsandstein, lagenweise Intraklasten, braun bis braun-grau, Basis erosiv

*Rote Basisletten*

- 118,90 m Schluffstein, kohlig (brauner Strich), tonig, schwarz-grau
- 120,40 m Dolomitstein, nach unten zunehmend schluffig und tonig, grün-grau, Basis unscharf
- 121,80 m Schluffstein, tonig, feinsandig, rotbraun, Basis schmaler Übergang aus
- 121,88 m Sandstein, schluffig, grau, Basis erosiv
- 123,25 m Schluffstein, stark tonig, feinsandig, dolomitisch, rotbraun, Basis scharf
- 123,50 m Dolomitstein, grün-grau, mit braunen Flecken (Wurzelspuren), Basis scharf
- 123,80 m Schluffstein, tonig, rotbraun, Basis scharf
- 123,88 m Dolomitstein, grün-grau, Basis scharf
- 124,80 m Schluffstein, tonig, rotbraun, Basis unscharf
- 125,20 m Dolomitstein, grün-grau, Basis scharf, mit Kluff
- 125,21 m Feinkonglomerat, intraklastisch, grün-grau, Basis scharf, uneben (erosiv?)

## Mainhardt-Formation

- 125,32 m Kalkstein, drusig, mit Intraklasten, weißgrau (Residue?), Basis scharf
- 125,75 m Tonstein, dunkelgrüngrau, Basis scharf
- 125,85 m Kalkstein, drusig, mit Intraklasten, weißgrau (Residue?), Basis scharf
- 127,60 m Tonstein, dunkelgrüngrau, unten pedogene Harnische, Basis unscharf
- 127,75 m Dolomitmergelstein, hellgrüngrau, Basis unscharf
- 128,73 m Tonstein, dunkelgrüngrau, unten geschichtet, oben pedogene Harnische, Basis scharf
- 128,86 m Dolomitstein, tonig, hellgrüngrau, Basis uneben, scharf (erosiv?)
- 130,30 m Tonstein, dunkelgrüngrau, geschichtet, mit Kluft bei 130 m, Basis unscharf
- 130,60 m Tonstein, dunkelgrüngrau, mit Gipsknollen (und Faser-gips), weißgrau, Basis unscharf
- 130,70 m Dolomitstein, tonig, hellgrüngrau, Basis unscharf
- 131,38 m Tonstein, dunkelgrüngrau, mit Gipsknollen (und Faser-gips), weißgrau, Basis unscharf
- 132,20 m Tonstein, dunkelgrüngrau, Basis unscharf, etwas Faser-gips
- 132,45 m Tonstein, dunkelgrüngrau, mit Gipsknollen (und Faser-gips), weißgrau, Basis unscharf
- 132,65 m Tonstein, dunkelgrüngrau, Basis unscharf, Faser-gips in Kluft
- 132,85 m Tonstein, dunkelgrüngrau, mit Gipsknollen (und Faser-gips), weißgrau, Basis unscharf
- 133,30 m Tonstein, dunkelgrüngrau, Basis scharf, uneben (Knollenoberfläche)
- 133,73 m Gipsstein, knollig, weißgrau, Basis scharf, Faser-gips in Kluft
- 133,80 m Tonstein, dunkelgrüngrau, mit Gipsknollen, weißgrau, Basis unscharf
- 134,50 m Tonstein, dunkelgrüngrau, Gipsknolle bei 134,2 m, Basis unscharf
- 134,88 m Tonstein, dunkelgrüngrau, mit Gipsknollen (und Faser-gips), weißgrau, Basis unscharf
- 135,10 m Tonstein, dunkelgrüngrau, Basis unscharf
- 135,33 m Tonstein, dunkelgrüngrau, mit Gipsknollen (und Faser-gips), weißgrau, Basis unscharf
- 135,76 m Tonstein, dunkelgrüngrau, Basis unscharf
- 135,84 m Tonstein, dunkelgrüngrau, mit Gipsknollen (und Faser-gips), weißgrau, Basis unscharf
- 136,15 m Tonstein, dunkelgrüngrau, Basis unscharf
- 136,40 m Tonstein, dunkelgrüngrau, mit Gipsknollen (und Faser-gips), weißgrau, Basis unscharf
- 136,79 m Tonstein, dunkelgrüngrau, Basis unscharf
- 137,40 m Tonstein, dunkelgrüngrau, mit Gipsknollen (und Faser-gips), weißgrau, Basis unscharf
- 138,50 m Tonstein, pedogene Harnische bei 138 m, bräunlich dunkelgrüngrau, Basis unscharf
- 138,70 m Gipsstein, knollig, tonig, weißgrau, Basis unscharf
- 139,45 m Tonstein, dunkelgrüngrau, Basis unscharf, oben etwas zerbohrt
- 140,15 m Gipsstein, knollig, tonig, weißgrau, Basis unscharf
- 140,80 m Tonstein, dunkelgrüngrau, mit wenigen Gipsknollen (und Faser-gips), weißgrau, Basis unscharf
- 140,90 m Tonstein, dunkelgrüngrau, mit Gipsknollen (und Faser-gips), weißgrau, Basis unscharf
- 141,65 m Tonstein, dunkelgrüngrau, unten eine Gipsknolle, weißgrau, Basis scharf, Faser-gips
- 142,00 m Gipsstein, knollig, tonig, weißgrau, Basis unscharf, Faser-gips
- 144,20 m Tonstein, dunkelgrüngrau, Basis scharf, Faser-gips
- 144,90 m Gipsstein, knollig, tonig, weißgrau, Basis scharf, Faser-gips
- 146,25 m Tonstein, dunkelgrüngrau, Basis scharf, Faser-gips
- 146,52 m Gipsstein, knollig, tonig, weißgrau, Basis scharf, Faser-gips
- 150,20 m Tonstein, schluffig mit nach oben abnehmendem Schluffgehalt, geschichtet, oben ungeschichtet mit pedogenen Harnischen, dunkelgrüngrau, Kluft bei 147,5 m, Basis Übergang aus
- 151,05 m Feinsandstein, schluffig, tonig, unten etwas mittelsandig, nach oben übergehend über Schluffstein, feinsandig, tonig, in Schluffstein, tonig, dunkelgrüngrau, Basis erosiv
- 152,78 m Schluffstein, tonig, dunkelgrüngrau, Basis schmaler Übergang

## Hassberge-Formation

### *Kieselsandstein 2*

- 153,50 m Mittelsandstein, beige-grau, Basis scharf, etwas Faser-gips
- 154,53 m Wechselfolge aus Mittelsandstein, beige-grau und Schluffstein, feinsandig, braungrau, je 3–12 cm, Basis scharf
- 155,12 m Schluffstein, unten zunehmend feinsandig, braungrau, Basis Übergang aus
- 155,46 m Feinsandstein, schluffig, grün und rotbraun, Basis scharf
- 155,70 m Mittelsandstein, beige-grau, Basis scharf
- 155,90 m Wechselfolge aus Mittelsandstein, beige-grau und Schluffstein, feinsandig, braungrau
- 156,00 m Kernverlust
- 156,68 m Feinsandstein, mittelsandig, tonig, schluffig, Flaserschichtung, rotbraun und braungrau, Basis scharf
- 157,17 m Schluffstein, feinsandig, rotbraun, Basis scharf
- 157,43 m Feinsandstein, mittelsandig, tonig, schluffig, Flaserschichtung, rotbraun und braungrau, Basis scharf
- 158,63 m Schluffstein, feinsandig, rotbraun, Basis scharf
- 158,85 m Mittelsandstein, feinsandig, tonig, schluffig, Flaserschichtung, rotbraun und braungrau, Basis scharf

### *Kieselsandsteinletten*

- 161,22 m Schluffstein, feinsandig, rotbraun, Basis scharf
- 161,32 m Grobsandstein, geröllführend (Intraklasten), beige-grau, Basis scharf
- 163,10 m Feinsandstein, tonig, nach oben übergehend in Schluffstein, feinsandig, rotbraun

### *Kieselsandstein 1*

- 163,30 m Feinsandstein, tonig, mit dünnen Lagen von Grobsandstein, bunt
- 163,55 m Grobsandstein, schräggeschichtet, mit Intraklasten, grau, Basis erosiv
- 164,55 m Schluffstein, feinsandig, bis Feinsandstein, schluffig, tonig, rotbraun, Basis scharf
- 166,17 m Grobsandstein bis Mittelsandstein, nach oben übergehend in Mittelsandstein bis Feinsandstein, grünlichgrau, unten beige-grau, Basis erosiv
- 168,00 m Feinsandstein, schluffig, nach oben übergehend in Schluffstein, feinsandig, rotbraun, grünfleckig, Basis schmaler Übergang aus
- 168,50 m Grobsandstein, nach oben übergehend in Mittelsandstein, hellgrau, Basis erosiv
- 168,82 m Schluffstein, grobsandig, tonig, rotbraun, Kluft, Basis schmaler Übergang aus
- 168,99 m Grobsandstein bis Mittelsandstein, hellgrau, Basis erosiv
- 169,40 m Schluffstein, tonig, in der Mitte geschichtet mit Wurzelspuren, rotbraun, grünfleckig, Basis scharf
- 169,90 m Feinsandstein, schluffig, sehr schwach tonig, rotbraun und grau, Basis scharf
- 170,25 m Schluffstein, tonig, sehr schwach feinsandig, Basis bioturbiert



- 170,65 m Feinsandstein, stark schluffig, sehr schwach tonig, rotbraun, grünfleckig, Basis Übergang aus
- 170,90 m Schluffstein, feinsandig, tonig, rotbraun, grünfleckig
- 171,10 m Kernverlust
- 171,54 m Mittelsandstein, feinsandig, schluffig, unten schräggeschichtet, grüngrau, Basis erosiv
- 172,44 m Mittelsandstein, feinsandig, schluffig, grau-grün, Basis erosiv
- 172,80 m Schluffstein, tonig, mit Lagen von Feinsandstein, teilweise mit Rippeln, rotbraun und grau, Basis erosiv
- 173,10 m Tonstein, schwach schluffig, lagenweise mit Rippeln von Feinsandstein, rotbraun, Basis scharf
- 173,35 m Mittelsandstein, schräggeschichtet, grau, Basis scharf
- 173,38 m Tonstein, schluffig, rotbraun, Basis scharf
- 173,47 m Mittelsandstein, schräggeschichtet, grau, Basis erosiv
- 173,70 m Tonstein, schluffig, rotbraun, Basis schmaler Übergang aus
- 174,08 m Mittelsandstein, schräggeschichtet, grau, Basis scharf, etwas Fasergips

## Steigerwald-Formation

### Lehrberg-Horizont

- 174,60 m Schluffstein, stark tonig, untere 20 cm stärker dolomitisch, rotbraun, Basis unscharf
- 175,3 m Schluffstein, stark tonig, rotbraun, mit Gipsknollen, weißgrau, Basis unscharf
- 175,7 m Schluffstein, feinsandig, rotbraun, Basis unscharf
- 176,25 m Schluffstein, tonig, mit pedogenen Harnischen, rotbraun, Basis unscharf
- 176,30 m Schluffstein, stark tonig, rotbraun, mit Gipsknollen, weißgrau, Basis unscharf
- 178,03 m Schluffstein, nach oben zunehmend tonig, mit pedogenen Harnischen und Rissbrekzien, rotviolett, rotbraunfleckig, Basis scharf
- 178,08 m Dolomitstein, mikritisch, grau-grün, Basis scharf (DS: nesterweise feinsandig) (*Lehrbergbank 3*)
- 178,60 m Schluffstein, tonig, rotbraun, Basis scharf
- 178,75 m Gipsstein, knollig, tonig, weißgrau, Basis uneben (Knollengrenzen), Fasergips
- 179,80 m Schluffstein, tonig, rotbraun, nach oben zunehmend mit Gipsknollen, weißgrau, Basis unscharf, Fasergips
- 182,40 m Schluffstein, tonig, rotbraun, lagenweise mit Gipsknollen (197,9 m, 180,3 m, 181,2 m, 181,9 m), weißgrau, Basis scharf, Fasergips
- 182,44 m Dolomitstein, tonig, grau-grün, Basis scharf (*Lehrbergbank 2*)
- 184,34 m Schluffstein, tonig, rotbraun, oben mit Gipsknollen, weißgrau, Basis unscharf, Fasergips
- 184,71 m Schluffstein, tonig, rotbraun, oben mit Gipsknollen, weißgrau, Basis scharf, Fasergips
- 184,75 m Gipsstein, dolomitisch durch arenitische Dolomitpartikel in poikilopischem Gipszement (vergipster Dolarenit), hellgrau, Basis scharf
- 185,00 m Tonstein, schluffig, feingeschichtet, dunkelgrüngrau (*entspr. Lehrbergbank 1*)

### Rote Wand

- 185,75 m Schluffstein, tonig, rotbraun, Basis unscharf, Fasergips
- 187,70 m Schluffstein, tonig, rotbraun, oben mit Gipsknollen, weißgrau, Basis unscharf, Fasergips
- 189,58 m Schluffstein, tonig, rotbraun, oben mit Gipsknollen, weißgrau, Basis unscharf, Fasergips
- 190,50 m Schluffstein, tonig, rotbraun, oben mit Gipsknollen, weißgrau, Basis unscharf, Fasergips
- 191,35 m Schluffstein, tonig, rotbraun, oben mit Gipsknollen, weißgrau, Basis unscharf, Fasergips
- 192,65 m Schluffstein, tonig, rotbraun, oben mit Gipsknollen, weißgrau, Basis unscharf, Fasergips
- 193,73 m Schluffstein, tonig, rotbraun, oben mit Gipsknollen, weißgrau, Basis unscharf, Fasergips
- 194,90 m Schluffstein, tonig, rotbraun, oben mit Gipsknollen, weißgrau, Basis unscharf, Fasergips
- 195,70 m Schluffstein, tonig, rotbraun, oben mit Gipsknollen, weißgrau, Basis unscharf, Fasergips
- 196,75 m Schluffstein, tonig, pedogene Harnische, rotbraun, oben mit Gipsknollen, weißgrau, Basis unscharf, Fasergips
- 197,32 m Schluffstein, tonig, pedogene Harnische, rotbraun, oben mit Gipsknollen, weißgrau, Basis unscharf, Fasergips
- 197,76 m Schluffstein, tonig, rotbraun, oben mit Gipsknollen, weißgrau, Basis unscharf, Fasergips
- 198,97 m Schluffstein, tonig, rotbraun, oben mit Gipsknollen, weißgrau, Basis unscharf, Fasergips
- 199,70 m Schluffstein, tonig, rotbraun, bei 199,4 m grün, oben mit Gipsknollen, weißgrau, Basis unscharf, Fasergips
- 200,10 m Schluffstein, tonig, rotbraun, oben mit Gipsknollen, weißgrau, Basis unscharf, Fasergips
- 200,55 m Schluffstein, tonig, rotbraun, oben mit Gipsknollen, weißgrau, Basis unscharf, Fasergips
- 201,34 m Schluffstein, tonig, rotbraun, oben grün mit Gipsknollen, weißgrau, Basis unscharf, Fasergips
- 201,90 m Schluffstein, tonig, rotbraun, oben mit Gipsknollen, weißgrau, Basis unscharf, Fasergips
- 202,28 m Schluffstein, tonig, rotbraun, oben mit Gipsknollen, weißgrau, Basis unscharf, Fasergips
- 202,80 m Schluffstein, tonig, rotbraun, oben mit Gipsknollen, weißgrau, Basis unscharf, Fasergips
- 202,90 m Schluffstein, tonig, rotbraun, mit Gipsknollen und Gipschlieren (Lagen?), weißgrau, Basis unscharf, Fasergips
- 203,90 m Schluffstein, tonig, rotbraun, oben wenige, unten zunehmend Gipsknollen, weißgrau, Basis unscharf, Fasergips
- 204,93 m Schluffstein, tonig, rotbraun, bei 204,05 grün, oben wenige, unten zunehmend Gipsknollen, weißgrau, Basis scharf, Fasergips

### Beaumont-Horizont

- 205,00 m Anhydritstein, etwas vergipst, tonig, knollig-enterolithisch, grün
- 206,20 m Schluffstein, tonig, rotbraun, in der Mitte wenige, nach unten zunehmend Gipsknollen, weißgrau, Basis scharf, Fasergips
- 206,45 m Tonstein, anhydritisch, und Anhydritstein, tonig, im Wechsel, lagig mit kleinen Knollen, grün und grau, Basis scharf
- 207,20 m Schluffstein, tonig, rotbraun, Basis scharf
- 208,07 m Anhydritstein und Tonstein, anhydritisch, im Wechsel, Lagen 0,3–1 cm, oben etwas knollig, grau-grün, Basis scharf
- 208,36 m Anhydritstein, dolomitisch, feinschichtig, grau, Basis scharf
- 208,77 m Anhydritstein und Tonstein im Wechsel, Lagen 0,3–1 cm, rotbraun und grau, Basis scharf, Fasergips
- 209,07 m Anhydritstein, tonig, knollig-enterolithisch, weißgrau, bei 208,97–209 m Tonstein, grün, mit Anhydritknollen

## Stuttgart-Formation

### Dunkle Mergel

- 210,42 m Schluffstein, tonig, bis Tonstein, schluffig, rotbraun und rotviolett, oben grün, wenige Anhydritknollen (209,7 m, 210 m, 210,2 m), Basis scharf auf Rippelfläche, Kluff bei 209,6 m

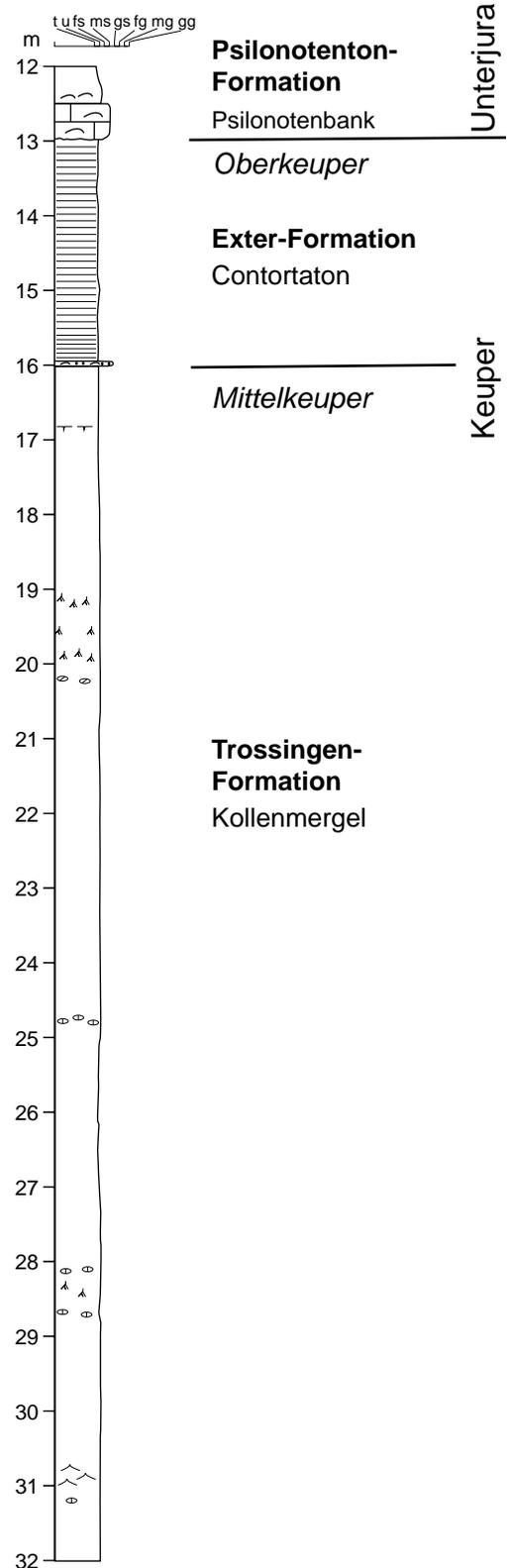
### Schilfsandstein

- 211,00 m Feinsandstein, mittelsandig, dunkelgrünlichgrau, Oberfläche kleinmaßstäbliche Wellenrippeln. Endteufe.

### Anhang 3:

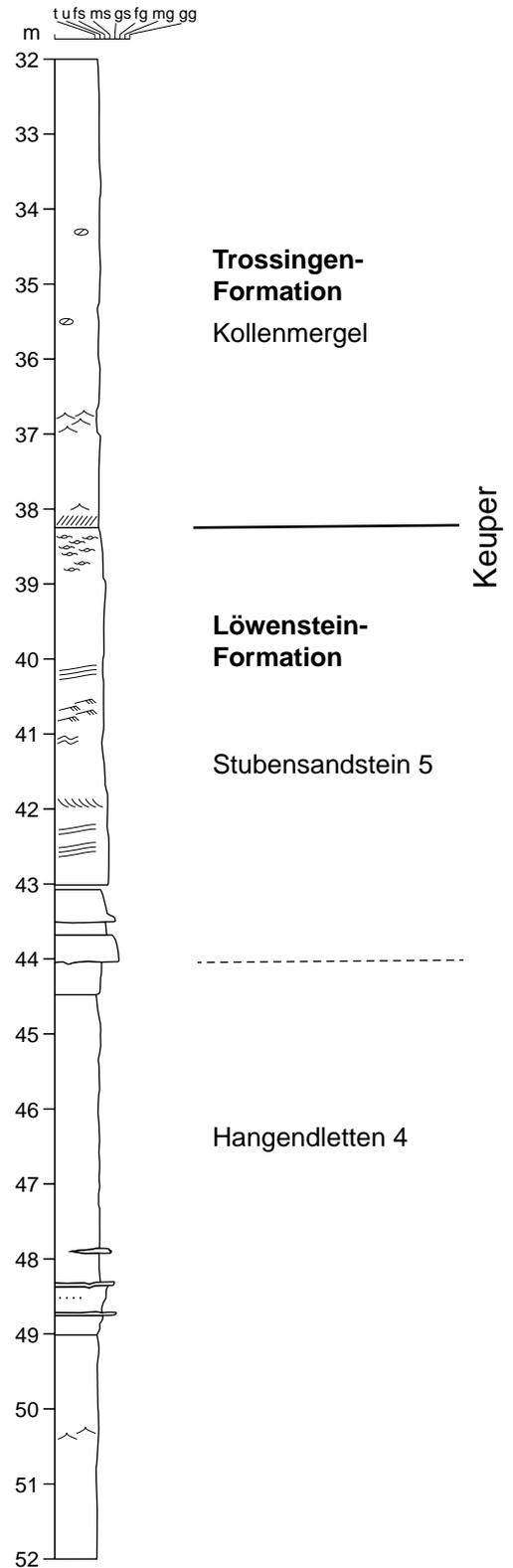
### Fotodokumentation FB Juxkopf-1

BO6922-183 FB Juxkopf-1

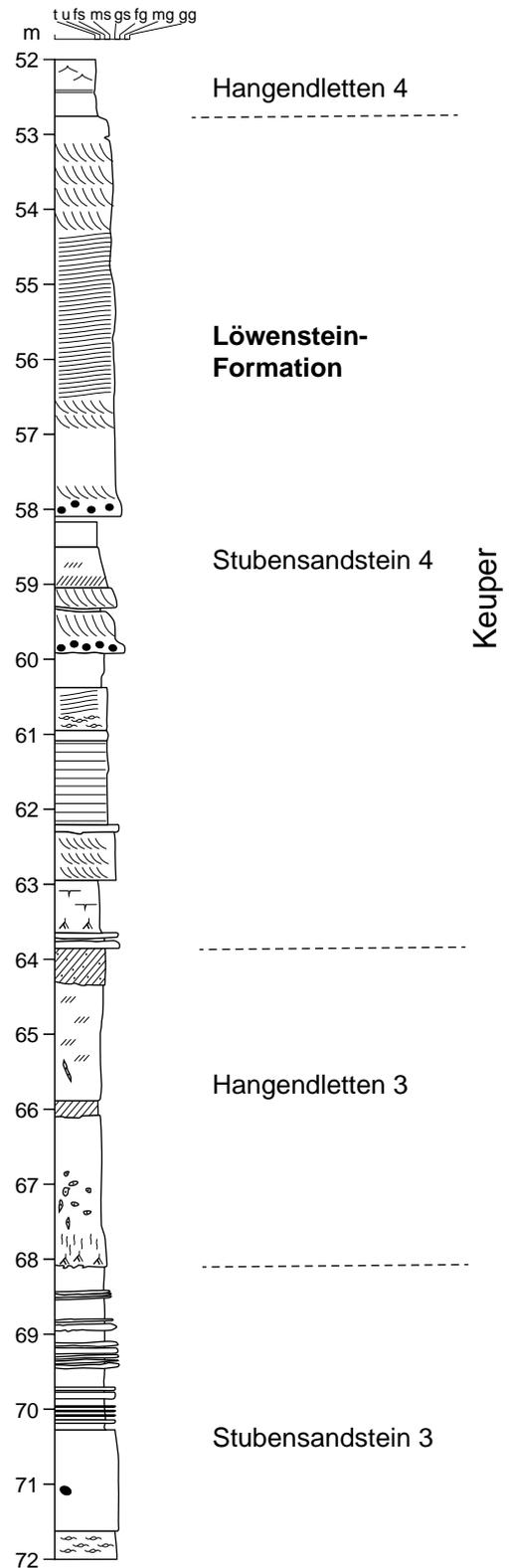




BO6922-183 FB Juxkopf-1

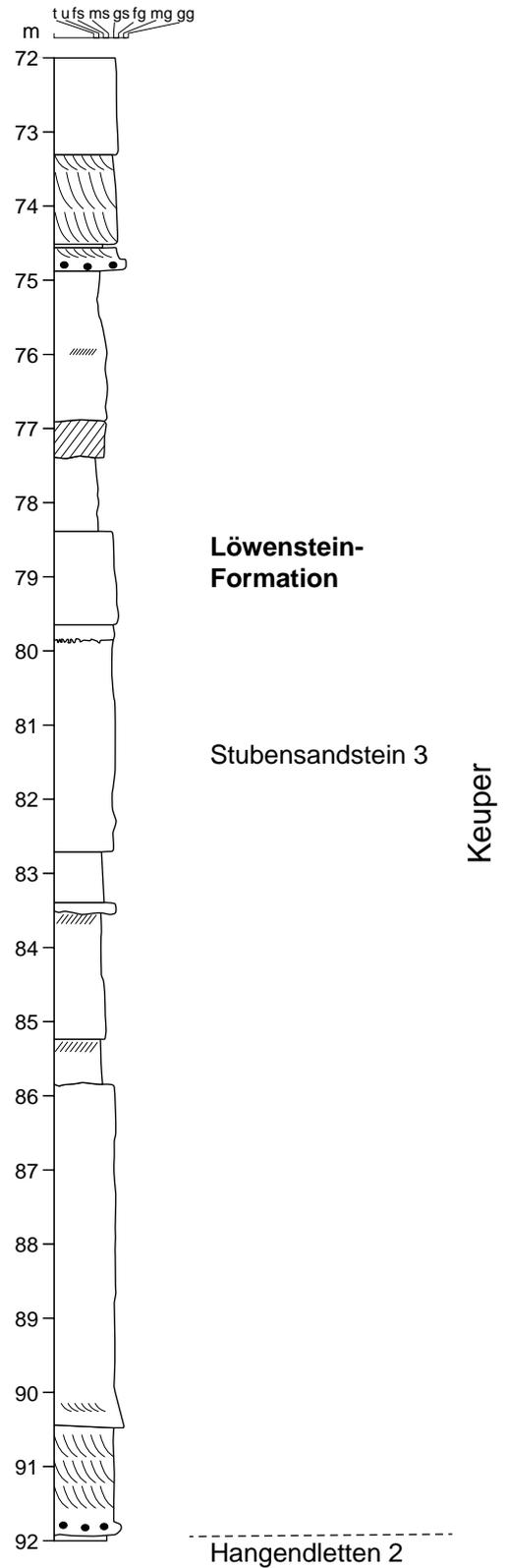


BO6922-183 FB Juxkopf-1

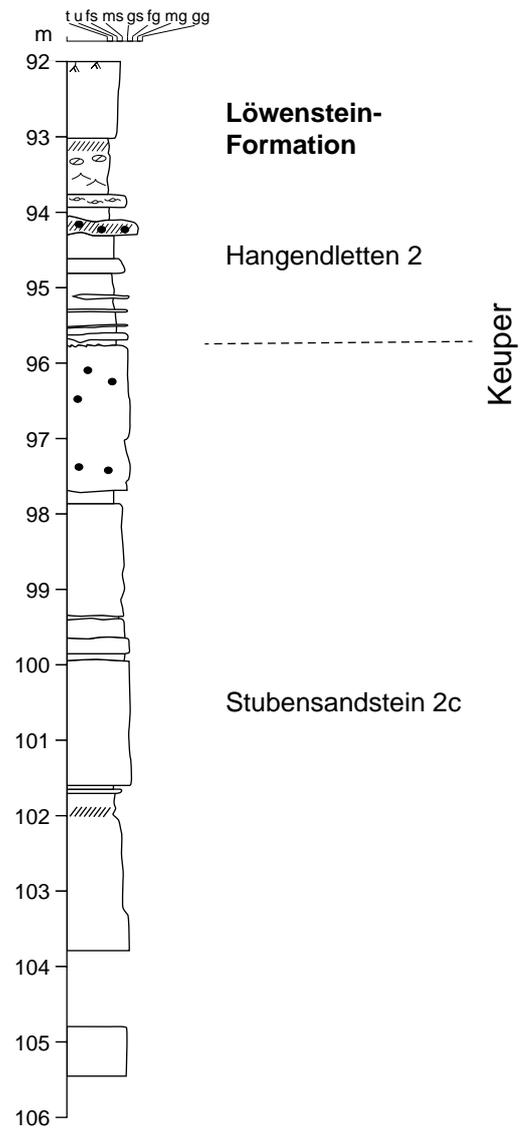




BO6922-183 FB Juxkopf-1



BO6922-183 FB Juxkopf-1



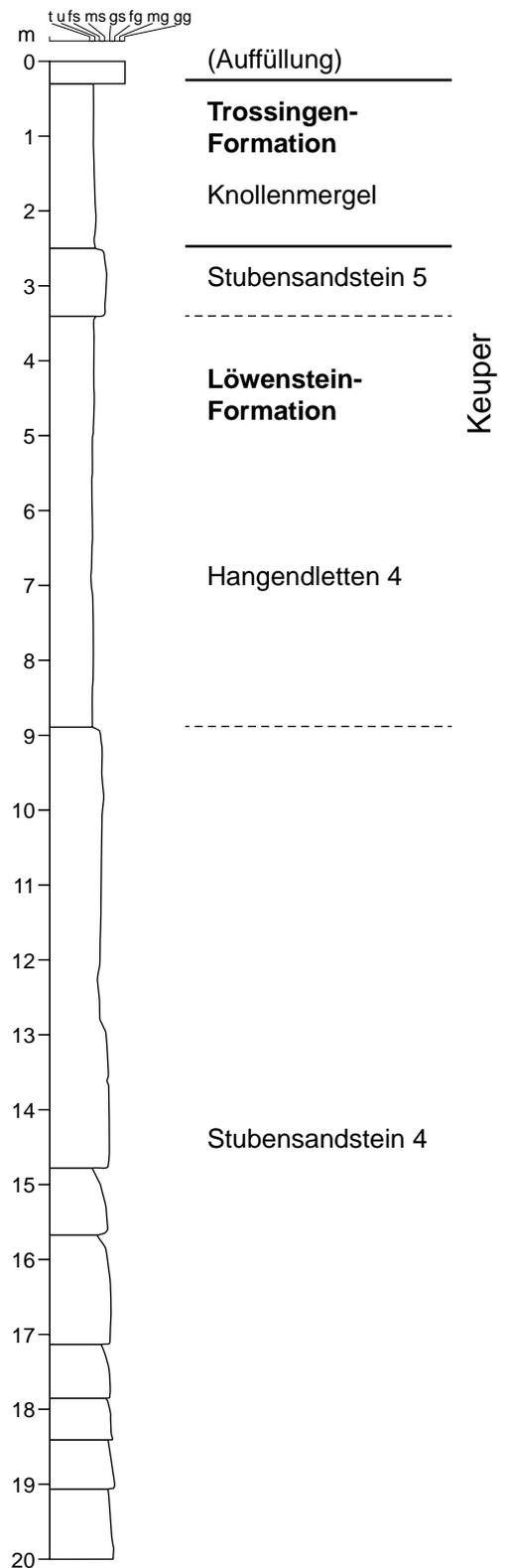
Legende

- |      |                               |       |                            |
|------|-------------------------------|-------|----------------------------|
| ⊥    | Kalkstein, kalkig             | ≡     | horizontale Feinschichtung |
| //// | Dolomitstein, dolomitisch     | ≡     | flachwinklige Schichtung   |
| ⊖ ⊖  | Kalksteinknollen              | ∖ ∖ ∖ | Schrägschichtung           |
| ⊖ ⊖  | Dolomitsteinknollen           | ∩ ∩ ∩ | Rippelschichtung           |
| ...  | sandig (als Nebenbestandteil) | ∞ ∞   | Flaserschichtung           |
| ∩ ∩  | Schill, Molluskschalen        | ⊥ ⊥   | Trockenrisse               |
| • •  | Tonsteingerölle               | ∩ ∩   | pedogene Harnische         |
| ⊖    | Gipsknollen                   | ∧ ∧ ∧ | Wurzelspuren               |
| A    | Anhydritstein                 | ∩ ∩ ∩ | Bioturbation               |
| ⊖    | Drusen                        | ∩ ∩ ∩ | Schichtungsdeformationen   |

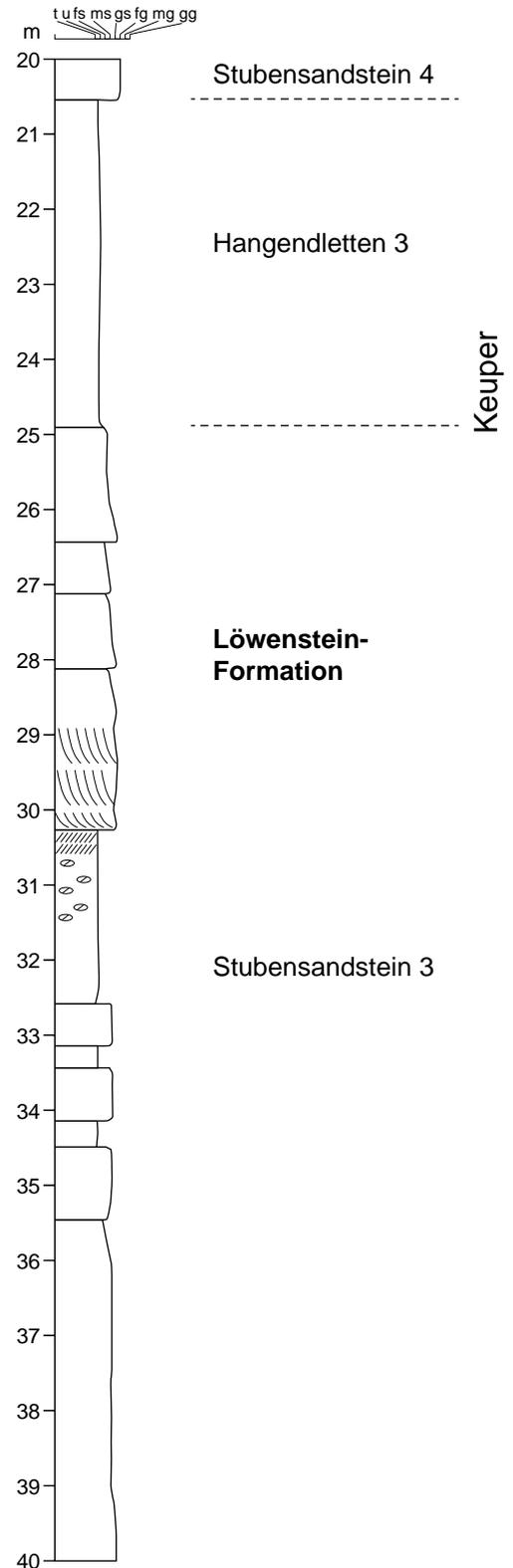


## Anhang 4: Fotodokumentation FB Juxkopf-2

BO6922-199 FB Juxkopf-2

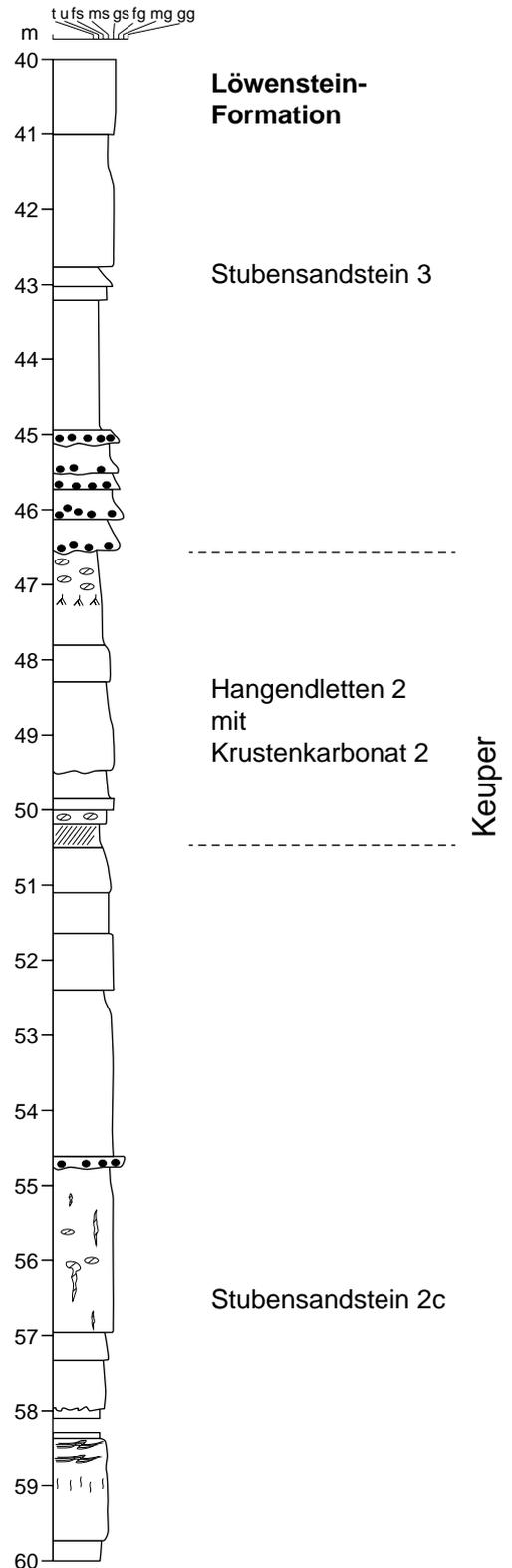


BO6922-199 FB Juxkopf-2

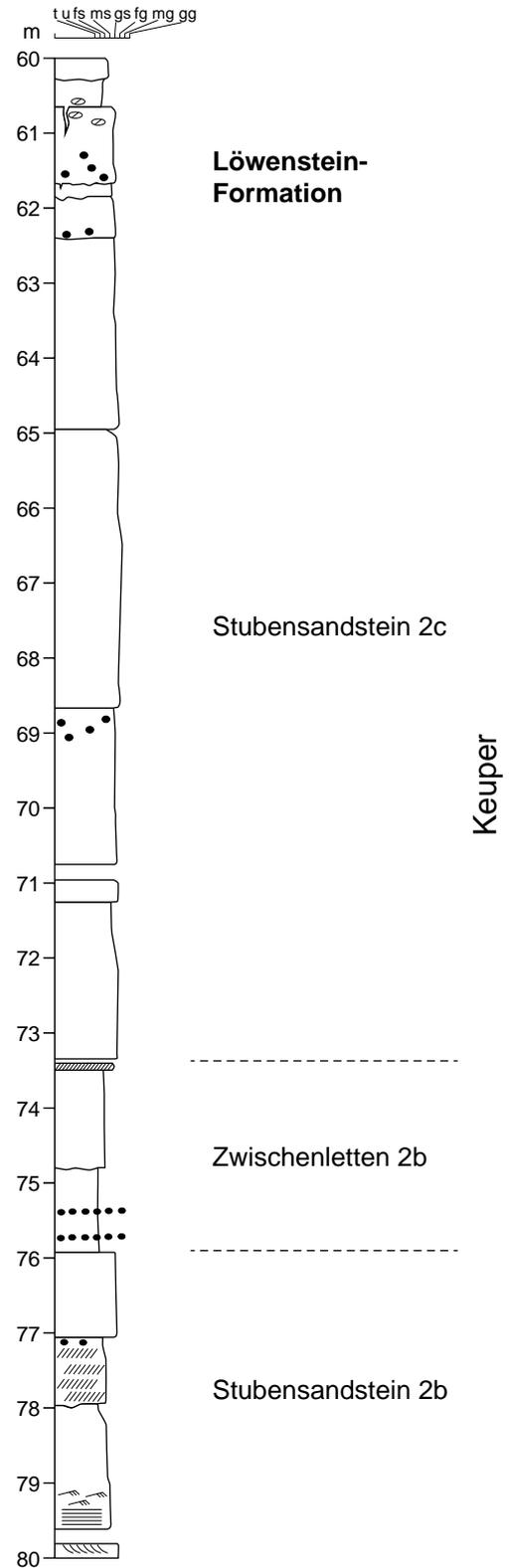




BO6922-199 FB Juxkopf-2

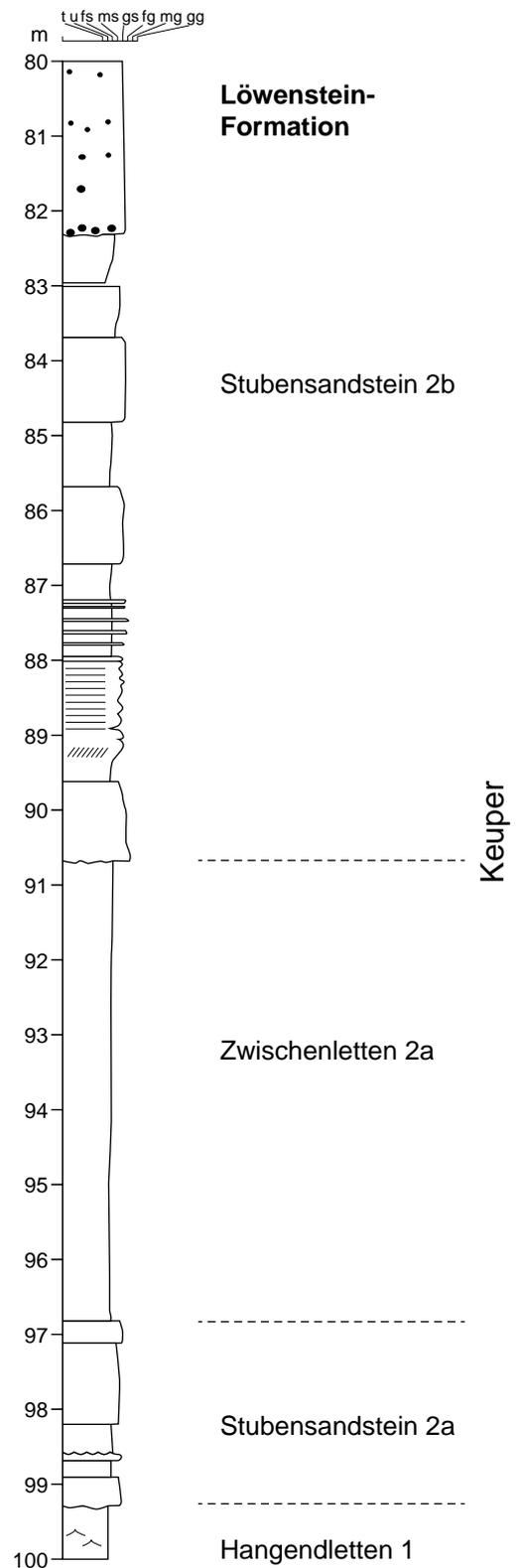


BO6922-199 FB Juxkopf-2

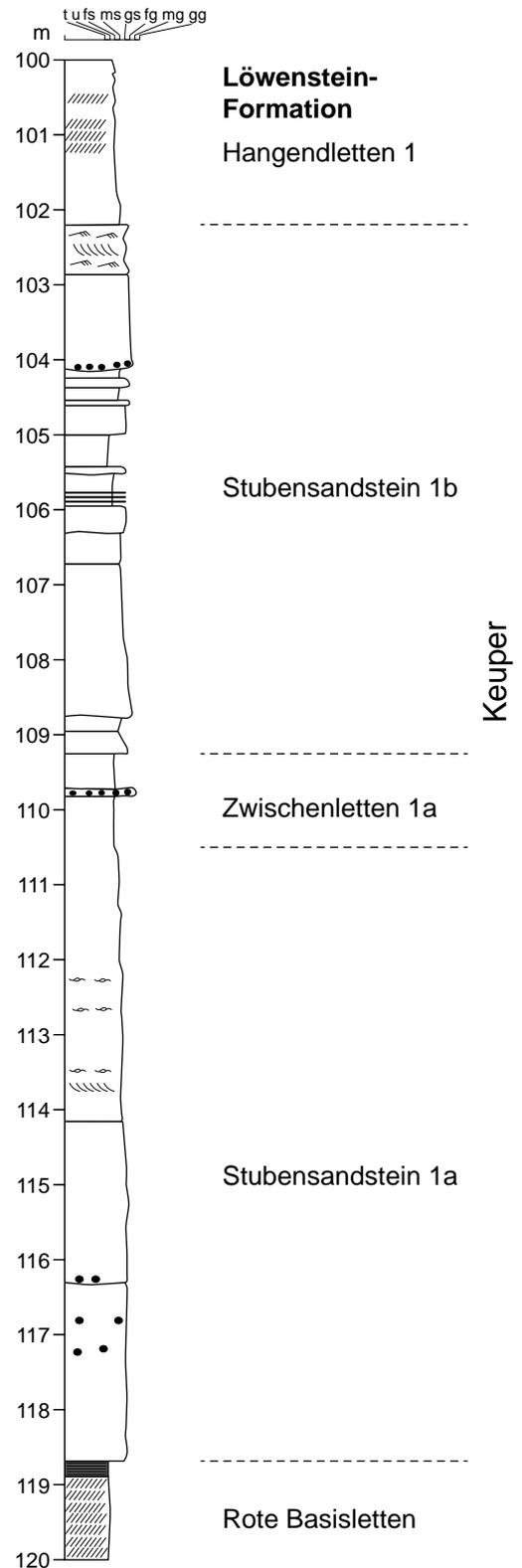




BO6922-199 FB Juxkopf-2

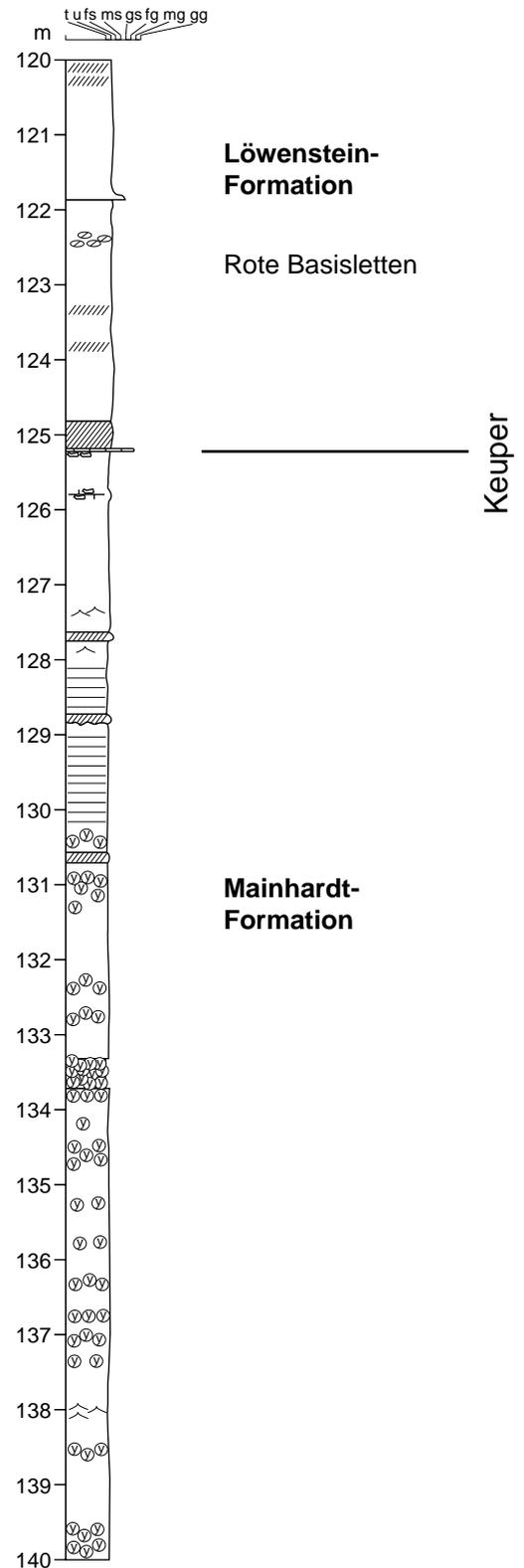


BO6922-199 FB Juxkopf-2

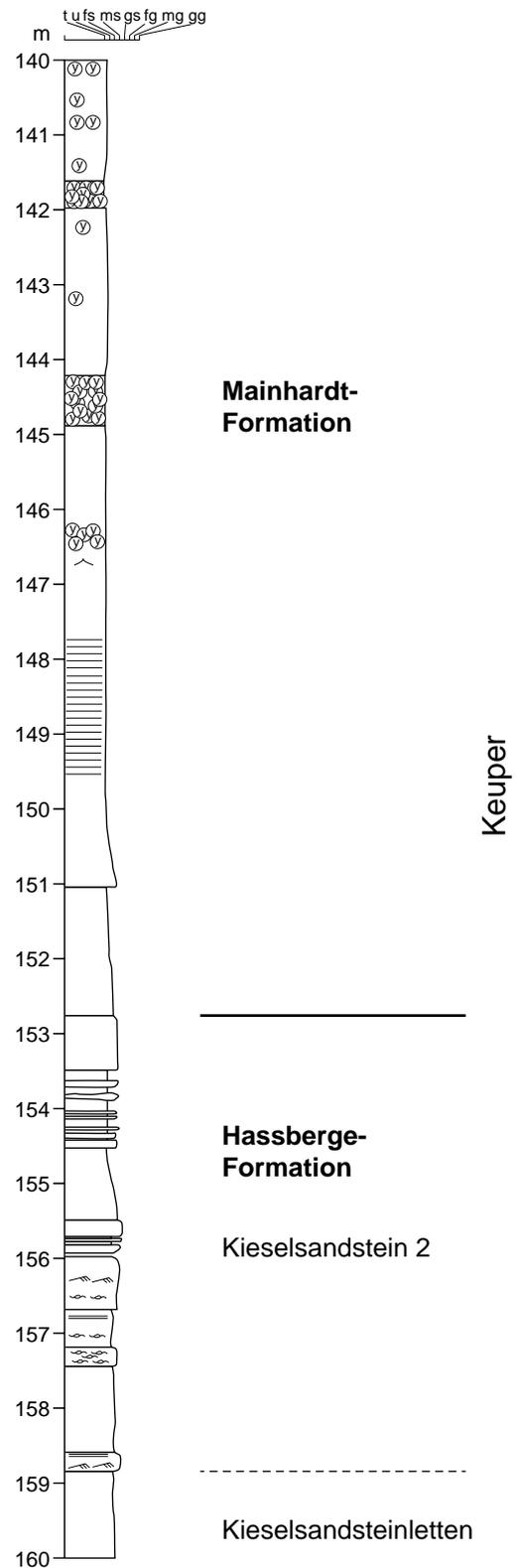




BO6922-199 FB Juxkopf-2

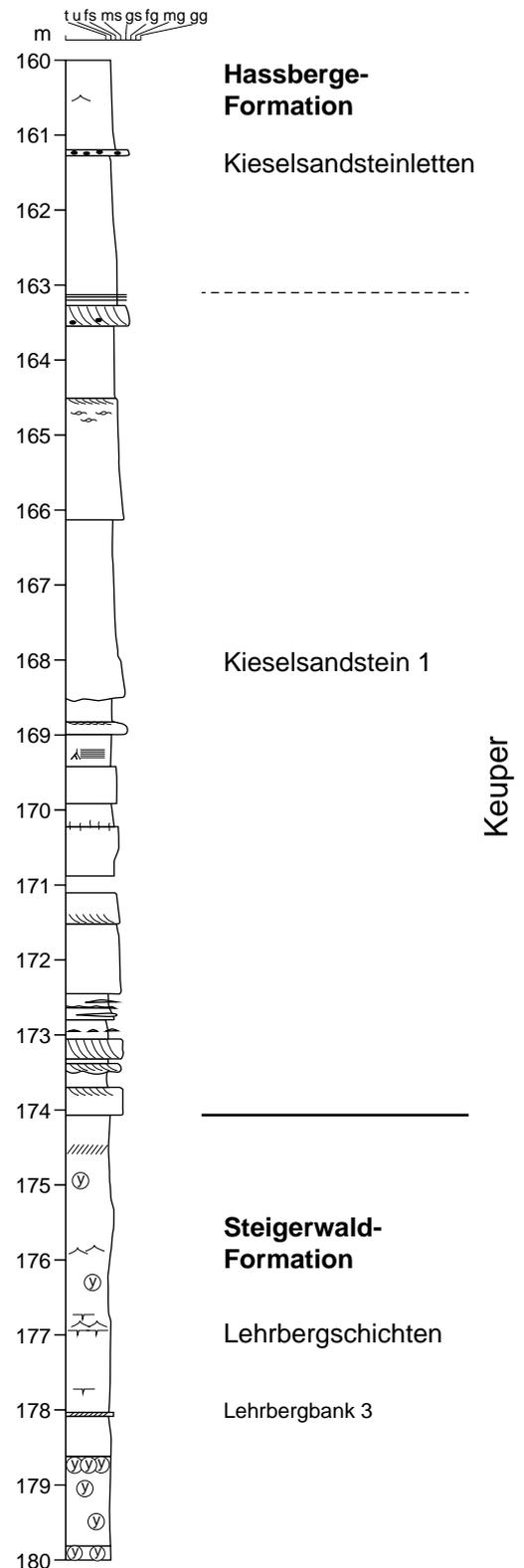


BO6922-199 FB Juxkopf-2





BO6922-199 FB Juxkopf-2

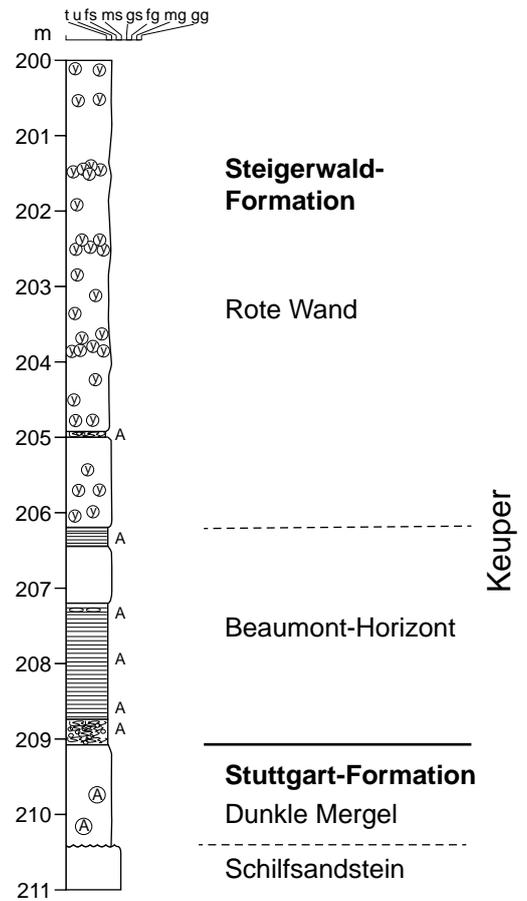


BO6922-199 FB Juxkopf-2





BO6922-199 FB Juxkopf-2



Legende

- ⊥ Kalkstein, kalkig
- //// Dolomitstein, dolomitisch
- ⊕ Kalksteinknollen
- ⊖ Dolomitsteinknollen
- ... sandig (als Nebenbestandteil)
- ~ Schill, Molluskenschalen
- Tonsteingerölle
- ⊙ Gipsknollen
- A Anhydritstein
- ⊂ Drusen

- ≡ horizontale Feinschichtung
- ≡ flachwinklige Schichtung
- ≡ Schrägschichtung
- ≡ Rippelschichtung
- ≡ Flaserschichtung
- ⊥ Trockenrisse
- ≡ pedogene Harnische
- ^ ^ ^ Wurzelspuren
- ||| Bioturbation
- ≡ Schichtungsdeformationen









LGRB-Informationen	32	S. 79 – 95	4 Abb.	3 Taf.	Freiburg i. Br. März 2021
--------------------	----	------------	--------	--------	------------------------------

# Die Forschungsbohrung Pfullingen-Breitenbach (Baden-Württemberg)

WOLF OHMERT † & MATTHIAS FRANZ

## Inhalt

<b>1</b>	<b>Einleitung</b> .....	<b>80</b>
<b>2</b>	<b>Stratigraphie der Ostreenkalk-Formation</b> .....	<b>80</b>
<b>3</b>	<b>Forschungsbohrung</b> .....	<b>81</b>
<b>4</b>	<b>Mikrofauna</b> .....	<b>84</b>
	4.1 Foraminiferen .....	84
	4.2 Ostracoden .....	84
	4.2.1 Beschreibung der neuen Arten .....	84
<b>5</b>	<b>Biostratigraphie</b> .....	<b>90</b>
	5.1 Ammoniten .....	90
	5.2 Ostracoden .....	92
	<b>Dank</b> .....	<b>95</b>
	<b>Literatur</b> .....	<b>95</b>

Schlagworte: Braunjura-Gruppe, Ostreenkalk-Formation, Lithostratigraphie, Biostratigraphie, Schwäbische Alb

### Zusammenfassung

Die Ostreenkalk-Formation vertritt in der Mittleren Schwäbischen Alb (Süddeutschland) das höhere Unterbajocium und das tiefste Oberbajocium (Mittlerer Jura, Humphriesianum- bis Niortense-Zone). Die Formation ist in LithoLex formal definiert, als Typusprofil wurde die 1997 abgeteufte Forschungsbohrung Pfullingen-Breitenbach festgelegt. In der vorliegenden Arbeit wird erstmals die Schichtenfolge der Kernbohrung beschrieben. Die makro- und mikropaläontologischen Ergebnisse aus der Kernbohrung werden durch Befunde aus einem unmittelbar benachbarten Aufschlussprofil ergänzt.

### The Pfullingen-Breitenbach research well

Keywords: Braunjura Group, Ostreenkalk Formation, Lithostratigraphy, Biostratigraphy, Swabian Alb

### Abstract

The Ostreenkalk Formation represents the upper Lower Bajocian and the lower Upper Bajocian (Middle Jurassic, Humphriesianum to Niortense zones) in the Middle Swabian Alb (Southern Germany). The formation is formally defined in LithoLex, the research well Pfullingen-Breitenbach, drilled in 1997, was defined as the type section. In the present work, the stratigraphic sequence of the core borehole is described for the first time. The macro- and micropalaeontological results from the core drilling are supplemented by findings from an immediately adjacent outcrop section.

### Abkürzungen:

FB = Forschungsbohrung

GPIT = Geologisch-Paläontologisches Institut  
Tübingen

LGRB = Landesamt für Geologie, Rohstoffe und  
Bergbau

## 1 Einleitung

Im Rahmen seiner Kartiertätigkeit erstellte der Erstauteur mehrere Profile der Ostreenkalk-Formation in deren Typusgebiet, u.a. entlang des Breitenbachs bei Pfullingen (Ohmert 1988: Abb. 21, Ohmert 1990: Fig. 2). Zur Gewinnung eines vollständigen, möglichst unverwitterten Profils veranlasste er im Jahr 1997 die Forschungsbohrung Pfullingen-Breitenbach. Die Kernbohrung erschloss die Ostreenkalk-Formation in einer Mächtigkeit von 27,75 m und wurde als deren Typusprofil ausgewählt (Franz 2015b).

## 2 Stratigraphie der Ostreenkalk-Formation

Die erstmals von Quenstedt (1843) unter dem Namen Brauner (Jura) delta beschriebene Ostreenkalk-Formation beginnt über dem Blaukalk der Wedelsandstein-Formation mit dem Giganteuston (Quenstedt 1858: 388). Dessen Basis bildet die durch das massenhafte Vorkommen von *Entolium demissum* (= ehem. *Pecten spathulatus*) gekennzeichnete Spathulatusbank. Die sich anschließenden feinsandigen, biodetritischen fossilführenden Tonmergelsteine werden zusammen mit den eingelagerten Kalksteinbänken und -Knollen (sog. Muschelknollen) als Blaukalkabraum bezeichnet. Darüber folgt der in der Bohrung 9,96 m mächtige Untere Giganteuston s. str. Mit der Dorsetensienbank beginnt der 9,5 m mächtige Obere Giganteuston. Der östlich Bad Boll eingeschaltete Humphriesianum-Oolithhorizont ist im eigentlichen Typusgebiet der Formation nicht entwickelt (Ohmert 1990: 118). Im Hangenden schließen sich die Coronatenschichten an, die aus einer hier 6,6 m mächtigen Wechselfolge biodetritischer bzw. schillführender Kalksteinbänke mit Austern und anderen dickschaligen Muscheln und dunkelgrauen Tonmergelsteinen bestehen. Die von Quenstedt (1858: 388) für diesen Abschnitt auch verwendete Bezeichnung Ostreenkalke kann aus formalen Gründen nicht weiter für diese Subformation verwendet werden. Den hangenden Abschluss bildet der in der Bohrung nur 36 cm mächtige Subfurcaten-Oolith, der aus zwei 5 bzw. 12 cm mächtigen eisenoolithischen Kalkbänken und zwei ebenfalls eisenoolithischen (Ton-)Mergellagen besteht.

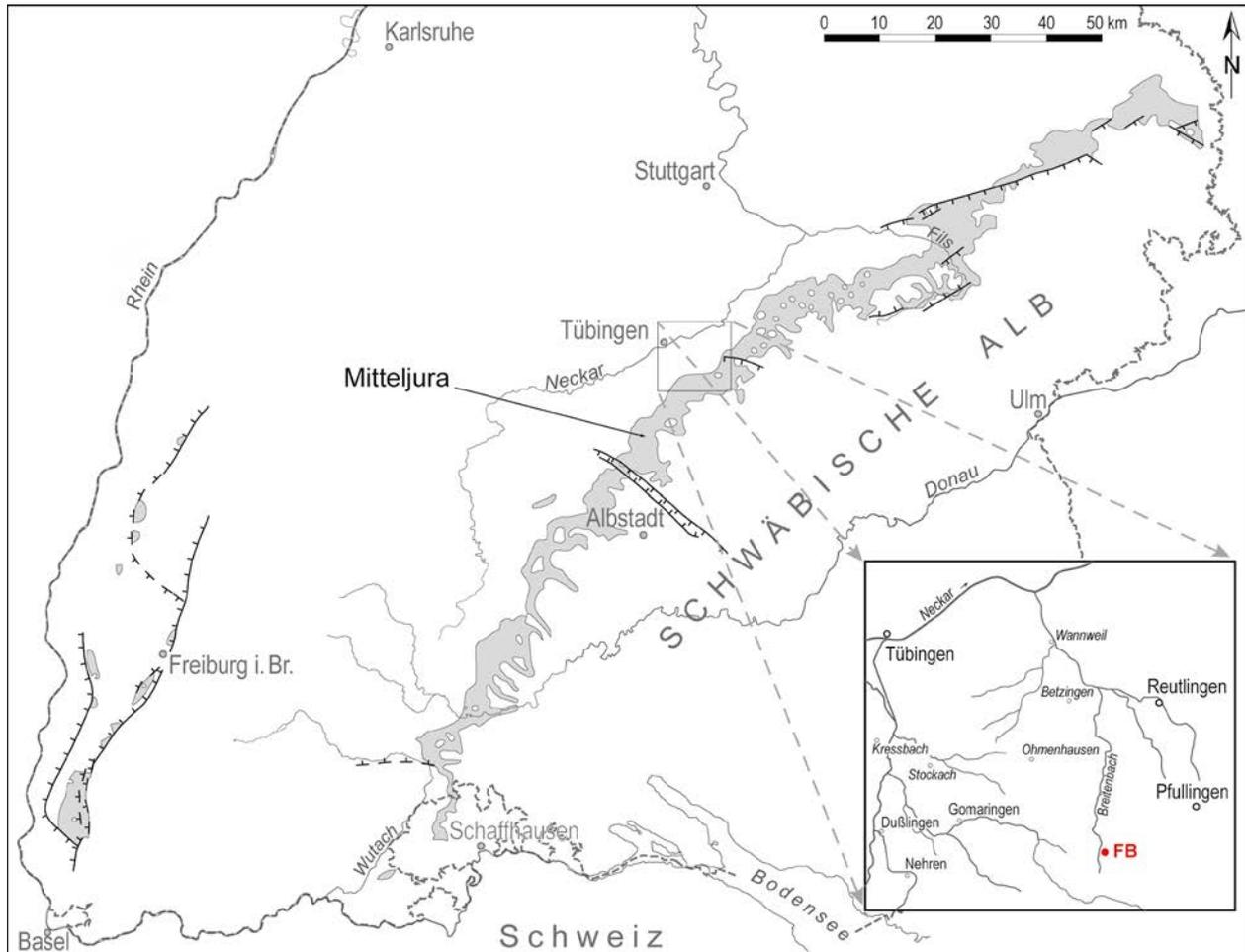


Abb. 1: Lage der Forschungsbohrung Pfullingen-Breitenbach

### 3 Forschungsbohrung

Der Bohransatzpunkt der FB Pfullingen-Breitenbach liegt im Vorland der Mittleren Schwäbischen Alb auf Bl. 7521 Reutlingen, ca. 4,5 km SW Pfullingen, auf einem schmalen Höhenrücken östlich des Breitenbachs unterhalb des Gailenbühls (Abb. 1). Nach der Geologischen Karte von Baden-Württemberg (Regierungspräsidium Freiburg, Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (Hrsg.) (2013) wird der anstehende Braunjura am Bohrstandort von Weißjura-Hangschutt überlagert.

Die durch die damalige Bodenprüfstelle des Regierungspräsidiums Tübingen erstellte, 48 m tiefe Kernbohrung durchteufte folgendes Profil (Abb. 2):

BO 7521/231, Forschungsbohrung Pfullingen-Breitenbach, 1997

Ost: 512909, Nord: 5365672; 525 m NN

Aufn.: W. Ohmert (LGRB)

- |          |   |  |
|----------|---|--|
| 0 – 1,20 | m | Anthropogene Aufschüttung (qhy)  |
| – 4,40   | m | Weißjura-Hangschutt (qu)<br>Lehm, kiesig, steinig, beige bis grau  |
| – 14,65  | m | Rutschmasse (qr)<br>Tonsteine, bräunlichgrau bis dunkelgrau, z. T. plastisch   |
| – 18,17  | m | Hamitenton-Formation (jmHT)  |
| – 18,03  | m | Tonstein, kalkig, grau, etwas Pyrit, vereinzelt Fucoiden, Muschelreste;<br>bei 17,70 und 18,00 m <i>Garantiana</i> sp., bei 17,80 m <i>Strenoceras</i> sp. |
| – 18,17  | m | Tonmergelstein, grau, Fossilbreccie mit Garantianen und Strenoceraten, vielen Belemniten und Muscheln  |

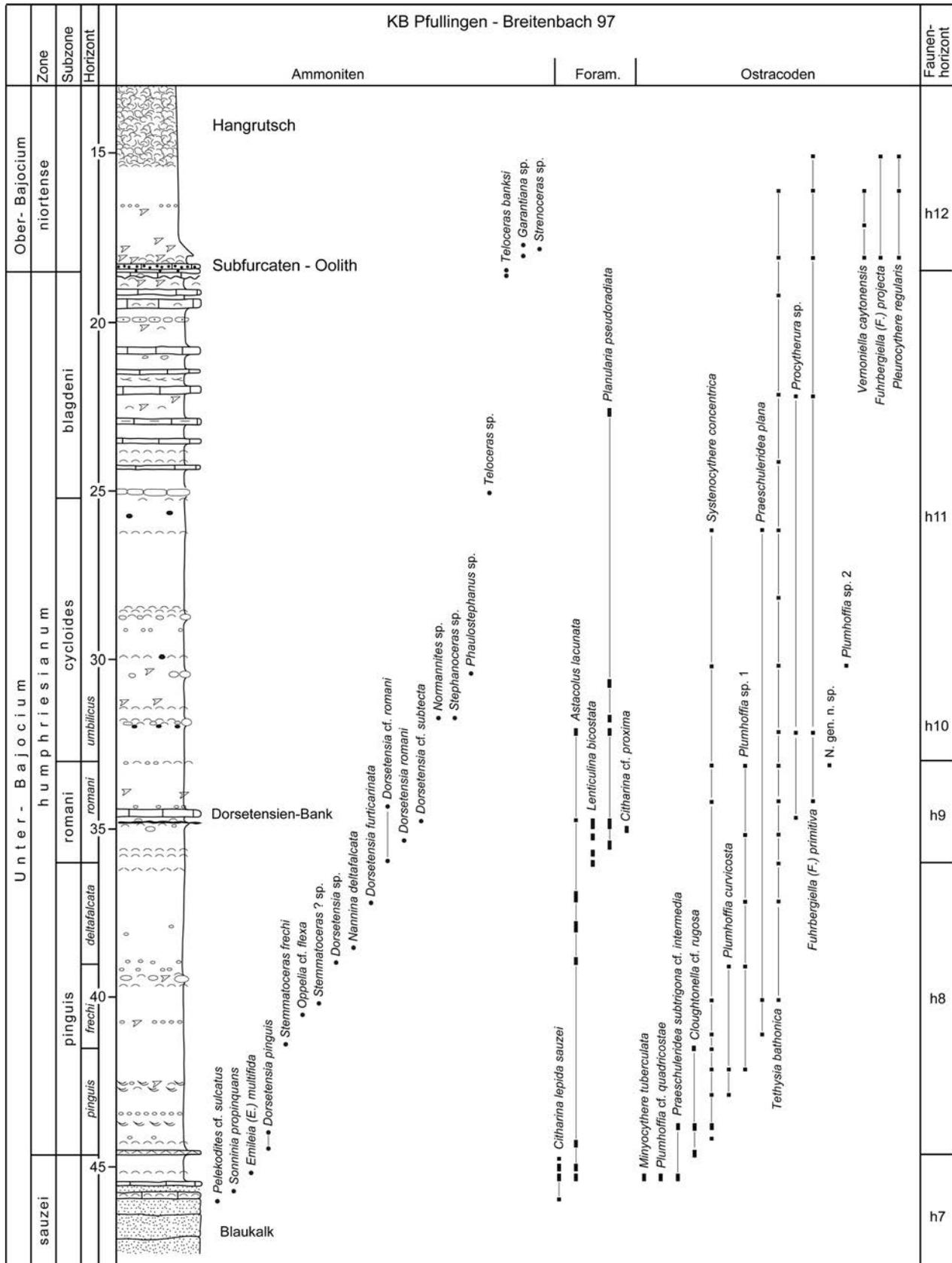


Abb. 2: Profil der Forschungsbohrung Pfullingen-Breitenbach mit synoptischer Darstellung der vertikalen Verbreitung von Ammoniten, leitenden Foraminiferen und Ostracoden



– 45,90 m Ostreenkalk-Formation (jmOK)

**Subfurcaten-Oolith (jmSf)**

- 18,27 m Tonmergelstein, eisenoolithisch, dunkelgrau, viele Belemniten, Muscheln
- 18,32 m Kalkstein, stark eisenoolithisch, grau  
Mergelfuge
- 18,45 m Kalkstein, nesterweise schwach eisenoolithisch, grau
- 18,53 m Mergelstein, eisenoolithisch, flaserig, braungrau, Belemniten

**Coronatenschichten (jmCr)**

- 18,62 m Kalkstein, dunkelgrau, oben 1-2 cm Pyritlage, Unterseite stark wellig, Ostreen, Belemniten
- 19,02 m Tonmergelstein, biodetritisch, dunkelgrau, zahlreiche Belemniten und flachgedrückte Muscheln
- 19,19 m Kalkstein, grau, splittrig hart, einzelne Schalenreste
- 19,32 m Tonmergelstein, flaserig, hellgrau, Muschelschill
- 19,60 m Kalkstein, grau bis dunkelgrau, zahlreiche Muschelquerschnitte
- 19,90 m Tonmergelstein, feindetritisch, grau
- 20,00 m Kalkstein, knollig, grau
- 20,60 m Tonmergelstein, detritisch, dunkelgrau, viele Muscheln, Seeigelstachel; bei 20,09 m *Megateuthis* sp., bei 20,32 m *Ctenostreon* sp.
- 20,75 m Tonmergelstein, übergehend in Kalkmergelstein, dunkelgrau
- 20,96 m Kalkstein, schwach biodetritisch, hellgrau bis grau
- 21,14 m Kalkmergelstein, dunkelgrau, mit einzelnen Kalkknollen (bis 4 cm Ø)
- 21,38 m Tonmergelstein, feinglimmerig, flaserig, dunkelgrau–schwarz
- 21,52 m Kalkstein, hellgrau bis grau, splittrig hart, wenige Fossilreste
- 21,90 m Tonmergelstein, feinglimmerig, grau bis dunkelgrau, kleine Pyrit-Konkretionen, Fucoiden, Muschelreste, zuunterst Schill
- 22,12 m Kalkstein, hellgrau
- 22,83 m Tonmergelstein, feinglimmerig, dunkelgrau, bioturbat, 22,19–22,25 m fossilreich, 22,52–22,60 m schillführend; Belemniten, *Isognomon* sp., Seeigelstachel
- 23,00 m Kalkmergelstein, hellgrau
- 23,43 m Tonmergelstein, feinstglimmerig, schwarzgrau, schillführend (nach unten abnehmend), bei 23,10 m: *Goniomya* sp.
- 23,59 m Kalkstein, hellgrau bis grau, einzelne Muschelschalen
- 24,10 m Tonmergelstein, dunkel- bis hellgrau, Schilllagen
- 24,24 m Tonstein, kalkig, dunkelgrau, bioturbat, lagenweise Feinschill, *Entolium*, *Astarte*
- 24,36 m Kalkstein, grau, fleckig
- 24,93 m Tonmergelstein, feinstglimmerig, dunkelgrau bis grau, Feinschilllage bei 24,58–24,60 m
- 25,10 m Kalkstein, knollig

**Oberer Giganteuston (jmGio)**

- 34,40 m Tonstein bis Tonmergelstein, z. T. knollig, grau bis dunkelgrau, z. T. bioturbat, aufgearbeitete helle Komponenten, lagenweise schillführend, zahlreiche Muscheln (*Modiolus*, *Meleagrinella*, *Isognomon*, *Entolium*, bei 29,62 m *Trigonia*), Belemniten, Seeigelstachel, selten Brachiopoden; 28,72–28,80 m helle Knollen bis 5 cm Ø; grober Schill, 29,00–29,15 m kleine Knollen bis 2 cm Ø; 32,92–33,08 m Phosphorit-Konkretionen bis 4 cm Ø  
bei 30,34 m großer evoluter *Phaulostephanus* sp.  
bei 30,42 m kleines ? *Chondroceras* sp., Muschelknolle (mit kleinen Innenwindungen und Steinkernen von Ammoniten)  
bei 31,70 m Abdruck eines größeren Stephanoceraten  
bei 34,15 m *Dorsetensia* cf. *romani*

**Dorsetensienbank (jmDs)**

- 34,64 m Kalkstein, grau bis hellgrau, einzelne kleine Knollen auf der Bankoberfläche

**Unterer Giganteuston (jmGiu)**

- 44,60 m Tonstein bis Tonmergelstein, z. T. glimmerstaubig, grau bis dunkelgrau, mehrere Schilllagen, lagenweise Fucoiden, einzelne Lagen von Phosphorit-Konkretionen, Muscheln, Belemniten (u. a. *Megateuthis*), Echinodermenreste; 34,97–35,00 m, 36,30–36,36 m und 39,45–39,47 m Lagen von Kalksteinknollen, hellgrau; an der Basis 5 cm Schilllage  
bei 37,80 m *Dorsetensia* sp. (groß, WK-Abdruck)  
bei 40,20 m *Stemmatoceras*? sp.  
bei 40,54 m *Oppelia* cf. *flexa*  
bei 41,64 m *Stemmatoceras* *frechi* (Mikroconch)

**Blaukalkbraun (jmBLA)**

- 45,65 m Tonmergelstein, feinstglimmerig, biodetritisch, grau bis dunkelgrau, einzelne doppelklappige Muscheln (*Gresslya*); 45,45–45,53 m Kalkstein, tonig, grau
- 45,75 m Kernverlust

**Spathulatusbank (jmSpa)**

- 45,90 m Kalkstein, sandig, grau, große Muscheln

...– 48,00 m Wedelsandstein-Formation (jmWS)

**Blaukalk (jmBL)**

- 45,93 m Mergelfuge, sandig
- 47,50 m Kalkstein, feinschichtig, teils schräggeschichtet, hellgrau
- 48,00 m Kernverlust

## 4 Mikrofauna

Zur Untersuchung der Mikrofauna wurden aus der Hamitenton- und der Ostreenkalk-Formation 36 Proben im Abstand von 1 m (z. T. auch 0,5 m) entnommen, mit H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> aufbereitet und unter dem Binokular ausgelesen.

### 4.1 Foraminiferen

Nach der semiquantitativen Auswertung von mehr als 43000 Foraminiferen zeigt die Zusammensetzung der von Epistominiden und Ophthalmidiiden dominierten Foraminiferenfauna auffällige Parallelen zu den Ammonitenzonen- und -subzonengrenzen. Die Epistominiden beispielsweise haben ein Maximum in der Pinguis-Subzone (bis 60 %). Ihr Anteil sinkt schrittweise bis zum Top der Blagdeni-Subzone (10 %), um dann in der Baculata-Subzone rasch wieder auf 80 % anzusteigen. Sehr markante negative Ausschläge in der Häufigkeit (<5 %) treten jeweils an den Grenzen der Ammoniten-Horizonte auf. Auch die Häufigkeitsverteilung der agglutinierenden Foraminiferen spiegelt in der unteren Humphriesianum-Zone die Ammoniten-Grenzen wider. Sie fehlen an der Basis der Zone und an der Basis des *frechi*-Horizonts und nehmen jeweils anschließend rasch auf ca. 20 % zu. Von erneut nur 1 % an der Basis steigt der Sand-schaler-Anteil in der Romani-Subzone auf mehr als 14 %. In der höheren Humphriesianum-Zone sind sie nur noch mit konstant niedrigen Prozentzahlen vertreten. Am deutlichsten bilden sich transgressive Ereignisse, untergeordnet auch regressive Phasen ab. Für weitere Details verweisen wir auf (Ohmert 2000, vgl. Abb. 3).

### 4.2 Ostracoden

Vorbemerkung:

Die bis heute einzige umfassende Bearbeitung der Ostracodenfauna der Ostreenkalk- und der Gosheim-Formation (Franz 2015a) der Schwäbischen Alb (früher: Braunjura delta) ist die unveröffentlichte Dissertation Braun (1958). Aus der Mittleren Schwäbischen Alb veröffentlichte Ohmert (1990) die vertikale Verbreitung leitender Ostracoden im Vergleich mit deren Vorkommen in NW-Deutschland. Nachdem die Ostracoden der FB Pfullingen-Breitenbach zunächst übersichtsmäßig bearbeitet und in die semiquantitative Betrachtung einbezogen worden waren (Ohmert 2000), erwies sich nach erneuter Sichtung des Materials eine systematische Untersuchung als sinnvoll.

Ostracoden sind in den vorliegenden Proben stark untergeordnet vorhanden; 43339 Foraminiferen stehen nur 1159 Ostracoden (2,6 %) gegenüber (ganze Gehäuse und die jeweils größere Anzahl rechter oder linker Klappen wurden als 1 Individuum gezählt). Diese verteilen sich auf 34 Gattungen mit 51 Arten, darunter 6 neue; letztere sind nachstehend wegen unsicherer Zuordnung und/oder zu geringer Individuenzahl z. T. in offener Nomenklatur beschrieben. Die vertikale Verteilung der nachgewiesenen Arten geht aus Abb. 4 hervor.

#### 4.2.1 Beschreibung der neuen Arten

**Familie Cytheruridae Müller, 1894**  
**Gattung *Procytherura* Whatley, 1970**  
***Procytherura* sp. 6**  
**Taf. 3, Fig. 9**

2017 Gen. et sp. B. – Tesakova, Taf. VIII, Fig. 15

Belegstück: 1 R (Inv.-Nr. Em 834)

Material: 1 C, 1 R, Bohrung Pfullingen-Breitenbach und Bohrung Schlattingen (CH).

Beschreibung: In Seitenansicht länglich gebogen und lanzettförmig, Vorderrand gleichmäßig gerundet, Hinterende zugespitzt. Dorsalrand und Ventralrand der rechten Klappe leicht konkav, beide Dorsalwinkel nur schwach angedeutet, Vorderende schmal, Hinterende breit abgesetzt. Gehäuseschwölbung abgeflacht, größte Gehäuselänge etwa in der Mitte, größte Höhe beim vorderen Dorsalwinkel.

Die Seitenfläche wird dominiert von drei breit-wulstigen Rippen: die Ventralrippe beginnt posteroventral nahe des Ventralrandes und zieht in leicht konvexem Bogen leicht ansteigend nach vorn und endet anteroventral am abgesetzten Schalenrand. Die konvex gebogene Dorsalrippe beginnt posterodorsal am oberen Schalenrand und endet anterodorsal hinter dem Augenwulst. Die Mittelrippe beginnt posterozentral etwas oberhalb der Gehäusemitte und verläuft mit einem deutlichen Knick im mittleren Drittel leicht diagonal zur vorderen Gehäusemitte. Der breite, rundliche Augenwulst verschmilzt mit dem Vorderende der Dorsalrippe. Zwischen Mittel- und Dorsalrippe befindet sich eine kurze Rippe, die der Krümmung der Dorsalrippe bis zu deren höchstem Punkt folgt. Eine weitere kurze Rippe liegt zwischen Mittel- und Ventralrippe. Sie beginnt am abgesetzten Hinterende und endet vor dem Knick der Mittelrippe unterhalb der Gehäusemitte. Bisher keine Details der Innenseite beobachtet.

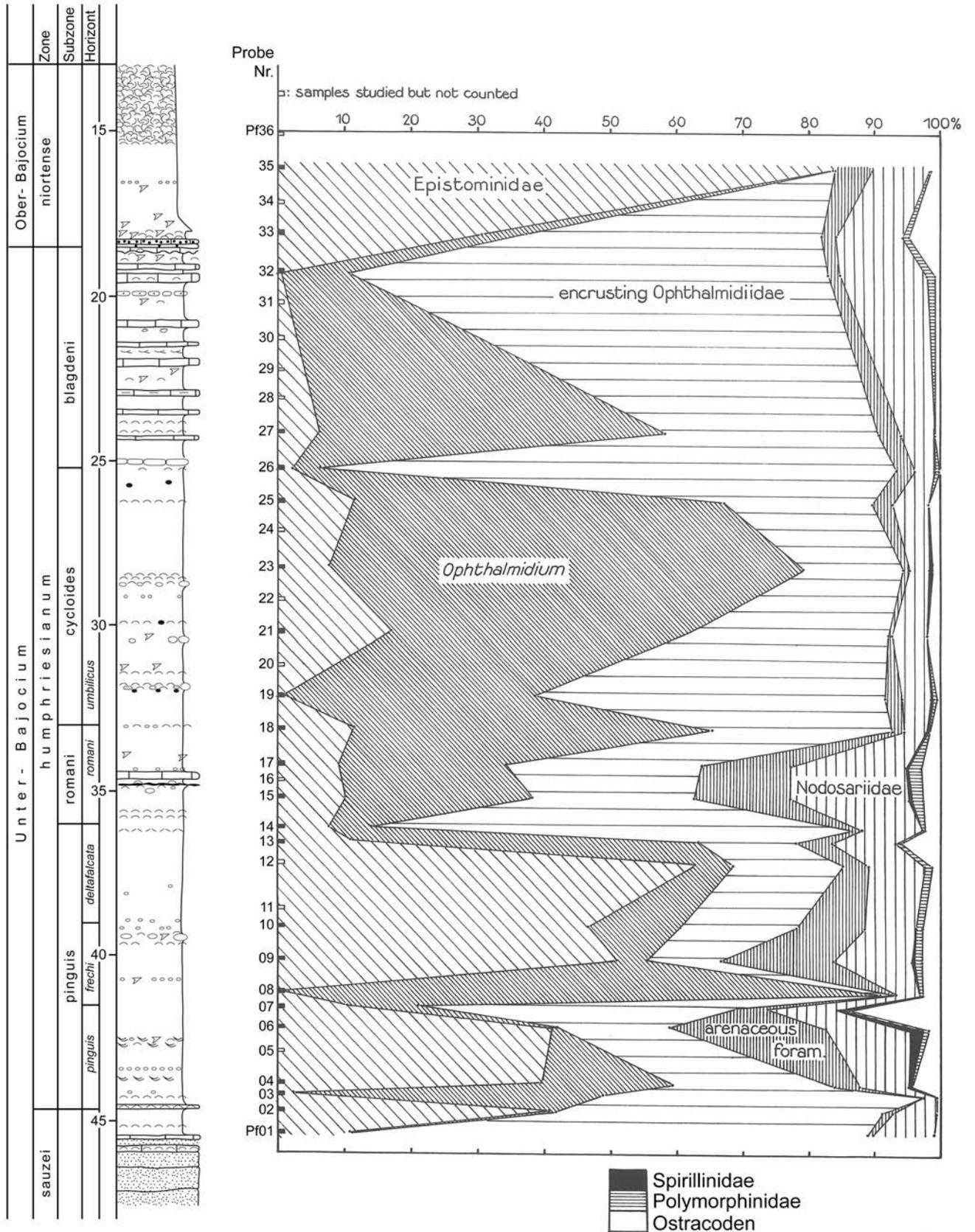


Abb. 3: Relative prozentuale Verteilung der Mikrofauna vom Unter- bis Oberbajocium in der Forschungsbohrung Pfullingen-Breitenbach (leicht verändert nach Ohmert 2000)



Sauz.	Humphriesianum																Niortense	Zone																		
	(h7)																		Ban.-Bac.	Subzone																
	Pinguis (h8)				Romani (h9)			Cycloides (h10)				Blagdeni (h11)									Horizont															
	pinguis		frechi	deltaf.	romani			umbilicus																												
	Pf01	Pf02	Pf03	Pf04	Pf05	Pf06	Pf07	Pf08	Pf09	Pf10	Pf11	Pf12	Pf13	Pf14	Pf15	Pf16	Pf17	Pf18	Pf19	Pf20	Pf21	Pf22	Pf23	Pf24	Pf25	Pf26	Pf27	Pf28	Pf29	Pf30	Pf31	Pf32	Pf33	Pf34	Pf35	Pf36
																			Prole																	
																			<i>Bythocypris</i> sp.																	
																			<i>Kinkelinnella malzi</i> (DÉPÊCHE)																	
																			<i>Tethysia</i> sp.																	
																			<i>Cytherella apostolescui</i> AINSWORTH																	
																			<i>Cytheropterna</i> cf. <i>cribra</i> (FISCHER)																	
																			<i>Ddocythere tuberculata</i> LUPPOLD																	
																			<i>Plumhoffia</i> cf. <i>quadricostae</i> BRAND																	
																			<i>Paracypris</i> sp.																	
																			<i>Patellacythere paravulsa paravulsa</i> BRAND																	
																			<i>Eucytherura</i> sp. 1 TESAKOVA																	
																			<i>Cloughtonella</i> cf. <i>rugosa</i> BATE																	
																			<i>Praeschuleridea subtrigona</i> cf. <i>intermedia</i> BATE																	
																			<i>Procytherura</i> cf. <i>multicostata</i> AINSWORTH																	
																			<i>Systemocythere concentrica</i> (PERMJAKOVA)																	
																			<i>Pleurocythere caudata</i> (TERQUEM)																	
																			<i>Fuhrbergiella</i> ( <i>Praef.</i> ) aff. <i>horrida</i> BRAND & MALZ																	
																			? <i>Ljubimovella</i> sp.																	
																			<i>Palaeocythereidea blaszykina</i> FRANZ et al.																	
																			<i>Paracypris</i> cf. <i>bajociana</i> BATE																	
																			<i>Paracypris asymmetrica</i> (SHEPPARD)																	
																			<i>Macrocypris</i> sp.																	
																			<i>Eucytherura transversipicata</i> (BATE & COLEMAN)																	
																			<i>Plumhoffia curvicosta</i> n. sp.																	
																			„ <i>Monoceratina</i> “ sp.																	
																			<i>Cytheropterna</i> sp.																	
																			<i>Plumhoffia</i> sp. 1																	
																			<i>Procytherura ovaliformis</i> BRAND																	
																			<i>Praeschuleridea plana</i> (BRAUN) n. sp.																	
																			<i>Cytheropteron pusilla</i> (BRAUN)																	
																			<i>Tethysia bathonica</i> SHEPPARD in BRAND																	
																			<i>Ektyphocythere pteriformis</i> BLASZYK																	
																			<i>Glyptocythere praecursor</i> BRAND & MALZ																	
																			<i>Procytherura</i> sp. 1 SHEPPARD																	
																			? <i>Platella</i> sp. aff. <i>toarcensis</i> AINSWORTH																	
																			<i>Praeschuleridea</i> sp. 2																	
																			<i>Procytherura</i> sp.																	
																			<i>Fuhrbergiella</i> ( <i>Fuhrb.</i> ) <i>primitiva</i> BRAND & MALZ																	
																			<i>Paracypris procerus</i> BLASZYK																	
																			<i>Schuleridea</i> ( <i>Eosch.</i> ) <i>batei</i> DÉPÊCHE																	
																			<i>Cytherella ascia incurvata</i> BRAUN																	
																			N. gen. et n. sp. indet																	
																			<i>Plumhoffia</i> sp. 2																	
																			<i>Cytheropteron</i> sp.																	
																			<i>Eucytherura</i> cf. <i>sigmoidea</i> BRAND																	
																			<i>Procytherura</i> sp.																	
																			<i>Bairdia</i> sp.																	
																			<i>Glyptocythere</i> cf. <i>tuscila</i> BRAND & MALZ																	
																			<i>Kirtonella reticulata</i> BATE																	
																			<i>Polycope</i> sp.																	
																			<i>Fuhrbergiella</i> ( <i>Fuhrb.</i> ) <i>projecta</i> BRAND & MALZ																	
																			<i>Pleurocythere regularis</i> TRIEBEL																	
																			<i>Eucytherura</i> sp.																	
																			<i>Fuhrbergiella</i> ( <i>Fuhrb.</i> ) <i>gigantea disjuncta</i> BR. & M.																	
																			<i>Glyptocythere rugosa</i> BRAND & MALZ																	
																			<i>Vernoniella caytonensis</i> BATE																	
																			<i>Procytheropteron</i> sp.																	
																			<i>Procytheridea</i> sp.																	
																			<i>Procytherura</i> sp. 6																	
																			<i>Homocytheridea</i> sp.																	
																			<i>Neurocythere cingata</i> BRAUN in FRANZ et al.																	
																			<i>Systemocythere</i> sp.																	
																			<i>Praeschuleridea subtrigona</i> (JONES & SHERBORN)																	
BA	unterer Giganteuston																																			
	oberer Giganteuston																																			
	Cor.-Sch.																																			
	Ham-T.																																			
	Ostreenkalk-Formation																	Hamitenton-Formation																		



Maße: Länge Höhe  
0,437 mm 0,182 mm

Vorkommen: Ober-Bajocium, Niortense-Zone

Beziehungen: Die Art ähnelt *Procytherura euglyphea* Ainsworth, unterscheidet sich aber im Umriss und in der Anordnung der Skulpturelemente.

**Gattung *Plumhoffia* Brand, 1990**  
***Plumhoffia curvicosta* n. sp.**  
**Taf. 2, Fig. 7–11**

Name: Nach der zu einem liegenden "U" gebogenen Hauptrippe.

Holotypus: 1 Gehäuse, Taf. 2, Fig. 7, Inv.-Nr. Em 815

Paratypoiden: 3 G, 1 L, Taf. 2, Fig. 8–11, Inv.-Nr. Em 816 – 819

Locus typicus: KB Pfullingen-Breitenbach (SW-Deutschland), 42,88–42,93 m.

Stratum typicum: Ostreenkalk-Formation, Unterer Giganteuston, Humphriesianum-Zone, Pinguis-Subzone, Pinguis-Horizont.

Material: 37 G, 2 R, 1 L, bisher nur in der KB Pfullingen-Breitenbach beobachtet.

Diagnose: Eine *Plumhoffia* mit breiten, wulstigen medialen Längsrippen; die Hauptrippe zu einem liegenden "U" gebogen.

Diagnosis: A new species of *Plumhoffia* with broad, bulging medial longitudinal ribs; the main rib bent to a lying „u“.

Beschreibung: In Seitenansicht schlank oval, Vorderrand schief gerundet, Dorsalrand der linken Klappe leicht konvex, in der rechten Klappe gerade, beide Dorsalwinkel in der rechten Klappe stärker ausgeprägt, Hinterende L gerundet, R stumpf zugespitzt, oberer Schenkel überragt L etwa auf halber Gehäusehöhe. Ventralrand gerade bis schwach konvex, im mittleren Teil geringfügig durch überhängende Lateralfäche verdeckt. Vorderende schmal, Hinterende breit abgesetzt.

Dorsalumriss subparallel, hinten spitz zusammenlaufend, zum Vorderende abgesetzt. Vorne brei-

tere, sich nach hinten verschmälernde Dorsalfäche, von wulstigem Dorsalumschlag begrenzt. Dorsalkontakt leicht wellig. Ventralfläche glatt, ab dem vorderen Gehäusedrittel leicht, hinten deutlich eingezogen und von erhöhtem Ventralverschluss überragt. Gehäusewölbung abgeflacht, im mittleren Abschnitt bedeckt von 4–5 flachwulstigen Longitudinalrippen. Die mittlere, leicht doppelbogenförmige Rippe wird umschlossen von der Hauptrippe, die ein vorne offenes, liegendes U bildet. Die Hauptrippe ist deutlich abgesetzt gegen eine bogenförmige Dorsal- und eine ebensolche Ventralrippe. Letztere ist in manchen Stücken sehr undeutlich entwickelt. Eine von anterozentral zum hinteren Dorsalwinkel verlaufende, konvex gebogene Dorsalrippe schließt diesen Bereich nach oben ab. Augenhügel deutlich erkennbar, Innere Randzone vorn und hinten breit gerundet.

Schloss ? antimerodont; R mit terminalen gekerbten Zahnleisten (vorn und hinten je fünf Zähnchen); das Mittelschloss sowie das Muskelfeld sind erhaltungsbedingt nicht zu sehen.

<u>Maße:</u>	Länge	Höhe	Breite
Holotypus:	0,400 mm	0,184 mm	
Paratypen:	0,436 mm	0,190 mm	
	0,404 mm		0,150 mm
	0,413 mm	0,202 mm	

Vorkommen: Unter-Bajocium, tiefere Humphriesianum-Zone, Pinguis-Subzone, bisher nur in der KB Pfullingen-Breitenbach beobachtet.

Bemerkungen: Die Einstufung zur Gattung *Plumhoffia* erfolgt nach der Ähnlichkeit im Gehäuseumriss und im Bau der Innenrandzone, bleibt aber bis zum Vorliegen von Exemplaren mit besser erhaltenem Schloss unsicher.

***Plumhoffia* sp. 1**  
**Taf. 2, Fig. 12**

Belegstück: 1 G, (Inv.-Nr. Em 820)

Material: 11 G, 2 R

Beschreibung: Eine Art der Gattung *Plumhoffia* mit den Merkmalen der Gattung, sowie mit zwei flachen Längsrippen und retikulierten Intercostalfeldern. Je nach Erhaltungszustand können die Intercostalfelder auch glatt ausgebildet sein. Das

◀◀ **Abb. 4:** Vertikale Verbreitung der Ostracoden in der Forschungsbohrung Pfullingen-Breitenbach (oberste Sauzei- bis Niortense-Zone)

Gehäuse ist in Seitenansicht länglich gebogen und keilförmig, nach hinten konvergierend. Vorderrand schief gerundet. Der Dorsalrand der linken Klappe ist leicht konkav, der der rechten Klappe gerade bis leicht konvex, beide Dorsalwinkel ausgeprägt. Hinterende R stumpf zugespitzt, oberer Schenkel konkav, L gerundet, überragt R etwa ab halber Gehäusehöhe. Ventralrand R schwach konvex, L gerade bis schwach konvex. Vorderende schmal, Hinterende breit abgesetzt.

Dorsalansicht schlank mit parallelen Seiten, vorn schulterartig abgesetzt, hinten schlank zusammenlaufend. Eine schmale eingesenkte Dorsalfläche ist in den hinteren 3/5 des Gehäuses ausgebildet. Sie wird nach außen von einem wulstigen Dorsalumschlag begrenzt.

Gehäusewölbung abgeflacht, sehr flacher, in Seitenansicht kaum sichtbarer Mediansulcus läuft vom Dorsalrand schräg nach vorn bis über Gehäusemitte. Größte Gehäuselänge etwa in der Mitte, größte Höhe beim vorderen Dorsalwinkel.

Die obere Rippe verläuft etwa auf halber Gehäusehöhe und weist unterhalb des flachen Mediansulcus eine sehr flache, ventralwärts zeigende Ausbuchtung auf. Die mehr ventral gelegene Rippe beginnt vor dem abgesetzten Hinterende und endet in der linken Klappe vor der Ausbuchtung der Mittelrippe. In der rechten Klappe setzt sie sich vor der Ausbuchtung stark abgeschwächt bis zum abgesetzten Vorderende fort.

Bisher keine Details der Innenseite beobachtet.

<u>Maße:</u>	Länge	Höhe	Breite
	0,440 mm	0,210 mm	
	0,424 mm		0,144 mm
	0,408 mm	0,192 mm	

Vorkommen: Unter-Bajocium, Humphriesianum-Zone, Pinguis- bis tiefste Cycloides-Subzone, bisher nur in der KB Pfullingen-Breitenbach beobachtet.

Bemerkungen: Die Einstufung zur Gattung *Plumhoffia* erfolgt nach dem Gehäuseumriss und der dem Genotyp ähnlichen Skulptur, bleibt aber bis zum Vorliegen von Details zum Schloss unsicher.

**? *Plumhoffia* sp. 2**  
**Pl. 3, Fig. 4**

Belegstücke: 2 G (Inv.-Nr. Em 829)

Material: 5 G, 1 L.

Beschreibung: In Seitenansicht länglich gebogen und keilförmig, nach hinten konvergierend. Vorderrand schief gerundet, Dorsalrand bei beiden Klappen leicht konvex, vorderer Dorsalwinkel ausgeprägt, hinterer Dorsalwinkel gerundet, Hinterende gerundet. Ventralrand R gerade, L schwach konkav. Vorderende schmal, Hinterende etwas breiter abgesetzt.

Gehäusewölbung abgeflacht, sehr flacher Mediansulcus läuft vom Dorsalrand schräg nach vorn bis über Gehäusemitte. Größte Gehäuselänge etwa in der Mitte, größte Höhe beim vorderen Dorsalwinkel.

Seitenfläche mit 2 flachen, wulstigen, leicht diagonal verlaufenden, am Mediansulcus leicht eingeknickten, in der vorderen Gehäusehälfte abgeschwächten Längsrippen.

Bisher keine Details der Innenseite beobachtet.

<u>Maße:</u>	Länge	Höhe
	0,412 mm	0,214 mm
	0,392 mm	0,204 mm

Vorkommen: Bajocium, Humphriesianum- bis Niortense-Zone; bisher nur in der KB Pfullingen-Breitenbach beobachtet.

Bei der nachfolgenden ?*Praeschuleridea plana* ist die Originalbeschreibung von Braun (1958) im Wortlaut (mit minimalen Korrekturen im Ausdruck sowie ggfs. erforderlichen Ergänzungen) wiedergegeben.

**Familie *Schulerideidae* Mandelstam, 1959**  
**Gattung *Praeschuleridea* Bate, 1963**  
**? *Praeschuleridea plana* n. sp. (Braun)**

Pl. 2, Fig. 15–17

1958 *Clithrocytheridea plana*. – Braun, 35 ff., Taf. 2, Fig. 7a–c [unveröff.]

1990 *Praeschuleridea* n. sp. - Ohmert, 128, Fig. 6

Name: planus (lat.) = platt, von der sehr flachen Schalenwölbung

Holotypus: 1 G, Ar 1134/58, Taf. 2, Fig. 15

Paratypoiden: 1 L, Ar 1134/59, ein Bruchstück, Ar 1134/60, 2 G, Ar 1134/61 – 62 (Taf. 2, Fig. 16)

Locus typicus: Owen/Teck



Stratum typicum: Untere Ostreenkalk-Formation, „Dorsetensischichten“, Pr. 144

Diagnose: Eine Art der Gattung *Praeschuleridea* mit folgenden Besonderheiten: Gehäuse breit und schief eiförmig; Wölbung flach, linsenförmig und nicht auf die Endränder übergreifend. Hintere Lateralfäche mit abgewinkelten Verdickungen, die die feinen Netzleisten überragen.

Beschreibung: Ventralrand der linken Klappe gleichförmig und sanft gekrümmt, mit dem rückwärtigen Teil gegen die Spitze des Hinterendes hochgezogen. Der Dorsalrand erreicht seine größte Höhe dicht vor der Mitte und fällt in steilem vorderen und langgestrecktem hinteren Bogen zu den Endrändern ab. Im Gegensatz zum vorderen Dorsalwinkel ist der rückwärtige als Knick angedeutet; der flach einfallende Schlossrand setzt sich hier gegen den steil aufgerichteten Dorsalschenkel des Hinterendes ab. Dieses selbst ist nur wenig entwickelt, seine Spitze liegt oberhalb der Mittellinie.

Der ventrale und dorsale Umriss der rechten Klappe erscheint wenig gekrümmt, der mittlere Abschnitt wird jeweils durch die überstehende Wölbung ausgebeult. Dorsalwinkel als abgestumpfte Ecken hervortretend, Hinterende zugespitzt und unter der Mittellinie liegend. Sein Dorsalschenkel ist gerade oder konkav eingemuldet.

Die größere linke Klappe überragt die rechte entlang der gesamten Randzone; nur im Scheitelpunkt der Endränder liegen sich beide parallel gegenüber. In Dorsalansicht erscheint ihr Kiel erhöht und über den Schlossenden verbreitert. Die Trennungslinie verläuft gerade und ohne Ausbiegung. Größte Breite im hinteren Drittel, die Endränder sind abgesetzt.

Sehr typisch ist die Schalenwölbung ausgebildet. Sie erreicht eine größte Aufbeulung im ventralen, hinten Drittel. Von hier aus fällt sie sehr flach ab, ohne die Ränder mit einzubeziehen.

Die Oberfläche bedecken feine Netzleistchen, die oval-eckige Maschen bilden. Diese sind auf der Ventralseite in Längsrichtung eingeregelt, über der vorderen Lateralfäche bilden sie ein unsymmetrisches Muster, während sich über der rückwärtigen Hälfte stumpfwinklig geknickte und verdickte Streifen deutlicher abheben. Bei fortschreitender Verwitterung lösen sich die Netzleisten auf; nur die gewinkelten Wülste der hinteren Lateralfäche bleiben erhalten und bilden ein charakteristisches Merkmal.

Das Schloss entspricht der Ausbildung beim Genotypus. Die Ausweichfurche ist sehr breit angelegt. Verschmolzene Zone des Vorderrandes breit mit 10–12 dicht stehenden Porenkanälen.

Material: 27 Gehäuse und Klappen, zusätzlich 22 Gehäuse und Klappen aus KB Pfullingen-Breitenbach.

Maße:	Länge	Höhe	Breite
Holotyp	0,55 mm	0,36 mm	0,27 mm
Paratypoide	0,57 mm	0,37 mm	
	0,62 mm	0,35 mm	0,25 mm
	0,60 mm	0,37 mm	0,27 mm

Beziehungen: Von der ähnlichen *Clithrocytheridea vallata* n. sp. (nom. nud.) unterscheidet sich *P. plana* eindeutig durch die breitere Form ihres Gehäuses und ihre abweichenden Skulpturverhältnisse.

Vorkommen: Die Art ist sehr charakteristisch für den Giganteuston („delta 1“) und als gutes Leitfossil zu verwenden.

**N. gen. n. sp. indet.  
Pl. 3, Fig. 8**

1990 *Paranotacythere* n. sp. – Ohmert, 129, Fig. 6

Belegstücke: 3 G

Material: 19 Gehäuse und Klappen.

Beschreibung: In Seitenansicht annähernd rechteckig, Hinterende zum abgestumpften Kaudalfortsatz ausgezogen. Vorderrand gleichmäßig gerundet, Dorsalrand bei beiden Klappen gerade, vorderer Dorsalwinkel gerundet, hinterer Dorsalwinkel ausgeprägt. Hinterende schief gerundet, größte Gehäuselänge wenig oberhalb der Mitte, größte Höhe über vorderem Dorsalwinkel. Ventralrand konvex, Vorderende schmal, Hinterende etwas breiter abgesetzt.

Eine gratartige Dorsalrippe verläuft vom vorderen Dorsalwinkel leicht nach hinten ansteigend entlang des Dorsalrandes bis zum hinteren Dorsalwinkel. Dort knickt sie ohne Unterbrechung in einem Winkel von etwa 45° in Richtung der hinteren Gehäusespitze, um nach kurzem Verlauf in etwa gleichem Winkel in Richtung Ventralrand abzuknicken. Sie trifft wenig unterhalb der Gehäusemitte auf die breit V-förmige, angedeutet flügelartige Ventralrippe. Deren tiefster Punkt liegt wenig hinter der halben Gehäuselänge am Ventralrand; von dort steigt sie leicht geschwungen Richtung

Vorderrand bis knapp unter die Gehäusemitte. Eine weitere Rippe verläuft etwa parallel zum vorderen Schenkel der Ventralrippe und endet auf halber Gehäusehöhe am vorderen Schalenrand. Auf diese Rippe trifft etwa mittig die rechtwinklig zum Dorsalrand verlaufende Frontalrippe, die am vorderen Dorsalwinkel auf die Dorsalrippe trifft.

Die stark punctate Seitenfläche ist fein retikuliert, wobei der vordere und hintere Schalenrand von feinen Leistchen bedeckt ist, während die Retikulation auf der Intercostalfläche breit gerundet und wulstig entwickelt ist. Die Intercostalfläche ist leicht konkav, der tiefste Punkt befindet sich im Bereich des zentralen Muskelfelds.

Bisher keine Details der Innenseite beobachtet.

<u>Maße:</u>	Länge	Höhe
	0,380 mm	0,188 mm
	0,374 mm	0,184 mm
	0,388 mm	0,205 mm

Vorkommen: Bajocium, Humphriesianum-Zone, Cycloides-Subzone; bisher nur in der KB Pfullingen-Breitenbach beobachtet.

Beziehungen: Die sehr auffällige Art zeigt Ähnlichkeit im Umriss zu *Eucytherura rectodorsalis* Blaszyk und *Wellandia mesojurassica* Brand, unterscheidet sich aber jeweils durch die abweichende Skulptur und den fehlenden Augenknoten. Im Vergleich zur Gattung *Paranotocythere* fehlt der typische Mediansulcus.

## 5 Biostratigraphie

Die Darstellung der Biostratigraphie (Abb. 2) basiert auf den Funden aus der Forschungsbohrung selbst, kombiniert mit den Befunden der Profilaufnahme entlang des ca. 80 m westlich gelegenen Breitenbachs (Ohmert 1988: 54 f., Ohmert 1990: 120, Fig. 2). Weitere Ammonitenfunde aus einem ca. 5 km entfernten Profil des Giganteustons veröffentlichten Dietze et al. (2011).

### 5.1 Ammoniten

#### Sauzei-Zone

Funde von *Pelekodites cf. sulcatus* (Buckman) aus der obersten Bank des Blaukalks, *Sonninia propinquans* (Bayle) von der Basis des Blaukalk-Ab-

raums und einer großen *Emileia (Emileia) multifida* Buckman 0,9 m oberhalb des Blaukalks belegen die Sauzei-Zone.

#### Humphriesianum-Zone

##### Pinguis-Subzone

Die Grenze zur Humphriesianum-Zone liegt an der Basis der obersten Bank des Blaukalkabraums, die am Breitenbach mehrere Fragmente von *Dorsetensia pinguis* (Roemer), Leitfossil des *Pinguis*-Horizonts der Pinguis-Subzone, lieferte. Der *frechi*-Horizont konnte mit *Stemmatoceras frechi* (Renz) bei 41,64 m in der Bohrung belegt werden. Aus diesem Horizont stammen außerdem noch ein *Stemmatoceras?* sp. bei 40,20 m und eine *Oppelia cf. flexa* (Buckman) bei 40,54 m. Ein Wohnkammer-Abdruck einer großen *Dorsetensia* sp. bei 37,80 m zeigt die Basis des *deltafalcata*-Horizonts an. Etwas höher fand Ohmert im Breitenbach-Profil *Nannina deltalacata* (Quenstedt) und gut einen Meter darüber *Dorsetensia furticarinata* (Quenstedt).

##### Romani-Subzone

Die Romani-Subzone ist belegt durch mehrere Exemplare von *Dorsetensia romani* (Oppel) und *D. cf. romani* (Oppel) ab etwa 1 m unterhalb der Dorsetensienbank, sowie *Dorsetensia cf. subtecta* (Buckman).

##### Cycloides-Subzone

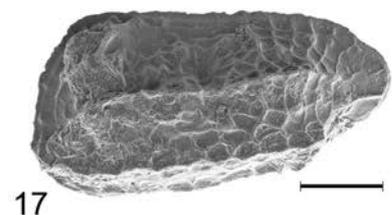
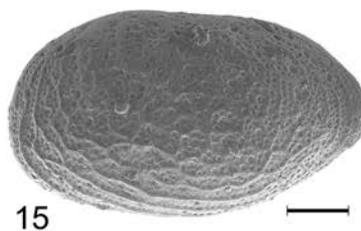
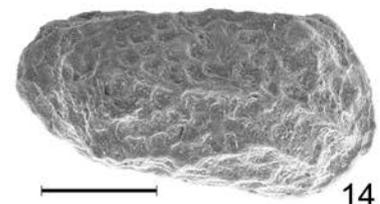
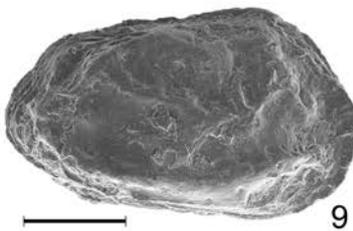
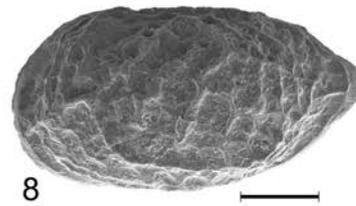
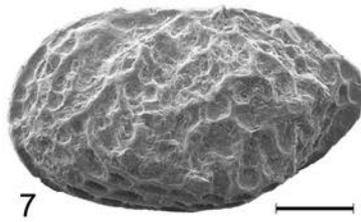
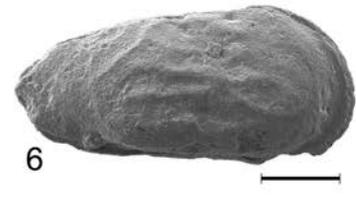
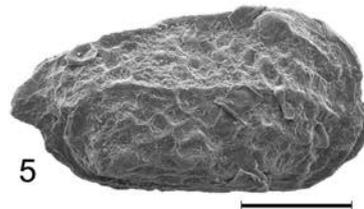
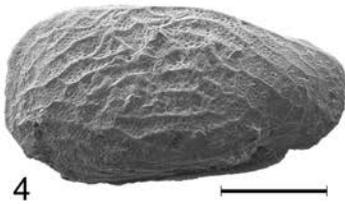
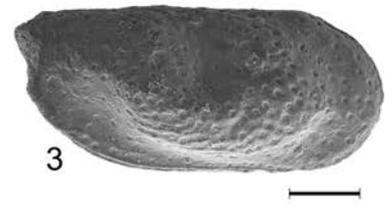
Der höhere Teil des Oberen Giganteustons gehört zur Cycloides-Subzone, wie *Normannites* sp. und *Stephanoceras* sp. (bei 31,70 m) belegen. Zusätzlich wurden bei 30,34 m ein *Phaulostephanus* sp. und bei 30,42 m ein *Chondroceras* sp. gefunden. Das oberste Drittel des Oberen Giganteustons lieferte bisher keine Ammoniten.

► **Tafel 1:** (1) *Cytherella apostolescui* Ainsworth, Em 792, RV, Probe Pf01; (2) *Bythocypris* sp., Em 793, G, li, Probe Pf01; (3) *Patellacythere paravulsa paravulsa* Brand, Em 794, G, re, Probe Pf18; (4) *Procytherura cf. multicostrata* Ainsworth, Em 795, G, li, Probe Pf02; (5) *Eucytherura* sp. 1 Tesakova, Em 796, G, re, Probe Pf23; (6) *Plumhoffia cf. quadricostae* Brand, Em 797, G, re, Probe Pf01; (7–8) *Kinkelinella malzi* (Dépêche) (7) Em 798, LV, Probe Pf01; (8) Em 799, G, li, Probe Pf12; (9–11) *Cloughtonella cf. rugosa* Bate (9) Em 800, G, re, Probe Pf04; (10) Em 801, RV, innen, Probe Pf02; (11) Em 802, G, dorsal, Probe Pf04; (12) *Paracypris asymmetrica* (Sheppard), Em 803, G, li, Probe Pf05; (13) *Paracypris cf. bajociana* Bate, Em 804, G, re, Probe Pf13; (14) *Eucytherura transversiplicata* (Bate & Coleman), Em 805, G, re, Probe Pf10; (15–16) *Systemocythere concentrica* (Permjakova), (15) Em 806, LV, Probe Pf08; (16) Em 807, G, ventral, Probe Pf08; (17) *Palaeocytheridea blaszykina* Franz et al., Em 808, LV, Probe Pf25.



Allgemeine Erläuterungen für die Tafeln 1–3

Der Maßstabsbalken entspricht jeweils 100 µm  
 Em 792 ff = Sammlung des LGRB,  
 Ar 1134/58 u. 61 = Sammlung GPIT



## Blagdeni-Subzone

Einzigiger Beleg der Blagdeni-Subzone ist ein *Teloceras* sp. aus der Basisbank der Coronatenschichten am Breitenbach.

## Niortense-Zone

Mit *Teloceras banksi* (Sowerby) aus dem untersten Subfurcaten-Oolith im Profil Breitenbach ist die Banksi-Subzone belegt. Die Polygyralis-Subzone konnte nicht mit Ammoniten belegt werden; *Garantiana* sp. und *Strenoceras* sp. aus dem basalen Hamitenton belegen bereits die Baculata-Subzone.

## 5.2 Ostracoden

Die Grenze Sauzei-/Humphriesianum-Zone ist außer dem Erlöschen von *Citharina lepida sauzei* Ohmert und dem Erstauftreten von *Planularia pseudoradiata* (Frentzen) durch das Einsetzen von *Systemocythere concentrica* (Permjakova), *Fuhrbergiella* (*Praef.*) *horrida horrida* Brand & Malz, *Pleurocythere caudata* (Terquem), *Palaeocytheridea blaszykina* Franz et al., *Plumhoffia curvicosta* n. sp. sowie der etwas später in der Pinguis-Subzone erscheinenden *Praeschuleridea plana* (Braun) n. sp. markiert. Die Basis der Niortense-Zone ist gekennzeichnet durch das Einsetzen von *Pleurocythere regularis* Triebel, *Fuhrbergiella* (*F.*) *projecta* Brand & Malz, *Fuhrbergiella* (*F.*) *gigantea disjuncta* Brand & Malz und *Vernoniella caytonensis* Bate. Ohmert (1990: Fig. 6) gliederte den hier untersuchten Schichtabschnitt in die Ostracoden-Horizonte h7–h11, wobei er die Niortense-Zone nicht benannte. Die von ihm als charakteristisch erkannten Arten sind mit wenigen Ausnahmen in der Forschungsbohrung Pfullingen-Breitenbach ebenfalls vertreten, z. T. mit geringfügigen Abweichungen in der vertikalen Reichweite.

Der Faunenhorizont h7 (Sauzei-Zone) ist gekennzeichnet durch das Auftreten von *Minyocythere tuberculata* (Luppold), *Praeschuleridea subtrigona* cf. *intermedia* Bate und *Cloughtonella* cf. *rugosa* Bate (= *Cloughtonella* n. sp. A in Ohmert 1990). Die Übereinstimmung mit *Cloughtonella rugosa* könnte erst nach Vergleich mit dem Originalmaterial festgestellt werden, da die Abbildungen in Bate (1965: Taf. 3) von bescheidener Qualität sind. Die beiden letzteren Arten wurden z. T. vereinzelt in der basalen Pinguis-Subzone noch angetroffen.

Im Faunenhorizont h8 (= Pinguis-Subzone) treten *Systemocythere concentrica* (Permjakova) und

*Praeschuleridea plana* (Braun) n. sp. neu auf, die beide bis in die Cycloides-Subzone durchhalten. Auch die beiden neuen Arten *Plumhoffia curvicosta* n. sp. und *Plumhoffia* sp. 1 haben hier ihr Erstauftreten.

Die für den Faunenhorizont h9 (= Romani-Subzone) leitende *Glyptocythere scitula* Bate scheint in der Forschungsbohrung ebenso zu fehlen wie die nach Ohmert (1990) sehr seltene *Fuhrbergiella* (*Praef.*) *horrida horrida* Brand & Malz; eine fragile Vorläuferform wurde in der Pinguis-Subzone beobachtet. Neu erscheinen bereits *Fuhrbergiella* (*Fuhrb.*) *primitiva* Brand & Malz, *Procytherura* cf. *trisolcata* Sheppard und *Procytherura* sp., jedoch sehr selten.

Die für den Faunenhorizont h10 (= Cycloides-Subzone) typische *Glyptocythere hoffmanni* (Brand) konnte nicht nachgewiesen werden. Die in Ohmert (1990: 129, Fig. 6) daneben erwähnte *Paranotacythere* entspricht der hier als N. gen. n. sp. beschriebenen Art. Zusätzlich tritt *Plumhoffia* sp. 2 hinzu, ist aber sehr selten.

Für den Faunenhorizont h11 (= Blagdeni-Subzone) ist in Ohmert (1990: Fig. 6) lediglich *Tethysia* sp. – aufgrund der Übereinstimmung in allen wesentlichen Merkmalen hier zu *Tethysia bathonica* Sheppard in Brand gestellt – als kennzeichnend angegeben. Diese ist in den sehr ostracodenarmen Proben der Blagdeni-Subzone zwar ein auffälliges Faunenelement, tritt aber in der KB Pfullingen-Breitenbach bereits ab der Pinguis-Subzone auf.

In der Niortense-Zone erscheinen mit *Pleurocythere regularis* Triebel, *Fuhrbergiella projecta* Brand & Malz und *Vernoniella caytonensis* Bate drei gut kenntliche Arten erstmals. Wir bezeichnen diese Vergesellschaftung hiermit als Faunenhorizont h12.

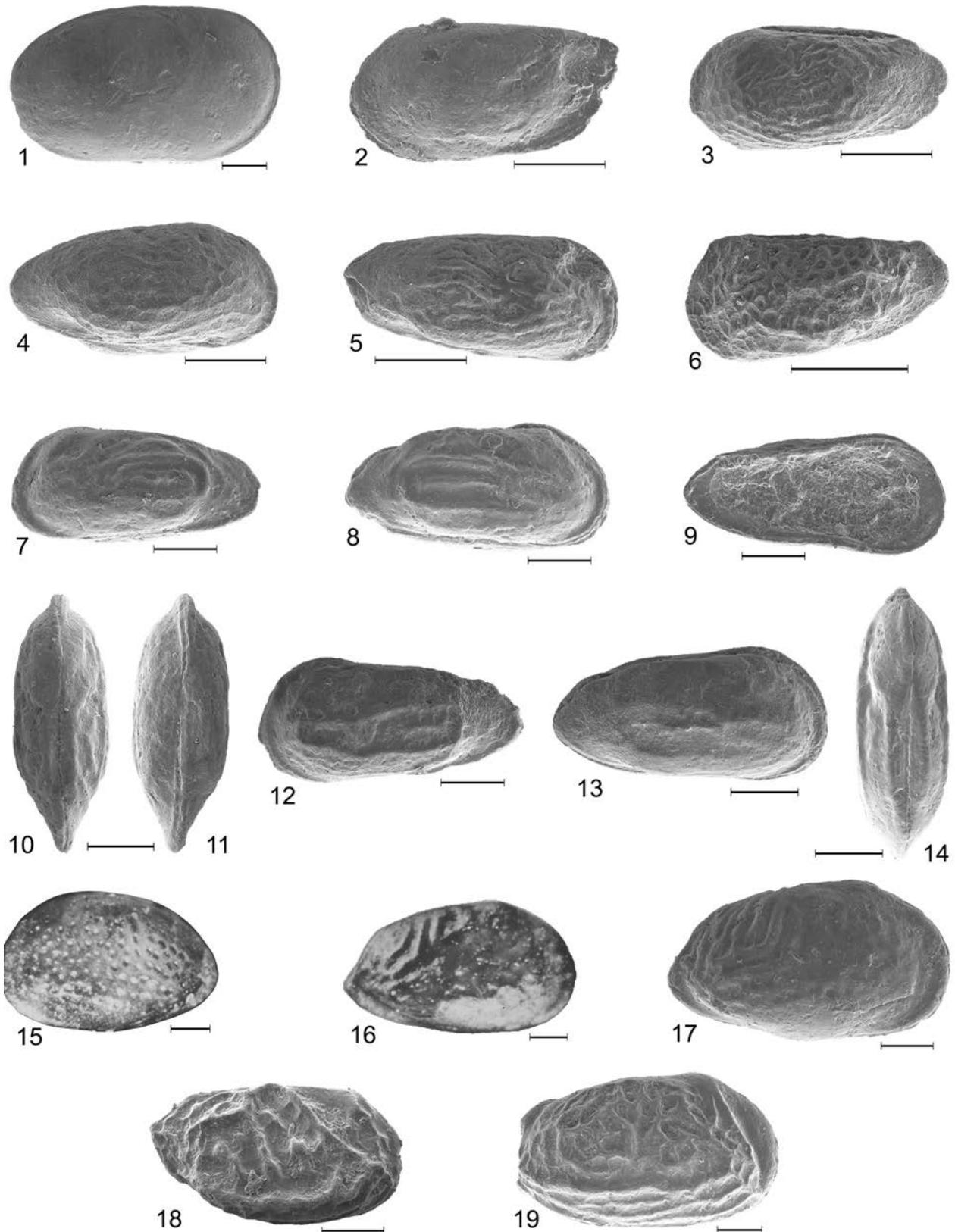
Weitere deutliche Wechsel in der Ostracodenfauna sind innerhalb der Pinguis- und Cycloides-Subzone zu beobachten, ohne korrespondierende Veränderung der Ammoniten-Faunen.

### ► Allgemeine Erläuterungen für die Tafeln 1–3

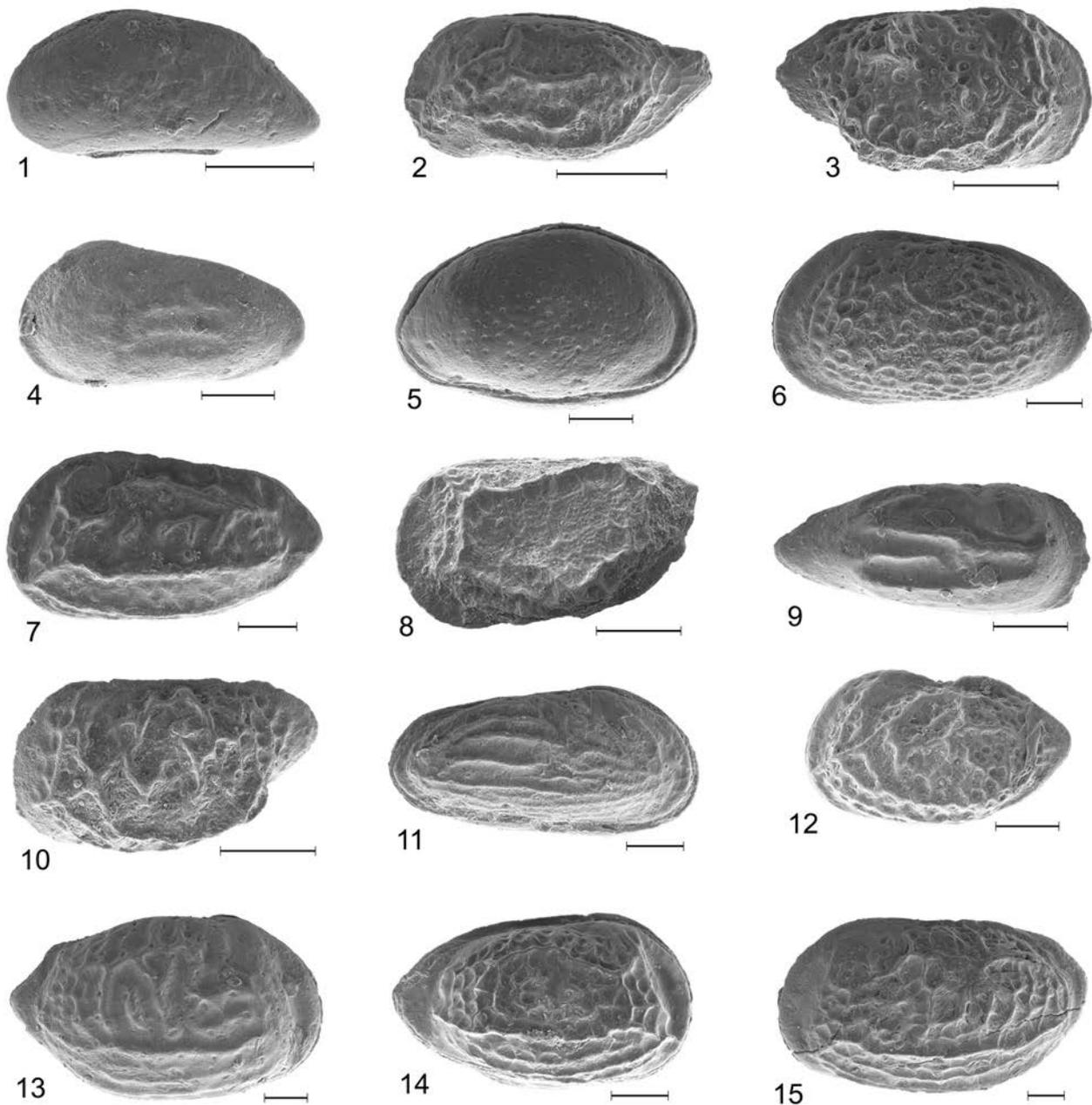
Der Maßstabsbalken entspricht jeweils 100 µm

Em 792 ff = Sammlung des LGRB,

Ar 1134/58 u. 61 = Sammlung GPIT



**Tafel 2:** (1) *Platella* sp. aff. *toarcensis* Ainsworth, Em 809, RV, Probe Pf22; (2) „*Monoceratina*“ sp., Em 810, G, li, Probe Pf08; (3–4) *Procytherura ovaliformis* Brand, (3) Em 811, G, li, Probe Pf06; (4) Em 812, G, re, Probe Pf06; (5) *Procytherura* sp. 1 Sheppard, Em 813, G, re, Probe Pf12; (6) *Tethysia bathonica* Sheppard in Brand, Em 814, G, li, Probe Pf32; (7–11) *Plumhoffia curvicosta* n. sp., (7) Em 815, G, li, Probe Pf05, (8) Em 816, G, re, Probe Pf10, (9) Em 817, LV, innen, Probe Pf05, (10) Em 818, G, dorsal, Probe Pf05, (11) Em 819, G, ventral, Probe Pf05; (12) *Plumhoffia* sp. 1, Em 820, G, li, Probe Pf15; (13–14) *Plumhoffia* cf. *quadricostae* Brand, (13) Em 821, G, re, Probe Pf12, (14) Em 822, G, dorsal, Probe Pf10; (15–17) *Praeschuleridea plana* n. sp. (Braun), (15) Ar 1134/58, G, li, (16) Ar 1134/61, G, re, (17) Em 823, RV, Probe Pf08; (18) *Ektyphocythere pteriformis* Blaszyk, Em 824, RV, Probe Pf09; (19) *Glyptocythere praecursor* Brand & Malz, Em 825, RV, Probe Pf10.

**Allgemeine Erläuterungen für die Tafeln 1–3**

Der Maßstabsbalken entspricht jeweils 100 µm

Em 792 ff = Sammlung des LGRB,

Ar 1134/58 u. 61 = Sammlung GPIT

**Tafel 3:** (1) *Paracypris procerus* Blaszyk, Em 826, G, li, Probe Pf17; (2) *Procytherura* cf. *trisulcata* Sheppard, Em 827, G, li, Probe Pf16; (3) *Eucytherura* cf. *sigmoidea* Brand, Em 828, RV, Probe Pf22; (4) *Plumhoffia* sp. 2, Em 829, G, li, Probe Pf35; (5) *Schuleridea* (*Eosch.*) *batei* Dèpèche, Em 830, G, re, Probe Pf34; (6) *Kirtonella reticulata* Bate, Em 831, LV, Probe Pf25; (7) *Fuhrbergiella primitiva* Brand & Malz, Em 832, G, li, Probe Pf17; (8) N. gen. n. sp. indet., Em 833, G, li, Probe Pf18; (9) *Procytherura* sp. 6, Em 834, RV, Probe Pf33; (10) *Procytheropteron* sp., Em 835, LV, Probe Pf33; (11) *Vernoniella caytonensis* Bate, Em 836, G, re, Probe Pf33; (12) *Neurocythere cingata* Braun in Franz et al., Em 837, G, li, Probe Pf35; (13) *Glyptocythere rugosa* Brand & Malz; Em 838, RV, Probe Pf33; (14) *Fuhrbergiella gigantea disjuncta* Brand & Malz, Em 839, G, re, Probe Pf34; (15) *Fuhrbergiella projecta* Brand & Malz, Em 840, LV, Probe Pf33.



## Dank

Für wertvolle Hinweise danken wir E. Brand † (Kassel), A. Lord (London) und E. Tesakova (Moskau).

Besonderer Dank gilt G. Fischer und A. Ziller (LGRB Freiburg) für die Anfertigung der Abbildungen in gewohnt guter Qualität.

## Literatur

- Bate, R.H. (1963): Middle Jurassic Ostracoda from North Lincolnshire. – *Bulletin of the British Museum (Natural History)*, 8 (4): 175–219.
- Bate, R.H. (1965): Middle Jurassic ostracoda from the Grey Limestone Series, Yorkshire. – *Bulletin of the British Museum (Natural History)*, 11 (3): 73–133.
- Brand, E. (1990): Biostratigraphische Untergliederung des Ober-Bathonium im Raum Hildesheim, Nordwestdeutschland mittels Ostracoden und Korrelation ihrer Vertikalreichweiten mit Ammonitenzonen. – *Geologisches Jahrbuch*, A 121: 119–273.
- Braun, W. (1958): Mikrofauna und Stratigraphie des Dogger delta Schwabens. – Diss. Univ. Tübingen: 153 S., [unveröff.].
- Buck, E., Hahn, W. & Schädel, K. (1966): Zur Stratigraphie des Bajociums und Bathoniums (Dogger  $\delta$ – $\epsilon$ ) der Schwäbischen Alb. – *Jahreshefte des Geologischen Landesamts Baden-Württemberg*, 8: 23–46.
- Dietze, V., Schweigert, G., Fidler, U. & Wannenmacher, N. (2011): The Giganteuston Member of Öschingen (Humphriesianum Zone, Lower Bajocian, Swabian Alb), with comments on the genera *Dorsetensia* Buckman, 1892 and *Nannina* Buckman, 1927. – *Zitteliana*, 51: 209–236.
- Franz, M. (2015a): Gosheim-Formation. In: LithoLex [Online-Datenbank]. Hannover: BGR. Last updated 19.10.2015. Record No. 4012090. Available from: <https://www.bgr.bund.de/litholex>.
- Franz, M. (2015b): Ostreenkalk-Formation. In: LithoLex [Online-Datenbank]. Hannover: BGR. Last updated 19.10.2015. Record No. 4012092. Available from: <https://www.bgr.bund.de/litholex>.
- Mandelstam, M.I. (1959): Ostrakody iz otlozheniy Paleogena sredney Azii. – *Trudy Vsesoyuznogo Neftyanogo Nauchno-Issledovatel'skogo Geologo-Razvedochnogo Instituta (VNIGRI)*, novaya seriya, 136: 442–543.
- Müller, G.W. (1894): Ostracoden des Golfes von Neapel und der angrenzenden Meeres-Abschnitte. – *Fauna und Flora des Golfes von Neapel und der angrenzenden Meeres-Abschnitte*, 21, I–VIII: 1–404.
- Ohmert, W. (1988) mit Beiträgen von W. von Koenigswald, K. Münzing & E. Villinger: Erläuterungen zu Blatt 7521 Reutlingen. – *Geologische Karte von Baden-Württemberg 1 : 25 000*: 222 S.; Freiburg.
- Ohmert, W. (1990): The Humphriesianum Zone in the type area. – *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia*, 40: 117–140.
- Ohmert, W. (2000): The Nature of biostratigraphic boundaries in the Early Middle Jurassic of South West Germany. – *GeoResearch Forum*, 6: 145–152.
- Regierungspräsidium Freiburg, Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (Hrsg.) (2013): *Geologische Karte 1 : 50 000, Geodaten der Integrierten geowissenschaftlichen Landesaufnahme (GeoLa)*. [https://www.lgrb-bw.de/aufgaben\\_lgrb/geola/produkte\\_geola](https://www.lgrb-bw.de/aufgaben_lgrb/geola/produkte_geola) [19.02.2016].
- Sylvester-Bradley, P.C. (1948): Bathonian ostracods from the Boueti bed of Langton Herring, Dorset. – *Geological Magazine*, 85 (4): 185–204.
- Tesakova, E.M. (2017): Biostratigraphie du Jurassique moyen des sondages Benken et Schlattigen-1 (Nord de la Suisse) établie sur la base de la répartition des ostracodes. – *NAGRA Arbeitsbericht NAB 17-41*: 77 S.
- Whatley, R.C. (1970): Scottish Callovian and Oxfordian Ostracoda. – *Bulletin of the British Museum (Natural History), Geology*, 19 (6): 299–358.





LGRB-Informationen	32	S. 97 – 111	9 Abb.	1 Tab.	0 Anh.	Freiburg i. Br. April 2021
--------------------	----	-------------	--------	--------	--------	-------------------------------

# Der Schwarze Jura (Unterjura) von Behla (Schwarzwald-Baar-Kreis, SW-Deutschland)

MATTHIAS FRANZ, CAROLIN TETZEL, ARMIN SCHERZINGER,  
MICHAEL KUTZ & KLAUS JENNE

## Inhalt

1	Einleitung .....	98
2	Lage, Geologischer Überblick .....	98
3	Schichtenfolge .....	99
4	Stratigraphie .....	107
	4.1 Lithostratigraphie .....	107
	4.2 Biostratigraphie .....	108
	4.2.1 Ammoniten .....	108
	4.2.2 Mikrofauna .....	109
5	Tektonik .....	110
6	Zusammenfassung .....	110
	Dank .....	111
	Literatur .....	111

Anschrift der Autoren: Dr. MATTHIAS FRANZ und CAROLIN TETZEL • Regierungspräsidium Freiburg (Abt. 9) – Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau • Postfach • 79095 Freiburg i. Br. • matthias.franz@rpf.bwl.de und carolin.tetzel@rpf.bwl.de; ARMIN SCHERZINGER • Maurenstr. 26 • 78194 Immendingen (Hattingen) • Armin.Scherzinger@t-online.de; MICHAEL KUTZ • 8 rue haute, F–67390 Mackenheim/Elsass Frankreich • Michael.Kutz@orange.fr; KLAUS JENNE • Kindergartenstraße 14 • 79268 Bötzingen • klaus.jenne@gmx.de

Schlagworte: Schwarzjura-Gruppe, Lithostratigraphie, Biostratigraphie  
Schwarzwald-Baar-Kreis, Baden-Württemberg  
TK25 u. GK25 Bl. 8017 u. 8117

### Zusammenfassung

In dieser Arbeit wird ein nahezu vollständiges Profil des Schwarzen Juras vorgestellt, das im Rahmen der Bauarbeiten für die Ortsumgehung von Behla (Schwarzwald-Baar-Kreis) aufgenommen werden konnte. Zum Vergleich wird ein benachbartes Profil des Grenzbereichs Keuper/Jura mitverwendet. Nach dem paläontologischen Befund liegt die Jurabasis maximal 1,4 m unterhalb der Pylonotenbank. Die sehr fossilreiche Arietenkalk-Formation konnte hochauflösend biostratigraphisch gegliedert werden.

### The Black Jurassic (Lower Jurassic) near Behla (Schwarzwald-Baar district, SW-Germany)

Keywords: Schwarzjura group, lithostratigraphy, biostratigraphy  
Schwarzwald-Baar district, Baden-Württemberg  
TK25 and GK25 Bl. 8017 and 8117

### Abstract

In this paper an almost complete section of the Black Jurassic is presented, which could be recorded during the construction work for the bypass of Behla (Schwarzwald-Baar district). For comparison, a neighboring section across the Keuper/Jurassic boundary is also used. According to the palaeontological results the base of the Jurassic lies maximally 1.4 m below the Pylonotenbank. The very fossil-rich Arietenkalk formation could be subdivided biostratigraphically in high resolution.

### Abkürzungen

LGRB = Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau  
n. aufgeschl. = nicht aufgeschlossen

## 1 Einleitung

Die Geologie der Umgebung von Behla wurde um 1900 von F. Schalch kartiert; Blatt 8117 Blumberg erschien 1908, Blatt 8017 Geisingen 1909. Beide Kartenblätter wurden fast 100 Jahre später neu aufgenommen; Blatt Blumberg ist in Neuauflage gedruckt erschienen (Franz & Rohn 2004), Blatt Geisingen wurde in die (digitale) Geologische Karte 1:50000 integriert (Regierungspräsidium Freiburg, LGRB [Hrsg.] 2013). Zur Zeit der Neuaufnahmen bestanden jedoch keine größeren Aufschlüsse im Raum Behla (Deigner 1998, Jayasinghe 2001).

Beim Neubau der B 27 im Jahr 1978 nahmen W. Ohmert & A. Schreiner wenig nördlich von Behla, ca. 200 m nordöstl. der Ortsumgehung, ein Profil im Übergangsbereich Keuper/Jura auf und entnahmen 22 Mikroproben. Die Untersuchungsergebnisse für den Schwarzen Jura (Ohmert, unveröffentlichtes Manuskript, ergänzt durch eigene Nachuntersuchung) werden ebenfalls in dieser Arbeit vorgestellt. Die Bearbeitung der Mikrofaunen aus dem Keuper ist derzeit noch im Gange (Seegis, in Vorbereitung).

Während des Baus der Ortsumgehung Behla (Verlegung der B 27) entstanden in den Jahren 2016–2018 sehr gute Aufschlüsse vom obersten Mittelkeuper (Trossingen-Formation) bis in die Posidonienschiefer-Formation des Schwarzen Juras. Diese ermöglichten neben einer detaillierten lithostratigraphischen Aufnahme der Schichtenfolge die horizontierte Bergung wichtiger Ammoniten, die in gesonderten Arbeiten publiziert werden (Scherzinger et al. 2020, weitere in Vorbereitung).

## 2 Lage, Geologischer Überblick

Das Untersuchungsgebiet befindet sich ca. 6,5 km südlich Donaueschingen, nordwestlich und westlich der Ortschaft Behla (Abb. 1), im Übergangsbereich der Blätter 8017 und 8117 der TK 25 und GK 25. Der Untergrund wird gebildet von den Schichten der Schwarzjura-Gruppe (Franz et al. 2020), die dort eine Gesamtmächtigkeit von ca. 60 m erreicht. Im Nordwesten schließt sich die Trossingen-Formation des Mittelkeupers an, im Südosten folgt die ca. 100 m mächtige Opalinuston-Formation der Braunjura-Gruppe. Behla liegt im Bereich der nördlichen Randverwerfungen des WNW–ESE-streichenden Bonndorfer Grabens.

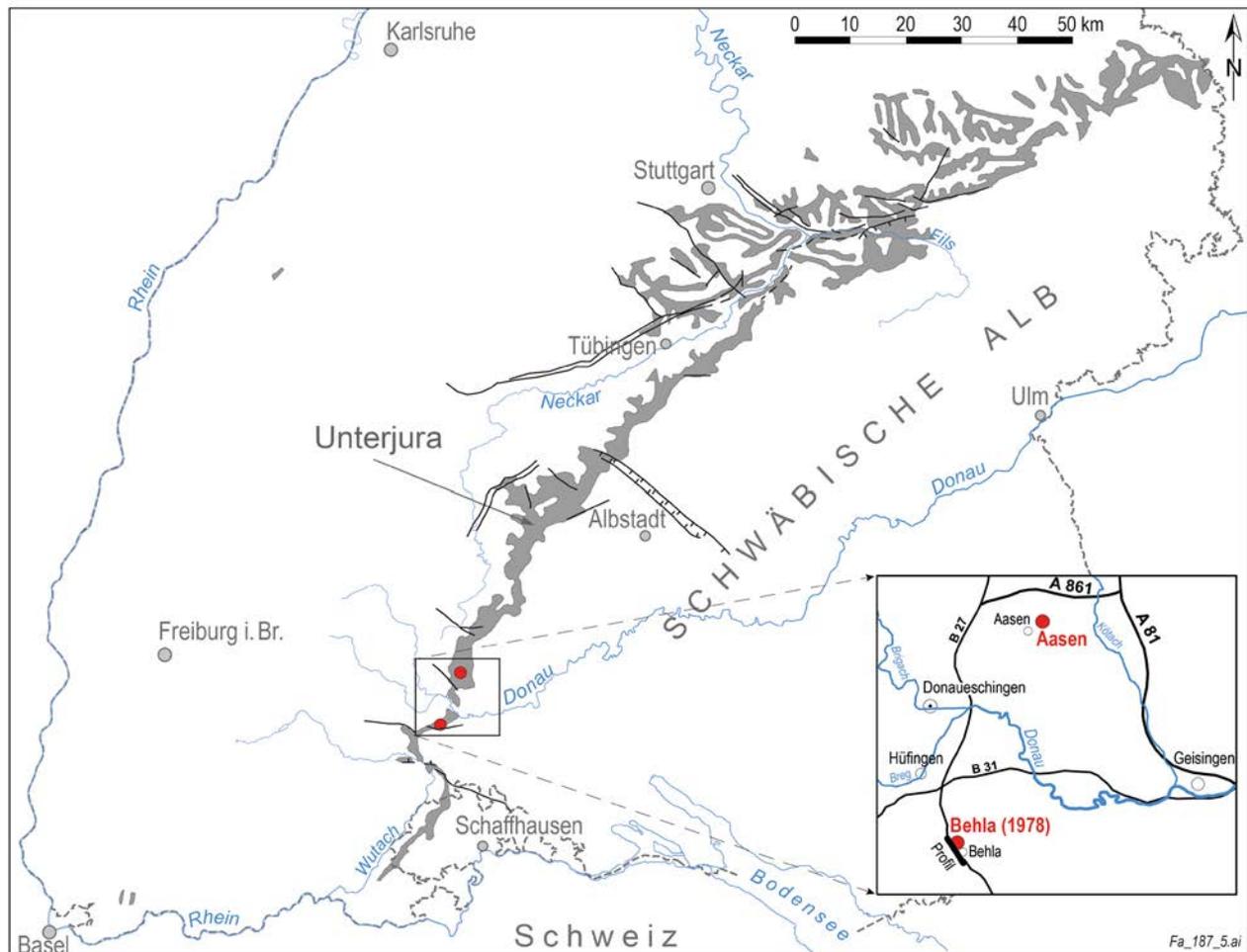


Abb. 1: Lageplan

### 3 Schichtenfolge

Nachstehend geben wir die Schichtenfolge, die beim Bau der B 27 neu (1978) und entlang der Trasse der Ortsumgehung Behla (2016–2018) aufgenommen wurde, vom Hangenden zum Liegenden wieder. Die Schichtbezeichnungen sind dem aktuellen Symbolschlüssel des LGRB angepasst. Die für die Baugrunderkundung der Ortsumgehung unter ingenieurgeologischen Gesichtspunkten erstellten Schichtenverzeichnisse der 10 Kern- und 9 Rammkernbohrungen waren stratigraphisch nicht weiter untergliedert. Da die Bohrkernkerne zum Zeitpunkt unserer Aufnahmen nicht mehr auffindbar waren, konnten wir zur Ergänzung unserer eigenen Aufnahmen nur auf die Fotos der Bohrkernkerne zurückgreifen.

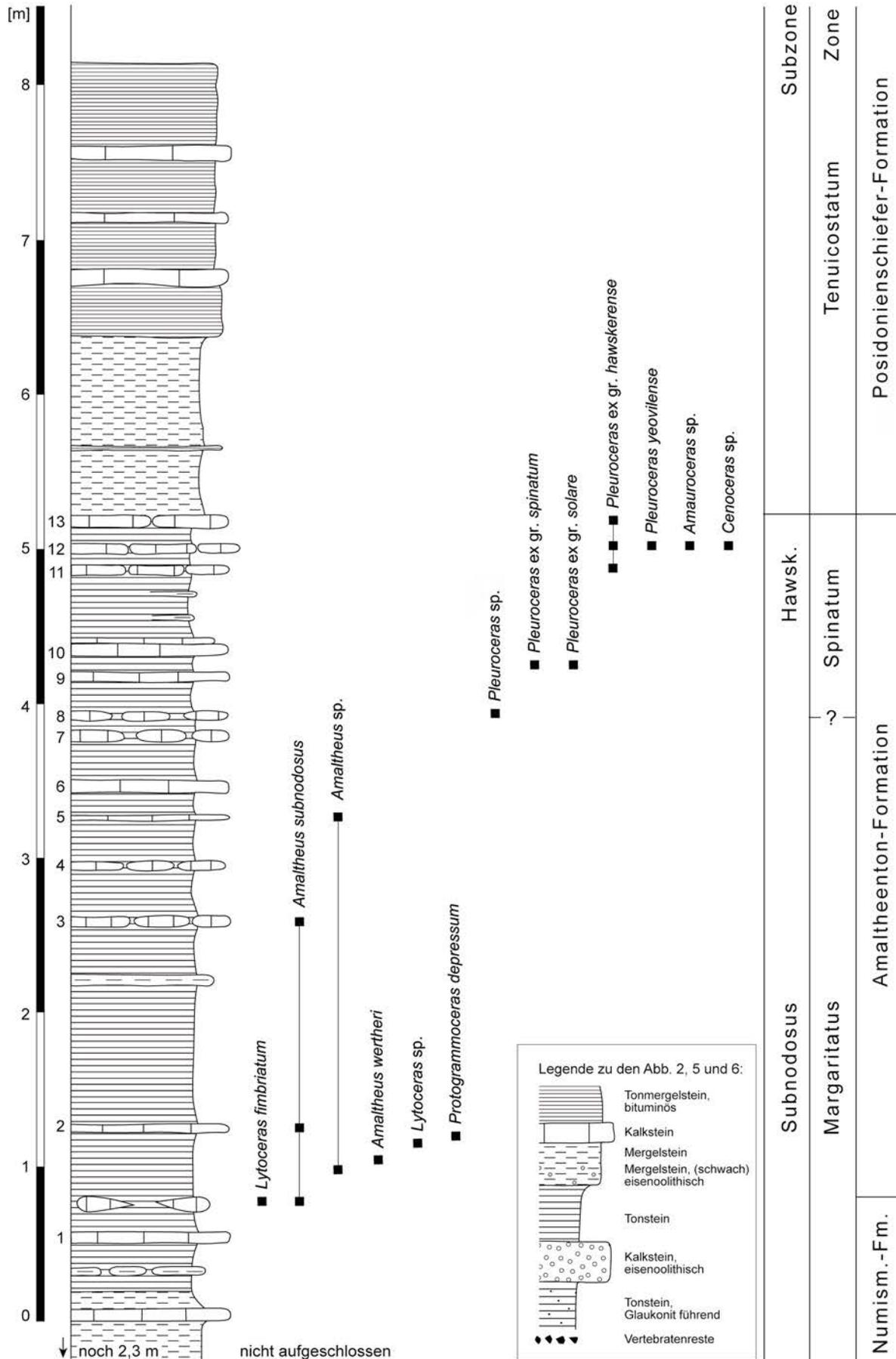


Abb. 2: Profil der Amaltheenton- bis Posidonienschiefer-Formation an der Ortsumgebung Behla; Abkürzungen: Hawsk. = Hawskerense, Numism.-Fm. = Numismalimergel-Formation



Straßenanschnitt N Behla, aufgenommen beim Bau der B 27 neu; ARNUM 8017/789

UTM-Koordinaten: Ost: 463355, Nord: 5305215

Aufnahme: W. Ohmert & A. Schreiner (04.01.1978)

**Verwitterungs- und Umlagerungsbildung (qum): 0,15 m**

0,15m Lehm, braun

**Psilonotenton-Formation (juPT): 1,80 m**

0,20 – 0,30 m Tonstein, verwittert, z. T. schiefrig, graubraun, z. T. rostbraun (Pyrit-Verwitterung)

Psilonotenbank

0,10 m Kalkstein, angewittert, schwarzgrau, fossilreich (u. a. Muscheln, Echinodermen), von Tonstein, rostig-braun umgeben

0,80 m Tonstein bis Tonmergelstein, hell grüngrau, schwach eisenoolithisch; in Probe 16 (s. Abb. 6) Bruchstücke von porösem eisenoolithischem Kalkstein, obere 0,40 m Glaukonit führend, lagenweise bräunlich-violett, vereinzelt Belemniten

0,60 m Tonmergelstein, nach unten abnehmend eisenoolithisch, hell grüngrau, mit unscharf begrenzten, hell rotvioletten Flecken und Lagen

**? Trossingen-Formation (kmTr): 2,35 m**

0,70 m Tonmergelstein, hell grüngrau, hellviolett geflammt, eisenreich, viele kleine Knochenrümpfer und Fischreste (u. a. *Ceratodus parvus* in Probe 11)

0,15 m Tonmergelstein, hell grüngrau; viele kleine Knochenrümpfer und Fischreste; 10 cm über der Basis hellbraun, untere 5–10 cm mit weißen Kalkknöllchen

0,23 m Bonebed, tonig-grusig, braun, mit dunkelbraunen und roten Geröllen (meist Karbonatknollen, innen hellgrau); obere 5 cm feinkonglomeratisch, mit vielen weißen Gesteinsbruchstücken

0,22 – 0,31 m Tonmergelstein, hell grüngrau, stellenweise Karbonatknollen

1,00 m Tonmergelstein, violettrot, mit hellgrünen Lagen, bröckelig, mit dolomitischen Knollen (bis 10 cm Ø)

Einschnitt WNW Behla, aufgenommen beim Bau der Ortsumgehung; ARNUM 8117/568 u. 569

UTM-Koordinaten: Ost: 463300–463500, Nord: 5305100–5304580

Aufnahme: M. Franz, C. Tetzl, A. Scherzinger & K. Jenne (07.07.2016 – 08.05.2018)

**Posidonienschiefer-Formation (juPO): > 5,08 m (Abb. 2)**

1,00 m Tonmergelstein, bituminös, graubraun verwittert

0,17 m Kalkstein, bituminös, feinlaminiert, graubraun

0,60–0,70 m Tonmergelstein, bituminös, dunkelgrau bis dunkel graubraun

0,12 m Kalkstein, bituminös, feinlaminiert, graubraun, relativ konstante Mächtigkeit

0,60 m Tonmergelstein, bituminös, dunkel bräunlichgrau

0,15–0,27 m Unterer Stein

Kalkstein, bituminös, feinlaminiert, graubraun

0,60 m Tonmergelstein, bituminös, dunkel bräunlichgrau

1,50 m Aschgraue Mergel

Tonmergelstein bis Tonstein, kalkig, überwiegend fein geschichtet, braun verwittert

0,03 m Seegrasschiefer

Tonmergelstein, bituminös, stark bioturbat (Fucoiden), dunkelgrau bis dunkel bräunlichgrau

0,80 m Blaugraue Mergel

Tonmergelstein bis Tonstein, graubraun verwittert

**Amaltheenton-Formation (juAMT): 8,80 m (Abb. 2)**

Costatenkalk (juCK): 2,1 m:

0,13–0,16 m Kalkstein, hell bläulichgrau marmoriert, außen hellbraun verwittert (blue-heart-Verwitterung (Abb. 3), *Pleuroceras* ex gr. *hawskerense* [Bank 13])

0,20 m Tonstein, grau

0,09–0,11 m Kalkstein, durch abnehmenden Kalkgehalt nach oben in Mergelstein übergehend (3–4 cm),

*Pleuroceras* ex gr. *hawskerense*, *Pleuroceras yeovilense*, *Amauroceras* sp., *Cenoceras* sp. [Bank 12]

0,17–0,18 m Tonstein, grau

0,09–0,10 m Kalkstein, grau, mit hell rostbraun verwitterten Wurmgrabspuren, *Pleuroceras* ex gr. *hawskerense* [Bank 11]

0,82 m Tonstein, grau, mit einzelnen Tonmergelsteinlagen

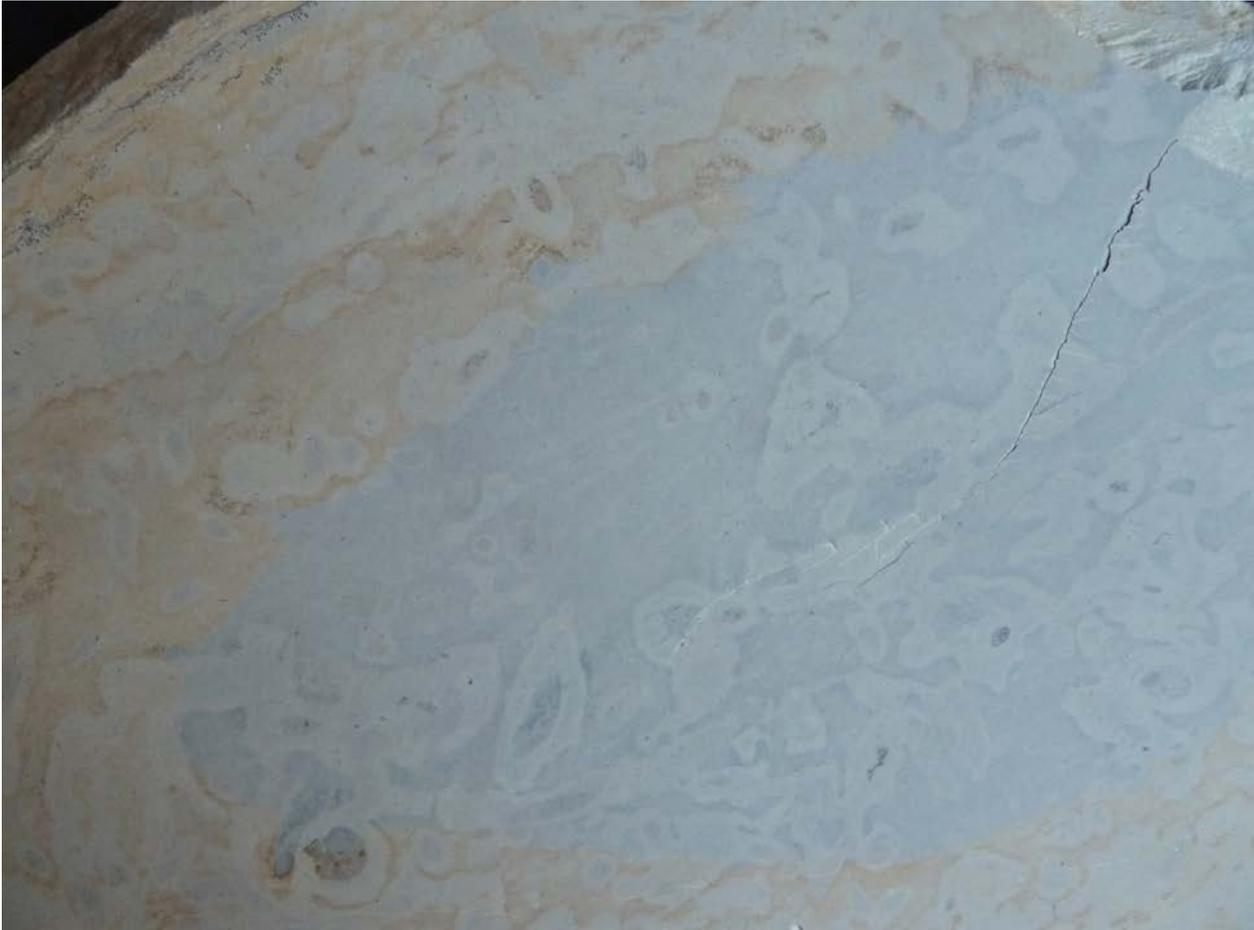


Abb. 3: Dachbank der Amaltheenton-Formation (Anschliff); Breite des Bildausschnitts: 13,8 cm

- 0,07–0,08 m Tonmergelstein, grau
- 0,16 m Kalkstein, hellgrau, hell rostbraun verwitterte Wurmgrabspuren [Bank 10]
- 0,19 m Tonstein, grau, limonitisierte Wurmgrabgänge, *Pleuroceras ex gr. spinatum*, *Pleuroceras ex gr. solare*, Belemniten, Muscheln
- 0,10 m Kalkstein, bläulichgrau, schwach bioturbat [Bank 9]
- Amaltheenton: 6,70 m
- 0,40 m Tonstein bis Tonmergelstein, grau, Belemniten, einzelne Muscheln
- 0,10 m Kalkstein (unregelmäßige Laibsteinlage), grau, Phosphoritkonkretionen, schwach bioturbat, nicht näher bestimmte Pleuroceraten [Bank 8]
- 0,15 m Tonstein bis Tonmergelstein, grau
- 0,15–0,18 m Kalkstein (unregelmäßige Laibsteinlage), feinkristallin, hellgrau [Bank 7]
- 0,50 m Tonstein, kalkig bis Tonmergelstein, grau, schwach glaukonitisch, Belemniten, Pectiniden
- 0,10–0,17 m Kalkstein, feinkristallin bis mikritisch, dunkelgrau, schwach bioturbat, wellig, Phosphorit-Konkretionen mit Grabspuren [Bank 6]
- 0,30 m Tonstein, grau
- 0,04–0,07 m Kalkstein, feinkristallin bis mikritisch, dunkelgrau, Phosphorit-Konkretionen mit Grabspuren, vereinzelt Amaltheen [Bank 5]
- 0,45–0,50 m Tonstein, grau, Belemniten
- 0,12–0,18 m Kalkstein bis Kalkstein, tonig, grau, knollig auflösende Kalksteinbank, schwach bioturbat, Pectiniden [Bank 4]
- 0,60 m Tonstein, grau
- Mikroprobe 10: Tonstein, grau; direkt über Bank 3
- 0,15 m Kalkstein, grau, mikritisch-feinkristallin, löst sich zum Teil knollig-rundlich auf, unregelmäßige, unscharf begrenzte Phosphorit-Konkretionen (mit Grab- und Bohrspuren), stellenweise viele Fossilien (v. a. Belemniten), *Amaltheus sub-nodosus* [Bank 3]
- 0,60 m Tonstein, grau, Belemniten
- Mikroprobe 8: Tonstein, grau; direkt unter Bank 3



- 0,17–0,20 m Tonmergellage, grau, schwach bioturbat, pyritisierte Grabspuren, Belemniten
- 1,80 m Tonstein, grau, Belemniten, vereinzelt haselnussgroße Pyritkonkretionen
- 0,10 m Kalkstein, grau, mikritisch bis mikrosparitisch, *Amaltheus subnodosus*; Mächtigkeit gleichbleibend; Einfallen (gemessen): 9° S [Bank 2]
- 0,90 m Tonstein, grau, massenweise Belemniten, bei 30 cm über der Basis gehäuft Amaltheen, *Amaltheus wertheri* bei 48 cm über der Basis; *Lytoceras* sp. etwa 65 cm über der Basis; am Top *Protogrammoceras depressum*  
Mikroprobe 6: Tonstein, grau; direkt unter Bank 2

**Numismalismergel-Formation (juNM): 3,7 m**

- 0–0,10 m Kalkstein, tonig, sehr echinodermerreich (vorwiegend Crinoiden), zahlreiche Belemniten, *Lytoceras fimbriatum*, selten *Amaltheus subnodosus*; die in Form langgestreckter Linsen ausgebildete Bank geht lateral in eine Belemniten-Breccie im Tonstein über (Abb. 4)
- 0,30 m Tonstein, dunkelgrau, Phosphorit-Konkretionen, Belemniten  
Mikroprobe 5: Tonstein, grau; direkt über Bank 1
- 0,10–0,17 m Kalkstein, mikrosparitisch, bioturbat, Phosphoritflecken mit Grabspuren, grau [Bank 1]
- 0,35 m Tonstein, dunkelgrau, viele Belemniten  
Mikroprobe 3: Tonstein, grau
- 0,12–0,13 m Kalkstein, grau; Bank in Knollen aufgelöst
- 0,30 m Tonstein, dunkelgrau
- 0,10 m Kalkstein, grau, schwach bioturbat, Belemniten



**Abb. 4:** Dachbank der Numismalismergel-Formation (Anschnitt); in der Grundmasse neben Belemniten der Gattung *Passaloteuthis* und Crinoidenstielgliedern zahlreiche Echinodermerreste und Phosphorit-Konkretionen; Breite des Bildausschnitts: 12 cm

Die auffälligste Bank der Numismalismergel-Formation, die Davoeibank, konnte außer in stark zerbrochener Form in der Störungszone nur als Lesestein im Aushub (mit *Prodactylioceras davoei* und *Androgynoceras* sp.) entdeckt werden. Im Vergleich mit dem Profil am Aubach in Aselfingen müsste sie knapp unterhalb des zur Zeit der Profilaufnahme zugänglichen Schichtabschnitts liegen.

Fortsetzung des Profils nach Bohrkernfotos:

- 2,30 m Wechsellagerung aus Tonmergelstein und Kalkstein (Bänke zwischen 10 und 25 cm mächtig), z. T. fossilführend (Belemniten, Muscheln), dunkelgrau bis grau

**Obtususton-Formation (juOT): ca. 20 m**

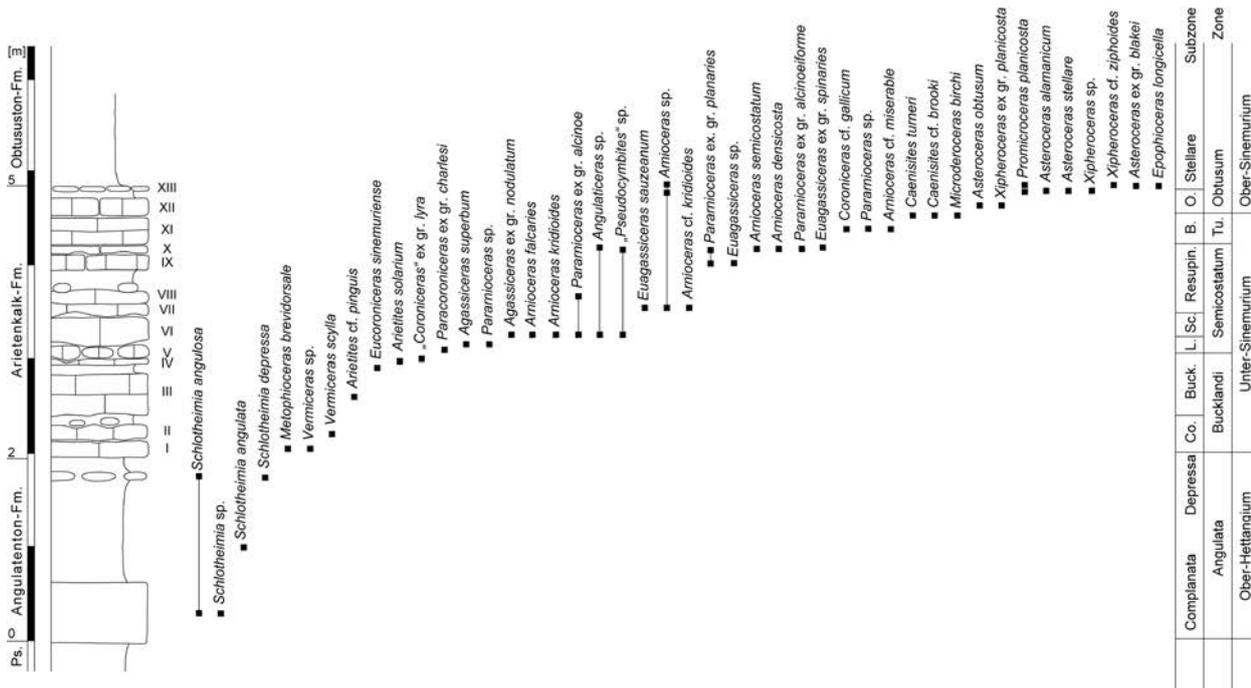
Im oberen Abschnitt der Obtususton-Formation einschließlich des Grenzbereichs zur Numismalismergel-Formation ist das Profil teilweise anhand der Kernbohrungen ergänzt. Im Straßeneinschnitt ist das Profil an einer NW–SE streichenden Schrägabschiebung gestört. Die Obliquabank wurde anhand nicht mehr im Verband befindlicher Gesteinsblöcke beschrieben.

- 0,30–0,50 m Obliquabank  
Kalkstein, feinkristallin, dunkelgrau bis schwarzgrau, durchsetzt mit unregelmäßig geformten, weißlichgrauen Phosphorit-Konkretionen, *Gryphaea obliqua*
- 11,80 m Tonstein, z. T. feingeschichtet, dunkelgrau, vereinzelt kleine Pyrit- Konkretionen, ca. 1,5 m unterhalb Top von Obtususton-Formation: *Asteroceras* ex gr. *blakei*
- ca. 8 m während der Bauarbeiten nicht zugänglich
- 1,00 m Tonstein, hellgrau, verwittert, stark plastifiziert

**Arietenkalk-Formation (juAK): 3,03 m (Abb. 5)**

- 0,04–0,06 m Kalkstein fladenförmig, bläulichgrau bis bräunlichgrau marmoriert, reich an Schalenbruch, Muscheln, *Asteroceras* ex gr. *blakei*, *Xipheroceras* cf. *ziphoides*, *Arnioceras* sp., *Epophioceras longicella*, *Promicroceras planicosta* [Bank XIII]
- 0,07 m Mergelstein, braun, mit flachen konkretionsartigen Verhärtungen, *Asteroceras alamanicum* (direkt unterhalb von Bank XIII), *Asteroceras stellare*, *Arnioceras* sp., Fragment von *Promicroceras planicosta*, *Xipheroceras* sp. fein skulpturierte Form [Bank XIIa]
- 0,16–0,18 m Kalkstein, biomikritisch (Echinodermerreste), blaugrau, braun angewittert, an der Bankoberseite Ammoniten: *Asteroceras obtusum*, *Xipheroceras* ex gr. *planicosta* [Bank XII]
- 0,02–0,03 m Mergelstein, braun [Bank XIa]

- 0,20–0,30 m Kalkstein, biomikritisch (Echinodermenreste), blaugrau, braun angewittert, unten mit teils großen Ammoniten:  
*Coroniceras cf. gallicum*, *Pararnioceras* sp., *Arnioceras cf. miserabile*  
 oben mit großen, teilweise korrodierten Ammonitenresten (*Caenites turneri*, *Caenites cf. brooki*),  
*Microderoceras birchi* [Bank XI]
- 0,06–0,30 m Kalkstein, biomikritisch (Echinodermenreste), blaugrau, braun angewittert, z. T. linsenartig, Unterseite wellig, zahlreiche Arnioceraten (4–7 cm Ø), pyritisiert bzw. „verrostet“; *Arnioceras semicostatum*, *Arnioceras densicosta*, *Pararnioceras* ex gr. *alcinoeiforme*, *Pararnioceras* ex gr. *planaries*, *Euagassicerases* ex gr. *spinaries*, *Angulaticeras* sp., „*Pseudocymbites*“ sp. [Bank X]  
 – Mergelfuge –
- 0,12–0,17 m Kalkstein, biomikritisch (Echinodermenreste), blaugrau, braun angewittert; *Pararnioceras* ex gr. *planaries*, *Euagassicerases* sp. [Bank IX]
- 0,12–0,21 m Mergelstein, braun, mit mehreren Kalkstein-Knollen (bis 10 cm Ø), ins Liegende und Hangende eingreifend
- 0,18–0,21 m Kalkstein, biomikritisch (Echinodermenreste), blaugrau, braun angewittert, Ober- und Unterseite wellig; *Pararnioceras* ex gr. *alcinoe* [Bank VIII]
- 0,08–0,15 m Kalkstein, biomikritisch (Echinodermenreste), blaugrau, braun angewittert, Unterseite stark wellig; *Euagassicerases sauzeanum*, *Euagassicerases striaries*, *Arnioceras cf. kridioides*, *Arnioceras* sp. [Bank VII]
- 0,24–0,32 m Kalkstein, biomikritisch (Echinodermenreste), blaugrau, braun angewittert, Unterseite stark wellig; *Agassicerases* ex gr. *nodulatum*, „*Pseudocymbites*“ sp., *Arnioceras falcaries*, *Arnioceras kridioides*, *Pararnioceras* ex gr. *alcinoe*, „*Coroniceras*“ sp., *Angulaticeras* sp., [Bank VI]
- 0,02–0,03 m Mergelstein, braun; *Agassicerases superbum*, *Pararnioceras* sp. [Bank Va]
- 0,14–0,16 m Kalkstein, biomikritisch (Echinodermenreste), blaugrau; unten mit Kalkstein-Knollen, deutlich ins Liegende eingreifend, *Paracoroniceras* ex gr. *charlesi*; an der Basis: „*Coroniceras*“ ex gr. *lyra* (evolute Form) [Bank V]
- 0,01 m Mergelfuge
- 0,05 m Kalkstein biomikritisch (Echinodermenreste), blaugrau, *Arietites solarium* [Bank IV]
- 0,09 m Mergelstein, braun, reichlich *Gryphaea arcuata*, *Eucoroniceras sinemuriense* sensu Quenstedt, non d’Orbigny
- 0,45 m Kalkstein biomikritisch (Echinodermenreste), blaugrau; Unterseite wellig; *Arietites cf. pinguis* [Bank III]
- 0,07 m Mergelstein, reichlich *Gryphaea arcuata*, braun; Kalksteinknollen (bis 13 cm Ø), ins Liegende eingreifend
- 0,18 m Kalkstein biomikritisch (Echinodermenreste), blaugrau; Unter- und Oberseite wellig; *Vermiceras scylla* [Bank II]  
 – Mergelfuge –
- 0,16–0,20 m **Kupferfelsbank**  
 Kalkstein, nesterweise fein oolithisch, sonst biomikritisch (Echinodermenreste), fossilreich, blaugrau, rostbraun verwitternd; *Gryphaea arcuata*, *Vermiceras* sp., *Metophioceras brevidorsale* [Bank I]



**Abb. 5:** Profil der Angulatenton- bis Arietenkalk-Formation an der Ortsumgebung Behla; Abkürzungen: Co. = Conybeari, Buck. = Bucklandi, L. = Lyra, Sc. = Scipionianum, Resupin. = Resupinatum, B. = Brooki – Birchi, O. = Obtusum, Ps. = Pylonoten-Fm., Tu. = Turneri



**Angulatenton-Formation (juAT): 1,75 m (Abb. 5)**

- 0,15 m Tonstein, dunkelgrau
- 0,05–0,10 m Kalkstein-Knollen, konkretionär, unten mikritisch, oben mikrosparitisch, bioturbat, hellgrau bis grau, mit Phosphorit-Konkretionen; Ober- und Unterseite wellig; *Schlotheimia depressa*, *Schlotheimia angulosa* (> 60 cm)
- 1,10 m Tonstein, feingeschichtet, dunkelgrau, ca. 40 cm von unten *Schlotheimia angulata*
- 0,65 m Oolithenbank  
Kalkstein, eisenoolithisch, stark fossilführend (*Cardinia*, *Plagiostoma*, *Schlotheimia angulosa*, *Schlotheimia* sp.), rostrot, z. T. blaugrün

**Psilonotenton-Formation (juPT): 6,94 m (Abb. 6)**

- 2,20 m Tonstein, feingeschichtet, dunkelgrau, braun verwittert
- 0,10–0,15 m Hagenowi-Bank  
Kalkstein, mikritisch, grau, Echinodermenreste
- 1,50 m Tonstein, feingeschichtet, dunkelgrau, braun verwittert
- 1,00 m Wechselfolge aus Tonstein, feingeschichtet, dunkelgrau, braun verwittert und mehreren dünnen (1–3 cm) Siltstein-Lagen, kalkig, z. T. schräg geschichtet
- 0,02–0,05 m Siltstein bis Feinstsandstein, kalkig, hellgrau, linsenartig an- und abschwellend
- 0,40 m Tonstein, feingeschichtet, dunkelgrau, braun verwittert
- 0,03–0,05 m Nagelkalkbank  
Kalkstein, feinsiltig, hellgrau, an der Oberseite 0,5 cm Nagelkalk
- 1,45 m Tonstein, feingeschichtet, dunkelgrau, braun verwittert
- 0,09–0,29 m Psilonotenbank  
Kalkstein, mikritisch, fossilarm (einzelne *Plagiostoma*), grau bis blaugrau
- 0,48 m Tonstein, schwach glaukonitisch, sehr schwach feinsandig, rostbraun verwittert, schwach plastifiziert, 1 *Schwegleria feifeli* (Schwegler) (Abb. 7)  
Mikroprobe: Ophiurenreste, Seeigelstachel, überwiegend limonitisiert
- 1,05 m Tonmergelstein, blass gelblichgrau, untere 25 cm blass gelblichgrün verwittert, nach oben zunehmend plastifiziert  
Mikroprobe (obere 10 cm): sehr wenige Crinoiden, Schalen- und Echinodermenreste, vereinzelt Glaukonit  
Mikroprobe (30–40 cm von unten): sehr wenige Schalenreste

**? Trossingen-Formation (kmTr): > 0,20 m**

- 0,20 m Tonmergelstein, rötlichgrau

Das Profil Behla zeigt – bei oberhalb der Arietenkalk-Formation generell leicht erhöhten Mächtigkeiten – große Ähnlichkeit mit den ca. 6 km südlich davon gelegenen Profilen am Aubach und im aufgelassenen Steinbruch westlich Aselfingen (Hahn 1971, v. Reis 1981) sowie dem 4,5 km südwestlich befindlichen Profil am oberen Aubach bei Mundelfingen (Hoffmann 1927, v. Reis 1981, Bloos 1997), wie die nachstehende Gegenüberstellung (Tab. 1) zeigt:

Tab. 1: Gegenüberstellung der Mächtigkeiten in den Profilen Aselfingen, Mundelfingen und Behla

	Aselfingen	Mundelfingen	Behla
<b>Jurensismergel-Fm.</b>	8,1 m		nicht aufgeschlossen
<b>Posidonienschiefer-Fm.</b>	10,5 m		> 5,1 m
<b>Amaltheenton-Fm.</b>	8,0 m		8,8–9,23 m
<b>Numismalimergel-Fm.</b>	4,4 m		3,7 m (evtl. tektonisch gestört)
<b>Obtususton-Fm.</b>	17,6 m	nicht aufgeschlossen	ca. 20 m
<b>Arietenkalk-Fm.</b>	5,4 m	5,0 m	3,05 m
<b>Angulatenton-Fm.</b>	1,6 m	1,75 m	1,75 m
<b>Psilonotenton-Fm.</b>	> 1,8 m	8,7 m	6,95 m

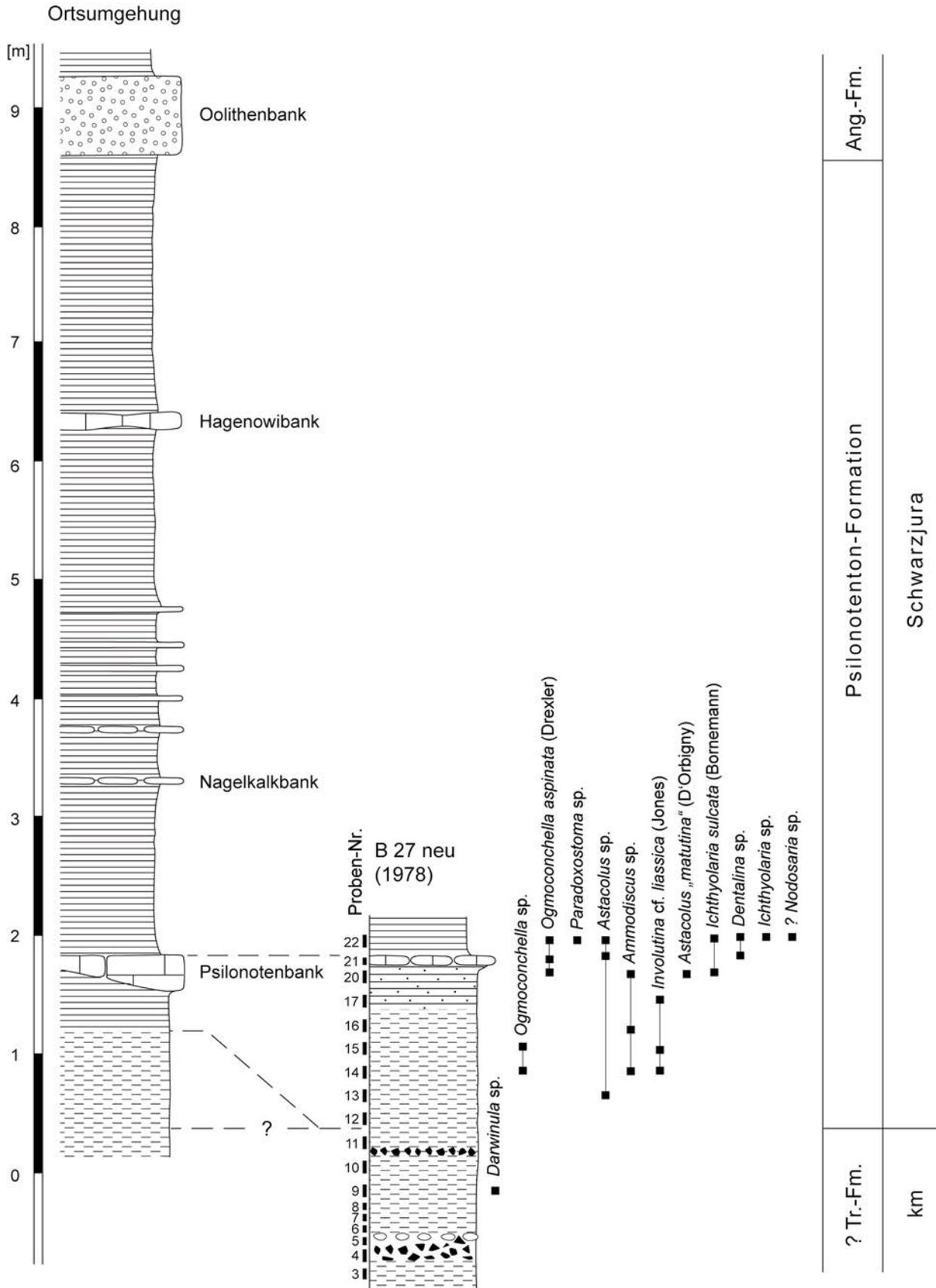


Abb. 6: Profil der Pylonotenton-Formation bei Behla; links: Ortsumgebung, rechts: B 27 neu, 1978); Abkürzungen: Tr.-Fm. = Trossingen-Formation, Ang.-Fm. = Angulatenton-Formation



**Abb. 7:** *Schwegleria feifeli* (Schwegler), Pylonotenton-Formation (unterhalb der Pylonnotenbank), Behla; Länge des Rostrums: 44 mm

## 4 Stratigraphie

### 4.1 Lithostratigraphie

Die Basis der Pylonotenton-Formation und damit die Keuper-/Jura-Grenze liegt üblicherweise, so auch im benachbarten Profil am Mundelfinger Wasserfall, an der Basis der Pylonnotenbank. Die hellgrauen, gelblichen oder grünlichen Tonmergelsteine darunter stellen eine Bleichzone dar, in der der Knollenmergel im Liegenden durch den Einfluss des Meerwassers seine ursprüngliche Färbung verloren hat (G. Bloos, frdl. schriftl. Mitt.).

An der B 27 neu in Behla besteht der Tonmergelstein von der Basis der Pylonnotenbank bis Probe 12 (s. Abb. 6) überwiegend aus aufgearbeitetem Keupermaterial (blassgrünliche und hellrosa Tonmergelsteine). Wie die mikropaläontologische Bearbeitung ergab, sind zusätzlich gelbliche Feinsandsteine, nach unten abnehmend Eisenooide, in den oberen 40 cm zusätzlich Glaukonit enthalten,

was marines Milieu und somit jurassisches Alter belegt. Aufgrund eines Belemnitenrests 70 cm unterhalb sowie der mikropaläontologischen Befunde (s. u.) legen wir wie schon W. Ohmert (1978) die Jura-Basis ca. 1,4 m unter die Pylonnotenbank, was auch durch Untersuchungen des Keupers in diesem Profil bestätigt wurde (D. Seegis, frdl. schriftl. Mitt.).

Die oberen 0,5 m im Profil an der Ortsumgebung sind aufgrund des og. Belemnitenfundes sowie z. T. limonitisierter, mariner Fossilreste eindeutig dem Unterjura zuzuordnen. Darunter sind entsprechende Belege (Glaukonit, Echinodermenreste) sehr selten, während Eisenooide ganz fehlen, weshalb die Altersstellung dieses Schichtabschnitts nicht eindeutig geklärt werden konnte.

Ein weiteres Profil mit 0,30–0,35 m Tonstein unterhalb der Pylonnotenbank, der in das Unter-Hettangium zu stellen ist, konnten M. Franz & E. Volohonsky im ca. 10 km nördlich gelegenen Aasen aufnehmen (Volohonsky 1998):

Aasen-Heidenhofen, Baugrube unterhalb Bettelhansenkreuz

UTM-Koordinaten: Ost: 466968, Nord: 5314657; 757 m ü. NN

Geolog. Aufnahme: M. Franz & E. Volohonsky, 07.10.1998

#### Verwitterungs- und Umlagerungsbildung (qum)

0,40 m Oberboden, humos, an der Basis 5–20 cm Verwitterungsschutt der Oolithenbank

#### Pylonotenton-Formation (juPT): > 5,17 m

0,90 m Tonstein, nach oben zunehmend verlehmt, graubraun

##### Nagelkalkbank:

0,12–0,16 m Kalkstein, grau, weiß verwitternd, sparitisch, biodetritisch (Echinodermen, Muscheln, *Cardinia* sp.), mit hellgrauen bis hellrötlichen, angebohrten Phosphorit-Konkretionen (Koprolithen?), Bank stellenweise zweigeteilt

0,03 m unregelmäßige Kalkstein-Knollenlage, blaugrau, bräunlichgrau verwitternd, Feinschill führend

2,40 m Tonstein, siltig, glimmerführend, grau, 55–125 cm von oben und an der Obergrenze mm- bis cm-mächtige, kalkige Feinsandsteinlagen, schräggeschichtet und bioturbat

Mikroprobe (obere 10 cm): *Ogmoconchella aspinata*, *Nanacythere* sp.

Mikroprobe (untere 15 cm): *Ogmoconchella aspinata*

ca. 0,50 m Aufschlusslücke

Pylonotenbank (dreigeteilt):

- 0,13–0,40 m Kalkstein, leicht sparitisch, dunkelblaugrau, Unterseite stark wellig, lagenweise Muschelschill, an der Unterseite mehrere Exemplare von *Psiloceras (Curviceras)* sp. und *Psiloceras (Caloceras)* sp.
- 0,38 m Tonstein, dunkelgraubraun, feingeschichtet
- 0,15 m Kalkstein, leicht sparitisch, dunkelgrau, Oberseite wellig, fein verteilter Pyrit (z. T. Kristalle bis mehrere mm), Muscheln (Austern, Pectiniden), Echinodermen, Ammoniten (*Psiloceras (Caloceras) franconicum*, *Psiloceras (Caloceras)* sp.)
- 0,01–0,02 m Mergelstein, feinsandig, biotritisch, grau, gelblich verwitternd, vereinzelt Belemniten
- 0–0,10 m Kalkstein, schwarzgrau, verwittert dunkelgrau, lückenhafte Knollenlage, von feinen Fucoiden und größeren Grabgängen durchsetzt, Muscheln, Ammoniten (*Psiloceras plicatulum*)
- 0,30–0,35 m Tonstein, feingeschichtet, oben schwarzgrau, dunkelrostbraun verwitternd, untere 13 cm grau, reich an feinen Schalen-trümmern und Muscheln (*Pecten*, *Entolium*, *Ostrea*), mit rostig verwitterten Markasit-Konkretionen bis 1 cm, an der Obergrenze 1 Ammonit (? *Neophyllites*-Innenwindung)
- Mikroprobe (obere 15 cm): *Ogmoconchella aspinata*, Seeigelstacheln, 1 Belemnit
- Mikroprobe (untere 10 cm): *Acrodus*, Haizähne, Seeigelstacheln

**Trossingen-Formation (kmTr): > 1,85 m**

- 0,04–0,05 m Tonstein, hellgrünlich-gelb, helle, flache Karbonatkonkretionen
- 0,16–0,30 m Kalkstein, schwach dolomitisch, fahlgelb bis grünlichgelb, Trennflächen braun verfärbt, z. T. zweigeteilte Lage aus schalig verwitterten Knollen (bis kopfgroß), oberflächlich etwas mürb
- 0,75–0,90 m Tonschluffstein, hellgrünlich bis hellgelb, fleckige Farbverteilung, sehr häufig kleine, neugebildete Kalk-Konkretionen
- Mikroprobe (10–30 cm von oben): keine Mikrofauna
- Mikroprobe (untere 20 cm): keine Mikrofauna
- > 0,75 m Tonschluffstein, blassrötlichgrau, ungeschichtet, vertikale und horizontale Trennflächen mit rotem, tonigem Belag, kleine, flache Kalk-Konkretionen wie zuvor, weiß bis hellgrau, 35 cm von oben eine auffällige, intensiv rot gefärbte Trennfläche, unterhalb derer keine Kalk-Konkretionen mehr auftreten und das Gestein weniger stark geklüftet ist, Hangendgrenze unregelmäßig wellig.

Weitere Vorkommen von (meist geringmächtigen) jurassischen Ablagerungen unterhalb der Pylonotenbank im Schönbuch und im Schurwald sind bei Buck (1953), Eisenhut (2002) und Riegraf (1996) beschrieben.

Zusammenfassend interpretieren wir diese Befunde als Hinweis darauf, dass im Zuge der Jura-Transgression die obersten Keuperschichten in unterschiedlichem Maß aufgearbeitet und – möglicherweise verstärkt in Rinnen – zusammen mit marinen jurassischen Komponenten resedimentiert wurden (vgl. Singh 1966). Auch eine teilweise äolische Umlagerung von verwittertem Knollenmergel (Buck 1953: 267 f.) ist nicht auszuschließen.

## 4.2 Biostratigraphie

### 4.2.1 Ammoniten

**Arietenkalk-Formation:**

Die unterste Zone des Unter-Sinemuriums, die Bucklandi-Zone (Conybeari-, Rotiforme- und Bucklandi-Subzone) ist auf die Kalkbänke I bis IV und die dazwischen befindlichen Mergelsteinlagen beschränkt und sehr lückenhaft überliefert. Die Kupferfelsbank (Bank I) enthält wie in der übrigen Baar, dem Vorland der westlichen Schwäbischen Alb und dem angrenzenden Wutachgebiet die Conybeari-Subzone. Nach derzeitigem Kenntnisstand setzt die Rotiforme-Subzone erst im Bereich der Mergelfuge zwischen Kalkbank I und II ein. Dieser Bereich ist andernorts (nördliche Baar, Vorland der westlichen Schwäbischen Alb) in Gestalt einer dickeren Mergelsteinlage entwickelt, die auch noch den höheren Teil der Conybeari-Sub-

zone enthält. Aus der darauffolgenden Kalkbank (Bank II) ist mit *Vermiceras scylla* der *scylla*-Horizont der basalen Bucklandi-Subzone nachgewiesen, wie dies auch in den angrenzenden Regionen der Fall ist. Die Rotiforme-Subzone konnte im tieferen Teil dieser Kalkbank, im Gegensatz zum Vorland der westlichen Schwäbischen Alb, bei Behla nicht nachgewiesen werden. Die Kalkbänke III (mit *Arietites* cf. *pinguis*) und IV (mit *Arietites solarium*, *solarium*-Horizont) gehören ebenfalls noch zur Bucklandi-Subzone. Zwischen diesen beiden Kalkbänken konnte *Eucoronicerias sinemuriense* sensu Quenstedt, non d'Orbigny festgestellt werden. Dies stimmt mit dem Vorkommen dieser Form an anderen Lokalitäten im Gebiet der Baar überein.

Von Bank V bis X folgt darüber die Semicostatum-Zone, deren tieferer Teil (Lyra- und Scipionium-Subzone) sehr stark kondensiert vorliegt, wohingegen der höhere Teil, die Resupinatum-Subzone, besser repräsentiert ist. Innerhalb dieser Subzone



befindet sich aber auch der markanteste Mergelsteinbereich, der durch ein bis zwei knollige, kleinräumig ausbleibende Kalkbänke geringer Mächtigkeit unterbrochen wird.

Aus Kalkknollen, die direkt in das Liegende der Kalkbank V hineingreifen, ist *Paracoroniceras* ex gr. *charlesi* nachgewiesen. An der Basis von Kalkbank V finden sich Reste von „*Coroniceras*“ ex gr. *lyra*. Beide Ammonitenarten belegen die Lyra-Subzone. Mit *Pararnioceras* und *Agassiceras superbium* aus der darauffolgenden Mergelsteinlage ist bereits die Scipionianum-Subzone nachgewiesen. Bank VI enthält mit *Agassiceras* ex gr. *nodulatum*, *Arnioceras kridioides*, *Arnioceras falcaries*, *Pararnioceras* ex gr. *alcinoe*, *Angulaticeras* sp. und „*Pseudocymbites*“ sp. eine reiche Ammonitenfauna innerhalb der Scipionianum-Subzone. Die darauffolgende Bank VII gehört aufgrund von Funden von *Euagassiceras sauzeanum* und *Euagassiceras striaries* bereits zur Resupinatum-Subzone, die bis zur Bank X reicht. Diese Bank ist wiederum sehr fossilreich und enthält vor allem zahlreiche Exemplare von *Arnioceras semicostatum* und *Arnioceras densicosta*.

Die Turneri-Zone des Ober-Sinemurium (Brooki-Subzone–Birchi-Subzone) ist sowohl mit *Caenisites turneri*, *Caenisites* cf. *brooki* als auch durch *Microderoceras birchi* in Bank XI gut belegt.

Die Obtusum-Zone, Obtusum-Subzone ist in der obersten Kalkbank (XII) mit *Asteroceras obtusum* belegt. In der darüber folgenden Mergellage ist mit *Asteroceras alamanicum*, *Asteroceras stellare* und *Promicroceras planicosta* die Stellare-Subzone nachgewiesen. Die abschließende Muscheltrümmerbank (XIII) führt u. a. *Asteroceras* ex gr. *blakei*, *Promicroceras planicosta* und *Epophioceras longicella* und ist damit ebenfalls in die Stellare-Subzone zu stellen.

#### 4.2.2 Mikrofauna

An der B 27 neu ist bereits 1,2 m unter der Psilonotenbank durch vereinzelte Foraminiferen (*Astacolus* sp., *Ammodiscus* sp., *Involutina* cf. *liassica* Jones) Unterjura nachgewiesen. *Astacolus* „*matutinus*“ (d’Orbigny), *Ast.* sp., *Ichthyolaria sulcata* (Bornemann), *Ichth.* sp., *Dentalina* sp., *Lenticulina* sp. sowie *Ogmoconchella aspinata* (Drexler) in den folgenden Mikroproben belegen das Unterhettangium. Vergleichbare Mikrofaunen lieferten auch die Profile an der Ortsumgehung Behla sowie in Aasen, wenn auch jeweils erst ca. 20 cm unterhalb der Psilonotenbank.

Die nahe der og. Störungszone aus der Obtusum-Formation entnommenen Mikroproben lieferten typische Ostracoden des Ober-Sinemurium, darunter *Bairdia molesta* Apostolescu, *Paracypris redcarensis* (Blake), *Kinkelinella* (*Klinglerella*) *variabilis* (Klingler & Neuweiler), *Bythoceratina seebergensis* (Triebel & Bartenstein) und *Cytherelloidea lacertosa* Apostolescu. Einzelfunde von *Gammacythere ubiquita* Malz & Lord und *Grammannella* aff. *carinata* Herrig weisen nach Behr (2004) auf das oberste Ober-Sinemurium hin.

Die Foraminiferen-Assoziation enthält neben den charakteristischen Arten *Dentalina varians* Terquem, *Vaginulina listi* (Bornemann) und *Ammodiscus incertus* d’Orbigny u. a. noch *Lenticulina communis* (Kübler & Zwingli), *Marginulina prima* d’Orbigny, *Lingulina tenera* Bornemann, *Ichthyolaria bicostata* d’Orbigny und *Lingulina hybrida* (Frentzen).

Die Aufschlussverhältnisse ermöglichten in der Numismalmergel-Formation nur eine Probenahme oberhalb der Davoeibank. Nach den Ammonitenfunden sind die beiden Proben bereits in die Margaritatus-Zone des Ober-Pliensbachium zu stellen. Im Folgenden werden sie daher gemeinsam mit den drei Proben aus der Amaltheenton-Formation beschrieben.

In der arten- und individuenreichen Ostracodengemeinschaft besitzen *Liasina lanceolata* (Apostolescu) und *Ogmoconchella* Form A Michelsen stratigraphischen Leitwert für das Pliensbachium (Harloff 1993: 11 ff.); die für die Margaritatus-Zone leitende *Grammannella apostolescui* (Gramann) fehlt in den vorliegenden Proben.

Aufgrund ihrer Häufigkeit typische Arten dieses Schichtabschnitts sind (in alphabetischer Reihenfolge): *Bairdia rostrata* Issler, B. sp. A Harloff, *Isobythocypris tatei* (Coryell), *Isobyth. unispinata* Apostolescu, „*Monoceratina*“ *michelseni* Riegraf, *Ogmoconcha* (*Hermiella*) *intercedens* Dreyer, *Ogmoconcha* (O.) *amalthei* (Quenstedt), *Polycope cerasia* Blake, *Polyc. cincinnata* Apostolescu und *Trachycythere tubulosa tubulosa* Triebel & Klingler.

Die Proben aus diesem Schichtabschnitt lieferten 42 Foraminiferenarten. Davon waren häufiger anzutreffen: *Ammodiscus incertus* d’Orbigny, *Dentalina fragilis* Terquem, *Dentalina varians* Terquem, *Ichthyolaria bicostata* d’Orbigny, *Lenticulina communis* (Kübler & Zwingli), *Lenticulina polygonata* (Franke), *Marginulina prima* d’Orbigny, *Marginulinoopsis pennensis* (Rugé) und *Pseudonodosaria* sp.

## 5 Tektonik

Die Trasse der Ortsumgehung wird westlich Behla etwa in Höhe des Weidenbachwegs von einer Störung gequert. Die 120° streichende, mit nur 40° nach Süden einfallende Störung hat eine deutliche horizontale Komponente bei einem vertikalen Versatz von ca. 9 m und ist somit als Schrägabschiebung zu bezeichnen. An dieser Störung sind auf der östlichen Seite des Einschnitts die oberste Obtususton-Formation mit der Obliquabank, die komplette Numismalmergel-Formation und der tiefste Teil der Amaltheenton-Formation tektonisch unterdrückt.

In der Störungszone fand sich lediglich die stark zerbrochene und mit Calcit wiederverheilte Davoeibank (Abb. 8). Mehrfach zerbrochene und wiederverheilte Belemniten (Abb. 9) deuten auf wiederholte Bewegungen entlang der Störungsfläche hin. Auf der Westseite waren auf der Tiefscholle noch 1,4 m „Zwischenkalke“ der Numismalmergel-Formation aufgeschlossen. Die Störung passt sehr gut in das tektonische Inventar des Bonndorf-Hegau-Grabens, dessen Randverwerfungen häufig deutliche Horizontalverschiebungsbeträge aufweisen, wie dies auch in Aufschlüssen im wenige Kilometer entfernten Döggingen immer wieder zu beobachten ist.



**Abb. 8:** Davoeibank, tektonisch brecciiert und mit braunem Calcit wiederverheilt; Störung am Weidenbachweg bei Behla, Ostseite des Einschnitts an der Ortsumgehung; Breite des Bildausschnitts: 6,6 cm.



**Abb. 9:** Zerbrochene, wiederverheilte Belemniten aus der Störungszone bei Behla; Länge des größten Exemplars: 72 mm.

## 6 Zusammenfassung

Nach den bei den Profilaufnahmen durch Ohmert & Schreiner (1978) und Franz & Volohonsky (1998) gewonnenen Makro- und Mikrofaunen liegt die Keuper/Jura-Grenze in Behla und in Aasen nicht an der Basis der Pilonotenbank, in Behla biostratigraphisch sogar bis 1,4 m darunter in den makroskopisch von gebleichtem Knollenmergel nicht zu unterscheidenden Tonmergelsteinen.

Ansonsten zeigt das Profil des Schwarzzjura in Behla bei generell leicht erhöhten Mächtigkeiten große Ähnlichkeit zu den bekannten Profilen am Aubach bei Aselfingen und Mundelfingen. Exakt horizontierte Ammonitenaufsammlungen ermöglichen eine detaillierte biostratigraphische Gliederung der Arietenkalk-Formation. Unter anderem

konnte das genaue Fundniveau von *Arnioceras kridioides* Hyatt, *Arnioceras falcaries* (Quenstedt), *Arnioceras semicostatum* (Young & Bird), *Arnioceras densicosta* (Quenstedt) und *Euagassicerias striaries* (Quenstedt) geklärt werden.

Die Dachbank der Amaltheenton-Formation weist eine sehr auffällige, vermutlich auf Bioturbation zurückzuführende Textur auf, die zwischenzeitlich auch bei Ewattingen (Bl. 8116 Löffingen) beobachtet wurde.

Die Profilaufnahme ermöglicht zusammen mit nachfolgenden Begehungen der Umgebung von Behla eine deutliche Korrektur der geologischen Karte dieses Bereichs. Außer der im Profil aufgeschlossenen Schrägabschiebung führte auch die anschließende Nachkartierung zu einer veränderten Darstellung der tektonischen Situation.



## Dank

Für die reibungslose Zusammenarbeit danken wir M. Kunz, C. Schey, M. Waidele und T. Burgbacher vom RP Freiburg (Ref. 47). Unser herzlicher Dank gilt den Mitarbeitern der Baufirma A.M. Müller (Zimmern o. R.) für die Möglichkeit der geologischen Profilaufnahme und vielfältige Unterstützung während der Bauarbeiten. Für nützliche Diskussionen und Hinweise danken wir G. Bloos (Remseck), D. Seegis (Schorndorf), G. Schweigert (Stuttgart) und U. Wielandt-Schuster (LGRB Freiburg).

Besonderer Dank gilt G. Fischer und B. Schmücking (LGRB Freiburg) für die Anfertigung der Abbildungen in gewohnt guter Qualität.

## Literatur

- Beher, E. (2004): Ostracodenfauna und Biostratigraphie im Ober-Sinemurium von Süddeutschland und der Nordschweiz. – Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde, Ser. B, 349: 171 S.
- Bloos, G. (1997): 1. Exkursionstag (Donnerstag, 8.5.1997). – DUGW, Subkommission für Jura-Stratigraphie, Jahrestagung 1997, Blumberg-Achdorf, Wutachtal: 11–12; Stuttgart [unveröff.].
- Buck, E. (1953): Beiträge über die Grenzsichten Rhät-Lias in Württemberg nach dem Mikrobefund. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, 97: 257–270.
- Deigner, C. (1998): Ingenieurgeologische Untersuchungen und geologische Kartierung auf der Baar und dem Westteil der Schwäbischen Alb. – Diplom-Arbeit Universität Karlsruhe: 102 S. [unveröff.].
- Eisenhut, E. mit Beiträgen von Groschopf, P., Müller, S. & Zürn, H. (2002): Erläuterungen zum Blatt 7223 Göppingen. 3., unveränderte Auflage. – Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000: VI + 213 S.; Freiburg i. Br.
- Franz, M. & Rohn, J. mit Beiträgen von Finger, P. & Grimm, B. (2004): Erläuterungen zum Blatt 8117 Blumberg. 3., völlig neu bearb. Aufl. – Geol. Kt. Baden-Württ. 1 : 25 000: VII + 196 S.; Freiburg i. Br.
- Franz, M., Arp, G. & Niebuhr, B. (2020): Schwarzjura-Gruppe. – In: LithoLex [Online-Datenbank]. Hannover, BGR. Last updated 30.01.2020 [cited 16.02.2020] Record no. 10000049. Available from: <https://litholex.bgr.de>
- Hahn, W. (1971): Der Jura. – In: Sauer, K.F. & Schnetter, M. [Hrsg.]: Die Wutach.- Die Natur- und Landschaftsschutzgebiete Baden-Württembergs, 6: 117–133; Freiburg i. Br. (Badischer Landesverein für Naturkunde und Naturschutz).
- Harloff, J. (1993): Ostracoden des Unter-Pliensbachiums in Baden-Württemberg. – Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde, Ser. B, 191: 214 S.
- Hoffmann, K. (1927): Über die Keuper-Liasgrenze bei Mundelfingen (Südbaden). – Verhandlungen des Naturwissenschaftlichen Vereins Karlsruhe, 35: 39–45; Karlsruhe.
- Jayasinghe, S. (2001): Geologische Teilkartierung 1:10000 auf dem Blatt 8017 Geisingen, Schwarzwald-Baar-Kreis, Baden-Württemberg. – Diplom-Kartierung Universität Tübingen: 78 S. [unveröff.].
- Regierungspräsidium Freiburg, Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (Hrsg.) 2013): Geologische Karte 1 : 50 000, Geodaten der Integrierten geowissenschaftlichen Landesaufnahme (GeoLa). [https://www.lgrb-bw.de/aufgaben\\_lgrb/geola/produkte\\_geola](https://www.lgrb-bw.de/aufgaben_lgrb/geola/produkte_geola) [19.02.2016]
- Reis, H. v. (1981): Geologie der Schichtenfolge Mittlerer Keuper bis Unter-Malm im Gebiet „Achdorfer Wutachschlucht“, nördlich Achdorf, Schichtstufenland der Südwestbaar/Süddeutschland. – Dipl.-Kartierung RWTH Aachen: 261 S. [unveröff.].
- Riegraf, W. (1996): Belemniten-Fanghäkchen (Cephalopoda, Coleoidea) aus der Pylonotenbank (Unterer Jura, tiefstes Hettangium) von Südwestdeutschland. – Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde, Ser. B, 239: 38 S.
- Schalch, F. (1908): Erläuterungen zu Blatt Blumberg (Nr. 53). – Geologische Spezialkarte von Baden 1:25000: 86 S.; Heidelberg.
- Schalch, F. (1909): Erläuterungen zu Blatt Geisingen (Nr. 121). – Geologische Spezialkarte von Baden 1:25000: 80 S.; Heidelberg.
- Scherzinger, A., Gräbenstein, S. & Schweigert, G. (2020): *Arietites solarium* (Quenstedt, 1883) – a diagnostic ammonite species in the Lower Jurassic (Early Sinemurian, Bucklandi Zone) of SW Germany. - *Volumina Jurassica*, 18: 37–46.
- Seegis, D. (in Vorber.): Nonmarine to brackish ostracod faunas from the Middle to Late Triassic Keuper beds of southern Germany and Switzerland.
- Singh, I.B. (1966): Sedimentologie der Keuper-Lias-Grenzsichten von Württemberg (Deutschland). – Arbeiten aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der TH Stuttgart, Neue Folge, 52: 175–192.
- Volohonsky, E. (1998): Geologische Teilkartierung des Blattes 8017 Geisingen, NW Bereich.- Diplom-Kartierung Univ. Tübingen: 32 S.; [unveröff.].





LGRB-Informationen	32	S. 113 – 157	17 Abb.	1 Tab.	1 Taf.	5 Anh.	Freiburg i. Br. Juni 2021
--------------------	----	--------------	---------	--------	--------	--------	------------------------------

# Die Forschungsbohrung Unteres Bleichtal bei Herbolzheim (Landkreis Emmendingen, Baden-Württemberg)

LENA STARK, MATTHIAS FRANZ, ULRIKE WIELANDT-SCHUSTER  
& SUSANNE FEIST-BURKHARDT

## Inhalt

<b>1</b>	<b>Einleitung</b> .....	<b>115</b>
<b>2</b>	<b>Geologischer Rahmen</b> .....	<b>116</b>
<b>3</b>	<b>Geophysikalische Vorerkundung</b> .....	<b>117</b>
	3.1 Reflexionsseismik .....	117
	3.2 Geoelektrik .....	123
<b>4</b>	<b>Untersuchungen der Lockersedimente</b> .....	<b>125</b>
	4.1 Iffezheim-Formation .....	125
	4.2 Breisgau-Formation .....	127
	4.3 Neuenburg-Formation.....	128
	4.4 Schwermineralanalyse.....	129
	4.5 Bohrlochmessungen .....	131
	4.6 Vergleich mit anderen Bohrungen .....	133
<b>5</b>	<b>Untersuchungen des Festgesteins</b> .....	<b>135</b>
	5.1 Opalinuston-Formation .....	135
	5.2 Palynostratigraphische Untersuchung der Opalinuston-Formation .....	138
<b>6</b>	<b>Fazit</b> .....	<b>142</b>
<b>7</b>	<b>Dank</b> .....	<b>142</b>
<b>8</b>	<b>Literatur</b> .....	<b>143</b>

Anschrift der Autoren: LENA STARK, Dr. MATTHIAS FRANZ und Dr. ULRIKE WIELANDT-SCHUSTER • Regierungspräsidium Freiburg (Abt. 9) – Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau • Postfach • 79095 Freiburg i. Br. • lena.stark@rpf.bwl.de, matthias.franz@rpf.bwl.de und ulrike.wielandt-schuster@rpf.bwl.de; Dr. SUSANNE FEIST-BURKHARDT • Geological Consulting & Services • Odenwaldstr. 18, 64372 Ober-Ramstadt • feistburkhardt@gmail.com



Anhang 1	Schichtenverzeichnis der Forschungsbohrung Unteres Bleichtal .....	145
Anhang 2	Fotodokumentation der Lockersedimente und Lithofazieslog der Forschungsbohrung Unteres Bleichtal .....	148
Anhang 3	Artenliste der Palynomorphen im Opalinuston .....	154
Anhang 4	Verteilung der prozentualen Anteile der Dinoflagellatenzystengruppen an der Dinoflagel- latenzysten-Vergesellschaftung in der Forschungsbohrung Unteres Bleichtal .....	156
Anhang 5	Schichtenverzeichnis der Bohrung GWM 1T/07, Schutzgebietsausweisung Kenzingen ..	157



Schlagworte: Forschungsbohrung, Oberrheingraben, Neuenburg-Formation, Breisgau-Formation, Iffezheim-Formation, Opalinuston-Formation

### Zusammenfassung

Zur Erkundung der Mächtigkeit und Zusammensetzung der Lockergesteinsfüllung des Bleichtals zwischen Herbolzheim und Kenzingen wurde 2016 die Forschungsbohrung Unteres Bleichtal abgeteuft. Die 123 m tiefe Bohrung erschließt in einem Seitental des Oberrheingrabens bis 98,5 m Lockersedimente und endet im tieferen Teil der Opalinuston-Formation. Die Abfolge der Lockersedimente beginnt mit 51,57 m mächtigen lokalen Schüttungen der Iffezheim-Formation, die ein frühpleistozänes Alter aufweisen. Darüber folgen 22,18 m lokale und alpine Schotter der Breisgau-Formation und 22,85 m unverwitterte alpine und lokale Sedimente der Neuenburg-Formation. Diese wurden größtenteils unter kaltzeitlichen Bedingungen abgelagert. Den Abschluss bilden 1,90 m mächtige holozäne Feinsedimente.

#### **The Lower Bleichtal research borehole (Emmendingen district, SW-Germany)**

Keywords: Research drilling, Upper Rhine Graben, Neuenburg Formation, Breisgau Formation, Iffezheim Formation, Opalinuston Formation

### Abstract

The Lower Bleichtal research borehole was drilled in 2016 to investigate the thickness and composition of the filling of the Bleichtal valley between Herbolzheim and Kenzingen. The 123 m deep borehole contains 98.5 m thick unconsolidated sediments in a side valley of the Upper Rhine Graben and terminates in the lower part of the Opalinuston Formation. The sequence of unconsolidated rock is divided into 51.00 m thick, early Pleistocene, local sediments of the Iffezheim Formation. Above follow 22.18 m thick local and alpine gravel of the Breisgau Formation and 22.85 m thick unweathered alpine and local sediments of the Neuenburg Formation. Most of the sediments were deposited under cold-age conditions. 1.90 m of Holocene fine sediment complete the profile.

### Abkürzungen

BO = Bohrung  
FBB = Forschungsbohrung Bleichtal  
GWM = Grundwassermessstelle

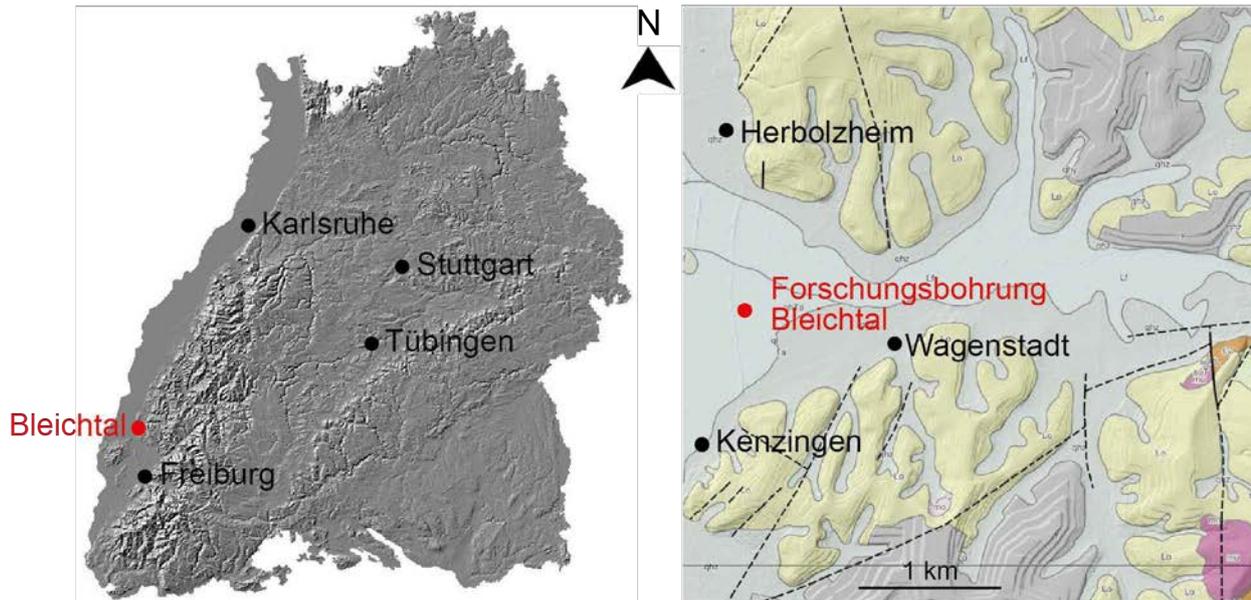
## 1 Einleitung

Die vom Westschwarzwald zum Rhein gerichteten Täler weisen teilweise unerwartet mächtige Lockergesteinsfüllungen auf. Die 2007 im Zusammenhang mit der Schutzgebietsausweisung für den Brunnen „Herbolzheimer Pfad“ der Stadt Kenzingen abgeteuft Bohrung GWM1T/07 (BO7712/1349) wies darauf hin, dass auch am südlichen Talausgang des Bleichtals vergleichsweise mächtige Lockersedimente vorhanden sind. Zudem hatte diese Bohrung pleistozäne, limnische Feinsedimente erschlossen, die näher untersucht werden sollten.

Die Forschungsbohrung Unteres Bleichtal (BO7712/2081) wurde im Jahr 2016 als Kernbohrung vom Bohrunternehmen BauGrund Süd im südlichen Oberrheingraben abgeteuft. Der Ansatzpunkt der Bohrung liegt im Ausgangsbereich des Bleichtals etwa 1 km südlich der Stadt Herbolzheim östlich der L 106. Das Untere Bleichtal ist an seiner Mündung in den Oberrheingraben zwischen Kenzingen und Herbolzheim trichterförmig aufgeweitet (Abb. 1).

Das Ziel der Untersuchungen war es, Informationen über die Zusammensetzung der Lockersedimente zu gewinnen und ein besseres Verständnis der Ablagerungsbedingungen im Pliozän und Pleistozän zu bekommen. Durch die spezielle Grabenrandtektonik am Oberrheingraben ließ sich die Mächtigkeit der Lockersedimente hier kaum prognostizieren. Zur Vorbereitung der Bohrung fanden geophysikalische Messungen statt (Reflexionsseismik und Geoelektrik), mit deren Hilfe der Bohrpunkt festgelegt wurde.

Die Forschungsbohrung Unteres Bleichtal bestätigte die hohe Mächtigkeit der Lockersedimente, deren Basis bei 98,5 m Teufe erbohrt wurde. Das liegende Festgestein stellte sich überraschenderweise als Opalinuston-Formation heraus, weshalb die Bohrung noch bis 123 m Teufe verlängert wurde, um auch diesen Teil wissenschaftlich untersuchen zu können. Der Fokus dieser Arbeit liegt auf den pliozänen und quartären Lockersedimenten, weshalb diese im Kapitel 4 zuerst beschrieben werden.



**Abb. 1:** Lage der Forschungsbohrung Unteres Bleichtal bei Herbolzheim. Hintergrundkarte aus Geodaten der Integrierten geowissenschaftlichen Landesaufnahme (GeoLa), Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau am Regierungspräsidium Freiburg, Darstellung mit quartären Deckschichten. Stratigraphische Kürzel siehe Kartenausschnitt in Abb. 2.

## 2 Geologischer Rahmen

Das ca. 10 km lange Bleichtal öffnet sich gen Westen und stellt nach Kessler (2010) mit seiner auffälligen E–W-Richtung ein tektonisch angelegtes Tal dar. Das gesamte Tal wird heute durch den Bleichbach über die Elz in den Rhein entwässert. Im mittleren Schwarzwald ist der Übergangsbereich vom Grund- zum Deckgebirge von einer stark gegliederten Abtreppung zum Rheingraben hin geprägt (Kessler 2010). Zwischen Offenburg und Emmendingen liegt die Lahr–Emmendinger Vorbergzone, die sich direkt am Grabenrand überwiegend aus Buntsandsteinschollen und kleineren Flächen mit Muschelkalk zusammensetzt und in deren südlichem Abschnitt das Bleichtal liegt. Die sich westlich anschließende Vorhügel-Zone ist fast vollständig von Löss-Sedimenten bedeckt, dort sind die tektonischen Schollen weiter abgesenkt und das Festgestein unter der quartären Bedeckung besteht überwiegend aus Muschelkalk. Diese Zone wird durch N–S verlaufende Störungen weiter gegliedert (vgl. Abb. 2). In weiter zum Grabeninneren liegenden tektonischen Schollen sind jurassische Sedimente aufgeschlossen (z. B. westlicher Bereich der Vorbergzone bei Kenzingen).

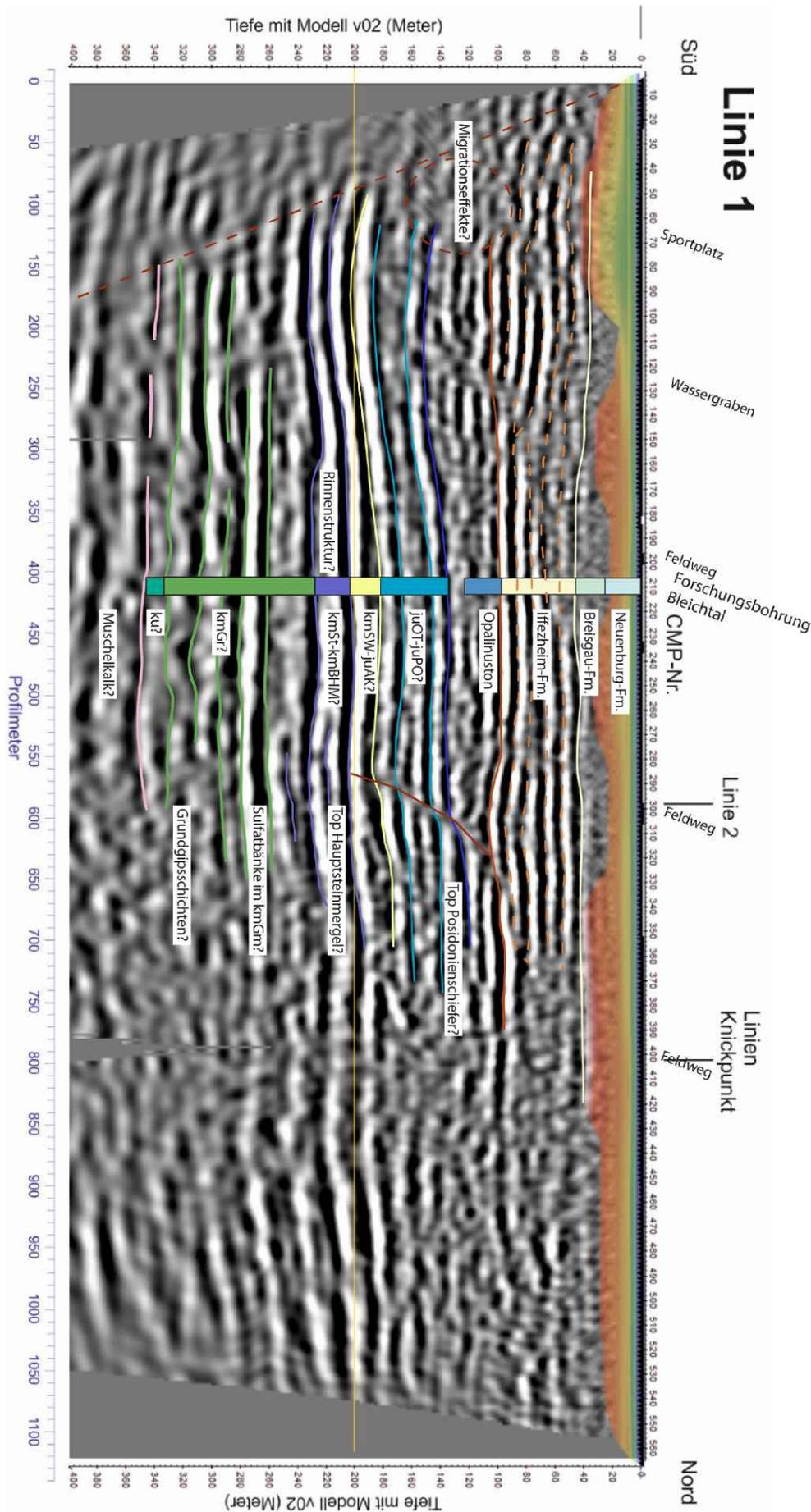
Die Lockergesteinsfüllung des Oberrheingrabens besteht aus meist fluvialen Sedimenten pliozänen bis holozänen Alters. Die Ablagerung war stark durch den Einfluss von Klima und Tektonik

geprägt. Die dynamischen Rahmenbedingungen führten zu wechselnden Verhältnissen von Akkomodationsraum und Sedimentinput (Ellwanger 2008). Im Pliozän setzt sich der Sedimenteintrag in den Oberrheingraben ausschließlich aus Material von den Grabenrändern zusammen. Im späten Pliozän erfolgte mit dem Anschluss der Aare an den Oberrheingraben eine Erweiterung des Einzugsgebiets und alpine Sedimente tauchen erstmalig in der Abfolge der Lockersedimente auf (vgl. Bartz 1961, Boenigk 1982, Ellwanger et al. 2003, Hagedorn 2004, Villinger 1986). In der Hoßkirch-Eiszeit erfolgte der Sedimenteintrag vor allem über den Mittelland-Gletscher (Ellwanger et al. 2011), erst in der Riß-Eiszeit wird dieser über den Rheingletscher dominant. Durch die Bildung von übertieften Becken am Alpenrand wurden große Mengen an Sedimenten mobilisiert und durch den Hochrhein in den Oberrheingraben transportiert (Ellwanger 2011).

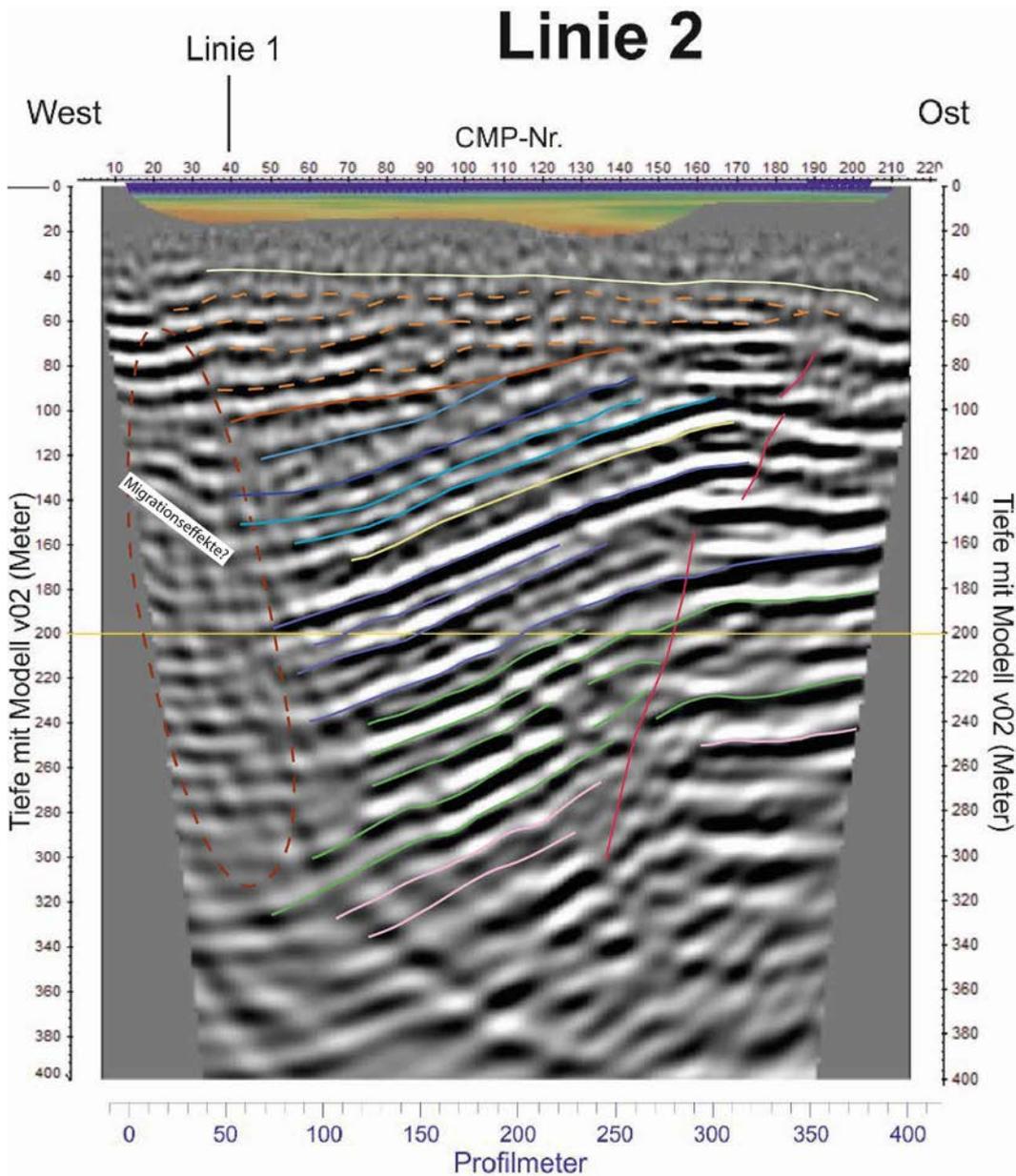




**Abb. 3:** Verlauf der seismischen Profile mit CMP-Linien bei Herbolzheim und Standort der Forschungsbohrung Unteres Bleichtal (roter Punkt). Der Schnittpunkt von Profil 1 und 2 ist jeweils auf der Darstellung der Tiefenmigration markiert. Die Messprofile hatten folgende Längen: Profil 1: 1128 m, Profil 2: 400 m. Maßstab ca. 1 : 4000. Die Messungen erfolgten mit einem Geophonabstand von 4 m. Als seismische Quelle wurde ein beschleunigtes Fallgewicht (PEG40) verwendet (geoFact GmbH 2016).



**Abb. 4 und 5:** Darstellung der Tiefenmigration (Profil 1 und 2) und Ergebnis der Refraktionstomographie auf Basis der Ersteinsätze. Die Tiefenwandlung erfolgte unter Verwendung der Stapelgeschwindigkeiten, wobei Unsicherheiten von 5 bis 10 % möglich sind. Die Refraktions-tomographie zeigt eine Geschwindigkeitsfunktion bis etwa 20 m Tiefe unter Gelände. Mögliche Reflexionen sind in den Sektionen markiert. Die Farben auf Abb. 4 entsprechen den Farben der Formationen auf Abb. 5. Die Stapelgeschwindigkeiten liegen schon in geringer Tiefe bei Werten oberhalb von 1.700 m/s, was für fest gelagerte Lockersedimente oder gar Festgestein spricht. Der markante Reflektor bei 200 ms stapelt sich bei Geschwindigkeiten um 2.100 m/s (geoFact GmbH 2016).



Für die Auswertung wurden die seismischen Daten bis zur Tiefenmigration prozessiert (geoFact GmbH 2016). Zur Interpretation der seismischen Sektionen wurde ein Linedrawing erstellt. Hierfür werden die Reflexionen durch Linien markiert. Die Ergebnisse des Linedrawings und der Seismik-Interpretation mit der korrelierten Forschungsbohrung Unteres Bleichtal sind in Abb. 4 und 5 dargestellt. Nach unten erscheinen die Reflektoren zunehmend wellig, was auf die mit der Tiefe zunehmend schwierigere Prozessierung der Daten zurückzuführen ist.

In der Korrelation der prozessierten Tiefenmigration mit den Bohrlochdaten zeigt sich im N–S-Schnitt eine deutliche Übereinstimmung der Lockergesteinsbasis bei 98,5 m Teufe mit einem markanten Reflektor (orange). Die Lockergesteinsbasis weist ein relativ flaches Relief bei einer ma-

ximalen Eintiefung von ~105 m Teufe auf. Im O–W-Schnitt (Profil 2) ist die diskordante Lage der Lockergesteinsbasis zum Festgestein gut zu erkennen, diese Grenze stellt ein Erosionsrelief dar. Die Mächtigkeit der Lockergesteine nimmt nach Osten auf ca. 70 m ab.

Unterhalb der Lockergesteinsbasis sind markante und konnektive Reflektoren zu erkennen, die im N–S-Schnitt (Profil 1) relativ parallel und horizontal liegen. Die große Eintiefung am südlichen Talausgang des Bleichtals ist demnach primär fluviatil und nicht tektonisch bedingt. Im O–W-Schnitt fallen die Reflektoren nach Westen Richtung Grabenzentrum ein. Schichtverstellungen bis 25° wurden auch am Bohrkern in der Opalinuston-Formation gemessen (Kapitel 5.1). Innerhalb des Lockergesteins kann im unteren Bereich eine



seismische Fazies mit durchgehenden Reflektoren unterschieden werden. Dieser Bereich deckt sich mit der in der Bohrung ermittelten Mächtigkeit der Iffezheim-Formation, deren zyklische Abfolge, hervorgerufen durch die Wechsellagerung von Kiesen, Sanden und Feinsedimenten, in der Seismik deutliche Marker hervorruft. Die seismischen Marker der Iffezheim-Formation lassen eine Schüttungsrichtung vom Bleichtal nach Westen in den Oberrheingraben erkennen. Die Grenze zur Breisgau-Formation ist hellgelb markiert (Profil 1). Zwischen Breisgau- bzw. Neuenburg-Formation entsteht kein Reflektor, da diese Formationen sich lithologisch vor allem im Verwitterungsgrad unterscheiden.

Die Reflektoren sind teilweise unterbrochen, was ein möglicher Hinweis auf Diskontinuitäten im Gesteinsverband sein kann. Aufgrund der hohen Unsicherheit der Interpretation werden nur Diskontinuitäten mit einem deutlichen Versatz als potenzielle Störungen gewertet. Im N–S-Schnitt ist eine Störung zu sehen, deren Versatz nach unten abnimmt. Die Störung lässt sich im Lockergestein nicht weiterverfolgen. Im O–W-Schnitt ist eine steil stehende Störung mit deutlichem Versatz im Festgestein zu erkennen. Nach oben hin wird der Verlauf der Störung undeutlich, im Lockergestein lässt sich der Versatz nicht weiterverfolgen.

Für die Horizonte unterhalb der Lockergesteinsbasis wurde versucht, markante Marker mit Schichtgrenzen zu korrelieren, die starke lithologische Kontraste aufweisen und diese mit Hilfe von Mächtigkeitsangaben aus der Literatur abzuleiten (Tab. 1). Die Ergebnisse der Ammoniten- und Ostrakodenbestimmungen zeigen, dass die Bohrung im tieferen Teil der Opalinuston-Formation endet (Torulosum-Subzone, Aalensis-Zone nicht auszuschließen, siehe Kapitel 5.1). Die Opalinuston-Formation erscheint in der seismischen Charakteristik als diffus erscheinende Zone mit schwachen Reflektoren (vgl. GeoMol 2015), was sehr gut mit der Bohrung korreliert. Reflektoren auf Höhe dieser Zone an den Schnitträndern sind vermutlich auf Migrationseffekte zurückzuführen. Die im Raum Freiburg nur gering mächtige Jurensismergel-Formation wird mit dem Einsetzen von Kalkbänken erreicht, die sich in der seismischen Fazies vermutlich nicht abzeichnen. Im Liegenden der diffus erscheinenden Zone liegt ein deutlich sichtbarer, konnektiver Reflektor, der mit großer Wahrscheinlichkeit der Posidonienschiefer-Formation entspricht. Diese ist im Raum Freiburg circa 3–3,5 m (Groschopf et al. 1996), in der Thermalwasserbohrung Bad Krozingen (BO8012/309) 9 m mächtig. Von der Basis Mitteljura bis zur Basis Unterjura (Lias: Hettangium bis Toarcium) herrschen Ton-

mergelsteine und Mergelsteine mit Kalksteinbänken vor, die in der Seismik wenige gut konnektive Reflektoren bilden und geringe Unterschiede zu den höheren und tieferen Abschnitten des Mesozoikums zeigen (GeORG 2013). Innerhalb dieser Abfolge ist der Kalkstein der Arietenkalk-Formation ein stärkerer Reflektor. Die Keuper/Jura-Grenze weist keine starken Lithologie-Kontraste auf. Innerhalb der Abfolge des Keupers, der sich aus Tonsteinen und Dolomitsteinbänken, Einschaltungen von Sandstein, im unteren Bereich Anhydritstein oder Gips zusammensetzt, können die Sulfatgesteine und Sandsteine markantere Reflektoren bilden. So ist der erste starke Reflektor im Keuper auf den Hauptsteinmergel (Beaumont-Horizont) zurückzuführen. Der Schilfsandstein bildet eine deutliche Rinnenstruktur aus. Die Gesamtmächtigkeit des Keupers beträgt im Raum Straßburg–Kaiserstuhl circa 140–180 m (GeORG 2013). Lutz & Etzold (2003) beschreiben in den Thermalwasserbohrungen in Bad Krozingen eine Keupermächtigkeit von 149–157 m. Die reduzierte Mächtigkeit ist auf den Einfluss des Burgundischen Sporns zurückzuführen, der im höheren Mittelkeuper als Gebiet mit verminderter Senkung ausgeprägt war (Lutz & Etzold 2003). Ähnliche Keupermächtigkeiten dürften in der Umgebung des Bleichtals zu erwarten sein, da von Bad Krozingen keine große Differenz zu den Mächtigkeiten zur Bohrung „Wyhl-Süd 1“ (BO7811/118) im Norden des Kaiserstuhls besteht. Im Gipskeuper bilden Sulfatbänke und Grundgipsschichten stärkere Reflektoren. Der tiefste erkennbare Reflektor dürfte auf die Obergrenze des Muschelkalks zurückzuführen sein, dessen massive Dolomitsteine (Rottweil-Formation) von der stärker tonigen Abfolge des Keupers überlagert werden. Tabelle 1 zeigt die für die Seismik-Interpretation verwendeten Mächtigkeiten der erwarteten Schichtenfolge:

Formation	GK50 Freiburg und Umgebung	Mächtigkeitsangaben GK50 [m]	Thermalwasserbohrung Freiburg-Zähringen 3 [m] 7913/100	Thermalwasserbohrung Bad Krozingen 3 [m] 8012/309	Reflektor mit Impedanzkontrast	Mächtigkeit aus Seismik [m]
<b>Opalinuston-Fm.</b>	Opalinuston		> 69			<b>13</b> Restmächtigkeit
<b>Jurensismergel-Fm.</b>	Jurensismergel		39	9,2 nach Log		
<b>Posidonien-schiefer-Fm.</b>	Posidonien-schiefer	3–3,5	5	9,1	Top Posidonien-schiefer	
<b>Amaltheenton-Fm.</b>	Amaltheenschichten	15	14	5,7		
<b>Numismalismergel-Fm., Obtususton-Fm.</b>	Davoeikalk, Cymbiumbank, Obliquabank	~1	2,5	2		
<b>Obtususton-Fm.</b>	Obtususchichten	25–28	31,5	28,7		
		<b>Summe 44–47,5</b>	<b>Summe 53</b>	<b>Summe 54,7</b>		<b>46</b>
<b>Arietenkalk-Fm.</b>	Arieten-schichten	5,30	12,5	8,7	Top Arietenkalk	
<b>Angulaten-ton-Fm., Pylonotenton-Fm.</b>	Angulatenkalk, Psiloceras-schichten	~1,5				
<b>Exter-Fm.</b>	Rhättonen	2				
<b>Arnstadt-Fm.</b>	Bunte Grenzmergel	5	5	11		
	Oberer Steinmergel	3	5			
<b>Mainhardt-Fm.</b>	Bunte Steinmergelletten		11,5			
<b>Steigerwald-Fm.</b>	Obere Bunte Mergel (Rote Wand)	5-7	4,5	5		
		<b>Summe 21,8–23,8</b>	<b>Summe 41</b>	<b>Summe 27</b>		
<b>Stuttgart-Fm.</b>	Hauptsteinmergel (Beaumont-Dolomit)	2	5	3,5	Top Hauptsteinmergel	
	Untere Bunte Mergel (Dunkle Mergel)	6-8	13,5	21,5		
	Schilfsandstein	2–15				
		<b>Summe 10–25</b>	<b>Summe 18,5</b>	<b>Summe 25</b>		<b>25</b>
<b>Grabfeld-Fm.</b>	Gipskeuper	Ausgelaugt ca. <b>60–80</b> , in Bohrungen bis <b>120</b>	<b>118</b>	<b>106</b>	Reflektoren an Sulfatbänken	<b>105</b>
<b>Erfurt-Fm.</b>	Lettenkeuper	10	14,5	10		<b>12</b>
<b>Rottweil-Fm.</b>	Trigonodusdolomit	14 m	23	30 m	Top Rottweil-Fm.	

**Tab. 1:** Mächtigkeitsangaben aus der Geologischen Karte GK50 Freiburg und Umgebung (Groschopf et al. 1996), der Thermalwasserbohrung Bad Krozingen 3 und die ermittelten Mächtigkeiten aus der Seismik.

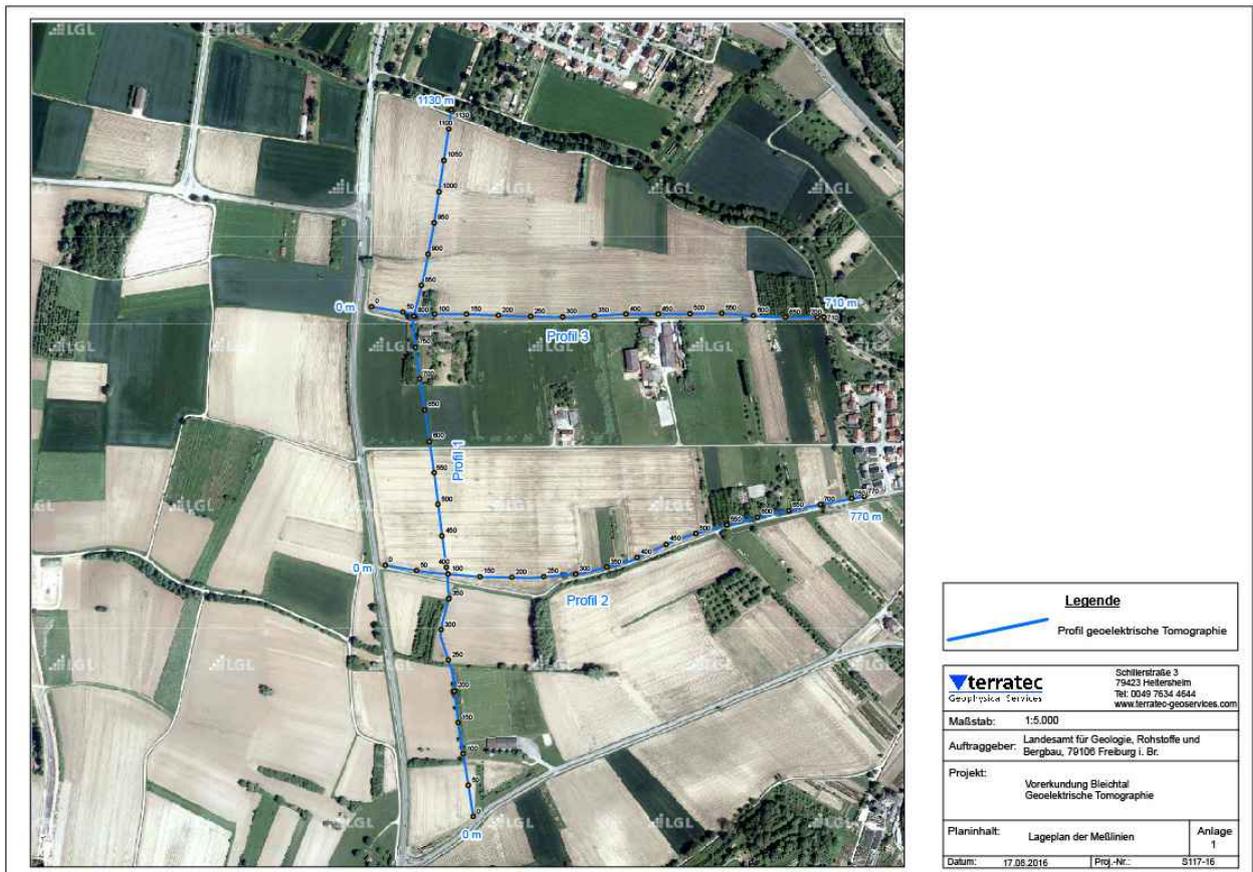


### 3.2 Geoelektrik

Zur geologischen Erkundung des oberflächennahen Untergrunds wurden bis in ca. 100 m Tiefe Messungen der geoelektrischen Tomographie (ERT) von der Firma terratec Geophysical Services GmbH entlang von drei Messlinien durchgeführt (Abb. 6).

Das Profil 1 liegt am Ausgang des Bleichtals und verläuft analog zur Seismik von Süden nach Norden. Im diesem Profil lassen sich von oben nach unten drei Bereiche unterscheiden: niederohmiger Bereich (30–120 Ohm\*m) – höherohmiger Bereich (90–350 Ohm\*m) – niederohmiger Bereich (5–40 Ohm\*m). Der obere niederohmige Bereich korreliert mit der Mächtigkeit der holozänen Sedimente von 1,80 m, die aus Auensedimenten und Altwasserablagerungen im Schluff- und Tonbereich bestehen. Lateral setzen sich die holozänen Sedimente mit geringen Mächtigkeitsschwankungen fort. Im Liegenden folgt ein höherohmiger Bereich (Sand und Kies); dessen Grenze zum darunter folgenden niederohmigen Bereich (Schluff, Ton) auf

Höhe der Forschungsbohrung Bleichtal bei circa 127 m NN liegt, was der Grenze zwischen der Breisgau- und der Iffezheim-Formation entspricht. Die Grenze zwischen Neuenburg- und Breisgau-Formation kann aufgrund der ähnlichen Korngröße der beiden Formationen nicht unterschieden werden (Abb. 7). Die Grenze zur Opalinuston-Formation ist sehr knapp nicht mehr von der Geoelektrik erfasst, da die Grenze der Erkundungstiefe mit max. 100 m Tiefe geplant wurde. Analog dazu sind in den Profilen 2 und 3 drei Bereiche zu unterscheiden, die ebenfalls den holozänen Sedimenten, Kiesen und Sanden der Neuenburg- und Breisgau-Formation sowie im Liegenden den insgesamt feinkörnigeren Wechsellagerungen der Iffezheim-Formation entsprechen (Abb. 7). Die insgesamt wellig erscheinenden Grenzflächen von Bereichen gleicher spezifischer elektrischer Widerstände, deutlich im Profil 1 zu sehen, sind vermutlich methodisch bedingt, da dieselbe Grenzfläche in der Seismik diese Ausprägung nicht zeigt und horizontaler verläuft.



**Abb. 6:** Lage der Messprofile für die ERT-Messungen. Die Messprofile hatten folgende Längen: Profil 1: 1130 m, Profil 2: 710 m, Profil 3: 770 m. Die Gesamtlänge der drei Profile betrug 2610 m. Die ERT-Messungen wurde in der Dipol-Dipol Anordnung gemessen. Um eine Erkundungstiefe von etwa 100 m zu erreichen, wurde ein Elektrodenabstand von 10 m gewählt (terrateg Geophysical Services GmbH & Co. KG, 2016).

Profil 1

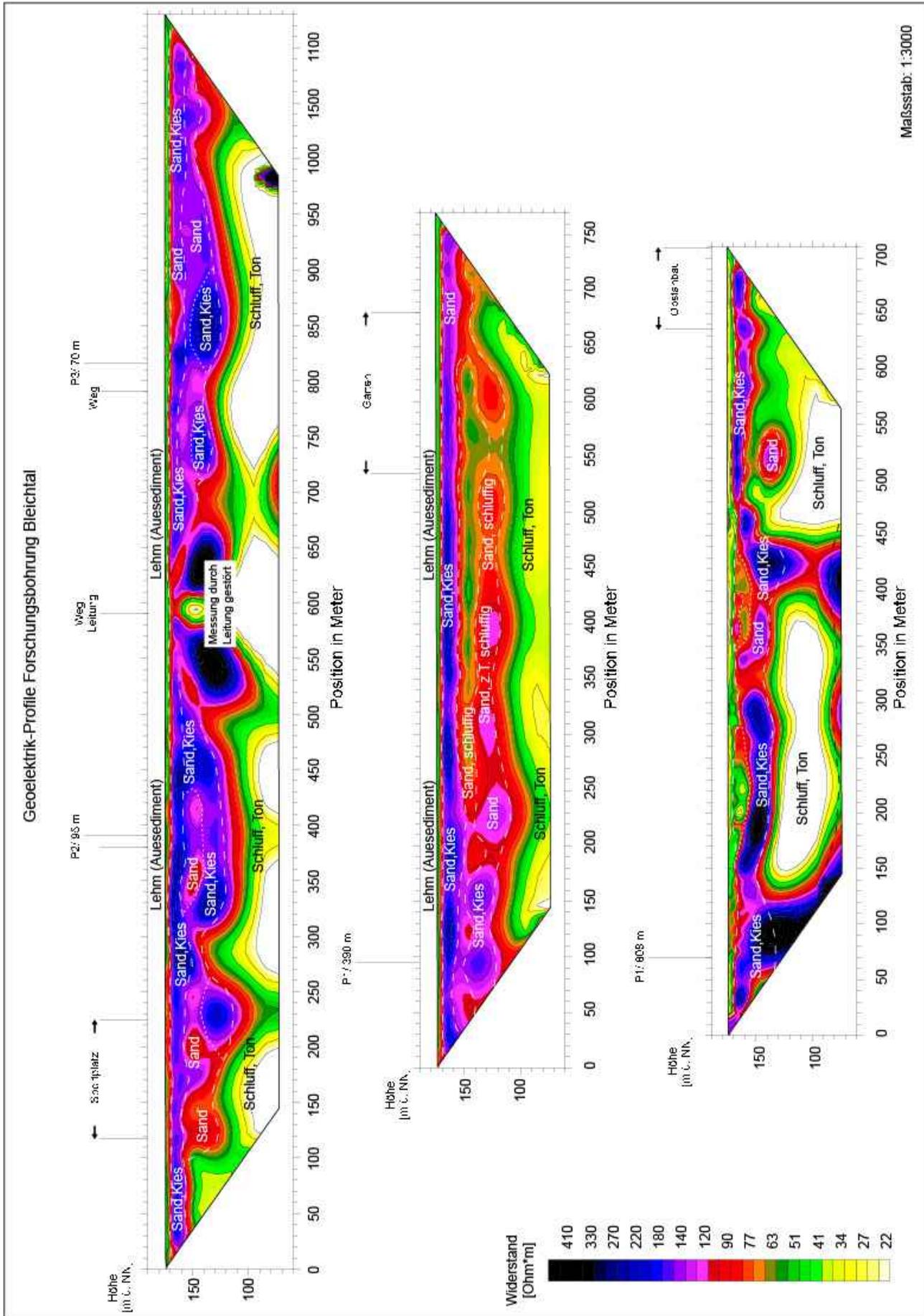


Abb. 7: Geoelektrik-Profil 1-3 mit geologischer Interpretation und Verteilung des spezifischen Widerstands im Untergrund. Bereiche mit gestörten Messdaten sind im Profil 1 bei Position 595 m zu erkennen.



## 4 Untersuchungen der Lockersedimente

Die Dokumentation von Korngröße, Lithologie, Schichtung, Fazieswechsel, Kalkgehalt und Zusammensetzung der Gerölle dient als Grundlage für die Interpretation der Ablagerungsbedingungen. Im südlichen Oberrheingraben lassen sich die Lockersedimente des Quartärs und Pliozäns in drei Formationen und ihre Untereinheiten gliedern: Iffezheim-, Breisgau- und Neuenburg- Formation. Die Beschreibung der Lockersedimente der Forschungsbohrung erfolgt vom Liegenden ins Hangende. Das Schichtenverzeichnis und die Fotodokumentation sind im Anhang 1 bzw. Anhang 2 dokumentiert.

### 4.1 Iffezheim-Formation

Die Iffezheim-Formation reicht von 46,93 m bis zur Festgesteinsoberfläche bei 98,50 m und wurde bis 97,50 m Teufe gekernt. Sie besteht aus mehreren fluvialen Schüttungszyklen, in denen Sande und Feinsedimente überwiegen. Die Faziestypen liegen im Bereich der Misch- bzw. Suspensionsfazies, was charakteristisch für mäandrierende Flusssysteme und ruhigere Fließgeschwindigkeiten ist, die typischerweise in Warmzeiten auftreten (Miall 1985). Für die Nähe zum Grabenrand charakteristisch, kommt auch gröberes Material bis hin zur Grobkiesfraktion vor. Bei den dichtgelagerten und kalkfreien Sedimenten handelt es sich ausschließlich um Lokalmaterial. Die Gerölle bestehen aus Milch- und Gangquarzen, verwittertem Grundgebirgsmaterial (Reste von Granit, Gneis, Rhyolith), gebleichtem bis schwach rötlichem Buntsandstein sowie vereinzelt Karneol. Alpine Gerölle fehlen vollständig. Die Sedimente zeigen rötliche, eher bunte Pastelltöne bis fahle Farben, letzteres ist auf den Einfluss der Verwitterung zurückzuführen.

Im Liegenden beginnt die Formation mit Kiesel- schüttungen, die auf ein höher dynamisches Ablagerungssystem zu Beginn der Sedimentation hindeuten. Kieseinschaltungen an der Basis der Iffezheim-Formation wurden auch von Bartz (1982) beschrieben. Die Grobkiese bestehen vorherrschend aus lokalem, verwittertem Buntsandsteinmaterial. Die unteren Bohrmeter sind nicht vollständig erhalten, ab 94 m Teufe ist der Kern vollständig und die Kiesschüttung matrixgestützt. Hier könnte Gravitationsbewegung eine Rolle spielen. Der diamiktische Charakter der Sedimente kann auch durch starke Verwitterung entstanden

sein, während der ein Teil der Gerölle zersetzt wurde. Der hohe Verwitterungsgrad kann auf warme und humide Klimabedingungen zurückgeführt werden. Der Rundungsgrad der Gerölle reicht von gut gerundet bis kantengerundet, was auf vergleichsweise kurze Transportwege als Teil von gravitativen Massenbewegungen hinweisen kann.

Ab 93,00 m Teufe folgen überwiegend Sande und Feinsedimente mit geringmächtigen Kieseinschaltungen, die Ablagerungen aus dem Bereich der Mischfrachtfazies im fluviatilen Milieu anzeigen (Miall 1985). Das Profil zeigt in diesem Abschnitt mehrere fining-up Zyklen, die von groben Rinnensedimenten über Sande bis hin zu Feinsedimenten reichen. Teilweise sind die Feinsedimente von blassgrünen Bleichungsflecken (Pseudovergleyung) durchsetzt, die Bodenbildungsprozesse unter Staunässebedingungen anzeigen. Der Anteil an Organik ist stellenweise hoch. Häufig enthalten die Ablagerungen Holzreste. Ab 83,00 m Teufe fehlt die Kiesfraktion; stattdessen dominieren sandige Ablagerungen, die ab 79,00–75,05 m Teufe in Schlufflagen übergehen. In der Sandfraktion dominiert der Feinsand-Anteil. Von 80,00–79,00 m ist der Sand laminiert mit planarer Schichtung. Hinweise auf Bioturbation oder Bodenbildung fehlen in diesem Abschnitt. Insgesamt zeigt der Bereich von 93,00–75,05 m geringdynamische Ablagerungsbedingungen mit Suspensionsfracht.

Ab 75,05 m Teufe nimmt die Transportkraft der „Urbleich“ wieder zu, und es werden vermehrt Kiese und Sande abgelagert, die eine fining-up Tendenz zeigen. Teilweise zeigen die Sande fluviale Laminationsgefüge. Nach oben nimmt der Kiesanteil der Sedimentfracht wieder ab, die Kieseinschaltungen werden geringmächtiger und treten in einem größeren Abstand auf. Insgesamt werden die Ablagerungsbedingungen zunehmend ruhiger. Ab 64,00 m Teufe dominiert die Suspensionsfracht mit vergleichsweise mächtigen Tonablagerungen. Die Feinsedimente sind teilweise laminiert, lagenweise treten organische Beimengungen auf. Die tonigen Abschnitte sind oft mit pedogenen Bleichungsflecken (Pseudovergleyung, s.o.) durchsetzt. Im oberen Abschnitt sind zusätzlich Wurzelspuren zu erkennen. Dieser Abschnitt repräsentiert Auenablagerungen in einer Überflutungsebene bzw. einem Altarm mit phasenweiser Unterbrechung der Sedimentation und Bodenbildung.

Im Top der Iffezheim-Formation überwiegen wieder mehr Sande und Kiese mit insgesamt rötlichen Farben. Zwischen 52,20 und 51,00 m Teufe trat 50 % Bohrverlust auf; der Sand ist kalkhaltig und grau. Hier könnte es sich um eine nachträgliche

Auffüllung handeln. Insgesamt zeigt der Abschnitt fining-up Zyklen und liegt im Bereich der Mischfrachtfazies, abwechselnd werden gröbere Rinnensedimente und Feinklastika auf Überflutungsflächen abgelagert. Diese Art der Ablagerung ist typisch für mäandrierende Flussläufe mit mittlerem Gefälle (Miall 1985). Eine auffällige Sedimentstruktur im Schluff bei 48,06 m Teufe könnte als Wurzelspur, Trockenriss oder Eiskeil-Pseudomorphose gedeutet werden. Eine genaue Unterscheidung ist im Bohrkern nicht möglich, deutet aber darauf hin, dass hier die Sedimentation unterbrochen war. Eine Eiskeil-Pseudomorphose wäre ein Hinweis für periglaziale Überprägung. Den Abschluss der Iffezheim-Formation bei 47,18 m Teufe bildet ein Schluffhorizont.

Insgesamt fällt in der Iffezheim-Formation der zyklische Aufbau der Sedimente auf. Die oft nur wenige Meter mächtigen (1–3 m) kleinen Zyklen sind überwiegend Grob-Fein-Zyklen (fining-up) mit von unten nach oben abnehmender Korngröße. Die kleinen Zyklen schließen sich zu drei größeren Zyklen zusammen:

97,50–75,05 m Grob-Fein-Tendenz

75,05–57,30 m Grob-Fein-Tendenz

57,30–46,93 m Grob-Fein-Tendenz

In der Sandfraktion der Iffezheim-Formation wurden zwischen 91,45 und 91,35 m Teufe millimetergroße Gipskristalle gefunden. Diese sind idiomorph und teilweise mit Quarzkörnern verwachsen (Abb. 8). Da sie relativ nah an der Grenze zum Festgestein auftreten, resultieren die idiomorphen Gipskristalle möglicherweise aus der Zersetzung von Pyrit, der in der liegenden Opalinuston-Formation enthalten ist. Hinweise auf zirkulierende Grundwässer ergeben sich auch durch die Auswertung der Temperatur-Tiefenlogs (Kapitel 4.5).

### ***Palynologie der organischen Feinsedimente der Iffezheim-Formation***

Einige Abschnitte der tonigen Feinsedimente der Iffezheim-Formation enthalten organisches Material, so dass eine Untersuchung auf den Gehalt an Pollen und Sporen möglich war. Insgesamt wurden 17 Proben aus dem Teufenbereich 47,5–94,7 m



**Abb. 8:** Mikroskopische Aufnahme von idiomorphen Gipskristallen aus der Sandfraktion der Iffezheim-Formation zwischen 91,35 und 91,45 m Teufe.



untersucht. Lediglich eine Probe (53,9 m) war pollenfrei. Zehn weitere Proben waren pollenarm und enthielten nur jeweils wenige große Pollenkörner von Kiefer und Fichte. Bei sechs Proben konnte die Palynoflora ausgezählt werden, alle reflektieren bestenfalls kühle bis kalte Klimabedingungen (Stadiale).

Im oberen Abschnitt der Iffezheim-Formation (47,5–48 m) war das Sediment pollenarm, lediglich einige große Kiefernpollen sowie *Lycopodium* (Bärlapp) konnten nachgewiesen werden. Dies weist auf gemäßigte bis subarktische Feuchtstandorte hin. Bei 62,5 m spricht die Flora für ein Stadial (Kältephase) mit dominanter Kiefern-Bewaldung und knapp 10 % Fichten (*Picea*), was jedoch keine chronostratigraphische Einordnung zulässt.

Darauf folgt bei 63,45 m ein wohl etwas wärmer geprägtes Fichten-Kiefernstadial mit 0,4 % *Tsuga*-Anteilen, was zwei nachgewiesenen Pollenkörnern entspricht. *Tsuga*, die Hemlocktanne, kommt natürlich in Mitteleuropa nur bis in das Frühpleistozän vor. Mit der starken Klimaverschlechterung zu Beginn des Mittelpleistozäns stirbt *Tsuga* hier aus, heutige Verbreitungsgebiete liegen in Ostasien und in Nordamerika. Natürliche Standorte weisen ein gemäßigt-feuchtes Klima auf. Die Ausbreitung der asiatischen Trockensteppen im Mittelpleistozän hat eine Wiedereinwanderung der Gattung von Ostasien zurück nach Europa während der mittelpleistozänen Warmzeiten verhindert. Der Nachweis selbst weniger *Tsuga*-Pollenkörner ist ein klares Indiz für eine Eingliederung in das Frühpleistozän.

Zwischen 67,5 und 79,55 m Teufe waren in fünf Proben nur wenige Kiefern- (*Pinus*) und Fichtenpollen enthalten.

Die Proben 80,55 m und 85,95 m reflektieren ein Kiefernstadial mit klimatisch sehr ungünstigen Lebensbedingungen. Kiefernpollen dominieren (71,4 % bzw. 92,6 %), dazu kommen wenige Birken (*Betula*) und vereinzelte Pollenkörper von Gattungen, die auch unwirtliche Bedingungen ertragen. *Tsuga* konnte nicht nachgewiesen werden, für diese Gattung waren die Bedingungen zu kalt. Etwas tiefer im Profil, bei rund 91 m Teufe waren die Proben arm an Pollenkörnern von Kiefer und Fichte.

Erst in der Probe (91,5 m) wird das Klima tendenziell wärmer, hier liegt ein Fichten-Kiefernstadial vor, wobei beide Gattungen etwa hälftig an der Flora beteiligt sind. Zusätzlich ist die Tanne (*Abies*) mit Anteilen von 2 % vertreten und auch geringe Anteile klimatisch anspruchsvollerer Pflanzen, wie

die Eiche (*Quercus*), Sauergräser (Cyperaceae), Süßgräser (Poaceae) und Korbblütler (Asteroideae) sind vertreten. Dazu kommen vereinzelt Farne (*Osmunda* und *Polypodium*), Bärlapp (*Lycopodium*), und Grünalgen (*Botryococcus*).

Die Probe (92,6 m) scheint etwas kühler, es dominiert wiederum die Kiefer (67,2 %) über die Fichte (19,4 %), der Süßgräseranteil von 11 % weist auf eine eher offene Landschaft mit Wiesen, Teichen und lockerer Bewaldung hin. Hierzu passen die geringen Nachweise von verschiedenen Blütenpflanzen, Farnen und Wasserpflanzen.

Die tiefste Probe bei 94,7 m war pollenarm und enthielt nur einzelne *Pinus*-Pollenkörner.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass die Ablagerung der Iffezheim-Formation am Bohrstandort erst im Frühpleistozän einsetzt. Somit fehlt der andernorts, z. B. zwischen Offenburg und Rastatt immer wieder nachgewiesene pliozäne Anteil dieser Formation hier völlig. Obwohl es mehrere Abschnitte mit organogenen Feinsedimenten gibt, konnte auch keine der Cromer-zeitlichen Warmphasen nachgewiesen werden, die ebenfalls weiter nördlich immer wieder auftreten. Dagegen bestehen recht gute Ähnlichkeiten zu den Floren der Iffezheim-Formation einer Bohrung in der Freiburger Bucht (Buchheim, BO7912/1299), die im Teufenbereich 53 m bis 67 m ebenfalls stadiale Bedingungen mit Kiefer-Fichte-Dominanz und *Tsuga* erschlossen hat. Die gesamte Abfolge der Iffezheim-Formation ist zeitlich in das Frühpleistozän einzugliedern bei vorherrschend kühlen bis kalten Bedingungen.

## 4.2 Breisgau-Formation

Die Breisgau-Formation reicht von 24,75 bis 46,93 m Teufe. Der Übergang von der Iffezheim-Formation in die hangende Breisgau-Formation zeigt sich durch das Einsetzen deutlich größerer Sedimente und die Änderung im Geröllspektrum. Insgesamt überwiegt im unteren Bereich der Anteil an Lokalmaterial aus dem Schwarzwald deutlich. Erst bei 42,50 m Teufe sind häufiger gut gerundete alpine Gerölle in der Schüttung enthalten. Der Rundungsgrad der alpinen Gerölle zeigt den weiteren Transportweg an. Mit dem alpinen Charakter ist auch ein deutlicher Anstieg im Kalkgehalt messbar. Der Kalkgehalt liegt im unteren Bereich der Breisgau-Formation bei 0,5–2 % und steigt zwischen 37,5–31,5 m Teufe auf 7–18 % an (Hahn 2018). Zwischen 29,50–28,50 m Teufe liegt

der Karbonatgehalt bei 1 % (Hahn, 2018), hier dominiert der lokale Einfluss vom Schwarzwald im Feinsedimentanteil. Die Gerölle dieses Abschnittes bestehen aus alpinen und lokalen Kristallingesteinen. Im unteren Teil der Breisgau-Formation sind die Sedimente schlecht sortiert und weisen mit einem höheren Anteil an Feinsediment einen diamiktischen Charakter auf. Der hohe Anteil an grusigem Sand und Schluff ist darauf zurückzuführen, dass bereits alterierte Kristallingesteine grusig zerfallen sind. Viele Gerölle zeigen blasige Verwitterungsrinden (sog. Halos). Insgesamt ist der Farbeindruck graubraun bis rötlichbraun. Möglicherweise sind die Sedimente mit diamiktischem Charakter auch bei einem höheren Relief gravitativ umgelagert und nicht allein durch Verwitterungsprozesse entstanden. Die Komponenten sind meist gerundet bis kantengerundet. Der Anteil zerfallener und mürber Komponenten sowie die Intensität der Pedogenese nehmen nach oben ab. Der Anteil an Fein- bis Grobkies ist hoch und bis auf einzelne sandige Lagen, bei denen der Kiesanteil zu Grus zerfallen ist, bleibt die Korngröße im Kiesbereich und die Transportenergie damit weitgehend hoch. Diese Art von Ablagerung ist typisch für verzweigte Flusssysteme unter periglazialen Bedingungen. Zwischen 36,70 und 39,00 m Tiefe ist der Kies schlecht sortiert und enthält einige größere und meist gut gerundete Gerölle alpinen Ursprungs.

Aus anderen Bohrungen im Oberrheingraben ist bekannt, dass in den Unteren Breisgau-Schichten geröllpetrographisch zunächst ein geringer alpiner Eintrag zu verzeichnen ist, der in den Oberen Breisgau-Schichten deutlich zunimmt (Hagedorn 2004). Obwohl die Forschungsbohrung Unteres Bleichtal in sehr randlicher Position an der Mündung eines Seitentals in den Hauptgraben liegt, zeigt sich dieselbe Entwicklung, sowohl in der Geröllpetrographie als auch im Karbonatgehalt des Feinsedimentanteils (Hahn 2018). Innerhalb der Breisgau-Formation zeigt sich der zunehmende Einfluss von glazialen Erosionsprozessen im Alpenvorland, was zur Ablagerung von Groblagen im Oberrheingraben führt (Ellwanger 2003) und auch die Ablagerung in (zumindest manchen) Seitentälern beeinflusst.

### 4.3 Neuenburg-Formation

Die Neuenburg-Formation beginnt bei 24,75 m Tiefe mit unverwitterten Schottern aus Grobkies bis Sand und endet bei 1,90 m Tiefe. Die Komponenten sind größtenteils gerundet und frisch. Die

Schotter sind insgesamt weniger matrixgestützt. In der Neuenburg-Formation wurden Kalkgehalte von bis zu 25 % gemessen (Hahn 2018), was mit einem hohen Anteil an alpinen Karbonatgesteinen korreliert. Insgesamt ist der Anteil an Lokalmaterial geringer als in der Breisgau-Formation. Trotzdem bestehen einzelne Kieslagen fast ausschließlich aus Lokalmaterial. Petrographisch sind vor allem Buntsandstein und Kristallingesteine des Schwarzwalds vertreten. Es fehlen Komponenten der jüngeren Einheiten, obwohl auch Muschelkalk bis Mitteljuragesteine in der Vorbergzone anstehen. Der Farbeindruck in der Neuenburg-Formation ist insgesamt (im Grob- und Feinanteil) grau bis graubunt. Dies liegt maßgeblich am hohen Anteil an frischen Karbonatgesteinen, die alle alpiner Herkunft sind. Die grobkörnige Geröllfracht wird typischerweise in breiten und verzweigten Flusssystemen unter kaltzeitlichen Bedingungen mit stärkerem Gefälle abgelagert.

Stellenweise können in Profilen der Neuenburg-Formation zwei Grobhorizonte unterschieden werden, die nach Ellwanger et al. (2003) als Schmelzwasser-Eventlagen interpretiert und mit den Abschmelzereignissen der vorletzten und letzten alpinen Vergletscherung verknüpft werden. In der Forschungsbohrung Unteres Bleichtal konnten diese Groblagen nicht erkannt werden, weder im alpinen Signal, noch im Lokalspektrum. Es fallen zwei Bereiche auf (22,80–23,80 m und 10,40–10,80 m), in denen zusätzlich mehrere große Gerölle bis Steingröße alpinen Ursprungs auftreten, die teilweise eckige Bruchkanten aufweisen und aus der Ablagerung der sonst kiesigen Geröllfracht herausstechen. Einzelne eckige Steine in der Kiesabfolge kommen von ~12–16 m Tiefe vor. Die „schwimmenden Komponenten“ werden als Driftblöcke interpretiert. Verschiedene Gesteinsbruchstücke waren in Eisschollen eingefroren und sind erst bei deren Abschmelzen abgelagert worden, vermutlich (fast oder ganz) ohne weiteren Transport als Geröllfracht. Sie wären somit ein Hinweis auf kaltzeitliche Bedingungen. Die Steine korrelieren jeweils mit den Bereichen, die einen höheren Karbonatgehalt aufweisen (28,50–16,50 m und 15,50–2,00 m Tiefe). Hier zeigt sich erneut der Einfluss von Klimaänderungen in den Alpen, welche die Sedimentation im Oberrheingraben beeinflussen. Mit Ende des Pleistozäns stellen sich wieder ruhigere Ablagerungsbedingungen ein und die Sedimentation wird von feinkörnigem Lokalmaterial dominiert. Die Ablagerung der Feinsedimente findet nur noch als Auensedimentation in von Hochwasser gefluteten Bereichen des Bleichtals statt.



## 4.4 Schwermineralanalyse

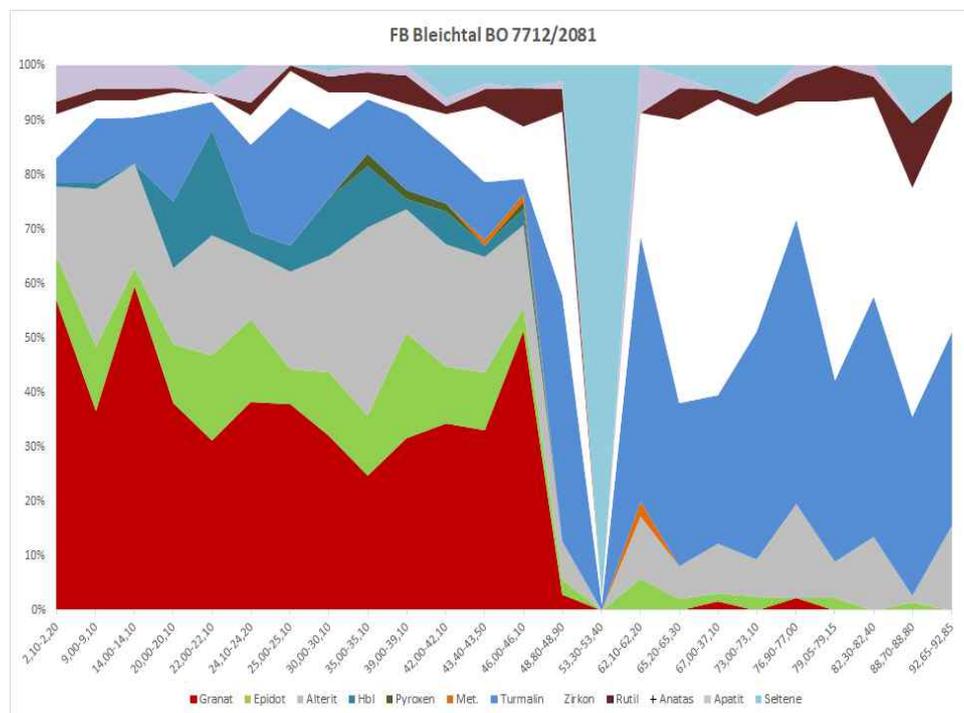
Für den Oberrheingraben gibt es zahlreiche Arbeiten zur Rekonstruktion der flussgeschichtlichen Entwicklung (vgl. Boenigk 1976, Hagedorn 2004, Petit et al. 1996, Sindowski 1940 und Van An del 1950). Diverse Bohrungen zeigen einen auffälligen Wechsel in der Schwermineralführung, der auf den Wechsel des Liefergebiets durch die Umlenkung der Aare von ihrem Lauf durch das Sundgau nach SW in ihren heutigen Lauf nach N durch den Oberrheingraben zurückzuführen ist (Hagedorn 2004). Um die Herkunft und den Transport der Sedimente in der Forschungsbohrung Unteres Bleichtal zu klären, wurde die Geröllanalyse mit einer Schwermineralanalyse kombiniert. Die Geröllanalyse für die Kies- und Steinfraktion führte Hahn (2018) durch. Die Schwermineralanalyse für die Sand- und Schlufffraktion wurde von M. Gerlitzki (LGRB) durchgeführt. Über das Kernprofil verteilt wurden 24 Schwermineralproben entnommen und analysiert. Die Proben wurden entsprechend den Schüttungszyklen der Lockergesteine genommen, um die lithologische Gliederung zu präzisieren. Ausgezählt wurden 2811 Mineralkörner.

Aufbereitung der Proben:

- Probenmenge: ca. 100 g Sand

- Siebung der Probe (0,063–0,4 mm)
- Auswaschen der gesiebten Fraktion und Vorbehandlung der Probe im Ultraschallbad zur Entfernung schwacher Verkrustungen
- Trocknung der Probe im Ofen
- Schwerentrennung von etwa 50 g aufbereiteter Probe mit Natriumpolywolframat (Dichte 3,0 kg/m<sup>3</sup>) in der Zentrifuge
- Abtrennung der Leichtminerale und Schwerminerale mittels Vakuumpumpe
- Auffangen der Schwerminerale in Filtertiegel (Porengröße 3) und anschließendes Trocknen
- Einbetten der Mineralkörner in Melmount (n = 1,662)

In den ausgezählten Proben der Iffezheim-Formation dominieren die stabilen Schwerminerale Zirkon (ca. 21 % im Mittel, maximal bis 31 %) und Turmalin ca. 20 % im Mittel, maximal bis 28 %) (Abb. 9). Die Minerale sind charakteristisch für Buntsandstein-Regionen (Sindowski 1958, Zimmerle 1969), können aber auch aus Gneisen, Graniten und Hornblende-Syeniten stammen (Van An del 1950; Zimmerle 1969). Auffällig ist eine Probe bei 53,30 m Teufe, die fast ausschließlich



**Abb. 9:** Schwermineraldiagramm der Forschungsbohrung Unteres Bleichtal. Die X-Achse zeigt die Teufe der entnommenen Proben. Hbl = Hornblende, Met. = Metamorphe Minerale (Staurolith, Disthen, Andalusit, Sillimanit, Spinell), Seltene = Seltene Minerale (Titanit, Monazit, Xenotim, Brookit, Chloritoid, Chlorit).

Biotit (98 %) enthält. Biotit kommt in den anderen Proben der Iffezheim-Formation immer wieder vor, aber nie in dieser auffälligen Häufigkeit. Biotit kann ebenfalls aus Kristallingesteinen des Schwarzwaldes stammen. Akzessorisch kommen noch Apatit, Rutil, Epidot und Granat vor. Eine Quelle für Granat sind granathaltige Gneise aus dem Schwarzwald. Ebenfalls aus Kristallingesteinen des Schwarzwaldes stammen Rutil und Epidot (Zimmerle 1969). Eine mögliche Apatitquelle sind Lamprophyre (Rosenbusch 1907). Die als Alterit geführte Gruppe umfasst Mineralaggregate und zersetzte Minerale, die wegen ihren feinkörnigen Verwachsungen unter dem Mikroskop nicht näher bestimmbar sind. Ihre Häufigkeit spielt den Aufarbeitungsgrad der Sedimente wider, da sie empfindlich gegen mechanische Beanspruchung sind. Die Alterit-Gruppe ist in der Iffezheim-Formation insgesamt geringer vertreten als in der Breisgau- und Neuenburg-Formation.

Lockersedimente mit ausschließlich stabilem Spektrum werden als Randfazies aus Lokalschüttungen vom Grabenrand ohne fluviatilen Einfluss von Süden interpretiert. Die Ablagerungen des Ur-Rheins zeigen ein „gemischtes Spektrum“ aus stabilen und instabilen Mineralen. Verwitterung und damit verbundene Bodenbildung kann einen zusätzlichen Effekt haben hin zu einer Verschiebung des gemischten Spektrums zu einem stabilen Spektrum (Hagedorn 2004).

Proben aus Schüttungen des Schwarzwaldes zeigen ein Mineralspektrum aus den stabilen Mineralen Zirkon, Turmalin, Rutil und Anatas mit wechselnden Anteilen von Granat und Hornblende sowie den seltenen Mineralen Monazit und Xenotim und Epidot. Wenn im Liefergebiet mehr Buntsandstein enthalten ist, erhöht sich der Anteil der stabilen Minerale. Hier zeigt sich eine deutliche Übereinstimmung zum Mineralspektrum der Iffezheim-Formation in der Bohrung Unteres Bleichtal. Die erhöhten Anteile an Zirkon und Turmalin belegen den verstärkten Eintrag von Buntsandstein-Schüttungen vom Grabenrand, die sich auch in der Lithologie abzeichnen (Kapitel 4.1). Zum gemischten Spektrum des Ur-Rheins gibt es keine Übereinstimmung, weshalb davon ausgegangen werden kann, dass die Entwässerung primär über das Bleichtal in den Oberrheingraben gerichtet war und von dort weiter nach Norden floss. Insgesamt bestätigt sich bei der Iffezheim-Formation das lokal auf das Bleichtal begrenzte Liefergebiet. Zur Freiburger Bucht, wo sich die Schwemmfächer der Schwarzwaldflüsse Dreisam, Glotter und Elz erstrecken, zeigt sich keine Übereinstimmung.

Mit Beginn der Breisgau-Formation bei 46,93 m Teufe zeigt sich ein deutlicher Wechsel im Schwermineralspektrum (Abb. 9). Granat (ca. 28 % im Mittel, maximal bis 41 %) Epidot (ca. 8 % im Mittel, maximal bis 13 %) und Alterit (ca. 15 % im Mittel, maximal bis 26 %) treten in der gesamten pleistozänen Abfolge nun häufig auf. Auch Hornblende ist mit Beginn der Breisgau-Formation im Schwermineralspektrum enthalten (ca. 5 % im Mittel, maximal bis 14 %). Die instabilen Schwerminerale Granat, Epidot, Hornblende sowie Alterit sind charakteristisch für das typische „Alpine Spektrum“ (Erberich 1937). Diese vier Schwerminerale machen bei pleistozänen Proben aus dem Oberrheingraben mengenmäßig den Großteil der Schwermineralfraktion aus (Hagedorn 2004). Granat kann aus metamorphen Gesteinen höheren Metamorphosegrades, Penninischen Decken oder dem Flysch der Alpen stammen. Epidot stammt aus Gesteinen der Alpen mit mittleren Metamorphosegraden und Penninischen Decken (Graf & Hofmann 2000). Hornblendereiche Gesteine werden über den Alpenrhein in den Oberrheingraben geliefert (Hagedorn 2004). Hier zeigt sich also in der Feinfraktion das Hinzukommen des alpinen Einzugsgebiets viel deutlicher als in der Grobfraktion, in der die lokale Provenienz überwiegt (Kapitel 4.2). Stabile Schwerminerale treten weiterhin auf, aber in geringerem Umfang. Dies zeigt, dass während des Pleistozäns das lokale Einzugsgebiet (Buntsandstein-Regionen und Kristallingebiete des Schwarzwaldes) weiterhin aktiv bleibt, was auch im Geröllspektrum sichtbar ist. Metamorphe Minerale und Pyroxen sind nur sehr wenig im Mineralspektrum der Breisgau-Formation enthalten. Der Anteil an Pyroxen in der Breisgau-Formation kann eventuell auf vulkanische Gesteine des Kaiserstuhls zurückgeführt werden (Hagedorn 2004). Der im Bohrkern auffällige Wechsel von den diamiktischen und stärker verwitterten Sedimenten der Breisgau-Formation zu unverwitterten Sedimenten der Neuenburg-Formation lässt sich im Schwermineralspektrum nicht erkennen. Die Schwankungsbreite von Einzelwerten lässt keinen Trend erkennen. Unterschiede an Epidot und Hornblende sind innerhalb des Pleistozäns nicht auszumachen. Mögliche Quellen sind metamorphe und magmatische Gesteine der Alpen (Graf & Hoffmann 2000) sowie des Schwarzwaldes. Metamorphe Minerale treten nur in sehr kleinen Prozentanteilen auf.



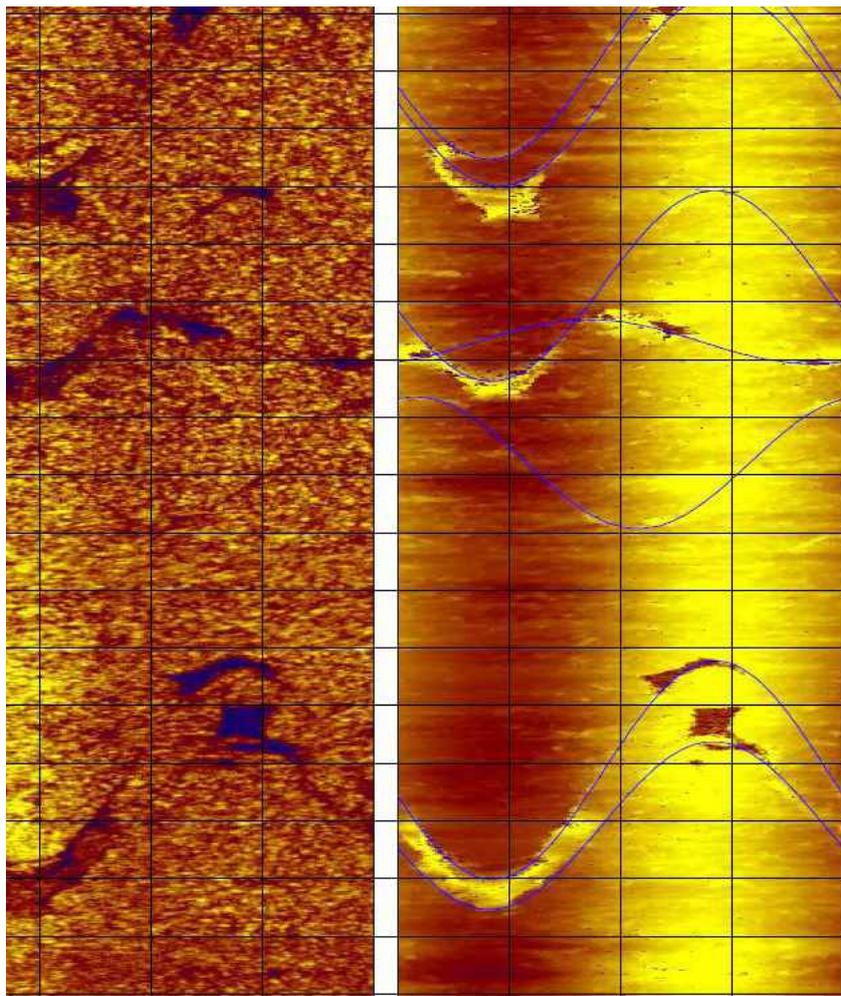
## 4.5 Bohrlochmessungen

Die Firma terratec geophysical services GmbH & Co. KG führte geophysikalische Bohrlochmessungen durch. Folgende Messverfahren bzw. Geräte wurden eingesetzt:

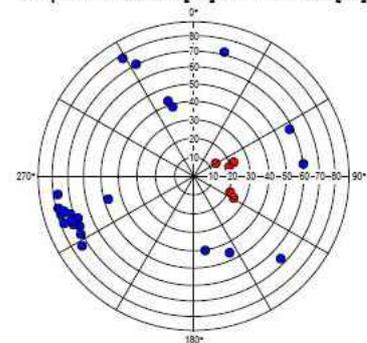
- BHTV (borehole televiewer) = akustischer Bohrlochscanner: orientierte Bilddaten, geologische Strukturen
- ELOG (electric log) = elektrischer Gebirgs-widerstand
- DIL (Dual Induction Log) = elektrische Leitfähigkeit des Gebirges
- FWS (Full Wave Sonic) = Bestimmung von Kompressions- und Scherwellengeschwindigkeiten
- GR = Natürliche Gamma-Ray-Messung

Für die vorliegende Arbeit wurden die Messergebnisse des akustischen Bohrlochscanners und der natürlichen Gammastrahlung ausgewertet. Beim ersten Messeinsatz wurde mit dem akustischen Bohrlochscanner bis in 121,64 m Teufe gemessen. Bei der zweiten Messung wurde der akustische Bohrlochscanner ebenfalls eingesetzt, hier verhinderte aber vermutlich die Ausbildung von Belag an der Bohrungswandung (mud cake), dass Bilddaten von guter Qualität erzeugt werden konnten. Es wurden 29 geologische Strukturen eingemessen, darunter Schichtgrenzen und Klüfte. Die Einfallswinkel der Schichten liegen unter 20° mit einer bevorzugten Einfallrichtung nach Westen (Abb. 10). Dieselbe Einfallrichtung zeigt die Auswertung der seismischen Daten und insgesamt wird die Lage der Bohrung auf einer zum Graben einfallenden Scholle in der Vorbergzone bestätigt. Ein Teil der Klüfte zeigt steiles Einfallen nach ENE.

Die Gammakurve wurde aus den Messdaten beider Einsätze zusammengesetzt. Von 120,00 bis 102,00 m sind die Werte wenig variabel. Von



Schmidt Plot - LH - Type  
Depth: 100.07 [m] to 121.00 [m]



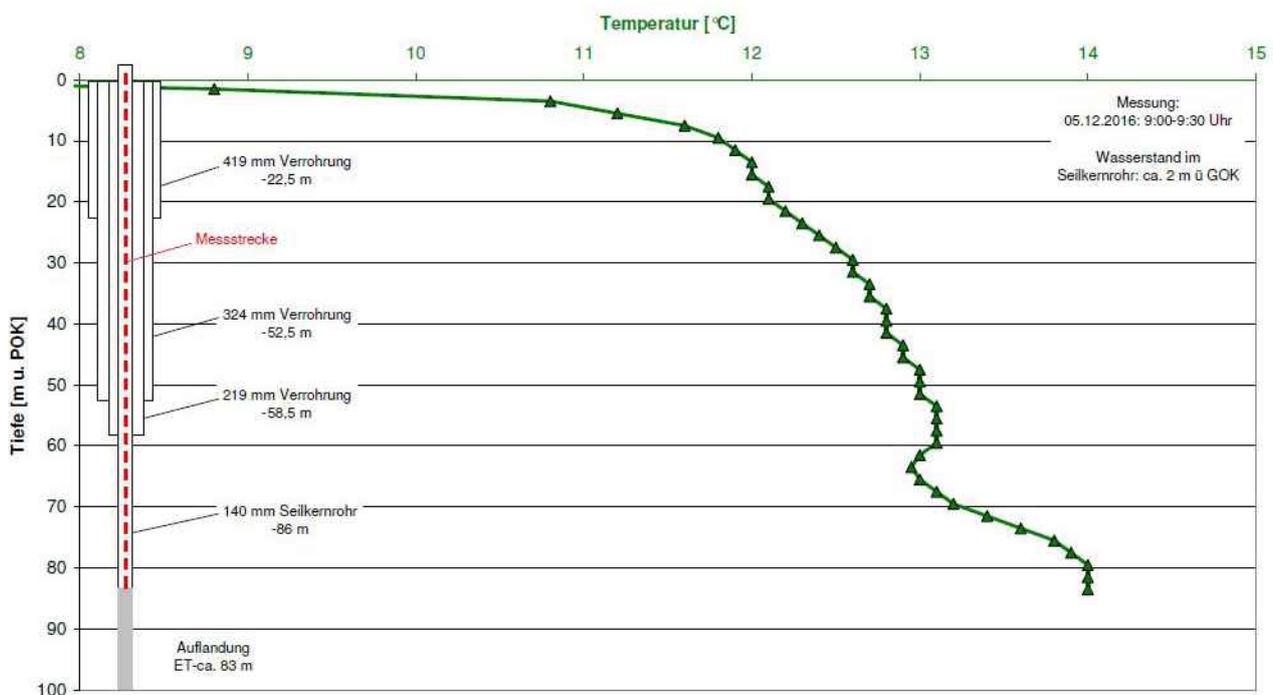
**Abb. 10:** Ausschnitt von Bohrmeter 107,20–110,80 des akustischen Bohrlochscanners (BHTV, borehole televiewer) vom ersten Einsatz. Rechts daneben das Stereogramm vom ersten Einsatz mit den geplotteten ermittelten geologischen Strukturen in einer Tiefe von 100,07 bis 121,00 m. Blau – Klufft, rot – Schichtung.

102,00 bis 98,20 m sind diese ebenfalls wenig variabel, aber insgesamt deutlich geringer. Das ist auf die Dämpfung durch die Stahlverrohrung zurückzuführen. Dieser wenig variable Abschnitt entspricht genau den relativ homogenen Tonsteinen der Opalinuston-Formation, die bei 98,50 m Teufe beginnt. Von 97,80 bis 59,00 m sind die Werte sehr viel variabler und schwanken zwischen 20 cps und maximal 120 cps. Die in der Lithologie auftretende Zyklik innerhalb der Iffezheim-Formation zeigt sich auch deutlich in der Gammakurve. Dort korrelieren die tonigen Abschnitte mit starken Ausschlägen der Gammakurve und die sandigen und kiesigen Abschnitte zeigen niedrigere cps-Werte. Der Wechsel der Iffezheim- zur Breisgau-Formation zeichnet sich durch eine deutlich abnehmende Strahlungsintensität aus, was sowohl auf den höheren Tonanteil der Iffezheim-Formation zurückzuführen ist, als auch auf die höheren Korngrößen und Karbonatgehalt in der Breisgau-Formation.

Die Ergebnisse des Temperatur-Tiefenlogs zeigen einen natürlichen Verlauf der Zunahme der Temperatur mit der Tiefe, bis zwischen 60,00 und 70,00 m eine negative Temperaturanomalie auftritt, was auf Zufluss von Grundwasser hindeuten kann (Abb. 11). Die Lithologie in diesem Bereich besteht aus Abfolgen von Sanden und Kiesen der Iffezheim-Formation mit hoher hydraulischer Durch-

lässigkeit. Im Hangenden treten vermehrt tonige Lagen auf, die eine geringere hydraulische Durchlässigkeit aufweisen (siehe Kapitel 4.1). Generell ist die Iffezheim-Formation im südlichen und mittleren Oberrheingraben ein Grundwassergeringleiter (HGK 1988). Durch die fazielle Ausprägung der Iffezheim-Formation an den Grabenschultern mit relativ viel grobem Sediment kann hier die Durchlässigkeit aber höher sein. Die überwiegend tonige Abfolge innerhalb der Iffezheim-Formation führt so zu einer leichten Stockwerkstrennung der Grundwasserverhältnisse. Möglicherweise kann Grundwasser in der Iffezheim-Formation in der Vorbergzone über Randzuströme zutreten. Auch eine störungsbedingte Verbindung von grundwasserleitenden Schichten ist in diesem Bereich möglich.

#### Ergebnisse Tiefenlogmessungen Forschungsbohrung Bleichtal (05.12.2016)



**Abb. 11:** Temperatur-Tiefenlog vom 05.12.2016 mit einer Messtiefe von - 0,5 m bis in 83,5 m u. GOK.



## 4.6 Vergleich mit anderen Bohrungen

In früheren Bohrungen im Mündungsbereich des Bleichtals wurden bisher maximal 36,00 m Lockersedimente (Bohrung GWM1T/07 (BO7712/1349); am südlichen Talrand) erbohrt. Allerdings wurde in dieser Bohrung die Lockergesteinsbasis nicht erreicht. In der Bohrung „GWM2T/07 Schutzgebietsausweisung Kenzingen“ (BO7712/1351) 150 m südwestlich der Kreuzung K 5115/L 106 wurden 22,90 m Neuenburg-Formation erbohrt. Am Pumpwerk Herbolzheimer Pfad „GWM7T/07 Schutzgebietsausweisung Kenzingen“ (BO7712/1357) 50 m westlich der Kreuzung K 5115/L 106 sind 13,00 m Mächtigkeit vorhanden. In beiden Bohrungen steht im Liegenden Haupttrogenstein an (Abb. 12). Die maximale Mächtigkeit der Lockersedimentfüllung ließ sich durch die spezielle Grabenrandtektonik bisher kaum prognostizieren. Mit Hilfe der Reflexionsseismik kann die maximale Eintiefung auf Höhe des Profils 1 auf circa 105 m geschätzt werden.

Die Lockersedimente im Bleichtal selbst zeigen starke laterale Faziesänderungen. In der Bohrung GWM1T/07 (BO7712/1349; Anhang 5) reichen die alpinen Rheinschotter der Neuenburg-Formation bis 14,85 m Teufe. Darunter folgen bis 20,0 m lokale Sedimente (Breisgau-Formation) und im Liegenden bis 27,90 m Feinsedimente (mit einer Torf-Lage bei 23,75–24,00 m), die u. a. Pollen von *Picea* und *Pinus* enthalten und kühle Ver-

hältnisse nach Art eines Kiefern-Fichtenstadials repräsentieren. Unter dem Mikroskop konnten bei 22,25 und 25,00 m zahlreiche Samenkörner und Pflanzenreste ausgelesen werden. M. Rösch bestimmte 30 verschiedene Arten, überwiegend aus der Flachwasser- und Uferzone eines stehenden oder langsam fließenden Gewässers. Bemerkenswert sind das Große Nixkraut (*Najas marina*) und das Schleimkraut (*Brasenia*), die hohe Sommertemperaturen indizieren. Zusammen damit fanden sich bei 22,25 m mehrere Opercula der Süßwasserschnecke *Bithynia leachii*, die langsam fließende bis stehende Gewässer und Sümpfe besiedelt (Nesemann 1994). Hier wurde im Randbereich des Bleichtals, vermutlich in einem Altarm der „Urbleich“ zumindest zeitweise Wasser angestaut, in dem sich Feinsedimente ablagern konnten. Dieses Ablagerungsmileu ist für die Iffezheim-Formation nicht untypisch (Abb. 13). Der darunter folgende Schwemmlöss mit einer kaltzeitlichen Schneckenfauna (*Pupa muscorum*, „*Clausilia*“ sp., *Succinea oblonga*, *Vallonia costata*, Heliciden) wäre demnach ins jüngere Frühpleistozän (Calabrium, prä-Cromer) zu datieren (vgl. Münzing 2003: 140 ff.).

Die Hügel der Vorbergzone am unteren Bleichtal bestehen aus Mitteljura, wie u. a. die Bohrungen Grube Kahlenberg B8 (BO7712/537) und Grube Kenzingen B9 (BO7712/540) zeigen (Abb. 13). Die Bohrungen bestätigen die in der Reflexionsseismik erkennbare annähernd horizontale Lage des Festgesteins in N–S-Richtung. Die Basis der Opalinuston-Formation in der Forschungsbohrung Unteres

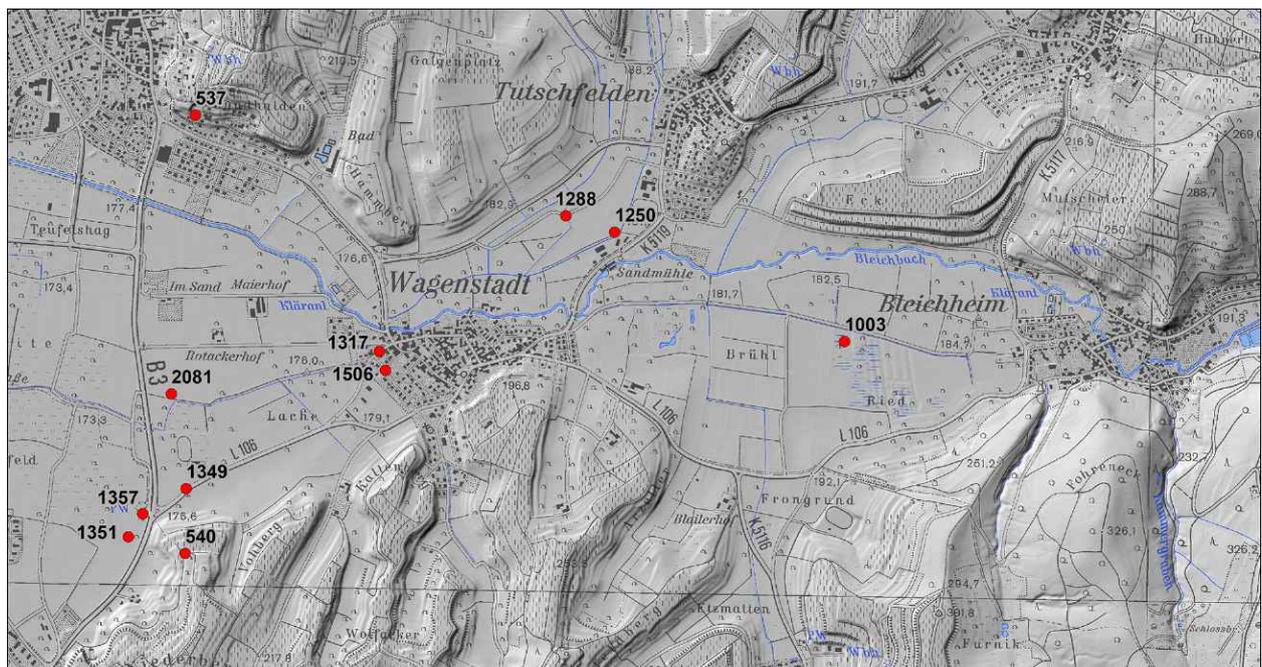


Abb. 12: Lageplan der für den Vergleich verwendeten Bohrungen im Bleichtal. Hintergrundkarte aus Geodaten der Integrierten Geowissenschaftlichen Landesaufnahme (GeoLa), Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau am Regierungspräsidium Freiburg.

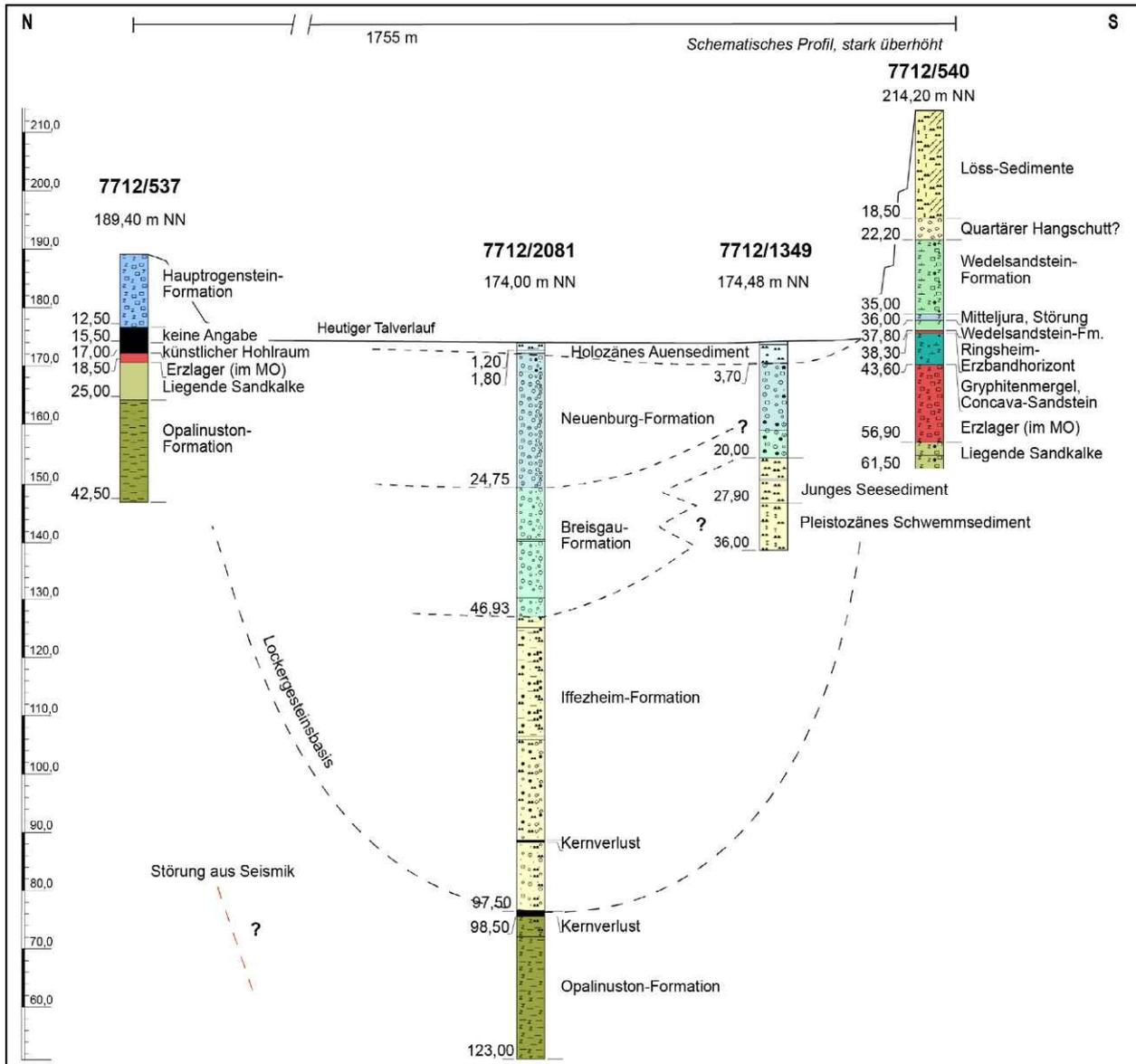


Abb. 13: Profil durch das Bleichtal vom Niederberg in Kenzingen (S) zum Steinberg in Herbolzheim (N)

Bleichtal liegt auf ca. 50 m NN, in der Bohrung „Grube Kenzingen B9“ (Top Opalinuston: 150,80 m NN) bei einer geschätzten Mächtigkeit des Opalinustons von circa 100 m ebenfalls. In der ca. 1100 m nördlich gelegenen Bohrung Grube Kahlenberg B8 kann die Oberkante des Opalinustons auf ca. 171 m NN extrapoliert werden. Daraus ergibt sich ein Versatz von ca. 15 m zur Forschungsbohrung, der durch steil stehende Störungen zustande kommen kann, wie sie auch im Profil 1 der Tiefenmigration zu sehen sind (vgl. Abb. 5).

Im Talabschnitt nordöstlich von Wagenstadt durchteuft die Bohrung „Beregnungsbrunnen/04 Golfplatz Tutschfelden“ (BO7712/1288) bis 19,4 m kalkhaltige Sedimente und endet bei 22,30 m im Lockersediment. Die ebenfalls am Golfplatz liegende Bohrung „B 5/04“ (BO7712/1250) erreicht möglicherweise bei 21,90 m die Iffezheim-Forma-

tion, da dort kalkfreie Tone beschrieben werden. Weiter talaufwärts im Ried bei Bleichheim werden in der Bohrung „KB 3/00 Altablagerung Müllplatz Bleichheim“ (BO7712/1003) ab 14,00 m Teufe rötlichbraune Sande, hellgelbliche oder rötlichbraune Schluffe beschrieben, die stellenweise organisches Material enthalten. Bei 25,70 m enthält die Bohrung stark verwitterte weißliche Sandsteine und endet bei 30,00 m Teufe in stark verwittertem Kies aus Buntsandsteinmaterial, was ebenfalls für die Iffezheim-Formation spricht.

Im jüngeren Pleistozän reichte die alpine Schüttung der Neuburg-Formation in östlicher Richtung bis zu der Engstelle bei Wagenstadt, wie Brunnen- und Erdwärmesondenbohrungen belegen (BO7712/1317/1506). Wie mächtig die Talfüllung des Bleichtals sich talaufwärts entwickelt, ist aufgrund der Aufschlussverhältnisse nicht konkret abgrenzbar.



## 5 Untersuchungen des Festgesteins

### 5.1 Opalinuston-Formation

Unterhalb der Lockergesteinsbasis erschloss die Bohrung ab einer Teufe von 98,5 m bis zur Endteufe von 123 m dunkelgraue bis schwarzgraue, schluffige Tonsteine der Opalinuston-Formation. Neben zahlreichen dünnen Lagen von *Bositra*-Schill waren zwischen 102 und 116 m darin vereinzelt Kalkstein-Konkretionen (bis 7 cm Ø) eingelagert. Zwischen 102 und 112 m war der Kern mehrfach an steilstehenden, teilweise mit Calcit belegten Klüften gespalten. Stärker geneigte (45–70°) Harnischflächen, z. T. in Kombination mit Schichtverstellungen bis 25° sind sicher tektonischen Ursprungs; die ebenfalls auftretenden, flach einfallenden Scherflächen werden dagegen als Setzungsharnische gedeutet.

Zur genaueren stratigraphischen Einstufung dieses Kernabschnitts wurde der Fossilinhalt näher untersucht. Die Bestimmung der Ammoniten übernahm freundlicherweise V. Dietze (Nördlingen), wofür wir an dieser Stelle herzlich danken. Die REM-Aufnahmen der Mikrofauna führte dankenswerterweise Frau C. Gasco Martin (SMNS Stuttgart) aus. Ergänzend wurden eine palynologische Untersuchung in Auftrag gegeben. Der sehr ausführliche Bericht von S. Feist-Burkhardt kann nachstehend aus Platzgründen nur in gekürzter Form wiedergegeben werden.

#### Makrofauna

Der Opalinuston in der Bohrung erwies sich als recht fossilreich; insgesamt wurden 36 Ammoniten sowie einzelne Belemniten (*Neoclavibelus subclavatus*) gefunden. Des Weiteren fanden sich mehrere Schnecken (*Costatotrochus subduplicatus*, *Unacerithium* sp.), erstere auffallend häufig zwischen 109,6 und 111 m (Abb. 14) und Muscheln (lagenweise gehäuft, *Bositra buchi*, daneben einzelne *Palaeonucula hammeri*, *Nuculana* sp. und *Entolium* sp.).

Wie in der Tonfazies häufig, sind die Ammoniten in der Regel völlig plattgedrückt, lediglich Teile der Wohnkammer sind bei einigen Stücken körperlich erhalten. Eine Ausnahme bilden hier zwei in Kalkkonkretionen eingeschlossene, voll körper-

lich erhaltene Individuen (vgl. Abb. 15). Da für die Gattungsdiagnose nach Ohmert (1993) der Windungsquerschnitt von entscheidender Bedeutung ist, musste die Bestimmung der vollständig komprimierten Exemplare unterbleiben.



Abb. 14: Häufung von *Costatotrochus subduplicatus* bei 109,61 m Teufe (Durchmesser des Bohrkerns: 10 cm)



Abb. 15: *Cotteswoldia burtonensis* aus 102,00 m Teufe (Durchmesser in Höhe der Gehäusemündung: 31 mm)

Mit Ausnahme einer Innenwindung von *Pachylotoceras* sp. sind alle Stücke im Querschnitt schmal lanzettförmig und deshalb den Gattungen *Cotteswoldia* und *Pleydellia* zuzuordnen. Die artliche Bestimmung der teilweise sehr fragmentarisch er-

haltenen Stücke ist wegen der ausgeprägten Variabilität, aber auch wegen der Vielzahl bisher aufgestellter Morphospezies mit einiger Unsicherheit behaftet. Bestimmt werden konnten *Cotteswoldia burtonensis*, *C. subcandida*, sowie zwei nicht näher bestimmte Vertreter dieser Gattung. Hinzu kommen *Pleydellia misera* und *Pl. pseudoarcuata*. Diese Arten sind typisch für den mittleren bis unteren Bereich der Torulosum-Subzone der Opalinum-Zone.

### Mikrofauna (siehe Tafel 1)

#### Ostracoden

Die aus 26 Arten (565 Individuen) bestehende Ostracodenfauna wird neben der Zonenleitart *Aphelocythere kuhni* von 6 Arten dominiert, deren Auftreten und Anteil an der Gesamtfauuna eine Zweiteilung andeutet.

Der Abschnitt 122,95–117,95 m ist relativ arten- und individuenarm; 5 Proben lieferten 15 Arten mit in der Summe 70 Individuen. *Kinkelinella sermoisensis* ist auf diesen Abschnitt beschränkt und mit 16 Individuen die häufigste Art.

Von 116,0 bis 99,9 m (494 Individuen, 24 Arten) ist stets *Cytheropectina cribra* mit einem durchschnittlichen Anteil von 29 % dominant. Subdominant ist *Praeschuleridea punctulata*, ab 101 m abgelöst von *Cytherelloidea cadomensis*, etwas weniger häufig kommen daneben *Praeschuleridea gallemanica* und *Polycope discus* vor.

Von 26 in der FB Bleichtal vorkommenden Arten, konnten 17 schon in der Torulosum-Zone der Forschungsbohrung Wittnau (Ohmert 1996: Abb. 30, LGRB-Nr. 8012/569) nachgewiesen werden. Das gemeinsame Vorkommen von *Aphelocythere kuhni* und *Kinkelinella sermoisensis* spricht für den unteren Bereich der Torulosum-Zone.

#### Foraminiferen

Die Foraminiferenfauna wird dominiert von glattschaligen und berippten Lenticulinen (*Lenticulina communis*, *L. polygonata*, *L. helios*, *Astacolus bochardi*, *Ast. primus*, *Ast. varians*, *Ast. dorbignyi*). Daneben finden sich Einzelexemplare von *Citharina gradata*, *Dentalina* sp., *Marginulinopsis* sp., *Nodosaria* sp., *Palmula liasica* und *Reinholdella traubensis*.

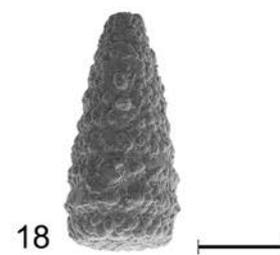
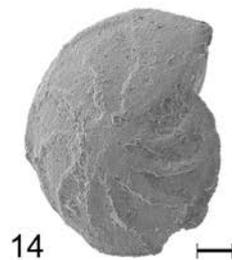
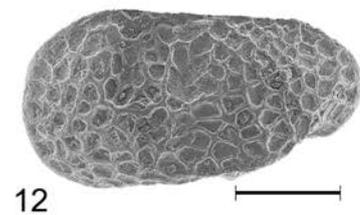
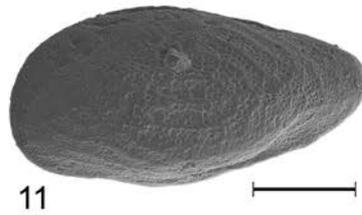
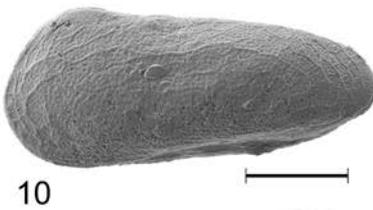
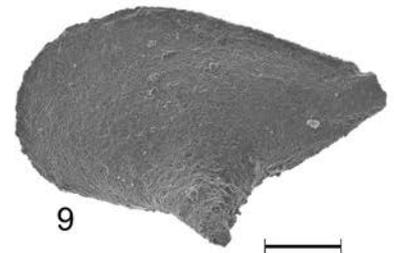
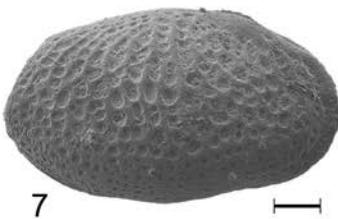
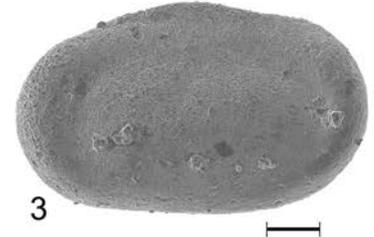
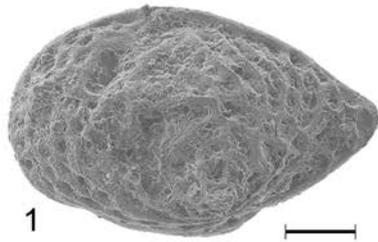
*Reinholdella traubensis* tritt in der FB Wittnau letztmalig in der mittleren Torulosum-Zone auf (Ohmert 1996: Abb. 29); alle anderen in der FB Bleichtal nachgewiesenen Arten sind für den fraglichen Bereich als „Durchläufer“ zu bezeichnen.

Die Mikrofauna der Probe 98,9–99,0 m, die mit Ausnahme einer Einzelklappe von *Cytheropectina cribra* ausschließlich aus agglutinierten Foraminiferen (*Ammobaculites vetusta*, *Ammomarginulina infrajurensis* und *Lagenammia* sp.) besteht, deutet vermutlich bereits auf den zunehmenden Eintrag von Siliziklastika in der Opalinum-Zone hin (vgl. Ohmert 1996: 36). Eine deutliche Zunahme der Sandschaler ist bereits ab der Probe 101,9–102 m zu beobachten.

#### Radiolarien

Eine Besonderheit stellt der Fund einer ?*Parvicingula* sp.) in Probe 114,75–114,80 m dar. Einzel-funde von Radiolarien in der Aalensis- und Torulosum-Zone sind nach Ohmert (1996: 36) allerdings ohne stratigraphischen Aussagewert.

►► **Tafel 1:** 1 *Cytheropectina cribra* (Fischer), LV, 99,9–100,0 m, Em 841; 2 *Aphelocythere kuhni* Triebel & Klingler, C, re, 103,9–104,0 m, Em 842; 3 *Cytherelloidea cadomensis* Bizon, RV, 99,9–100,0 m, Em 843; 4 *Kinkelinella sermoisensis* (Apostolescu), C, re, 120,95–121,0 m, Em 844; 5 *Kinkelinella fischeri* Malz, LV, 101,9–102,0 m, Em 845; 6 *Tanycythere posteroelongata* Cabral et al., RV, 109,95–110,0 m, Em 846; 7 *Praeschuleridea ventriosa* (Fischer in Plumhoff), C, re, 104,95–105,0 m, Em 847; 8 *Polycope discus* Fischer, C, 100,9–101,0 m, Em 848; 9 *Cytheropectina alafastigata* (Fischer), LV, 99,9 – 100,0 m, Em 849; 10 *Aaleniella* sp., C, li, 109,95–110,0 m, Em 850; 11 *Procytherura multicostata* Ainsworth, C, li, 104,95–105,0 m, Em 851; 12 Gen. et sp. indet., LV, 104,95–105,0 m, Em 852; 13 *Lenticulina communis* 99,9 – 100,0 m, Em 853; 14 *Lenticulina helios* (Terquem), 99,9–100,0 m, Em 854; 15 *Ammomarginulina* sp., 98,9–99,0 m, Em 855; 16 *Astacolus dorbignyi* (Roemer), 101,9–102,0 m, Em 856; 17 *Astacolus* sp., 104,95–105,0 m, Em 857; 18 *Parvicingula* sp., 114,75–114,8, Em 858.



## 5.2 Palynostratigraphische Untersuchung der Opalinuston-Formation

Der vorliegende Bericht umfasst die Ergebnisse einer quantitativen palynologischen Untersuchung an elf Gesteinsproben der Opalinuston-Formation der Forschungsbohrung FBB 16, Unteres Bleichtal. Ziel der Studie war die palynostratigraphische Einordnung der Proben und möglichst genaue Zuordnung der Proben zur Ammoniten-Biostratigraphie.

### **Material und Methoden**

Es wurden elf Proben der Bohrung von 102,22 bis 122,95 m untersucht. Die palynologische Aufbereitung der Proben wurde durch das Labor PLS Palynological Laboratory Services Ltd. (Holyhead, Anglesey, UK) ausgeführt. Die Aufbereitung erfolgte nach der allgemein üblichen Präparationsmethode mit konzentrierter Salzsäure und konzentrierter Flusssäure. Der Rückstand wurde bei einer Maschenweite von 15 µm gesiebt. Die Proben wurden mit konzentrierter Salpetersäure oxidiert und zum Teil kurz mit Ultraschall behandelt. Die palynologischen Präparate wurden dann lichtmikroskopisch untersucht und ausgewertet.

Es wurde je ein Satz mikroskopischer Präparate vom unoxidierten und vom oxidierten Rückstand erstellt. Präparate des unoxidierten Rückstandes (markiert als Kerogen-Präparate) dienen der Palynofaziesanalyse. Präparate des oxidierten Rückstandes dienen der Palynomorphen-Untersuchung.

Für die quantitative mikroskopische Analyse werden zwei aufeinanderfolgende Zählungen durchgeführt. In der ersten Zählung werden 200 Körner aller Palynomorphen gezählt und die Anzahl der Dinoflagellatenzysten wird notiert. In einer zweiten Zählung werden nur Dinoflagellatenzysten gezählt, bis eine Gesamtzahl von 100 Dinoflagellatenzysten erreicht ist. Der Rest des Präparates wird auf bis dahin noch nicht erfasste Taxa durchgeschaut. Diese Taxa ‚out of count‘ sind in Anhang 4 mit ‚+‘ markiert.

Für die Darstellung der Ergebnisse wurde die Software StrataBugs v2.1 verwendet; auf Fototafeln wurde verzichtet. Eine fast vollständige Dokumentation der vorkommenden Dinoflagellatenzysten-Arten findet sich in Feist-Burkhardt & Pross (2010, Fig. 8–13).

## **Ergebnisse und Interpretation**

### Allgemeines

Biostratigraphische Datierungen im Jura basieren v. a. auf dem Vorkommen von Dinoflagellatenzysten. Im Erläuterungstext zu den bekannten stratigraphischen Reichweiten von Leitarten wird das erste Auftreten mit FAD (engl. First appearance datum) und das letzte Vorkommen mit LAD (engl. Last appearance datum) bezeichnet. Besonders große Häufigkeiten von Taxa werden als Akme bezeichnet und werden zum Teil als zusätzliche Kriterien für die palynostratigraphische Interpretation herangezogen. Grundlage für die Alterseinstufung der Proben und deren Zuordnung zur Ammonitenstratigraphie ist der firmeneigene Composite Standard von *Susanne Feist-Burkhardt Geological Consulting & Services*. Der Composite Standard basiert zum großen Teil auf der Kompilation über die stratigraphische Verbreitung von Dinoflagellatenzysten in Süddeutschland und angrenzender Gebiete von Feist-Burkhardt & Wille (1992). Für das Ober-Toarcium – Unter-Aalenium ist die Arbeit von Feist-Burkhardt & Pross (2010) eingeflossen. Die in Feist-Burkhardt & Wille (1992) verwendeten Ammonitenzonen, Stufen- und Unterstufen-Namen wurden mit Hilfe von TimeScale Creator ([www.tscreator.com](http://www.tscreator.com)) aktualisiert. Die verwendeten Altersdaten basieren auf der Geologic Time Scale 2016 (Ogg et al. 2016).

Neben Dinoflagellatenzysten treten andere aquatische Palynomorphe auf, die zum Teil stratigraphisch genutzt oder zusätzliche Informationen zum Paläoenvironment geben können. Diese Gruppe beinhaltet u. a. Acritarchen, Grünalgen (z. B. *Botryococcus* spp., Prasinophyceen, Zygnematophyceen) und Foraminiferentapeten. *Botryococcus* ist eine koloniale Grünalge, die aus Süßwasser- oder Brackwasser-Milieus in den marinen Ablagerungsraum transportiert werden kann. Prasinophyceen sind marin und typischerweise häufig in Sedimenten reich an organischer Substanz, die in sauerstoffarmen Ablagerungsmilieus gebildet wurden. Foraminiferentapeten sind die organischen Innenauskleidungen der Gehäuse benthischer Foraminiferen und somit Indikatoren für marines Paläoenvironment und gute Durchlüftung an der Sedimentoberfläche.

Die auftretenden Pollen und Sporen passen zu der Datierung mit Dinoflagellatenzysten. Einzelvorkommen von triassischen Pollen-/Sporen-Taxa (*Densosporites* spp. und *Ricciisporites* spp.) weisen auf Aufarbeitung triassischer Sedimente im Liefergebiet hin.



### **Generelles Erscheinungsbild des palynologischen Rückstands und Erhaltung**

Die bearbeiteten Proben zeigen einen guten palynologischen Rückstand mit reicher und diverser Palynoflora. Die Erhaltung der Palynomorphen ist gut bis sehr gut. Das Palynomorphen-Spektrum setzt sich zusammen aus überwiegend Pollen und Sporen und Dinoflagellatenzysten. Nur untergeordnet treten Prasinophyten, Acritarchen, Foraminiferentapeten und Grünalgen (z. B. *Botryococcus*) auf. Es konnten 41 Dinoflagellatenzysten-Taxa, 16 andere aquatische Palynomorphen und 43 Pollen- und Sporen-Taxa unterschieden werden. Der Anteil der Dinoflagellatenzysten an der Palynoflora liegt bei 25 % bis 49 % und ist somit für die Opalinuston-Formation relativ hoch.

### **Beschreibung der Dinoflagellatenzysten-Vergesellschaftungen**

Alle elf Proben zeigen in etwa die gleiche artliche Zusammensetzung der Dinoflagellatenzysten-Vergesellschaftungen, weshalb hier auf die Darstellung einer range chart verzichtet wird. Sehr häufig bis regelmäßig vorkommend ist *Evansia?* cf. *granochagrinata*. Ebenfalls häufig ist die Gattung *Nannoceratopsis* mit den Arten *N. dictyambonis*, *N. gracilis* s.s. und s.l., *N. sp. 4*, *N. spp.* und der Leitart *N. triangulata*. Vertreter der Phallocystaceae (= Heterocapsaceae in Feist-Burkhardt & Pross 2010) sind divers und treten auf mit vielen Arten der Gattungen *Andreedinium*, *Dodekovia*, *Moesiodinium*, *Ovalicysta*, *Parvocysta*, *Reutlingia* und *Susadinium*. Ebenfalls recht divers sind Valvaeodiniaceen mit *Valvaeodinium cavum*, *V. sphaerechinatum*, *V. spongiosum*, *V. vermipellitum* und *V. spp.* Die Gattung *Scrinocassis* tritt regelmäßig auf mit ihren drei Arten *S. limbicavatus*, *S. priscus* und *S. weberi*.

Weitere auftretende Taxa sind u. a. *Hystrichodinium?* sp. und *Mancodinium semitabulatum* sowie die Leitarten *Kallosphaeridium praussii* und *Wallo-dinium laganum*. Die Art *Phallocysta?* *frommernensis* wurde nicht gefunden.

Auffallend ist die Häufigkeitsverteilung von *Evansia?* cf. *granochagrinata*. Die Art zeigt in den oberen drei Proben (Palyno 0, 3 und 5) außerordentlich große Häufigkeiten von 34 % bis 48 % der Dinoflagellatenzysten-Vergesellschaftung. In den Proben weiter im Liegenden wird die Häufigkeit deutlich geringer. Die Art erreicht in den Proben Palyno 7, 9 und 17 noch 14 % bzw. 11 % und geht in den anderen Proben zurück auf 5 % bis 2 %.

Die relativen Anteile der anderen Dinoflagellatenzysten-Taxa (*Kallosphaeridium praussii*, *Man-*

*codinium semitabulatum*, *Nannoceratopsis* spp., *Phallocystaceae*, *Scrinocassis* spp., *Valvaeodiniaceae*, *Wallo-dinium laganum*) verschieben sich etwas, aber ohne dass sich ein interpretierbares Muster erkennen lassen würde.

### **Palynostratigraphie**

Die bearbeiteten Proben lassen sich in die palynostratigraphische Einheit A von Feist-Burkhardt & Pross (2010, Fig. 14; s. Abb. 16) einordnen. Einheit A ist gekennzeichnet durch das häufige Vorkommen von *Evansia?* cf. *granochagrinata* zusammen mit *Wallo-dinium laganum*, *Kallosphaeridium praussii* und *Nannoceratopsis triangulata*. Alle drei Arten kommen in den bearbeiteten Proben vor. Die Obergrenze von Einheit A ist definiert durch den Beginn der Akme von *Phallocysta?* *frommernensis*. Das erste Einsetzen (FAD) der Art *P.?* *frommernensis* liegt bereits im oberen Teil der Einheit A. Diese Art wurde in den bearbeiteten Proben nicht gefunden.

### **Vergleich mit Wittnau**

Zum Vergleich für die vorliegende Arbeit wurden die Präparate der Tongrube Wittnau von Feist-Burkhardt & Pross (2010) nachuntersucht. Es wurde versucht, die ursprünglich von Weiss (1989) stammenden Proben den Profilm Metern und den Schichtnummern und Ammoniten-Horizonten von Ohmert et al. (1996) zuzuordnen. Diese Zuordnung und die zusätzlich bei den Nachuntersuchungen gefundenen Dinoflagellatenzysten sind in der Abbildung von Feist-Burkhardt & Pross (2010, Fig. 5; s. Abb. 17) nachgetragen worden.

Bei den Nachuntersuchungen wurden einige zusätzliche Exemplare von Taxa gefunden, sodass sich Lücken in der ursprünglichen Abbildung der Verteilung schließen. Stratigraphisch wichtige neue Funde sind einzelne fragliche Exemplare von *Kallosphaeridium praussii* in Probe T21 und *Phallocysta?* in Probe T17.

### **102,22-102,31 m bis 106,95-107,00 m (Palyno 0 bis 5; 3 Proben):**

Auch Prauss (1991) berichtet über die große Häufigkeit von *Evansia?* cf. *granochagrinata* in Wittnau mit einem Maximum von 30 % an der Basis der Opalinum-Subzone (deren Probe 87/2, Schicht 01). Die drei obersten Proben von FBB 16 (**Palyno 0 bis 5**), mit sehr häufig *E.?* cf. *granochagrinata* und ohne *Phallocysta?* *frommernensis*, korrelieren so-

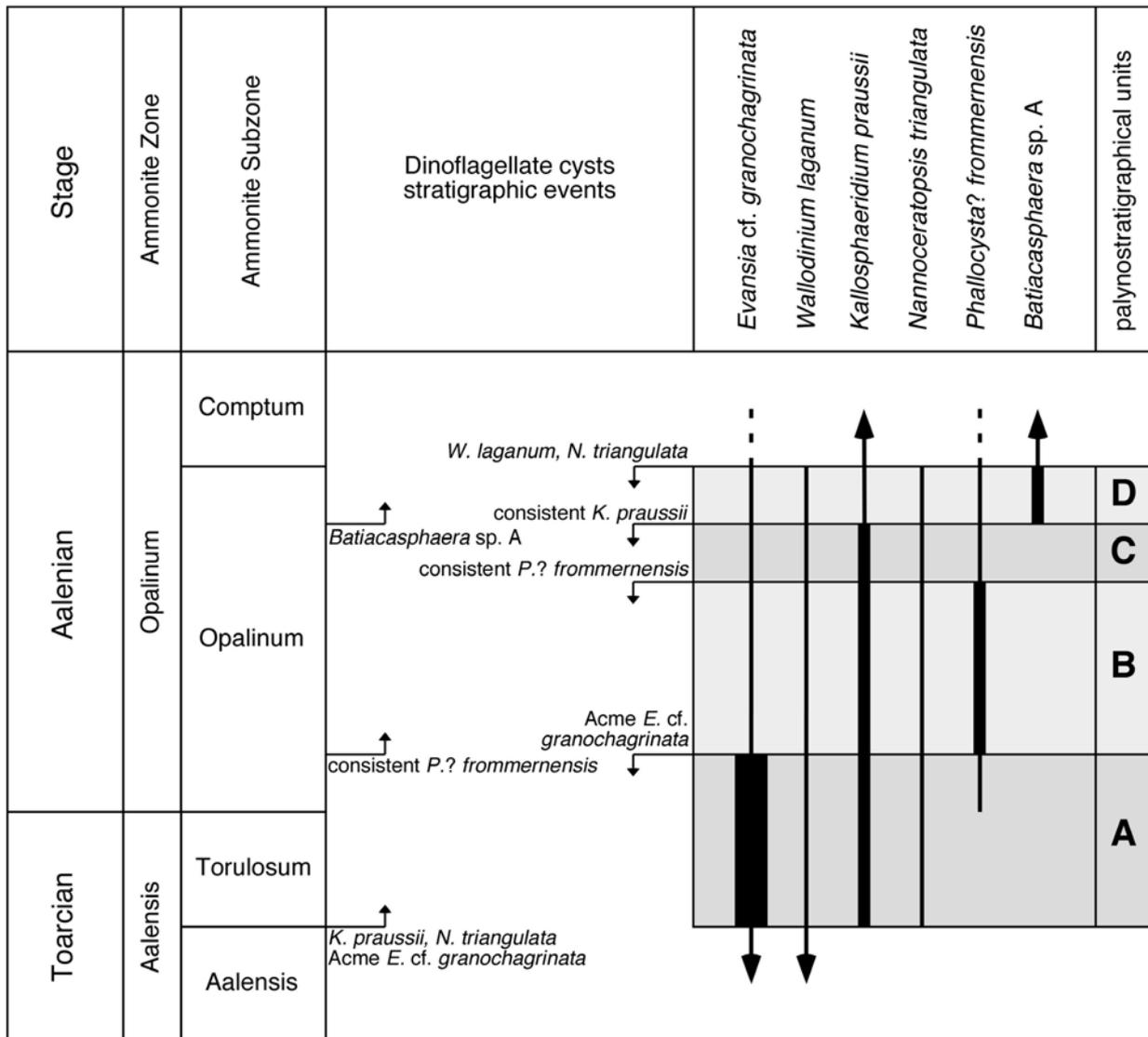


Abb. 16: Palyostratigraphische Einheiten zur Gliederung des Ober-Toarcium und Unter-Aalenium in Südwestdeutschland und der Schweiz (aus Feist-Burkhardt & Pross 2010, Fig. 14).

mit in Wittnau mit dem Bereich von Schicht 7 bis Schicht 2 oben, also Torulosum-Subzone, *fluitans*-Horizont bis Basis Opalinum-Subzone, *misera*-Horizont.

**108,95-109,00 m bis 122,85-122,95 m (Palyno 7 bis Palyno 21, 8 Proben):**

Die unteren Proben von FBB 16 (Palyno 7 bis 21) zeigen deutlich geringere Häufigkeiten von *Evensia?* cf. *granochagrinata*. Diese Häufigkeitsabnahme wurde auch in Wittnau beobachtet. In den Proben von FBB 16 kommen regelmäßig *Kallosphaeridium praussii*, *Nannoceratopsis triangulata* und *Walloedinium laganum* vor. Alle drei Arten sind nach Feist-Burkhardt & Pross (2010), zusammen mit *E.?* cf. *granochagrinata* typisch ab der Torulosum-Subzone. Nachuntersuchungen der Präpara-

te von Wittnau haben jedoch einzelne fragliche Exemplare der beiden Arten in Probe T21 (= Schicht 26, Aalensis-Subzone) ergeben. Auch Prauss (1991) berichtet von *K. praussii* (als *K. inornatum*) in ihrer Probe 64/4 (= Schicht 29) der Aalensis-Subzone von Wittnau. Die FADs beider Arten liegen also etwas tiefer als früher angenommen, in der Aalensis-Subzone.

Die unteren Proben von FBB 16 (Palyno 7 bis 21) korrelieren somit in Wittnau mit dem Bereich von Schicht 26 (?29) bis Schicht 21, also Aalensis-Subzone bis Torulosum-Subzone.

Das regelmäßige Vorkommen zweifelsfreier Exemplare von *K. praussii* und *N. triangulata* spricht eher für Torulosum-Subzone. Ein etwas höheres Alter, Aalensis-Subzone, kann aber nicht ausgeschlossen werden.



Toarcian						Aalenian				Stage		
Aalensis						Opalinum				Ammonite Zone		
Aalensis		Torulosum				Opalinum				Ammonite Subzone		
Jurensismergel Fm. - Opalinuston Fm.										Lithological unit		
T21	T20	T19	T18	T10	1/OH4	1/OH7	T14	T17	Sample number (von Weiss, 1989)			
26	21	7	6	3	2 unten	2 oben	01	06	Schichtnummern (abgeschätzt nach Weiss, 1989, Ohmert & Rolf, 1994 und Ohmert et al., 1996)			
5,5	12,9	23,1	25,2	27,2	29,25	29,6	30,8	37,3	Profilmeter (m) (geschätzt nach Ohmert et al., 1996)			
leura		fluitans		pseudoarcuata		misera			Ammonitenhorizonte (nach Ohmert & Rolf, 1994)			
						Dinoflagellate cysts, in order of first appearance:				Dinoflagellate cysts in alphabetical order:		
+	+	+	+	+	+	+	+	+	1	<i>Caddasphaera halosa</i>	25	<i>Andreedinium</i> aff. <i>elongatum</i>
+	+	+	+	+	+	+	+	+	2	<i>Dodekovia knertensis</i>	1	<i>Caddasphaera halosa</i>
+	+	+	+	+	+	+	+	+	3	<i>Evansia</i> cf. <i>granochagrinata</i>	26	<i>Comparodinium punctatum</i> s.l.
+	+	+	+	+	+	+	+	+	4	<i>Hystrichodinium?</i> sp.	27	<i>Dodekovia bullula</i> sensu Below 1987
?	+	+	?	+	+	+	+	+	5	<i>Kallosphaeridium prausii</i>	2	<i>Dodekovia knertensis</i>
+	+	+	+	+	+	+	+	+	6	<i>Mancodinium semitabulatum</i>	16	<i>Dodekovia pseudochoytrioeides</i>
+	+	+	+	+	+	+	+	+	7	<i>Nannoceratopsis gracilis</i> s.l.	3	<i>Evansia</i> cf. <i>granochagrinata</i>
+	+	+	+	+	+	+	+	+	8	<i>Nannoceratopsis gracilis</i> s.str.	4	<i>Hystrichodinium?</i> sp.
+	+	+	+	+	+	+	+	+	9	<i>Nannoceratopsis</i> spp.	5	<i>Kallosphaeridium prausii</i>
?	+	+	+	+	+	+	+	+	10	<i>Nannoceratopsis triangulata</i>	6	<i>Mancodinium semitabulatum</i>
+	+	+	+	+	+	+	+	+	11	<i>Scrinioicassis</i> cf. <i>limbicavatus</i>	31	<i>Mikrocysta?</i> sp.
+	+	+	+	+	+	+	+	+	12	<i>Scrinioicassis priscus</i>	20	<i>Nannoceratopsis dictyambonis</i>
+	+	+	+	+	+	+	+	+	13	<i>Scrinioicassis weberi</i>	7	<i>Nannoceratopsis gracilis</i> s.l.
+	+	+	+	+	+	+	+	+	14	<i>Valvaedinium sphaerechinatum</i>	8	<i>Nannoceratopsis gracilis</i> s.str.
+	+	+	+	+	+	+	+	+	15	<i>Wallogidium laganum</i>	21	<i>Nannoceratopsis plegas</i>
+	+	+	+	+	+	+	+	+	16	<i>Dodekovia pseudochoytrioeides</i>	9	<i>Nannoceratopsis</i> spp.
?	+	+	+	+	+	+	+	+	17	<i>Ovalicysta hiata</i>	10	<i>Nannoceratopsis triangulata</i>
+	+	+	+	+	+	+	+	+	18	<i>Reutlingia cardobarbata</i>	17	<i>Ovalicysta hiata</i>
+	+	+	+	+	+	+	+	+	19	<i>Valvaedinium cavum</i>	32	<i>Phallocysta?</i> <i>frommemensis</i>
+	+	+	+	+	+	+	+	+	20	<i>Nannoceratopsis dictyambonis</i>	18	<i>Reutlingia cardobarbata</i>
+	+	+	+	+	+	+	+	+	21	<i>Nannoceratopsis plegas</i>	30	<i>Reutlingia cracens</i>
+	+	+	+	+	+	+	+	+	22	<i>Susadinium scrofoides</i>	24	<i>Reutlingia nasuta</i>
+	+	+	+	+	+	+	+	+	23	<i>Valvaedinium vermipellitum</i>	33	<i>Reutlingia</i> sp. A
+	+	+	+	+	+	+	+	+	24	<i>Reutlingia nasuta</i>	28	<i>Reutlingia</i> sp. B
+	+	+	+	+	+	+	+	+	25	<i>Andreedinium</i> aff. <i>elongatum</i>	29	<i>Reutlingia tricornuta</i>
+	+	+	+	+	+	+	+	+	26	<i>Comparodinium punctatum</i> s.l.	11	<i>Scrinioicassis</i> cf. <i>limbicavatus</i>
+	+	+	+	+	+	+	+	+	27	<i>Dodekovia bullula</i> sensu Below 1987	12	<i>Scrinioicassis priscus</i>
+	+	+	+	+	+	+	+	+	28	<i>Reutlingia</i> sp. B	13	<i>Scrinioicassis weberi</i>
+	+	+	+	+	+	+	+	+	29	<i>Reutlingia tricornuta</i>	22	<i>Susadinium scrofoides</i>
+	+	+	+	+	+	+	+	+	30	<i>Reutlingia cracens</i>	19	<i>Valvaedinium cavum</i>
+	+	+	+	+	+	+	+	+	31	<i>Mikrocysta?</i> sp.	14	<i>Valvaedinium sphaerechinatum</i>
+	+	+	+	+	+	+	+	+	32	<i>Phallocysta?</i> <i>frommemensis</i>	23	<i>Valvaedinium vermipellitum</i>
+	+	+	+	+	+	+	+	+	33	<i>Reutlingia</i> sp. A	15	<i>Wallogidium laganum</i>
Other aquatic palynomorphs:												
+	+	+	+	+	+	+	+	+		<i>Botryococcus</i>	? = questionable occurrence	
+	+	+	+	+	+	+	+	+		<i>Cymatiosphaera</i>	+ = present	
+	+	+	+	+	+	+	+	+		Foraminiferal test linings	++ = common	
+	+	+	+	+	+	+	+	+		<i>Fromea tornatilis</i>	+++ = abundant	
+	+	+	+	+	+	+	+	+		<i>Micrhystridium/Baltisphaeridium</i> spp.	DDDD = dominant	
+	+	+	+	+	+	+	+	+		<i>Campania gigas Lunulidia</i> sp.		
+	+	+	+	+	+	+	+	+		Scolecodont		
+	+	+	+	+	+	+	+	+		<i>Tasmanites</i> s.l.		

Blau: Nachtrag  
November 2017  
  
Rote  
Umrahmung:  
stratigraphisch  
wichtig

Abb. 17: Semi-quantitative Verteilung der Dinoflagellatenzysten und anderer aquatischer Palynomorphen im Ober-Toarcium und Unter-Aalenium der Tongrube Wittnau (aus Feist-Burkhardt & Pross (2010, Fig. 5, ergänzt).

## 6 Fazit

Die Forschungsbohrung Unteres Bleichtal zeigt erstmalig die starke Eintiefung in diesem Bereich. Das liegende Festgestein stellte sich als Opalinuston-Formation heraus.

Die 98,5 m mächtige erbohrte Abfolge der Lockersedimente besteht aus drei Einheiten: Im Liegenden wurden 51,57 m Iffezheim-Formation erbohrt. Bei den Ablagerungen handelt es sich um rötliche kalkfreie Lokalsedimente aus lokalen Randzuflüssen, die fining-upward Zyklen zeigen. Neben geringmächtigen Kiesen lagerten sich vorwiegend Feinsedimente ab. Die unterschiedlichen faziellen Ausprägungen sind ein Hinweis darauf, dass sie in einem mäandrierenden Flusssystem mit zahlreichen Altarmen entstanden sind. Die Palynologie der organischen Feinsedimente der Iffezheim-Formation zeigt, dass die Ablagerung der Iffezheim-Formation am Bohrstandort erst im Frühpleistozän bei vorherrschend kühlen bis kalten Bedingungen einsetzt.

Über der Iffezheim-Formation folgen Kiese und Sande der Breisgau- und Neuenburg-Formation. Die Ablagerungen dieses Profilabschnitts sind von alpinen Komponenten dominiert. Der Anteil an Fein- bis Grobkies ist hoch und bis auf einzelne sandige Lagen bleibt die Korngröße im Kiesbereich und die Transportenergie damit weitgehend hoch. Diese Art von Ablagerung ist typisch für verzweigte Flusssysteme unter periglazialen Bedingungen. Innerhalb der Breisgau-Formation ist geröllpetrographisch zunächst ein geringer alpiner Eintrag zu verzeichnen, der in den Oberen Breisgau-Schichten deutlich zunimmt. Dies zeigt sich sowohl in der Geröllpetrographie als auch im Karbonatgehalt des Feinsedimentanteils. Auch das Schwermineralspektrum zeigt mit Beginn der Breisgau-Formation einen markanten Wechsel von überwiegend stabilen Mineralen zu einem Granat-Epidot-Hornblende-Spektrum, was den Anschluss des Rheins an das Alpengebiet belegt. In der Feinfraktion zeigt sich das Hinzukommen des alpinen Einzugsgebiets viel deutlicher als in der Grobfraktion, in der zu Beginn der Ablagerung der Breisgau-Formation die lokale Provenienz überwiegt. Stabile Schwerminerale treten weiterhin auf, aber in geringerem Umfang. Somit bleibt während der Ablagerung der Breisgau- und Neuenburg-Formation das lokale Einzugsgebiet (Buntsandstein-Regionen und Kristallingebiete des Schwarzwalds) weiterhin aktiv, was auch im Geröllspektrum sichtbar ist. Holozäne Feinsedimente schließen das Profil ab.

Mit der hochauflösenden Seismik ist es möglich, die Gesteinsabfolge teilweise bis auf die Horizontebene zu gliedern. Die Lockergesteinsbasis wird gut abgebildet und zeigt im Profil 1 am Talaustritt des Bleichtals ein relativ flaches Relief mit einer maximalen Eintiefung von ~105 m. Die Geoelektrik-Messungen des oberflächennahen Untergrunds bis in ca. 100 m Tiefe zeigen im Vergleich zur Reflexionsseismik vergleichbare Ergebnisse. Die Auswertung der Bohrlochmessungen ergänzen die Untersuchungen, insgesamt wird die Lage der Bohrung auf einer zum Graben einfallenden Scholle in der Vorbergzone bestätigt.

Die Ergebnisse der Ammoniten- und Ostrakodenbestimmungen zeigen, dass die Bohrung im tieferen Teil der Opalinuston-Formation endet (Torulosum-Subzone, Aalensis-Zone nicht auszuschließen).

## 7 Dank

Besonderen Dank möchten wir Herrn J. Rauer (Stadtbauamt Herbolzheim) für seine freundliche Unterstützung vor und während der Bohrarbeiten aussprechen. M. Kutz (Mackenheim) verdanken wir die hervorragende Präparation der *Cotteswoldia*. V. Dietze sind wir für die Bestimmung der Ammoniten sehr dankbar. D. Ellwanger (früher LGRB) engagierte sich dankenswerterweise bei der Vorbereitung und Durchführung der Forschungsbohrung. Wir bedanken uns bei J. Hahne (Dasseln), der die palynologische Bearbeitung übernommen hat und bei M. Rösch (Hemmenhofen) für die Bestimmung der Makroflorenreste. Für die Schwermineralanalyse danken wir M. Gerlitzki, für die Aufbereitung der Proben im Labor S. Wendt, S. Herbstritt und G. Gollebeck sowie für die Anfertigung der Abbildungen G. Fischer. Unser Dank gilt auch E. Nitsch, der uns bei der Auswertung der Seismik unterstützte. Ebenfalls möchten wir A.-C. Kolb unseren Dank für die kritische Durchsicht des Manuskripts aussprechen (alle LGRB Freiburg).



## 8 Literatur

- Andel, T.H. Van (1950): Provenance, Transport and Deposition of Rhine Sediments. – 129 S.; Wageningen (Veenman & Zonen).
- Bartz, J. (1961): Die Entwicklung des Flußnetzes in Südwestdeutschland. – Jahreshefte des Geologischen Landesamts Baden-Württ., 4: 127–136.
- Bartz, J. (1982), mit Beitr. v. von der Brelie, G. & Maus, H.: Quartär und Jungtertiär im Oberrheingraben im Großraum Karlsruhe. – Geologisches Jahrbuch, A 63: 3–237.
- Boenigk, W. (1976): Schwermineraluntersuchungen zur Entwicklung des Rheinsystems. – Eiszeitalter u. Gegenwart, 27: 202.
- Boenigk, W. (1982): Der Einfluß des Rheingraben-Systems auf die Flußgeschichte des Rheins. – Zeitschrift für Geomorphologie, N.F. 42: 167–175.
- Boenigk, W. (1983): Schwermineralanalyse. – 152 S.; Stuttgart (Enke).
- Ellwanger, D. (2003), unter Mitarb. v. Lämmermann-Barthel, J. & Neeb, I.: Eine „landschaftsübergreifende Lockergesteinsgliederung“ vom Alpenrand zum Oberrhein. – GeoArchaeoRhein, 4: 81–124; Münster.
- Ellwanger, D. (2011): Neuenburg-Formation. – In LithoLex [Online-Datenbank]. Hannover: BGR. Last updated 08.06.2011. [cited 22.04.2021]. Record No. 1000020. Available from: <https://litholex.bgr.de>
- Ellwanger, D., Gabriel, G., Simon, T., Wielandt-Schuster, U., Greiling, R.O. Hagedorn, E.-M., Hahne, J. & Heinz, J. (2008): Long sequence of Quaternary rocks in the Heidelberg Basin depocentre. – Eiszeitalter und Gegenwart, 57: 316–337.
- Ellwanger, D., Wielandt-Schuster, U., Franz, M. & Simon, T. (2011): The Quaternary of the southwest German Alpine Foreland (Bodensee-Oberschwaben, Baden-Württemberg, Southwest Germany). – E&G Quaternary Science Journal, 60: 306–328.
- Erberich, G. (1937): Sedimentpetrographische Untersuchungen an rezenten Rheinsanden vom Mainzer Becken bis an die Holländische Grenze. – Decheniana, 95: 1–40.
- Feist-Burkhardt, S. & Pross, J. (2010): Dinoflagellate cyst biostratigraphy of the Opalinuston Formation (Middle Jurassic) in the Aalenian type area in southwest Germany and North Switzerland. – Lethaia, 43: 10–31.
- Feist-Burkhardt, S. & Wille, W. (1992): Jurassic palynology in southwest Germany – state of the art. – Cahiers de Micropaléontologie, 7(1/2): 141–164.
- Füchtbauer, W. (1964): Sedimentpetrographische Untersuchungen in der älteren Molasse nördlich der Alpen. – Eclogae geologicae Helvetiae, 57/1: 157–298.
- geoFact GmbH (2016): Seismische Erkundung Bleichtal bei Freiburg, Seismische Datenverarbeitung. – Abschlussbericht. – Bonn.
- GeORG-Projektteam (2013): Geopotenziale des tieferen Untergrundes im Oberrheingraben. – Fachlich-Technischer Abschlussbericht des Interreg-Projekts GeORG, Teile 1–4: 691 S.; <http://www.geopotenziale.eu>.
- GeoMol LCA-Projektteam (2015): GeoMol – Geopotenziale für die nachhaltige Nutzung des tieferen Untergrundes in den alpinen Vorlandbecken. – Abschlussbericht des Pilotgebiets Bodensee – Allgäu. – LGRB-Informationen, 30: 1–142. <https://produkte.lgrb-bw.de/schriftensuche/lgrb-informationen/informationen30>
- Geyer, M., Nitsch, E. & Simon, T. (2011): Geologie von Baden-Württemberg. 5. Aufl. – 627 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- Graf, H. & Hofmann, F. (2000): Zur Eiszeitgeologie des oberen Klettgau (Kanton Schaffhausen, Schweiz). – Jahresberichte und Mitteilungen des oberrheinischen geologischen Vereins, N.F. 82: 279–315.
- Groschopf, R., Kessler, G., Leiber, J., Maus, H., Ohmert, W., Schreiner, A. & Wimmenauer, W. (1996) mit Beitr. v. Albiez, G., Hüttner, R. & Wendt, O.: Erläuterungen zum Blatt Freiburg i.Br. und Umgebung (3. Aufl.). – Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:50 000: 364 S.; Freiburg (GLA).
- Hagedorn, E.-M. (2004): Sedimentpetrographie und Lithofazies der jungtertiären und quartären Sedimente im Oberrheingebiet. – Dissertation Universität zu Köln: 310 S.; Internet. – [<https://kups.uni-koeln.de/volltexte/2004/1253/>]
- Hahn, R. (2018): Sedimentological logging of the research drilling „Bleichtal (Herbolzheim)“. – Masterthesis Albert-Ludwigs-Universität Freiburg: 62 S.
- HGK (1980): Oberrheingebiet – Raum Lahr. – Hydrogeologische Karte Baden-Württemberg, 63 S.; Freiburg i.Br. (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg; Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg).
- Kessler, G. (2010) mit Beiträgen von Keck, O., Nitsch, E. & Werner, W.: Erläuterungen zum Blatt 7713 Schuttertal. – Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000: 288 S.; Freiburg i. Br.
- Lutz, M. & Etzold, A. (2003): Der Keuper im Untergrund des Oberrheingrabens in Baden. – Jahreshefte des Landesamts für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg, 39: 55–110.
- Miall, A.D. (1985): Architectural Elements and bounding Surfaces: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. – Earth Science Reviews, 22: 261–308.
- Münzing, K. (2003): mit Beiträgen von Maus, H.† & Kösel, M.: 5.5.1 Lösssedimente und Schwemmlöss. – In: Wimmenauer, W. (2003) mit Beiträgen von Brüstle, W., Finger, P., Fleck, W., Groschopf, R., Homilius, J., Kösel, M., Maus, H.†, Münzing, K., Ohmert, W., Plaumann, S., Pucher, R., Schreiner, A., Villinger, E. & Wirsing, G.: Erläuterungen zum Blatt Kaiserstuhl. 5., völlig neu bearbeitete Auflage: 134–148; Freiburg i. Br.
- Nesemann, H. (1994): Zum Vorkommen von *Bithynia leachii* (Sheppard 1823) und *B. transsilvanica* (Bielz 1853) im Donaugebiet (Gastropoda: Prosobranchia: Bithyniidae). – Nachrichtenblatt der Ersten Vorarlberger Malakologischen Gesellschaft, 2: 5–13.
- Ogg, J.G., Ogg, G. & Gradstein, F.M. (2016): The Concise Geologic Time Scale. – Cambridge University Press. 184 pp.
- Ohmert, W. (1993): Zur Entwicklung der Grammoceratinae – Leioceratinae an der Toarcium-/Aalenium-Grenze Südwestdeutschlands. – Geologische Blätter für Nordost-Bayern, 43: 143–166.

- Ohmert, W. (1996): Mikrofossilien. – In: Ohmert, W., Allia, V., Arias, C., Baldanza, A., Bergen, J.A., Bucefalo Palliani, R., Canales, M.L., De Kaenel, E., Garcia Joral, F., Goy, A., Herrero, C., Höhndorf, A., Martinez, G., Mattioli, E., Perilli, N., Riegraf, W., Rolf, C., Ureta, S., Wetzels, A. & Wonik, T. (1996): Die Grenzziehung Unter-/Mitteljura (Toarcium/Aalenium). Beispiele Interdisziplinärer Zusammenarbeit. – Informationen, 8: 1–52.
- Ohmert, W., Allia, V., Arias, C., Baldanza, A., Bergen, J.A., Bucefalo Palliani, R., Canales, M.L., De Kaenel, E., Garcia Joral, F., Goy, A., Herrero, C., Höhndorf, A., Martinez, G., Mattioli, E., Perilli, N., Riegraf, W., Rolf, C., Ureta, S., Wetzels, A. & Wonik, T. (1996): Die Grenzziehung Unter-/Mitteljura (Toarcium/Aalenium). Beispiele Interdisziplinärer Zusammenarbeit. – Informationen, 8: 1–52.
- Petit, C., Campy, M., Chaline, J. & Bonvalot, J. (1996): Major palaeohydrographic changes in Alpine foreland during the Pliocene-Pleistocene. – Boreas, 25: 131–143.
- Prauss, M. (1991): Marine palynomorphs. – In: Ohmert, W., Prauss, M. & Weiss, M.: The Toarcian-Aalenian boundary at Wittnau (Oberrhein area, South West Germany), a possible boundary stratotype for the Aalenian. – In: Morton, N.: Conference on Aalenian and Bajocian Stratigraphy, Isle of Skye, April 1991, Birbeck College, University of London, 7–31.
- Rosenbusch, H. (1907): Mikroskopische Physiographie der Massigen Gesteine – 1. Hälfte: Tiefengesteine – Ganggesteine. – 716 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- Schreiner, A. (1997): Einführung in die Quartärgeologie. 2. Aufl. – 257 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- Sindowski, K.H. (1940): Grundsätzliches zur Schwermineralanalyse der diluvialen Rheinterrassen und Lösses des Mittel- und Niederrheingebietes. – Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 92: 477–499.
- Sindowski, K.H. (1958): Schüttungsrichtungen und Mineralprovinzen im westdeutschen Buntsandstein. – Geologisches Jahrbuch, 73: 277–294.
- STRATABUGS, version 2.1 (June 2016). StrataData Ltd. UK. <https://www.stratadata.co.uk>.
- terratec Geophysical Services GmbH & Co. KG (2016): Bohrlochmessungen in dem Projekt Forschungsbohrung Bleichtal LGRB-FB 20/16. – Heitersheim. terratec Geophysical Services GmbH & Co. KG (2016): LGRB-Freiburg Vorerkundung Bleichtal Elektrische Tomographie (ERT) August 2016. – Heitersheim.
- TIMESCALE CREATOR, version 7.0 (30. July 2016). Geologic TimeScale Foundation. <https://engineering.purdue.edu/Stratigraphy/tscreator/>.
- Villinger, E. (1986): Untersuchungen zur Flußgeschichte von Aare-Donau/Alpenrhein und zur Entwicklung des Malmkarsts in Südwestdeutschland. – Jahreshefte des Geologischen Landesamts Baden-Württemberg, 28: 297–362.
- Weiss, M. (1989): Die Sporenfloren aus Rät und Jura Südwestdeutschlands und ihre Beziehung zur Ammoniten-Stratigraphie. – Palaeontographica, Abteilung B 215/1–6: 1–168.
- Zimmerle, W. (1969): Transparente Schwerminerale aus granitischen Gesteinen und aus Flüssen des Blauen-Massivs (Südwest-Schwarzwald). – Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 121: 67–73.



## Anhang 1: Schichtenverzeichnis der Forschungsbohrung Unteres Bleichtal

Forschungsbohrung Unteres Bleichtal Wagenstadt; BO7712/2081  
Ost: 409385, Nord: 5339907, 174,00 m NN  
Aufnahme: Dr. M. Franz, 13.03.2018

### Holozänes Auensediment

- 0 – 1,20 m Schluff, tonig, feinsandig, braun, bis 0,5 m mäßig, darunter stark durchsetzt mit ca. 3-4 mm großen Fe-Konkretionen

### Holozäne Altwasserablagerung

- 1,90 m Ton, nach unten zunehmend feinsandig, kalkfrei, hellgrünliche Fe-Flecken

### Neuenburg-Formation

Mit dem Erreichen des Grundwasserspiegels (2,95 m u. Gel.) kam es infolge des rammenden Bohrvortriebs bis etwa 47,00 m zur Entmischung der Sand- und Kiesfraktionen. Die Sandfraktion fand sich jeweils (zumindest stark angereichert) im oberen Abschnitt der Liner.

- 2,05 m Fein- bis Mittelkies, stark tonig-schluffig, bis 2,00 m dunkelgrau, darunter braun; Geröllspektrum alpin dominiert
- 4,90 m Fein- bis Mittelkies, stark schluffig-sandig, Feinanteil schmutzig graubraun; Grobkies bei 2,50–2,60 m, 3,40–3,50 m und 4,00–4,10 m, 4,50–4,90 m Grobkies mit einzelnen Steinen; Geröllspektrum alpin, wenige rötliche Granite
- 24,75 m Mittel- bis Grobkies, wechselnd stark feinkiesig, sandig, grobkiesig, grau; Geröllspektrum alpin

### Breisgau-Formation

- 46,93 m Fein- bis Mittelkies, grobkiesig, steinig, stark fein- bis grobsandig, bräunlichgrau bis gelbbraun; 28,50–28,65 m Schluff, tonig, feinsandig, hellbraun; 33,70–34,00 m und 43,40–43,75 m Feinsand, schluffig, hellgrau bis hellgelb, Geröllspektrum: Schwarzwaldmaterial (überwiegend verwittert, z. T. zersetzt) und alpin

### Iffezheim-Formation

- 47,18 m Schluff, tonig, hellbraun
- 48,06 m Schluff, feinsandig, grau, steilstehender Einschluss (2–3 cm breit) aus tonigem Schluff wie zuvor (? Wurzelspur)
- 48,71 m Mittel- bis Grobsand, hell rotbraun
- 48,80 m Schluff, feinsandig, ? schwach tonig, grau
- 49,55 m Mittel- bis Grobsand, feinsandig, hell rötlichgrau
- 49,68 m Feinkies, mittelkiesig, fein- bis grobsandig, hellgrau
- 50,45 m Mittel- bis Grobsand, hell rötlichgrau bis braun
- 50,75 m Fein- bis Mittelkies, hell graubraun
- 51,00 m Mittel- bis Grobsand, rotbraun
- 52,25 m Feinkies, stark sandig, schluffig, schmutzig gelbgrau
- 52,45 m Schluff, feinsandig, schmutzig gelbgrau
- 53,00 m Feinsand und Schluff, unregelmäßig wechsellagernd, blassgrau und rötlich-grau
- 52,90 m Mittel- bis Grobsand, nach unten gröber werdend (Material aus Buntsandstein und Granit-Zersatz)
- 54,00 m Feinsand, schluffig, organische Beimengungen, kohlige Pflanzenreste, dunkelgrau
- 55,30 m Fein- bis Grobsand, schwach, nach unten zunehmend feinkiesig, bräunlichgrau
- 55,85 m Fein- bis Mittelsand, hell rötlichgrau, leicht schräggeschichtet
- 56,00 m Grobsand, feinkiesig, rotbraun
- 56,45 m Kernverlust
- 56,80 m Mittel- bis Grobsand, hell rotbraun
- 57,10 m Feinsand, hellgrau
- 57,30 m Fein- bis Mittelsand, schwach feinkiesig, hell rötlichgrau
- 61,00 m Ton, schluffig, lagenweise feinsandig, hellbraun, bis 58,55 m deutliche Bleichungsstellen, blassgrün, vertikal bis schräg angeordnet,
- 62,30 m Fein- bis Mittelsand, hell rötlichgrau; 61–62 m Kerngewinn ca. 40 %
- 62,70 m Feinsand, flasrig, organische Beimengungen, Pflanzenreste, grau
- 63,00 m Schluff, feinsandig, hell graubraun
- 64,00 m Ton, schluffig, lagenweise schwach feinsandig, organische Beimengungen, grau, 63,30–63,55 m schwarz

- 64,35 m Feinsand, mittelsandig, sehr schwach feinkiesig, grau
- 64,75 m Feinsand, schluffig, sehr schwach feinkiesig, grau
- 65,10 m Fein- bis Mittelkies, stark mittel- bis grobsandig, hell graubraun bis gelbbraun
- 65,37 m Fein- bis Grobsand, grau, violettstichig
- 65,83 m Fein- bis Mittelkies, fein- bis mittelsandig, hellbraun, untere 10 cm grau
- 66,00 m Fein- bis Mittelsand, hell rötlichbraun
- 66,85 m Mittel- bis Grobsand, lagenweise schwach feinkiesig, hell rötlichbraun, 66,60–66,75 m schwarz gefleckt
- 66,90 m Feinkies, stark mittel- bis grobsandig, hell rötlichbraun
- 67,55 m Mittel- bis Grobsand, feinsandig, sehr schwach feinkiesig, bis 67,35 m hell rotbraun, darunter rosa
- 68,00 m Mittel- und Feinsand im Wechsel, z. T. flasrig schräg geschichtet, bis 67,65 m stark durchsetzt mit kohligen Holzresten, dunkelgrau bis schwarz
- 69,00 m Mittelsand, feinsandig, grobsandig, schwach feinkiesig, hell rotbraun
- 69,25 m Fein- bis Mittelkies in stark sandiger Grundmasse, dunkelgrau
- 70,50 m Fein- bis Grobsand (Korngrößen nach unten zunehmend), hell rotbraun bis graubraun
- 71,30 m Fein- bis Mittelkies in stark sandiger Grundmasse, dunkelgrau
- 71,65 m Feinkies, schwach mittelkiesig (Komponenten: Buntsandstein, Quarz, Hornstein)
- 71,95 m Feinsand, hellrosa
- 72,35 m Fein- bis Mittelkies, stark sandig, nach unten zunehmend schwach grobkiesig
- 73,00 m Fein-bis Mittelsand, hellrosa
- 73,08 m Feinkies, sandig, hellrosa
- 73,65 m Fein- bis Mittelsand, hellrosa bis hell gelbbraun
- 74,00 m Feinkies, stark sandig, mittel- bis grobkiesig, schwach steinig, hellrot
- 74,20 m Mittelsand, grobsandig, schwach feinkiesig, hellrot
- 75,05 m Fein- bis Grobkies, stark sandig, schluffig, hellrot, 74,45–74,65 m dunkelgrau
- 76,25 m Schluff, feinsandig, ? tonig, hell gelbbraun
- 77,00 m Feinsand, nach unten zunehmend mittel- bis grobsandig, hell rotbraun
- 79,00 m Schluff, feinsandig, bis 77,90 m hell graubraun, bis 78,00 m rotbraun, bis 78,10 m hell gelbbraun, bis 79,00 m hell graubraun, untere 10 cm dunkelgrau gefleckt
- 79,20 m Mittel- bis Grobsand, hell gelbbraun, rotbraun und grau
- 79,82 m Fein- bis Mittelsand, (schwarz)grau und rosa, (bohrbedingt ?) leicht wellig geschichtet
- 80,00 m Feinsand, schluffig, grau bis schwarz
- 80,30 m Mittel- bis Grobsand, feinsandig, gelbbraun
- 81,00 m Fein- bis Mittelsand, rosa und nach unten zunehmend (schwarz)grau, (bohrbedingt ?) leicht wellig geschichtet
- 81,32 m Feinsand, mittelsandig, gelbbraun und hellrot
- 81,55 m Grobsand, mittelsandig, schwach feinkiesig, bräunlichgrau
- 82,25 m Fein- bis Mittelsand, (schwarz)grau und rosa, (bohrbedingt ?) leicht wellig, untere 15 cm schräggeschichtet
- 82,75 m Fein- bis Mittelkies, schwach grobkiesig, stark sandig, schluffig
- 83,00 m Feinsand, bräunlichgrau bis schwarzgrau, (bohrbedingt ?) leicht wellig geschichtet
- 85,00 m Kernverlust
- 85,08 m Feinsand, schluffig, grau
- 85,25 m Fein- bis Grobkies (aus Sandstein), hellrot, in stark sandig-schluffiger Grundmasse
- 85,70 m Kernverlust
- 86,00 m Feinsand, schluffig, rötlichgrau
- 86,28 m Fein- bis Grobkies (aus Sandstein), hellrot, in gelbbrauner, stark sandig-schluffiger Grundmasse
- 86,75 m Feinsand, schluffig, ? schwach tonig, rötlichgrau
- 87,18 m Fein- bis Grobkies, in stark sandig-schluffiger Grundmasse, bis 87,00 m rotbraun, darunter gelbbraun
- 88,00 m Ton, schluffig, hell graubraun bis rötlichgrau, bis 87,75 m durchsetzt mit blassgrünen Bleichungsstellen
- 88,35 m Feinsand, eben geschichtet, gelbbraun bis rötlichgrau
- 88,50 m Fein- bis Grobkies, in stark sandig-schluffiger Grundmasse, matrixgestützt, braun
- 89,00 m Fein- bis Mittelsand (schluffig), graubraun, z. T. rotstichig
- 89,37 m Grobkies, mittelkiesig, schwach steinig in stark sandiger Grundmasse
- 90,10 m Tonstein, schluffig, braun, undeutliche, grünlichgraue Bleichungsstellen
- 90,70 m Feinsand, mittelsandig, hellrot
- 91,35 m Feinsand, schluffig, feingeschichtet, grau, lagenweise organische Beimengungen
- 91,92 m Schluff, tonig, feinsandig, grau bis dunkel braungrau, organische Beimengungen
- 93,00 m Grobsand, mittelsandig, schwach schluffig, bis 92,60 m graubraun, bis 93,00 m grau
- 93,50 m Fein- bis Grobkies in stark schluffig-sandiger Grundmasse, matrixgestützt, blassrosa
- 93,60 m Mittelsand, rötlichbraun



- 94,40 m Grobkies, mittelkiesig, in stark schluffig-sandiger Grundmasse, hellrosa; ab 94,00 m fast vollständiger Kernverlust
- 94,55 m Fein- bis Grobkies in stark schluffig-sandiger Grundmasse, dunkelgrau bis schwarz
- 94,80 m Feinsand, schluffig, organische Beimengungen, dunkelgrau
- 97,50 m Grobkies, fein- bis mittelkiesig, sandig, hellrot; Kerngewinn ca. 40 %
- 98,50 m Kernverlust

#### Opalinuston-Formation

- 99,00 m Tonstein, schluffig, dunkelgrau, nach unten abnehmend plastifiziert, obere 20 cm schwach mit Sand und Kies vermischt
- Mikroprobe I: 98,95–99,00 m
  - 99,70 m Tonstein, schluffig, dunkelgrau, feingeschichtet
  - 102 m Tonstein, schluffig, dunkelgrau, feingeschichtet, lagenweise gehäuft *Bositra*-(Bruch) Schill, bei 99,95 und 100,05 m *Costatotrochus subduplicatus*, bei 100,5 m *Pachylotoceras* sp. (Innenw.), bei 101,3 m *Palaeonucula hammeri*, bei 101,4 m *Cotteswoldia* sp., *Unacerithium* sp., bei 101,75 m *Cotteswoldia burtonensis* (Buckman)
- Mikroprobe II: 99,95–100,00 m
- Mikroprobe III: 100,95–101,00 m
- Mikroprobe IV: 101,85–101,90 m
  - 102,09 m Tonstein, dunkelgrau, vermischt mit Nachfall (Buntsandstein, Milchquarz, Quarzitzeröll)
  - 104,00 m Tonstein, feingeschichtet, dunkelgrau, wenig *Bositra*-(Bruch-) Schill, ab 103 m lagenweise häufiger, vereinzelt unverzweigte Grabgänge (1,5 mm breit, mehrere cm lang); 102,22–102,31 m mehrere Kalkstein-Konkretionen (bis 5 x 2 cm), darin bei 102,30 m und bei 102,85 m *Cotteswoldia burtonensis* (Buckman); bei 103,98 m 1 unbestimmbares Ammoniten-Fragment; Kern von 102,45–102,80 m an steil stehender, ebener Kluft, von 103,10–103,90 m an mehreren steil stehenden, ebenen Klüften gespalten (Kluftabstand 3–7 cm); bei 103,5 m Schichtneigung ca. 15°
- Palynoprobe 0: 102,22–102,30 m
- Mikroprobe 1: 102,95–103,00 m
- Mikroprobe 2: 103,90–103,95 m
  - 105,00 m Tonstein, dunkelgrau, reich an *Bositra*, vereinzelt Ammoniten-Fragmente; Kern stark zerschert, mehrere Harnischflächen (45–70°); Kern an steil stehender Kluft gespalten; Kluftfläche mit lückenhafter, dünner Calcit-Tapete
- Mikro-/Palynoprobe 3: 104,95–105,00 m
  - 108,00 m Tonstein, dunkelgrau, reich an *Bositra*, selten *Entolium* sp., bei 107,55 m Ammoniten-Fragment; an Längskluft gespalten, z. T. an flachen Harnischen zerschert, 106,7–107 m etwas stärker zerschert; teilweise Kernverlust; Kerngewinn ca. 70 %; bei 108,5 m Schichtneigung ca. 25°
- Mikroprobe 4: 105,95–106,00 m
- Mikro-/Palynoprobe 5: 106,95–107,00 m
- Mikroprobe 6: 107,95–108,00 m
  - 109,00 m Tonstein, dunkelgrau, reich an *Bositra*, bei 108,70 m Ammoniten-Fragment; steilstehende Klüfte, Kluftabstand z. T. < 1 cm
- Mikro-/Palynoprobe 7: 108,95–109,00 m
  - 111,52 m Tonstein, dunkelgrau, pyritisierte Grabgänge, dunkel metallblau angelaufen, reich an *Bositra*, 110,0–110,15 m gehäuft Pyrit-Konkretionen, bei 109,44 m *Pleydellia* sp., bei 109,51 m *Nuculana* sp., 109,61–111 m gehäuft *Costatotrochus subduplicatus*, bei 109,74 m *Neoclavibelus subclavatus*, bei 110,15 m *Pleydellia misera* (Buckman), bei 110,82 m *Cotteswoldia burtonensis* (Buckman), 111,0–111,45 m weitere, unbestimmbare Ammoniten, 1 Belemnit; steilstehende Klüfte (Kluftabstand z. T. 6 cm),
- Mikroprobe 8: 109,95–110,00 m
- Mikro-/Palynoprobe 9: 110,95–111,05 m
  - 112,0 m Tonstein, dunkelgrau, einzelne Kalkstein-Konkretionen bis 6 cm Ø, pyritisierte Grabgänge, dunkel metallblau angelaufen, *Bositra*, bei 111,95 m *Pleydellia pseudoarctuata* Maubeuge
- Mikroprobe 10: 111,95–112,0 m
  - 112,53 m Tonstein, dunkelgrau, fossilarm; bis 112,40 m Kern stark zerschert, z. T. spiegelnde Harnischflächen
  - 113,30 m Tonstein, dunkelgrau, fossilarm, gehäuft unregelmäßig geformte Kalkstein-Konkretionen bis 5 cm Ø, pyritisierte Grabgänge, dunkel metallblau angelaufen
- Mikro-/Palynoprobe 11: 112,95–113,0 m
  - 115,20 m Tonstein, dunkelgrau, fossilarm, bei 113,90 m Schichtfläche mit Muschelbrut; bei 114,56 m 0,5 cm Nagelkalklage; bei 115,05 m unbestimmbarer Ammonit; 114–115 m gesamter Kern an 2 steil stehenden Klüften (Abstand 7 cm) zerlegt und bereichsweise zerschert
- Mikroprobe 12: 113,95–114,0 m
- Mikro-/Palynoprobe 13: 114,75–114,80 m
  - 115,63 m Tonstein, dunkelgrau, *Bositra*, vereinzelt *Entolium*, 115,28–115,36 m unbestimmbare Ammoniten
  - 116,00 m Tonstein, dunkelgrau, mehrere Kalkstein-Konkretionen bis 7 cm Ø, *Bositra*, bei 115,85 *Cotteswoldia burtonensis* (Buckman) und 115,95 m *Cotteswoldia subcandida* Buckman



Mikroprobe 14: 115,95–116,0 m

- 117,00 m Tonstein, dunkelgrau, reichlich *Bositra*

Mikro-/Palynoprobe 15: 117,0 m [aus Überkern entnommen] 20 cm Überkern: Tonstein wie zuvor

- 117,40 m Tonstein, dunkelgrau, reichlich *Bositra*
- 117,80 m Tonstein, dunkelgrau, fossilarm
- 118,12 m Tonstein, dunkelgrau, *Bositra*, bei 117,85 m unbestimmbarer Ammonit

Mikroprobe 16: 117,95–118,0 m

- 118,60 m Tonstein, dunkelgrau, *Bositra*
- 120,62 m Tonstein, dunkelgrau, fossilarm; vereinzelt unbestimmbare Ammoniten

Mikro-/Palynoprobe 17: 119,00–119,05 m

Mikroprobe 18: 119,90–120,0 m

- 121,12 m Tonstein, dunkelgrau, fossilarm; vereinzelt unbestimmbare Ammoniten, bei 121,02 m großer *Aptychus*

Mikro-/Palynoprobe 19: 120,95–121,0 m

- 121,40 m Tonstein, dunkelgrau, fossilarm, geklüftet und z.T. zerschert
- 122,22 m Tonstein, dunkelgrau, fossilarm; bei 121,43 m unbestimmbarer Ammonit

Mikroprobe 20: 121,85–121,90 m

- 123,00 m Tonstein, dunkelgrau, fossilarm; vereinzelt unbestimmbare Ammoniten

Mikro-/Palynoprobe 21: 122,85–122,95 m

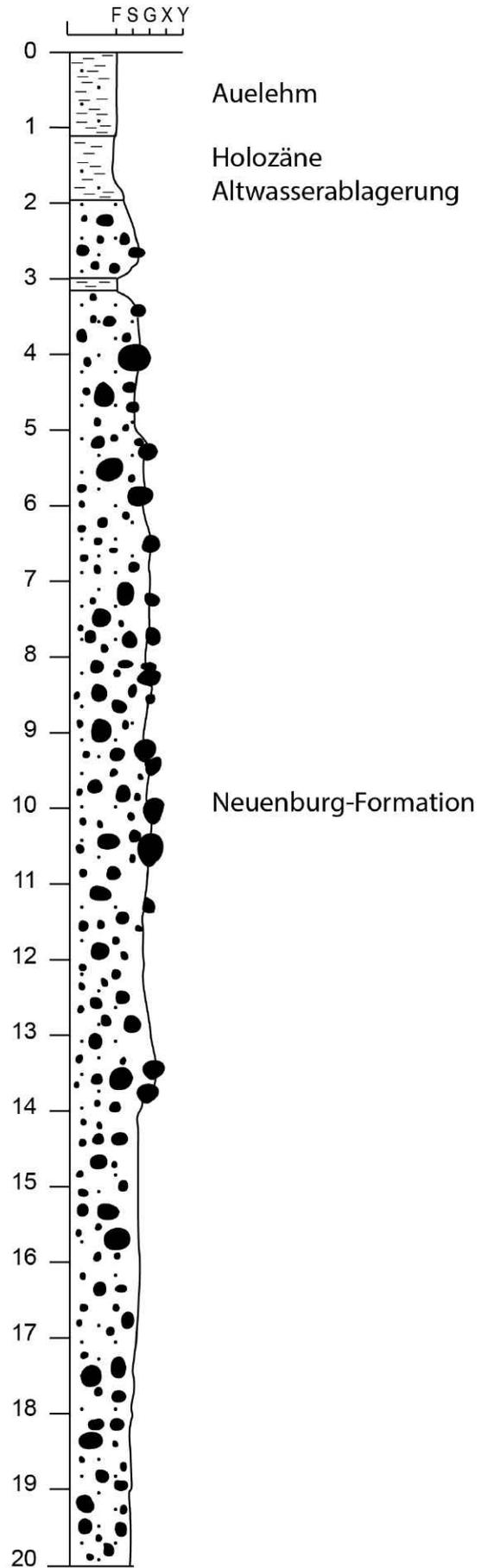
ET.

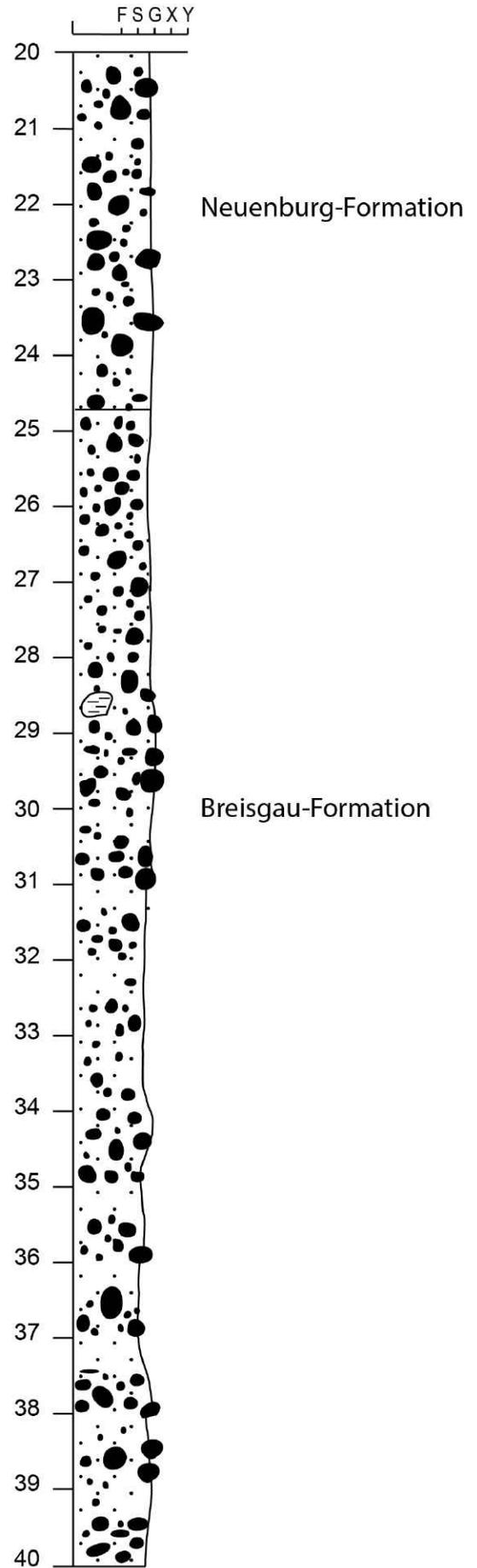
## Anhang 2: Fotodokumentation der Lockersedimente und Lithofazieslog der Forschungsbohrung Unteres Bleichtal

→ siehe nächste Seite



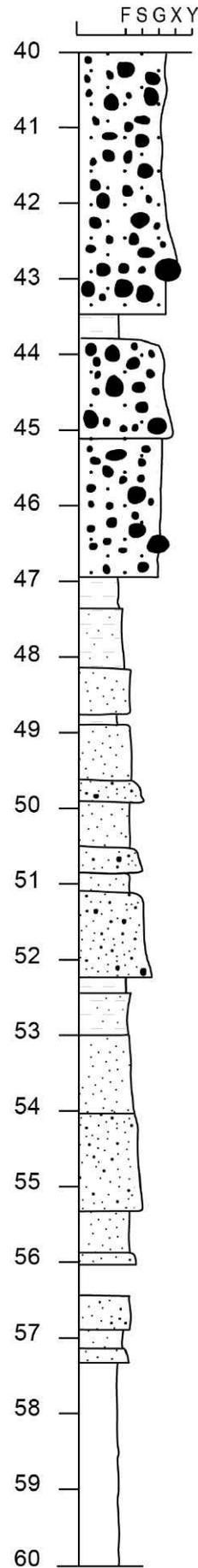
BO7712-2081 FB Bleichtal







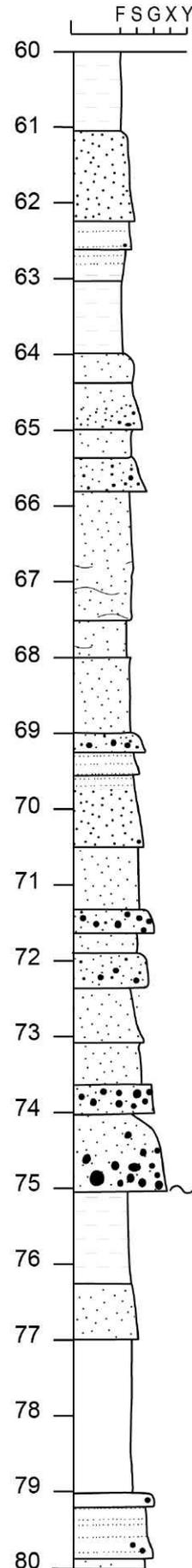
BO7712-2081 FB Bleichtal



Breisgau-Formation

Iffezheim-Formation

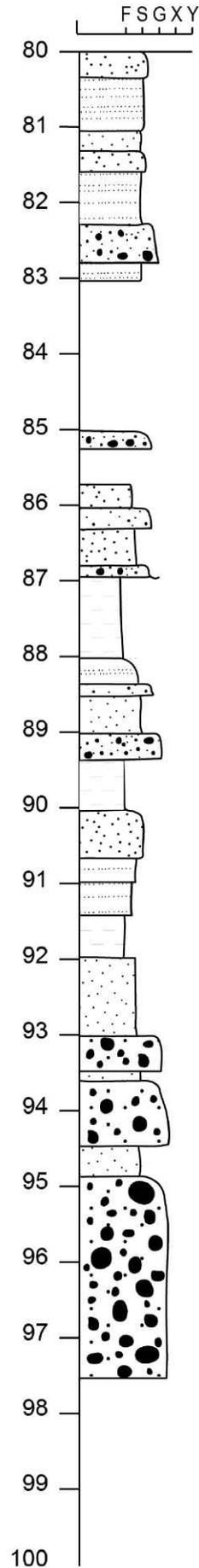
BO7712-2081 FB Bleichtal



Iffezheim-Formation



BO7712-2081 FB Bleichtal



Iffezheim-Formation

## Anhang 3: Artenliste der Palynomorphen im Opalinuston

### Dinoflagellatenzysten:

*Andreedinium* aff. *elongatum* in Feist-B. & Monteil 1994  
*Andreedinium* sp. 3 (squat, granulate)  
*Comparodinium punctatum* Wille & Gocht, 1979  
*Dodekovia „penicillus“* (manuscript name)  
*Dodekovia bullula* (Bjaerke, 1980) Below, 1987  
*Dodekovia bullula* ss. (Bjaerke, 1980) Below, 1987  
*Dodekovia knertensis* Below, 1987  
*Dodekovia pseudochoytrooides* Below, 1987  
*Dodekovia* spp.  
*Dodekovia syzygia* Dörhöfer & Davies, 1980 emend. Below 1987  
*Dodekovia tegillata* Prauss, 1989  
*Evansia?* cf. *granochagrinata* Below, 1990  
*Hystrichodinium?* sp. in Feist-B. & Pross 2010  
*Kallosphaeridium praussii* Lentin & Williams, 1993  
*Mancodinium semitabulatum* Morgenroth, 1970  
*Moesiodinium raileanui* Antonescu, 1974  
*Nannoceratopsis dictyambonis* Riding, 1984  
*Nannoceratopsis gracilis* sl. Alberti, 1961  
*Nannoceratopsis gracilis* ss. Alberti, 1961  
*Nannoceratopsis* sp. 4 (smooth, aff. *senex*)  
*Nannoceratopsis* spp.  
*Nannoceratopsis triangulata* Prauss, 1987  
*Ovalicysta hiata* Bjaerke, 1980  
*Parvocysta bjaerkei* Smelror, 1987  
*Parvocysta?* *tricornuta* Riding & Shaw in Riding et al., 1991  
*Reutlingia cardobarbata* Below, 1987  
*Reutlingia cracens* (Bjaerke, 1980) Prauss, 1989  
*Reutlingia hirsuta* Below, 1987  
*Reutlingia nasuta* (Bjaerke, 1980) Below, 1987  
*Reutlingia* spp.  
*Scriniocassis limbicavatus* Prauss, 1989  
*Scriniocassis priscus* (Gocht, 1979) Below, 1990  
*Scriniocassis weberi* Gocht, 1964  
*Susadinium scrofooides* Dörhöfer & Davies, 1980  
*Valvaeodinium cavum* (Davies, 1983) Below, 1987  
*Valvaeodinium sphaerechinatum* Below, 1987  
*Valvaeodinium spongiosum* Below, 1987  
*Valvaeodinium* spp.  
*Valvaeodinium vermipellitum* Below, 1987  
*Walloodinium laganum* Feist-Burkhardt & Monteil, 1994  
*Wittnaudinium minutum* Bucefalo Palliani & Riding, 1998

### Sporomorphe:

*Acanthotriletes varius* Nilsson, 1958  
*Araucariacites australis* Cookson, 1947

### Bisaccate pollen

*Callialasporites dampieri* (Balme 1957) Sukh Dev, 1961  
*Callialasporites microvelatus* Schulz, 1966  
*Callialasporites turbatus* (Balme, 1957) Schulz, 1967  
*Cerebropollenites mesozoicus* (Couper, 1958) Nilsson, 1958  
*Chasmatosporites apertus* (Rogalska, 1954) Nilsson, 1958  
*Chasmatosporites hians* Nilsson, 1958

*Cibotiumspora juriensis* (Balme 1957) Filatoff, 1975  
*Classopollis* spp. (tetrads)  
*Classopollis torosus* (Reissinger 1950) Couper, 1958  
*Conbaculatisporites* spp.  
*Concavisporites* spp.  
*Deltoidospora* spp.  
*Densosporites* spp.  
*Dictyophyllidites* spp.  
*Duplexisporites problematicus* (Couper, 1958) Playford & Dettmann, 1965  
*Eucommidites* spp.  
*Exesipollenites scabratus* (Couper 1958) Pocock, 1970  
*Exesipollenites tumulus* Balme, 1957  
*Foveosporites* spp.  
*Heliosporites altmarkensis* (tetrads)  
*Heliosporites altmarkensis* Schulz, 1962  
*Ischyosporites variegatus* (Couper, 1958) Schulz, 1967  
*Kekryphalospora distincta* Fenton & Riding, 1988  
*Leptolepidites* spp.  
*Lycopodiumsporites austroclavatidites* (Cookson, 1953) Potonie, 1956  
*Lycopodiumsporites clavatooides* (Couper, 1958) Tralau, 1968  
*Lycopodiumsporites reticulumsporites* (Rouse, 1959) Dettmann, 1963  
*Lycopodiumsporites semimuris* (Danze-Corsin & Laveine, 1963) Reiser & Williams, 1969  
*Matonisporites* spp.  
*Obtusisporis juncta* (Kara-Murza, 1956) Pocock, 1970  
*Osmundacidites wellmanii* Couper, 1953  
*Perinopollenites elatoides* Couper, 1958  
*Quadraeculina anellaeformis* Malyavkina, 1949  
*Ricciisporites* spp.  
*Staplinisporites caminus* (Balme, 1957) Pocock, 1962  
*Stereisporites* spp.  
*Todisporites minor* Couper, 1958  
Trilete spores indet.  
*Trilites rariverrucatus* (Danze-Corsin & Laveine, 1963) Tralau, 1968  
*Uvaesporites argenteaeformis* (Bolchovitina, 1953) Schulz, 1967

### Acritarchen:

Acritarch indet. 1 (bean-shaped)  
*Fromea tornatilis* (Drugg, 1978) Lentin & Williams, 1981  
*Hystrichosphaeridium? deflandrei* Valensi, 1947  
*Kalypteia halosa* Filatoff, 1974  
*Leiosphaeridia* spp.  
*Lunulidia* sp. in Gocht 1964  
*Micrhystridium/Baltisphaeridium* spp.

### Grünalgen:

*Botryococcus* spp.  
*Pediastrum?* spp.  
*Zygospora?* sp.1



**Grünalgen (Prasinophyten):**

*Cymatiosphaera* spp.

*Pterospermopsis* spp.

*Tasmanites* spp.

**Foraminiferentapeten**

Foraminiferal lining biserial

Foraminiferal lining spiral

Foraminiferal lining uniserial

**Palynomorphen-Kategorien in StrataBugs**

AC = Acritarchs

AL = Algae

ALBO = Botryococcus and Pediastrum

ALZY = Zygnematophyceae

ALPR = Prasinophyceae

DA = Dinocyst abundance

DC = Dinoflagellate cysts

FT = Foraminiferal test linings

FU = Fungi

MP = Miscellaneous palynomorphs

SP = Spores and Pollen

**Anmerkungen zur supragenerischen Taxonomie**

hier Familie Phallocystaceae:

= Familie Heterocapsaceae in Feist-Burkhardt & Pross (2010)

= "Parvocysta-suite von Riding (1984)

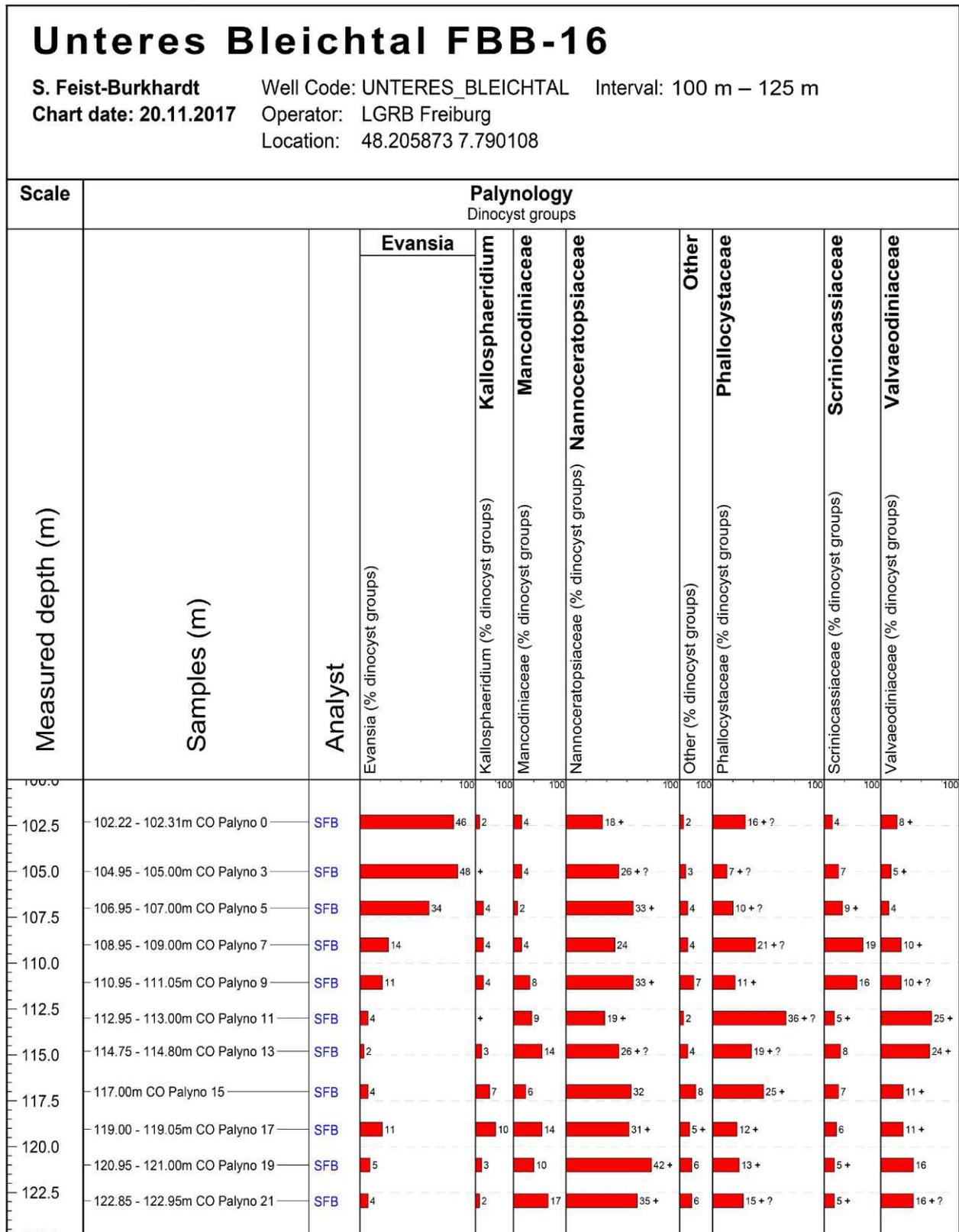
= "Susadinium group" von Wille (1982)

= Tribus Phallocysteae von Below (1987)

hier Familie Valvaeodiniaceae:

= Familie Comparodiniaceae in Fensome et al. (1993)

## Anhang 4: Verteilung der prozentualen Anteile der Dinoflagellaten zystengruppen an der Dinoflagellatenzysten-Vergesellschaftung in der Forschungsbohrung Unteres Bleichtal





## Anhang 5: Schichtenverzeichnis der Bohrung GWM 1T/07, Schutzgebietsausweisung Kenzingen

GWM 1T/07, WSG Herbolzheimer Pfad; BO7712/1349

Koordinaten: Ost: 409443, Nord: 5339531, 174,42 m NN

Aufnahme: Dr. M. Franz, A. Koch, 04.05.2007

### Anthropogene Aufschüttung (qhy)

- 0 – 0,50 m Schluff, feinsandig, tonig, sehr schwach feinkiesig, braun, durchwurzelt, nach unten abnehmend humos, einzelne Ziegelreste

### Auensediment (qhTa)

- 2,30 m Schluff, tonig, wechselnd stark feinsandig, ab 1,75 m fein- bis mittelkiesig, rostbraun bis dunkelgrau, z. T. schwarz gefleckt
- 3,70 m Sand, schluffig, feinkiesig, grau, Holzreste

### Neuenburg-Formation (qNE)

- 13,50 m Kies aller Körnungen (alpines Geröllspektrum), sandig bis stark sandig, schwach schluffig, grau bis graubraun
- 14,85 m Grobsand, mittelsandig, stark kiesig (deutlicher Schwarzwald-Anteil), ab 14,70 m mit Schluff-Linsen

### Breisgau-Formation (qBR)

- 15,45 m Ton, schluffig, lagenweise wechselnd kiesig, helloliv, Gerölle z. T. stark zersetzt (vorwiegend alpin)
- 15,80 m Grobsand, schwach feinkiesig (Schwarzwaldmaterial), hellbraun
- 16,00 m Grobsand, stark fein- bis mittelkiesig (Schwarzwaldmaterial), hellbraun
- 16,30 m Mittel- bis Grobkies, sandig, schwach schluffig, hellbraun bis rötlichbraun
- 18,00 m Kies (vorwiegend Schwarzwald-Material, deutliche alpine Komponenten), stark sandig, schwach schluffig; 17,25–17,40 m Feinsand-Lage
- 18,10 m Schluff, feinsandig, hellbeige bis blassoliv
- 18,30 m Schluff, stark feinsandig, schwach mittelsandig bis feinkiesig, hellbraun
- 20,00 m Sand, stark kiesig, ab 19,50 m Kies, stark sandig, schluffig, rötlichbraun (Schwarzwald-Material)

### Iffezheim-Formation (qIF)

#### Junges Seesediment (qse)

- 20,30 m Schluff, tonig, oliv, ungeschichtet, einzelne Gerölle bis 1 cm Ø
  - 21,40 m Schluff, tonig feinglimmerig, geschichtet, hell blaugrau;
- Mikroprobe bei 20,60 m: *Candona neglecta* Sars
- 22,30 m Schluff, tonig, feinglimmerig, geschichtet, schmutzig graubraun, *Bithynia leachii* (Sheppard)

Mikroprobe bei 22,25 m: Samen, Characeen, *Candona neglecta* Sars, *Candona weltneri obtusa* Müller, *Cyclocypris ovum* (Jurine)

- 23,75 m Schluff, tonig feinglimmerig, geschichtet, hell blaugrau;

Mikroprobe bei 22,90 m: Pflanzenreste, rote Tonstein-Bröckchen

- 24,00 m Torf, stark zersetzt, schwarzbraun, obere 5 cm durchsetzt mit hellgrauen Feinsandlinsen bzw. – lagen, zahlreiche Pflanzenreste
- 25,25 m Schluff, tonig, feinglimmerig, geschichtet, schmutzig graubraun, ab 25,15 m lagenweise hell grüngrau, Süßwassergastropoden
- 27,90 m Schluff, tonig, feinglimmerig, geschichtet, hell grüngrau

Mikroprobe bei 25,30 m: *Candona neglecta* Sars, Fein- bis Grobsand (Schwarzwaldmaterial),

Mikroprobe bei 27,00 m: Sand wie zuvor, Brauneisen, vereinzelt Holzkohle

### Pleistozänes Schwemmsediment (qpz, Schwemmlöss)

- 36,00 m Schluff, tonig, hell gelbbraun, deutliche Verbraunungen bei 29,8–29,9 m und 33,4–33,5 m, einzelne Lösskindl, Landschnecken

Mikroprobe 35–36 m: *Pupa muscorum*, „*Clausilia*“ sp., *Succinea oblonga*, *Vallonia costata*, Heliciden





LGRB-Informationen	32	S. 159–167	4 Abb.	0 Tab.	0 Anh.	Freiburg i. Br. Juli 2021
--------------------	----	------------	--------	--------	--------	------------------------------

# Ein Profil der Keuper-Unterjura-Grenze bei Tannhausen (Ostalbkreis, Baden-Württemberg)

E. NITSCH & H. ZEDLER

## Inhalt

Einleitung .....	160
Löwenstein-Formation (Stubensandsteine) .....	161
Trossingen-Formation (Knollenmergel) .....	161
Bamberg-Formation .....	163
Gryphäensandstein-Formation .....	164
Numismalimergel-Formation .....	165
Amaltheenton-Formation .....	165
Quartäre Hangrutschungen .....	165
Paläotektonische Einordnung .....	165
Zitierte Literatur .....	167

Schlagworte: Jura, Unterjura, Bamberg-Formation, Gryphäensandstein-Formation, Killinger Schwelle

### Zusammenfassung

Ein temporärer Aufschluss zwischen Tannhausen und Stöttlen (Ostalbkreis, Baden-Württemberg) zeigte ein Profil des tieferen Unterjura in geringmächtiger Schwellenfazies. Über nur 3 m mächtiger Bamberg-Formation, die hier erosiv auf Knollenmergeln der Trossingen-Formation (Mittelkeuper) lag, folgen 0,9 m Gryphäensandstein- und 0,5 m Numismalmergel-Formation. Das Profil endet in der tieferen Amaltheenton-Formation. Die geringe Mächtigkeit des Unterjura im Gebiet von Tannhausen lässt sich paläogeographisch mit der Killinger Schwelle, einer Teilstruktur der Ries-Tauber-Schwelle, in Verbindung bringen.

### A section across the Keuper-Lower Jurassic boundary near Tannhausen (Ostalbkreis, Baden-Württemberg)

Keywords: Jurassic, Lower Jurassic, Bamberg Formation, Gryphäensandstein Formation, Killinger structural high

### Abstract

A temporary outcrop between Tannhausen and Stöttlen (Ostalbkreis, Baden-Württemberg) exhibited a lowermost Jurassic section developed with reduced thicknesses. Lower Jurassic deposits rest with erosive contact upon nodule-bearing marls of the Trossingen Formation (Middle Keuper) and consist of only 3 m thick Bamberg Formation, followed by 0.9 m thick Gryphäensandstein and 0.5 m thick Numismalmergel Formations. Uppermost exposed unit was the lowermost part of the Amaltheenton Formation. The reduced thicknesses of the lower Jurassic sediments in the vicinity of Tannhausen can be attributed to the Killinger structural high, which is a substructure of the larger Ries-Tauber structural high.

### Einleitung

In Baden-Württemberg beginnt der Unterjura im größten Teil des Landesgebiets mit marinen Ablagerungen des frühen Hettangium und liegt dabei flach diskordant auf unterschiedlich alten Ablagerungen des Oberen und Mittleren Keupers. Die jüngste Einheit des Keupers, die Exter-Formation (Oberer Keuper), ist über weite Flächen ganz oder teilweise vor oder bei der Jura-Transgression abgetragen worden, weshalb der Unterjura häufig direkt auf der Trossingen-Formation des Mittelkeupers liegt. Die Schichtlücke zwischen Keuper und Jura umfasst jedoch außer rhätischen Ablagerungen auch einen Teil des Hettangium, nämlich die *Psiloceras spelae*- und einen Teil der *Psiloceras pylonotum*-Zone. Die ältesten Juraablagerungen im Land, die Pylonotenbank und ihre begleitenden basalen Tonsteine, stammen bereits aus der höheren *psylonotum*-Zone des Frühen Hettangium und reichen bis in die *Alsatites liasicus*-Zone des Späten Hettangium hinein, der auch die übrige Pylonotenton-Formation angehört (Bloos 2006).

Nahe der Landesgrenze im Osten setzt die Jura-sedimentation erst in der höheren *liasicus*- oder in der *Schlotheimia angulata*-Zone ein (Schmidt-Kaller 1969, Bloos 1976). Dies lässt sich paläogeographisch auf eine Schwellenregion zurückführen, in der über Trias und Jura hinweg verminderte Mächtigkeiten festzustellen sind und die nach heutiger Geographie etwa vom Nördlinger Ries nach Nordnordwest in Richtung Taubertal verläuft (Rupf & Nitsch 2008, Geyer et al. 2011). Bislang sind jedoch erst wenige Profile aus dem Unterjura veröffentlicht, die diese Situation darstellen. Im Folgenden soll daher ein Aufschlussprofil vorgestellt werden, das den in dieser Region stark reduzierten tieferen Unterjura über Mittelkeuper erschlossen hat.

Im September 2008 wurde ein Teilstück der Kreisstraße K 3210 von Tannhausen nach Stöttlen-Eck am Berg (Ostalbkreis) mit leicht geändertem Trassenverlauf erneuert. Entlang der neuen Trasse legte während der Bauarbeiten ein bis zu 5 m tiefer Einschnitt die Schichten des tieferen Unterjuras und höheren Mittelkeupers frei (Abb. 1, 2). Der Aufschluss befindet sich am „Malesberg“, einer teilweise von Lösslehm bedeckten Anhöhe, die von der Amaltheenton-Formation gebildet wird und das nordöstlichste Unterjura-Vorkommen in Baden-Württemberg bildet. Nordöstlich schließt sich das Keuperbergland von Dinkelsbühl an. Die folgende Kurzbeschreibung der Schichtenfolge (Abb. 3) beruht auf einer Begehung des Aufschlusses am 09.09.2008.

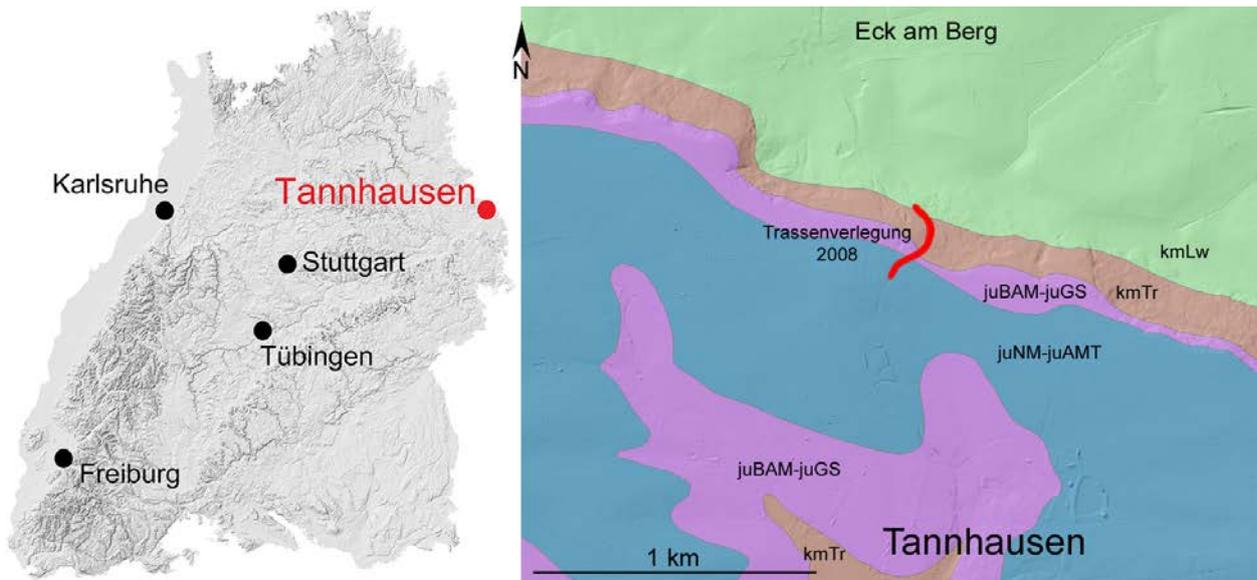


Abb. 1: Lage des Baustellenaufschlusses zwischen Stöttlen-Eck am Berg und Tannhausen, Ostalbkreis.



Abb. 2: Die Trias-Jura-Grenze bei Tannhausen. kmK: Knollenmergel der Trossingen-Formation (Mittelkeuper, spätes Norium), juBAM: Bamberg-Formation des unteren Unterjura (Spätes Hettangium). Rechts humose Abschwemmmassen (qum) in einer durch Schollengleitung im Knollenmergel verursachten Bodensenke.

### Löwenstein-Formation (Stubensandsteine)

Sandsteine und Tonsteine der Löwenstein-Formation sind südlich von Eck am Berg in einem kleinen ehemaligen Steinbruch erschlossen und an der Trasse bis 500 m ü. NN („Malesbrunnen“) anzutreffen. Dicht unter der Obergrenze gegen die Trossingen-Formation ist hier in mittelkörnige zerreibliche Rinnensandsteine (> 1,2 m) eine 3–4 m breite und etwa 1 m tiefe Rinne eingeschnitten, die mit feingeschichteten schluffigen und z. T. sandigen grauen und braunen Tonsteinen gefüllt ist. Die Feinschichtung der Tonsteine folgt annähernd parallel zum Rinnenboden mit konkavem Verlauf. An verschiedenen Stellen sind bis zu 40 cm breite und 1–3 cm starke gagatisierte Holzstücke eingelagert. Über etwa 30 cm rotbraunem, schluffig-feinsandigem Tonstein und einer seitlich auskeilenden, bis 15 cm mächtigen

kalkigen Sandsteinbank folgt der Übergang in die rotbraunen schluffigen Tonsteine der Trossingen-Formation.

### Trossingen-Formation (Knollenmergel, ca. 18 m)

Rotbraune und graugrüne schluffige Tonsteine der Trossingen-Formation schließen den Mittelkeuper hier nach oben gegen den Unterjura ab. Oberkeuper fehlt. Die Tonsteine in Knollenmergel-Fazies sind schichtungslos und zeigen durch schräg einfallende, kleinteilige Trennflächen ein blockiges Gefüge. Sie weisen alle 0,5–1,5 m horizontale, bis 0,5 m hohe Bänder mit mikritischen Kalksteinknollen auf, die meist von graugrünen Farbflecken in den sonst vorwiegend rotbraunen Tonsteinen begleitet werden. Die obersten 0,5–1,5 m der Formation, unmittelbar unter der Unterjura-Basis, sind



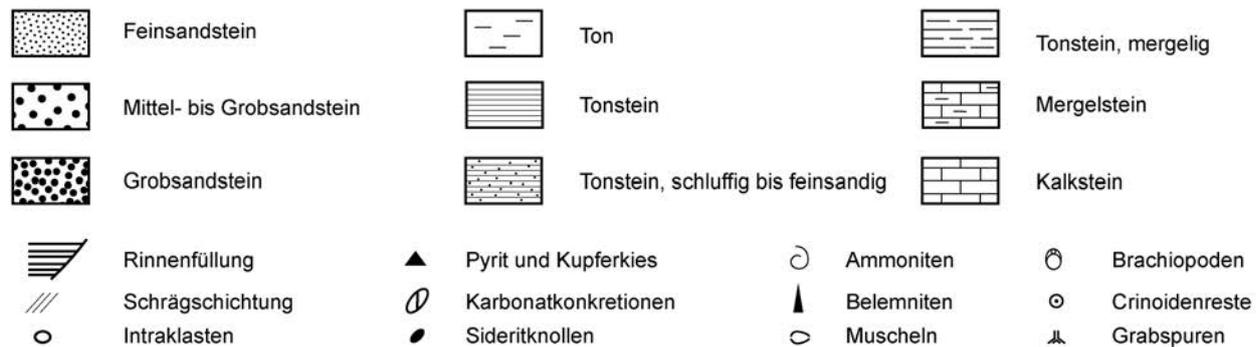


Abb. 3b: Legende zu Abbildung 3a.

einheitlich graugrün gefärbt. Zwischen Unter- und Obergrenze der Knollenmergel liegen entlang der Trasse etwa 18 Höhenmeter, die einer Mächtigkeit von 18–20 m entsprechen dürften.

### Bamberg-Formation (3 m)

Im Vorland der Fränkischen Alb und in der Umgebung des Nördlinger Rieses beginnt der Untere Unterjura mit einer Abfolge von Tonsteinen und Sandsteinen, in denen weder eine Pylonotenbank noch eine Oolithenbank ausgebildet ist und die daher ungegliedert als Bamberg-Formation zusammengefasst wird (Bloos et al. 2005, LGRB 2011). Die Bamberg-Formation entspricht nach bisheriger Kenntnis dem höheren Teil des Hettangium (Schmidt-Kaler 1969, Bloos 1976).

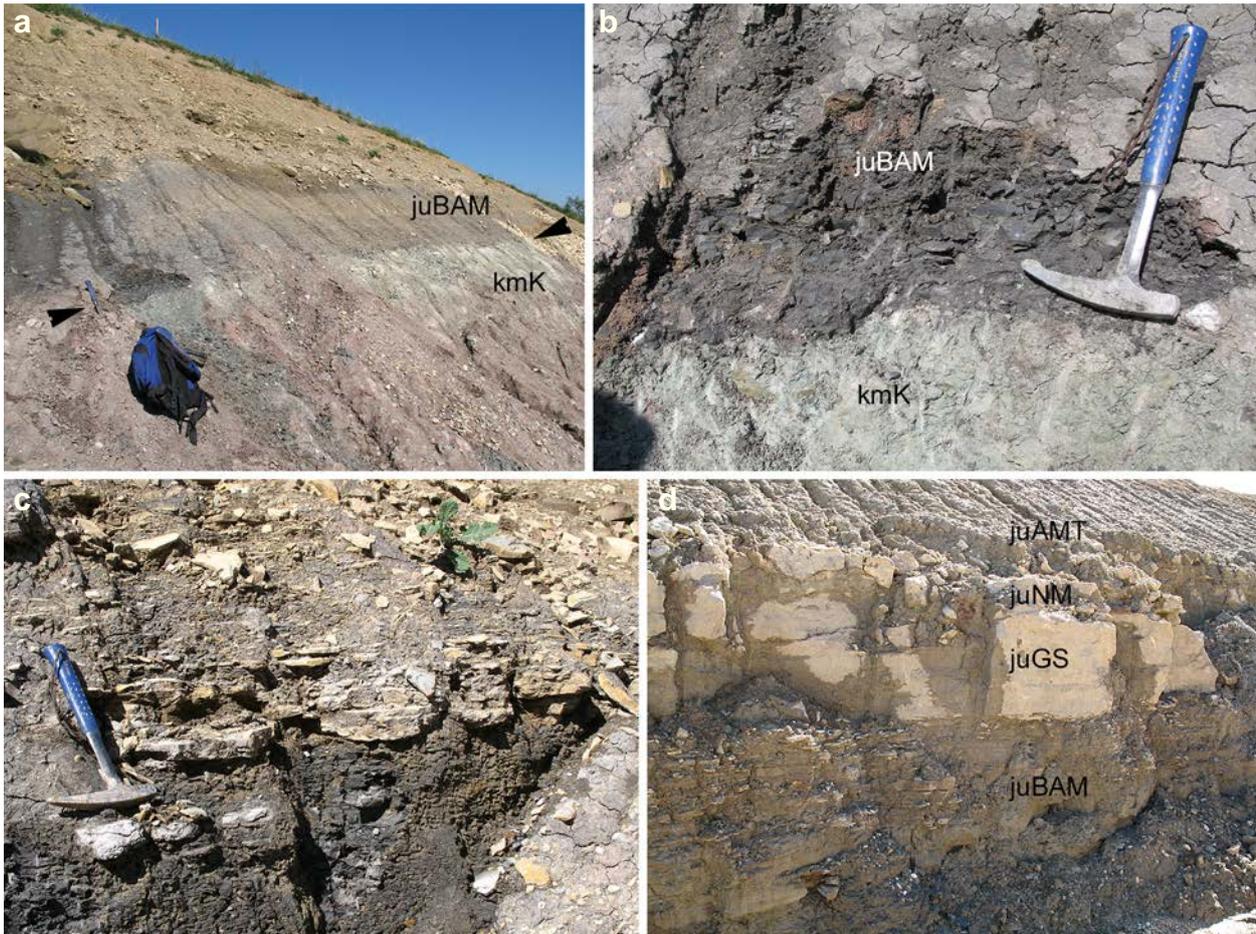
Über den graugrünen Tonsteinen der obersten Trossingen-Formation setzen mit scharfer Grenze 1,1–1,2 m mächtige dunkelgraue Tonsteine ein, die im Aufschlussbereich größtenteils zu kalkarmem bis -freiem Ton verwittert sind (Abb. 4a, b). Die Keuper-Unterjura-Grenzfläche zeigt ein bis zu 10 cm hohes Relief aus 5–30 cm breiten Kolken und Buckeln und kann als Erosionsfläche gedeutet werden. Unmittelbar auf der Grenzfläche liegen im basalen Tonmergelstein 1–5 cm große Gerölle aus schwarzgrauem Mittelsandstein und grünlichgrauem mikritischem Kalkstein, die stark mit Sulfidkristallen durchsetzt sind. Neben bis 5 mm großen, hellgelben Pyritkristallen mit kombinierten Dodekaeder- und Würfelflächen und einzelnen Pyrit-Framboiden zeigen sich bis 8 mm große runde derbe Massen von rötlichgelbem Chalkopyrit und bläuliche Covellinanflüge auf den Kristalloberflächen.

Die Kalkstein-Gerölle sind nach Gefüge und Farbe aus Konkretionen des Knollenmergels abzuleiten, während die Sandstein-Gerölle (bzw. -Klasten) nach Kornform und Korngröße mit fluvialen „vindelizischen“ Sandsteinen des Keupers vergleich-

bar sind. Die Sandstein-Gerölle dürften aus randnahen Oberkeuper-Sandsteinen abzuleiten sein. Dagegen erscheint eine Verbindung mit den marinen Oberkeuper-Sandsteinen, wie sie weiter westlich anzutreffen sind, aufgrund der Korngröße und des höheren Matrixanteils als unwahrscheinlich.

Die schluffigen Tonsteine sind dünn-schichtig und in einzelnen Schichtflächen etwas feinsandig. Etwa 4 cm über der Basis ist eine 2–5 mm starke Lage aus schräggeschichtetem kalkigem Mittelsandstein mit symmetrisch abgerundeten und etwa NE–SW streichenden Strömungsrippeln ausgebildet. An Fossilien fielen bei der Profilaufnahme nur einige 8–12 mm lange Exemplare von *Modiolus* sp. etwa 60 cm über der Basis auf.

Mit einer meist nur wenige Zentimeter mächtigen Sandstein-Lage beginnt über dem basalen Tonstein eine 1,9 m mächtige Sandstein-Abfolge. Da die unterste Sandsteinbank seitlich auskeilt, schwankt der Beginn der Sandsteine innerhalb des Aufschlusses um etwa 30 cm im Profil. Darüber folgt eine lateral unbeständige Wechselfolge von grauen, braun verwitternden Tonsteinen (bzw. Tonen) und hellgrauen kalkigen Feinsandsteinen (Abb. 4c). Viele der meist nur wenige Zentimeter mächtigen Sandsteinplatten nehmen lateral über wenige Meter Entfernung auf mehrere Dezimeter an Mächtigkeit zu (bis ca. 80 cm im Aufschlussbereich), um anschließend wieder zu dünnen Plättchen auszudünnen oder abrupt auszukeilen. Einzelne Sandsteinbänke scheinen nach ihrer Geometrie flache (bis 40 cm) und einige Meter (bis 8 m) breite Rinnenfüllungen zu sein, andere erscheinen als 2–3 m breite und bis 80 cm mächtige Linsen, deren bis 50 cm hohe planare Schrägschichtungs-Sets eine Deutung als Megarippeln nahelegen. Einige Bänke schwellen in ihrer Mächtigkeit offenbar in Wellenlängen von etwa 6–8 m regelmäßig an und ab und zeigen eine Schichtflächen-parallele Lamination, deren Trennflächen Strömungslineare aufweisen. Sie stellen offenbar Sturmsande in Beulenschichtung (hummocky



**Abb. 4:** Der geringmächtige tiefere Unterjura: **a, b:** Auflagerung von Tonsteinen der Bamberg-Formation (juBAM) auf Tonsteinen der Trossingen-Formation (Knollenmergel, kmK). Die sonst rotbrunen Knollenmergel sind unmittelbar unter dem Transgressionskontakt grün entfärbt. **c:** Dünne, seitlich auskeilende Sandsteinlagen im Wechsel mit Tonsteinen der Bamberg-Formation. **d:** Geringmächtige Abfolge von Bamberg-, Gryphäensandstein- (juGS), Numismalmmergel- (juNM) und Amaltheenton-Formation (juAMT); sichtbare Aufschlusshöhe etwa 3 m.

cross stratification) dar. Die Sandsteinbänke und -platten weisen häufig Sohlmarken auf, insbesondere Kolkmarken und Kolkgraben-Füllungen (gutter casts) mit Schleifmarken. Vielfach zeigen sich Spurenfossilien (*Fucoides*, *Chondrites*, vereinzelt *Thalassinoides*, Krebsfährten, *Asteriacites*). Einige Sohlmarken und größere Grabgänge sind in geringem Maße als Belastungswülste (load casts) überprägt. An Schalenfossilien treten schichtweise zerriebener Muschelschill, gelegentlich auch ganze Schalen von *Cardinia* sp. und Gastropodengehäuse bzw. -steinkerne auf.

#### **Gryphäensandstein-Formation (0,9 m)**

Mit scharfer ebener Untergrenze folgt auf die Feinsandsteine und Tonmergelsteine der Bamberg-Formation eine 80–85 cm mächtige Bank aus grauem, verwittert braunem Grobsandstein (Abb. 4d). Die Partikel dieser Bank bestehen

überwiegend aus schlecht gerundeten Quarzkörnern von 1–2 mm Durchmesser, untergeordnet bis 3 mm. Zwischen 10 und 30 % der Partikel sind ähnlich große Echinodermen-Fragmente. Im korngestützten Gerüst dieses Grobsandsteins ist eine Matrix aus Mittel- bis Feinsand eingebettet, die kalkig zementiert ist, flecken- bis nesterweise auch reichlich Pyrit führt. Weniger als 5 % des Sediments besteht aus größerem Fossildetritus. Es sind vor allem Teile von Belemnitenrosten und Fragmente von Muschel-, insbesondere Austernschalen, darunter *Gryphaea* sp. Bereichsweise ist flach einfallende Schrägschichtung zu erkennen, sonst erscheint die Bank schichtunglos. Nahe der heutigen Erdoberfläche zeigt die Oberseite der Bank Verkarstungsmerkmale und ist teilweise auf unter 50 cm Mächtigkeit reduziert. Ziegelrote bis braune Sandmulm-Nester gehen hier offenbar auf oxidierte Pyritflecken zurück.



### **Numismalismergel-Formation (0,5 m)**

Die im Aufschluss nur 50 cm mächtige Numismalismergel-Formation folgt unmittelbar auf den Gryphäensandstein und liegt in einer stark kalkigen Schwellenfazies vor (Abb. 4d). Sie besteht aus zwei bis vier hellgrauen mikritischen Kalksteinbänken mit sehr uneben-knauerigen Begrenzungsflächen und stark schwankenden Mächtigkeiten zwischen 5 und 30 cm. Die Grenze zum liegenden Grobsandstein ist übergangslos scharf. Wo keine Mergelschmitze eingeschaltet ist, bildet die unterste Kalksteinbank der Numismalismergel-Formation mit dem liegenden Gryphäensandstein einen zusammenhängenden Schichtkopf im Aufschluss.

Zwischen den Kalksteinbänken liegen höchstens 3–5 cm starke graue Mergelstein-Zwischenmittel, welche die Unebenheiten der Bänke teilweise ausfüllen. Die Mergelfugen können seitlich auskeilen, wodurch die Kalkstein-Bänke im Liegenden und Hangenden zu einer Bank verschmelzen. Kalkstein und Mergelstein sind erfüllt von Belemnitenrostren, die teilweise schräg und vereinzelt auch vertikal in die Kalksteine eingebettet sind. Daneben finden sich Muscheln (*Chlamys* sp. u. a.), Brachiopoden (Rhynchonelliden, Terebrateln) und Crinoidenstielglieder (*Isocrinus* sp.). Ein Passant fand ein Ammonitenfragment. Die andernorts typische Fleckung der Gesteine war im Aufschluss nicht festzustellen. Der Übergang in die hangende Amaltheenton-Formation erfolgt ohne diskrete Grenzfläche in einem etwa 1–2 cm messenden Band durch rasch abnehmenden Kalkgehalt der Mergelsteine in die hangenden Tonsteine.

### **Amaltheenton-Formation**

Die erschlossene Schichtenfolge endet mit etwa 3 m schluffigen grauen Tonsteinen der Amaltheenton-Formation. Die Gesteine sind oberflächennah überwiegend zu grauem bis braungrauem kalkfreiem Ton verwittert. Lagenweise treten schalig zu tonigem Limonit verwitterte Geoden auf, die als einstige Sideritkonkretionen aufgefasst werden können. Die Geoden sind abgeflacht rundlich, etwa 1–3 cm hoch bei einem Durchmesser von 2–10 cm, vereinzelt bis 30 cm. In einigen dieser Geoden fanden sich teils im Kern, teils randlich limonitisierte Steinkerne von Ammoniten (*Amaltheus* sp.). Die Tonsteine zeigen schiefrige Setzungsgefüge, jedoch – abgesehen von den Geoden-Horizonten – keine deutliche Schichtung. An Fossilien fanden sich darin einzelne Muschelschalen (darunter *Plicatula spinosa*), Belemniten und Ammonitenfragmente,

wobei bereits 3 cm über der Basis der Formation *Amaltheus* sp. vorkommt. Die Gesamtmächtigkeit der Formation beträgt im Raum Unterschneidheim etwa 30 m (Reicherter 1994, 2001).

### **Quartäre Hangrutschungen**

Bis auf jeweils etwa 2–4 m Profil unmittelbar über dem obersten Stubensandstein und unter dem Unterjura sind die Knollenmergel der Trossingen-Formation stark durch Rutschungen gestört. Die Obergrenze des Rutschgebiets zeigte sich im Anschnitt durch eine deutliche etwa 60° gegen das Tal einfallende Abscherfläche und eine um mehr als 5 m abgerutschte und dabei etwa 35° gegen den Hang verkippte Knollenmergel-Scholle. Eine im Querschnitt dreieckige Hohlform zwischen der in den obersten Dezimetern zu braunem Ton verwitterten Knollenmergel-Scholle und der Abrissfläche ist vollständig mit bis zu 1,5 m mächtigem schwarzem humosem Ton verfüllt, in den orangebraun verwitterte Angulatussandstein-Brocken und braune steinige Fließerden aus Unterjura-Material eingeschaltet sind. Eine fast zusammenhängende Zunge aus verlagerten Angulatussandstein-Blöcken ragt dabei dicht über der Abriss-Fläche in die Schuttfüllung hinein. An der Hangoberfläche ist der Ausbiss der Abriss-Fläche heute nur als unauffällige Hangversteilung erkennbar, nach dem Lesesteinbefund erscheint die Grenze von Unterjura-Material und Knollenmergel-Formation jedoch um etwa 5 Höhenmeter talwärts versetzt. Auch die Liegendgrenze zum Stubensandstein ist über mehrere Höhenmeter hinweg durch Knollenmergel-Rutschmassen von bis zu 2 m Mächtigkeit überfahren.

### **Paläotektonische Einordnung**

Im Vergleich mit den weiter südlich und westlich gelegenen Gebieten ist der Untere Unterjura zwischen Stöttlen und Tannhausen auffallend geringmächtig entwickelt. Dies bestätigt die von Schmidt-Kaler (1969) dargestellte Killinger Schwelle, die als etwa Südwest–Nordost streichende Struktur östlich von Jagsthausen den Westrand der in sich gegliederten Ries-Tauber-Schwelle bildet. Die vor allem im tieferen Unterjura wirksame Schwelle lässt sich nach Südwesten bis in die Gegend von Dewangen und Hüttlingen nordwestlich von Aalen an verringerten Unterjura-Mächtigkeiten erkennen (Etzold 1994) und streicht von hier mit etwa 40° NE bis in den Raum Stöttlen–Tannhausen. Die Schwelle stellte offenbar bereits im Jura eine topographische Anhöhe

dar, da die Pylonotenbank an ihrem Westrand auskeilt (östlich Hüttlingen: Frank 1930: 74) und die basalen Jura-Ablagerungen bereits in das höhere Hettangium einzustufen sind (Schmidt-Kaler 1969, Bloos 1976).

Südöstlich der Killinger Schwelle ist nach der Mächtigkeitentwicklung zwischen Lauchheim und Bopfingen im Unterjura eine ebenfalls SW–NE streichende Senke entwickelt, die Bopfinger Senke (Schmidt-Kaler 1969). Entsprechend schrumpft die bei Ellenberg noch etwa 8 m mächtige Bamberg-Formation (Wilhelm 1985) auf 2 m bei Sederndorf (Bloos 1976) sowie 3 m bei Eck am Berg und wächst nach Bohrerergebnissen südwärts bis Unterschneidheim wieder auf etwa 8–12 m an. Sie erreicht bei Zipplingen, ca. 8 km SE Tannhausen, etwa 20 m (Aufschlussarchiv LGRB: BO7028-111). Die nur knapp 1 m mächtige Gryphäensandstein-Formation geht in die Senke in eine zusammen ca. 8 m mächtige Abfolge aus Arietenkalk- und Obtususton-Formation über, und die Numismalimergel-Formation wächst von 0,5 m auf 12 m Mergelsteine und Kalksteine an (Bopfingen-Kerkingen, BO7128-97).

Die geringe Mächtigkeit des Profils legt eine Kombination aus sedimentärer Kondensation und lückenhafter Überlieferung nahe. Eine nähere biostratigraphische Einstufung der angetroffenen Schichten hätte angesichts der Armut an Leitfossilien unterhalb des Amaltheentons jedoch Nachgrabungen in einem Umfang erfordert, der im Rahmen der laufenden Bauarbeiten nicht angemessen schien.



## Zitierte Literatur

- Bloos, G. (1976): Untersuchungen über Bau und Entstehung der feinkörnigen Sandsteine des Lias (Hettangium und tiefstes Sinemurium) im schwäbischen Sedimentationsbereich. – Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart, N.F. 71: 269 S., 27 Taf.; Stuttgart. – [Diss. Univ. Stuttgart 1971]
- Bloos, G. (1994): Frühe Arietitidae (Ammonoidea) aus dem Hettangium (Angulata-Zone, Unt. Lias) von Württemberg (SW-Deutschland). – Stuttgarter Beitr. Naturk., B 219: 67 S., 4 Taf.; Stuttgart.
- Bloos, G. (2006): Jura. – In: Geol. Karte von Baden-Württemberg 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt 7321 Filderstadt: 26–60; Freiburg i.Br. (Landesamt Geol. Rohst. Bergbau). – [4. Aufl., mit Jahreszahl 2005]
- Bloos, G., Dietl, G. & Schweigert, G. (2005): Der Jura Süddeutschlands in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002. – Newsl. Stratigr., 41: 263–277; Stuttgart.
- Etzold, A. (1994) mit Beitr. v. Seibold, E., Käss, W. & Müller, S.: Erläuterungen zu Blatt 7126 Aalen [3. Aufl.]. – Erl. Geol. Kt. 1:25 000 Baden-Württ., Bl. 7126: 248 S., 3 Taf., 7 Beil.; Stuttgart.
- Frank, M. (1930): Beiträge zur Stratigraphie und Paläogeographie des Lias  $\alpha$  in Süddeutschland. – Mitt. Geol. Abt. Württ. Stat. Landesamt, 13: 242 S., 4 Taf.; Stuttgart.
- Geyer, M., Nitsch, E. & Simon, T. (2011): Geologie von Baden-Württemberg [5. Aufl.]. – 627 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- LGRB (2011): Regierungspräsidium Freiburg, Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (Hrsg.): Symbolschlüssel Geologie Baden-Württemberg – Verzeichnis Geologischer Einheiten (Ausgabe 2011). – 1 Tab.; Freiburg i.Br. (<https://www.lgrb-bw.de>).
- Reicherter, K. (1994): Beiheft zu Blatt 7028 Unterschneidheim. – Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000, Beih. Bl. 7028 (1. Ausg.): 12 S.; Freiburg.
- Reicherter, K. (2001): Blatt 7028 Unterschneidheim, Vorläufige Ausgabe (2. ergänzte Ausgabe ohne Beiheft). – Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000, Bl. 7028: 1 Kt.; Freiburg i.Br. (Landesamt Geol. Rohst. Bergbau Baden-Württ.).
- Rupf, I. & Nitsch, E. (2008): Das Geologische Landesmodell von Baden-Württemberg: Datengrundlagen, technische Umsetzung und erste geologische Ergebnisse. – LGRB-Informationen, 21: 81 S., 10 Beil.; Freiburg i.Br.
- Schmidt-Kaler, H. (1969): Der Jura im Ries und in seiner Umgebung. – Geol. Bavarica, 61: 59–86; München.
- Wilhelm, M. (1985): Erläuterungen zu Blatt 6927 Dinkelsbühl. – Erl. Geol. Kt. Baden-Württ. 1:25 000, Bl. 6927: 66 S., 2 Taf., 3 Beil.; Stuttgart.





## **LGRB** – Informationen des Regierungspräsidium Freiburg · **Abteilung 9**

Bis Heft 15 Informationen des LGRB – Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg

 <b>Heft 10</b>	(2001)	Wechselwirkungen zwischen Baggerseen und Grundwasser 64 S., 42 Abb., 15 Tab., 1 CD-ROM .....	10,- €
 <b>Heft 12</b>	(1999)	Freiburg im Breisgau – Geologie und Stadtgeschichte 60 S., 28 Abb., 2 Tab., 1 Taf., 2 Beilagen (Karten) .....	5,- €
 <b>Heft 17</b>	(2005)	Ergebnisse neuer Forschungsbohrungen in Baden-Württemberg 150 S., 17 Abb., 7 Tab., 3 Taf. ....	10,- €
 <b>Heft 19</b>	(2007)	Hydrogeologischer Bau und Aquifereigenschaften der Locker- gesteine im Oberrheingraben (Baden-Württemberg) 130 S., 118 Abb., 12 Tab. ....	10,- €
 <b>Heft 20</b>	(2008)	Hydrogeologische Einheiten in Baden-Württemberg 106 S., 79 Abb., 21 Tab., 1 Kt. ....	15,- €
 <b>Heft 21</b>	(2008)	Das Geologische Landesmodell von Baden-Württemberg: Datengrundlagen, technische Umsetzung und erste geo- logische Ergebnisse 82 S., 36 Abb., 3 Tab. im Anh., 10 Beilagen .....	15,- €
 <b>Heft 22</b>	(2009)	Beiträge zur Lithostratigraphie in Baden-Württemberg 146 S., 53 Abb., 5 Tab. ....	15,- €
 <b>Heft 23</b>	(2009)	Natürliche Geogene Grundwasserbeschaffenheit in den hydro- geochemischen Einheiten von Baden-Württemberg 192 S., 43 Abb., 55 Tab., 48 Kt. ....	15,- €
 <b>Heft 24</b>	(2009)	Geogene Grundgehalte (Hintergrundwerte) in den petro- geochemischen Einheiten von Baden-Württemberg 98 S., 62 Abb., 22 Tab., 40 Kt. ....	15,- €
 <b>Heft 25</b>	(2010)	Beiträge zur Geologie und Bodenkunde in Baden-Württemberg 142 S., 78 Abb., 17 Tab., 1 Beilage .....	15,- €
 <b>Heft 26</b>	(2012)	Die Forschungsbohrung Heidelberg und Beiträge zum Quartär in Baden-Württemberg 216 S., 107 Abb., 35 Tab., 1 Beilage .....	20,- €
 <b>Heft 27</b>	(2013)	Rohstoffbericht Baden-Württemberg 2012/2013 Bedarf, Gewinnung und Sicherung von mineralischen Rohstoffen – Dritter Landesrohstoffbericht – 204 S., 228 Abb., 7 Tab. ....	10,- €
 <b>Heft 28</b>	(2013)	Geopotenziale des tieferen Untergrundes im Oberrheingraben – Fachlich-Technischer Abschlussbericht des INTERREG-Projektes GeORG – 104 S., 49 Abb., 7 Tab. ....	10,- €
 <b>Heft 29</b>	(2014)	Geologische Ergebnisse der Geothermiebohrungen Urach 1, Urach 3 und Urach 4 – 152 S., 38 Abb., 3 Tab., 2 Anh. ....	15,- €
 <b>Heft 30</b>	(2015)	GeoMol – Geopotenziale für die nachhaltige Nutzung des tieferen Untergrundes in den alpinen Vorlandbecken – 142 S., 78 Abb., 22 Tab. ....	10,- €
 <b>Heft 31</b>	(2020)	Rohstoffbericht Baden-Württemberg – Gewinnung und Sicherung von mineralischen Rohstoffen – Vierter Landesrohstoffbericht – 192 S., 191 Abb., 11 Tab. ....	10,- €

Preise zuzüglich Versandkosten. Nicht aufgeführte Heft-Nummern sind zurzeit vergriffen.

Bestellungen der gedruckten Broschüren über den Online-Shop ([www.lgrb-bw.de](http://www.lgrb-bw.de))

**Alle Broschüren kostenlos downloadbar <https://produkte.lgrb-bw.de/schriftensuche/lgrb-informationen/>**  
Weitere Informationen erhalten Sie unter: 0761 208-3000 bzw. -3022 oder per E-Mail: [vertrieb-lgrb@rpf.bwl.de](mailto:vertrieb-lgrb@rpf.bwl.de)