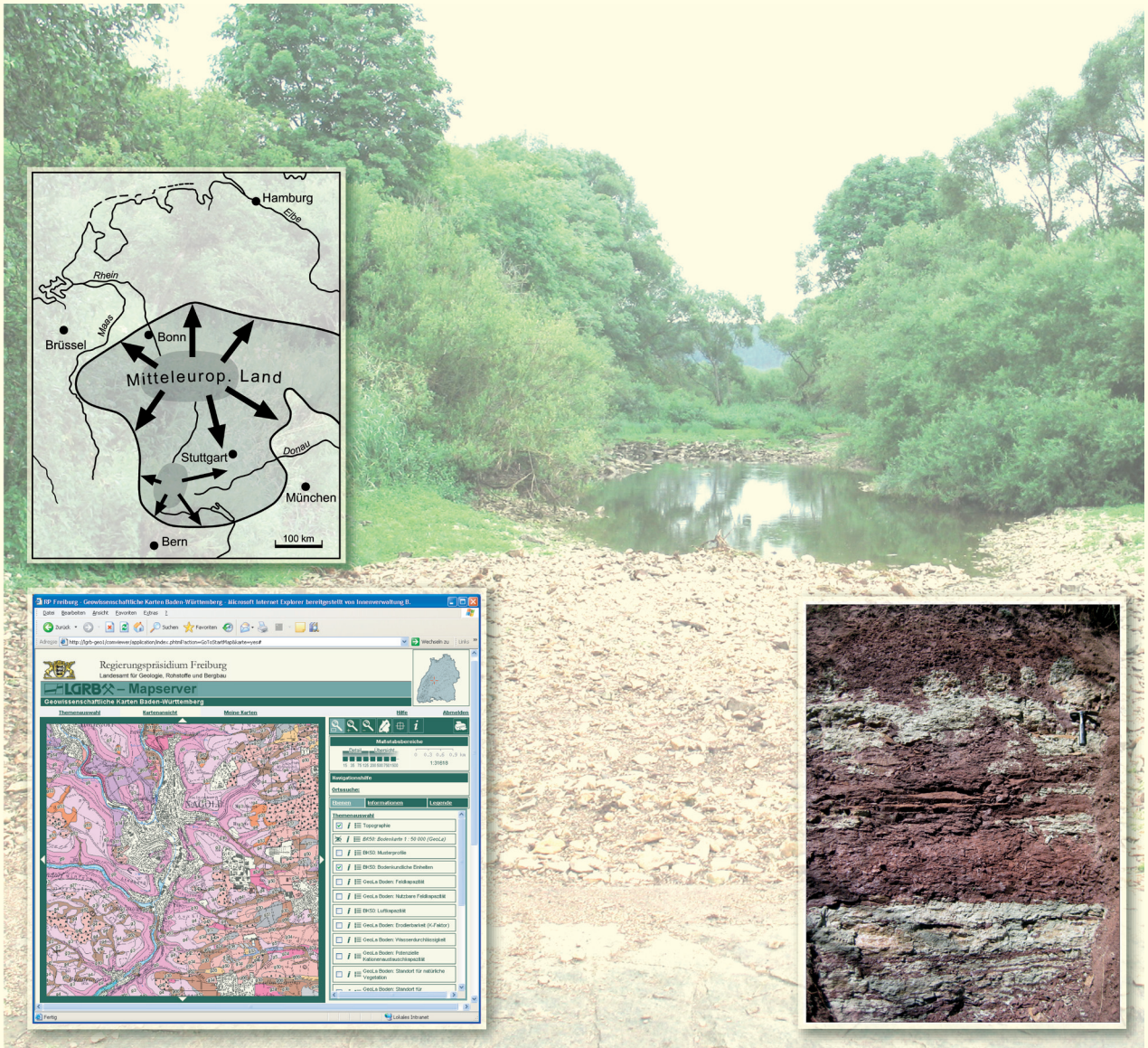


Beiträge zur Geologie und Bodenkunde in Baden-Württemberg



Titelbilder: Hintergrundbild:
Trocken gefallenes Flussbett der Donau beim Pegel Möhringen-Hattinger
Straße; Blick von der Wehrschwelle stromaufwärts (Foto: M. SELG,
30.06.2005)

Karte links oben:
Entwässerungsrichtungen auf dem Mitteleuropäischen Land in der Ober-
kreide und im frühen Tertiär. Paläogeographie. Verändert nach ZIEGLER 1982
und GEYER & GWINNER 1991, aus HANSCH et al. 2006, SIMON 2008.

Bild links unten:
Visualisierung der BK 50 im LGRB-Mapserver.

Bild rechts unten:
Steilböschung des Trosselbachs mit Grenzregion Stubensandstein/Knollen-
mergel (Foto: A. ETZOLD, 03.05.2008)



Beiträge zur Geologie und Bodenkunde in Baden-Württemberg

Beiträge von:

MATTHIAS SELG

Das Donau-Aach-System —
Dynamik einer Flussversinkung

THEO SIMON

Karten zur Landschaftsgeschichte
in Baden-Württemberg

MICHAEL KÖSEL

Ausbildung von Lössen und Decklehmen auf Deckenschottern
des östlichen Rheingletschergebiets (Oberschwaben)
und ihre Bedeutung für die Bodenverbreitung

WOLFGANG FLECK & CHRISTIAN FRITZ

Digitale Bodenkarte von Baden-Württemberg 1 : 50 000 —
Neue Wege in der bodenkundlichen Landesaufnahme

FRANK WALDMANN & WERNER WEINZIHL

Digitale Bodenschätzung in Baden-Württemberg — Datenaufbereitung
und Auswertungen für das Wasserschutzgebiet Donauried

ANDREAS ETZOLD, MATTHIAS FRANZ & CARMEN HEUNISCH

Die Forschungsbohrung Trossingen (Baden-Württemberg) und Ausführungen
zum Knollenmergel und Oberkeuper der Umgebung

LGRB-Informationen	25	142 S.	78 Abb.	17 Tab.	Freiburg i. Br. Juli 2010
--------------------	----	--------	---------	---------	------------------------------



ISSN 1619-5329  – Informationen

Herausgeber: REGIERUNGSPRÄSIDIUM FREIBURG – Abteilung 9
LANDESAMT FÜR GEOLOGIE, ROHSTOFFE UND BERGBAU (LGRB)
Albertstraße 5, 79104 Freiburg i. Br.
Telefon: (07 61) 208-30 00
Telefax: (07 61) 208-30 29
E-Mail: abteilung9@rpf.bwl.de
Internet: <http://www.rp-freiburg.de>

Bearbeiter: ANDREAS ETZOLD, Dr. WOLFGANG FLECK, Dr. MATTHIAS FRANZ, Dr. CHRISTIAN FRITZ,
Dr. MICHAEL KÖSEL, Dr. MATTHIAS SELG, Prof. Dr. THEO SIMON, Dr. FRANK WALDMANN,
Dr. WERNER WEINZIERL (alle RPF-LGRB)

sowie

Dr. CARMEN HEUNISCH (LBEG Niedersachsen, Hannover)

Graphik: JÜRGEN CROCOLL, BETTINA SCHMÜCKING, MARIKA WEIKERT (alle RPF-LGRB)

Satz und Layout: MICHAELA PAULUS, BRIGITTE WOLF (alle RPF Freiburg)

Druck: Simon Druck GmbH & Co.,
Riegeler Straße 4b, D-79111 Freiburg

Ausgabe: Juli 2010

© 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 vorliegenden Informationen nehmen ein breites Themenspektrum ein: von der Donauversinkung über die Landschaftsgeschichte und die Bodenkunde bis hin zur Beschreibung von Keuperschichten. Somit wirft dieses Heft auch einen Blick auf die Vielfalt der am LGRB angesiedelten geowissenschaftlichen Aufgaben.

Über die größte Flussversinkung in Mitteleuropa wurde schon viel geschrieben. Umso erstaunlicher ist es, dass es keine Darstellungen gibt, die die Jahrzehnte langen Messungen von Wasserständen und Abflussmengen ausgewertet haben. Dies ist nun von Matthias Selg erfolgt. Mit erstaunlichen Ergebnissen: Trotz fortschreitender Verkarstung der Kalksteine des Oberjura geht die Versinkungsmenge seit 80 Jahren zurück. In diesem Zeitraum hat auch die Schüttung der Aachquelle nachgelassen.

Das System Donauversinkung – Aachquelle ist das auffallendste Merkmal für den Verlust von Einzugsgebieten der Donau an den Rhein. Dass dieser Vorgang schon Millionen von Jahren anhält, zeigt Theo Simon in Karten zur Landschaftsgeschichte. Erstmals wird für ganz Baden-Württemberg die Entwicklung der Flüsse und der Schichtstufen in den letzten 30 Millionen Jahren vorgelegt.

Böden sind eine der wichtigsten Lebensgrundlagen. Ihr Schutz erfordert nicht nur das Wissen um ihre Entstehung, sondern auch ihre Kartierung und Bewertung. Mit der Bodenbildung von Lössen und Decklehmen in Oberschwaben befasst sich Michael Kösel, wobei er feststellt, dass überwiegend substratbedingte Bodenbildung vorherrscht. Weiter kann er mit Hilfe von Paläoböden Mindestalter von Terrassenablagerungen angeben.

Bodenkarten sind wichtige Unterlagen für Fragen der Landbewirtschaftung, die sich nicht nur auf Ertragsfähigkeit und Fruchtbarkeit beschränkt, sondern auch Regional- Landschafts- und Bauleitplanung beinhaltet. Das neue Kartierkonzept der bodenkundlichen Landesaufnahme stellen Wolfgang Fleck und Christian Fritz vor. Die daraus hervorgehenden Karten sind auch eine wichtige Grundlage für das neue digitale geologische Kartenwerk des Landes.

Mit hoch auflösenden Bodendaten der Bodenschätzung befassen sich Frank Waldmann und Werner Weinzierl. Sie beschreiben die Datenaufbereitung und -auswertung im Hinblick auf den Grundwasserschutz in einem der größten Trinkwasserschutzgebiete des Landes.

Aufschlüsse im Knollenmergel sind wegen seiner Rutschneigung selten. Eine Forschungsbohrung bei Trossingen erschloss den gesamten Knollenmergel. Hier wurde 1904 die berühmte Saurierfundstelle mit Resten des „Schwäbischen Lindwurms“ (*Plateosaurus engelhardti*) entdeckt. Andreas Etzold, Matthias Franz und Carmen Heunisch beschreiben die stratigraphischen Verhältnisse und liefern eine moderne Formationsbeschreibung der heute als Trossingen-Formation bezeichneten Knollenmergel.

Prof. Dr. Ralph Watzel
Abteilungsleiter





Inhalt

1	Das Donau-Aach-System — Dynamik einer Flussversinkung	7
	MATTHIAS SELG	
2	Karten zur Landschaftsgeschichte in Baden-Württemberg	47
	THEO SIMON	
3	Ausbildung von Lössen und Decklehmen auf Deckenschottern des östlichen Rheingletschergebiets (Oberschwaben) und ihre Bedeutung für die Bodenverbreitung	67
	MICHAEL KÖSEL	
4	Digitale Bodenkarte von Baden-Württemberg 1 : 50 000 — Neue Wege in der bodenkundlichen Landesaufnahme	83
	WOLFGANG FLECK & CHRISTIAN FRITZ	
5	Digitale Bodenschätzung in Baden-Württemberg — Datenaufbereitung und Auswertungen für das Wasserschutzgebiet Donauried	95
	FRANK WALDMANN & WERNER WEINZIERL	
6	Die Forschungsbohrung Trossingen (Baden-Württemberg) und Ausführungen zum Knollenmergel und Oberkeuper der Umgebung	105
	ANDREAS ETZOLD, MATTHIAS FRANZ & CARMEN HEUNISCH	





LGRB-Informationen	25	S. 7 – 46	29 Abb.	10 Tab.	1 Anh. 1 Beil.	Freiburg i. Br. Juli 2010
--------------------	----	-----------	---------	---------	-------------------	------------------------------

Das Donau Aach-System — Dynamik einer Flussversinkung

MATTHIAS SELG

Inhalt

1	Einführung und historischer Hintergrund	10
2	Hydrogeologische Grundlagen	12
3	Abflussmessungen	16
4	Bilanzierung der Versickerungsraten	22
	4.1 Grundlagen	22
	4.2 Abschnitt Kirchen-Hausen – Möhringen	25
	4.3 Abschnitt Möhringen – Fridingen	26
	4.4 Entwicklung seit 1923	27
5	Donauversinkung und Aachtopf-Schüttung	30
	5.1 Ergebnisse der Markierungsversuche	30
	5.2 Temperaturmessungen an Donau und Radolfzeller Aach	32
	5.3 Statistische Zusammenhänge und ihre zeitliche Variation	35
	5.3.1 Versickerungsraten und Aachtopf-Schüttung	35
	5.3.2 Grundwasserneubildung und Aachtopf-Schüttung	35
	5.4 Gesamtbetrachtung: Neubildung, Versickerung und Aachtopf-Schüttung	36
6	Mechanismus der Donauversinkung	38
7	Ausblick	42
	Dank	42
	Literatur	43
	Anhang	44





LGRB-Informationen	25	S. 7 – 46	29 Abb.	10 Tab.	1 Anh. 1 Beil.	Freiburg i. Br. Juli 2010
--------------------	----	-----------	---------	---------	-------------------	------------------------------

Das Donau Aach-System — Dynamik einer Flussversinkung

MATTHIAS SELG

Schlagworte: Flussversinkung, Karst, Oberjura, Südwestdeutschland, Donau

Kurzfassung

Zwei der großen europäischen Ströme, Donau und Rhein, sind durch eine Flussversinkung miteinander verbunden. Diese macht aus dem Oberlauf der Donau zeitweise einen Nebenfluss des Rheins. Zwischen den Ortschaften Immendingen und Fridingen versickern etwa 40% oder rund 5 m³/s Donauwasser im Untergrund. Dieses Wasser fließt in Karsthohlräumen nach Süden und erscheint wieder im Aachtopf, dem Ursprung der Radolfzeller Aach, die wiederum in den Bodensee mündet. Ist der Donauabfluss gering, versickert er vollständig und folglich fällt das Flussbett trocken. Im Durchschnitt ist das an 150 Tagen im Jahr der Fall.

Die Donauversinkung findet 1705 zum ersten Mal Erwähnung. Aber es gab offenbar keine vollständige Versinkung. Möglicherweise lag das an dem Bemühen der Bevölkerung, die Schlucklöcher zu verstopfen. 1854 wurde dieses Unterfangen gerichtlich verboten. Infolgedessen kam es 1874 erstmals zu einer vollständigen Versinkung der Donau. Von diesem Zeitpunkt an nahm die Anzahl der Vollversinkungstage rasch zu.

Seit den frühen 1920er-Jahren erlaubt eine Reihe von Abflusspegeln die Berechnung der Versickerungsrate, ihre räumliche Verteilung und der Schluckfähigkeit der Schlucklöcher. Zeitreihen zeigen, dass der Prozess zeitlich sehr variabel abläuft. Ein komplexes Zusammenwirken verschiedener Parameter, wie die Transmissivität und Speicherkapazität des Grundwasserleiters steuern die Versinkung ebenso wie die

Durchlässigkeit des Flussbetts. Darüber hinaus lassen die bestehenden Daten vermuten, dass die fortschreitende Verkarstung mit der sedimentären Verfüllung konkurriert. Während Ersteres zu einer stetigen Zunahme der Versinkung führen würde, reduziert das Zweite den unterirdischen Abstrom.

Die Gesamt-Wasserbilanz zeigt jahreszeitliche Unterschiede. Es wird angenommen, dass im Sommer das versickerte Donauwasser zusammen mit der Grundwasserneubildung aus den lokalen Niederschlägen vollständig am Aachtopf wieder austritt. Im Winter dagegen ist die Grundwasserneubildung wesentlich höher (bei nahezu unveränderter Versickerungsrate). Ein Überschuss von ca. 4 – 5 m³/s verbleibt im Grundwasser-Speicher bis auch dieses Wasser seine Vorflut, den Rhein, erreicht hat.

[The Donau-Aach-System —
Dynamics of a Streamsink]

Keywords: Streamsink, karst, Upper Jurassic, Southwest Germany, Donau

Abstract

Two of Europe's major rivers, the Rhein and the Donau, are linked by a streamsink. By that the uppermost part of the Donau becomes a part time tributary of the Rhein. Between the small villages of Immendingen and Fridingen around 40% or roughly 5 m³/s of the Donau's runoff disappear in the subsurface. Along karst conduits within the Upper Jurassic limestones that water flows south and reappears in the Aachtopf spring. From here it flows as the Radolfzeller Aach into the Lake of Constance. While Donau runoff

is low it is swallowed completely and therefore the riverbed falls dry. As an average this is the case for about 150 days each year.

The sinking of the Donau was reported as early as 1705. But the river never completely disappeared. This was probably due to the stopping and sealing of the swallow holes by which people successfully kept some water running. This was prohibited by the local authorities in 1854. As a consequence, the complete disappearance of the river water was first reported in 1874. Since then the number of days with a dry riverbed increased quickly.

Since the early 1920s several river gauges allow for the calculation of the sinking rates, their spatial distribution and the capacity of the swallow holes. Time series show that the process is highly variable. A complex interaction of various parameters such as transmissivity and storage of the aquifer as well as riverbed permeability triggers the insurgence. Moreover, based on the existing data it is thought that ongoing karstification competes with sedimentary infill. While the first would lead to an ever enlarging swallet the second is tending to reduce subterranean runoff.

The overall water balance shows seasonal differences. It is estimated that in summer the Danube river water together with the recharge from local rainfall are completely drained by the Aachtopf spring. It is different in winter when recharge is much higher (while sinking rates remain more or less the same). A surplus of about 4 – 5 m³/s passes the Aachtopf and remains stored as groundwater until it too reaches the river Rhine as the gaining river.

1 Einführung und historischer Hintergrund

Die Donau – Europas zweitlängster Strom – schrumpft. Im Jungtertiär lag das Quellgebiet der (Aare-)Donau noch in den Alpen. Dann wurde die Aare nach Westen zur Burgundischen Pforte abgelenkt und der Lauf der Donau damit erheblich gekürzt. An der Wende Tertiär/Quartär war die heutige Wutach, die Feldberg-Donau, der Donauursprung. Die im Altpleistozän fortschreitende Einsenkung des Oberrheingrabens bedeutete eine Tieferlegung der Erosionsbasis. Das Einzugsgebiet des Rheins dehnte sich zu seinen heutigen Abmessungen aus, da auch der Alpenrhein, der

bis dahin bei Ehingen in die Donau mündete, zum neu entstandenen Hochrhein abgelenkt wurde. In der Folge wurde die Wutach abgelenkt, die Donau damit weiter verkürzt (Abb. 1, VILLINGER 1986).

Dieser Prozess schreitet fort. Die sukzessive Eintiefung und damit verbunden die Absenkung des Vorflutniveaus, sind die großräumige Voraussetzung für die Donauversinkung. Der betroffene Grundwasserleiter ist der Oberjura. Mit dem Aachtopf ist eine Vorflut vorhanden, die den Versinkungsmechanismus, wenn nicht in Gang gebracht, so doch aber beschleunigt haben dürfte.

Schon heute beginnt, statistisch betrachtet, an fünf Monaten im Jahr die Donau nicht bei Donaueschingen, wo sich die beiden Schwarzwaldflüssen Brigach und Breg vereinigen, sondern erst bei Tuttlingen. Es ist zu erwarten, dass in naher erdgeschichtlicher Zukunft dieser obere Abschnitt der Donau vollständig zum Rheinzubringer werden wird. Andererseits gibt es auch Hinweise auf eine gegenteilige Entwicklung. Insgesamt erscheinen das Phänomen Donauversinkung und die Zusammenhänge mit dem Aachtopf ausgesprochen komplex.

Die älteste bekannte Quelle, in der das Phänomen der Donauversinkung erwähnt wird, datiert aus dem Jahr 1705 und ist ein Bericht des HILARIUS MAYER, Obervogt von Möhringen, an den Landgrafen von Fürstenberg. Aus diesem Bericht ist auch ersichtlich, dass man versucht hat, das Versickern des Wassers zu verhindern oder zumindest zu verringern. Es wird das Verstopfen der Schlucklöcher erwähnt und der Bau eines Umleitungsgrabens erwogen. Diese Maßnahmen waren offenbar so erfolgreich, dass das Flussbett niemals trocken fiel. Bereits 1719 hat Prälat F. W. BREUNINGER vermutet, dass das versickernde Donauwasser im Aachtopf wieder austritt. Im Jahr 1877 gelang Prof. A. KNOP der Nachweis, dass dies tatsächlich so ist (Kap. 5.1).

Wasserwirtschaftlich ist die Versinkung ein Problem. Lässt man sie zu, trifft es die Donau-Untertage, denen z. B. das Oberflächengewässer zur Einleitung des Abwassers fehlt. Verhindert man sie, werden die Aach-Anrainer benachteiligt. Aus diesem Grund wurde aus dem wasserwirtschaftlichen ein rechtliches Problem. Die praktizierte Verstopfung der Schlucklöcher wurde von Textilfabrikanten angefochten, die seit dem frühen 19. Jahrhundert entlang der Radolfzeller Aach ansässig geworden waren. Angewiesen auf die Wasserkraft, war für sie die Abdichtung des Donaubetts und damit verbunden der Rückgang der Aachtopf-Schüttung, nicht hinnehmbar. Das Badische Bezirksgericht in Engen bestätigte 1854 diese Auffassung und ver-

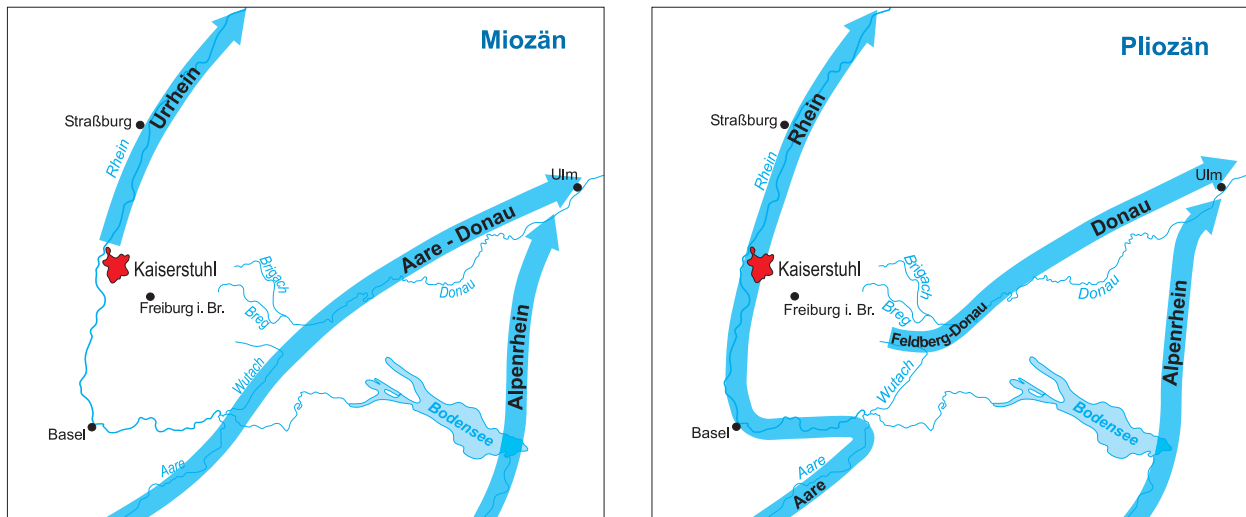


Abb. 1: Flussgeschichtliche Entwicklung von Rhein und Donau seit dem Miozän; nach VILLINGER (1986).

bot die Abdichtung. Ein bemerkenswertes Urteil, denn der Zusammenhang von Donauversinkung und Aachtopf-Schüttung war zu diesem Zeitpunkt eine bloße Vermutung und in keiner Weise nachgewiesen.

Das Urteil rief wiederum die Donau-Unterlieger auf den Plan, die bereits im Königreich Württemberg lagen. Die folgenden juristischen und verwaltungsrechtlichen Auseinandersetzungen dauern bis heute an. Sie begannen zur Zeit des Deutschen Zollvereins und zogen sich durch Kaiserreich, Weimarer Republik und Drittes Reich bis in die Bundesrepublik Deutschland. Der vorerst letzte Akt ist der mehrfach ergänzte und geänderte Staatsvertrag zwischen dem Bundesland Baden-Württemberg und dem Freistaat Bayern aus dem Jahr 1970. Gegenstand ist die Entnahme von Donauwasser unterhalb von Ulm auf bayrischem Staatsgebiet durch die baden-württembergische Landeswasserversorgung bei Ulm. Um Mindestwassermengen in der Donau zu gewährleisten, regelt der Staatsvertrag unter anderem die gegebenenfalls hierfür erforderliche Umleitung von Donauwasser vorbei an den Immendinger Versinkungsstellen.

Das Abdichtungsverbot von 1854 konnte nur nach und nach durchgesetzt werden (REINERT & POTTSCHIGMANN 1949, KÄSS 1969). Noch 1893 ließ die Fürstlich Fürstenbergische Maschinenfabrik Immendingen eine neu entstandene Versickerungsstelle abdichten. Bemerkenswerterweise setzten die badischen Behörden das Verbot gegen den Fabrikbesitzer, den Fürst zu Fürstenberg, durch. Die Abdichtung musste entfernt werden. Schließlich kam es aber infolge des Verbots im Jahr 1874

zur ersten Vollversinkung der Donau. Mit wenigen Ausnahmen trat dieses Phänomen dann in allen folgenden Jahren immer häufiger auf. Seit 1884 liegen darüber Aufzeichnungen vor. In den letzten Jahrzehnten waren es im Mittel ca. 150 Tage pro Jahr. Es wird wohl unbekannt bleiben, ob es sich dabei tatsächlich um die erste Vollversinkung gehandelt hat, die zumindest seit etwa 1700 nur durch Abdichtungsmaßnahmen verhindert worden ist, oder ob dieses Phänomen nicht schon früher aufgetreten ist.

Ab etwa 1900 traten technische Möglichkeiten ins Blickfeld der Wasserwirtschaft, die geeignet waren, dem Problem Donauversinkung Herr zu werden. Verschiedene Ansätze beschäftigten sich mit den Möglichkeiten, regelnd und bedarfsgerecht in das System einzugreifen. Eine gute Darstellung der einzelnen Planungen geben REINERT & POTTSCHIGMANN (1949). Letztlich verwirklicht wurde der Bau des Umleitungsstollens Fridingen, zusammen mit der Errichtung eines Elektrizitätskraftwerks. Das Donauwasser treibt seit 1923 die Turbinen des Kraftwerks und wird anschließend durch den Stollen unter Umgehung der Versickerungsstellen der Donau wieder zugeleitet. Die Umleitung erfolgt damit nicht mehr allein zur Verhinderung der Versinkung, sondern auch zum Betrieb des Kraftwerks. Darin besteht ein weiterer Grund für widerstreitende Interessen.

Der 1970 fertiggestellte Umleitungsstollen Immendingen sollte im Bedarfsfall bis zu 2 m³/s an den Immendinger Versickerungen vorbeileiten. Die Randbedingungen hierfür sind genau definiert (LfU 1989). Bis heute wird davon in nur geringem

Umfang Gebrauch gemacht und auch das nur, um Restwassermengen in der Donau zu gewährleisten (s. u.). Tatsächlich sind die für die Umleitung vorgesehenen Randbedingungen nie eingetreten. Mit dem seit 1923 entstandenen Netz von Abflusspegeln ist es möglich, sich dem Problem Donauversinkung quantitativ zu nähern. Es ist daher seit langem bekannt, dass der weitaus größte Teil bei Immendingen versickert. Nicht bekannt ist aber, welche Mengen bei Fridingen versickern könnten, da aus der Zeit vor der Umleitung keine Abflussmessungen vorliegen.

Ältere Arbeiten

Angesichts der Größe des Naturphänomens Donauversinkung und seiner wasserwirtschaftlichen Bedeutung ist die Anzahl der hierzu erschienenen Arbeiten klein und überschaubar (KÄSS 1969, 2000). BERZ (1928) hat in einer lesenswerten Abhandlung die Grundzüge der Grundwasserverhältnisse im Donautal erarbeitet. TÜRK (1932, 1935) hat sich der damals etwa 10 Jahre bestehenden Abflusspegel bedient, Bilanzen aufgestellt und versucht, den Mechanismus der Donauversinkung zu erklären. Das damals noch relativ neue mathematische Verfahren der kleinsten quadratischen Abweichung (Korrelationskoeffizient) hat er genutzt, um Zusammenhänge zu untersuchen. Allein die unglaubliche Anzahl seiner Berechnungen ist bewundernswürdig. Heute nicht mehr nachvollziehbar ist die Qualität der damaligen Abflussmessungen. Nachteilig ist auch die Tatsache, dass die Vollversinkungstage noch stetig zunahmten, das System in jedem Fall also noch nicht voll entwickelt war. Die damaligen Vorstellungen zur Geologie sind

außerdem längst überholt. Der bereits bei TÜRK (1932) diskutierte Mechanismus der Heberwirkung erfordert ein geschlossenes, d. h. luftdichtes Hohlraumssystem, was wenig realistisch erscheint.

Kleinere Arbeiten zum Versinkungs-Mechanismus stammen von ERB (1953) und SCHMIDT (1956). Die wichtigste Arbeit zum Thema der Markierungsversuche ist die von BATSCHKE et al. (1970). ALBIKER & MOSER (1979) haben eine kurze Zusammenfassung über stochastische Ansätze zur Donauversinkung veröffentlicht. Die zu Grunde liegende Studie, entstanden am Regierungspräsidium Freiburg, ist dort nicht mehr auffindbar. VOGELANG & VILLINGER (1987) haben die tektonische Anlage der Fließwege im Donau-Aach-System aufgezeigt.

2 Hydrogeologische Grundlagen

Entscheidend für die Donauversinkung ist die Karbonatabfolge des Oberjura, dem jüngsten Abschnitt des süddeutschen Schichtstufenlandes. Der Oberjura als Wechselfolge aus Kalkmergelsteinen und hochreinen Kalksteinen ist aufgrund seiner Klüftigkeit und insbesondere wegen seiner Verkarstung ein zwar inhomogener, aber insgesamt gut durchlässiger Grundwasserleiter mit erheblichem Speichervermögen. Einzig die basale Impressamergel-Formation (ox1) ist gering durchlässig. Sie bildet die Sohlschicht des Kluft- und Karstaquifers. Wo die Impressamergel in Lochenfazies vorliegen, werden sie ebenfalls als durchlässig betrachtet und zum Grundwasserleiter gerechnet (Tab. 1). Dies liegt an den höheren Kalk-

Tab. 1: Stratigraphische Gliederung des Oberjura auf der Westalb und im Hegau und hydrogeologische Klassifikation.

Hangende Bankkalk-Formation (ti1)		
Zementmergel-Formation (ki5)		
Liegende Bankkalk-Formation (ki4)		
Obere Felsenkalk-Formation (ki3)	Massenkalk-Formation (joM)	
Untere Felsenkalk-Formation (ki2)		
Lacunosamergel-Formation (ki1)	Obere Lochenschichten (joLOo)	Lochen- Formation (joLO)
Wohlgeschichtete Kalk-Formation (ox2)	Mittlere Lochenschichten (joLOm)	
	Untere Lochenschichten (joLOu)	
Impressamergel-Formation (ox1)		

Grundwasserleiter
 Grundwassergeringleiter



gehalten, was durch die zahlreichen, kalkig erhaltenen Kieselschwämme bedingt ist. Diese Fazies ist nördlich der Donau, zwischen Tuttlingen und Beuron verbreitet.

Von den Wohlgeschichteten Kalken aufwärts ist die gesamte Abfolge des Oberjura klüftig und verkarstet und als Grundwasserleiter anzusprechen, unabhängig von ihrer faziellen Ausprägung. Dies gilt auch für die gering mächtigen Lacunosamergel, die ganz offensichtlich vom versickerten Donauwasser auf seinem Weg zum Aachtopf durchströmt werden. Das gilt ebenso für die Zementmergel, die im Gegensatz zur mittleren und östlichen Schwäbischen Alb hier wesentlich kalkiger ausgebildet sind.

Damit sind die Vorstellungen von TÜRK (1932) nicht mehr haltbar. Er hat die Lacunosamergel (γ -Mergel bei TÜRK) als undurchlässig eingestuft, was eigentlich schon damals durch Markierungsversuche widerlegt war. Das versickerte Donauwasser durchströmt auf seinem Weg zum Aachtopf diese Abfolge, denn entgegen der Annahme von TÜRK entspringt der Aachtopf in einer deutlich höheren stratigraphischen Position (Liegende Bankkalke). Die Betrachtung der Wohlgeschichteten Kalke (β -Schicht) als ein Bündel hydraulisch durch die Mergelfugen getrennter Einzelspeicher ist zudem in keiner Weise zu belegen und auch nicht zu erwarten. Den nur wenige Zentimeter mächtigen Mergelfugen eine hydraulische Trennfunktion zuzuordnen, erscheint aus heutiger Sicht nicht wahrscheinlich.

Die Kiese der quartären Talfüllung bilden einen weiteren, zwar gering mächtigen, jedoch sehr gut durchlässigen Porengrundwasserleiter. Wo sich die Donau bis in die gering durchlässigen Impressamergel eingeschnitten hat, kann den Kiesen eine wichtige Rolle zufallen. Sie können die Unterbrechung des nördlich und südlich anstehenden Oberjura-Grundwasserleiters hydraulisch überbrücken.

In einem Längsschnitt von Geisingen bis Beuron mit der Donau als Schnittpur sind die wechselnden Lagerungsbedingungen und die daran geknüpften hydrogeologischen Verhältnisse dargestellt (s. Beil.). Bei Geisingen erreicht die Donau den Oberjura (Abb. 2). Bis Immendingen verläuft die Donau bzw. deren kiesige Talfüllung noch in den gering durchlässigen Impressamergeln, die an beiden Talhängen anstehen. Der Oberjura-Aquifer ist hier völlig durchtrennt. Sein Grundwasser dürfte von beiden Seiten der quartären Talfüllung über den Hangschutt und die den Hang begleitende Aufwitterungszone zusickern. Nur die Kiese der Talfüllung bilden hier einen Grundwasserleiter. Ab Zim-

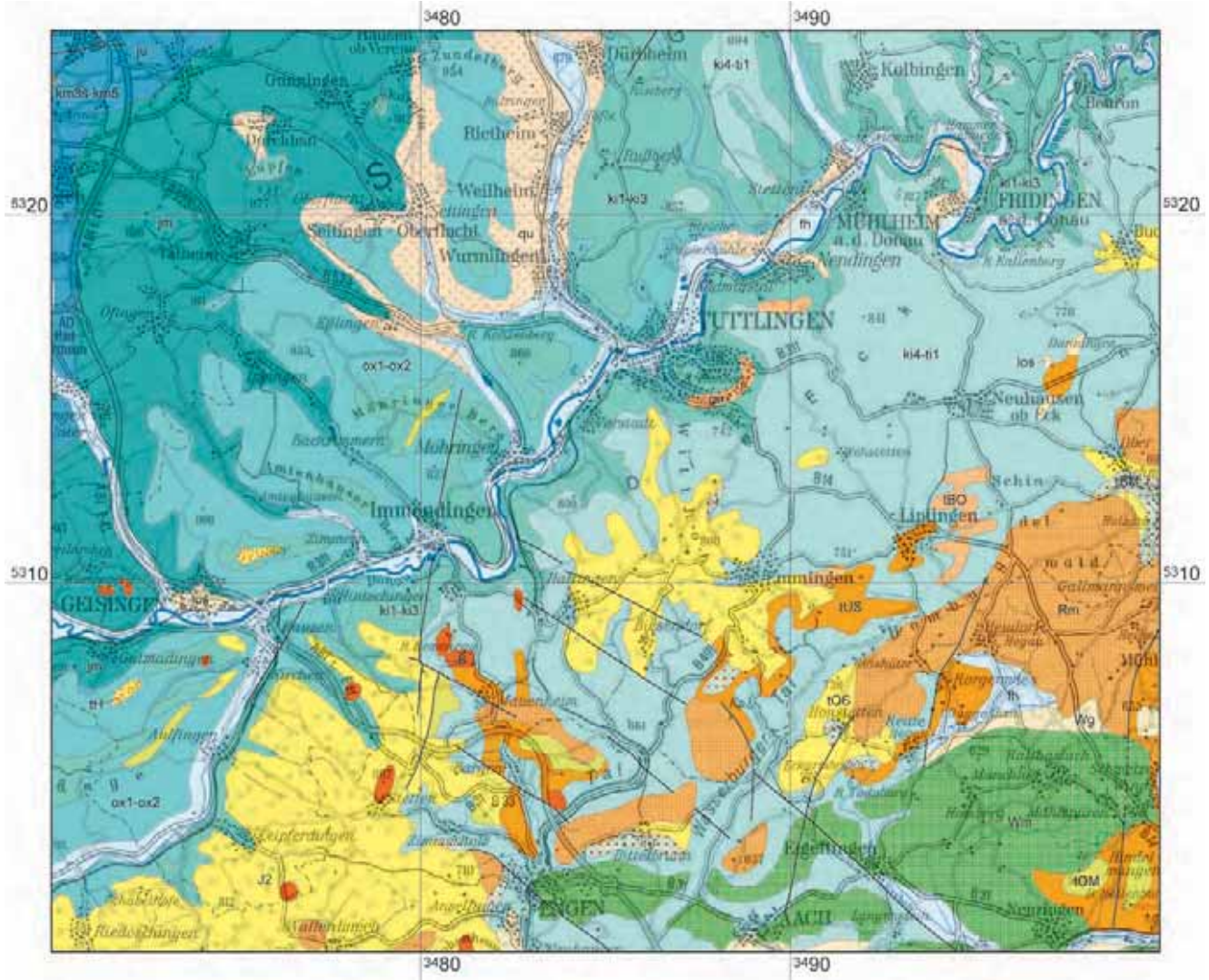
mern ist die Donau jedoch nicht mehr Vorflut für das Talgrundwasser, da dessen Grundwasserspiegel tiefer als der Donauspiegel liegt (BERZ 1928). Die Versinkungsstelle am Immendinger Wehr wirkt offensichtlich als derart starke Drainage, dass sich ein „Absenktrichter“ westlich davon in der Talfüllung ausbildet. Damit wird auch der Hinweis in der GK 25 (Bl. 8018 Möhringen, SPITZ et al. (1926)) auf „Kleinere Versickerungsstellen“ bei Zimmern verständlich, obwohl die Talfüllung dort auf Impressamergeln liegt (s. a. LfU 1980). Die Versickerungen erfolgen somit in die quartären Kiese und nicht in den Oberjura. Die versickernden Mengen scheinen durchaus beachtlich, ziehen aber kein Trockenfallen des Flussbetts nach sich.

Die Immendinger Flexur hat zur Folge, dass bis Möhringen unter der Talfüllung Wohlgeschichtete Kalke in großer Mächtigkeit anstehen. Ab hier bilden quartäre Talfüllung und Oberjura einen zusammenhängenden Grundwasserleiter (BERZ 1928). Durch die große Mächtigkeit der Wohlgeschichteten Kalke unterhalb Immendingen ist ein entsprechend großer Speicherraum vorhanden, der im Zusammenwirken mit hohen Durchlässigkeiten, bedingt durch Verkarstung, einen tief liegenden Grundwasserspiegel zur Folge hat (VOGELSANG & VILLINGER 1987). Zusammen mit der Tatsache, dass es sich um den ersten Versinkungsbereich handelt, liegt darin eine Ursache dafür, dass es sich hier um die Hauptversinkung handelt.

Zunächst stehen unterhalb Möhringen für eine kurze Strecke wieder die Impressamergel an der Basis der Talfüllung an, bevor noch vor dem Bahnhof Tuttlingen wieder Wohlgeschichtete Kalke anzutreffen sind, allerdings nur in geringer Mächtigkeit. Bis unterhalb Mühlheim an der Donau bilden Impressamergel in Lochenfazies den Festgesteinsuntergrund. Dieser Faziestyp wird als Grundwasserleiter eingestuft (s. o.). Dadurch verläuft ab hier die Basis des Oberjura-Aquifers innerhalb der Impressamergel.

Nach BERZ (1928) liegt der (gemeinsame) Grundwasserspiegel auch im Stadtgebiet von Tuttlingen und bei Ludwigstal etwas tiefer als die Donau. Ob dies für den gesamten Verlauf der Donau von Möhringen bis hinter Fridingen an der Donau zutrifft ist fraglich, da bereits nach der letzten Immendinger Versinkungsstelle im Gewann Schweinslehen das Donaubett nie trocken ist (L. WÄSCHLE, frdl. mündl. Mitt.).

Neben den Abschnitten mit den Versinkungsstellen bei Immendingen und Fridingen an der Donau wird dadurch Versickerung von Donauwasser zumindest im Bereich Tuttlingen möglich. Zum anderen kann das



Farben- und Zeicherkklärung

QUARTÄR

- Hochwassersediment (meist auf Flussschotter; lokal andere Talfüllungen) (H)
- Hangschutt (lokal Rutschmassen und andere Umlagerungssedimente) (qu)
- Lösssediment (lokal Abschwemmungen) (los)
- Würm-Schotter (Wg)
- Würm-Moränensediment (Wm)
- Riß-Moränensediment (Rm)
- Älterer Flussschotter (ga)

TERTIÄR im Oberrheingraben und Schichtstufenland

- Jungtertiärer Höhengschotter (Urdonau) (tH)
- Bahnerz-Formation (tBO)

TERTIÄR im Molassebecken

- Obere Süßwassermolasse, OSM (tOS)
- Jüngere Juranagelfuß (JZ)
- Brackwassermolasse (tBM)
- Obere Meeressmolasse (tOM)
- Untere Süßwassermolasse (tUS)

JÜNGERE MAGMATITE (Tertiär, z. T. Oberkreide)

- Basaltuff und Basalt (im weiteren Sinn) (B')

JURA

- Liegende Bankkalk-, Zementmergel- und Hangende Bankkalk-Formation (k4-k1)
- Lacunosamergel-, Untere und Obere Felsenkalk-Formation (k1-k3)
- Impressamergel- und Wohlgeschichtete Bankkalk-Formation (ox1-ox2)
- Mitteljura (Braunjura, Dogger), ungliedert (jm)
- Unterjura (Schwarzjura, Lias), ungliedert (ju)

TRIAS

- Kieselsandstein, Obere Bunte Mergel, Stubensandstein- und Knollenmergel-Formation (km3s-km5)

1 0 1 2 3 4 5 km

Abb. 2: Geologische Karte des Donau-Aach-Gebiets (Ausschnitt aus der GK 150, verändert nach VILLINGER & ZEDLER 2006).

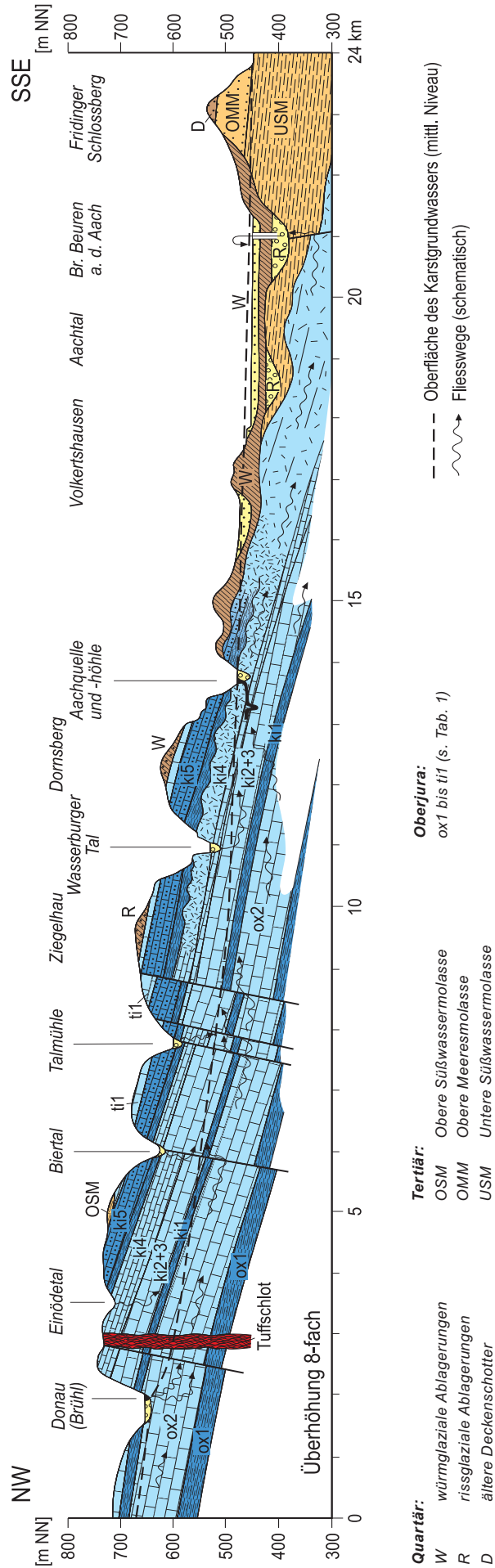


Abb. 3: Hydrogeologischer Längsschnitt von der Donau bis zur Radolfzeller Aach (verändert nach VOGELSANG & VILLINGER (1987)).

von Norden anströmende Oberjura-Grundwasser die Donau in diesen Abschnitten unterströmen. Demnach dehnt sich das Einzugsgebiet des Aachtopfs über die Donau hinaus weit nach Norden aus (HÖTZL & HUBER 1972). Effluente und influente Verhältnisse wechseln möglicherweise nicht nur räumlich, sondern auch in Abhängigkeit von den hydrologischen Zuständen. Bei Fridingen kann das mit Grundwassermessstellen belegt werden (s. u.).

Ab Tuttlingen stehen an der Basis der Talfüllung dann wiederum Wohlgeschichtete Kalke an. Etwa ab der Bärämündung folgen die Lacunosamergel. Im Bereich der Fridinger Versinkung stehen Untere Felsenkalke bzw. Unterer Massenkalk an. Die Oberfläche des Grundwassers liegt hier wieder deutlich tiefer (einige Meter) als der Donauspiegel. Der Wechsel von Infiltration und Exfiltration mit der Wasserführung der Donau lässt sich unterhalb Fridingen mit zwei Grundwassermessstellen im Oberjura beschreiben. Die GWM Fridingen-Freibad zeigt einen Wasserstand, der bei Niedrigwasser im Niveau der Donau liegt und bei Hochwasser über das Oberflächengewässer ansteigt. Die GWM Fridingen-Versickerung hat dagegen beständig einen Wasserstand tiefer als die Donau. Zwischen beiden Messstellen ist zu erwarten, dass sich ex- und infiltrierende Verhältnisse mit der Wasserführung der Donau abwechseln. Diese Messstellen zeigen auch, wie kleinräumig sich die Verhältnisse unterscheiden. Sie können daher nur generell beschrieben werden. Ein räumlich stärker diskretisiertes Bild ist auf der Basis der vorhandenen Informationen nicht möglich.

Unterhalb der Fridinger Versinkung erreicht der Grundwasserspiegel des Oberjura-Aquifers die Donau, die damit endgültig zur Vorflut wird. Auch durch Markierungsversuche ist nachgewiesen, dass die Donau hier nicht nur von Norden, sondern ebenso von Süden angeströmt wird.

Dass die Versinkungsstellen bei Immendingen die Hauptversinkungsstellen sind, wird durch die Bilanzierung der Versinkungsmengen der weiteren Flussabschnitte belegt. Dort ist die Versickerung gering (Kap. 4.2), was verschiedene Ursachen hat. Bei Vollversinkung spielen zum Einen die Verhältnisse weiter flussabwärts für die Versinkung keine Rolle mehr; bei Wasserführung der Donau unterhalb Möhringen wird zum Anderen die Aufnahmefähigkeit des Untergrundes dort schnell erreicht und die Versickerung wird rückläufig bzw. kommt zum Erliegen. Es deutet sich ferner an, dass die Lochenfazies deutlich geringere Durchlässigkeiten aufweist als die Wohlgeschichteten Kalke. Im Fall der Fridinger Versickerungsstellen ist außerdem zu berücksichtigen, dass durch den Betrieb des

dortigen Kraftwerks Donauwasser bis ca. 8,5 m³/s durch den Umleitungsstollen der Versinkung entzogen wird. Diese Situation besteht seit 1923. Aus der Zeit davor gibt es keine Daten, die es ermöglichen, die Schluckfähigkeit dieser Versickerungsstellen zu beurteilen. Die Mindestwasserführung, die von Seiten des Kraftwerksbetreibers im Donaubett belassen werden muss, beträgt 0,4 m³/s. Immer dann, wenn lediglich dieser Mindestabfluss gegeben ist, fällt das Donaubett nach den Fridinger Versickerungsstellen trocken (L. WÄSCHLE, frdl. mündl. Mitt.). Diese Beobachtung deckt sich gut mit der Bilanzierung der Versickerungsrate zwischen Möhringen und Fridingen (s. u.).

3 Abflussmessungen

Seit den 1920er-Jahren gibt es im Bereich der Donauversinkung ein Pegelnetz, das es erlaubt, die Versickerung quantitativen Betrachtungen zu unterziehen. Betreiber dieser Pegel ist heute die Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg (LUBW) in Karlsruhe. Die prinzipielle Vorgehensweise ist seit Beginn der Messungen unverändert. Ein gemessener Wasserstand muss in einen Durchfluss umgerechnet werden (W-Q-Beziehung). Dieser scheinbar einfache Zusammenhang ist in der Praxis ein aufwändiges Verfahren, das pegelspezifisch umgesetzt werden muss. So müssen für unterschiedliche Randbedingungen (z. B. Durchflussmenge, Verkräutung, Wasserstand) unterschiedliche Abflusskurven aufgestellt und zeitlich variabel eingesetzt werden. Grundlage hierfür ist die „Arbeitsanleitung Pegel- und Datendienst Baden-Württemberg – Vom Wasserstand zum Durchfluss“ der LUBW.

Auf diese Weise werden stündliche Wasserstandsdaten in Durchflussraten umgewandelt und diese tageweise gemittelt. Bezüglich der Abflussdaten ist verschiedenes zu berücksichtigen. Die einzelnen Pegel wurden seit ihrer Errichtung mehrfach umgebaut. Außerdem sind ihre Daten in Abhängigkeit von der Wasserführung von unterschiedlicher Qualität (Tab. 2; LUBW 2007). Das hat auch damit zu tun, dass die Pegel primär als Niedrigwasserspiegel ausgelegt sind, da hier das eigentliche wasserwirtschaftliche Problem angesiedelt ist (Abb. 7 u. 8). Bei allen Auswertungen müssen diese Randbedingungen berücksichtigt werden, insbesondere bei sehr detaillierten Untersuchungen.

Kurz unterhalb der Einmündung der Aitrach in die Donau steht der Pegel Kirchen-Hausen. Hier wird der Donauabfluss oberhalb der Versinkung gemessen. Hinzu kommen noch die Abflüsse des

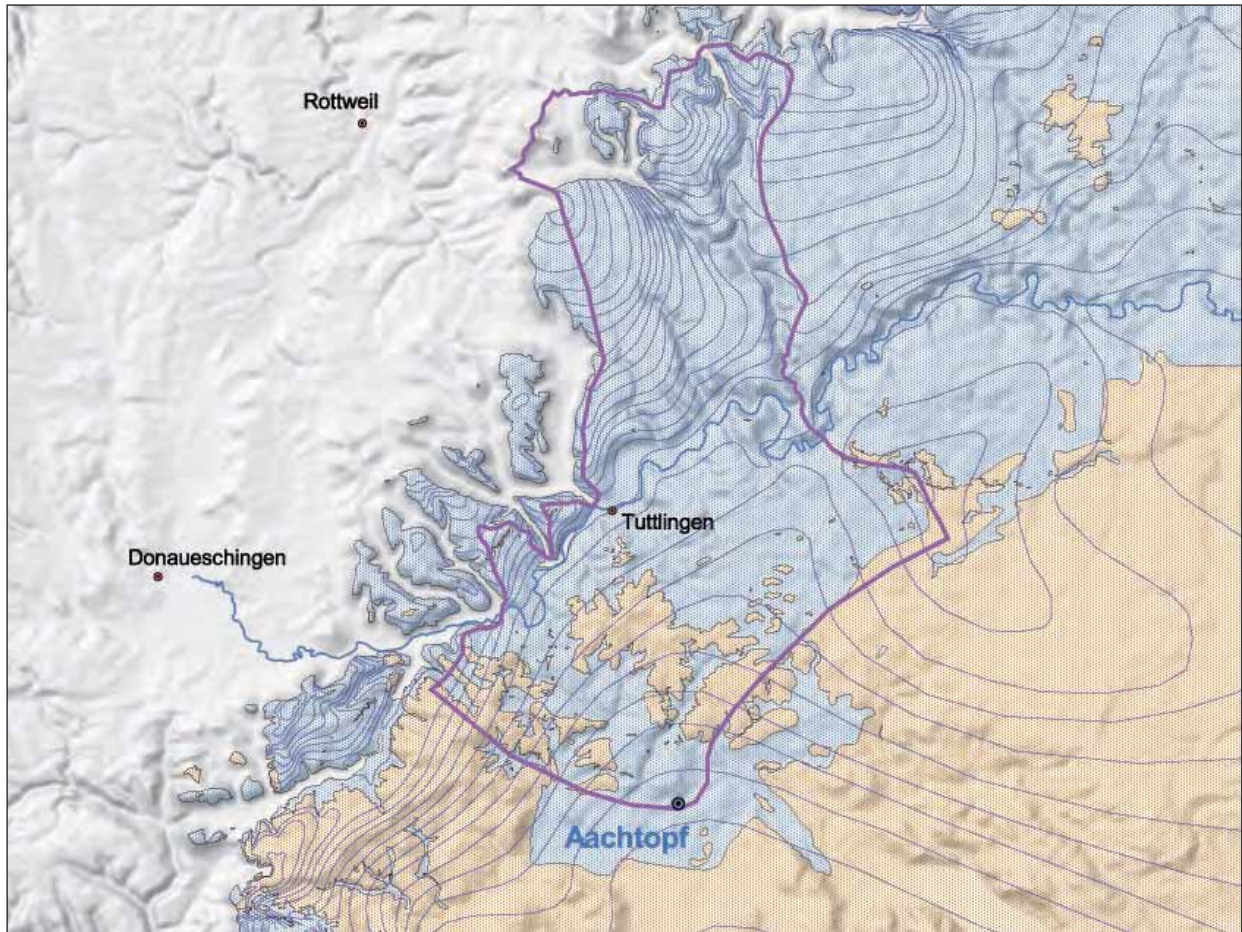


Abb. 4: Einzugsgebiet des Aachtopfs (violett umrandet) im Verbreitungsgebiet des Oberjura (blau) und seiner Tertiärüberdeckung (gelb). Die Abgrenzung basiert auf Markierungsversuchen, die in der Literatur ausführlich dokumentiert sind (BATSCHKE et al. 1970, VOGELSANG & VILLINGER 1987, WERNER 1998 für das Einzugsgebiet südlich der Donau; für den nördlichen Teil s. MÜNZIUNG (1994) und FRANZ (1995a, b).

Nördlich der Donau muss der Bereich des Oberjura zum Einzugsgebiet gerechnet werden, der direkt in Richtung Donau entwässert. Bereiche, die zu Nebenflüssen hin entwässern, gehören zum großen Einzugsgebiet der Donau, deren Wasserverluste an den Untergrund über die Versickerungsbilanz berücksichtigt werden. Östlich Rottweil ist ein Bereich dem Einzugsgebiet zugeschlagen, das außerhalb der Aquiferverbreitung (Oberjura) liegt. Dies erfolgt aus Gründen der Wasserhaushaltsbilanz. Oberflächenabfluss aus diesem Bereich schlägt beim Bära-Pegel zu Buche. Die Grundwasserneubildung im Einzugsgebiet dieses Pegels fließt zu einem großen Teil über die Bära ab. Um den verbleibenden unterirdischen Abstrom abschätzen zu können, muss das gesamte Einzugsgebiet des Pegels berücksichtigt werden.

Amtenhauser Talbachs und des Weißenbachs, die bei Zimmern bzw. Immendingen in die Donau münden. Für beide Donau-Zubringer bestanden Abflusspegel nur über wenige Jahre. Ihr Beitrag zum Donauabfluss ist diesen Daten zufolge vernachlässigbar gering (Tab. 3). Der Pegel Kirchen-Hausen wurde in den letzten Jahrzehnten mehrfach umgebaut. Die Datenqualität wurde dabei sukzessive verbessert (Tab. 2). Seit 1993 sollten hier belastbare Daten zu erwarten sein, unabhängig von der Wasserführung.

Die ersten Versickerungen werden bereits bei Zimmern beobachtet. Einigen Aufschluss über diesen Flussabschnitt gibt ein Pegel in Zimmern, der heute nicht mehr existiert. Daten dieses Pegels

sind im „Jahrbuch des Hydrographischen Bureaus“ (1922 – 1923) publiziert. Ein weiterer Pegel bestand in Immendingen. Dessen Lage lässt allerdings vermuten, dass mit ihm schon Versickerungsstellen im Bereich der Wehrwaage erfasst wurden. Mit den für das Jahr 1923 publizierten Daten kann der gesamte Flussabschnitt zwischen Kirchen-Hausen und Immendingen etwas näher beleuchtet werden.

Die Immendinger Versickerungsstellen beginnen bereits oberhalb der Wehrwaage. Bis in das Gewann Schweinslehen finden sich weitere Versickerungen. Im Gewann Brühl bildet die Donau einen ausgeprägten Prallhang. Hier findet neben der Wehrwaage die Hauptversickerung statt. Zwi-

schen Wehrwaage und Brühl befindet sich das Einleitungsbauwerk für den Umleitungsstollen Im-mendingen. Der Stollen kann somit die Versinkung keinesfalls vollständig verhindern. Die Wiederein-leitung in die Donau erfolgt noch vor Möhringen.

Bei Möhringen mündet der Krähenbach in die Donau. Sein Abfluss wird mit einem eigenen Pegel gemessen. Kurz nach der Mündung misst der Pegel Möhringen-Espenbrücke den Donauabfluss unterhalb der Im-mendinger Versinkung. Der Pegel

besteht in seiner jetzigen Bauweise seit 1973. Hier sind bei Niedrig- und Mittelwasser gute Abfluss-daten zu erwarten, während bei Hochwasser mit großen Unsicherheiten zu rechnen ist (Tab. 2).

Möhringen-Espenbrücke ist gleichzeitig der Zu-strompegel für die nachfolgenden Versickerungen, wobei weitere Donauzubringer berücksichtigt werden müssen. In Tuttlingen mündet die Elta in die Donau, in Fridingen die Bära. Beide Zuflüsse wer-den mit eigenen Pegeln gemessen. Unmittelbar

Tab. 2: Die Abflusspegel an Donau und Aach: Beurteilung der Datenqualität in Abhängigkeit von Wasserführung und Ausbau-zustand (LUBW 2007).

Beurteilung der Qualität der W-/Q-Beziehung							
	PNR 194 Möhringen-Esp. 1974 – 2002 W-/Q- Umrechnung	PNR 168 Beuron 1974 – 2002 W-/Q- Umrechnung	PNR 105 Kirchen-Hausen 1974 – 1985 W-/Q- Umrechnung	PNR 105 Kirchen-Hausen 1986 – 1992 W-/Q- Umrechnung	PNR 105 Kirchen-Hausen 1993 – 2002 W-/Q- Umrechnung	PNR 9900312 Aach (Add.) 1974 – 1983 keine W-Q-Beziehung	PNR 9900312 Aach (Add.) 1984 – 7/2002 keine W-Q-Beziehung
NQ	0,008 m³/s	0,273 m³/s	1,50 m³/s	1,49 m³/s	1,44 m³/s	2,23 m³/s	1,38 m³/s
NW	12 cm	30 cm	36 cm	35 cm	39 cm	Additionspegel, kein W	Additionspegel, kein W
MNQ	0,068 m³/s	0,804 m³/s	2,13 m³/s	2,17 m³/s	2,52 m³/s	3,19 m³/s	3,33 m³/s
Unsicherheit bei MNQ	± 3 % Messtoleranz	± 3 % Messtoleranz	± 10 %	± 5 %	± 3 % Messtoleranz	10 – 20 %	5 – 10 %
MNW	18 cm	41 cm	45 cm	41 cm	49 cm	Additionspegel, kein W	Additionspegel, kein W
Unsicherheit bei MNW	± 3 % Messtoleranz	± 3 % Messtoleranz	± 10 %	± 5 %	± 3 % Messtoleranz	entfällt	entfällt
MQ	9,72 m³/s	13,1 m³/s	13,6 m³/s	13,0 m³/s	14,0 m³/s	7,36 m³/s	7,32 m³/s
Unsicherheit bei MQ	± 5 %	± 3 % Messtoleranz	± 25 %	± 10 %	± 3 % Messtoleranz	10 – 20 %	5 – 10 %
MW	82 cm	97 cm	97 cm	88 cm	95 cm	Additionspegel, kein W	Additionspegel, kein W
Unsicherheit bei MW	± 5 %	± 3 % Messtoleranz	± 25 %	± 10 %	± 3 % Messtoleranz	entfällt	entfällt
MHQ	163 m³/s	172 m³/s	150 m³/s	188 m³/s	149 m³/s	18,1 m³/s	17,6 m³/s
Unsicherheit bei HQ	± 20 %	± 5 %	± 5 %	± 5 %	± 5 %	10 – 20 %	5 – 10 %
MHW	284 cm	291 cm	299 cm	325 cm	296 cm	Additionspegel, kein W	Additionspegel, kein W
Unsicherheit bei MHW	± 20 %	± 3 % Messtoleranz	± 5 %	± 5 %	± 5 %	entfällt	entfällt
HHQ	343 m³/s	430 m³/s	250 m³/s	359 m³/s	300 m³/s	21,4 m³/s	25,5 m³/s
HHW	401 cm	448 cm	367 cm	429 cm	396 cm	Additionspegel, kein W	Additionspegel, kein W

Legende

- Umrechnung von W in Q im Rahmen der Messtoleranz: *sehr gut*
- Umrechnung von W in Q mit geringen Unsicherheiten: *gut*
- Umrechnung von W in Q mit vertretbaren Unsicherheiten: *befriedigend*
- Umrechnung von W in Q mit relativ großen Unsicherheiten: *unbefriedigend*



nach der Bärämündung befindet sich das Fridinger Wehr. Es staut die Donau auf und ermöglicht so die Ableitung des Donauwassers zum Fridinger Kraftwerk. Die Zuleitung erfolgt über einen Kanal parallel zur Bära. Vom Kraftwerk aus gelangt das Wasser durch den Fridinger Umleitungsstollen unter Umgehung der dortigen Versickerungsstellen wieder in die Donau.

Das Fridinger Wehr ist mit einem Umgehungsgerinne ausgestattet, das es ermöglicht, die wasserrechtlich festgelegte Restwassermenge im Donauebett unterhalb des Wehrs zu belassen. Die Fridinger Versickerungen befinden sich unterhalb der Ortschaft. Wie bei Immendingen-Brühl liegen sie auch hier in einer nach Süden ausgreifenden Donauschleife, d.h. im Bereich eines Prallhangs. Erst unterhalb von Beuron wird mit einem Pegel der Donauabfluss nach den Versickerungen von Fridingen gemessen. Die Lage ist nicht optimal, da die Donau an dieser Stelle bereits seit mehreren Kilometern Vorflut ist und daher Grundwasser in unbekanntem Umfang aufnimmt. Der Pegel besteht in seiner heutigen Form seit 1972

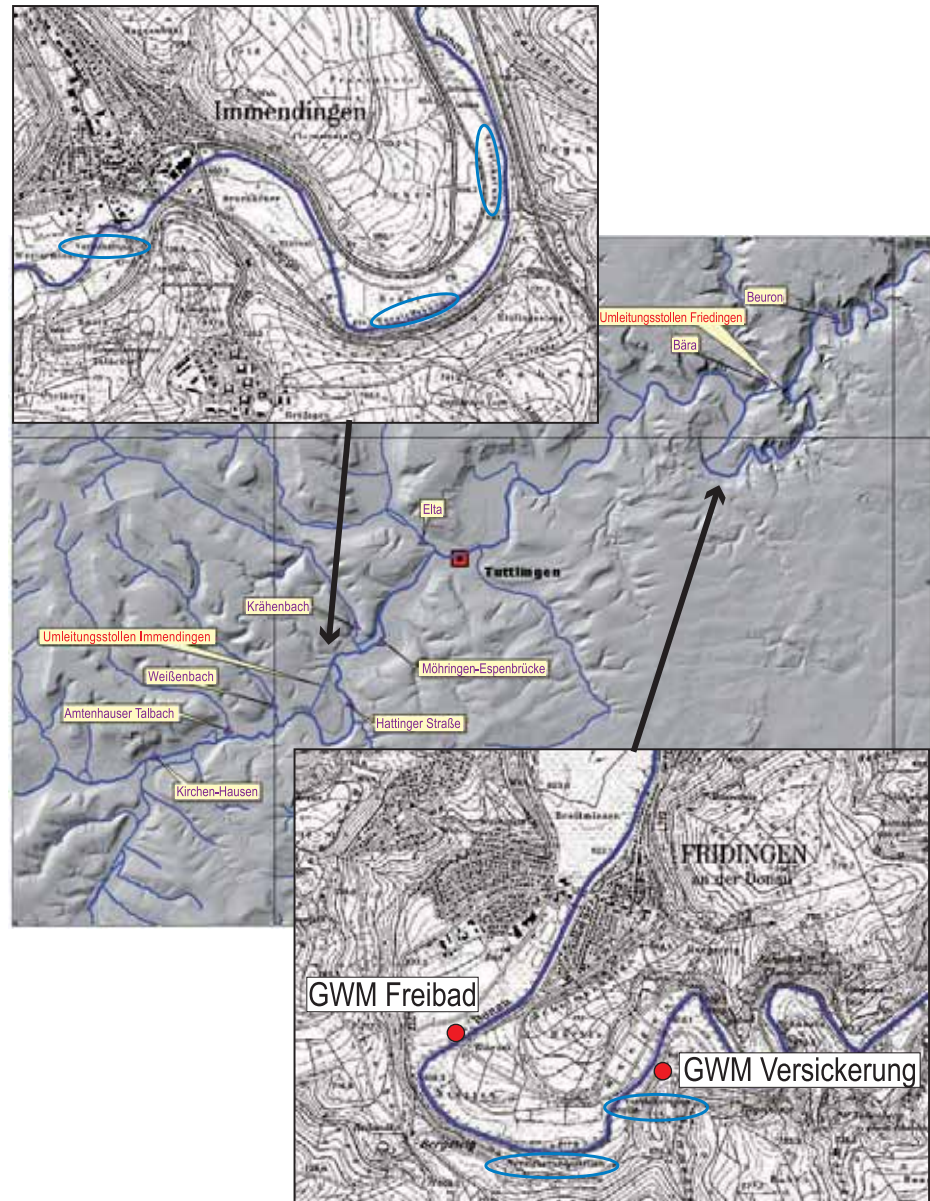


Abb. 5: Lage der Pegel, Umleitungsstollen und Versickerungsstellen.

und liefert unabhängig von der Wasserführung zuverlässige Daten.

Pegel (fett = Donaupegel)	MQ 01.11.1973 – 31.10.2002 [m³/s]	Anmerkung
Kirchen-Hausen	13,832	
Amtenhauser Talbach	(0,154)	01.11.1991 – 31.10.1998
Weißbach	(0,132)	01.11.1989 – 31.10.1996
Krähenbach	0,305	
Möhringen-Espenbrücke	9,611	
Eita	0,929	
Bära	1,710	
Beuron	13,105	

Tab. 3: Abflusspegel der LUBW im Bereich der Donauversinkung.

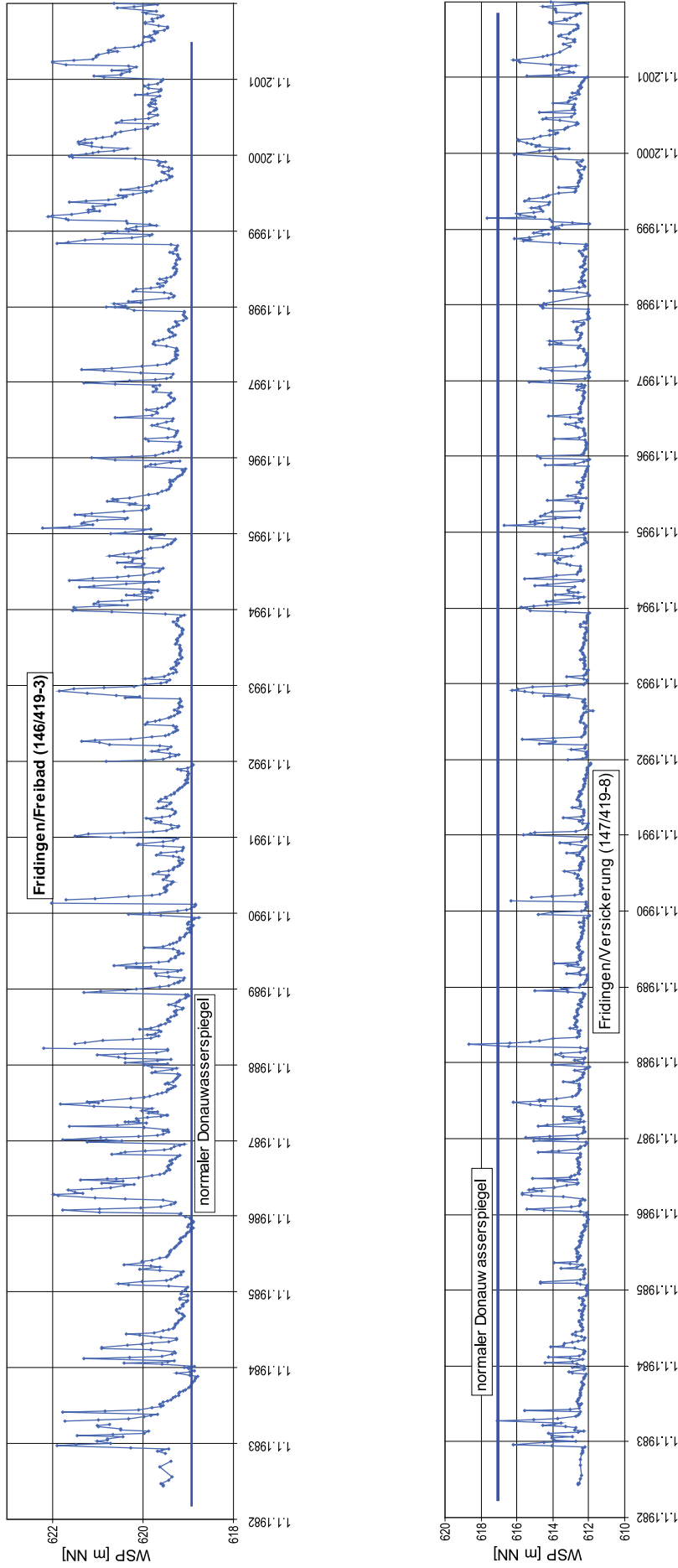


Abb. 6: Grundwasserganglinien im Bereich der Fridinger Versickerung. Im Bereich der Messstelle „Freibad“ ist die Donau beständig Vorflut. Die Schwankungen des Grundwasserspiegels übersteigen die der Donau, so dass sie als Druckschwankungen interpretiert werden müssen, die durch die Grundwasserneubildung im Einzugsgebiet ausgelöst werden. Im Bereich der Messstelle „Versickerung“ schwebt die Donau quasi kontinuierlich über dem Grundwasser. Dazwischen wird es Bereiche geben, in denen sich in- und effluente Verhältnisse zeitlich abwechseln.



Das für die Untersuchung der Donauversinkung heute vorhandene Pegelnetz ist in Tab. 3 zusammengestellt. Im Rahmen dieser Arbeit wurde der Zeitraum 01.11.1973 bis 31.10.2002 ausgewertet. Dies erfolgte auf der Basis von mittleren Tagesabflüssen. Für die Berechnung der Versinkung bei Immendingen wurde die Differenz zwischen den Pegeln Möhringen-Espenbrücke (abzüglich Krähenbach) und dem Pegel Kirchen-Hausen ge-

bildet (dadurch erhält die Versickerungsrate ein negatives Vorzeichen, wodurch sie in Zeitreihen anschaulich nach unten aufgetragen wird). Amtenhauser Talbach und Weißenbach wurden mangels Daten nicht berücksichtigt. Der Abfluss der beiden Bäche bildet allerdings keinen wesentlichen Beitrag zur Wasserführung der Donau (Mq zusammen ca. 0,3 m³/s, Tab. 3). Entsprechend wurde für den Abschnitt Möhringen – Fridingen verfahren.

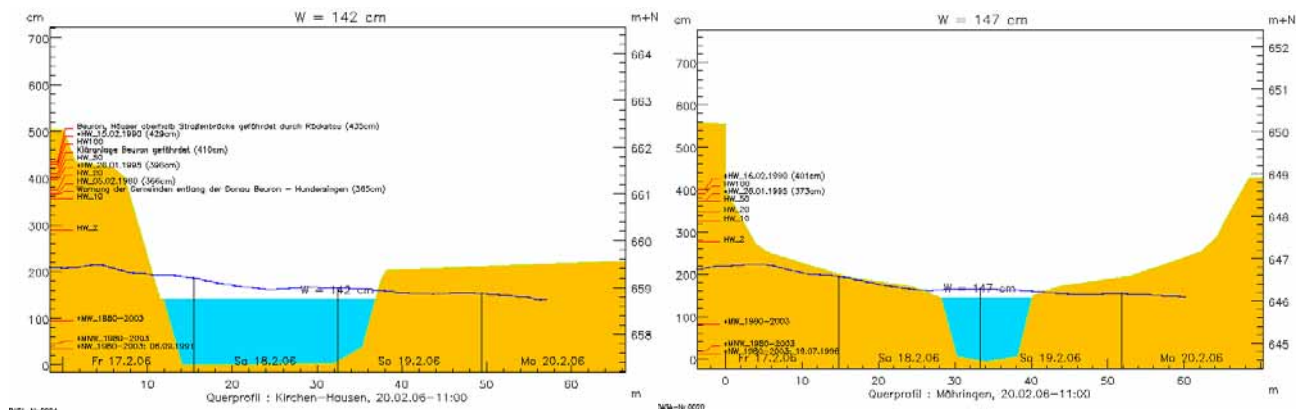
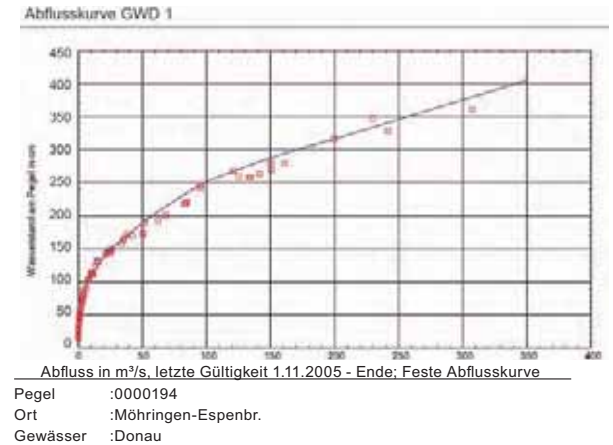
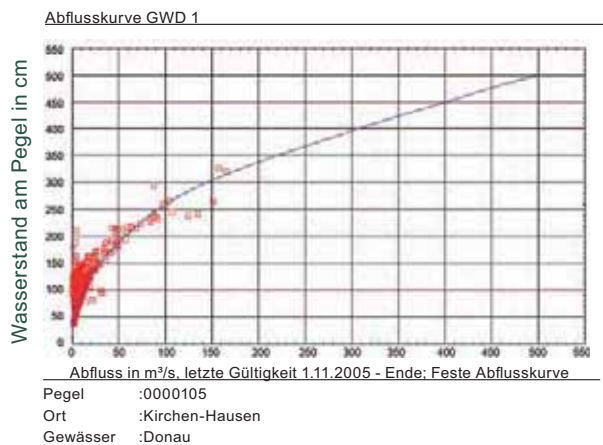


Abb. 7: Pegel Kirchen-Hausen (links) und Möhringen-Espenbrücke (rechts). Im Querschnitt wird deren Konzeption als Niedrigwasser-Pegel deutlich. Für jeden Pegel existieren verschiedene Abflusskurven. Jeweils ein Beispiel ist in der Mitte dargestellt.



Abb. 8: Pegel Beuron bei unterschiedlichen Wasserführungen. Nur bei Niedrigwasser erfolgt der Abfluss ausschließlich über den definierten Gerinnequerschnitt. Gleiches gilt für alle anderen Donaupegel auch.

Vom Pegel Beuron wurden die Abflüsse der Pegel Möhringen-Espenbrücke, Elta und Bära subtrahiert. Die unbefriedigende Datenqualität des Pegels Möhringen-Espenbrücke bei Hochwasser wirkt sich bei der Bilanzierung sowohl der Immendinger als auch der Fridinger Versickerung aus. Bezüglich der Immendinger Versickerung ergeben sich weitere Unsicherheiten auf Grund der bis 1985 schlechten Datenqualität des Pegels Kirchen-Hausen im Niedrig- und vor allem im Mittelwasserbereich.

Für die Betrachtung des Zusammenhangs von Donauversinkung und Aachtopf-Schüttung konnte auf die Abflussmessungen des Pegels in Aach zurückgegriffen werden, der als sogenannter Niedrigwasserpegel seit 1983 besteht und belastbare Daten liefern sollte. Der davor betriebene Pegel im alten Aachbett brachte dagegen aus verschiedenen Gründen (Verkrautung, wenige Flügelmessungen) weniger genaue Abflusswerte (Tab. 2). Für diese Abflusswerte musste zudem der Kraftwerkskanal berücksichtigt werden. Hierzu wurden bis vor kurzem der am Niedrigwasserpegel gemessene Abfluss und der vom Kraftwerk genutzte Durchfluss addiert (die Einmündung des Kraftwerkskanals in die Aach erfolgt unterhalb des Pegels). Was sich nachteilig auf die Daten auswirkt, ist die Tatsache, dass am Kraftwerk nur einmal täglich der Durchfluss gemessen wurde. Die Korrelation der so ermittelten Aachtopf-Schüttung, d.h. der Daten dieses sogenannten Additions-Pegels Aach, mit dem sehr zuverlässig messenden Aach-Pegel Rielasingen ist sehr gut ($r = 0,94$). Daher werden die vorliegenden Abflussdaten für den Aachtopf insgesamt als zuverlässig eingestuft. Inzwischen steht ein neuer Ultraschallpegel unterhalb der Einmündung des Kraftwerkskanals und liefert zuverlässige Daten, ohne dass eine Addition noch erforderlich wäre.

Die verschiedenen Donauzubringer (Tab. 3) haben Abflüsse, die um 1 – 2 Größenordnungen kleiner sind als die der Donau. Auf eine Prüfung der dort erreichbaren Datenqualität wurde verzichtet.

Ein weiterer wichtiger Pegel ist der Pegel Möhringen-Hattinger Straße. Er liegt unterhalb der letzten Immendinger Versinkungsstelle und noch vor der Einmündung des Krähenbachs bzw. dem Pegel Möhringen-Espenbrücke. Der Pegel besteht seit 1924 und dient primär der Registrierung der Vollversinkungstage. Ein Tag gilt dann als Vollversinkungstag, wenn über die gesamten 24 Stunden kein Abfluss erfolgt ist (O. LIESICKI, frdl. mdl. Mitt.). Für die Zeit von 1884 – 1924 bestehen Aufzeichnungen, die auch verschiedentlich publiziert sind (z. B. TÜRK 1932, 1935). Auch danach wurden Daten im jeweiligen Jahrbuch des Hydrographischen Bureaus publiziert (bis einschließlich 1936). Im Anhang sind die Daten zusammengestellt.

4 Bilanzierung der Versickerungsraten

4.1 Grundlagen

Die Versickerungsraten wurden als Differenzen zwischen dem jeweiligen Pegel unterhalb und dem oberhalb des zu untersuchenden Abschnitts berechnet. Alle wesentlichen Donauzubringer konnten dabei einbezogen werden, da deren Abflussdaten vorliegen. Datenausfälle an einem einzelnen Pegel wurden dahingehend berücksichtigt, dass für den entsprechenden Tag keine Versickerungsraten berechnet wurde.



Diese Vorgehensweise führt zu einer Feststellung, die schon TÜRK (1932) gemacht hat und über deren Ursache unterschiedliche Auffassungen bestehen (ERB 1953, SCHMIDT 1956). Bei größerer Wasserführung der Donau nimmt die Versickerung ab und kommt teilweise sogar völlig zum Erliegen (Abb. 9 u. 10). Dies lässt sich bei jedem Hochwasserereignis beobachten und es tritt bei der Immendinger wie auch bei der Fridinger Versickerung auf. Primär ist zu fragen, ob dieses Phänomen tatsächlich existiert, oder ob es sich um einen messtechnischen Artefakt handelt, der durch unzutreffende Abflussdaten erzeugt wird.

bei Hochwasser zuverlässige Daten (Tab. 2). Der Pegel Möhringen-Espenbrücke dagegen nicht. Mit der Annahme zu hoher Werte am Pegel Möhringen-Espenbrücke ließe sich der Rückgang der Versickerung bei Immendingen als Artefakt klassifizieren. Da dieser Pegel aber gleichzeitig der Zuflusspegel für die Fridinger Versickerung ist, würde das Phänomen der abnehmenden Versickerung in diesem Bereich noch ausgeprägter.

Von den drei für die Bilanzierung relevanten Donaupegeln liefern Beuron und Kirchen-Hausen auch

Lässt man den Pegel Möhringen-Espenbrücke unberücksichtigt und bilanziert die gesamte Versickerung zwischen Immendingen und Fridingen, nutzt man hierzu ausschließlich Abflussdaten, die zuverlässig sein sollten (Pegel Kirchen-Hausen und Beuron; Tab. 2). Rückläufige Versickerung bei Hochwasser und zeitweise Vorflutfunktion der Do-

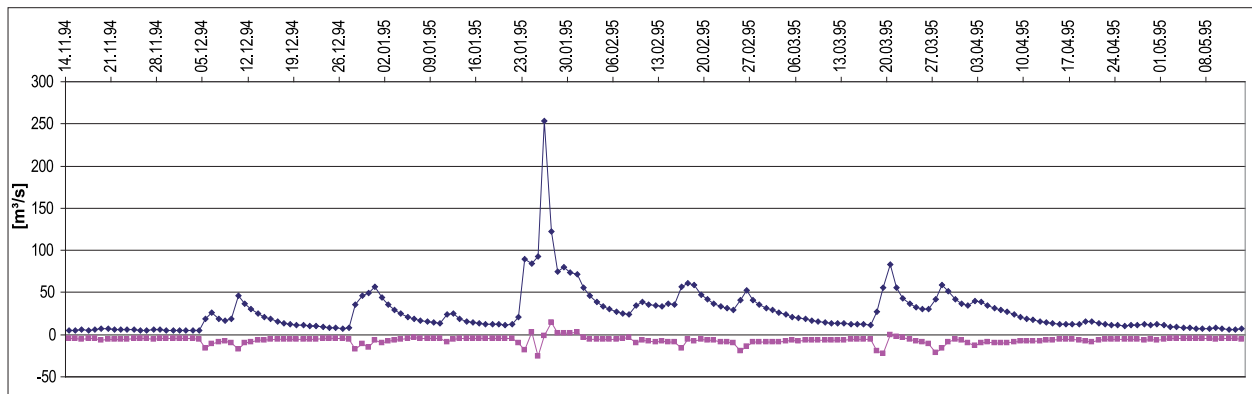


Abb. 9: Ganglinie von Donauabfluss (Kirchen-Hausen, oben) und Versickerung (unten): auffällig ist der Rückgang der Versickerung noch bevor eine Hochwasserwelle durchgelaufen ist (beispielhaft hier am Zeitraum 11/1994 bis 5/1995 dargestellt). Dieses Phänomen ist bei jedem beliebigen Abflussereignis zu beobachten. Die oben dargestellte Ganglinie stammt aus einem Zeitraum, für den Abflussdaten auch der Donauzubringer Amtenhauser Talbach und Weißenbach vorliegen, mithin alle relevanten Messgrößen berücksichtigt werden können.

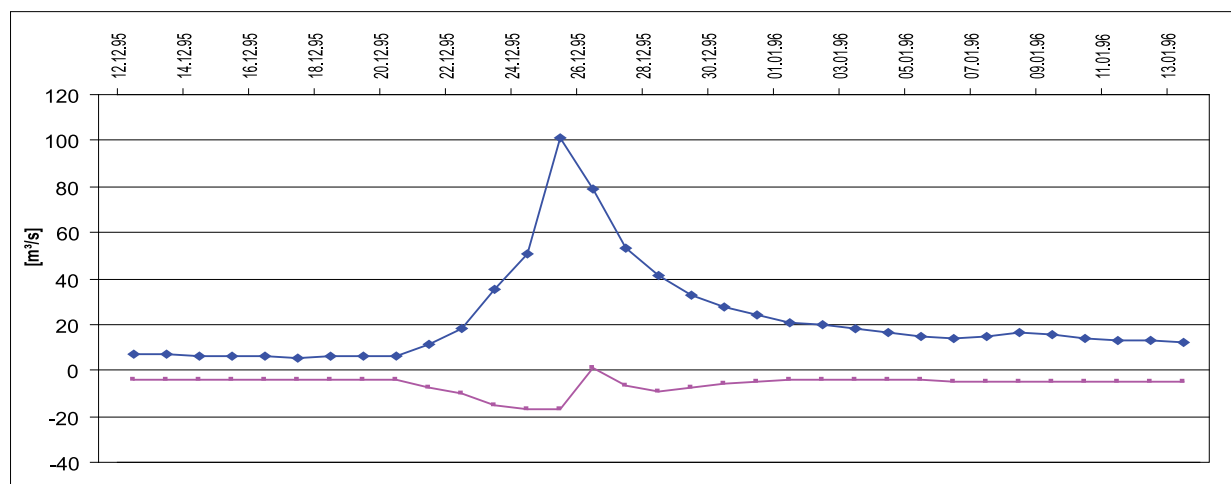


Abb. 10: Donauabfluss (oben) vor Immendingen und Versickerung (unten) während eines einzelnen Hochwasserereignisses. Die nach unten aufgetragene Versickerungsrate (negatives Vorzeichen) erreicht kurzzeitig Werte größer Null (positives Vorzeichen), was bedeutet, dass die Versickerung zum Erliegen kommt.

Tab. 4: Mittlere monatliche Abflüsse und daraus berechnete Versickerungsraten zwischen Kirchen-Hausen und Möhringen (ohne Amtenhauser Talbach, Weißen- und Krähenbach). Versickerungen (negatives Vorzeichen) sind orange hinterlegt.

1923	Mittlerer Monatsabfluss (in m³/s)				Berechnete Versickerungsrate (in m³/s)		
	Kirchen-H.	Zimmern	Immend.	M.-Esenbr.	Zimmern – Kirchen-H.	Immend. – Zimmern	M.-Esenbr. – Immend.
Januar	20,56	17,22	19,22	14,21	- 3,34	(2,00)	- 5,01
Februar	18,39	15,39	18,37	13,93	- 3,00	(2,98)	- 4,44
März	20,36	15,90	18,61	12,04	- 4,46	(2,71)	- 6,57
April	13,98	12,38	12,54	5,19	- 1,60	(0,16)	- 7,35
Mai	9,12	6,60	5,50	0,04	- 2,52	- 1,10	- 5,46
Juni	15,35	11,93	9,23	0,76	- 3,42	- 2,70	- 8,47
Juli	6,55	4,61	3,47	0,00	- 1,94	- 1,14	- 3,47
August	4,90	3,48	2,04	0,00	- 1,42	- 1,44	- 2,04
September	4,60	3,77	3,00	0,00	- 0,83	- 0,77	- 3,00
Oktober	15,74	11,01	13,98	6,82	- 4,73	(2,97)	- 7,16
November	20,20	15,22	21,48	15,22	- 4,98	(6,26)	- 6,26
Dezember	18,75	12,38	16,74	12,75	- 6,37	(4,36)	- 3,99
Mittelwerte	14,04	10,82	12,02	6,75	- 3,22	- 1,43	- 5,27

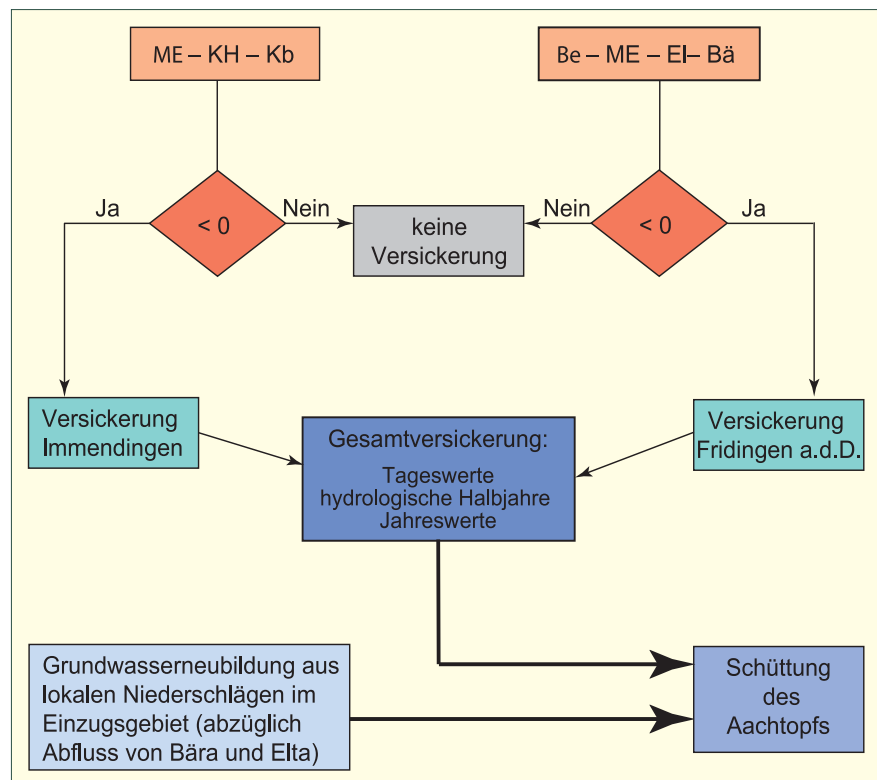
nau treten aber auch dann auf, obwohl das Berechnungsergebnis zu klein ist, weil die tatsächliche Versickerung bei Immendingen nicht berücksichtigt wird. Das Phänomen scheint folglich real zu sein.

Es zeigt sich somit, dass die Versinkung kein konstanter Vorgang ist, sondern von wechselnden Randbedingungen beeinflusst wird. Für alle Bilanz-

zierungen, aber auch für die Untersuchung der Zusammenhänge mit der Aachtopf-Schüttung, muss dies berücksichtigt werden. In Abb. 11 ist schematisch dargestellt, wie die Abflussdaten in die Bilanzierung eingeflossen sind.

Abb. 11: Schemadarstellung zur Bilanzierung der Versickerung und der Aachtopf-Schüttung. Die Abflusspegel der Donau (D) und ihrer Zubringer:

- KH** Kirchen-Hausen (D)
- ME** Möhringen-Esenbrücke (D)
- Kb** Krähenbach
- EI** Elta
- Bä** Bära
- Be** Beuron (D)





4.2 Abschnitt Kirchen-Hausen – Möhringen

Die wesentlichen Abflusspegel für diesen Abschnitt sind die Pegel Kirchen-Hausen und Möhringen-Espenbrücke. Auf der Basis langjähriger Mittelwerte (1973 – 2002, Tab. 3) und unter Berücksichtigung des Krähenbachs errechnet sich eine mittlere Versickerungsrate von 4,526 m³/s.

Bei näherer Betrachtung der Datenreihe zeigt sich, dass kurzfristig der Abfluss am Pegel Möhringen-Espenbrücke größer ist als der Zufluss vor den Versinkungsstellen. Dies wird beispielhaft mit einer Ganglinie vom Winter 1994/1995 verdeutlicht (Abb. 9 u. 10). Diese Feststellung haben bereits

andere Autoren gemacht (Türk 1932, 1935; ERB 1953). Für die Bilanzierung der Versinkung ist zu berücksichtigen, dass zu diesen Zeiten keine Versinkung stattfindet. Alle entsprechenden Werte (bei der hier gewählten Differenzenbildung diejenigen mit positivem Vorzeichen) müssen auf Null gesetzt werden. Die tatsächliche langjährige Versickerungsrate beträgt demnach 4,682 m³/s. Ereignisbezogen kann die Versickerungsrate deutlich größer sein.

Für alle Bilanzbetrachtungen kann der Donau-Umleitungsstollen bei Immendingen außer Acht gelassen werden. Das Einleitungsbauwerk des Immendinger Stollens liegt stromab vom Pegel Kirchen-Hausen, wo der Zufluss zu den Versinkungsstellen gemessen wird. Die Ausleitung erfolgt noch

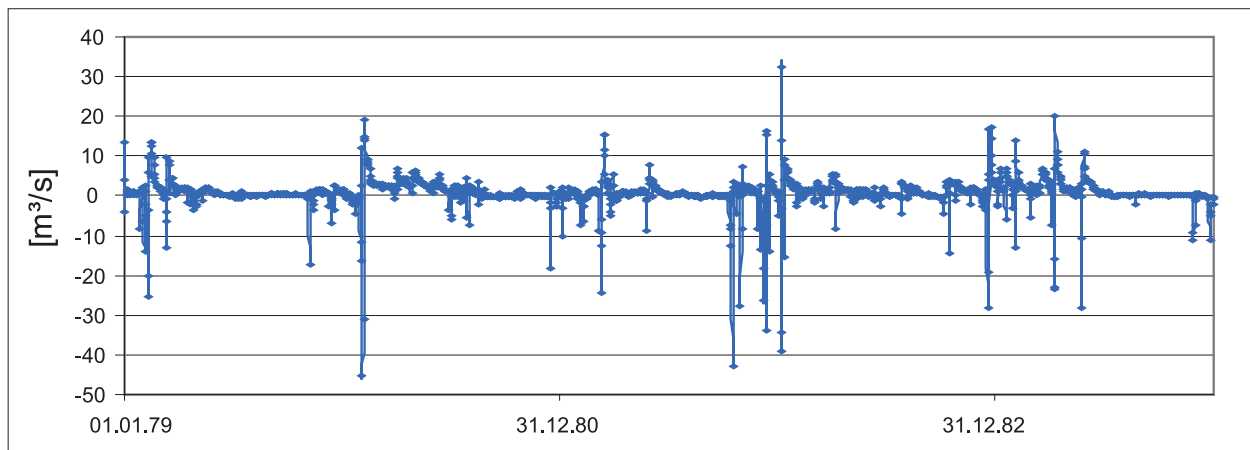


Abb. 12: Bilanzierung der Zu- und Abflüsse zwischen Möhringen und Fridingen am Beispiel der Jahre 1978 – 1983. Negative Werte bedeuten Versickerung, positive eine Vorflutfunktion der Donau.

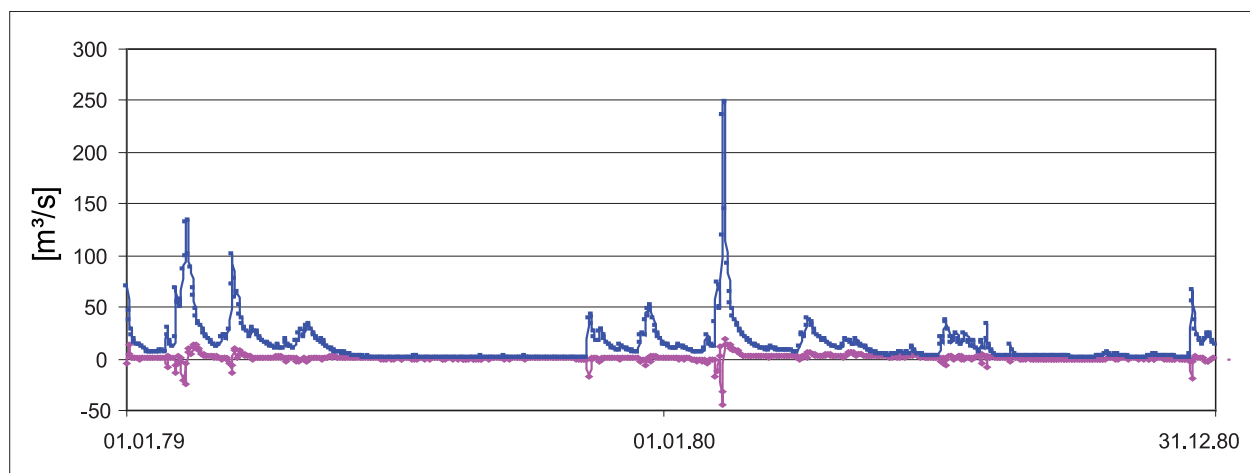


Abb. 13: Wie bei der Immendinger Versickerung hat auch bei Fridingen ein Donauhochwasser zur Folge, dass die nach unten aufgetragene Versickerung zunächst zunimmt, dann aber zum Erliegen (positive Werte) kommt und verstärkt Grundwasser in die Donau übertritt.

vor Möhringen-Espenbrücke, wo der Donau-Abfluss nach der Versinkung registriert wird. Mögliche Umleitungsmengen werden den Pegelmessungen damit nicht entzogen. Die Wassermengen, die durch den Stollen der Versinkung entzogen werden, sind minimal. Der Stollen Immendingen wird nur bei Niedrigwasser mit geringen Mengen beschickt (ca. $0,15 \text{ m}^3/\text{s}$ im langjährigen Mittel). Dies erfolgt aus rein gewässerökologischen Gründen. Reale und potenzielle Versickerung unterscheiden sich demnach nur unwesentlich.

Mit Daten aus dem Jahr 1923 lässt sich der Bereich zwischen Kirchen-Hausen und Möhringen näher untersuchen (Tab. 4). Damals bestanden noch weitere Pegel in Zimmern und in Immendingen. Den Daten zufolge kommt es schon oberhalb Zimmern zu erheblichen Versickerungen. Die Donau fällt aber nicht trocken. Zwischen Zimmern und Immendingen ist die Versickerung deutlich geringer und auf die Sommermonate beschränkt, d. h. sie tritt nur bei Niedrigwasser auf. Etwas mehr als die Hälfte der gesamten Versickerung auf diesem Abschnitt erfolgt unterhalb Immendingen.

4.3 Abschnitt Möhringen – Fridingen

Für diesen Abschnitt ist der Pegel Möhringen-Espenbrücke der Zustrom-Pegel. Hinzu addiert werden die Abflüsse von Elta und Bära. Die Summe wird vom Pegel Beuron subtrahiert. Auf der Basis langjähriger Zeitreihen (Tab. 3) ist der Abfluss hier größer ($13,105 \text{ m}^3/\text{s}$) als der Zustrom ($12,25 \text{ m}^3/\text{s}$). Demnach würde hier kein weiteres Donauwasser mehr versickern, die Donau erscheint vielmehr als Vorflut, ein Umstand der ebenfalls bereits früher festgestellt wurde (TÜRK 1932, ERB 1953, SCHMIDT 1956, VILLINGER 1977).

Eine tagesgenaue Betrachtung zeigt jedoch auch hier, dass dieser Sachverhalt nicht konstant gegeben ist. Es wechseln sich in- und effluente Verhältnisse ab (Abb. 12). Die entsprechenden Fließraten sind ihrem durchschnittlichen Betrag nach etwa gleich groß, so dass die bloße Differenzenbildung zwischen Zu- und Abstrompegel eine Versinkung nicht mehr erkennen lässt. Bilanziert man Zeiten tatsächlicher Versinkung, dann erhält man einen langjährigen Mittelwert

von $0,398 \text{ m}^3/\text{s}$. Kurzzeitig können hier jedoch wie im Bereich Immendingen erheblich größere Mengen versickern. Im Übrigen tritt hier bei Hochwasserwellen der Donau genau der gleiche Effekt auf wie bei Immendingen. Die Versickerung nimmt zunächst zu, kommt aber noch vor Durchgang des Hochwasserscheitels zum Erliegen und es kommt zu verstärkter Infiltration in die Donau (Abb. 13).

Der Pegel Beuron liegt schon weit unterhalb der Versickerungsstellen. Die Donau ist dazwischen Vorflut und erhält somit einen Grundwasserzustrom aus dem Oberjura, der wie die Zuflüsse der Zubringer Elta und Bära behandelt werden müsste. Das unterirdische Einzugsgebiet dieses Donaubereichs hat eine Fläche von ca. 27 km^2 und eine Grundwasserneubildung von 440 mm/a im langjährigen Mittel (Daten nach ARMBRUSTER 2002). Daraus resultiert eine Abflussspende von $0,377 \text{ m}^3/\text{s}$. Berücksichtigt man noch die Kesselbachquellen nördlich Nendingen (MQ geschätzt $0,3 \text{ m}^3/\text{s}$), so lässt sich die aktuelle Versickerung in diesem Abschnitt überschlägig auf $0,5 - 1 \text{ m}^3/\text{s}$ hochrechnen.

Der Stollen Fridingen leitet im Gegensatz zum Stollen Immendingen seit 1923 quasi permanent Wasser um. Die Durchflussrate beträgt derzeit bis ca. $8,5 \text{ m}^3/\text{s}$, das entspricht der maximalen Turbinenleistung des damit betriebenen Kraftwerks (Angabe nach Herrn KALLWEIT, EnBW). Exakte Zahlen und Aufzeichnungen sind nicht vorhanden. Das umgeleitete Wasser wird der Versinkung entzogen. Wie viel hier versickern könnte, ist nicht bekannt, weil keine Abflussmessungen aus der Zeit vor Inbetriebnahme des Stollens existieren. Möglicherweise ist die potenzielle Versickerungsrate nicht wesentlich größer als die reale. Die wasserrechtlich garantierte Abflussmenge für die Donau, vorbei am Umleitungsstollen Fridingen, beträgt $0,4 \text{ m}^3/\text{s}$. Fließt nicht mehr als diese Menge ab, dann versickert

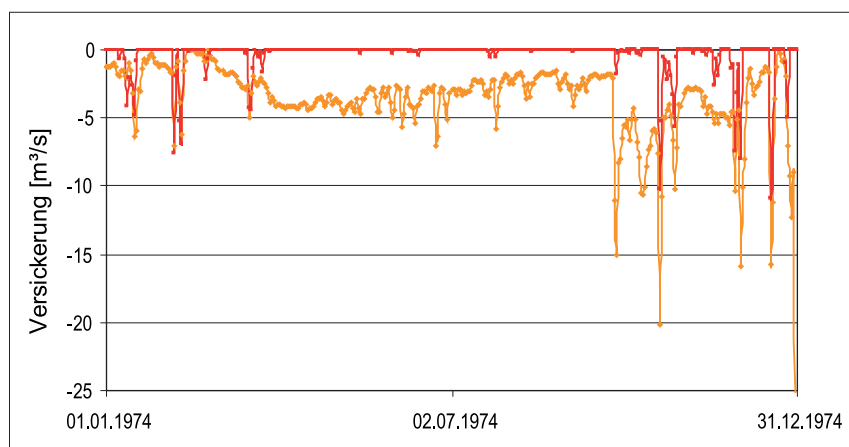


Abb. 14: Versickerungsraten im Jahr 1974 für den Bereich Immendingen (gelb) und den Abschnitt Möhringen – Fridingen (rot).



Tab. 5: Entwicklung der Aachtopfschüttung und der Donauversinkung von 1923 – 2002 (Daten zum Zeitraum 1923 – 1971 aus VILLINGER 1977).

	1923 – 1944	1950 – 1971 (ohne 1970)	1973 – 2002
MQ Aachtopf [m³/s]	9,36	7,83	7,46
MQ Donau oberhalb Immendingen [m³/s]	13,26	12,35	14,12
Versinkung Immendingen [m³/s]	7,48	5,81	4,68
Anteil der Versinkungsmenge von Immendingen an der Aachschüttung [%]	80	74	65
Jährliche Anzahl der Tage mit Vollversinkung (Mittelwerte)	157	156	115

ckert die Donau an der Fridinger Versinkung nahezu vollständig (L. WÄSCHLE, frdl. mündl. Mitt.).

Versickerung von Donauwasser findet somit im Wesentlichen zwischen Kirchen-Hausen und Möhringen statt. Dies wird auch durch isotopenhydrologische Untersuchungen am System Donau-Aach durch BATSCHKE et al. (1972) bestätigt. Die von TÜRK (1932) postulierte Gegenläufigkeit der beiden Versinkungsabschnitte ist mit den hier ausgewerteten Daten nicht nachvollziehbar (Abb. 14). Die Versinkung ist insgesamt aber kein kontinuierlich ablaufender Prozess. Für die weitergehenden Betrachtungen werden nur die Tage berücksichtigt, an denen Versickerung tatsächlich stattfindet. In der Summe errechnet sich ein langjähriger Mittelwert von 5,075 m³/s für die gesamte Versickerung zwischen Kirchen-Hausen und Fridingen. Dabei ist aber für den Abschnitt Möhringen – Fridingen nur die aus den Pegeln berechnete Bilanz berücksichtigt, nicht jedoch die weiteren Zuflüsse, für die keine genauen Daten vorliegen.

4.4 Entwicklung seit 1923

Die Bilanzierung der Versickerung im Zeitraum 1973 – 2002 lässt sich für den Bereich Immendingen, d.h. für die Hauptversickerung, mit Daten aus der Literatur vergleichen. VILLINGER (1977) hat für die Jahre 1923 – 1944 und 1950 – 1971 Bilanzen erstellt, wobei Jahreswerte zu Grunde gelegt wurden. Die Ergebnisse differieren daher leicht gegenüber einer tagesgenauen Analyse mit ausschließlicher Berücksichtigung der tatsächlichen Versinkung (Tab. 5, Abb. 15).

Die Mittelwerte für die drei genannten Zeitabschnitte zeigen, dass die Wasserführung der Donau ohne trendhafte Veränderung blieb, während die Versickerung abnahm. Dass die Versickerung abnimmt, ist nicht unbedingt zu erwarten, da der zu Grunde liegende Prozess – die Verkarstung – fortschreitet.

Das Ergebnis wird aber durch die Abflussmessungen am Aachtopf gestützt, wo das versickerte Donauwasser fast vollständig wieder austritt. Hier ist ebenfalls ein Rückgang zu verzeichnen. Der Rückgang der jährlichen Vollversinkungstage bei unveränderter Wasserführung der Donau könnte vor dem Hintergrund dieser Bilanz nur mit einem Rückgang des Schluckvermögens erklärt werden.

Tatsächlich unterliegt die jährliche Dauer der Vollversinkung starken Schwankungen und zeigt dabei insgesamt einen zunehmenden Trend. Die Anzahl der jährlichen Tage mit Vollversinkung ist lückenlos seit 1884 dokumentiert. Im Mittel gab es 129 Vollversinkungstage (1884 – 2005). Nachdem die Vollversinkung 1874 zum ersten Mal auftrat, nahm dieser Zustand zunächst Jahr für Jahr zu. Seit den 1950er-Jahren des vergangenen Jahrhunderts hat die Anzahl der Tage mit Vollversinkung eher abgenommen (Abb. 16), wobei sich dieser Trend seit etwa 1995 wieder umzukehren scheint.

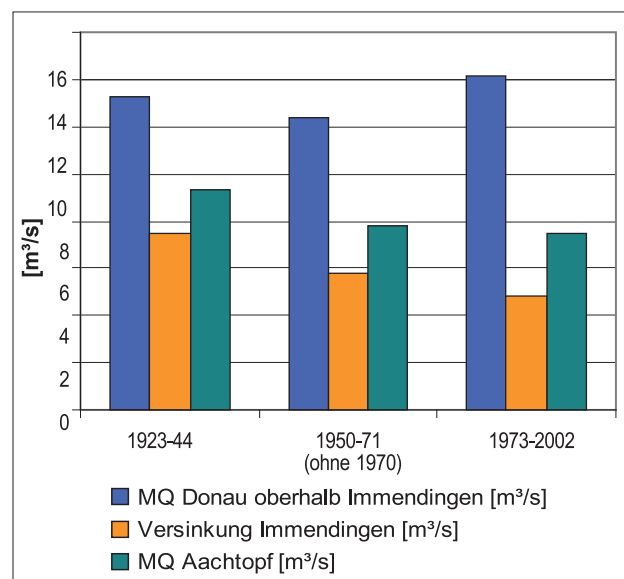


Abb. 15: Entwicklung von Donauversinkung und Aachtopfschüttung seit 1923.

Türk (1932) hat den Zusammenhang zwischen Donauabfluss und Vollversinkung betrachtet und dabei Unerwartetes festgestellt. Eine Zunahme des Abflusses ging mit einer Zunahme der Vollversinkungstage einher und umgekehrt. Es ist fraglich, ob der untersuchte Zeitraum überhaupt geeignet war. Die 1874 erstmals aufgetretene Vollversinkung nahm damals noch ständig zu, hatte demnach noch keine „stabilen“ Verhältnisse erreicht. Für den Zeitraum 1974 – 2001 lässt sich durchaus der zu erwartende Zusammenhang mit dem Abflussgeschehen an der Donau nachweisen. Die Anzahl der Tage mit Vollversinkung nimmt mit zunehmendem Donauabfluss ab. Mit einem Korrelationskoeffizienten von $r = 0,65$ ist der Zusammenhang aber nicht sehr ausgeprägt, d.h. es müssen weitere Einflussfaktoren vorliegen (Abb. 17).

Der Zeitraum 1974 – 2001 wird daher auf Jahresbasis näher betrachtet. Für die Kalenderjahre wurde die Entwicklung der verschiedenen Parameter gegen die Zeit aufgetragen (Abb. 18 – 21). Während der Abfluss der Donau bei großen Schwankungen einen zunehmenden Trend zeigt, nimmt die Anzahl der Vollversinkungstage bei ebenso starken Variationen ab. Gleichzeitig nehmen die Schüttung des Aachtopfs und die Versickerung zu (Abb. 20 u. 21). Diese Daten sind somit konsistent.

Die Entwicklung der letzten drei Jahrzehnte verlief demnach gegen den Trend der letzten 80 Jahre (s. o.). Auch hier zeigt sich wieder die Abhängigkeit von der betrachteten Zeitskala.

Aus den Steigungen der linearen Regressionsgeraden lässt sich die mittlere jährliche Zunahme bei den einzelnen Messgrößen ablesen:

- Abfluss der Donau am Pegel Kirchen-Hausen 0,052 m³/s
- Versickerungsrate 0,051 m³/s
- Aachtopf-Schüttung 0,063 m³/s

Die Werte liegen eng beieinander und dokumentieren den direkten Zusammenhang zwischen Was-

Tab. 6: Veränderungen zwischen 1974 und 2001, berechnet auf der Basis der Regressionsgleichungen in Abb. 18 – 21.

	1974	2001	Differenz [%]
Vollversinkungstage	150	100	- 33
MQ Kirchen-Hausen [m ³ /s]	13,0	14,5	+ 11
Versickerungsrate [m ³ /s]	4,4	5,7	+ 31
MQ Aachtopf [m ³ /s]	6,6	8,3	+ 26

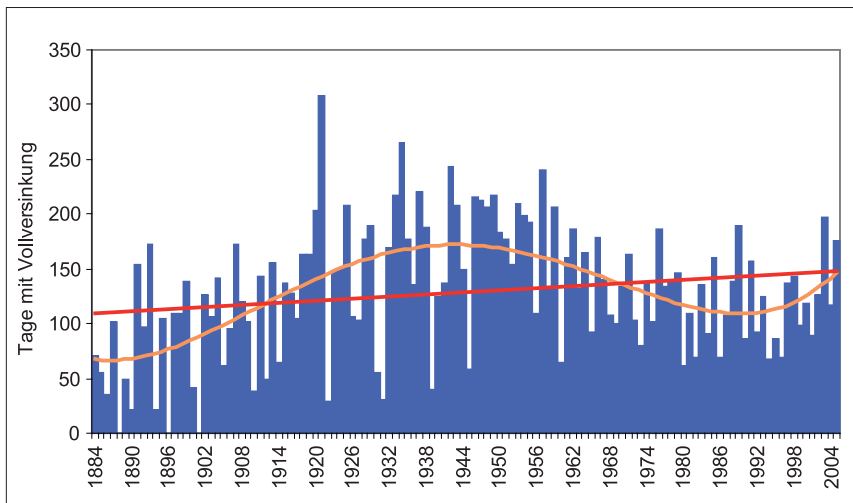


Abb. 16: Anzahl der jährlichen Tage mit Vollversinkung seit 1884. Die polynomische Trendlinie zeigt die zeitlich variable Entwicklung; die lineare Trendlinie zeigt den generellen Trend seit Beginn der Aufzeichnungen.

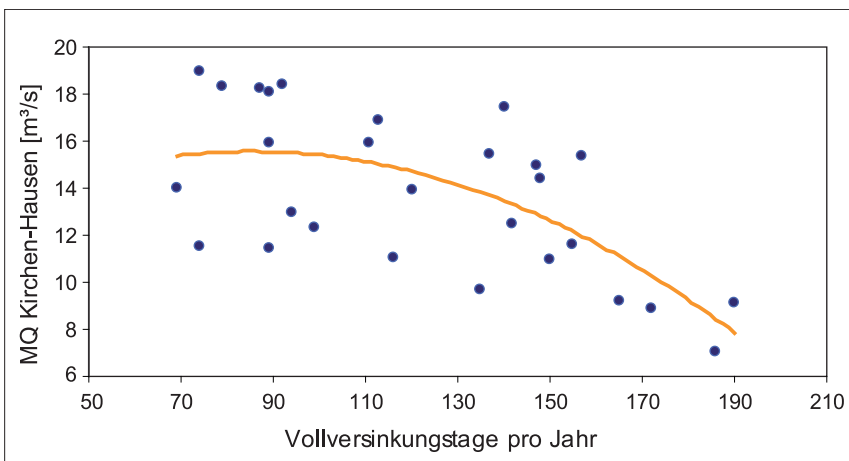


Abb. 17: Donauabfluss und jährliche Anzahl der Tage mit Vollversinkung (1974 – 2001).

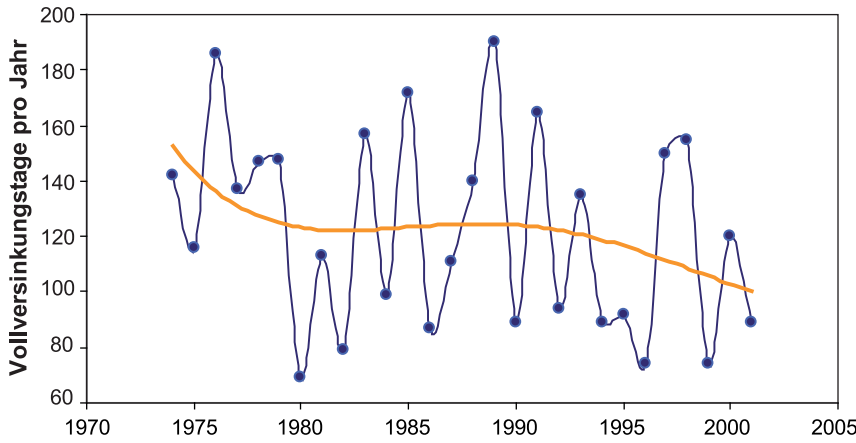


Abb. 18:

Tage mit Vollversinkung im Zeitraum 1974 – 2001.

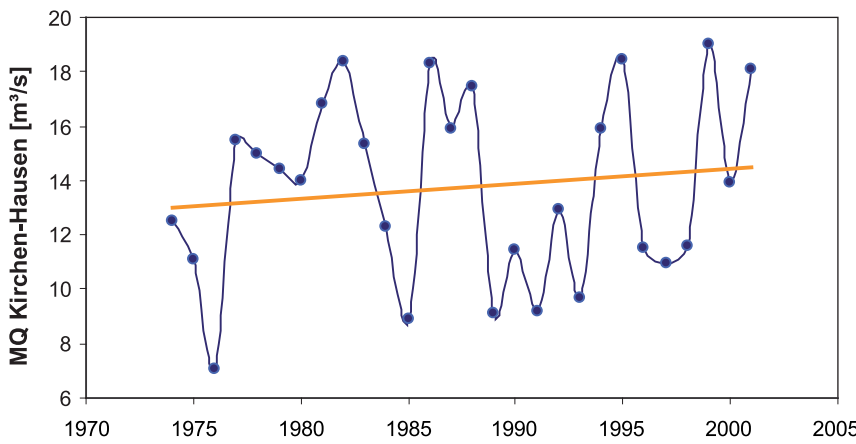


Abb. 19:

Mittlerer Jahresabfluss der Donau am Pegel Kirchen-Hausen im Zeitraum 1974 – 2001.

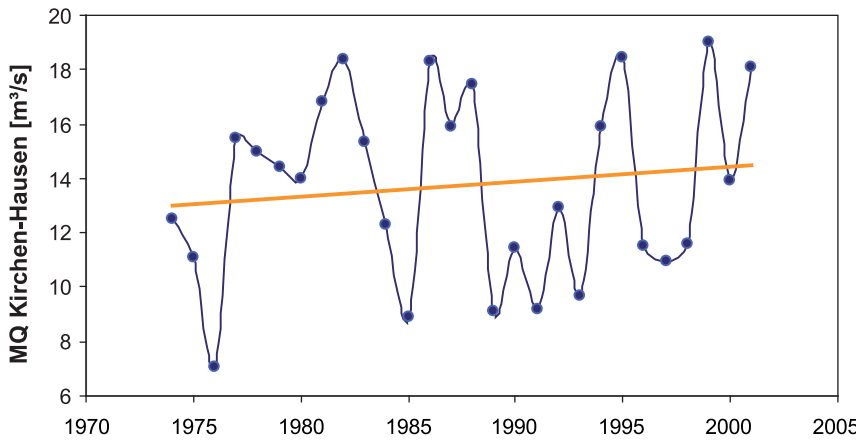


Abb. 20:

Mittlerer Jahresabfluss am Aachtopf im Zeitraum 1974 – 2001.

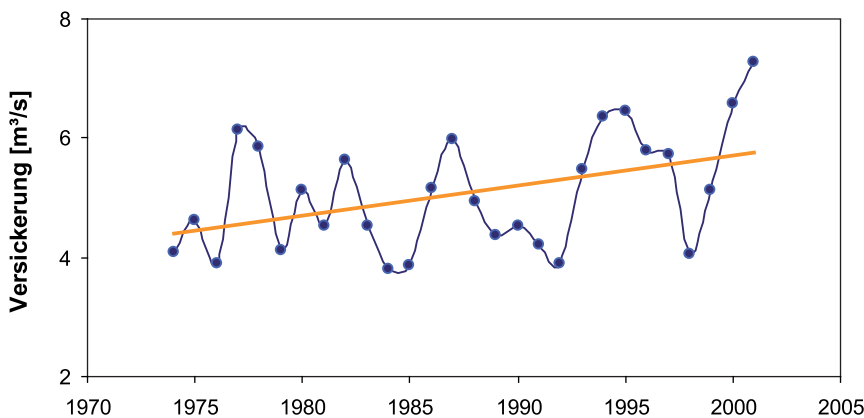


Abb. 21:

Versickerung im Zeitraum 1974 – 2001 (mittlere jährliche Rate).

serführung der Donau, Versickerung und Schüttung des Aachtopfs. Im Weiteren wurden anhand der Regressionsgleichungen die Veränderungen bei den einzelnen Parametern im Zeitraum 1974 – 2001 berechnet. Hierzu wurden zunächst Werte für 1974 und für 2001 berechnet und anschließend die prozentualen Veränderungen – bezogen auf das Jahr 1974 (Tab. 6). Danach hat der Abfluss in der Donau von rund 13 auf 14,5 m³/s zugenommen. Aus der Regressionsgleichung für den Zusammenhang zwischen dem Abfluss am Pegel Kirchen-Hausen und der Anzahl der jährlichen Vollversinkungstage (Abb. 17) ist hierfür ein Rückgang von 146 auf 125 d zu erwarten. Tatsächlich hat die Vollversinkung sehr viel stärker abgenommen, nämlich auf 100 Tage. Dies könnte auf ein abnehmendes Schluckvermögen hindeuten und würde so auch zu der festgestellten Entwicklung der Jahre 1923 – 2002 passen.

Gleichzeitig hat die Versickerung, und damit einhergehend die Schüttung des Aachtopfs, im gleichen Zeitraum (1974 – 2001) um etwa den gleichen Betrag wie der Donauabfluss zugenommen. Jede Zunahme der Wasserführung in der Donau wirkt sich demzufolge im gleichen Maße auf die Versickerungsmenge und nachfolgend die Aachtopf-Schüttung aus.

Die rückläufigen Entwicklungen von Versickerung und Vollversinkungstagen seit 1923 deuten ebenso auf eine abnehmende Schluckfähigkeit im Untergrund hin, wie die überproportionale Abnahme der Vollversinkung bei nur mäßiger Zunahme des Donauabflusses seit 1974. Die Verkarstung als wesentliche Voraussetzung für die Donauversinkung kann im Laufe ihrer Entwicklung an Dynamik allenfalls eingebüßt haben. Bleibt als Erklärung nur die Akkumulation von Sediment im unterirdischen Hohlräumssystem des Grundwasserleiters und damit verbunden eine Herabsetzung der Durchlässigkeit oder vielleicht auch nur des Speicherraums unmittelbar unter dem Donauebett. Die Zunahme der Vollversinkungstage nach 1874, dem Jahr als dieses Phänomen erstmalig beobachtet wurde, spricht dafür, dass damals die Schluckfähigkeit der Versickerungsstellen durch Freispülen rasch vergrößert wurde. Damit konnte zunehmend mehr und grobkörnigeres Sediment eingetragen werden. Die damit einhergehende Verminderung allein der Porosität könnte der fortdauernden Verkarstung entgegen wirken. Was die Verstopfung der Schlucklöcher nicht geschafft hat, könnte die Donau selbst besorgen. Sie könnte damit ihr Schicksal weiter verkürzt zu werden zumindest hinauszögern.

Für die Zeit zwischen 1884 und 1923 gibt es keine Abflussmessungen, lediglich die Aufzeichnung

Tab. 7: Ergebnisse der Markierungsversuche (Mittelwerte) zwischen Donau und Aachtopf.

	Anzahl	v_{dom} [m/h]	i [%]
alle Versuche	34	178	
Eingabe Immendingen	14	238	1,5
Eingabe Fridingen	6	167	0,8

der Vollversinkungstage. Betrachtet man deren Entwicklung über den gesamten Zeitraum, dann ist ein zunehmender Trend festzustellen (Abb. 16), den sehr starke kurzfristige und deutliche mittelfristige Schwankungen überlagern. Grundsätzlich ist vorstellbar, dass sich diese Entwicklung fortsetzt. Es ist aber fraglich, ob dieser Trend repräsentativ ist, da er sehr stark vom Beginn des Phänomens Donauversinkung geprägt ist.

Im Zeitraum 1974 – 2001 konnte auf der Basis von Jahressummen nachgewiesen werden, dass der erwartete Zusammenhang zwischen Donauabfluss einerseits und Versickerung, Vollversinkungstagen und Aachtopf-Schüttung andererseits besteht. Mit der Betrachtung einzelner Zeiträume (1923 – 1944, 1950 – 1971 und 1973 – 2002) lässt sich zeigen, dass Versickerung und Aachtopf-Schüttung bei gleich bleibender Wasserführung in der Donau abgenommen haben. Gleichzeitig waren die Tage mit Vollversinkung rückläufig. Es deutet somit alles darauf hin, dass sich – zumindest in den zurückliegenden 50 – 60 Jahren – die Versickerung insgesamt rückläufig entwickelt.

5 Donauversinkung und Aachtopf-Schüttung

5.1 Ergebnisse der Markierungsversuche

Die schon lange existierende Vermutung, dass das versickernde Donauwasser am Aachtopf wieder austritt, wurde im Herbst 1877 von A. KNOP mit drei Markierungsversuchen und jeweils einem anderen Markierungsstoff (Tab. 7 u. 8) eindrucksvoll bestätigt. Es waren gleichzeitig die wohl ersten wissenschaftlich konzipierten und ausgewerteten Markierungsversuche überhaupt. Seither wurden insgesamt 20 erfolgreiche Versuche mit Eingaben in die verschiedenen Versinkungsstel-



Tab. 8: Erfolgreiche Markierungsversuche im Einzugsgebiet des Aachtopfs (Daten aus BATSCHÉ et al. 1970, KÄSS & HÖTZL 1973, VOGELSAANG & VILLINGER 1987, WERNER 1998).

Eingabeort	Datum	Eingabestelle	Entf. [km]	v _{max} [m/h]	v _{dom} [m/h]	Markierungsstoff
Immendingen (Brühl)	22.09.1877	Flussschwinde	11,7		195	600 kg Schieferöl
Immendingen (Brühl)	24.09.1877	Flussschwinde	11,7	233	195	10 t Salz
Immendingen (Brühl)	09.10.1877	Flussschwinde	11,7		195	10 kg Fluorescein
Immendingen (Brühl)	06.08.1907	Flussschwinde	11,7	243	122	20 kg Uranin
Fridingen	26.08.1907	Flussschwinde	18,3	105	95	10 kg Uranin
Fridingen	11.11.1908	Flussschwinde	18,3	141	100	25 t Salz
Wasserburger Tal	04.05.1928	Flussschwinde	3,0	243	145	2 kg Uranin
Emmingen ob Egg	22.06.1928	Flussschwinde	9,4		135	4 kg Uranin
Kriegertal	31.07.1928	Flussschwinde	6,5		90	4 kg Uranin
Fridingen	27.08.1957	Flussschwinde	18,3	235	102	50 t Salz
W Neuhausen o. E.	02.12.1958	Sickerschacht	14,7	100	67	35 kg Uranin
SE Neuhausen o. E.	14.03.1962	Doline	15,2	320	40	35 kg Uranin
Worndorf	09.12.1963	Flussschwinde	18,9	97	77	5 kg Uranin
S Immendingen	26.08.1969	Flussschwinde	13,3	364	208	1 t KCl
S Immendingen	26.08.1969	Flussschwinde	13,3	422	360	150 l Dipenten
NW Hegaublick	26.08.1969	Doline	11,4	103	88	8 kg Sulforhodamin G extra
Fridingen	26.08.1969	Flussschwinde	18,3	332	232	4 Curie 51Cr
Fridingen	26.08.1969	Flussschwinde	18,3		332	20 kg Lanthannitrat
E Liptingen	26.08.1969	Sickerschacht	11,8	190	170	je 200 kg Marlon 384 u. Marlon AFR (Detergentien)
Immendingen (Brühl)	26.08.1969	Flussschwinde	11,7	304	252	Serratia marcescens
Immendingen (Brühl)	26.08.1969	Flussschwinde	11,7	450	255	4,5 kg Lycopodiumsporen
Tuttlingen	26.08.1969	Doline	14,2	222	212	50 t Salz
E Neuhausen o. E.	26.08.1969	Doline	15,4	226	184	28 kg Lycopodiumsporen
S Immendingen	30.10.1971	Flussschwinde	13,3	157	134	6 kg Uranin
Immendingen (Brühl)	26.12.1978	Flussschwinde	11,7	336	294	3 kg Uranin
Immendingen (Brühl)	26.12.1978	Flussschwinde	11,7	470	226	6 kg Lycopodiumsporen
Gönninger Höfe	28.12.1978	Doline	13,4	131	125	5 kg Uranin
Heudorf	24.06.1993	Doline	11,3			15 kg Uranin
Immendingen (Brühl)	28.08.1995	Flussschwinde	11,7	532	397	8 kg Uranin
Immendingen (Brühl)	28.08.1995	Flussschwinde	11,7	532	395	25 kg Lithiumchlorid
Immendingen (Brühl)	10.09.1996	Flussschwinde	11,7	103	90	6 kg Uranin
Fridingen	10.09.1996	Flussschwinde	18,6	194	143	35 kg Eosin
Neuhausen o. E.	14.06.2001	Doline	16,4	76	51	5 kg Uranin
Neuhausen o. E.	14.06.2001	Doline	16,4			570 Mrd. Polystyrolkugeln

len bei Immendingen und Fridingen durchgeführt. Dazu 14 weitere Versuche im Einzugsgebiet des Aachtopfs. Die Eingaben erfolgten bei diesen Versuchen in Dolinen, Bachschwinden und in einem Fall in einen Sickerschacht. Rund die Hälfte der Versuche wurde mit Uranin durchgeführt. Daneben wurde eine Vielzahl von anderen Tracern ein-

gesetzt. Allein beim Großversuch am 26.08.1969 kamen 13 verschiedene Markierungsstoffe an neun verschiedenen Eingabestellen zum Einsatz, davon waren drei Versickerungsstellen, die mit jeweils zwei verschiedenen Markierungsstoffen beschickt wurden (BATSCHÉ et al. 1970).

WERNER (1998) hat mehrere Versuche selbst durchgeführt und diese sowie ältere Versuche mittels mathematischer Modellansätze ausgewertet, soweit es die vorhandenen Daten zuließen. Hierzu wurden innerhalb der Modellumgebung die Transportparameter variiert bis eine optimale Übereinstimmung zwischen gemessener und berechneter Durchgangskurve erreicht wurde. Die Ergebnisse lassen unterschiedliche Rückschlüsse zu. Die wesentlichen Transportparameter sind Konvektion und Dispersion, während Matrixdiffusion nicht nachweisbar war. Zwischen Immendingen und dem Aachtopf zeichnen sich zwei unterschiedlich schnelle Fließwege ab. Bedeutenden Einfluss auf das Fließsystem haben die Wasserführung der Donau bzw. die daraus resultierende Versickerung.

Alle Versuche haben gezeigt, dass die Verweildauer des versickernden Donauwassers im Untergrund nur kurz ist. Nach wenigen Tagen bereits hat das Konzentrationsmaximum des Tracers den Aachtopf passiert. Die maximale Abstandsgeschwindigkeit (Geschwindigkeit für den Beginn des Tracer-Durchgangs, v_{max}) aller Versuche beträgt im Mittel 254 m/h, die dominierende 178 m/h (Geschwindigkeit für die maximale Tracer-Konzentration, v_{dom}). Betrachtet man die Versuche an den beiden Donauversinkungsstellen Immendingen und Fridingen getrennt, dann errechnen sich dominierende Abstandsgeschwindigkeiten von 238 m/h (Immendingen, $n = 14$) bzw. 167 m/h (Fridingen, $n = 6$). Die Geschwindigkeiten sind insgesamt deutlich größer als die im Oberjura der Schwäbischen Alb (dominierende Abstandsgeschwindigkeit ca. 80 m/h). Dies dürfte zum einen an der permanenten Nachspülung durch das versickernde Donauwasser liegen. Zum anderen ist der hydraulische Gradient mit 1,5% (Immendingen) bzw. 0,8% (Fridingen) etwa eine Größenordnung größer als auf der Alb. Die Geschwindigkeits-Unterschiede zwischen Immendingen und Fridingen könnten hauptsächlich auf den unterschiedlichen Gradienten beruhen.

Diese Ergebnisse werden durch isopenhydrologische Untersuchungen gestützt, die ebenfalls Transportzeiten von 2 – 3 Tagen von der Donau zur Aach belegen (BATSCHKE et al. 1972). Die Versuche belegen ferner, dass versickerndes Donauwasser zwar nicht ausschließlich, aber doch ganz überwiegend im Aachtopf wieder austritt.

5.2 Temperatur-Messungen an Donau und Radolfzeller Aach

Die Temperatur des Donauwassers stellt eine natürliche und permanente Markierung dar. Dieses

Signal kann mit der Temperatur der Radolfzeller Aach verglichen werden und hinsichtlich des Transports des versickerten Donauwassers ausgewertet und interpretiert werden. Die LUBW misst die Temperatur des Donauwassers bei Immendingen und die der Aach beim Pegel Aach, d.h. wenige hundert Meter nach dem Aachtopf und auch beim Pegel Rielasingen, etwa 18 km weiter im Abstrom. Die Messungen erfolgen im Minutentakt und werden zu Stunden- und Tageswerten aggregiert. Die Messgenauigkeit beträgt 0,1 °C. Wegen Vereisung kommt es im Winter zu Datenausfällen.

Die Wassertemperatur der Donau weist einen ausgesprochenen Tagesgang auf. Die Variation kann dabei bis etwa 3 °C betragen. Sie ist im Winter schwächer ausgeprägt als im Sommer (Abb. 22). Ferner zeigt die Temperatur einen ausgeprägten Jahresgang im Bereich von 0 – 20 °C (im Jahr 2000).

Beim Pegel Aach ist ein Tagesgang nur noch schwach ausgeprägt und auch nur im Sommer deutlich erkennbar (Variation ca. 1 °C). Die Fließpassage im Untergrund dämpft das Inputsignal (Temperatur der Donau) merklich durch Dispersion und Zumischung von relativ konstant temperiertem Grundwasser aus der lokalen Neubildung. Auf der Fließstrecke bis Rielasingen erhält das Wasser der Radolfzeller Aach wieder einen Tagesgang ähnlich dem der Donau. Der Jahresgang ist mit einer Variation von etwa 5 – 16 °C ebenfalls gedämpfter als der der Donau, verläuft aber synchron mit dieser.

Ein Vergleich der Ganglinien zeigt die starke Abhängigkeit der Temperatur der Radolfzeller Aach von der der Donau. Der Korrelationskoeffizient ist hoch. Er lässt sich durch tageweises Verschieben der beiden Ganglinien gegeneinander optimieren und damit gleichzeitig die mittlere Transportzeit für den Weg von der Donau zum Aachtopf abschätzen. Bei einer Differenz von $t = 4$ d erhält man einen Korrelationskoeffizienten von $r = 0,98$ (Pegel Aach). Diese Transportzeit lässt sich auch an der zeitlichen Verschiebung von Minima und Maxima deutlich erkennen (Abb. 22).

Auf den ersten Blick lässt sich die Temperatur der Radolfzeller Aach als Mischung von Donauwasser und Grundwasser mit einer Temperatur um 10 °C abschätzen. Im Verlauf des Untersuchungszeitraums gibt es zwei Zeiträume, während denen die Temperaturen von Donau und Aach etwa gleich waren. Anfang April war dies bei etwa 8 °C und Ende September bis Anfang Oktober bei ca. 12 – 13 °C der Fall (Abb. 23). Besteht kein Unterschied zwischen der einen Mischungskomponente und der Mischung selbst, dann muss auch die zweite Komponente den gleichen Wert haben. Somit lässt

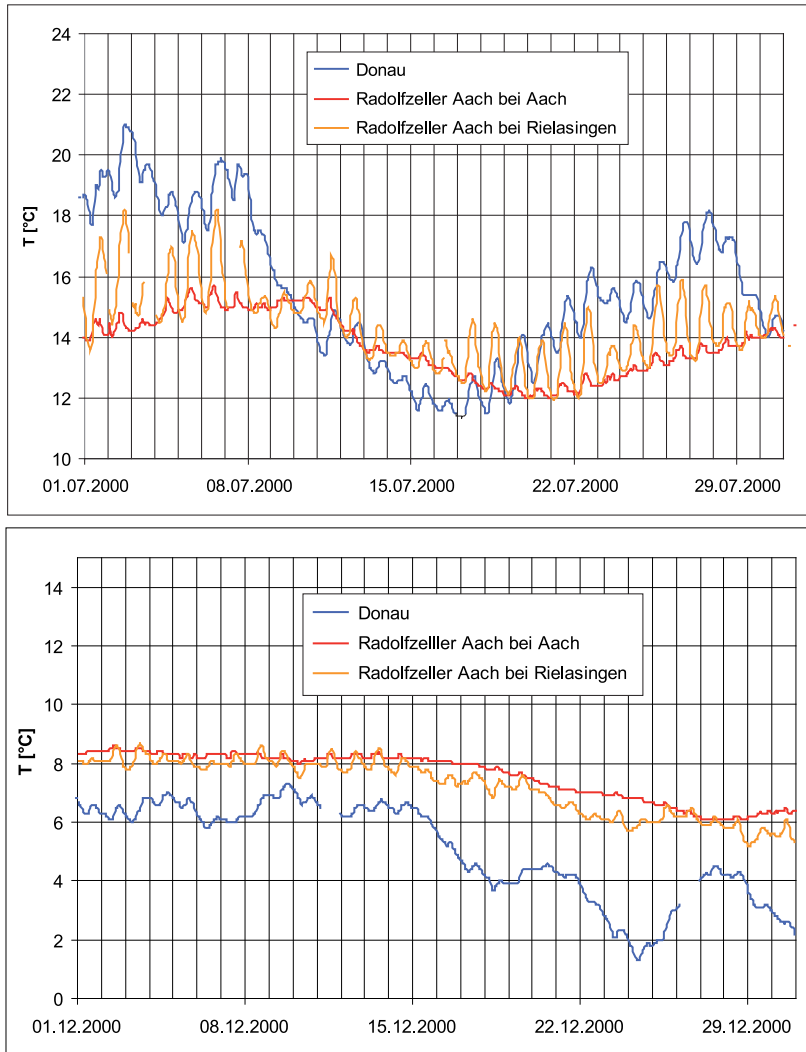


Abb. 22: Ganglinien der Wassertemperatur von Donau und Radolfzeller Aach lassen in unterschiedlichem Ausmaß einen Tagesgang erkennen. Insbesondere bestehen Unterschiede zwischen Sommer (**oben**) und Winter (**unten**).

sich zum einen die Grundwasser- bzw. Gebirgstemperatur zwischen Donau und Aachtopf ermitteln und darüber hinaus feststellen, dass auch hier jahreszeitliche Schwankungen gegeben sind.

Die Grundwasserüberdeckung zwischen Donau und Aachtopf beträgt im Mittel ca. 100 m (Abb. 3). Die Grundwasseroberfläche liegt somit weit unterhalb der neutralen Zone und lässt eigentlich keinen Jahregang erwarten. Dass sich ein solcher dennoch nachweisen lässt, dürfte darin begründet sein, dass die großen Mengen an Donauwasser, die permanent das Gebirge durchströmen, ein Temperatursignal im Gebirge hinterlassen.

Es wurde daher für die weiteren Berechnungen eine Abschätzung der jahreszeitlich sich ändernden Gebirgstemperatur vorgenommen. Gegenüber der Annahme einer konstanten Temperatur von beispielsweise 10 °C, wie sie aus der Mächtigkeit der Grundwasserüberdeckung abgeleitet werden könnte, lassen sich damit bessere Korrelationskoeffizienten erreichen.

Im Folgenden wurde die Temperatur für den Aachtopf berechnet und mit der gemessenen Temperatur verglichen. Die Berechnung ist eine einfache Mischungsrechnung mit folgenden Eingangsgrößen:

- Temperatur der Donau vor 4 Tagen (d. h. Berücksichtigung der Transportzeit)
- Versickerungsrate
- Schüttung des Aachtopfs
- Anteil der Versickerung an der Aachtopf-Schüttung (Quotient aus Versickerung und Aachtopf-Schüttung)
- Grundwasseranteil an der Aachtopf-Schüttung (1-Anteil Versickerung)
- Temperatur des Grundwassers (jahreszeitlich zwischen 8 und 13 °C schwankend)

Insbesondere bei hohen Versickerungsraten können diese größer sein als die Aachtopf-Schüttung.

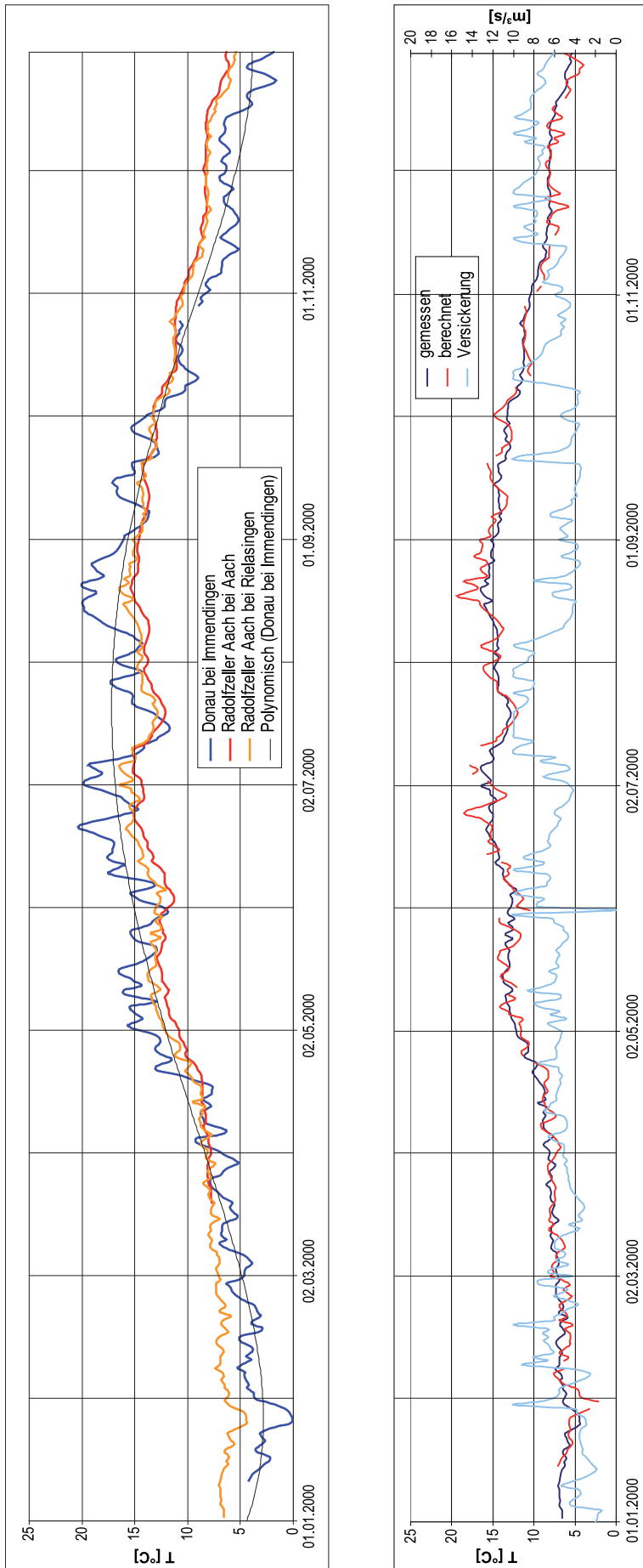


Abb. 23: Temperatur-Jahresgang von Donau und Radolfzeller Aach (oben). Gemessene und berechnete Temperatur der Aach sowie Versickerungsrate im Jahr 2000 (unten).



Der Anteil an Donauwasser nimmt dann einen unsinnigen Wert > 1 an (mehr als 100%). Dieses Problem lässt sich minimieren, wenn man generell Versickerungsraten $> 10 \text{ m}^3/\text{s}$ nicht akzeptiert, weil es sich dabei möglicherweise um Fehler aus der Abflussmessung handelt (Kap. 6). Die Temperaturberechnung wurde in diesen Fällen mit einer Versickerungsrate von $10 \text{ m}^3/\text{s}$ durchgeführt. War diese Versickerung immer noch größer als die Aachtopf-Schüttung, wurde auf eine Temperaturberechnung verzichtet.

Das Ergebnis zeigt ein sehr hohes Maß an Übereinstimmung zwischen berechneter und gemessener Temperatur des Aachtops bzw. der Radolfzeller Aach. Die Ergebnisse für die Korrelation mit dem Pegel Aach und die mit dem Pegel Rielsingen unterscheiden sich dabei nicht wesentlich. Der Korrelationskoeffizient beträgt $r = 0,99$. Die gemessene Ganglinie ist dabei gedämpfter als die berechnete, weil mit diesem einfachen Ansatz (Piston Flow) Dispersion nicht berücksichtigt wird.

Die stark schwankenden Versickerungsraten scheinen keine besonderen Auswirkungen auf die Temperatur der Aach zu haben. Neben der Dispersion wird hier zum Tragen kommen, dass sich die Temperatur des versickernden Wassers nicht sehr stark von dem der zweiten Mischungskomponente, dem Grundwasser, unterscheidet.

Das sehr hohe Maß an Übereinstimmung zwischen berechneter und gemessener Temperatur belegt, dass die zur Berechnung zu Grunde gelegten Abflussmessungen zuverlässige Daten darstellen, die für weitergehende Betrachtungen geeignet sind.

5.3 Statistische Zusammenhänge und ihre zeitliche Variation

Das versickernde Donauwasser macht einen großen Teil der Aachtopf-Schüttung aus (65 – 80%). Sein Anteil scheint aber rückläufig (Tab. 5). Darüber hinaus kommt es im Einzugsgebiet des Aachtops zur Grundwasserneubildung aus den lokalen Niederschlägen. Daraus resultieren die verbleibenden 20 – 35% der Aachtopf-Schüttung. Das Einzugsgebiet reicht nach Norden weit über die Donau hinaus. Bei Bilanzbetrachtungen für den Aachtopf muss daher die lokale Grundwasserneubildung ebenso berücksichtigt werden wie die Versickerung. Da ein nicht unerheblicher Anteil des nördlich der Donau neu gebildeten Grundwassers über die Vorfluter Bära und Elta abfließt, müssen auch deren Abflussmessungen berücksichtigt werden. Weitere Abflüsse (Lipbach, Wulfbach u.a.) können mangels Abflussmessungen nicht berücksichtig

werden, dürften aber quantitativ keine große Rollen spielen. Die neben dem Aachtopf vorhandenen Quellaustritte können mengenmäßig ebenfalls vernachlässigt werden. Die auch im Zusammenhang mit Markierungsversuchen oft genannten Quellen (Obere und Untere Kressenlochquelle, Bleichequelle, Überschläglequelle, Ulrichsquelle, Salzbahnquelle, Mühlenquelle, Bitzenquelle) haben zusammen einen MQ in der Größenordnung von ca. $0,15 \text{ m}^3/\text{s}$ (LfU 1989).

5.3.1 Versickerungsraten und Aachtopf-Schüttung

Die Schüttung des Aachtops korreliert auf der Basis von Tageswerten nur schlecht mit der Versickerung zwischen Kirchen-Hausen und Fridingen. Dieses Ergebnis ist unerwartet, angesichts des engen Zusammenhangs, der aufgrund der Massenbilanz und der Markierungsversuche gesichert erscheint. Deutlich bessere Korrelationen erhält man mit zeitlich aggregierten Werten. In den hydrologischen Winterhalbjahren ist die Korrelation zwischen Aachtopf-Schüttung und Versickerung deutlich besser; noch besser ist sie in den Sommerhalbjahren. Korreliert man auf der Basis von Jahreswerten, so ist der Zusammenhang von Versickerung und Aachtopf-Schüttung noch einmal besser als in den Sommerhalbjahren (Tab. 9). Hierbei wird deutlich, dass die Berücksichtigung von Zeitskalen entscheidend zu den Kenntnissen der Zusammenhänge beiträgt.

5.3.2 Grundwasserneubildung und Aachtopf-Schüttung

Auf Grund eines großen unterirdischen Einzugsgebiets im Oberjura-Karst ohne große Überdeckung sind die Neubildungsraten erheblich. Da die Donau zumindest bereichsweise zwischen Immendingen und Fridingen über dem Grundwasser schwebt, wird sie von Grundwasser unterströmt, das auf der Hochfläche nördlich der Donau aus den lokalen Niederschlägen neu gebildet wurde. Das Einzugsgebiet reicht daher weit nach Norden. Ein erheblicher Anteil der Grundwasserneubildung erreicht die Donau jedoch nicht, sondern fließt über die beiden Vorfluter Elta und Bära ab. Das Teileinzugsgebiet südlich der Donau wird ausschließlich vom Aachtopf entwässert.

Mit der Arbeit von ARMBRUSTER (2002) steht eine hydrologische Modellierung zur Verfügung, die es erlaubt, die Einflussgröße der lokalen Grundwasserneubildung bei der Analyse der Donauversinkung mit einzubeziehen. Hierzu wurde das Einzugsgebiet des Aachtops herangezogen und die

Tab. 9: Korrelationskoeffizienten für die Zusammenhänge zwischen Aachtopf-Schüttung und den verschiedenen Grundwasserkomponenten

	Tageswerte	Winter	Sommer	Jahr
Versickerung	0,39	0,71	0,85	0,89
GWN	0,74*	0,56	0,81	0,66
GWN-Bära-Elta	0,66*	0,43	0,75	0,59
Vers. + GWN-Bära-Elta	0,71*	0,69	0,90	0,84

* Mit Berücksichtigung einer mittleren Reaktionszeit von 3 – 4 Tagen.

Tageswerte der Grundwasserneubildung separiert (Zeitraum: 01.11.1973 – 31.10.2000). Die räumliche Diskretisierung von 500 x 500 m² im Modell wurde zu einem Gebietswert aggregiert (m³/s). Damit sind die modellierte Grundwasserneubildung im Einzugsgebiet und der gemessene Gebietsabfluss direkt vergleichbar.

Die Güte der Neubildungs-Modellierung lässt sich für den Nordteil des Einzugsgebiets über eine Korrelation mit dem Abfluss von Elta und Bära überprüfen (Abb. 24). Ein Korrelationskoeffizient von $r = 0,81$ erscheint ausreichend gut. Aus der Differenz der langjährigen Mittelwerte von Neubildung und Abfluss (ca. 1,1 m³/s) lassen sich Rückschlüsse auf den Umfang der Donauunterströmung ableiten. Da neben Bära und Elta noch weitere, ungemessene Vorfluter zu berücksichtigen sind, dürfte die Donau mit nicht mehr als 0,5 m³/s unterströmt werden.

Bei alleiniger Betrachtung der Grundwasserneubildung (gesamtes Einzugsgebiet) ist der Zusammenhang mit der Aachtopf-Schüttung relativ gut,

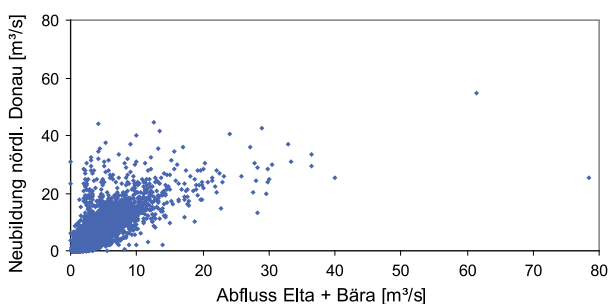


Abb. 24: Die gute Korrelation zwischen modellierter Grundwasserneubildung und gemessenem Abfluss im Nordteil des Aachtopf-Einzugsgebiets ($r = 0,81$) bestätigt die Zuverlässigkeit der Neubildungs-Daten für weitergehende Betrachtungen. Die Optimierung des Korrelationskoeffizienten wird bei einer mittleren Reaktionszeit von einem Tag erreicht.

wenn die Berechnung auf der Basis von Tageswerten erfolgt. Dabei wurde berücksichtigt, dass eine Reaktionszeit existieren muss. Mit einer gegenseitigen Verschiebung der Zeitreihen von drei Tagen lässt sich der optimale Korrelationskoeffizient erreichen und damit die mittlere Reaktionszeit bestimmen. Wird zusätzlich der Abfluss von Elta und Bära berücksichtigt, dann wird der Korrelationskoeffizient geringfügig schlechter (Tab. 9).

Bei Betrachtung der hydrologischen Halbjahre sind deutliche Unterschiede festzustellen. Während im Sommer die Korrelationskoeffizienten als gut bezeichnet werden können, sind sie für die Winterhalbjahre schlecht. Werte für ganze Jahre liegen demzufolge dazwischen.

5.4 Gesamtbetrachtung: Neubildung, Versickerung und Aachtopf-Schüttung

Bringt man alle Parameter zum Ansatz, für die Daten vorliegen (Grundwasserneubildung, oberirdischer Abfluss, Versickerung), dann sind die Zusammenhänge wieder sehr verschieden, je nach betrachteter Zeitskala (Tab. 9). Auf der Grundlage von Tageswerten ist ein Zusammenhang mit der Aachtopf-Schüttung bereits zu erkennen. Dies gilt auch für die Winterhalbjahre, in den Sommerhalbjahren aber ist der Zusammenhang sehr gut. Jahreswerte ergeben eine nur wenig schlechtere Korrelation.

Zunächst fällt die gute bis sehr gute Korrelation für das hydrologische Sommerhalbjahr auf. Dies gilt für alle betrachteten Varianten, d. h. die einzelnen Parameter und die Gesamtbetrachtung. Der beste Korrelationskoeffizient überhaupt ergibt sich für die Berücksichtigung aller Parameter und für das Sommerhalbjahr.



	Winterhalbjahr	Sommerhalbjahr
MQ Pegel Kirchen-Hausen [m³/s]	19,370	8,487
Mittlere Versickerung [m³/s]	4,901	5,231
MQ Aachtopf [m³/s]	7,910	7,022
Neubildung [m³/s] (abzügl. Elta u. Bära)	6,675	2,528
Anteil Donauwasser im Aachtopf [%]	62	75
Anteil lokaler GWN im Aachtopf [%]	84	36

Tab. 10: Abflussbilanz für das Donau-Aach-System und die hydrologischen Halbjahre im Zeitraum 1974 – 2001.

Am schlechtesten fällt die Korrelation auf der Basis von Tageswerten für den Parameter der Versickerung aus, dem dominierenden Faktor für die Aachtopf-Schüttung. Mit zunehmender zeitlicher Aggregation (Halbjahre, Jahre) wird die Korrelation besser und erreicht auf Jahresbasis den besten Korrelationskoeffizienten aller Varianten. Die Ursachen liegen in einem komplexen Zusammenspiel unterschiedlicher Randbedingungen und Einflussfaktoren (s. u.).

Die Abflussbilanz ist für das Sommerhalbjahr recht schlüssig. Die Summe von Neubildung und Versickerung übersteigt die Aachtopf-Schüttung nur um knapp 0,75 m³/s. Das sind rund 10 % bezogen auf die Aachtopf-Schüttung. In Anbetracht der methodenbedingten Fehlertoleranzen ist diese Diskrepanz gering.

Im Winter ist die Bilanz dagegen nicht mehr stimmig. Neubildung und Versickerung übersteigen die Schüttung des Aachtopfs um mehr als 3,5 m³/s (ca. 46 %). Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass sowohl Kreuzkorrelationen als auch Massenbilanzen für das hydrologische Sommerhalbjahr gute und in sich geschlossene Ergebnisse liefern. Für die Winterhalbjahre gelingt beides dagegen nicht. Hierfür kommen verschiedene Ursachen in Betracht:

1. Fehler bei den Abflussmessungen liefern zu hohe Versickerungsraten, was vor allem im Winter mit seinen hohen Abflüssen zum Tragen kommt.
2. Die hydrologische Modellierung ergibt zu hohe Grundwasserneubildungsraten.
3. Der messtechnisch nicht erfasste oberirdische Abfluss aus dem Teileinzugsgebiet nördlich der Donau ist größer als vermutet.
4. Der Aachtopf entwässert das Einzugsgebiet nicht vollständig und es existiert ein signifikanter unterirdischer Abstrom in Richtung Süden.

5. Hohe Grundwasserstände im Winter bedingen eine Umgestaltung der Grundwasseroberfläche mit der Folge eines verkleinerten Einzugsgebiets des Aachtopfs. Dies wiederum würde bedeuten, dass die Grundwasserneubildungsfläche kleiner wäre als angenommen.
6. Es existiert ein Speicherraum, der den erhöhten Eintrag im Winterhalbjahr aufnehmen und damit abpuffern kann.

Abflussmessungen und Modellierung (Punkt 1 u. 2) wurden auf hohem technischen Niveau durchgeführt und sollten zuverlässige Daten liefern. Der nicht gemessene oberirdische Abflussanteil aus dem nördlichen Einzugsgebiet (Punkt 3) dürfte kaum den Umfang erreichen, der in der Wasserbilanz des Winterhalbjahres als Überschuss auftritt. Der direkte Nachweis eines etwaigen unterirdischen Abstroms am Aachtopf vorbei (Punkt 4) ist schwierig. Für Grundwassergleichenpläne (Punkt 5) fehlen die notwendigen Grundwassermessstellen, um Stichtagsmessungen durchführen zu können. Ohne diese Voraussetzung lässt sich nicht prüfen, ob jahreszeitlich unterschiedliche Strömungsverhältnisse vorliegen.

Im Folgenden wird näher auf die mögliche Existenz eines Speicherraums eingegangen. Der im Vergleich zum Abfluss um durchschnittlich 3,5 m³/s höhere Eintrag im Winterhalbjahr summiert sich zu ca. 55 Mio m³. Betrachtet man lediglich das südliche Teileinzugsgebiet (274 km²) und legt eine effektive Porosität von 2 – 3 % zu Grunde (STRAYLE 1970, VILLINGER 1977 u. a.), dann errechnet sich daraus ein Anstieg der freien Grundwasseroberfläche von maximal 10 m. Dies erscheint vollkommen realistisch.

Diese grobskalige Bilanz wird gestützt durch den Vergleich von System-Input (Versickerung plus Grundwasserneubildung) und System-Output (Ab-

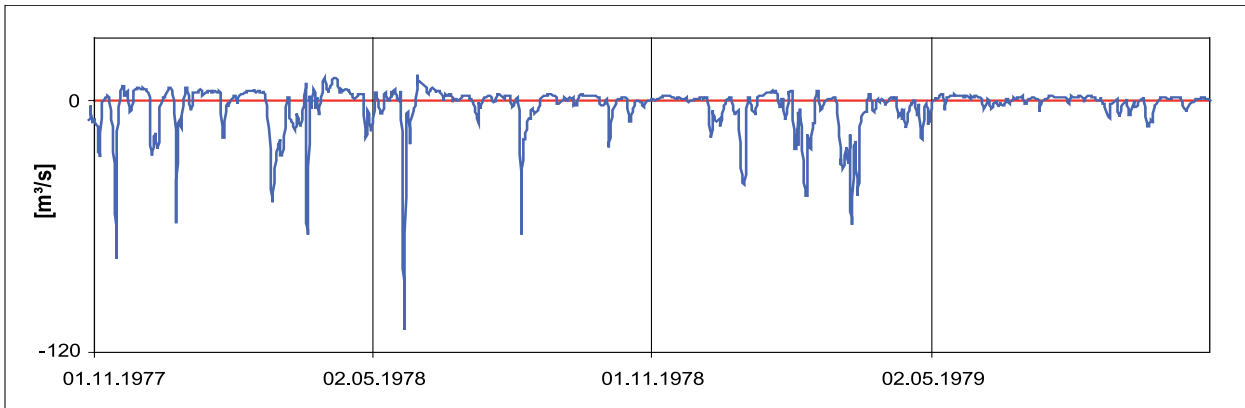


Abb. 25: Differenz zwischen System-Output (Aachtopf-Schüttung) und System-Input (Versickerung und Grundwasserneubildung) am Beispiel der Jahre 1977 – 1979: **Positive Werte** bedeuten eine Leerlaufphase, d.h. der Abfluss war größer als Neubildung und Versickerung zusammen. **Negative Werte** stehen für eine speicherwirksame Phase, in der der Grundwasservorrat aufgefüllt wurde.

fluss am Aachtopf). In Abb. 25 ist die Differenz (Tageswerte) über die Zeit beispielhaft für die Jahre 1977 – 1979 dargestellt. Dabei wird verschiedenes deutlich. Phasen, während denen die Aachtopf-Schüttung größer ist als die zeitgleiche Summe aus Versickerung und Neubildung und solche mit umgekehrten Verhältnissen, treten annähernd gleich oft auf. Im ersten Fall wird der Grundwasserspeicher entleert. Der zweite Fall stellt eine speicherwirksame Phase dar.

Beide Phasen unterscheiden sich deutlich. Die durchschnittliche Leerlaufrate beträgt $2,6 \text{ m}^3/\text{s}$, das Maximum im Untersuchungszeitraum $25 \text{ m}^3/\text{s}$. Während der speicherwirksamen Phase wurden dagegen bis $109 \text{ m}^3/\text{s}$ registriert, der Mittelwert beträgt $8,1 \text{ m}^3/\text{s}$. Betrachtet man einzelne Abschnitte und bilanziert ihre speicherwirksamen Volumina, dann ergeben sich Werte in der Größenordnung von 10^1 Mio. m^3 . Unabhängig von der betrachteten Zeitskala erreichen die speicherwirksamen Grundwassermengen einen Umfang, der ohne weiteres im Grundwasserleiter „untergebracht“ werden könnte. Die dafür erforderliche Aufhöhung der freien Grundwasseroberfläche ist grundsätzlich möglich und entspricht in dem hierfür notwendigen Umfang den bekannten Schwankungen.

Was aber schon die Wasserbilanz für die hydrologischen Halbjahre (Tab. 10) angedeutet hat, wird auch hier deutlich. Das Verhältnis von Speicherentleerung und Wiederauffüllung ist über den gesamten 30-jährigen Untersuchungszeitraum nicht ausgeglichen. Vor allem in den Winterhalbjahren sind Neubildung und Versickerung größer als der Austrag über den Aachtopf. Da sich dies auch im langjährigen Mittel nicht ausgleicht, kann dieser

Überschuss keine Erhöhung des Grundwasservorrats sein. Es muss vielmehr ein Abstrom am Aachtopf vorbei erfolgen.

6 Mechanismus der Donauversinkung

Zwei Grundvoraussetzungen sind für die Donauversinkung entscheidend. Bei Immendingen erreicht der Flusslauf den verkarsteten Oberjura. Dessen hohe Durchlässigkeit, vermutlich verstärkt durch tektonische Beanspruchung (VOGELSANG & VILLINGER 1987), ist die eine. Die andere ist der tief liegende Grundwasserspiegel, über dem die Donau schwebt. Dieser Zustand besteht nachweislich zumindest bei Immendingen, Tuttlingen und Fridingen. Damit ist die hydraulische Voraussetzung für die Versickerung von Oberflächenwasser in das Grundwasser vorhanden. Diese Voraussetzungen sind zwischen Immendingen und Möhringen besonders ausgeprägt. Da es sich gleichzeitig um die ersten Versinkungsstellen handelt, wird dieser Bereich auch zur Hauptversinkung. Denn bei Vollversinkung kann in den anschließenden Abschnitten nur noch das Wasser der Zubringer versickern. Im Übrigen wird bei Fridingen das Donauwasser durch den Umleitungsstollen nahezu vollständig und permanent einer möglichen Versickerung entzogen.

Für das Ausmaß der Versickerung sind verschiedene Randbedingungen von Bedeutung, deren komplexes Zusammenwirken einen einfachen linearen Zusammenhang zwischen Versickerung und



Achtopf-Schüttung verhindert. Es handelt sich im Einzelnen um:

- **Donauabfluss**
Führt die Donau weniger Wasser als der Untergrund aufnehmen kann, versickert sie vollständig; übersteigt die Wasserführung die Schluckfähigkeit des Systems, versickert nur eine Teilmenge.
- **Durchlässigkeit des Donaubetts bzw. der Versickerungsstellen**
Diese wird als konstant betrachtet; sie ist somit eine obere hydraulische Begrenzung für die Versickerung. Diese Durchlässigkeit muss größer sein als die der gesättigten Zone, wie nachfolgend gezeigt wird.
- **Speichervolumen der ungesättigten Zone unter dem Donaubett**
Ist dieses Volumen nach langer Trockenheit

und damit tief liegendem Grundwasserspiegel groß, dann kann prinzipiell mehr versickern als im Aquifer abfließen kann. Limitierend für die Versickerung wirkt sich dann nur die Durchlässigkeit des Flussbetts bzw. der Versinkungsstellen aus. Ist der Speicher gefüllt, d. h. der Grundwasserspiegel hat das Donauniveau erreicht, ist diese Randbedingung nicht mehr existent.

- **Speichervolumen der ungesättigten Zone generell**
Die Grundwasseroberfläche ist im Einzugsgebiet des Achtopfs frei. Die vadoso Zone im Oberjura ist bis rund 100 m mächtig und sollte eine relevante Porosität aufweisen.
- **Gebirgsdurchlässigkeit der gesättigten Zone**
Dieser Parameter kann als konstant betrachtet werden und ist der letztendlich limitierende Faktor. Solange das Speichervolumen in der ungesättigten Zone unter der Donau nicht gefüllt ist,

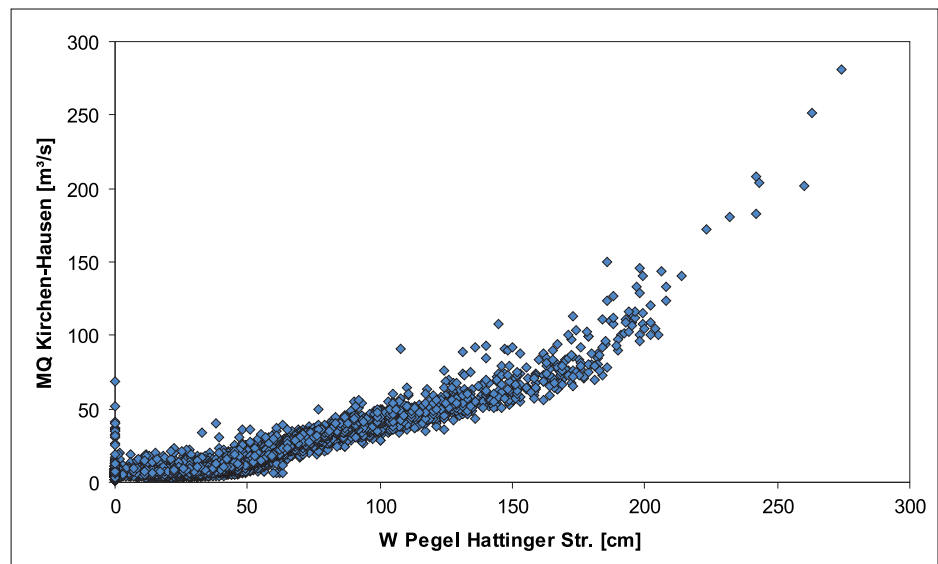
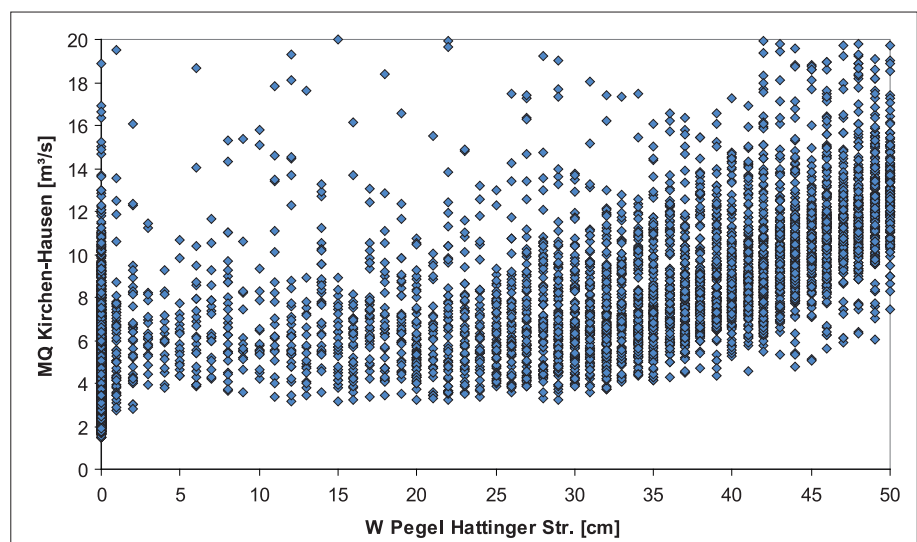


Abb. 26: Zusammenhang zwischen Wasserführung der Donau oberhalb der Immendinger Versinkung und Abflusshöhe unterhalb. $W = 0$ bedeutet Vollversinkung. Im Überblick (**oben**) zeigt sich eine deutliche Zunahme der Abflusshöhe unterhalb der Versinkung, wenn oberhalb ca. $60 \text{ m}^3/\text{s}$ überschritten werden. Im Detailausschnitt (**unten**) wird der Niedrigwasserbereich näher aufgelöst. Trotz beträchtlichem „Rauschen“ der Messungen lässt sich der Beginn einer Vollversinkung mit einer Unterschreitung von ca. $6 - 8 \text{ m}^3/\text{s}$ am Pegel Kirchen-Hausen parallelisieren.



kann der Umfang der Versickerung unabhängig von der Gebirgsdurchlässigkeit der gesättigten Zone erfolgen. Ist der Speicher vollständig gefüllt, ist die Aquiferdurchlässigkeit ausschließlich für die dann noch mögliche Versickerung verantwortlich. Auch die Durchlässigkeit des Flussbetts ist dann ohne Bedeutung. Auch dann ist aber immer noch die Sickerwasserzone im gesamten Einzugsgebiet als auffüllbarer Speicher vorhanden.

Über die Schluckfähigkeit der Immendinger Versinkungsstellen kann vor allem der Beginn einer Vollversenkungsphase Aufschluss geben. Der Vergleich des Abflusses oberhalb der Versinkung (Pegel Kirchen-Hausen) mit dem unterhalb (Pegel Möhringen-Hattinger Straße) zeigt, dass eine Unterschreitung von etwa $6 - 8 \text{ m}^3/\text{s}$ am Pegel Kirchen-Hausen zu einem Trockenfallen des Flussbetts führt ($W = 0$ am Pegel Hattinger Straße, Abb. 26). Betrachtet man die Häufigkeitsverteilung der zwischen Immendingen und Möhringen bilanzierten Versickerungsraten, kommt man zu einem ähnlichen Ergebnis (Abb. 27). Die Tageswerte für die Versickerungsraten liegen mit 94 % unter $10 \text{ m}^3/\text{s}$.

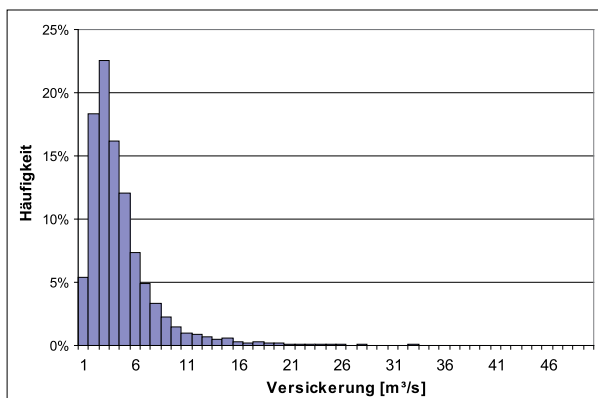


Abb. 27: Häufigkeitsverteilung der berechneten Versickerungsraten (Tageswerte).

Versickerungen von mehr $20 \text{ m}^3/\text{s}$ sind ausgesprochen selten (1,2%). Damit ist ein Maß für die Durchlässigkeit des Donaubetts bzw. der Versickerungsstellen gefunden. Sie muss größer sein als die Aquiferdurchlässigkeit. Wäre sie kleiner, würde der Grundwasserspiegel beständig unter der Donau liegen.

Die Durchlässigkeit des Aquifers T limitiert bei gegebenem hydraulischen Gradienten i generell die Durchflussmenge pro Zeiteinheit und Abflussquerschnitt (Gesetz von DARCY: $Q = B \cdot i \cdot T$). Der Gradient i ist im Fall der Donauversinkung nach oben begrenzt. Er erreicht mit $i = 0,015$ seinen Maximalwert, wenn die Grundwasseroberfläche

im Bereich der Versinkung den Donauwasserspiegel erreicht hat. Die Abstrombreite B im Bereich der Immendinger Versinkungsstellen beträgt ca. 2000 m , gemessen quer zur Abstromrichtung (Abb. 5). Sie wird als konstant betrachtet. Bei einer Versickerung von $10 \text{ m}^3/\text{s}$ errechnet sich daraus eine Transmissivität von $T = 0,33 \text{ m}^2/\text{s}$. Dies ist ein extrem hoher Wert. Mit großer Wahrscheinlichkeit ist die Durchlässigkeit geringer und damit auch die Durchflussrate.

Ausgehend von einem tief unter der Donau liegenden Grundwasserspiegel ist es demnach möglich, dass die Versickerungsrate den unterirdischen Abfluss übersteigt, weil die ungesättigte Zone im Sinne eines Ausgleichgefäßes wirkt. Erst wenn dieser Speicher gefüllt ist und der Grundwasserspiegel das Donauniveau erreicht hat, wird die Versickerungsrate nur noch von der Aquiferdurchlässigkeit gesteuert.

Im Extremfall kommt die Versickerung kurzzeitig auch zum Erliegen, was sich mit weiteren Daten belegen lässt. Das Verhältnis von Versickerungsrate zu Abfluss Kirchen-Hausen korreliert gut mit diesem Abfluss. Es nimmt dabei mit zunehmendem Donau-Abfluss ab (Abb. 28). Die Schluckfähigkeit der Versinkungsstellen bzw. des Grundwasserleiters wird bei zunehmendem Abfluss erreicht und kann nicht beliebig große Wassermengen aufnehmen. Darüber hinaus zeigt sich auch hier, dass bei hohen Donauabflüssen überhaupt keine Versickerung mehr stattfindet, die Donau vielmehr zusätzlich Wasser zwischen den Abflussmessstellen erhält.

Zeitreihen zeigen bei näherer Betrachtung, dass die Versickerung bei hohen Donauabflüssen z. T. noch vor dem Erreichen des Hochwasserscheitels zum Erliegen kommt bzw. die Wasserführung der Donau zwischen Kirchen-Hausen und Möhringen noch zunimmt (Abb. 9 u. 10). SCHMIDT (1956) hat das mit einem Rückstauereffekt erklärt, verursacht durch die Versickerung selbst als auch durch die Grundwasserneubildung aus den lokalen Niederschlägen. Dadurch soll die Grundwasseroberfläche südlich der Donau über deren Niveau angehoben werden, was die Versickerung zum Erliegen brächte. Die Donau wäre bei diesem Zustand Vorflut. Dass dies tatsächlich geschieht, belegt die Ganglinie der Grundwassermessstelle Fridingen-Freibad (Abb. 6).

Mit der Regressionsgleichung aus Abb. 28 lässt sich die Versinkungsmenge bei Immendingen in Abhängigkeit von der Wasserführung der Donau, gemessen am Pegel Kirchen-Hausen, darstellen (Abb. 29). Die Gleichung wurde hierzu, d.h. für die Korrelation von Versickerungsrate (anstatt Ver-

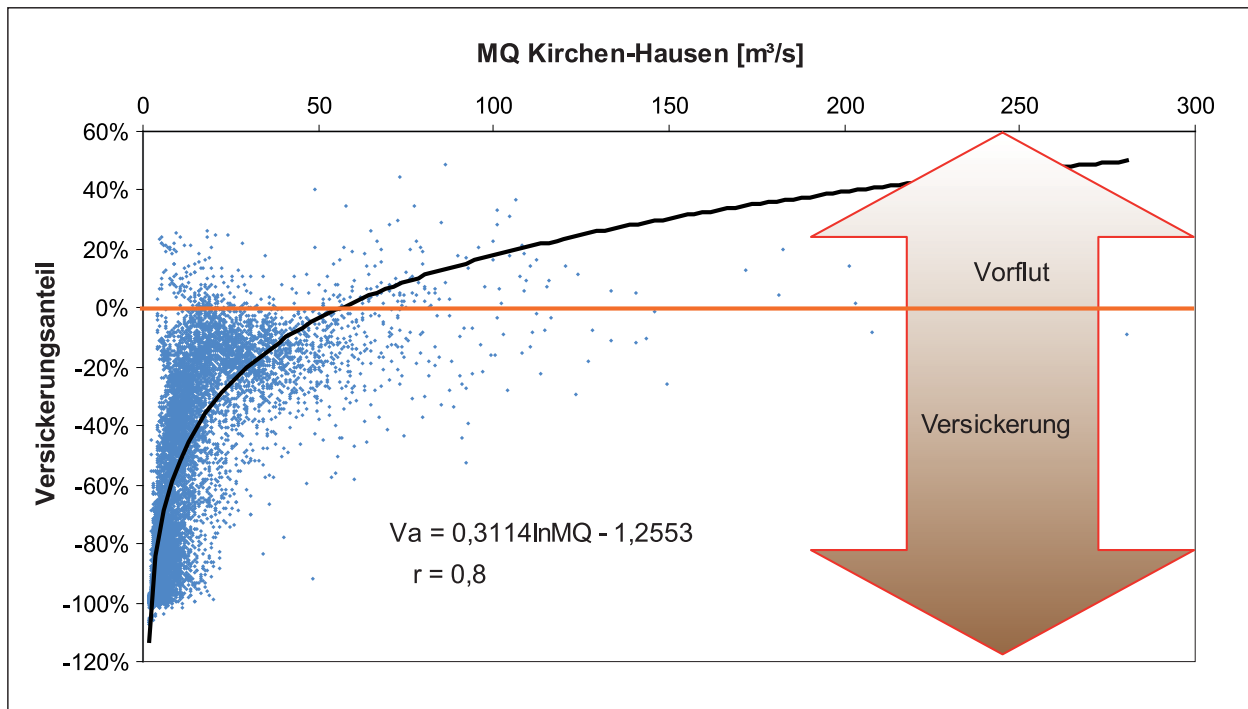


Abb. 28: Korrelation von Donauabfluss oberhalb der Versinkung von Immendingen und seinem Versickerungsanteil (Tageswerte). Dabei bedeuten nur negative Werte eine Versickerung. Positive belegen eine Zunahme der Wasserführung in der Donau zwischen Kirchen-Hausen und Möhringen um den entsprechenden Prozentsatz.

sickerungsanteil) und Wasserführung der Donau entsprechend umgeformt. Ferner ist zu berücksichtigen, dass es sich um eine Regressionsgleichung handelt, die zudem aus einem breit streuenden Datenkollektiv berechnet wurde, allerdings mit einem hinreichend guten Korrelationskoeffizienten. Es sind somit keine exakten Werte zu erwarten, sondern in erster Linie eine qualitative Beschreibung der Zusammenhänge.

Wie erläutert, versickert die Donau vollständig, wenn die Abflussrate am Pegel Kirchen-Hausen unter ca. 6 – 8 m³/s liegt. Demzufolge muss die Versickerungsrate bei diesen Verhältnissen dem Donauabfluss entsprechen. Die Regressionsgleichung gibt diesen Zusammenhang sehr genau wieder. Bei einer Wasserführung der Donau von 20 m³/s wird mit ca. 6 – 7 m³/s Versickerung rechnerisch ein Maximum erreicht. Tatsächlich dürfte die Schluckfähigkeit jedoch etwas höher liegen. Mit zunehmendem Donauabfluss geht die Versickerung dann zurück. Nimmt er auf mehr als 55 – 60 m³/s zu, kommt die Versickerung zum Erliegen. Dieser Wert scheint zuverlässig, da er durch Zeitreihen wie in Abb. 9 u. 10 gut bestätigt wird. Und auch am Pegel Hattinger Straße steigt der Wasserstand ab diesen Zustromraten deutlich stärker an (Abb. 26).

Die Zunahme der Versickerungsrate nach einer Vollversickerung wird zum einen durch die Speicherkapazität des Gebirges unterhalb der Versinkungsstellen gewährleistet. Bei Immendingen-Brühl beträgt der Flurabstand des Grundwassers bei Niedrigwasser etwa 25 m (VOGELSANG & VILLINGER 1987). Das Füllen dieses Speichers geht weiter einher mit einer Zunahme des hydraulischen Gradienten i . Nach Darcy ($Q = B \cdot i \cdot T$) nimmt damit auch die Fließrate Q zu. Ist der Speicher voll, kann der Gradient nicht weiter erhöht werden. Die Fließrate ist nur noch von der Abstrombreite B und der Gebirgsdurchlässigkeit T abhängig. Da man beide als konstant betrachten kann, sollte im Weiteren auch der Abstrom konstant bleiben.

Die Tatsache, dass zwei unterschiedliche Durchlässigkeiten (Donaubett und Aquifer) und die Existenz eines „Puffers“ – einer Art Ausgleichsbehälter in Form der ungesättigten Zone – existieren und die Versickerung fallweise unterschiedlich steuern, machen verständlich, dass kein einfacher linearer Zusammenhang zwischen Versickerung und Aachtopf-Schüttung bestehen kann. Des Weiteren könnten die immer wieder auftretenden „Überschüsse“ aus Versickerung und Grundwasserneubildung aus den Niederschlägen, die die Gebirgsdurchlässigkeit im Einzugsgebiet des Aachtopfs übersteigen,

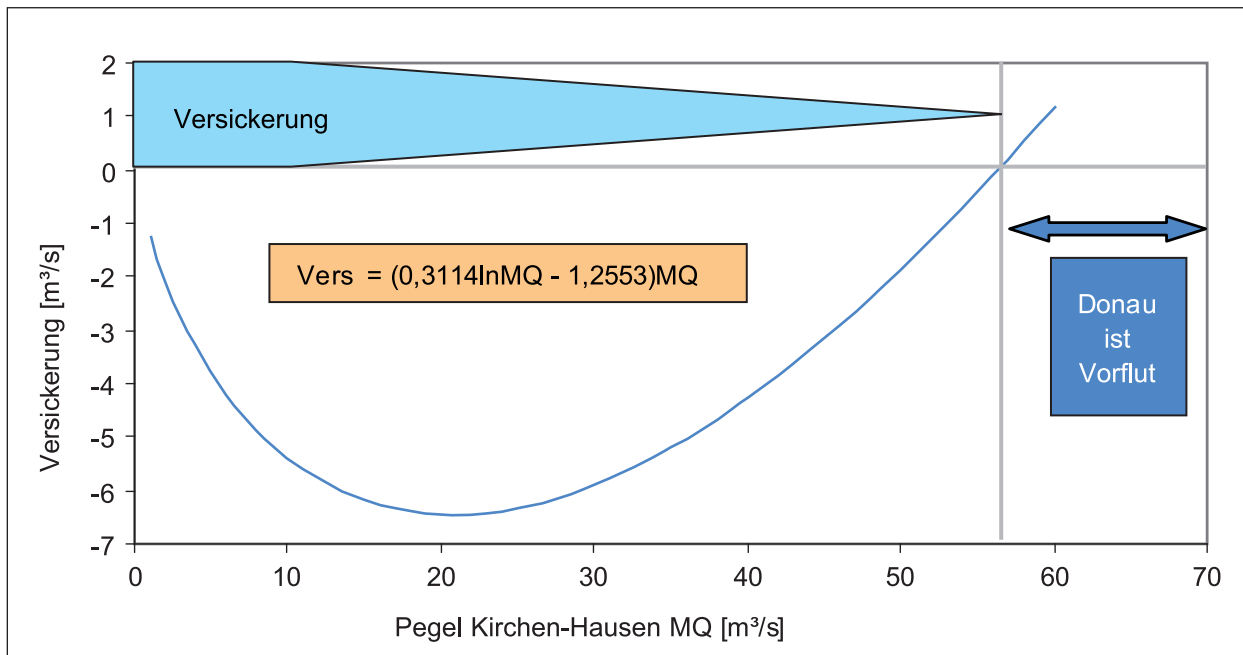


Abb. 29: Versickerungsrate in Abhängigkeit von der Wasserführung der Donau.

ohne weiteres in der ungesättigten Zone des Grundwasserleiters gespeichert werden. Da sich aber auch bei langjähriger Betrachtung der Massenbilanz kein Ausgleich zwischen Leerlaufphasen und speicherwirksamen Phasen abzeichnet, muss man von einem zusätzlichen Abstrom am Aachtopf vorbei ausgehen.

7 Ausblick

Geologisch betrachtet ist das Phänomen der Donauversinkung sehr jung. Die Vollversinkung selbst, soweit man das aufgrund historischer Quellen beurteilen kann, ist möglicherweise noch sehr viel jünger. Im Moment deutet alles darauf hin, dass Umfang und Häufigkeit abnehmen. Da davon auszugehen ist, dass der für die Versinkung so wichtige Prozess der Verkarstung fortschreitet, könnte sich ein Wettlauf entwickeln zwischen der korrosiven Erweiterung der Fließwege (d. h. Verkarstung) und einer Selbstabdichtung durch die Donau bzw. deren Geschiebe- und Sedimentfracht.

Besonders für die Verkarstung dürfte die zukünftige Klimaentwicklung eine Rolle spielen. Wie sich die prognostizierten Zunahmen und jahreszeitlichen Verschiebungen bei den Niederschlägen, die Zunahme der Temperatur und alle weiteren, daraus resultierenden Veränderungen, z. B. die Entwick-

lung des Kohlendioxidgehalts in der Bodenluft, auf die Verkarstung auswirken werden, lässt sich im Detail kaum abschätzen. Es kann jedoch vermutet werden, dass sich der Prozess verstärkt. Auch ohne weitere Absenkung des Vorflutniveaus könnte die Versickerung letztendlich weiter zunehmen. Die Durchlässigkeiten des Flussbetts und des Aquifers würden somit erweitert. Es ist demnach durchaus denkbar, dass die Donau irgendwann einmal ganzjährig zwischen Immendingen und Fridingen versickert.

Dank

Herr O. LISIECKI (LUBW) hat geduldig alle Fragen zu den Pegelmessungen beantwortet. Ihm ist auch die Bewertung der Datengüte aller Pegel zu verdanken (Tab. 2) sowie die Zusammenstellung der Informationen über die Vollversinkungstage (Anhang). Dr. V. ARMBRUSTER war mit der Bereitstellung und Aufbereitung der Grundwasserneubildungs-Daten im Einzugsgebiet des Aachtopfs behilflich. Die Kollegen E. STIER und L. WÄSCHLE von der ehemaligen Gewässerdirektion Rottweil waren mit zahlreichen Hinweisen und Informationen eine willkommene Hilfe. J. CROCOLL, G. FISCHER und U. LEHRER (RPF-LGRB) haben dankenswerterweise die Fertigung verschiedener Abbildungen übernommen.



Literatur

- ALBIKER, B. & MOSER, H. (1979): Wassermengenwirtschaftliche Untersuchung der Donauversickerung. – *Wasserwirtschaft*, **69/7+8**: 249–258, 11 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden.
- ARMBRUSTER, V. (2002): Grundwasserneubildung in Baden-Württemberg. — *Freiburger Schriften zur Hydrologie*, **7**: 141 S., 38 Abb., 20 Tab., 3 Kt.-Beil.; Institut für Hydrologie, Universität Freiburg; Freiburg i. Br.
- BATSCHKE, H., BAUER, F., BEHRENS, H., BUCHTELA, K., DOMBROWSKI, H. J., GEISLER, R., GEYH, M. A., HÖTZL, H., HRIBAR, F., KÄSS, W., MAIRHOFER, J., MAURIN, V., MOSER, H., NEUMAIER, F., SCHMITZ, J., SCHNITZER, W. A., SCHREINER, A., VOGG, H. & ZÖTL, J. (1970): Kombinierte Karstwasseruntersuchungen im Gebiet der Donauversickerung (Baden-Württemberg) in den Jahren 1966–1969. — *Steir. Beitr. Hydr.*, **22**: 5–165, 72 Abb., 15 Tab., 5 Taf.; Graz.
- BATSCHKE, H., MOSER, H. & STICHLER, W. (1972): Messungen des Deuterium- und Sauerstoff-18-Gehalts in Karstwässern. — *Geol. Jb.*, **C2**: 275–288, 12 Abb.; Hannover.
- BERZ, K. C. (1928): Die Grundwasserhältnisse im Versinkungsgebiet der oberen Donau. — *Mitt. geol. Abt. Württ. Stat. L.-Amt*, **11**: 82 S., 5 Abb., 7 Taf., 1 Kt.; Stuttgart.
- ERB, L. (1953): Über den Mechanismus der Donauversinkung und der Aachquelle. — *GWF (Wasser-Abwasser)*, **94/14**: 422–423, 2 Abb.; Hamburg.
- FRANZ, M. (1995a): Nachtrag zur Hydrogeologie. — In: BERZ, K. C.: *Geol. Karte Baden-Württ. 1 : 25 000, Erl. Bl. 7919 Spaichingen*, 3., überarb. Aufl., 124–129, 2 Abb., 2 Tab.; Freiburg i. Br.
- FRANZ, M. (1995b): Hydrogeologische Verhältnisse. — In: GWINNER, M. P. & HAFNER, G.: *Geol. Karte Baden-Württ. 1 : 25 000, Erl. 7919 Mühlheim a. d. D., 1. Aufl.*, 74–88, 1 Abb., 2 Tab.; Freiburg i. Br.
- HÖTZL, H. & HUBER, W. (1972): Über die Hydrogeologie und wasserwirtschaftliche Nutzung der Aachquelle (Baden-Württemberg, BRD). — *Geol. Jb.*, **C2**: 359–382, 12 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- KÄSS, W. (1969): Schrifttum zur Versickerung der oberen Donau zwischen Immendingen und Fridingen (Südwestdeutschland). — *Steir. Beitr. Hydrogeol.*, **21**: 215–246, 5 Abb.; Graz.
- KÄSS, W. (2000): Schrifttum (II) zur Versickerung der oberen Donau zwischen Immendingen und Fridingen (Südwestdeutschland). — *Beitr. Hydrogeol.*, **51**: 169–182, 2 Abb.; Graz.
- KÄSS, W. & HÖTZL, H. (1973): Weitere Untersuchungen im Raum Donauversickerung – Aachquelle (Baden-Württemberg). — *Steir. Beitr. Hydrogeol.*, **25**: 103–116, 4 Abb.; Graz.
- Landesanstalt für Umweltschutz (LfU) (1980): Donau und Aach. Bericht 1980. — 436 S., zahlr. Abb., Tab. u. Beil., Karlsruhe. — [unveröff.]
- Landesanstalt für Umweltschutz (LfU) (1987): Donau und Aach. Probeumleitung der Donau 1985. — 147 S., zahlr. Abb., Tab. u. Anl.; Karlsruhe. — [unveröff.]
- Landesanstalt für Umweltschutz (LfU) (1989): Donauumleitung als Ausgleich der Wasserentnahme aus der Donau durch den Zweckverband Landeswasserversorgung. — 130 S., zahlr. Abb., Tab. u. Anl.; Karlsruhe. — [unveröff.]
- Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz (LUBW) (2007): Stellungnahme zur Qualität der Pegelraten an der oberen Donau und am Aachpegel (Bearb.: O. LISIEKI). — 5 S. — [unveröff.]
- MÜNZING, K. (1994): Hydrogeologie und Karsterscheinungen. — In: SCHWEIZER, V. & FRANZ, M.: *Geol. Karte 1 : 25 000 Baden-Württ., Erl. Bl. 7819 Meßstetten*, 72–80, 4 Tab., 1 Beil.; Freiburg i. Br./Stuttgart.
- REINERT, E. & POTSCHIGMANN, K. (1949): Die Donauversinkung. — *Tuttlinger Heimatblätter*, **N.F.**, **2**: 56 S.; Tuttlingen.
- SCHMIDT, K. (1956): Über die Vollversinkung der Donau. — *GWF (Wasser – Abwasser)*, **97/20**: 857–859, 6 Abb.; Hamburg.
- SPITZ, W. mit Beitr. von EWALD, R., NEUMANN, R., SCHALCH, F. & SCHNARRENBERGER, C. (1926): Geologische Spezialkarte von Baden 1 : 25 000 (GK 25): Blatt 8018 Möhringen.
- STRAYLE, G. (1970): Karsthydrologische Untersuchungen auf der Ebinger Alb (Schwäbischer Jura). — *Jh. geol. Landesamt B.-W.*, **12**, 109–206, 29 Abb.; Freiburg i. Br.
- TÜRK, W. (1932): Wesen und Wirken der Donauversinkung. — 64 S., zahlr. Abb., Anhang, Karlsruhe.
- TÜRK, W. (1935): Rechnerische Behandlung des Donauversinkungsproblems. — *Jb. Hydrograph. Bureau, Bad. Finanz- u. Wirtschaftsmin., Abt. Wasser- und Straßenbau*, **1933**: 14–33; Karlsruhe.
- VILLINGER, E. (1977): Über Potentialverteilung und Strömungssysteme im Karstwasser der Schwäbischen Alb (Oberer Jura, SW-Deutschland). — *Geol. Jb.*, **C18**: 3–93, 9 Abb., 11 Tab., 2 Taf.; Hannover.
- VILLINGER, E. (1986): Untersuchungen zur Flußgeschichte von Aare-Donau/Alpenrhein und zur Entwicklung des Malm-Karsts in Südwestdeutschland. — *Jh. geol. L.-Amt Baden-Württ.*, **28**: 297–362, 10 Abb., 2 Tab., 3 Beil.; Freiburg i. Br.
- VILLINGER, E. & ZEDLER, H. (2006): Geologische Karte des Schwarzwalds (GK 150). — *L.Amt Geol., Rohst. u. Bergb.*; Freiburg i. Br.
- VOGELANG, D. & VILLINGER, E. (1987): Elektromagnetische und hydrogeologische Erkundung des Donau-Aach-Karstsystems (Schwäbische Alb). — *Geol. Jb.*, **C49**: 3–33, 8 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Hannover.
- WERNER, A. (1998): Hydraulische Charakterisierung von Karstsystemen mit künstlichen Tracern. — *Schr. Angew. Geol. Karlsruhe*, **51**: I–XX, 1–169, 89 Abb., 13 Tab., Anh.; Karlsruhe.

Anhang

Zusammenstellung der Vollversinkungstage

(Zeitraum 1884 – 2005)

Jahr	Summe	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Datenquelle
1884	71						2	31	31	7				TÜRK (1935)
1885	56							1	31	24				TÜRK (1935)
1886	36							11	25					TÜRK (1935)
1887	102							9	31	30	31	1		TÜRK (1935)
1888	0													TÜRK (1935)
1889	50	27	2							21				TÜRK (1935)
1890	21							21						TÜRK (1935)
1891	154	29	28	3					19	30	31	14		TÜRK (1935)
1892	97							24	31	30	12			TÜRK (1935)
1893	172	20	3				22	31	31	30	31	4		TÜRK (1935)
1894	22							8	8	6				TÜRK (1935)
1895	105								31	30	31	13		TÜRK (1935)
1896	0													TÜRK (1935)
1897	110	25	3					24	20			29	9	TÜRK (1935)
1898	109							11	18	30	31	19		TÜRK (1935)
1899	139							1	31	30	28	18	31	TÜRK (1935)
1900	41								12	15	14			TÜRK (1935)
1901	0													TÜRK (1935)
1902	126						6	31	19	30	19	9	12	TÜRK (1935)
1903	107						12	30	22	30	13			TÜRK (1935)
1904	142						9	31	31	30	31	10		TÜRK (1935)
1905	62	16	6					29	11					TÜRK (1935)
1906	96								5	30	31	19	11	TÜRK (1935)
1907	172	9	19					13	31	30	31	30	9	TÜRK (1935)
1908	121	5						25	31	4	31	23	2	TÜRK (1935)
1909	102	13					9		31	30	5	14		TÜRK (1935)
1910	38							2		4	31	1		TÜRK (1935)
1911	143		9					20	31	30	31	22		TÜRK (1935)
1912	49						1	31	4		8		5	TÜRK (1935)
1913	155						27	24	31	30	31	12		TÜRK (1935)
1914	65								16	12	22	15		TÜRK (1935)
1915	137						14	28	31	22	28	14		TÜRK (1935)
1916	128					8	18	16	31	30	18	7		TÜRK (1935)
1917	105	4	22				17	31	13	1	8		9	TÜRK (1935)
1918	163	7					30	31	31	11	11	30	12	TÜRK (1935)
1919	164						26	31	31	30	31	15		TÜRK (1935)
1920	204					16	24	17	31	24	31	30	31	TÜRK (1935)
1921	309	13		21	30	31	30	31	31	30	31	30	31	TÜRK (1935)
1922	29	1					1	16	1	10				Jb. Hydr. Bureau
1923	148					25	18	31	31	30	13			Jb. Hydr. Bureau



Jahr	Summe	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Datenquelle
1924	149							19	28	30	31	10	31	Jb. Hydr. Bureau
1925	208	26					27	31	31	25	31	17	20	Jb. Hydr. Bureau
1926	106							7	31	30	28		10	Jb. Hydr. Bureau
1927	104	7	4				15	17	4	9	23	9	16	Jb. Hydr. Bureau
1928	177	3				4	30	31	31	30	31	17		Jb. Hydr. Bureau
1929	189		14	3			9	31	31	30	31	30	10	Jb. Hydr. Bureau
1930	55						3	13	3	30	6			Jb. Hydr. Bureau
1931	31										24		7	Jb. Hydr. Bureau
1932	169	2	18	18			17	6	31	30	26	12	9	Jb. Hydr. Bureau
1933	218	31	2		13			19	31	30	31	30	31	Jb. Hydr. Bureau
1934	265	18			2	31	30	31	31	30	31	30	31	Jb. Hydr. Bureau
1935	177	20	3				20	31	31	30	27	12	3	Jb. Hydr. Bureau
1936	136			9	18	16	26	16	9	23	19			Jb. Hydr. Bureau
1937	220					6	30	31	31	30	31	30	31	LUBW
1938	188	12				31	9	11	14	29	31	27	24	LUBW
1939	40	16					10		11	1	2			LUBW
1940	125	31	8			17	14	1	21	10	9	1	13	LUBW
1941	137					2	5	31	31	30	27	8	3	LUBW
1942	243	31	31	5			10	31	31	30	31	30	13	LUBW
1943	208	22				16	30	31	31	30	31	17		LUBW
1944	150					11	30	31	31	30	17		*	LUBW
1945	59	2			*	*	*	*	*	*	*	30	27	LUBW
1946	216				18	31	10	20	31	21	31	30	24	LUBW
1947	213	12	16			17	30	31	31	30	31	15		LUBW
1948	207					18	30	6	31	30	31	30	31	LUBW
1949	218	24	23				12	31	31	30	31	30	6	LUBW
1950	183	11	8				30	31	31	30	31	11		LUBW
1951	177					13	27	31	31	30	31	14		LUBW
1952	154					8	30	31	31	30	24			LUBW
1953	210					27	24	6	31	30	31	30	31	LUBW
1954	199	21	26			4	30	31	21	20	9	28	9	LUBW
1955	193					11	16	29	31	30	31	30	15	LUBW
1956	109						21	11	5	22	23	27		LUBW
1957	241	2	1			31	26	28	31	30	31	30	31	LUBW
1958	134	6					2	18	31	30	22	13	12	LUBW
1959	207					4	24	31	31	30	31	30	26	LUBW
1960	64						5	16	1	27	15			LUBW
1961	161					8	8	31	27	30	31	24	2	LUBW
1962	186						8	31	31	30	31	30	25	LUBW
1963	132	31	28	9				7	7	18	20	6	6	LUBW
1964	165	19	1				23	31	31	30	20	10		LUBW
1965	92							9	27	15	31	10		LUBW

* Keine Datenerhebung in Folge der Kriegswirren



Jahr	Summe	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Datenquelle
1966	179					15	30	29	13	30	31	30	1	LUBW
1967	140						4	27	31	30	31	11	6	LUBW
1968	108						8	24	26	4		25	21	LUBW
1969	100							20	6	11	31	16	16	LUBW
1970	134	10						21	31	30	31	11		LUBW
1971	163	1				21	7	26	31	25	31	21		LUBW
1972	104							12	25	30	31	6		LUBW
1973	80							1	31	30	18			LUBW
1974	137					19	30	31	31	26				LUBW
1975	102						6	11	15	23	31	16		LUBW
1976	186					22	24	26	23	30	31	30		LUBW
1977	134						27	22	23	28	31	3		LUBW
1978	140						5	24	16	30	27	30	8	LUBW
1979	146						17	31	31	30	31	6		LUBW
1980	62						1		10	22	24	1	4	LUBW
1981	109						7	31	31	30	10			LUBW
1982	70							16	18	30	6			LUBW
1983	136						2	19	28	30	31	26		LUBW
1984	91							22	21	13	13	22		LUBW
1985	161	15					11	31	29	30	31	11	3	LUBW
1986	69							9	11	26	20		3	LUBW
1987	108							14	26	26	30	12		LUBW
1988	139						5	31	31	30	13	29		LUBW
1989	190					9	30	22	31	30	31	24	13	LUBW
1990	86							7	31	29	19			LUBW
1991	158						20	30	31	30	31	13	3	LUBW
1992	92							7	31	30	24			LUBW
1993	125				1	19	30	16	27	30	2			LUBW
1994	68							20	31	8	9			LUBW
1995	87							22	19	2	28	16		LUBW
1996	69								23	30	16			LUBW
1997	137						20	1	31	30	15	30	10	LUBW
1998	143					11	29	31	31	17	24			LUBW
1999	99							1	31	30	31	6		LUBW
2000	119					5	9	13	29	29	21	13		LUBW
2001	89							24	31	11	16	7		LUBW
2002	126						6	31	31	23	23	12		LUBW
2003	198					5	30	31	31	30	27	30	14	LUBW
2004	117					3	24	31	24	26	9			LUBW
2005	176						21	31	31	30	27	30	6	LUBW
Mittel	129													



LGRB-Informationen	25	S. 47 – 66	13 Abb.	0 Tab.	Freiburg i. Br. Juli 2010
--------------------	-----------	------------	---------	--------	------------------------------

Karten zur Landschaftsgeschichte in Baden-Württemberg

THEO SIMON

Inhalt

Kurzfassung	49
Abstract	49
1 Einleitung	49
2 Kreide bis Paläozän	49
3 Eozän bis frühes Miozän	52
4 Spätes Miozän	56
5 Pliozän	59
6 Pleistozän	62
7 Holozän	64
Literatur	65





LGRB-Informationen	25	S. 47 – 66	13 Abb.	0 Tab.	Freiburg i. Br. Juli 2010
--------------------	----	------------	---------	--------	------------------------------

Karten zur Landschaftsgeschichte in Baden-Württemberg

THEO SIMON

Kurzfassung

Schlagworte: Landschaftsgeschichte, Flusssystem, Schichtstufen, Kreide, Tertiär, Quartär, Baden-Württemberg

Seit dem späten Oberjura ist Südwestdeutschland (Baden-Württemberg), abgesehen von kurzen Meeresüberflutungen, Festland. Seither überwiegen die erosiven Prozesse, hauptsächlich bedingt durch Flüsse. Das Flussnetz und die Schichtstufen sind in Südwestdeutschland sehr wichtige Landschaftselemente. Deshalb wird versucht, diese Elemente zu rekonstruieren. Dies ist für die letzten 30 Millionen Jahre möglich.

Abstract

[Maps for the landscape history in Baden-Württemberg]

Keywords: Landscape history, river systems, cuestas, Cretaceous, Tertiary, Quarternary, Baden-Württemberg

Since the late Upper Jurassic, the region of Southwest Germany (Baden-Württemberg) is continental, except for brief periods of marine transgressions. Since then, erosion, due to fluvial processes is dominant. River systems and cuestas are the most important elements of landscape evolution in Southwest Germany. For the last 30 Million years, it is possible to reconstruct these elements.

1 Einleitung

Karten zur Landschaftsgeschichte hat GEORG WAGNER als erster in größerem Umfang erarbeitet und populär gemacht. Der Begriff „Landschaftsgeschichte“ taucht auch in den Titeln zwei seiner für die Landschaftsgeschichte wichtigsten Bücher auf (WAGNER 1960, WAGNER & KOCH 1961). Seither hat es mehrfach weitergehende Rekonstruktionen gegeben (z. B. HAGDORN & SIMON 1988, SIMON 1988, VILLINGER 1998, GROSCOPF & VILLINGER 1998). Hier soll versucht werden, die landschaftsgeschichtliche Entwicklung seit dem Ende der Jurazeit für Südwestdeutschland darzustellen.

2 Kreide bis Paläozän

Im Oberjura vereinigten sich die seit der Permzeit bestehenden Hochgebiete des London-Brabanter, des Rheinischen und des Böhmisches Massivs zum Mitteleuropäischen Land, das sich bald auch auf Südwestdeutschland erstreckte. Dieses Land umfasste in der Unterkreide auch Bayern bis auf das Gebiet südlich etwa einer Linie Bodensee – München – Burghausen. Während des weltweiten Meeresspiegelanstiegs in der Oberkreide verkleinerte sich dieses Land. Im Nordosten Bayerns bildete sich eine Bucht aus, die bis in die nördliche Frankenalb reichte (Regensburger Bucht). Südwestdeutschland blieb wahrscheinlich insgesamt weiterhin Land (Abb. 1; LEMCKE 1975).

Allerdings gibt es auch paläogeographische Darstellungen, die z.B. in der Oberkreide einen Teil Baden-Württembergs als flachmarinen bis deltatischen Ablagerungsbereich zeigen (ZIEGLER 1982, MEYER 1996). Kurzzeitige Meeresvorstöße halten z.B. FRANZ et al. (1998) für möglich. Allerdings fehlen eindeutige Kreidesedimente. Beweise für Erosion auf dem Mitteleuropäischen Land können in den Kreidesedimenten gesehen werden, die sich um dieses Land in der Regensburger Bucht, unter der Molasse von Oberbayern und der Schweiz, in den Alpen und im Pariser Becken befinden. Es handelt sich um fluviatile und flachmarine, oft sandige Ablagerungen, deren Herkunft vor allem auf dem Böhmischem Massiv, zum Teil aber auch auf dem Mitteleuropäischen Land gesucht werden muss.

Wie die Landschaft Südwestdeutschlands während der späten Jurazeit und der Kreidezeit ausgesehen hat, ist nicht mehr aus Aufschlüssen in Baden-Württemberg abzuleiten, wohl aber im benachbarten Bayern, z.B. im Steinbruch Saal bei Kehlheim. Hier lagern die sandigen, präoberceno-manen Schutzfelsschichten über einer zuvor verkarsteten Oberjura-Landoberfläche (MEYER 1996).

Zunächst bildeten in ganz Baden Württemberg Oberjura-Kalksteine, wahrscheinlich mit nach Norden zunehmenden tonigen und sandigen Anteilen, die Landoberfläche. Diese lag nur wenig über dem Meeresspiegel. Die Oberjura-Kalksteine unterlagen der Verwitterung und Verkarstung. Die Entwicklung eines dem herrschenden Klima gemäßen, teilweise nur periodisch fließenden Flusssystem setzte ein. Die Entwässerung erfolgte weitgehend radial vom Hochgebiet des Mitteleuropäischen Landes. Das Hochgebiet lag im Gebiet des Rheinischen Schiefergebirges, das in seinem Kernbereich allerdings nie von mesozoischen Sedimenten überlagert war. Erst später, gegen Ende der Kreidezeit dürfte sich ein für Baden-Württemberg zweites wichtiges Hochgebiet im Raum Südschwarzwald – Kaiserstuhl – Südvogesen herausgebildet haben. Die Flüsse in Südwestdeutschland flossen den Sedimentationsgebieten im Osten (Regensburger Bucht), im Süden (Helvetisches Schelfmeer) und im Westen (Pariser Becken) zu. Einige Flüsse besitzen heute noch die damals herrschenden Abflussrichtungen, so z.B. die Wörnitz und die Brenz, aber auch der Neckar, dieser allerdings in umgekehrter Abflussrichtung.

Die Verkarstung der damaligen Landschaft war nicht tiefgründig, da das Land sehr flach war. Aus lateritischer Bodenbildung gingen Bohnerze hervor, die in späteren Zeiten mehrfach umgelagert in Karstschlotten und Geländevertiefungen auf der



Abb. 1: Entwässerungsrichtungen auf dem Mitteleuropäischen Land in der Oberkreide und im frühen Tertiär. Paläogeographie nach ZIEGLER (1982) und GEYER & GWINNER (1991). Aus HANSCH et al. 2006, SIMON 2008.

Schwäbischen Alb, unter der Molasse und auch als unterste Lage der Oberrheingrabenfüllung auftreten können. Die Vergesellschaftung von stark korrodierten Quarzsandkörnern mit Bohnerzen führt beispielsweise BORGER (2000) auf kretazische Transport- und Ablagerungsprozesse zurück. Insofern dürften tatsächlich geringe Mengen an kretazischen Sedimenten in Karstschlotten der Schwäbischen Alb und unter der Molasse und im Oberrheingraben vorhanden sein. Es handelt sich hierbei um einen äußerst geringen Teil der Sedimentfracht, die die Flüsse vom Mitteleuropäischen Land in den umliegenden marin beeinflussten Ablagerungsraum transportierten.

Daten über die endkretazische-frühtertiäre Landschaft lassen sich aus Sedimenteinschlüssen im Tuff der Vulkanschlote vom Katzenbuckel und vom Steinsberg gewinnen. Die jüngsten Einschlüsse beim Katzenbuckel gehören dem unteren Mitteljura, beim Steinsberg dem mittleren Unterjura an. Daraus lässt sich folgern, dass beim Katzenbuckel die Oberfläche der Landschaft von Mitteljura, beim Steinsberg von Unterjura gebildet wurde.

Die geologische Situation um die beiden Vulkanschlote lässt auch Rückschlüsse über die tektoni-



schen Hebungen während der Kreidezeit zu. Setzt man eine insgesamt flachere Landschaft als heute voraus, müssen die Hebungen größer als die Mächtigkeit der vom Oberjura bis an die Wende Kreide/Tertiär abgetragenen Schichten sein, also über 500 m liegen. Erwägt man die Tatsache, dass im nördlichsten Oberrheingraben an dessen vor etwa 50 Ma verschütteten Sohle Rotliegendes ansteht, das im Oberjura noch von der gesamten Trias und von Jura überlagert war, so kommt man für den Bereich Odenwald auf noch größere Abtragungsbeträge und damit zu größeren Hebungen. Daraus ergibt sich, dass der kreidezeitlichen Landschaft eine beträchtliche Dynamik innewohnte.

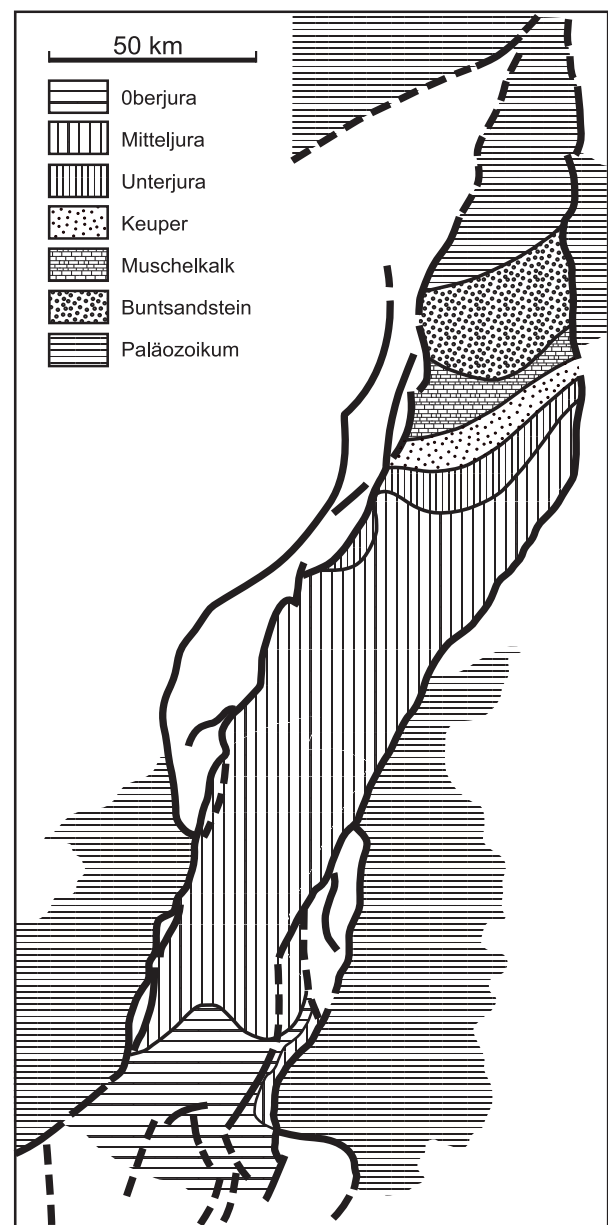
Neben den beiden Vulkanschloten des Katzenbuckels und des Steinsbergs gibt die Sohle des Oberrheingrabens den besten Einblick in die fröhertiäre Landschaft. Im Oberrheingraben ist diese Landschaft unter der känozoischen Grabenfüllung konserviert. Die Sohle ist durch tektonische Bewegungen vielfach zerschert worden. Dies, und die nur begrenzte Anzahl der Bohrungen, die die Grabensohle erreicht haben, sowie geophysikalische Untersuchungen erlauben zwar nicht die verschütteten Landschaftsformen befriedigend zu rekonstruieren, dennoch geben die an der Sohle anstehenden Gesteine wichtige Auskünfte (Abb. 2). Die Grabensohle besteht westlich Darmstadt aus Rotliegendem. Das bedeutet eine Abtragung von über 1000 m. Nach Süden werden die Gesteine an der Sohle jünger. Bis in das Freiburger Gebiet steht Mitteljura an der Sohle an, südlich davon Oberjura. Das heißt, nördlich von Freiburg hat in der frühen Tertiärzeit eine stärkere Erosion und damit auch eine stärkere Hebung stattgefunden als in südlich benachbarten Gebieten.

Die Landschaft in der frühesten Tertiärzeit kann als kontinuierliche Weiterentwicklung der kreidezeitlichen Landschaft verstanden werden. Allerdings ist dabei zu berücksichtigen, dass die Hebungen im Bereich des südlichen Oberrheingrabens um die Wende Kreide/Tertiär (PFLUG 1982) zur radialen Entwässerung dieses Gebiets geführt haben dürften (Abb. 1). Durch die Absenkung des Oberrheingrabens entwickelte sich eine neue Vorflut. Dies wirkte sich in der Folgezeit bis heute auf die Gestaltung der Landschaft aus.

Abb. 2: Der Ausstrich des Untergrunds im Liegenden der tertiären Füllung des Oberrheingrabens. Nach PFLUG 1982, aus GEYER & GWINNER 1991, mit Ergänzungen nach RUPF & NITSCH 2008.

Der Ausstrich der paläozoischen und mesozoischen Gesteine unter der tertiären Grabenfüllung ist im Nordteil des Grabens etwa von Südwesten nach Nordosten gerichtet – in der gleichen Richtung mit der die mesozoischen Gesteine im südlichen Odenwald und im Kraichgau heute ausstreichen. Verlängert man die Ausstriche im Graben nach Osten, so überdeckt der Grenzbereich Unter-/Mitteljura auch das Gebiet des Katzenbuckels und des Steinsbergs, was wieder mit den dort aufgefundenen Mittel- und Unterjuragesteinen in den Schlotfüllungen übereinstimmt.

Die Ausstriche setzten sich ab dem östlichen Grabenrand nicht an gleicher Stelle ins heutige Schichtstufenland fort, sondern sind dort nach Süden veretzt: Der Buntsandstein um ca. 30 km, der Mu-



schelkalk um ca. 20 km – ein Maß für die seitherige Erosionsleistung. Es dürfte sich allerdings um Mindestbeträge handeln, da sinistrale tektonische Bewegungen zwischen Graben und östlichem Grabenrand in einer Größenordnung von einigen Kilometern stattgefunden haben.

Interessant ist auch die Frage nach der Form der Gesteinsausstriche an der Grabensohle. Liegen der Buntsandsteinausstrich oder der Muschelkalkausstrich als Schichtstufe vor? Möglich wäre dies, denn das Klima der Kreidezeit oder des frühen Tertiärs hätte durchaus eine Schichtstufenbildung zugelassen. Vergleicht man die Ausstrichbreiten der mesozoischen Gesteine mit ihrer Mächtigkeit, so fällt auf, dass der im nördlichen Graben ca. 350 m mächtige Keuper nur eine Ausstrichbreite von ca. 5 km hat. Dies kann, etwa kontinuierliches Schichtfallen nach Südosten vorausgesetzt, durch eine im Unterjura angelegte Schichtstufe erklärt werden. Im Keuper des nördlichen Oberrheingrabens ist nur der Schilfsandstein in Rinnenfazies in der Lage Schichtstufen zu bilden, d. h. die Tonsteine des Keupers könnten einen flachen Schichtstufenhang gebildet haben. Andererseits zeigen die Gesteine des Mitteljura, 250 bis 300 m mächtig, eine breite Ausstrichfläche. Im Gegensatz zum heutigen Schichtstufenland besitzt der Mitteljura im Oberrheingebiet in den Sandsteinen im unteren und dem Hauptrogenstein im oberen Bereich zwei potenzielle Schichtstufenbildner. Diese bewirken einen, verglichen mit der Mächtigkeit, überbreiten Ausstrich. Ein zweifelsfreier Nachweis ist allerdings durch bisherige Untersuchungen (Bohrungen, seismische Untersuchungen) noch nicht gelungen. Deshalb wird beim gegenwärtigen Stand der Forschungen oft von einer bis zu Beginn des Miozän existierenden Rumpfflächenlandschaft ausgegangen, aus der sich dann die Schichtstufenlandschaft entwickelt hätte (z. B. EBERLE et al. 2007).

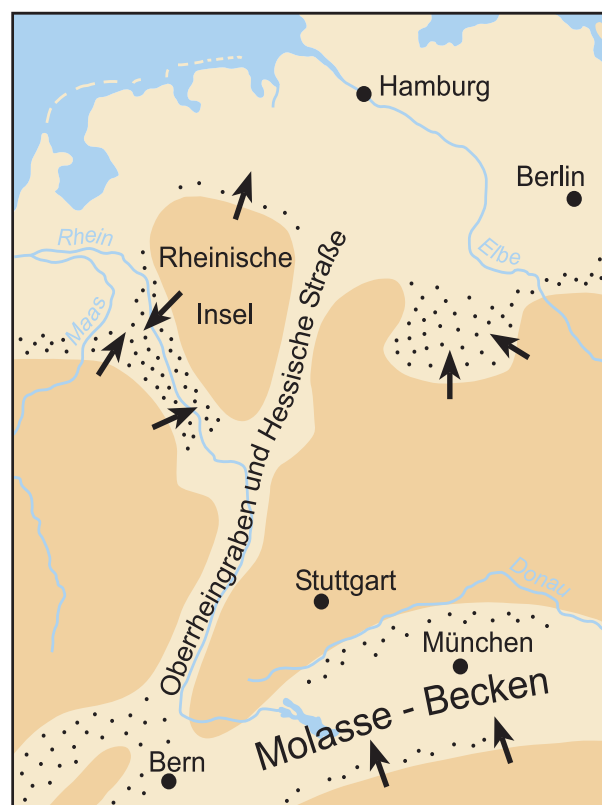
Ausgehend von den Schlotfüllungen in den Kraichgauvulkanen und dem Ausstrich der Gesteine an der Sohle der tertiären Füllung des Oberrheingrabens waren weite Teile von Südwestdeutschland noch von Oberjuragesteinen bedeckt. Diese fehlten schon im Nordwesten, d. h. etwa nordwestlich der Linie Rastatt – Würzburg, wobei diese Linie in der Mitte wohl etwas nach Südosten eingebuchtet war. Im Bereich des Mittleren Schwarzwalds und der Mittleren Vogesen war durch Hebung und Erosion schon Mitteljura freigelegt.

Abb. 3: Paläogeographie des mittleren Oligozäns in Mitteleuropa. Verändert nach ZIEGLER (1982), aus GEYER & GWINNER (1991).

3 Eozän bis frühes Miozän

Der Einbruch des Oberrheingrabens änderte Landschaft und Abflussrichtungen der Gewässer zunächst nicht sehr schnell. Dies liegt daran, dass der Graben nach seiner ersten Absenkungsphase im Eozän nur ein kleines Einzugsgebiet besaß. Die alten Abflussrichtungen außerhalb des im Bereich des Nord-Süd-Scheitels des Mitteleuropäischen Landes entstandenen Grabens bestanden weiterhin. Dies zeigt sich auch darin, dass die frühe Grabenfüllung nur in den Randbereichen gröberes Material enthält. Es bestand offensichtlich nur eine geringe Reliefenergie zwischen Rand und Sedimentoberfläche im Graben.

Vor etwa 30 Ma, im mittleren Oligozän, war sowohl im Oberrheingraben als auch im Molassebecken ein Meer vorhanden (Abb. 3). Im Oberrheingraben wurden hauptsächlich Tone, Mergel und Sande abgelagert. Nur randlich treten gröbere Sedimente auf, die im südlichen Grabenbereich Gerölle aus dem Ober- und Mitteljura führen (GEYER et al. 2003). Infolgedessen standen an den Grabenrändern Ober- und Mitteljuragesteine an, d. h. der Graben war hier noch in ein Umland aus Juragesteinen eingesenkt.



← Klastische Schüttung ···· Vorwiegend nicht-marine Sedimentation

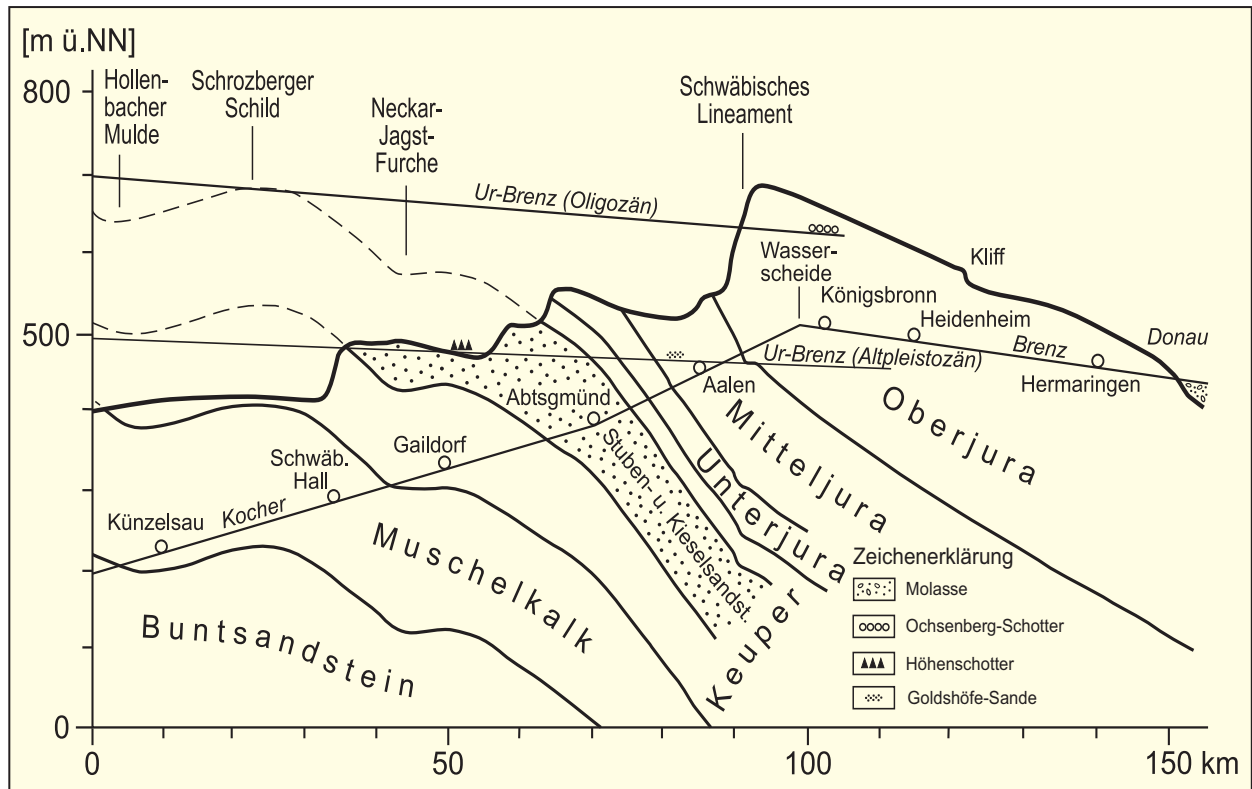


Abb. 4: Morphologisch-geologischer Schnitt von der Donau bis nach Hohenlohe mit Gefällskurven der Brenz im Miozän und im Altpleistozän. Verändert nach WAGNER (1955), aus HAGDORN & SIMON (1988).

Das Einzugsgebiet des Grabens dürfte kaum mehr als 10 km ins Hinterland gereicht haben. Östlich davon ging die Entwässerung weiterhin nach Osten und Südosten zum Molassebecken. Dort wird zur gleichen Zeit die Untere Meeresmolasse (UMM) abgelagert. In der Schwermineralfraktion der Bausteinschichten der UMM sind bläulich grüne Turmaline enthalten, die den im Norden und Westen liegenden Sandsteinen des Mitteljura entstammen (VOLZ 1959). Das weitgehende Fehlen von aus Norden und Westen geschütteten Grobsedimenten in der Molasse weist auf ein Hinterland mit geringer Reliefenergie hin.

Auf der Ostalb liegen bei Ochsenberg Kiese und Sande auf der Albhochfläche auf Oberjura-Kalksteinen. Die Komponenten der Lockersedimente stammen aus dem Stubensandstein des Vorlandes. Legt man ein Gefälle von 0,5 ‰ (= Wert für Flussgefälle im heutigen danubischen System) für das diese Sedimente transportierende Flusssystem zugrunde, so dürfte ihr Herkunftsgebiet im nördlichen Hohenlohe gelegen haben (Abb. 4). Die Gefällslinie liegt im Bereich des miozänen Kliffs etwa 50 m höher, so dass eine südlichere Vorflut angenommen werden kann. Diese hätte dann in Ab-

lagerungen der Unteren Süßwassermolasse oder gar der Unteren Meeresmolasse gelegen, also im Oligozän. Nicht auszuschließen ist jedoch, dass die Kiese und Sande von Ochsenberg auch später während einer spätmiozänen Plombierungsphase abgelagert worden sind (DONGUS 1977, 2000, REIFF & SIMON 1990). Zur Zeit der Ablagerung bilden im nördlichen Hohenlohe mindestens schon die Schichten des Stubensandsteins die Erdoberfläche.

Die Ablagerung der Sande von Ochsenberg erfolgte in einem Tal, das stellenweise bis zu 90 m in den Albkörper eingeschnitten war (REIFF & SIMON 1990). Dieser Befund lässt sich kaum mit einer Schichtstufen freien Rumpfflächenlandschaft (EBERLE et al. 2007), die sich in Weiterentwicklung befindet, in Einklang bringen. Weiterhin zeigen Flusslaufrichtungen (z. B. Elz bei Mosbach, Unterlauf von Kocher und Jagst), dass sie sich zumindest teilweise als Stufenrandflüsse entwickelt haben. Somit kann aus den vorliegenden Daten für die Zeit von vor 25 – 20 Ma (Grenze Oligozän/Miozän vor 23,8 Ma) eine Rekonstruktion der wichtigsten Landschaftselemente in Südwestdeutschland gewagt werden (Abb. 5).

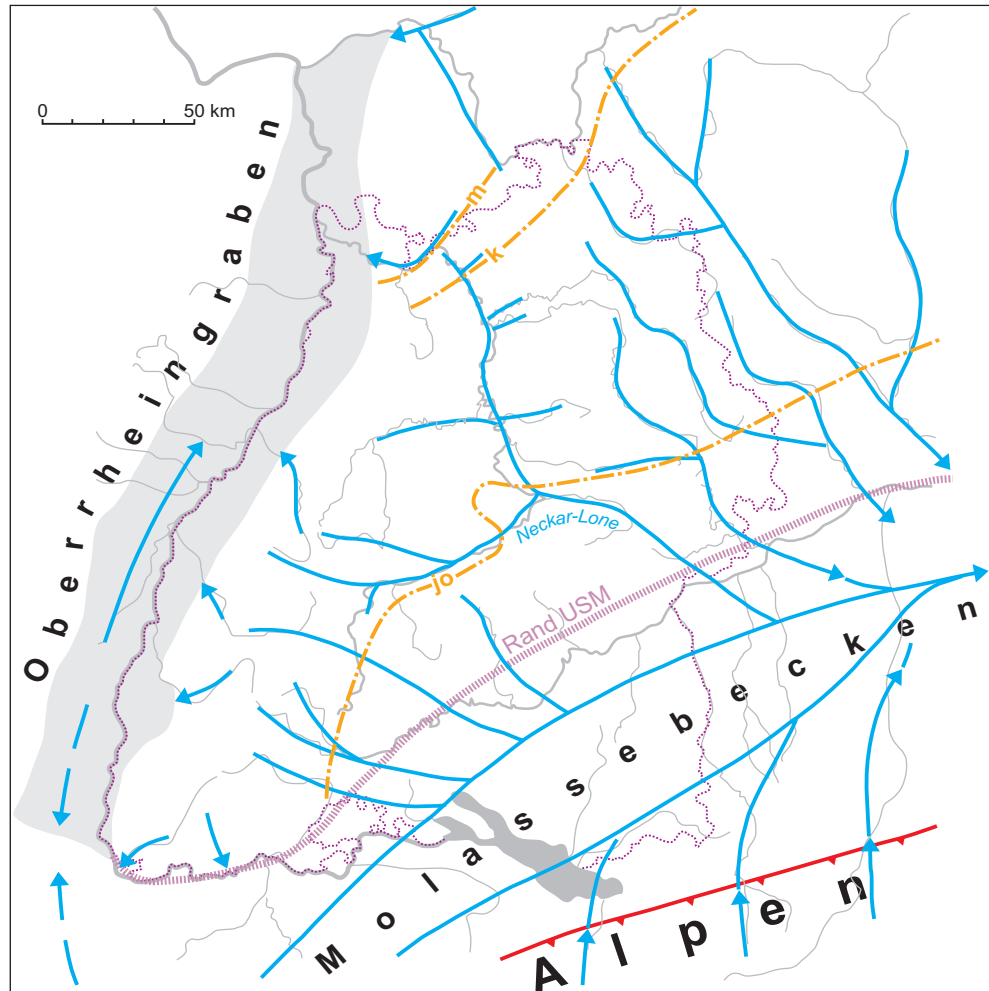
Abb. 5:

Flusssystem mit Schichtstufen im späten Oligozän/ frühen Miozän, vor ca. 25 – 20 Ma. Teilweise nach SIMON (1987, 1988).

m: Muschelkalkschichtstufe

k: Keuper-Schichtstufe

jo: Oberjura-Schichtstufe



vor 25 - 20 Millionen Jahren

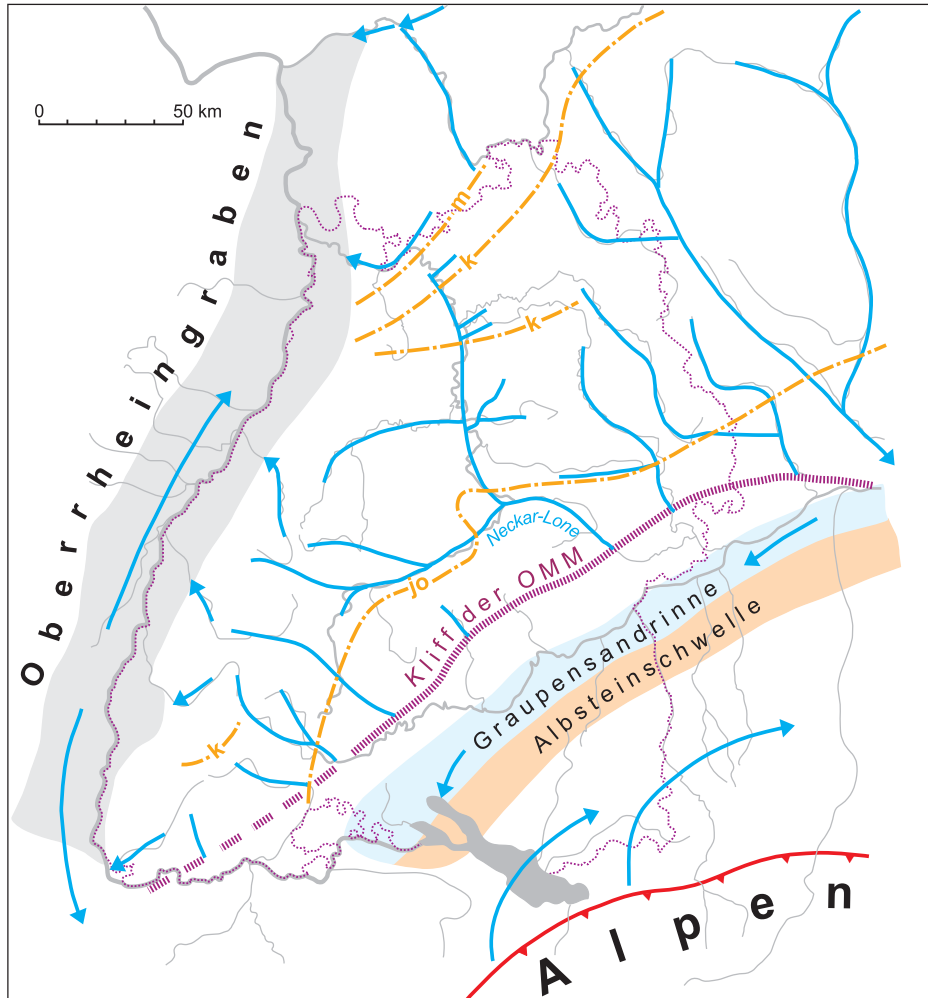
Der Hauptvorfluter für Südwestdeutschland ist das Molassebecken. Zu ihm transportieren die von Norden kommenden Flüsse hauptsächlich Gerölle des Oberjura. Nur untergeordnet (<5 %) treten Gerölle aus dem höheren Mitteljura auf. Diese Schüttungen werden als Ältere Juranagelfluh der Unteren Süßwassermolasse, teilweise auch schon der Oberen Meeresmolasse zugeordnet. Die groben Gerölle weisen auf eine Hebungsphase hin, welche die Erosion im späten Oligozän und im frühen Miozän beschleunigte. Dies bestätigen auch Reliefunterschiede von bis zu 50 m (BLOOS 1967) im anstehenden Jurakalk, die von Sedimenten der Unteren Süßwassermolasse verschüttet und damit konserviert wurden.

Im Osten Südwestdeutschlands ist das Einzugsgebiet des Molassebeckens sehr viel größer und reicht weiter nach Norden als im Westen. Im Norden sind schon Gesteine des Keupers und des Muschelkalks freigelegt. Die Lone bildete das größte Flusssystem und umfasste auch weite Be-

reiche des heutigen Neckars. Die Schichtstufen (SIMON 1987, 1988) sind gegenüber dem Ausstrich der entsprechenden Schichten im Oberrheingraben (Abb. 2) schon nach Südosten zurückgewichen.

Zur Zeit der Unteren Süßwassermolasse hat sich im Molassebereich eine Schwemmlandchaft ausgebildet. Die flache Landschaft wurde von mäandrierenden, teilweise auch verästelten Flüssen durchzogen. Daneben existierten flache Seen. Das Becken erhielt seine größte Sedimentzufuhr aus den aufsteigenden Alpen, u. a. in Form von großen Sedimentfächern (Napf, Rigi, Hohrone, Hörnli, Hochgrat). Im zentralen Beckenbereich erfolgte ein Sedimenttransport nach Osten zu dem in Ostbayern beginnenden und sich weiter nach Osten hinziehenden marinen Ablagerungsgebiet (LEMCKE 1975).

Im Oberrheingraben werden überwiegend limnische, teilweise brackische, am Grabenrand auch fluviatile Sedimente abgelagert. Die Absenkung im Graben ist allerdings im Norden größer als im Sü-



vor 17 - 15 Millionen Jahren

Abb. 6:

Flusssystem mit Schichtstufen im Unter-/Mittelmiozän, vor ca. 17 – 15 Ma. Teilweise nach SIMON (1987, 1988).

den, wo flächenhaft Erosion stattfindet. Aufgrund der weiterhin geringen Reliefunterschiede zwischen Graben und Grabenrandbereich haben sich die westlichen und östlichen Einzugsgebiete des Grabens nicht sehr viel weiter in das Hinterland vorgeschoben. Im Graben beginnt sich eine Wasserscheide im Bereich der oberrheinischen Hauptschwelle auszubilden.

In der Folgezeit nahm zunächst wieder das Meer vom Molassebecken Besitz. Im Norden dehnte sich der Sedimentationsraum der Molasse mehrere Kilometer weiter auf die Albtafel aus. Auf weite Strecken bildete sich in den Oberjuragesteinen ein steiles Kliff (Abb. 6), das über einer Brandungsplattform bis zu 50 m aufragte. Das Kliff wurde später durch Sedimente der Oberen Süßwassermolasse verdeckt. Es wurde allerdings ab dem Pliozän wieder freigelegt, sodass es heute auf weite Strecken wieder sichtbar ist. Es fehlen jedoch immer wieder Abschnitte von einigen Kilometern Länge, so bei Geisingen, zwischen Sigmaringen und Alb-

stadt-Ebingen, bei Lonsee und bei Herbrechtingen. In diesen Bereichen war das Kliff nicht ausgebildet, weil hier Mündungsbereiche von Flüssen lagen (Donau, Lauchert, Lone, Brenz). Das Kliff selbst, ehemals natürlich exakt in Meeresniveau angelegt, bietet aufgrund seiner heutigen Lage mit ca. 500 m NN auf der Ostalb und ca. 900 m NN bei Tuttlingen genaue Angaben über die insgesamt stattgefundenen tektonischen Bewegungen seit dem Mittelmiozän. Das Kliff trennt heute die zwei charakteristischen Landschaften der Schwäbischen Alb: Kuppenalb im Norden und Flächenalb im Süden (DONGUS 1977, 2000, EBERLE et al. 2007).

Nach dem Rückzug des Meeres bildete sich entlang des Kliffs ein breites fluviatil-ästuarines System aus, das die sogenannten Graupensande von Nordosten in das noch marine Molassebecken in der Nordschweiz transportierte. Diese Graupensandrinne (Abb. 6) hatte sich bis zu 80 m tief in die Schichten der Oberen Meeresmolasse eingeschnitten, was eine entsprechende Hebung der Erdkru-

ste voraussetzte. In die Graupensandrinne mündeten von Norden Flüsse, die nach wie vor hauptsächlich Gesteine des Oberjura transportierten. Die im Klettgau und im Randengebiet über Sedimenten der Unteren Süßwassermolasse, der Oberen Meeresmolasse und den Graupensanden diskordant liegende Austernagelfluh weist aber auch Gerölle aus dem Mitteljura und dem Muschelkalk auf. Das bedeutet, dass im Zentralschwarzwald im Mittelmiozän bereits Muschelkalk angeschnitten, das Grundgebirge des Schwarzwaldes aber noch unter mesozoischen Sedimenten verborgen war.

Im Bereich des Molassebeckens fielen durch die schon angesprochene Hebung die Gebiete südlich der Graupensandrinne trocken. Durch kapillar aufsteigendes Wasser bildeten sich als Albstein bezeichnete Kalke (Caliche) aus (NÄGELE 1962). Nur südlich dieser etwa 20 km breiten Albsteinschwelle wurden in unmittelbarem Alpenvorland Mergel und Sande in einem fluviatilen Sedimentationsgebiet abgelagert (DOPPLER & SCHWERD 1996).

Der zentrale Schwarzwald war bis auf den Muschelkalk freigelegt. Die Entwicklung einer Keuperschichtstufe wäre hier nur durch Schilfsandstein in mächtigerer Rinnenfazies möglich gewesen. Die sonst im Keuper wichtigen Stufenbildner, nämlich die vindelizischen Sandsteine, waren hier nicht mehr ausgebildet. Der übrige Schwarzwald dürfte noch von Keuper und Unterjura bedeckt gewesen sein. Im heutigen Schichtstufenland lagen die Schichtstufen noch weiter nördlich. Die Stufen von Muschelkalk und Oberjura dürften sich gegenüber dem späten Oligozän nicht wesentlich geändert haben. Die Keuperschichtstufe dürfte an ihrer Position im Oligozän schon stark erodiert gewesen sein, eine neue begann sich im Bereich der heutigen Flüsse Kocher und Jagst herauszubilden. Die Keuperschichtstufe wird auch später die mobilste Schichtstufe bleiben und nach SIMON (1987) abschnittsweise generell in südöstliche Richtung zurückverlegt. Entweder von tektonischer Mulde zu tektonischer Mulde – wo durch den Vorgang der Reliefumkehr eine Schichtstufenfront entsteht – oder von subsequentem, d.h. im Schichtstreichen fließendem, zu subsequentem Fluss, deren südöstliche Talhänge sich zu Schichtstufen entwickeln (Abb. 7).

Im Oberrheingraben ist der Kaiserstuhl im Entstehen begriffen. Die vulkanischen Gesteine formen eine Gruppe aus einem großen und mehreren kleinen Vulkanen. Dadurch entsteht ein Hochgebiet, das sich als Wasserscheide bemerkbar macht. Der Nordteil des Grabens senkt sich teilweise über 1000 m ab und nimmt große Sedimentmassen auf.

4 Spätes Miozän

Ein einschneidendes Ereignis für die Landschaftsgeschichte in Ostwürttemberg und im angrenzenden Bayern waren sicher die Meteoriteneinschläge Nördlinger Ries und Steinheimer Becken vor 14,3 Ma (Abb. 8). Sie haben nicht nur plötzliche Veränderungen in der Landschaftsform gebracht, sondern auch Erkenntnisse darüber, wie die Landschaft damals ausgesehen hat. Wie im Oberrheingraben und im Molassebecken durch Sedimentation auf eine abgesunkene Landschaft, blieben um das Ries durch die Auswurfmassen die damaligen Landschaftsoberflächen erhalten. Unter den Trümmern außerhalb des Kraters ist die Oberjuraschichtstufe begraben. Weiterhin wesentlich ist auch, dass diese begrabene Stufe kaum vom Verlauf der heutigen außerhalb der Verbreitung der Trümmernmassen abweicht. Weiter im Westen im Bereich Aalen hat sich die Schichtstufe allenfalls nur 1 – 2 km nach Süden bewegt. Im Bereich der Mittleren Alb und der Westalb um etwa 10 km nach Süden.

In der Umgebung des Rieses wurde die Wörnitz vom Riessee aufgefangen. Riesauswurfmassen stauten auch das Altmühlssystem in Bayern zu einer langen Seenplatte auf. Im Westen des Rieses wurde die danubische, d.h. in Richtung der heutigen Donau fließende Jagst, bisher über die Wörnitz zum Molassebecken entwässernd, durch die Riesauswurfmassen zum Kocher-Brenzsystem umgelenkt.

Im Norden von Baden-Württemberg hat der junge Main Teile des Altmühlensystems bis zur in den Kocher-Jagst-Bereich zurückgelegten Keuperschichtstufe erobert. Der rheinische Neckar ist bis in das Heilbronner Gebiet vorgedrungen und hat die Abschnitte der heutigen Unterläufe von Kocher und Jagst in sein Einzugsgebiet einbezogen. Im Kraichgau sind sowohl die Muschelkalk- als auch die Keuperschichtstufe weiter nach Südosten zurückgewichen. Für die Keuperschichtstufe darf man infolge der tektonisch tieferen Lage der Schichten einen Vorsprung in den Kraichgau bis fast an den Oberrheingraben annehmen.

Der Schwarzwald dürfte von Keupergesteinen befreit gewesen sein. In der jüngeren Nagelfluh des Hegaus treten verstärkt Muschelkalkgerölle auf (SCHREINER 1965, 1992). Einzeln vorkommende Grundgebirgsgerölle in den obermiozänen Teilen der Jüngeren Juranagelfluh zeigen, dass das Grundgebirge in den höchsten Teilen des Schwarzwaldes freigelegt war. Im Bereich der heutigen oberen Donau und des Südschwarzwaldes hat, wenn

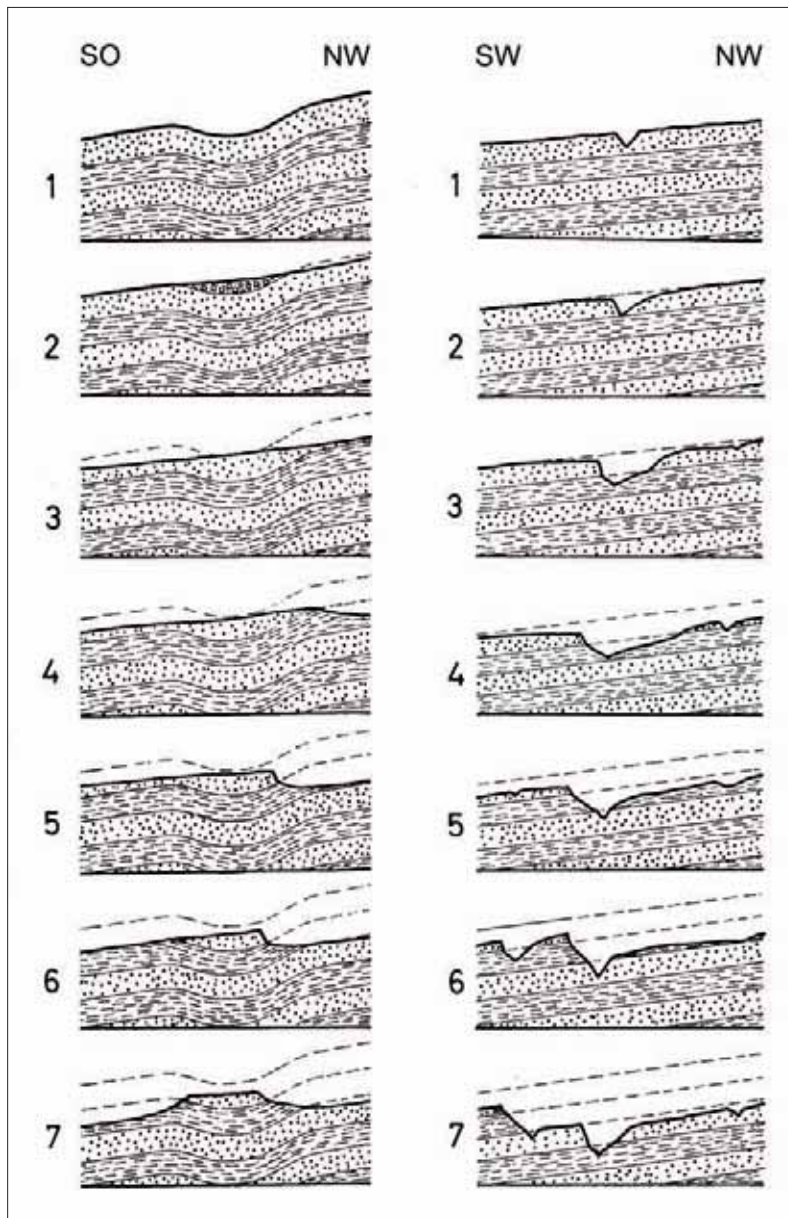


Abb. 7: Schichtstufenentwicklung nach HAGDORN & SIMON (1988).

rechts = im Bereich einer tektonischen Mulde

links = entlang eines subsequenten, d. h. im Schichtstreichen, abfließenden Flusses (gepunktet = morphologisch hartes Gestein; gestrichelt = weiches Gestein).

überhaupt, allenfalls eine Keuperschichtstufe im Schilfsandstein bestanden. Die Muschelkalk- und Buntsandstein-Schichtstufen lassen sich nicht mehr zuverlässig rekonstruieren, haben aber sicher bestanden. Die Oberjuraschichtstufe hat sich gegenüber dem Unter-/Mittelmiozän kaum verlagert. Im Oberrheingraben bildet der Kaiserstuhlbereich nach wie vor eine Wasserscheide: Nördlich davon Abfluss nach Norden zum nördlichen Grabenbereich, wo in einem Endsee sogar saline Ablagerungen entstanden; südlich davon Abfluss nach Süden zum Molassebecken der Schweiz. Im Mittelmiozän und tieferen Obermiozän entsteht

Im Laufe des Obermiozäns setzte im Bereich des südlichen Schwarzwalds und des südlichen Oberrheingrabens stärkere Hebung ein. Möglicherweise ist diese auch im Zusammenhang mit der Faltung und Überschiebung des Faltenjura nach Nordwesten vor ca. 9 bis ca. 4 Ma (BECKER 2000) zu sehen. Auch das im Miozän entstandenen Kliff der Oberen Meeresmolasse belegt eine Hebung, die zu dieser Zeit sicher schon eingesetzt hatte. Diese Hebungen haben eine wichtige Änderung der Abflussverhältnisse im Bereich des südlichen Baden-Württemberg zur Folge: Die Entwässerung erfolgt nun nach Osten, d. h. die Donau entsteht.

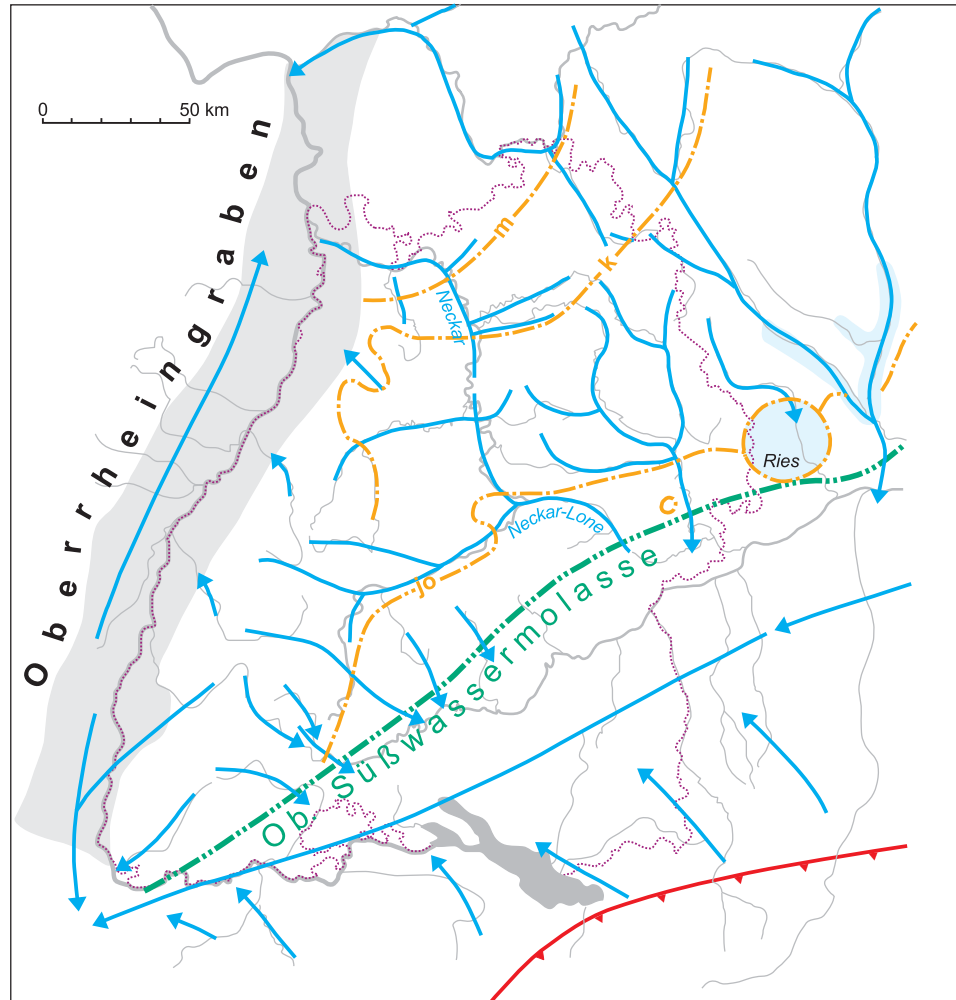
die Entwässerung des Rheins durch das Rheinische Schiefergebirge hindurch zur Niederrheinischen Bucht (SCHIRMER 2003).

Im Molassebecken Oberschwabens ist die Schüttungsrichtung wie in der Zeit der Entstehung der Graupensandrinne nach Westen gerichtet. In Sedimenten der Graupensandrinne wurden stoßwellenmetamorph beeinflusste Gesteinsstückchen bestimmt (BUCHNER 1998). Dies gab Anlass die Graupensande zeitlich nach dem Riesenschlag einzuordnen (BUCHNER 1998, BUCHNER et al. 1996, BUCHNER et al. 1998). Dieser Auffassung ist widersprochen worden (BÖTTCHER et al. 1998, REICHENBACHER et al. 1998). Die Abflussrichtung am Südrand der Alb, bzw. am Nordrand des Molassebeckens nach Westen (Abb. 6 u. 8) ändert sich durch die unterschiedlichen Auffassungen jedoch nicht.

Die Hauptsedimentzufuhr in das Molassebecken stammt aus dem alpinen Bereich, nur ein kleinerer Teil kam von Norden. Der westwärtige Abstrom änderte seine Lage allerdings im oberen Teil der Oberen Süßwassermolasse. Bei stärkerer Sedimentzufuhr aus den Alpen wurde der Abstrom nach Norden zur Alb hin gedrängt, bei schwächerer Zufuhr aus den Alpen lag er weiter südlich.

Abb. 8:

Flusssystem mit Schichtstufen im Mittelmiozän, nach dem Riesereignis, vor ca. 14 Ma. Teilweise nach SIMON (1987, 1988).

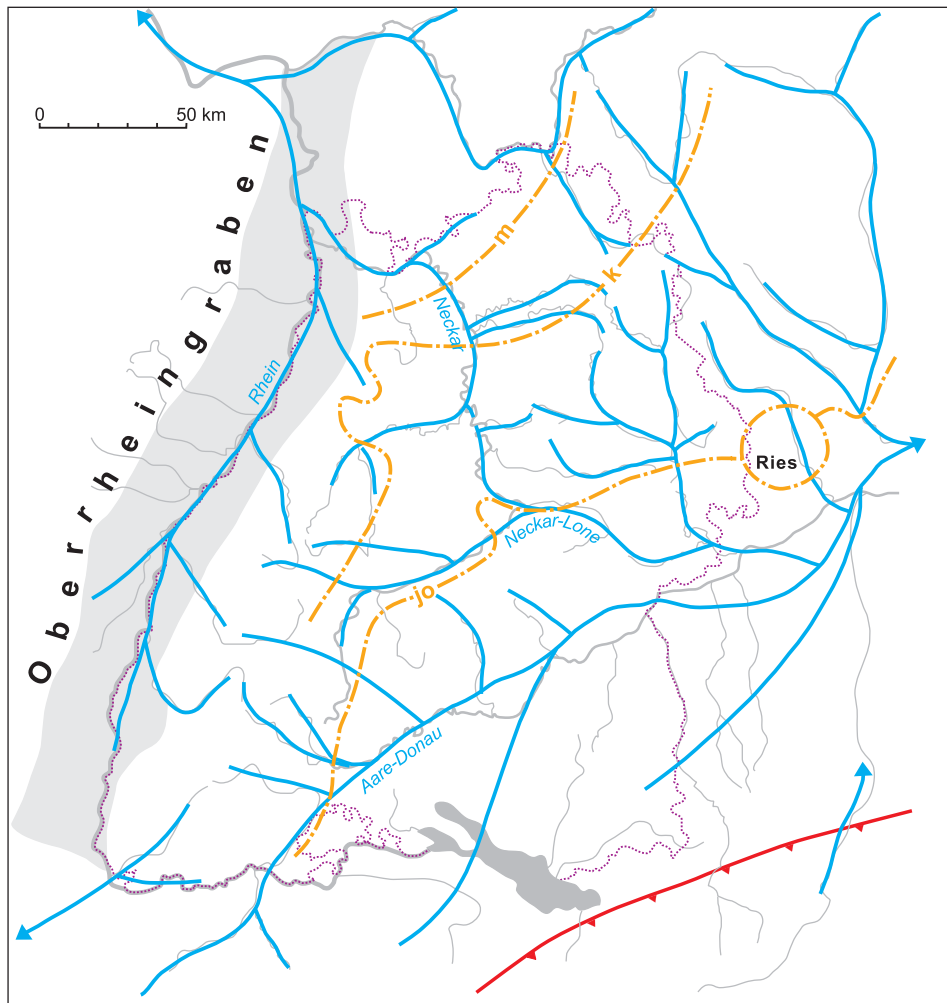


vor ca. 14 Millionen Jahren

Die junge Donau (Abb. 9) nimmt die ihr von Süden aus den Alpen zuströmenden Flüsse auf. Die wichtigsten davon kommen im Osten aus den gleichen Quertälern der Alpen wie heute: Reuß, Thur, Rhein, Iller, Lech. Im Westen ist der wichtigste Zufluss die Aare, weshalb man von diesem Flusssystem als der Aare-Donau spricht. An der Aare hängt noch die Walliser Rhône (VILLINGER 1998, GROSCOPF & VILLINGER 1998). Die Bildung des Schweizer Jura war im Gange und die Aare entwässerte dessen Südostteil. Den Beweis für die Ausdehnung der Donau bis weit in die Schweiz hinein liefern Schotter etwa entlang der heutigen Donau (BITTERLI-DREHER 2005), die aber 70 – 250 m über dem heutigen Flussniveau auf der Albhochfläche liegen. Diese Schotter haben ihren Ursprung in den Alpen und im Schweizer Jura. Hoch über der heutigen Wutach liegende Schotter belegen einen Zufluss aus dem Schwarzwald. Die sogenannte Feldbergdonau mündete bei Blumberg in die Aare-Donau. Die Feldbergdonau bestand bis ins Jungpleistozän. Die Lage der Donau im Norden des Molasse-

gebiets zeigt bis heute, dass auch nach der Molassezeit der stärkste Sedimenteintrag in Richtung Donau von Süden kam. Der Bodensee existierte natürlich noch nicht.

Im Norden hat das danubische Einzugsgebiet gegenüber der unmittelbaren „Nachrieszeit“ teilweise große Einzugsgebiete an den Rhein verloren. Der Main ist weiter nach Osten vorgestoßen. In Nordwürttemberg werden die Flussknickpunkte bei Tauber, Jagst und Kocher deutlich. Die Enz ist nun dem jungen Neckar tributär. Damit hat der Neckar an Einzugsgebiet zugenommen, die Lone jedoch verloren. Vergleicht man die Gebietsgewinne des rheinischen Systems bis zu dieser Zeit mit der heutigen Situation, so wird deutlich, dass sich die Aggressivität des rheinischen Systems nun zu steigern beginnt. Das ist eine unmittelbare Folge der Hebung des Einzugsgebiets wie sie beispielhaft in der Hebung des Kliffs zum Ausdruck kommt. Während die Vorflut des rheinischen Systems sich nur wenig weiter entfernt, nämlich bis zu einem Meer



vor ca. 6 Millionen Jahren

Abb. 9:

Flusssystem mit Schichtstufen im Miozän/Pliozän, vor ca. 6 Ma. Teilweise nach SIMON (1987, 1988), VILLINGER (1998), GROSCOPF & VILLINGER (1998).

in der niederrheinischen Bucht, wandert die danubische weit nach Osten bis nach Niederösterreich (RUTTE 1987). Beide Vorgänge, Hebung und unterschiedlich weite Wanderung der Vorfluter, tragen zur Vermehrung der rheinischen Gebietsgewinne bei.

Die Wasserscheide zwischen Mittelmeer und Nordsee befindet sich im Bereich des südlichen Oberrheingrabens. Der südliche Abstrom erfolgte im Westen des entstehenden Schweizer Jura über den Doubs und die Rhone zum Mittelmeer (BITTERLI-DREHER 2005).

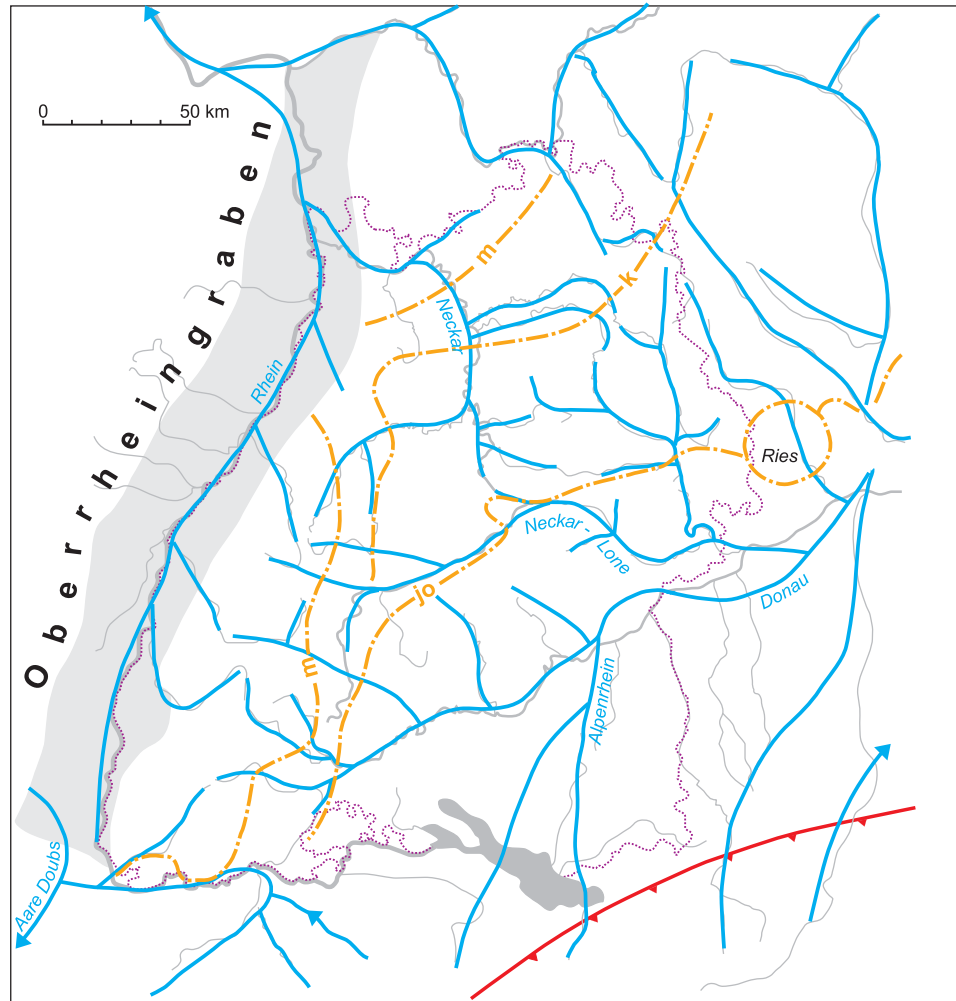
5 Pliozän

Etwa 2 Ma später, in der Mitte des Pliozäns sind für die Donau wieder beträchtliche Einzugsgebietsverluste zu verzeichnen (Abb. 10). Das von der nach wie vor existierenden Wasserscheide im südlichen Oberrheingraben nach Süden über den

Doubs zum Mittelmeer entwässernde Flusssystem hat entlang des Hochrheins die Aare erobert. Das zeigt, dass die Donau nicht nur an den zur Nordsee fließenden Rhein, sondern auch an das Einzugsgebiet des Mittelmeers beträchtliche Flächen verlor. Die Ablenkung der Aare zum Doubs belegen Schotterfelder westlich von Basel, die sogenannten Sundgau-Schotter. Sie weisen Komponenten aus dem Berner Oberland auf, wo die Aare heute noch einen Teil ihres Einzugsgebiets besitzt. Der Verlust der Aare macht sich auch im Terrassenschotter-Spektrum der oberen Donau bemerkbar (VILLINGER 1986 a, b): Es fehlen nun Gerölle aus den Alpen. Diese treten aber dort wieder auf, wo der Alpenrhein (VILLINGER 2003) in die Donau mündet. Im Mainingebiet ist der rheinische Main schon fast bis zur Altmühl vorgedrungen. Im Tauber-, Kocher- und Jagstbereich hat die Donau nur kleinere Verluste hinnehmen müssen. Im Neckarbereich allerdings ist der rheinische Neckar bis nahe an das Flusssystem Tübinger Neckar-Lone vorgedrungen. Hier hat es vor allem

Abb. 10:

Flusssystem mit Schichtstufen im Mittelplozän, vor ca. 4 Ma. Teilweise nach SIMON (1987, 1988), VILLINGER (1998), GROSCOPF & VILLINGER (1998).



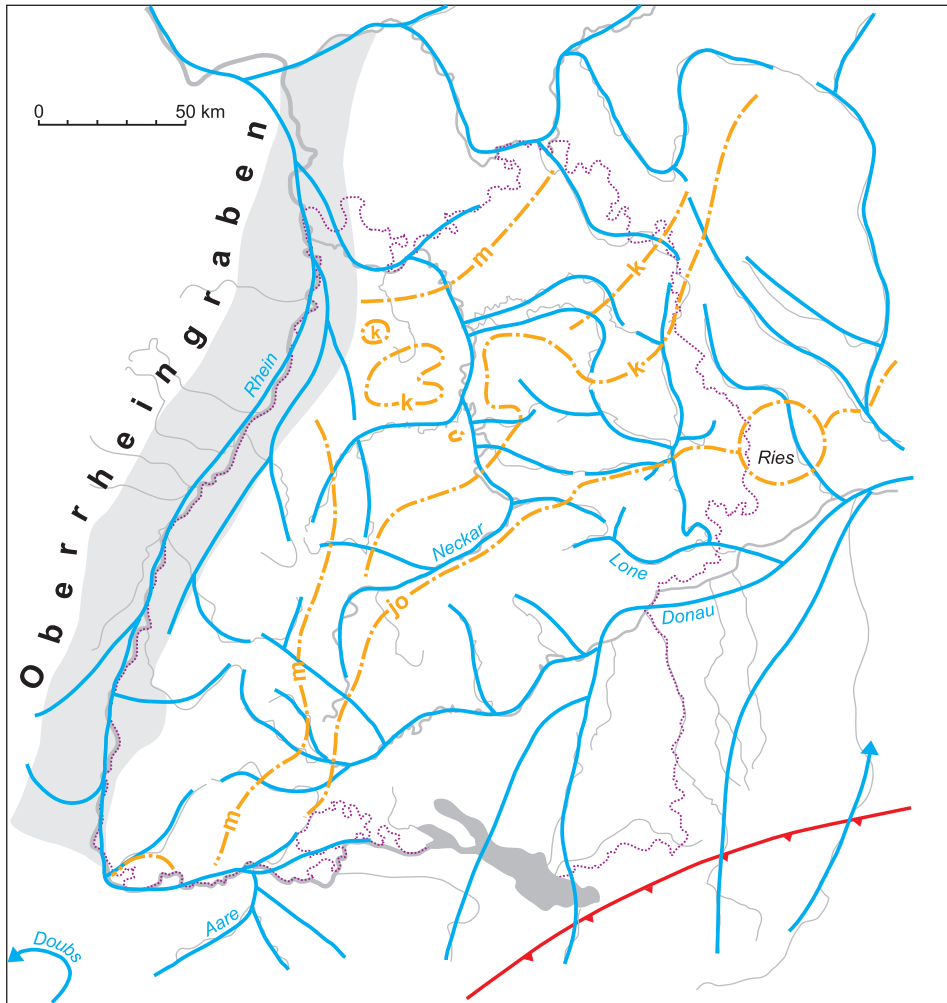
vor ca. 4 Millionen Jahren

deshalb Gebietsgewinne des rheinischen Systems gegeben, weil mit der Eroberung der Enz der Abfluss des Neckars stark zugenommen hatte, was wiederum eine stärkere Tiefenerosion ab dem Enzanzapfungsbereich bedingte. Die rheinischen Flüsse, die direkt vom Schwarzwald in den Oberrhein flossen, hatten keine großen Gebietsgewinne im Schwarzwald zu verzeichnen.

Die Schichtstufe des Muschelkalks am unteren Neckar, im Bauland und im Tauberland hatte sich gegenüber dem Obermiozän kaum geändert. Am Ostrand des Schwarzwalds kann nun erstmals mit einiger Wahrscheinlichkeit eine Muschelkalkschichtstufe angenommen werden. Diese orientiert sich hauptsächlich am heutigen Ausstrich des Unteren Muschelkalks. Eine Schichtstufe hat wohl hier zuerst der Obere Muschelkalk gebildet, wie sie im südlichen Bereich, z. B. westlich von Donaueschingen auch heute noch deutlich wird. Die Keuperschichtstufe ist im Kraichgau etwas zurückgewichen, während die Oberjura-Schichtstufe ihre

Lage etwa beibehält. Auch der Vorsprung im Fildergraben nach Nordwesten bleibt bestehen, allerdings sicherlich durch die Neckar-Lone von der übrigen Alb getrennt.

Im Oberpliozän, vor etwa 3 Ma (Abb. 11), hat der Rhein die Wasserscheide im südlichen Oberrhein Graben überwinden können und hat in der Folge dem Aare-Doubs-System nicht nur das Einzugsgebiet im südlichen Oberrhein Graben, sondern auch den Hochrhein mit der Aare entziehen können. Dies erhöhte die Wasserführung des jungen Rheins und somit auch dessen Erosionskraft beträchtlich. Im Schotterspektrum der jungtertiären Oberrhein Grabenfüllung macht sich nun auch ein Wechsel bemerkbar: Es treten erstmals alpine Gerölle auf. Im südlichen Rheingraben spiegelt sich die alte südwärts gerichtete Entwässerungsrichtung immer noch in den in „falscher“ Richtung, d. h. nach Südwesten vom Schwarzwald dem Graben zufließenden Flüssen wider: Elz, Kander, Wiese. Im nördlichen Graben hat sich nahe des Graben-



vor ca. 3 Millionen Jahren

Abb. 11:

Flusssystem mit Schichtstufen im Oberpliozän, vor ca. 3 Ma. Teilweise nach SIMON (1987, 1988), VILLINGER (1998), GROSCHOPF & VILLINGER (1998).

rands ein zweiter paralleler Abfluss ausgebildet. Ebenso ist die Mündung des Neckars in den Rhein weit nach Norden verschleppt. Dies dürfte mit der starken Senkung des nördlichen Grabens zusammenhängen, die ein Ablenken der Flüsse nach Norden kurz nach Eintritt in den Grabenbereich bewirkte.

Der Neckar hat gegenüber der Zeit des mittleren Pliozän deutlich an Einzugsgebiet gewonnen. Er hat nun den Tübinger Neckar erreicht. Dies bedeutet einen beträchtlichen Zuwachs seines Einzugsgebiets. Er ist nun in Südwestdeutschland zu einem der bedeutendsten Flüsse aufgerückt. Jagst, Kocher, Murr, Rems und Fils vergrößern ebenfalls ihre Einzugsgebiete. Die Folge davon ist, dass besonders die lange Zeit bestehende Keuperschichtstufe im mittleren Baden-Württemberg zurückverlegt und das Keuperbergland in Zeugenberge (z. B. Strom- und Heuchelberg) zerlegt wird. Der Oberjuravorsprung im Bereich des Fildergrabens ist verschwunden und der Albtrauf hat sich längs des

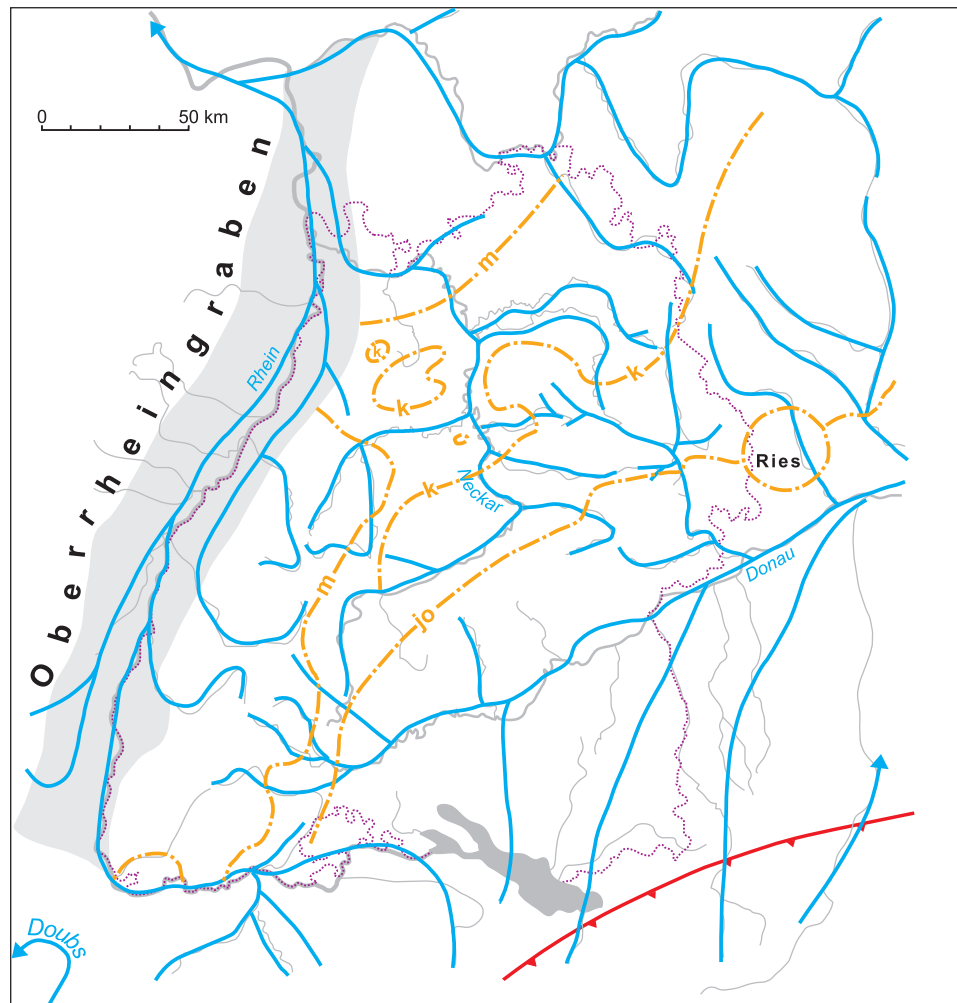
Neckars entwickelt. Der Main hat den oberen Lauf des alten Altmühsystems eingenommen und ist fast bis zur damals noch nach Süden fließenden Rednitz-Regnitz gelangt. Die Tauber ist weiter in das Wörnitzsystem vorgedrungen.

Die Donau hat ihre Zuflüsse aus den Alpen behalten und besitzt auch noch ein größeres Einzugsgebiet im Bereich Kocher und Jagst. Die Erosionsleistung der Donau führt dazu, dass auf weite Strecken die ehemalige Molassebedeckung der Schwäbischen Alb erodiert wurde.

Vergleicht man die Veränderungen bei den Einzugsgebieten und bei der Verlegung der Schichtstufen, so ist aus der bisherigen Abbildungsfolge zu entnehmen, dass im Pliozän die Veränderungen stark zugenommen haben. Dies liegt vor allem daran, dass sich die Hebung des Süddeutschen Krustenblocks verstärkt hat, gleichzeitig sich aber der nördliche Oberrhein Graben stärker absenkte. Dies bewirkte eine Steigerung der Reliefenergie

Abb. 12:

Flusssystem mit Schichtstufen im Ältestpleistozän, vor ca. 2 Ma. Teilweise nach SIMON (1987, 1988), VILLINGER (1998), GROSCOPF & VILLINGER (1998).



vor ca. 2 Millionen Jahren

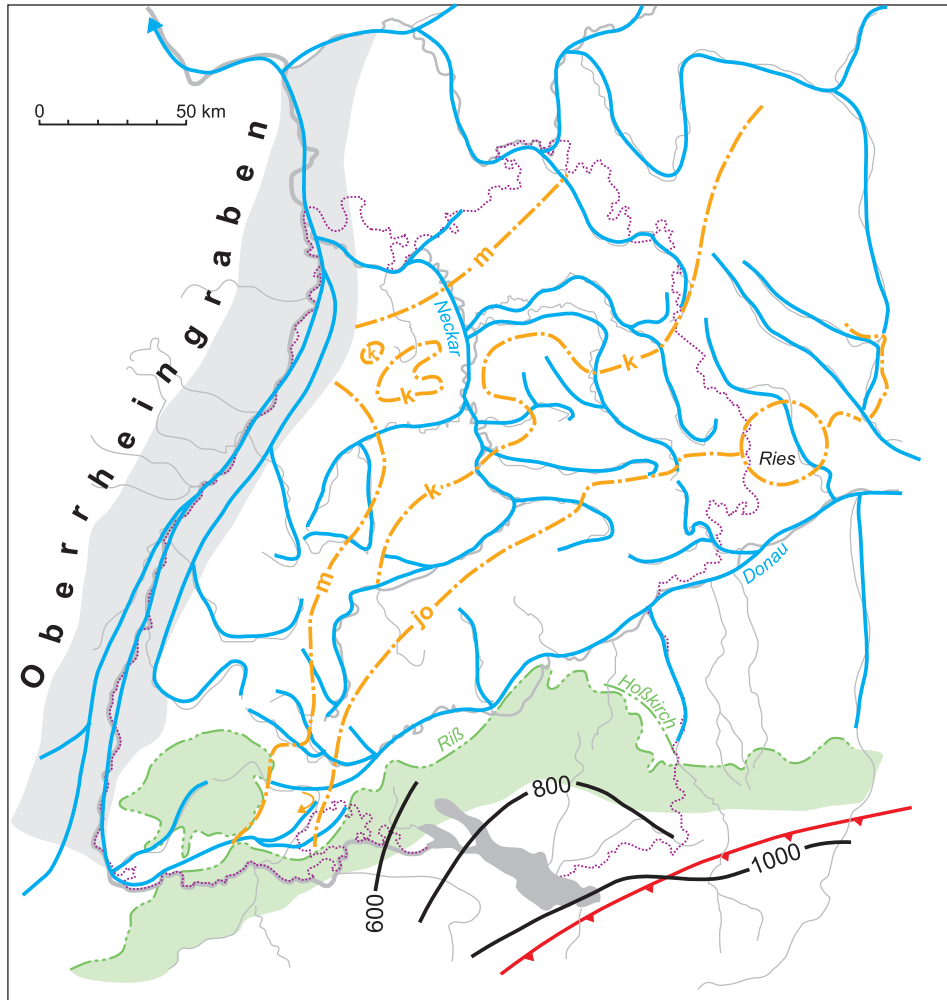
und damit auch eine stärkere Erosionsleistung im rheinischen Flusssystem. Die Vorflut der Donau rückt vom Grenzbereich Österreich/Ungarn immer weiter nach Osten.

6 Pleistozän

Der Rhein hat im frühen Quartär vor etwa 2 Ma sein Einzugsgebiet im Süden weiter ausdehnen können (Abb. 12). Das ganze noch im Pliozän zur Donau fließende Alpenrheinsystem ist nun dem jungen Rhein tributär. Im mittleren und nördlichen Schwarzwald hat der Rhein selbst nicht sehr viel an Einzugsgebiet gewonnen. Dies liegt daran, dass der größer gewordene Neckar im Bereich seines westlichen Einzugsgebiets schon längere Zeit zum Rhein floss. Somit begann sich allmählich ein Gleichgewicht zwischen den einerseits rheinischen und andererseits ehemals danubischen, jetzt aber nach Anzapfungen rheinisch

entwässernden Gebieten einzustellen. In nach Fließentfernung am nächsten zum Rhein gelegenen Gebieten hat sich ein Gleichgewicht eher eingestellt als in den fließfernen. In solchen Gebieten sind Anzapfungen auch innerhalb des rheinischen System, so z.B. die der von Tübingen bis in den Schwarzwald reichenden ehemaligen Ammer durch die Nagold, immer noch möglich. Dies deshalb, weil in den von den eigentlichen Anzapfstellen weit entfernten Gebieten die rheinische Erosion noch nicht angekommen war. Im Oberheingraben selbst bestehen noch die dem Rhein parallelen Flüsse. Der Main hat sich weit nach Osten ausgedehnt.

Der Neckar hat sich in seinem Oberlauf der noch danubisch über den heutigen Faulenbach entwässernden Eschach stark genähert. Die rechten Nebenflüsse des Neckars – Fils, Rems, Murr, Kocher und Jagst – haben ihr Einzugsgebiet weiter auf Kosten des danubischen Einzugsgebiets erweitern können (HANSCH et al. 2006, SIMON 2008). Dabei ist



0,5 - 0,2 Millionen Jahre

Abb. 13:

Flusssystem mit Schichtstufen im Mittelpleistozän, vor ca. 0,5 – 0,2 Ma. Teilweise nach SIMON (1987, 1988), VILLINGER (1998), GROSCOPF & VILLINGER (1998).

bei der Fils die auffällige Richtungsänderung zwischen Ober- und Mittellauf bei Geislingen a. d. St. entstanden. Durch Anzapfung der Fichtenberger Rot ist am Kocher bei Gaildorf eine ganz ähnlich markante Richtungsänderung eingetreten.

Die Donau hat in ihrem südlichen Einzugsgebiet durch den Verlust von Alpenflüssen an den jungen Rhein ein großes Einzugsgebiet verloren. Dieser große Verlust erklärt sich nicht allein durch Anzapfungsvorgänge aufgrund unterschiedlicher Gefällsverhältnisse im rheinischen und danubischen System. Es ist auch eine tektonische Ursache in Betracht zu ziehen. Eine Absenkung im Voralpenland im Bereich des Bodensees hat möglicherweise das schnelle Vordringen des jungen Rheins nach Osten und die Anzapfung des Alpenrheins bewirkt. GROSCOPF & VILLINGER (1998) sehen die Eroberung des Alpenrheins durch den jungen Rhein in Vorstößen des Rheingletschers im frühen Quartär bedingt. Die Schichtstufen haben generell etwa ihren heutigen Stand erreicht.

Im Pleistozän hat sich die Landschaft gegenüber den früheren Zeiten stark verändert (Abb. 13). Dies betrifft vor allem den südlichen Teil von Baden-Württemberg, der in den Kaltzeiten unter einem mehrere hundert Meter mächtigen Eispanzer begraben lag (HANTKE 1978, 1980, 1983). In Abb. 13 ist die Zeit der größten Ausdehnung des Eises aus den Alpen in das nördliche Vorland hinaus dargestellt. Am Eisrand entlang entwässerten die Donau und der Rhein die vom Inlandeis während der sommerlichen Auftauphasen abströmenden Schmelzwässer. Dies war auch beim Rückzug der Eismassen so, weshalb das Flussnetz heute in Oberschwaben ganz charakteristisch von einem nach Norden abfließenden Flusssystem geprägt ist.

Die Eismassen schufen bei ihrem Fließen tiefe und lange Furchen. Die bekannteste ist der Bodensee. Allerdings ist die Richtung der Ausschürfung von dem vorher bestandenen Abfluss des Rheins im Bereich des Bodensees bestimmt. Es hatte sich in-

folge der Vorflutverhältnisse ein tiefes, zum Oberheingraben nach Westen gerichtetes Tal entlang tektonischer Bruch- und Schersysteme bilden können (GROSCHOPF & VILLINGER 1998, BITTERLI-DREHER 2005, HANTKE 2005, KELLER 2005). Diesem Tal ist der aus dem Alpenrheintal vordringende Gletscher weitgehend gefolgt.

Auch der Hochschwarzwald war zumindest in den beiden letzten großen Kaltzeiten (Riß, Würm) vergletschert. Alpen- und Schwarzwaldgletscher kamen sich besonders dort, wo Täler einen weiten Vorstoß der Gletscher erlaubten, bis auf wenige Kilometer sehr nahe.

Im Oberrheingraben ist der lange rheinparallele Fluss rechts des Rheins verschwunden, was mit der Verwitterungsintensität im Pleistozän zusammenhängt. Durch die Frostsprengung wurde sehr viel Verwitterungsmaterial bereitgestellt. Die Flüsse aus dem Schwarzwald bildeten weit in die Ebene hinaus Schwemmfächer. Diese zerschnitten den rheinparallelen Fluss und das Schottermaterial aus dem Schwarzwald fand seinen direkten Weg zum Rhein.

Der Main hat im Pleistozän auch die Rednitz und Regnitz erobert. Die Tauber ist noch etwas weiter nach Süden vorgedrungen.

Bedeutende Verluste musste das danubische Einzugsgebiet im Bereich der Flüsse Brenz, Kocher und Jagst hinnehmen. Der Oberlauf des Neckars lenkte die Eschach in das rheinische Einzugsgebiet ab. Die jüngste größere Flussablenkung vom danubischen zum rheinischen Gebiet erfolgte durch die knapp 20 000 Jahre alte Umlenkung der Feldbergdonau durch die Wutach zum Hochrhein. Seither hat die rheinische Erosion in diesem Anzapfungsgebiet eine Taleintiefung von mehr als 100 m bewirkt und die steile Wutachschlucht geschaffen. Diese ist ein Zeugnis dafür, welche Geschwindigkeiten Erosionsvorgänge annehmen können, wenn günstige Voraussetzungen, wie hohes Gefälle, ausreichende Wasserführung und Hochwasserereignisse, vorliegen. Die durchschnittliche Tiefenerosionsrate erreicht hier fast 1 cm/Jahr. Beim Neckar ist diese Tiefenerosion im gleichen Zeitraum um den Faktor 100 geringer.

Die Schichtstufen haben sich seit dem Mittelpleistozän bis heute nur unwesentlich geändert. Die periglaziale, d.h. solifluidale Formung ist in den meisten Fällen noch gut zu erkennen.

Die heutige Landschaft in Baden-Württemberg ist eine überwiegend im Pleistozän geprägte und im Holozän im Grunde nur leicht modifizierte Land-

schaft. Dies gilt natürlich besonders für die ehemals durch Gletscher überdeckten und durch deren Schmelzwässer beeinflussten Landschaften in Oberschwaben und im Schwarzwald. Im Oberrheingraben wurden im Quartär große Schottermächtigkeiten abgelagert. Die stärkste Erosion fand in den Tälern statt, die im Pleistozän ihre größte Eintiefung erfuhren. Dabei entstanden Talmäander in den härteren Gesteinen (Buntsandstein, Oberer Muschelkalk, Keupersandsteine, Oberjurakalksteine) und, wegen starker Seitenerosion der Flüsse, breite Talauen in den morphologisch weicheren Gesteinen (Röttonsteine, Mittlerer Muschelkalk, Keuper und Juratonsteine). Bei Abschneiden von Talmäandern entstanden Umlaufberge (Comburg bei Schwäbisch Hall, Lützelberg bei Schelklingen), bei Laufverkürzungen zwischen Haupt- und Nebenflüssen Durchbruchberge (Österberg bei Tübingen, Neckarburg bei Rottweil). In den Tälern bildeten sich Schotter während Akkumulationsphasen, die sich in der nächsten Erosionsphase zu Flussterrassen entwickeln konnten. Weite Landstriche wurden von Löss bedeckt.

7 Holozän

In der Nacheiszeit, im Holozän, setzen sich Erosion und Sedimentation fort. Flussschlingen wurden abgeschnitten, was bei Lauffen am Neckar für das Holozän belegt ist. In Oberschwaben verlandeten Seen durch Torfbildung. In den Talauen lagerte sich Auenlehm ab, der allerdings zum großen Teil schon ein „anthropogenes“ Sediment ist.

Zwischen den Einzugsgebieten von Rhein und Donau ist bis heute noch kein Gleichgewicht eingetreten. Dies wird an der Europäischen Wasserscheide besonders deutlich: Im rheinischen Gebiet schroffe Klingen, junge Landschaftsformen und schnell fließende Gewässer; im danubischen Gebiet sanfte und reife Landschaftsformen und langsam fließende Gewässer. Eine Erosionslandschaft strebt jedoch immer einem Gleichgewicht, d.h. schließlich einer fast ebenen Landschaft zu. Dies kann beschleunigt, aber auch aufgehalten oder sogar verhindert werden durch Klimaänderungen – Stichwort „neue Eiszeit?“ – oder tektonische Hebung. Da jedoch diese Faktoren bislang nicht sicher vorhersagbar sind, ist das einzig Sichere an einer Vorhersage für die künftige Landschaftsentwicklung der Wandel.



Literatur

- BECKER, A. (2000): Der Faltenjura: geologischer Rahmen, Bau und Entwicklung seit dem Miozän. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **82**: 317–336, 7 Abb.; Stuttgart.
- BITTERLI-DREHER, P. (2005): Die geologische Geschichte der Landschaft des Hochrheingebiets. – In: Der Rhein – Lebensader einer Region, Veröffentl. d. Naturforsch. Ges. i. Zürich, **208**: 13–33, 7 Abb.; Zürich.
- BLOOS, G. (1967): Über Jura und Tertiär im Gebiet von Ehingen/Donau (Baden-Württemberg). – Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N.F. **49**: 75–115, 8 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- BÖTTCHER, R., BRACHER, H., DOPPLER, G., VON ENGELHARDT, W., Gregor, H.-J., HEISSIG, K., HEIZMANN, E. P. J., HOFMANN, F., KÄLIN, D., LEMCKE, K., LUTTERBACHER, H., MARTINI, E., REIFF, W., SCHREINER, A. & STEININGER, F. F. (1998): Graupensandrinne – Ries-Impakt: Stratigraphie der Grimmelfinger Schichten, Kirchberger Schichten und Oberen Süßwassermolasse (nördliche Vorlandsmolasse, Süddeutschland). – Z. dt. geol. Ges. **149/1**: 127–161, 9 Abb.; Stuttgart.
- BORGER, H. (2000): Mikromorphologie und Paläoenvironment. – Relief-Boden-Klima, **15**: 243 S., 42 Abb., 5 Tab., 10 Taf.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- BUCHNER, E. (1998): Die süddeutsche Brackwassermolasse in der Graupensandrinne und ihre Beziehung zum Ries-Impakt. – Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N.F. **80**: 399–459, 26 Abb., 5 Tab., 3 Taf.; Stuttgart.
- BUCHNER, E., SEYFRIED, H. & HISCHE, R. (1996): Die Graupensande der süddeutschen Brackwassermolasse: ein Incised Valley-Fill infolge des Ries-Impaktes. – Z. dt. geol. Ges. **147/2**: 169–181, 10 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- BUCHNER, E., SCHWEIGERT, G. & SEYFRIED, H. (1998): Revision der Stratigraphie der süddeutschen Brackwassermolasse. – Z. dt. geol. Ges. **149/2**: 305–320, 8 Abb.; Stuttgart.
- DONGUS, H. (1977): Die Oberflächenformen der Schwäbischen Alb und ihres Vorlands. – Marburger geogr. Schriften, **72**: 486 S., Kartenband mit 32 Anl.; Marburg.
- DONGUS, H. (2000): Die Oberflächenformen Südwestdeutschlands. – 189 S., 17 Abb., 1 Tab., 1 Beil.; Stuttgart (Borntraeger).
- DOPPLER, G. & SCHWERD, K. (1996): Faltenmolasse, Aufgerichtete Molasse und westliche Vorlandsmolasse. – In: FREUDENBERGER, W. & SCHWERD, K. (Red.): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000: 150–168, 6 Abb.; München (4. Aufl.).
- EBERLE, J., EITEL, B., BLÜMEL, W. D. & WITTMANN, P. (2007): Deutschlands Süden vom Erdmittelalter zur Gegenwart. – 192 S., 189 Abb.; Berlin, Heidelberg (Spektrum).
- FRANZ, M., SELG, M. & HOFMANN, F. (1998): Limnisch-fluviatile Ablagerungen aus dem Untereozän vom Südrand der Schwäbischen Alb. – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N.F. **80**: 279–296, 5 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Stuttgart.
- GEYER, O. F. & GWINNER, M. P. (1991): Geologie von Baden-Württemberg. – VIII + 482 S., 255 Abb., 26 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart) (4., überarb. Aufl.).
- GEYER, O. F., SCHÖBER, T. & GEYER, M. (2003): Die Hochrhein-Regionen zwischen Bodensee und Basel. – Samml. Geologischer Führer, **94**: 526 S., 115 Abb.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- GROSCHOFF, R. & VILLINGER, E., m. Beitr. v. BRÜSTLE, W., LINK, G., WAGENPLAST, P. & ZWÖLFER, F. (1998): Geologische Schulkarte von Baden-Württemberg 1 : 1 000 000, Erl.: VI + 142 S., 27 Abb., 2 Tab.; Freiburg i. Br. (12., überarb. u. erweit. Aufl.).
- HAGDORN, H. & SIMON, T. (1988): Geologie und Landschaft des Hohenloher Landes. – Forsch. aus Württ. Franken, **28**: 192 S., 125 Abb., 1 Tab., 3 Beil.; Sigmaringen (Thorbecke) (2. Aufl.).
- HANSCH, W., MAILÄNDER, S., RIEKINGER, W.-D., ROSENDAHL, W. & SIMON, T. (2006): Frankenbacher Schotter – Die Kiesgrube Ingelfinger als Geotop und Biotop – ein geplantes Naturschutzgebiet bei Heilbronn. – 46 S., 81 Abb.; Regierungspräsidium Stuttgart, Staatliche Naturschutzverwaltung Baden-Württemberg; Stuttgart.
- HANTKE, R. (1978): Eiszeitalter. – Bd. 1: 468 S., 217 Abb., 4 Kt.; Thun (Ott).
- HANTKE, R. (1980): Eiszeitalter. – Bd. 2: 703 S., 273 Abb., 4 Kt.; Thun (Ott).
- HANTKE, R. (1983): Eiszeitalter. – Bd. 3: 730 S., 305 Abb., 1 Kt.; Thun (Ott).
- HANTKE, R. (2005): Die Entstehungsgeschichte von Alpenrhein und Bodensee-Becken. – In: Der Rhein – Lebensader einer Region, Veröff. d. naturforsch. Ges. i. Zürich, **208**: 34–53, 17 Abb., 1 Tab.; Zürich.
- KELLER, O. (2005): Letzte Eiszeit und Landschaftsformung am Hochrhein und am Alpenrhein. – In: Der Rhein – Lebensader einer Region, Veröff. d. naturforsch. Ges. i. Zürich, **208**: 54–74, 18 Abb.; Zürich.
- LEMCKE, K. (1975): Molasse und vortertiärer Untergrund im Westteil des süddeutschen Alpenvorlandes. – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N.F. **57**: 87–115, 25 Abb.; Stuttgart.
- MEYER, R. K. F. (1996): Regensburg-Hollfelder Kreide (Prä-Obercenoman bis Campan). – In: FREUDENBERGER, W. & SCHWERD, K. (Red.): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000: 112–125, 6 Abb.; München (4. Aufl.).
- NÄGELE, E. (1962): Zur Petrographie und Entstehung des Albsteins. – N. Jb. Geol. Paläontol. Abh., **115**: 44–120, 10 Abb., 2 Tab., 8 Diagr.; Stuttgart.
- PFLUG, R. (1982): Bau und Entwicklung des Oberrheingraben. – Erträge der Forschung, **184**: 145 S., 43 Abb., 2 Tab.; Darmstadt (Wissenschaftl. Buchges.).

- REICHENBACHER, B., DOPPLER, G., SCHREINER, A., BÖTTCHER, R., HEISSIG, K. & HEIZMANN, E.P.J. (1998): Lagerungsverhältnisse von Grimmelfinger Schichten und Kirchberger Schichten: Kommentar zur „Revision der Stratigraphie der süddeutschen Brackwassermolasse“. – Z. dt. geol. Ges. **149/2**: 321–326, 8 Abb.; Stuttgart.
- REIFF, W. & SIMON, T. (1990): Die Flußgeschichte der Urbrenz und ihrer Hauptquellflüsse (Exkursion L am 21.04.1990). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **72**: 209–225, 5 Abb.; Stuttgart.
- RUPF, I. & NITSCH, E. (2008): Das Geologische Landesmodell von Baden-Württemberg: Datengrundlagen, technische Umsetzung und erste geologische Ergebnisse. – LGRB-Informationen, **21**: 82 S., 36 Abb., 3 Tab., 10 Beil.; Freiburg i.Br.
- RUTTE, E. (1987): Rhein – Main – Donau. – 154 S., 72 Abb., 48 Tab.; Sigmaringen (Thorbecke).
- SCHIRMER, W. (2003): Stadien der Rheingeschichte. – In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: Landschaftsgeschichte im europäischen Rheinland, GeoArcheoRhein, **4**: 21–80, 23 Abb.; Münster (LIT).
- SCHREINER, A. (1965): Die Juranagelfluh im Hegau. – Jh. geol. L.-Amt Baden-Württ., **7**: 303–354, 10 Abb., 6 Tab., 2 Taf.; Freiburg i.Br.
- SCHREINER, A. (1992): Hegau und westlicher Bodensee. – Geologische Karte 1 : 50 000 von Baden-Württemberg: 290 S., 25 Abb., 11 Taf., 7 Beil.; Freiburg i.Br. (3. Aufl.).
- SIMON, T. (1987): Zur Entstehung der Schichtstufenlandschaft im nördlichen Baden-Württemberg. – Jh. geol. L.-Amt Baden-Württ., **29**: 145–167, 10 Abb., Freiburg i.Br.
- SIMON, T. (1988): Flußgeschichte von Kocher und Jagst. – In: HAGDORN, H. [Hrsg.]: Neue Forschungen zur Erdgeschichte von Crailsheim (Sonderbände Ges. Naturkde. Württemberg, **1**): 241–254, 7 Abb., Stuttgart, Korb (Goldschneck).
- SIMON, T. (2008): Flußgeschichte des Neckars. – museo, **24**: 36–43, 9 Abb.; Heilbronn.
- VILLINGER, E. (1986a): Zur Flußgeschichte von Rhein und Donau in Südwestdeutschland. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **80**: 361–398, 5 Abb., 5 Tab.; Stuttgart.
- VILLINGER, E. (1986b): Untersuchungen zur Flußgeschichte von Aare-Donau/Alpenrhein und zur Entwicklung des Malm-Karsts in Südwestdeutschland. – Jh. geol. L.-Amt Baden-Württ., **28**: 297–362, 10 Abb., 2 Tab.; Freiburg i.Br.
- VILLINGER, E. (1998): Zur Flußgeschichte von Rhein und Donau in Südwestdeutschland. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. N.F. **80**: 361–398, 5 Abb., 5 Tab.; Stuttgart.
- VILLINGER, E. (2003): Zur Paläogeographie von Alpenrhein und oberer Donau. – Z. dt. geol. Ges. **154/2-3**: 193–253, 12 Abb., 12 Tab.; Stuttgart.
- VOLZ, E. (1959): Geologische Ergebnisse einiger Erdölbohrungen im westlichen Molassebecken. – Erdöl und Kohle, **12**: 209–216; Hamburg.
- WAGNER, G. (1955): Flußgeschichte eine junge Wissenschaft. – Aus der Heimat, **7/8**: 134–148, 6 Abb.; Öhringen.
- WAGNER, G. (1960): Einführung in die Erd- und Landschaftsgeschichte. – 694 S., 591 Abb., 231 Taf., 1 Kt., 3. Aufl.; Öhringen (Rau).
- WAGNER, G. & KOCH, A. (1961). Raumbilder zur Erd- und Landschaftsgeschichte Südwestdeutschlands. – 33 S., 3 Abb., 16 Farbbilder im Anh.; Schmiden (Repro-Druck); 1963: Stuttgart (Spectrum).
- ZIEGLER, P.A. (1982): Geological Atlas of Western and Central Europe. – 130 S., 40 Beil.; Amsterdam (Shell Int. Petr. Maatschappij).



LGRB-Informationen	25	S. 67 –82	10 Abb.	0 Tab.	Freiburg i. Br. Juli 2010
--------------------	----	-----------	---------	--------	------------------------------

Zur Ausbildung von Lössen und Decklehmen auf den Deckenschottern des östlichen Rheingletschergebiets (Oberschwaben) und ihre Bedeutung für die Bodenverbreitung

MICHAEL KÖSEL

Inhalt

1	Einleitung	70
2	Die Profile	71
2.1	Südlicher Bereich, Ziegeleigrube Hürbel	71
2.2	Mittlerer Bereich, Kiesgrube Str. Laupheim–Burgrieden/Hochstetten	72
2.3	Nördlicher Bereich, Ziegeleigrube Humlangen	75
3	Bedeutung der Geogenese des oberflächennahen Untergrunds für die Bodenverbreitung in der Deckenschotterlandschaft	79
4	Zusammenfassung	80





LGRB-Informationen	25	S. 67 – 82	10 Abb.	0 Tab.	Freiburg i. Br. Juli 2010
--------------------	----	------------	---------	--------	------------------------------

Zur Ausbildung von Lössen und Decklehmen auf den Deckenschottern des östlichen Rheingletschergebiets (Oberschwaben) und ihre Bedeutung für die Bodenverbreitung

MICHAEL KÖSEL

Kurzfassung

In der Terrassenlandschaft des östlichen Rheingletschergebiets wurde die Ausbildung von äolischen Deckschichten auf den Deckenschottern der Mindel- und Günzeiszeit untersucht. Einen deutlichen Fazieswechsel markiert die Grenze der Lössverbreitung. Diese ist durch die Lage der früheren Auswehungsbereiche im nördlichen Rißtal und im angrenzenden Donautal vorgegeben. Aus deren weiten Talböden wurde v. a. während des Würmhochglazials kalkhaltiger Löss ausgeblasen und ostwärts verlagert. Südlich der Lössgrenze treten auf den Deckenschottern weitverbreitet dichte Decklehme auf, die im mehrmaligen Wechsel von geringmächtiger äolischer Sedimentation, (warmzeitlicher) Verwitterung und periglazialer Umlagerung entstanden sind. Ihre Substrateigenschaften sind die Ursache für die hier weite Verbreitung von intensiven Pseudogleyen als Oberflächenböden. Weiter nördlich hat die weitgehend flächige Ablagerung von kalkhaltigem Jungwürmlöss auf den Terrassenflächen zu einer anderen Ausgangssituation für die im Holozän einsetzende Pedogenese gesorgt, die zur Entstehung von Parabraunerden führte. Es konnte somit gezeigt werden, dass der vorhandene Bodenwechsel primär substratbedingt ist und nicht mit klimatischen Unterschieden zusammenhängt. Einzelne Profile in der nördlichen Deckenschotterlandschaft weisen sogar eine komplexe Deckschichten- und Paläobodenabfolge auf, die Rückschlüsse auf das Mindestalter der liegenden Terrassenschotter erlauben.

Abstract

In the glaciofluvial terrace landscape of the pleistocene Eastern Rhine glacier area aeolian coverbeds and paleosols on the higher lying terraces of Mindelian and Gunzian age were examined. The thickness of the periglacial sediments usually varies between approx. 3 m and 6 m. A prominent change of facies is marked by the limit of the spreading of upper Würmian loess which is determined by the westward situated wide valley floors of the northern river Riss and the adjacent Danube. From these large amounts of silt and sand could be blown out especially during the climax of the last glacial. Southward of this boundary the loess loam is characterised by interglacial weathering and intense cryoturbation. The therefore silty-clayey and dense aeolian coverbeds have a low hydraulic conductivity which led to the development of intense Stagnosols as widespread surface soils. In contrast, in the spreading area of upper Würmian loess holocene soil formation occurred on fresh calcerous loess with a high porosity entailing the genesis of Luvisols lacking of any stagnic features. Thus it could be shown that the soil geographic change from Stagnosols to Luvisols is due to the distinct geogenesis of the upper subsurface and is not the result of varying climatic conditions. Some profiles in the stronger aeolian influenced northern part even show very complex successions of loess strata with intercalated paleosols which allows conclusions to be drawn on the minimum age of the underlying gravel terrace.

1 Einleitung

Wie im Mittelgebirgsbereich wurde im Alpenvorland das nicht vom Gletschereis überfahrene Gebiet während der Eiszeiten von periglazialen Prozessen intensiv überprägt. Neben jenen Vorgängen, die mit der Ausbildung eines Permafrosts und den im sommerlichen Auftauboden stattfindenden Umlagerungsprozessen wie Kryoturbation und Solifluktion zusammenhängen, kam es auch immer wieder zur Auswehung von Schluff und Sand aus den Schmelzwassertälern und deren Ablagerung auf günstigen, höheren Bereichen. Dort wurden die äolischen Sedimente entweder in den Auftauböden aufgearbeitet oder konnten bei stärkerer äolischer Sedimentation auch zu mächtigeren Lössdeckschichten akkumulieren.

Selbst das Jungmoränengebiet entwickelte sich mit dem Abschmelzen des würmzeitlichen Gletschers, nachdem er seine maximale Ausdehnung erreicht hatte, zunehmend zum Periglazialgebiet. Aufgrund der relativ kurzen Zeit, in der periglaziale Prozesse wirken konnten, war die Überprägung der Landschaft insgesamt gering. So lässt sich meist nur eine geringmächtige spätglaziale Solifluktionsdecke (ca. 3–4 dm) nachweisen, die unter natürlichen Verhältnissen die glazialen Sedimente flächig überzieht (KÖSEL 1996). In der größtenteils vom rißzeitlichen Rheingletscher geformten Altmoränenlandschaft überlagern als Ergebnis der würmzeitlichen Periglazialphase weitverbreitet mehrschichtige, häufig ca. 1 m mächtige, äolisch geprägte Solifluktionsdecken Moränensedimente und Hochterrassenschotter. Mächtigere und komplexer ausgebildete periglaziale Deckschichten finden sich in der Terrassenlandschaft der Iller-Riß-Platte. Die Terrassentreppe schließt an den östlichen Rand des Schussenlobus des mittelpleistozänen Rheingletschers an. Sie reicht von den würmzeitlichen Schottern im Rißtal, die das heutige Auenniveau einnehmen, über die rißzeitlichen Hochterrassen bis zu den altpleistozänen, donauzeitlichen Deckschottern auf den höchsten Bereichen. Die Entstehung von mächtigeren periglazialen Deckschichten wurde hier begünstigt durch das westlich vorgelagerte Rißtal, das während mehrerer Eiszeiten als eine Hauptentwässerungsbahn für den zentralen Rheingletscher diente. Der nördlich von Biberach sehr breite, Schotter und Sand erfüllte Talboden und insbesondere die weitgespannte Schotterebene im

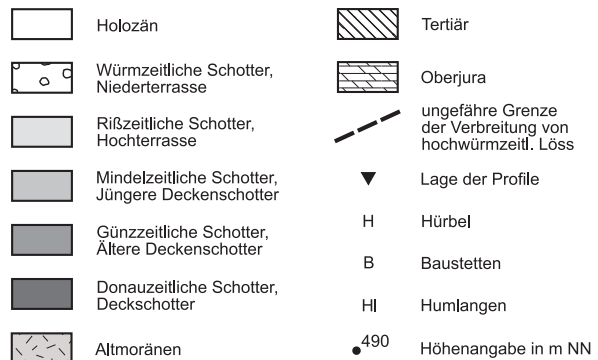
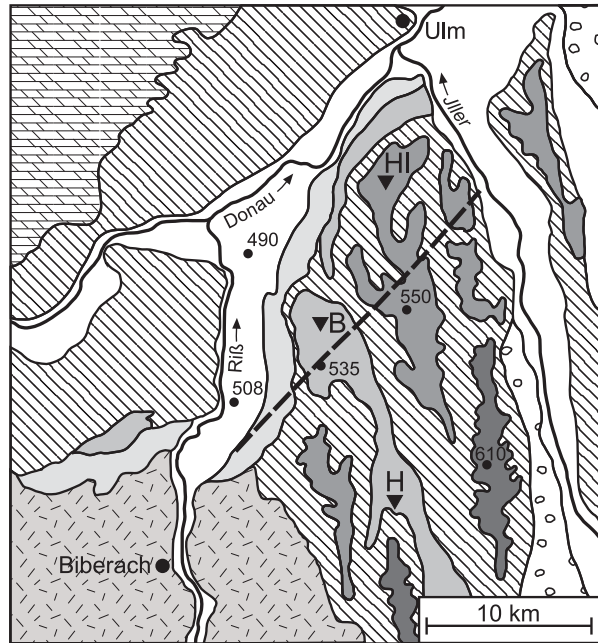


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte mit Lage der Profile; nach Geol. Übersichtskarte B.-W. 1 : 500.000.

Bereich des Zusammenflusses von Riß und Donau (Abb. 1) konnten als Auswehungsgebiete große Mengen äolischer Sedimente liefern, die auf den östlich anschließenden höher liegenden Terrassenflächen zur Ablagerung kamen. Mit zunehmendem Alter der Terrassen war zudem die mehrfache Abfolge von stärkerer äolischer Sedimentation und Überprägung durch weitere periglaziale Prozesse während verschiedener Kaltzeiten möglich, die zu einer Stapelung und komplexen Ausbildung des Deckschichtenpakets führen konnten.

Im Folgenden werden durch Ziegelei- und Kiesgruben aufgeschlossene Profile auf den Terrassenflächen der Jüngeren und Älteren Deckschotter beschrieben (Abb. 1). Die Aufschlüsse von Hürbel und Humlangen sind schon seit längerer Zeit bekannt und fanden bereits Eingang in die wissenschaftliche Literatur (HAAG 1981, WERNER 1964). Die Neubear-



beitung der Profile hat bei sehr guten Aufschlussverhältnissen in der 2. Hälfte der 1990er Jahre jedoch ein z. T. deutlich differenzierteres Bild ergeben, das weiterführende Schlüsse hinsichtlich der Fazies des wärmzeitlichen Lösses, der periglazialen Morphodynamik sowie bezüglich des Mindestalters des älteren Deckschotters erlaubt. Die Ziegeleien von Hürbel und Humlangen sind heute aufgelassen und die Abbaugruben z. T. verfüllt. Es erscheint deshalb angebracht, nicht zuletzt aus dokumentarischen Gründen, nochmals auf die Deckschichtenausbildung in diesem Gebiet einzugehen. Die Kenntnis über den Aufbau des Deckschichtenpakets ist dabei nicht nur in quartärwissenschaftlicher Hinsicht von Bedeutung, sondern auch als Erklärung für grundlegende bodengeographische Differenzierungen in der Deckschotterlandschaft. Die vorliegende Arbeit ergänzt zudem sehr detaillierte Untersuchungen zur Deckschichtenausbildung und Terrassenstratigraphie in der östlich folgenden Iller-Lech-Platte (BIBUS 1995), wobei die Verhältnisse auf den Hochterrassen im Rißtal bereits gesondert abgehandelt wurden (MIARA 1995; BIBUS & KÖSEL 1997).

in den frischen kalkhaltigen Kies aufgeschlossen war. Die Gesamtmächtigkeit des Boden- und Deckschichtenpakets schwankt zwischen ca. 7 und 11 m, was hauptsächlich auf die unregelmäßige, in Verwitterungstaschen tief in den frischen Kies eingreifende Untergrenze zurückzuführen ist. Der rezente Pseudogley setzt an der Geländeoberfläche unter dem Ah-Horizont mit einem hellgrau gebleichten Sw-Horizont aus einem stark tonigen Schluff ein, der Fe-/Mn-Konkretionen und einzelne Rostflecken aufweist. Den Staukörper im Liegenden bildet ein dichter, orangegrau marmorierter mittel schluffiger Ton, der bis ca. 150 cm u. Fl. reicht. Einzelne mit der Längsachse steilgestellte Kiese weisen auf eine starke kryoturbate Überprägung hin, mit der die Dichtlagerung und damit die Ausbildung eines Stauwasserbodens in ursächlichem Zusammenhang steht. Unter dem Sd-Horizont folgt bis etwa 240 cm u. Fl. ein ebenfalls sehr dichter, kohärenter, olivhellbrauner schluffiger Lehm bis mittel schluffiger Ton, der gelborange-hellgrau marmoriert ist und eine undeutliche Frostplattigkeit zeigt. An einzelnen Stellen der Aufschlusswand waren abgerollte Polyeder mit Tonüberzügen zu erkennen, weshalb es sich bei dieser Schicht vermutlich um einen stark umgelagerten

2 Die Profile

2.1 Südlicher Bereich, Ziegeleigrube Hürbel

Die ehemalige Ziegeleigrube von Hürbel befindet sich auf der bis über 2 km breiten Terrassenfläche des Jüngeren Deckschotters im südlichen Abschnitt der Iller-Riß-Platte (Abb. 1) in einer Höhe von 582 m NN. Die Oberflächenböden bestehen großflächig aus intensiven Pseudogleyen. Die Jahresniederschläge betragen ca. 810 mm (Station Gutenzell: 812 mm, 1931–1960; zit. nach SCHLENKER & MÜLLER 1975) und die Temperaturverhältnisse sind als mäßig kühl zu charakterisieren (ELLENBERG 1955; Station Biberach, 538 m NN, 7,6 °C).

Das Profil (Abb. 2) kann lithologisch grob in drei Abschnitte gegliedert werden. Die oberen ca. 3 m bestehen aus dichtem Lösslehmmaterial. Der mittlere, etwa 2 m mächtige Bereich, ist ein kiesreicher schwach toniger Lehm mit auffälligen Fe-/Mn-Bändern und schließlich der untere Teil ein brauner sandiger Kies. Als besonders günstig hat sich erwiesen, dass das Profil durch einen Kiesprobeabbau bis

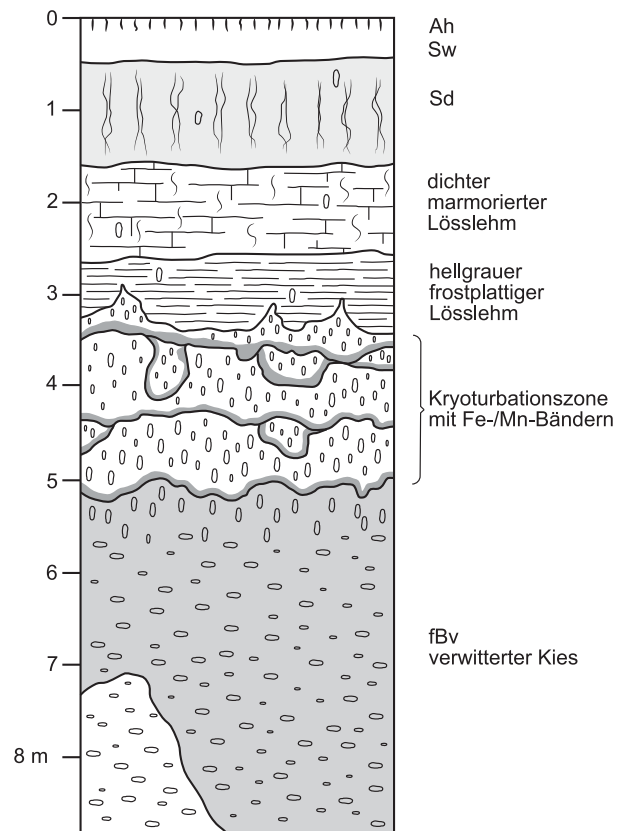


Abb. 2: Deckschichtenprofil der ehemaligen Ziegeleigrube Hürbel

Bt-Sd-Horizont eines interglazialen Parabraunerde-Pseudogleys handelt. Im Liegenden schließt ein 60–80 cm mächtiger, hellgrauer mittel schluffiger Ton an, der sich durch eine intensive Frostplattigkeit mit ca. 2–7 mm starken Lamellen auszeichnet. Die Lamellenoberflächen weisen kräftige Rostüberzüge auf, und die Grobporen sind mit Rost ausgekleidet. Bodenkundlich ist der graugebleichte Horizont als Nassboden zu deuten, der in einem wasserübersättigten Auftauboden über Permafrost entstanden ist und in keinem bodengenesischen Zusammenhang mit dem unterlagernden Abschnitt steht. Dieser besteht aus einem überwiegend braunen, stark kiesigen schwach tonigen Lehm. Eine Vielzahl von steilgestellten Kiesen und die Aufpressungen in den hangenden Lösslehm belegen eine starke kryogene Überprägung. Neben dem hohen Kiesgehalt (30–50 Vol %) ist verhältnismäßig viel Feinmaterial vorhanden. Ob dieses im Zuge einer intensiven, vielleicht mehrmaligen interglazialen Kiesverwitterung gebildet wurde, worauf der makroskopisch hohe Verwitterungsgrad der erhaltenen Grobkomponenten hindeutet, oder ob es sich um eine äolische Komponente handelt, muss letztlich offen bleiben. Auffällig sind in diesem Abschnitt mehrere wellen- bis girlandenförmig verlaufende Fe-/Mn-Doppelbänder, die sich z. T. aufspalten oder taschenförmige Ausstülpungen bilden. Die Doppelbänder bestehen aus einem liegenden schwarzen Mn-Band, das häufig eine kompakte Kruste bildet und einem hangenden rostroten bis ockerfarbenen Fe-Saum. Die Mächtigkeit der Doppelbänder schwankt zwischen ca. 5 und 30 mm. Ihr Aufbau widerspricht einer Entstehung im Grundwasserschwankungsbereich, wie von WERNER (1964: 38) angenommen, da gemäß dem Lösungs- und Oxidationsverhalten von Eisen und Mangan die Mn-Ausfällungen im Grundwasserbereich eigentlich oberhalb der Fe-Anreicherungen auftreten müssten. Die Bildung der Fe-/Mn-Doppelbänder im Profil Hürbel erfordert im Gegensatz zur Entstehung durch eine Gleydynamik ein nach unten zunehmendes Redoxpotential. Sie steht daher wahrscheinlich in Zusammenhang mit lateralem Wasserzuzug in eine sehr flache Muldenlage. Die vorhandenen unterschiedlich großen Ausstülpungen der Doppelbänder zeichnen evtl. Kryoturbationstaschen nach und deuten auf Permafrostverhältnisse hin. Auf ähnliche Prozesse wurden von BLEICH & STAHR (1978) Eisen- und Manganbändchen eines Stagnogleys im rezent periglazialen Milieu der kanadischen Arktis zurückgeführt. Die z. T. mehrfache Abfolge der Fe-/Mn-Doppelbänder kann möglicherweise durch einen schrittweise auftauenden und sich tiefer legenden

Dauerfrostboden erklärt werden. Im Liegenden folgt schließlich brauner verwitterter Kies, der in der Feinbodenart einen schwach lehmigen Sand aufweist und im obersten Teil noch kryoturbat überprägt ist. Der geringe Verlehmungsgrad weist darauf hin, dass es sich hier nur um den tieferen Abschnitt einer interglazialen Kiesverwitterung handelt, während der stärker verlehmt obere Bodenbereich abgetragen wurde. Angesichts der großen Mächtigkeit der ursprünglichen Kiesverwitterung ist es durchaus möglich, dass sie während mehrerer Interglaziale gebildet wurde.

2.2 Mittlerer Bereich, Kiesgrube Str. Laupheim–Burgrieden/Hochstetten

In den Gruben an der Straße von Laupheim nach Burgrieden/Hochstetten werden die Kiese der Jüngeren Deckenschotter abgebaut. An der Kiesoberfläche sind sie großflächig von einer interglazialen Verwitterung überprägt (Abb. 7). Die oberen

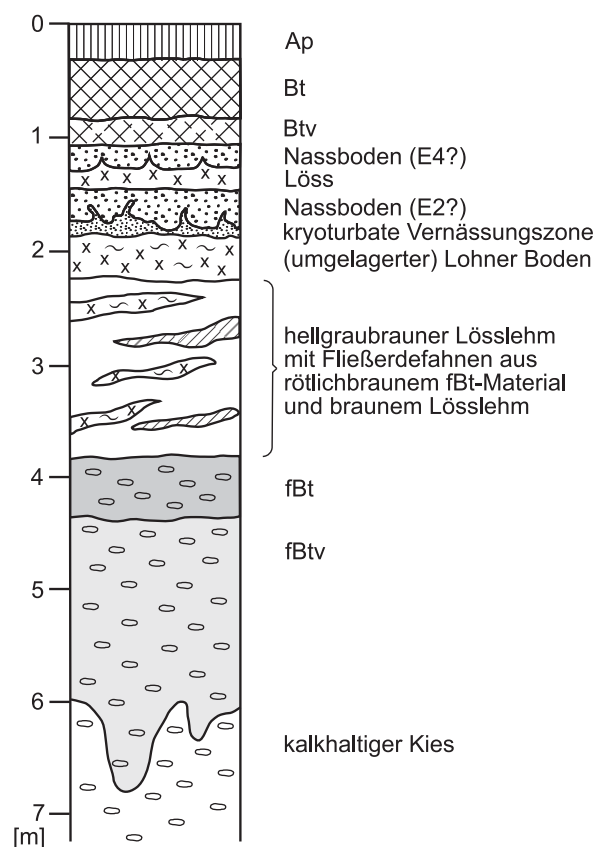


Abb. 3: Deckschichtenprofil der Kiesgrube an der Straße Laupheim – Burgrieden/Hochstetten.



ca. 0,5 m bildet ein rötlichbrauner, kiesreicher mittel bis stark sandiger Ton, welcher die Merkmale eines Bt-Horizonts zeigt (Abb. 3). Der nach unten anschließende dunkelbraune Bv-Horizont ist dagegen als kiesreicher schwach bis mittel lehmiger Sand nur noch mäßig verlehmt. Aufgrund der vergleichsweise geringen Mächtigkeit des Bt-Horizonts, auch in Relation zum liegenden Bv-Horizont, muss von einer erheblichen Kappung durch Erosionsvorgänge ausgegangen werden.

Das Deckschichtenpaket im Hangenden der Kiesverwitterung lässt sich grob in zwei Abschnitte unterteilen (Abb. 4). Der obere besteht aus einer relativ gut ausgebildeten Boden- und Sedimentabfolge, die das obere Mittelwürm und das Jungwürm umfasst. Sie setzt in ca. 2,4 m u. Fl. mit einem olivstichig-hellbraunen, stark tonigen Schluff ein, der zahlreiche kleine Fe/Mn-Konkretionen aufweist. Schlierenförmig verzogene Bleichflecken weisen auf eine verbreitete Umlagerung als Fließerde hin. Örtlich zeigte sich jedoch auch ein wellig-blättriges Gefüge mit Rostknötchen und Sesquioxidanflügen

auf den Aggregatflächen und damit die typischen Merkmale des Lohner Bodens (Abb. 5), der während des Denekamp-Interstadials vor etwa 35 ka BP gebildet wurde (BIBUS 2002: 22). Stellenweise wird der Lohner Boden direkt von einem braunen, ca. 30 cm starken Horizont mit identischem Gefüge unterlagert, bei dem es sich um den Böckinger Boden handelt, der dem Hengelo-Interstadial aus dem Zeitraum zwischen 40 und 50 ka BP zugeordnet wird. Über dem Lohner Boden folgt typischer kalkreicher Jungwürmlöss aus feinsandigem Schluff mit mehreren enthaltenen Nassböden, auf dem abschließend die rezente Parabraunerde entwickelt ist. Er setzt mit einer geringmächtigen, auffällig stark kryoturbar überprägten, schwach humosen, grauen Vernässungszone mit zahlreichen runden Rostflecken (2–3 mm) ein (Abb. 6). Mit ihren zungenförmigen Aufpressungen erinnert sie an den Nagelbeek Boden der belgischen Lössprovinz, der sich allerdings in einer stratigraphisch etwas jüngeren Position befindet (POUCLET & JUVIGNE 2009). Über der Vernässungszone und in ihn eingepresst liegt ein typischer, hellgrau gebleichter Jungwürm-



Abb. 4: Das Boden- und Deckschichtenprofil von Burgrieden/Hochstetten im Bereich der Detailaufnahme.

An der Basis oberster Teil der interglazialen Kiesverwitterung, darüber Lösslehm mit Fließerdefahnen und Lohner Boden (untere Hälfte des Klappspatenstiels), im Hangenden kryoturbar Vernässungszone und typischer hellgelblicher Jungwürmlöss mit einzelnen Nassböden, oben rezente Parabraunerde.



Abb. 5: Mittelwürmzeitlicher Lohner Boden.

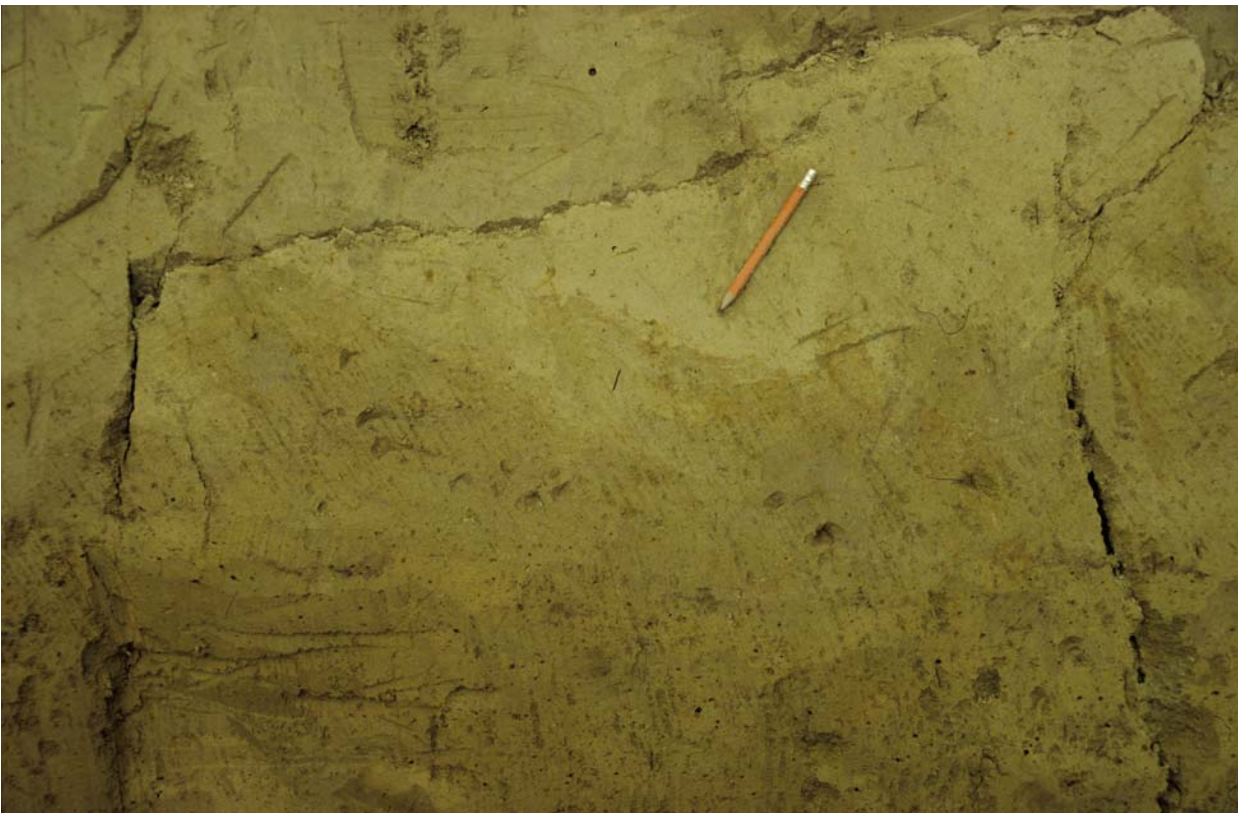


Abb. 6: Kryoturbate Vernässungszone oberhalb des Lohner Boden.



Nassboden mit runden Rostflecken (3–5 mm), bei dem es sich vermutlich um den E2-Boden der klassischen Würmlössgliederung (SEMMELE 1968) handelt. Getrennt durch eine 10–20 cm mächtige schwache Verbraunungszone tritt im Hangenden, unmittelbar an der Untergrenze der rezente Parabraunerde, ein weiterer bis 40 cm mächtiger intensiver Nassboden auf. Aufgrund der charakteristischen Verbraunung im Liegenden entspricht er wahrscheinlich dem E4-Nassboden. Beide Nassböden trennen nur wenige tausend Jahre und stammen aus dem Zeitraum vor rund 20 ka BP, als sie zum Höhepunkt der letzten Kaltzeit in Phasen mit weitgehender äolischer Sedimentationsruhe in den wasserübersättigten Auftauböden der Löss-Tundra gebildet wurden. Unterhalb des (verlagerten) Lohner Bodens weist das Deckschichtenprofil starke Umlagerungen auf und besteht im Bereich des abgebildeten Profils (Abb. 3) aus einem hellgraubraunen, mittel schluffigen Ton mit vielen diffus verteilten Konkretionen und einzelnen Holzkohlebröckchen. Absonderungsflächen tragen gebleichte Schluffbeläge. Charakteristisch sind zahlreiche eingeschaltete Fließerdephänen, die meist aus kiesarmem rötlichbraunem fBt-Material, aus sandig-tonigem Lehm mit abgerollten Polyedern sowie aus braunem Lösslehm bestehen, seltener aus grauem Nassbodenmaterial.

Gute Aufschlussverhältnisse im Zuge einer Kiesgrubenerweiterung ermöglichten es, die Deckschichten- und Bodenabfolge über eine Entfernung von knapp 200 m zu verfolgen (Abb. 7). Es zeigte sich dabei eine zum großen Teil der Detailaufnahme (Abb. 3) weitgehend ähnliche Gliederung. Der untere Abschnitt über dem verwitterten Terrassenkies besteht aus umgelagertem Lösslehm (8), (9) mit zahlreichen enthaltenen Fließerdephänen. Darüber folgt der geringmächtige, aber über eine große Distanz durchhaltende umgelagerte Lohner Boden (5). Im Hangenden schließt das Deckschichtenprofil mit relativ mächtigem, typischem Jungwürmlöss (2), (3) ab, der auch die rezente Parabraunerde (1) trägt. Ein deutlich abweichendes Bild ergab sich allerdings im südwestlichen Teil des Aufschlusses, der an den Grundgraben, ein bis ca. 10 m tief in die Terrassenfläche des jüngeren Deckenschotter eingenschnittenes Kerbtälchen, grenzt. Über einem durch eine niedrige Stufe abgesetzten tieferen Terrassenniveau zeigt die Boden- und Deckschichtenfolge so gut wie keine Übereinstimmung mehr mit dem über eine große Strecke des Aufschlusses typischen Aufbau und verdeutlicht die insgesamt starke Überprägung durch periglaziale Umlagerung und Erosion. Der Ter-

rassenkies an der Basis der Deckschichten ist hier grau gebleicht und weist einzelne Rostflecken auf und muss als fossiler Gr-Horizont (13) angesprochen werden. Die oberen 2–3 dm zeigen zudem deutliche Fließerdekmale. Der fGr-Horizont steht vermutlich in Zusammenhang mit einem lateral begrenzten Grundwasserkörper entlang einer Vorläuferform des Grundgrabens, der heute nur abschnittsweise und temporär wasserführend ist. Als nächst jüngere Schicht ist im Bereich der Terrassenstufe ein wenige Dezimeter mächtiger, orangegrau marmorierter Lehm (11) vorhanden. Aufgrund seiner charakteristischen Hydromorphie handelt es sich um den Sd-Horizont eines jüngeren Stauwasserbodens, der sich hier als Erosionsrest erhalten hat und in keinem Zusammenhang mit dem fGr-Horizont im liegenden Terrassenkies steht. Darüber, und weiter südwestlich direkt auf dem fGr-Horizont lagernd, folgt eine braune Lösslehm-Fließerde (10) mit zahlreichen eingeregelteten Lösskindln, die gehäuft an der Basis auftreten. Die Lösskindln zeugen von einer ursprünglich in kalkhaltigen äolischen Sedimenten entwickelten interglazialen Parabraunerde, die später großflächig abgetragen wurde und sich im Aufschluss nirgends erhalten hat. Im Hangenden der braunen Lösslehm-Fließerde tritt entkalkter, feingeschichteter hellgelbbrauner Sandlöss (7) auf, der nach oben in einen dunkelbraunen Bt-Horizont (6) mit intensiven Toncutanen übergeht, welcher Bestandteil des Oberflächenbodens ist. In Richtung der kleinen Terrassenstufe zeigt sich jedoch, dass der Oberflächenboden im SW des Aufschlusses keine Bildung einer einheitlichen holozänen Pedogenese darstellt, sondern sich aus Böden unterschiedlichen Alters zusammensetzt. Zwischen den oberen und den unteren Teil schaltet sich hier kalkhaltiger Jungwürmlöss ein. Dieser belegt den fossilen Charakter des tieferen Bt-Bereichs, der vermutlich das Eem-Interglazial repräsentiert. Erstaunlicherweise ist der sonst häufig relativ gleichmäßig und mächtig abgelagerte Jungwürmlöss auf dem etwas tieferen südwestlichen Terrassenbereich nur geringmächtig vorhanden, was jedoch auch mit nachträglicher Abtragung zusammenhängen kann.

2.3 Nördlicher Bereich, Ziegeleigrube Humlangen

Die heute zum großen Teil verfüllte ehemalige Ziegeleigrube liegt auf der weitgespannten Verebnung der günzzeitlichen Holzstöcke-Schotter in einer

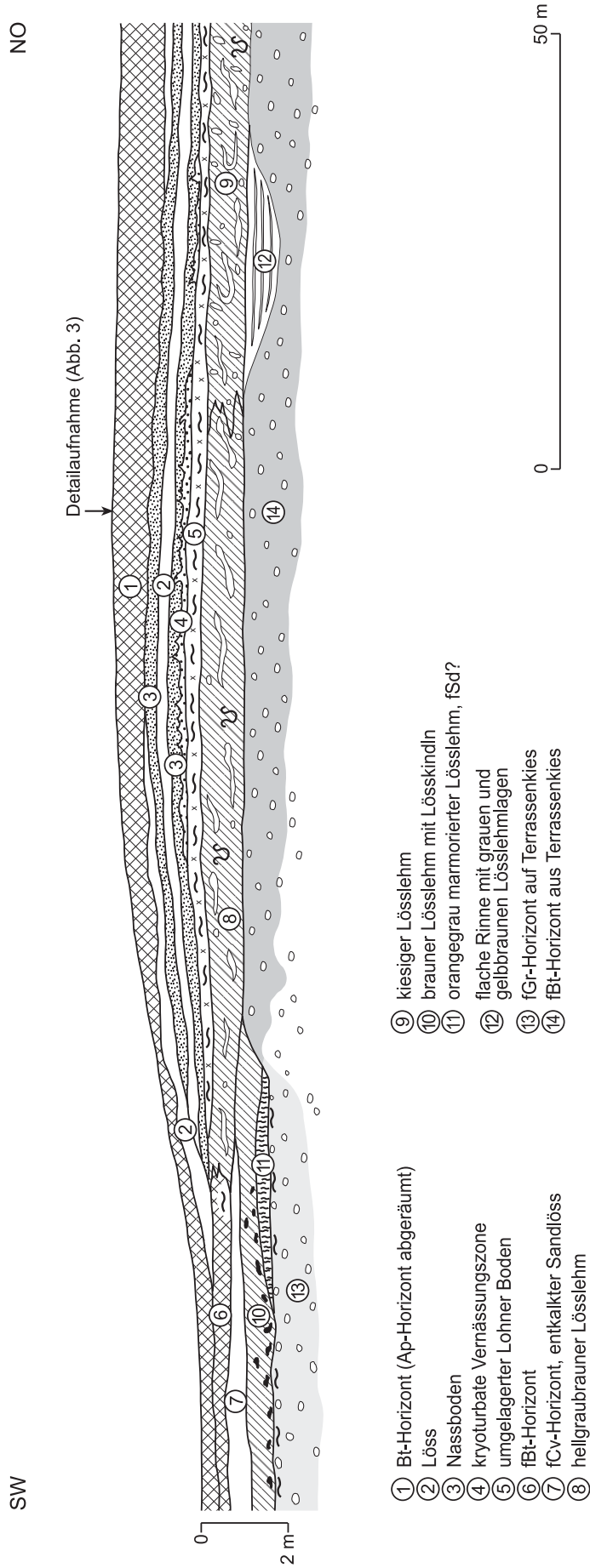


Abb. 7: Aufschlussprofil der Kiesgrube an der Straße Laupheim-Burgrieden/Hochstetten



Höhe von 534 m NN und befindet sich damit ca. 50 m über dem Auenbereich des westlich angrenzenden Donautals. Die Jahresniederschläge betragen ca. 780 mm (Station Hüttsheim: 777 mm) und die Temperaturverhältnisse sind, wie im Bereich des weiter südlich gelegenen Profils Hürbel, als mäßig kühl einzustufen (ELLENBERG 1955; Station Biberach: 7,6 °C).

Das Deckschichtenprofil (Abb. 5, Abb. 9) weist eine für den Untersuchungsraum relativ komplexe stratigraphische Gliederung auf, die weiterführende Schlüsse auf das Mindestalter des liegenden Schotterkörpers erlaubt. Die obersten 2 m werden von Jungwürmlöss eingenommen, der größtenteils während des Höhepunkts der letzten Kaltzeit abgelagert wurde. Der hellbraungelbe, stark kalkhaltige, mittel bis stark tonige Schluff wurde von der Geländeoberfläche tiefergreifend während des Holozäns durch eine bis 1,3 m mächtige Parabraunerde überprägt, die trotz Beackerung noch mit ihrer kompletten Horizontfolge (Ap, Al, Bt, Btv) erhalten ist. Typisch für den Jungwürmlöss sind eingeschaltete Nassböden, die als Tundragleye über Permafrost entstanden sind. Im Profil Humlangen wurden zwei Nassböden erkannt, wobei der untere stellenweise aussetzen kann. Der obere tritt knapp unterhalb der rezenten Parabraunerde auf und ist hellgelbgrau gebleicht. Neben mäßig vielen Rostflecken und Konkretionen sind kleine verrostete Wurzelröhren charakteristisch. Der untere Nassboden ist hellgrau gebleicht und besitzt nur wenige Rostflecken und Konkretionen. Er sitzt direkt einem ca. 0,5 m mächtigen, kalkfreien olivstichig gelbbraunen Lösslehm mit schwachen Vernässungsmerkmalen und einzelnen Konkretionen auf. Aufgrund der Farbe handelt es sich bei diesem Abschnitt möglicherweise um den als Fließerde umgelagerten Lohner Boden, der das Mittelwürm abschließt.

Im Liegenden des Würmlöss folgt eine intensive interglaziale Parabraunerde (Abb. 9). Der rötlichbraune Bt-Horizont ist als mittel schluffiger Ton ausgebildet und weist auf den Aggregatflächen der Polyeder kräftige Toncutane auf. Im oberen Teil des Bt-Horizonts sind die Polyeder z. T. abgerollt, was auch hier auf eine schwache Umlagerung durch Fließerdeprozesse hindeutet. Der Bt-Horizont wird nach unten von einem gelbbraunen Btv-Horizont abgelöst mit relativ wenigen dunkelbraunen Toncutanen und der Bodenart stark schluffiger Ton. Es liegt nahe, die beschriebene Parabraunerde dem Eem-Interglazial zuzuordnen, doch kann diese

Einstufung nicht mit letzter Sicherheit erfolgen, da im Liegenden kein typischer rißzeitlicher Löss (BIBUS 1974) ausgebildet ist. Stattdessen tritt hier bis ca. 4,8 m u. Fl. ein mäßig marmorierter brauner Lösslehm auf, der keine stratigraphisch verwertbaren Leithorizonte aufweist. Bevor im Liegenden erneut ein (Sd-) Bt-Horizont einsetzt, folgt zunächst ein 0,2 m starker, fahlbrauner stark toniger Schluff, der schwach humos ist und neben einigen Fe/Mn-Konkretionen einzelne Holzkohlebröckchen aufweist. Solche Bildungen wurden wiederholt in der direkten Überlagerung fossiler Bt-Horizonte, insbesondere des letzten Interglazials beschrieben (z. B. SEMMEL 1968, KÖSEL 1996: 88 f.) und werden als frühglaziale Fließerde gedeutet, die möglicherweise Material des ehemaligen Al-Horizonts der Parabraunerde im Liegenden aufgearbeitet hat. Die Holzkohlebröckchen entstammen vermutlich Waldbränden, die einen frühglazialen Baumbestand vernichtet haben. Der unterlagernde 2. fSd-Bt-Horizont ist der oberste Teil eines Bodenkomplexes (Abb. 10) aus mehreren, ineinander greifenden intensiven Bodenbildungen. Er zeichnet sich durch eine rötlichdunkelbraune Farbe aus, weist ein fein- bis mittelpolyedrisches Gefüge mit deutlich Toncutanen auf und ist als mittel schluffiger Ton ausgebildet. Die nur mäßige hydromorphe Überprägung durch wenige Rost- und Bleichflecken steht in einem deutlichen Kontrast zum dicht gelagerten, orangegrau marmorierten 3. fSd-Horizont, der im Liegenden folgt und in ca. 6 m u. Fl. stark verwittertem und verlehmttem Kies aufsitzt. Trotz der vergleichsweise geringen Mächtigkeit des 2. fSd-Bt- und 3. fSd-Horizonts von jeweils etwa 0,5 m und fehlendem, trennendem C-Material besteht kein Zweifel, dass es sich um zwei eigenständige interglaziale Bodenbildungen handelt. Die geringen Mächtigkeiten sind durch der Bodenbildung vorausgegangene geringe kaltzeitliche äolische Sedimentation und spätere periglaziale Abtragungsvorgänge leicht erklärlich. Auch der starke und relativ abrupt einsetzende Unterschied der Pseudovergleyung lässt nur den Schluss zu, dass beide Horizonte durch zwei verschiedene, sich im Feuchteangebot deutlich unterscheidende Interglaziale geformt wurden. Im Liegenden des Deckschichtpakets aus Lösssedimenten folgt deutlich gegliederter verwitterter Kies, bevor in ca. 9 m u. Fl. frische, kalkhaltige Schotter einsetzen. Der obere Teil der Kiesverwitterung ist als dichter, kiesreicher sandig-toniger Lehm bis stark sandiger Ton kräftig verlehmt und intensiv orangegrau marmoriert. Untergeordnet treten noch rötlich dunkelbraune Partien auf, bei denen auch eine deutliche Tonverkleidung

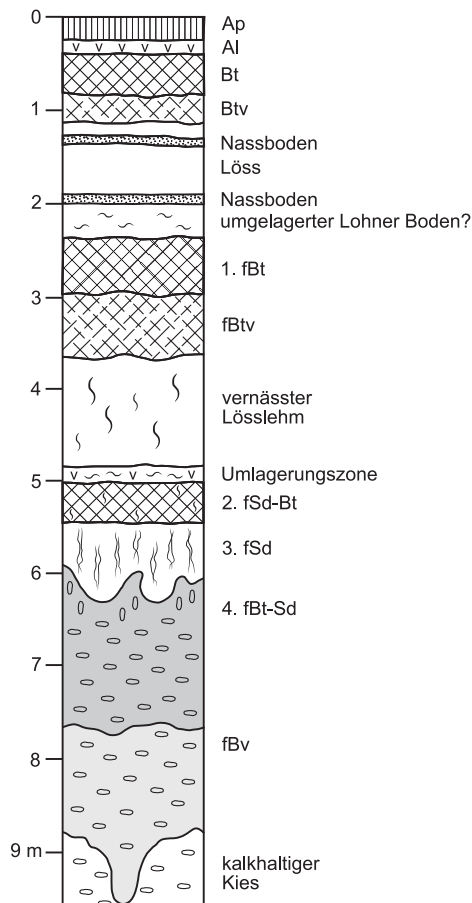


Abb. 8: Deckschichtenprofil der ehemaligen Ziegeleigrube Humlangen.

der Kiese gut zu erkennen war, weshalb dieser Abschnitt bodenkundlich als fBt-Sd-Horizont anzusprechen ist. Bei knapp 8 m u. Fl. wird dieser von einem braunen, lehmig-sandigen Bv-Horizont abgelöst, dessen Untergrenze taschen- und zapfenförmig in den liegenden Kies eingreift. Angesichts einer Mächtigkeit der rezenten Parabraunerde einschließlich des Al-Horizonts auf den Niederterrassenschottern des Untersuchungsraums von ca. 0,8 m (KÖSEL 1996: 98), kann nicht ausgeschlossen werden, dass die erhaltene ca. 3 m mächtige Kiesverwitterung im Profil Humlangen sogar mehr als nur ein Interglazial repräsentiert. Aufgrund der vorhandenen Böden und Deckschichten im Profil Humlangen ergibt sich für die Älteren Deckenschotter eine Einstufung mindestens in die 5. letzte Kaltzeit. Gegenüber der Aufnahme von HAAG (1981), der einschließlich der Kiesverwitterung an der Basis des Profils nur drei quartärstratigraphische Einheiten ausgegliedert hat, ergibt sich somit durch die Neuaufnahme ein deutlich differenziertes Bild.



Abb. 9: Das Boden- und Deckschichtenprofil von Humlangen. Oben hellgelblicher Würmlöss über vermutlich eemzeitlicher Parabraunerde, unten Bodenkomplex aus mehreren Interglazialböden, überlagert von Lösslehm.



Abb. 10: Detailaufnahme des Bodenkomplex im Liegenden des Gesamtprofils. An der Basis interglaziale Kiesverwitterung (4. fBt-Sd), darüber 3. fSd und in Klappspatenhöhe 2. fSd-Bt.



3 Bedeutung der Geogenese des oberflächennahen Untergrunds für die Bodenverbreitung in der Deckenschotterlandschaft

Die Terrassenflächen der Deckenschotter in der Iller-Riss-Platte werden großflächig von intensiven Pseudogleyen eingenommen, die im nördlichen Bereich von Parabraunerden abgelöst werden (Bodenübersichtskt. B.-W. 1 : 200 000, Blatt CC 7918 Stuttgart-Süd und baden-württ. Teil Blatt CC 7926 Augsburg). Die Ursache für diesen ausgeprägten bodengeographischen Wechsel könnte, wie von WERNER (1964:11) angenommen, mit den nach Süden in Richtung Alpen ansteigenden Niederschlägen zusammenhängen. So weist die ungefähr am Südrand der Übersichtskarte (Abb. 1) gelegene Klimastation Rot a. d. Rot Jahresniederschläge von 906 mm auf, während diese bei der Station Hüttisheim im Norden, unweit von Humlangen, nur 777 mm betragen (beide Angaben 1931–1960; zit. nach SCHLENKER & MÜLLER 1975). Verstärkt durch die größere Höhenlage der nach Süden ansteigenden Deckenschotter und der damit geringeren Jahrestemperatur unterscheidet sich auch die potenzielle Evapotranspiration deutlich. Für die Station Rot a. d. Rot ist ein jährlicher Überschuss aus der klimatischen Wasserbilanz von etwa 330 mm zu veranschlagen, während die Station Hüttisheim einen Wert von ungefähr 190 mm aufweist (DOMMERMUTH & TRAMPF 1990).

Bei genauerer Betrachtung der bodengeographischen Verhältnisse erweist sich jedoch, dass die skizzierten klimatischen Unterschiede nicht die ausschlaggebende Ursache für die abrupte Differenzierung in der Bodenlandschaft der Iller-Riss-Platte sein können. Zum einen fällt auf, dass sich der Wechsel von den Pseudogleyen zu den Parabraunerden in der Landschaft nahezu sprunghaft vollzieht, ohne dass ein Niederschlagsgradient durch einen Übergangsbereich mit kontinuierlich abnehmendem Pseudovergleichungsgrad nachgezeichnet wird. Andererseits kann gezeigt werden, dass sich die Grenze zwischen Pseudogleyen und Parabraunerden weitgehend mit dem Einsetzen der Verbreitung von kalkhaltigem Löss im oberflächennahen Untergrund deckt.

Der beschriebene Zusammenhang wird auch im Bereich der Aufschlussprofile deutlich, von denen zwei durch Parabraunerden und eines durch Pseudogleye (Hürbel) als Oberflächenböden geprägt sind. Alle drei Standorte unterscheiden sich jedoch in klimatischer Hinsicht nur unwesentlich (s. Kap. 2) und auch ihre morphologischen Positionen auf ebenen Terrassenflächen sind vergleichbar. Beim Profil Hürbel war die äolische Sedimentation während der Kaltzeiten insgesamt gering. Die relativ hohen Tongehalte der vorhandenen Lösslehmstraten deuten auf intensive Verwitterung unter interglazialen Bedingungen hin. Zusätzlich erfolgte eine starke kryogene Überprägung und Dichtlagerung. Beide Vorgänge können dabei mehrmals stattgefunden haben. Entscheidend ist, dass auch während des Würmhochglazials, als allgemein in Mitteleuropa die stärkste Lösssedimentation stattfand, es offensichtlich zu keiner kräftigen äolischen Anwehung kam, die zum Aufwachsen eines mächtigeren autochthonen Lösspakets hätte führen können. Eine wahrscheinlich geringe Lösssedimentation wurde entweder wieder abgetragen oder durch kryogene Prozesse in das liegende ältere Lösslehmmaterial eingearbeitet. Das Ausgangssubstrat für die holozäne Bodenbildung bildete daher am Standort Hürbel im Wesentlichen älterer, bereits verwitterter Lösslehm. Lediglich am Ende des Spätglazials, als es in der Jüngeren Tundrenzeit noch einmal zu einem Aufleben der äolischen Aktivität kam, bildete sich an der Geländeoberfläche eine ca. 4 dm mächtige, mit Schluff angereicherte Fließerde (Hauptlage), die als eigenständige Schicht das Lösslehmpaket überlagert.

Die Substratschichtung und insbesondere die umrissene Genese des Lösslehms im Unterboden haben Auswirkungen auf Art und Ausmaß der pedogenen Prozesse während der holozänen Bodenbildung. Entkalkung und nachfolgende Silikatverwitterung fanden in dem vermutlich schon weitgehend entkalkten und im Unterboden bereits verwitterten Ausgangssubstrat allenfalls untergeordnet statt. Ebenso ist eine geringe Lessivierung nicht völlig auszuschließen, sie kann jedoch in dem stark hydromorphen Bodenmaterial makroskopisch nicht nachgewiesen werden. Der dichte tonige Lösslehm mit seinem geringen Anteil an dränend wirkenden und für den Bodenlufthaushalt wichtigen Grobporen bedingte eine stark eingeschränkte Tiefensickerung und eine ausgeprägte Redoximorphie, die zur Entstehung eines intensiv orange-grau marmorierten Sd-Horizonts führte. Wegen der geringen Was-

serdurchlässigkeit des geogen verdichteten Unterbodens kommt es im schluffigen Oberboden der spätglazialen Fließerde zu einem jahreszeitlichen Wasseraufstau, der eine laterale Sesquioxidabfuhr und die Ausbildung eines hellgrau gebleichten Sw-Horizonts nach sich zog. Aufgrund der skizzierten Pedogenese sind die Stauwasserböden auf den Lösslehmen der Deckenschotterplatten als primäre Pseudogleye aufzufassen, deren dichte Unterböden mit ihren Auswirkungen auf den Bodenwasserhaushalt geogen vorgegeben waren und nicht auf Dichtlagerung im Verlauf holozäner Lessivierung zurückzuführen sind.

Weiter nördlich im Lössverbreitungsgebiet setzte die holozäne Bodenbildung dagegen auf flächig vorhandenem kalkhaltigen Jungwürmlöss ein, der mit hohen Sedimentationsraten zur Ablagerung kam und daher insgesamt nur gering durch Gefrier- und Auftauvorgänge an der kaltzeitlichen Geländeoberfläche überprägt und verdichtet werden konnte. Die hier entwickelten Parabraunerden sind im Vergleich zu Löss-Parabraunerden aus den Gäulandschaften Südwestdeutschlands geringer lessiviert, was auch in der Körnung der Bt-Horizonte mit einem schluffigen Lehm bis stark schluffigen Ton zum Ausdruck kommt. Im Vergleich zu den dichten Sd-Horizonten der Pseudogleyen in der Deckenschotterlandschaft ist der Unterschied in der Lagerungsdichte mit Trockenraumgewichten zwischen 1,45 und 1,50 g/cm³ gegenüber Werten zwischen 1,65 und 1,70 g/cm³ deutlich, was bezogen auf die Gesamtporenvolumina ein Verhältnis von etwa 47 % zu 37 % bedeutet. Positiv auf die bodenhydrologische Verhältnisse wirkt sich auch der durch Kalkbrücken zwischen den Sedimentteilchen schwach verfestigte, stabile, porenreiche Löss im Liegenden der Parabraunerden aus, der über ein hohes Wasserspeichervermögen verfügt und daher große Mengen an Sickerwasser aufnehmen kann.

4 Zusammenfassung

Die Deckenschotter der Iller-Riß-Platte werden großflächig von periglazialen Deckschichten äolischen Ursprungs überlagert, deren Mächtigkeit zwischen ca. 3 m und 6 m schwankt. Einen markanten Fazieswechsel markiert die SW-NO verlaufende Grenze der Lössverbreitung (Abb. 1). Südlich davon herrschen dichte, mehrschichtige Lösslehme vor, die in

der geologischen Literatur traditionell als Decklehme bezeichnet werden. Sie entstanden im Wechsel von geringmächtiger äolischer Sedimentation, Bodenbildung und intensiver solimixtiver und kryptoturbater Überprägung. Die periglaziale Umlagerung war i. d. R. so stark, dass sich nur sehr selten in den Lösslehmstraten Reliktmerkmale autochthoner warmzeitlicher Böden erhalten haben. Die starke Verlehmung und kryogenen Dichtlagerung des Deckschichtenpakets führte zu einer großflächigen Entstehung von Pseudogleyen als Oberflächenböden.

Die Verbreitung von Löss auf der nördlichen Iller-Riß-Platte und die Ausbildung von zunehmend komplexen Deckschichtenprofilen wurde durch den breiten Talboden des nördlichen Rißtals und die ausgedehnte Schotterebene an der Einmündung ins Donautal gesteuert, die als Auswehungsgebiete große Mengen an äolischen Sedimenten liefern konnten. Aus den beschriebenen Profilen auf den Deckenschottern und aufgenommenen Hochterrassenprofilen (BIBUS & KÖSEL 1997) kann gefolgert werden, dass, wie in anderen Lössprovinzen Mitteleuropas, v. a. im Hochwürm die äolische Aktivität ein besonderes Ausmaß erreicht hatte und Lössmaterial mit hohen Sedimentationsraten abgelagert wurde. Der Verlauf der Lössgrenze (Abb. 1) lässt dabei auf eine vorherrschende Windrichtung während des Hochglazials aus Südwesten schließen. Die hochwürmzeitlichen äolischen Ablagerungen der nördlichen Iller-Riß-Platte bestehen aus dem typischen Jungwürmlöss der mitteleuropäischen Standardgliederung (SEMMELE 1969), welcher durch das Auftreten von mehreren als Tundragleye entstandenen Nassböden gekennzeichnet ist. An der Basis des letztglazialen Abschnitts folgt häufig eine olivstichige hellbraune Fließerde, die an einzelnen Stellen in den typischen Lohner Boden des oberen Mittelwürms übergeht. Ältere mittelwürmzeitliche Straten und frühwürmzeitliche Bildungen fehlen dagegen großflächig. Es könnte deshalb angenommen werden, dass sie in der relativ feuchten Lössprovinz der Iller-Riß-Platte aufgrund fehlender äolischer Sedimentation nicht ausgebildet waren. Allerdings konnte KÖSEL (1996: 88, 99f.) zeigen, dass in besonders geschützten Positionen an einzelnen Stellen im ehemaligen Rheingletschergebiet Reste einer Altwürmhumuszone zu finden sind und auch örtlich die Umlagerungssedimente der Niedereschbacher Zone ausgebildet sind. Es ist deshalb davon auszugehen, dass typische früh- und mittelwürmzeitliche Bildungen ursprünglich auch auf den Terrassen der Iller-Riß-Platte vorhanden waren, später allerdings



großflächig durch periglaziale Abtragung beseitigt wurden. Im Liegenden der würmzeitlichen Lössdeckschichten treten immer wieder Umlagerungsseimente auf, die ebenso auf ältere starke Abtragung und z. T. Aufarbeitung von Lössdeckschichten und Böden durch intensive periglaziale Morphodynamik hinweisen (Kap. 2.2). An Stellen mit stärkerer präwürmzeitlicher äolischer Sedimentation konnten sich jedoch auch komplexe Paläoboden- und Deckschichtenprofile ausbilden, die das hohe Alter der Deckenschotter widerspiegeln. So konnten in Profil Humlangen (Kap. 2.3) einschließlich der verwitterten Kiesoberfläche insgesamt vier eigenständige Interglazialböden identifiziert werden. Da jedoch periglaziale Abtragung und ein damit unvollständiges Deckschichtenprofil nicht unwahrscheinlich ist sowie zudem die mächtige Kiesverwitterung an der Basis evtl. mehr als nur eine Warmzeit repräsentiert, kann aufgrund der Boden- und Deckschichtenfolge nur ein Mindestalter festgelegt werden. Immerhin geht die vorgenommene Einstufung der Älteren Deckenschotter mindestens in die 5. letzte Kaltzeit über das klassische stratigraphische Schema von PENCK & BRÜCKNER (1901/09) hinaus und verdeutlicht den Wert der Analyse von Paläoboden- und Deckschichtenprofilen für die stratigraphische Gliederung von quartärgeologischen Einheiten im Alpenvorland (s. BIBUS 1995).

Literatur

- BIBUS, E. (1974): Abtragungs- und Bodenbildungsphasen im Rißlöß. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **25**: 166–182; Öhringen.
- (1995): Äolische Deckschichten, Paläoböden und Mindestalter der Terrassen in der Iller-Lech-Platte. – *Geol. Bavarica*, **99**: 135–164; München.
- (2002): Zum Quartär im mittleren Neckarraum. – *Tüb. geowiss. Arb. (TGA)*, **D8**: 236 S.; Tübingen.
- BIBUS, E. & KÖSEL, M. (1997): Paläoböden und periglaziale Deckschichten im Rheingletschergebiet von Oberschwaben und ihre Bedeutung für Stratigraphie, Reliefentwicklung und Standort. – *Exkursionsführer zur 16. Tagung des Arbeitskreises für Paläopedologie der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft vom 8. – 10.5.1997 in Biberach a. d. Riß.* – *Tüb. geowiss. Arb. (TGA)*, **D3**: 91 S.; Tübingen.
- BLEICH, K. E. & STAHR, K. (1978): Ein Eisen-Bändchen-Stagnogley in der Bodengesellschaft der mittleren Arktis Kanadas. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **28**: 179–188; Öhringen.
- Bodenübersichtskarte von Baden-Württemberg 1 : 200 000 (1993): Blatt CC7918 Stuttgart-Süd. – Freiburg i. Br. – [Hrsg.: Geol. L.-Amt Baden-Württ.]
- (1995): Baden-württ. Teil Blatt CC 7926 Augsburg [Teil Alpenvorland] – Freiburg i. Br.– [Hrsg.: Geol. L.-Amt Baden-Württ.]
- DOMMERMUTH, H. & TRAMPF, W. (1990): Die Verdunstung in der Bundesrepublik Deutschland, Zeitraum 1951–1980, Teil 1. – Offenbach a. M. (Dt. Wetterdienst).
- ELLENBERG, H. (1955) unt. Mitw. von ELLENBERG, C., KOHLMAYER, M., ZELLER, O. u. a.: Wuchsklimakarte Baden-Württemberg 1 : 200 000; Stuttgart.
- Geologische Übersichtskarte von Baden-Württemberg 1 : 500 000 (1989): – Freiburg i. Br. – [Hrsg.: Geol. L.-Amt Baden-Württ.]
- HAAG, Th. (1981): Tal- und flächenformende periglaziale und glaziale Dynamik im Glazialgebiet Süddeutschlands (Rheingletschergebiet). – *Bochumer geogr. Arb.*, **40**: 48–53; Bochum.
- KÖSEL, M. (1996): Der Einfluß von Relief und periglazialen Deckschichten auf die Bodenausbildung im mittleren Rheingletschergebiet von Oberschwaben. – *Tüb. geowiss. Arb.*, **D1**: 147 S.; Tübingen.
- MIARA, S. (1995): Gliederung der rißzeitlichen Schotter und ihrer Deckschichten beiderseits der unteren Iller nördlich der Würmendmoränen. – *Münchener geogr. Abh.*, **B**, **22**: 185 S.; München.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901/1909): Die Alpen im Eiszeitalter. – 3 Bde.; Leipzig.
- POUCLLET, A. & JUVIGNE, E. (2009): The Eltville Tephra, a late Pleistocene widespread tephra layer in Germany, Belgium and the Netherlands; symptomatic compositions of the minerals. – *Geologica Belgica*, **12/1-2**: 93–103; Brussels.
- SCHLENKER, G. & MÜLLER, S. (1975) unt. Mitarb. v. DIETRICH, H., HAUFF, R., HÜBNER, W., JAHN, R., MÜHLHÄUSSER, G., SCHÖNAMSGRUBER, H., SEBALD, O., STOFFLER, H. D. & WERNER, H.: Erläuterungen zur Karte der Regionalen Gliederung von Baden-Württemberg, II. Teil (Wuchsgebiet Südwestdeutsches Alpenvorland). – *Mitt. Ver. forstl. Standortskde. Forstpflanzenzücht.*, **24**: 3–37; Stuttgart.
- SEMMELE, A. (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. – *Frankfurter geogr. H.*, **45**: 133 S.; Frankfurt a. M.
- (1969): Bemerkungen zur Würmlößgliederung im Rhein-Main-Gebiet. – *Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **97**: 395–399; Wiesbaden.
- WERNER, J. (1964): Grundzüge einer regionalen Bodenkunde des südwestdeutschen Alpenvorlandes. – *Schriftenr. Landesforstverwalt. Baden-Württ.*, **17**: 91 S.; Freiburg i. Br.





LGRB-Informationen	25	S. 83 – 94	6 Abb.	0 Tab.	Freiburg i. Br. Juli 2010
--------------------	----	------------	--------	--------	------------------------------

Digitale Bodenkarte von Baden-Württemberg 1 : 50 000 – Neue Wege in der bodenkundlichen Landesaufnahme

WOLFGANG FLECK & CHRISTIAN FRITZ

Inhalt

1	Einführung	85
2	Konzeption des Kartenwerks	86
2.1	Gliederungsprinzip der Bodenvergesellschaftung in der BK50	86
2.2	Auswertung vorhandener Kartengrundlagen und eigene Erhebungen im Gelände	86
2.3	Stand der Bearbeitung	87
3	Anwendungsbereiche und Datenbereitstellung	90
3.1	Datenbasis und thematische Auswertungen	90
3.2	Anwendungsbeispiel „Regionalplan 2015 Nordschwarzwald“	91
3.3	Kartendienste und Fachdaten	91
4	Die BK50 im Rahmen der Integrierten Geowissenschaftlichen Landesaufnahme (GeoLa)	93
5	Zusammenfassung und Ausblick	94
	Literatur	94





LGRB-Informationen	25	S. 83 – 94	6 Abb.	0 Tab.	Freiburg i. Br. Juli 2010
--------------------	----	------------	--------	--------	------------------------------

Digitale Bodenkarte von Baden-Württemberg 1 : 50 000 – Neue Wege in der bodenkundlichen Landesaufnahme

WOLFGANG FLECK & CHRISTIAN FRITZ

1 Einführung

Das wachsende Bewusstsein für die Bedeutung des Bodens im Naturhaushalt in Verbindung mit gesetzlichen Regelungen zum Schutz des Bodens hat zu einem steigenden Bedarf an Bodeninformationen geführt. Seit ihren Anfängen sind Bodenkarten eng an angewandten Fragestellungen, v. a. aus dem Bereich der Landbewirtschaftung, ausgerichtet. Stand früher meist die Ertragsfähigkeit und die Fruchtbarkeit des Bodens im Vordergrund, werden Bodenkarten heute nachgefragt, um die Inanspruchnahme von Böden im Zuge von Nutzungsänderungen zu steuern. Insbesondere in der Regional-, Landschafts- und Bauleitplanung gewinnt die Bewertung der Böden nach ihrer Funktionserfüllung an Bedeutung. So werden beispielsweise in der Regionalplanung Böden mit hoher Funktionsbewertung neuerdings gesondert ausgewiesen. Die Bewertung der Böden erfolgt dabei auf der Grundlage von Bodenkarten.

Beim Regierungspräsidium Freiburg – Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (früher Geologisches Landesamt) – werden nunmehr seit rund 20 Jahren die Böden Baden-Württembergs systematisch erfasst. Neben einer landesweiten Bodenübersichtskarte 1 : 200 000, die 1995 vorgelegt werden konnte, steht die Erstellung eines flächendeckenden Bodenkartenwerks im mittleren Maßstabsbereich zwischen 1 : 25 000 und 1 : 50 000 im Vordergrund. Diese Genauigkeit genügt einerseits den Erfordernissen vieler Pla-

nungen, andererseits lassen sich die Karten noch mit vertretbarem Aufwand herstellen. Bis heute liegen für rund 30 % der Landesfläche Bodenkarten im Maßstab 1 : 25 000 (BK25) vor. Unter Einbeziehung von geologischen Karten, Daten der Reichsbodenschätzung und der Forstlichen Standortskartierung wurde eine aufwändige Flächenkartierung im Gelände durchgeführt. Innerhalb des mittleren Maßstabsbereichs zeichnet sich die BK25 folglich durch eine hohe Genauigkeit aus.

In den letzten Jahren konnte die BK25 mit der gestiegenen Nachfrage an bodenkundlichen Daten immer weniger Schritt halten. Das LGRB war zunehmend mit Anfragen zu größeren Planungsgebieten konfrontiert, die meist nur in Teilen durch die BK25 abgedeckt waren. Erschwerend kam bei den vorhandenen Karten die auf das einzelne Kartenblatt bezogene Beschreibung der Karteninhalte hinzu, was eine zügige Auswertung blattübergreifender Areale erschwerte.

Mit einem neuen Kartierkonzept wurde im LGRB auf die entstandenen Defizite reagiert. Seit dem Jahre 2003 wird an einer blattschnittfreien, digitalen Bodenkarte 1 : 50 000 (BK50) mit landesweiter Generallegende gearbeitet, die bis 2012 für das ganze Land vorliegen soll. Im Gegensatz zur flächendeckenden Geländeaufnahme bei der BK25 bekommt die Auswertung vorhandener Bodendaten bei der Erstellung der BK50 größeres Gewicht. Das LGRB folgt damit der Vorgehensweise anderer Bundesländer wie Bayern, Hessen oder Niedersachsen.

Zeitgleich wurde beim LGRB mit der „Integrierten Geowissenschaftlichen Landesaufnahme (GeoLa)“ begonnen. Ziel dieses Projektes ist es, mittelfristig eine mit den Fachbereichen Geologie, Rohstoff-, Hydro- und Ingenieurgeologie inhaltlich abgestimmte, blattschnittfreie Datenbasis im Maßstab 1 : 50 000 für die gesamte Landesfläche aufzubauen. Erstmals werden systematisch bodenkundliche Kartiererergebnisse, insbesondere der Aufbau und die Verbreitung quartärer Deckschichten, in die geologische Karte überführt und in einer gemeinsamen Datenbank verwaltet.

2 Konzeption des Kartenwerks

2.1 Gliederungsprinzip der Bodenvergesellschaftung in der BK50

Das natürliche kleinräumige Bodenmuster ist in mittelmaßstäbigen Bodenkartern nicht darstellbar. Die Böden werden daher in der BK50 in Anlehnung an die Bodenkundliche Kartieranleitung (AG Boden 2005: 327 ff.) zu Bodengesellschaften unterschiedlicher Aggregierungsstufen zusammengefasst. Die kleinste auf der Karte darstellbare Bodengesellschaft ist die Kartiereinheit. Sie beinhaltet genetisch und stofflich in enger Beziehung stehende, regelhaft verteilte Bodenformen. Die Bodenform wird dabei unter Berücksichtigung der Boden- und Substratgenese durch den Bodentyp und das Ausgangsgestein charakterisiert.

Jede Kartiereinheit der BK50 ist eindeutig einer sog. Bodengroßlandschaft zugeordnet, was in ihrer Kennzeichnung in der Karte aus einem Buchstaben für die Bodengroßlandschaft und einer fortlaufenden Nummer zum Ausdruck kommt. Die Gliederung des Landes in 8 Bodenregionen sowie 26 untergeordnete Bodengroßlandschaften orientiert sich an der Naturräumlichen Gliederung Deutschlands (Bundesanstalt für Landeskunde 1953–1962) und an den Vorgaben zur Aggregation von Kartiereinheiten der Bodenkundlichen Kartieranleitung (Abb. 1).

Farbgebung und Reihenfolge der Kartiereinheiten in der Kartenlegende richten sich nach der vorherrschenden Bodengenese, ausgedrückt durch den Bodentyp. Abgegrenzt werden aber immer Boden-

formen als Kombination von Bodentyp und Ausgangsgestein. Da letzteres häufig prägenden Einfluss auf die Bodeneigenschaften besitzt, kommt ihm bei der Geländearbeit besondere Bedeutung zu.

Als Folge der eindeutigen Zuordnung jeder Kartiereinheit zu nur einer Bodengroßlandschaft entsteht für jede Bodengroßlandschaft eine in sich geschlossene Legende. Die vollständige Legende der landesweiten BK50 ist auf diese Weise in 26 überschaubare Einzelbausteine gegliedert. Regionale Ausprägungen bestimmter Bodeneigenschaften können so auch in einem landesweiten Kartenwerk wie der BK50 abgebildet werden. Beispielsweise zeigen die in Baden-Württemberg häufig vorkommenden Lösssedimente in Bezug auf Korngrößenverteilung und Kalkgehalt z. T. deutliche regionale Unterschiede, die direkten Einfluss auf die Bodenentwicklung und die Bodeneigenschaften haben. Löss im Kaiserstuhl und in den Vorbergen des Schwarzwaldes sind z. B. tonärmer bzw. schluffreicher und besitzen meist höhere Karbonatgehalte als vergleichbare Bildungen im Bereich der Filderebene südlich von Stuttgart.

2.2 Auswertung vorhandener Kartengrundlagen und eigene Erhebungen im Gelände

Als Grundlage für die Abgrenzung der bodenkundlichen Einheiten dienen, neben den eigenen Geländeaufnahmen, die für 30 % der Landesfläche vorliegende BK25 sowie die flächendeckend vorhandene Bodenübersichtskarte von Baden-Württemberg 1 : 200 000 (BÜK200). Neben den langjährigen Erfahrungen aus der Flächenkartierung spielt die Interpretation von geologischen Karten sowie der Bodenschätzung und der Forstlichen Standortkartierung eine maßgebliche Rolle. Während geologische Karten wichtige Informationen zum Ausgangsmaterial der Bodenbildung liefern, gibt das Klassenzeichen der Bodenschätzung Auskunft über das Bodensubstrat und die Gründigkeit von Böden landwirtschaftlich genutzter Flächen. Da in Baden-Württemberg die Abgrenzung der Klassenflächen nicht digital vorliegt, wird das Klassenzeichen aus dem Automatisierten Liegenschaftsbuch (ALB) entnommen und mit den Flurstücksgrenzen des Automatisierten Liegenschaftskatasters (ALK) verortet. Die mittlerweile für ca. 65 % der Waldfläche des Landes digital vorliegenden Ergebnisse der Forstlichen Standortkartierung unterstützen die Ableitung des Bodenmusters forstwirtschaftlich genutzter Flächen.

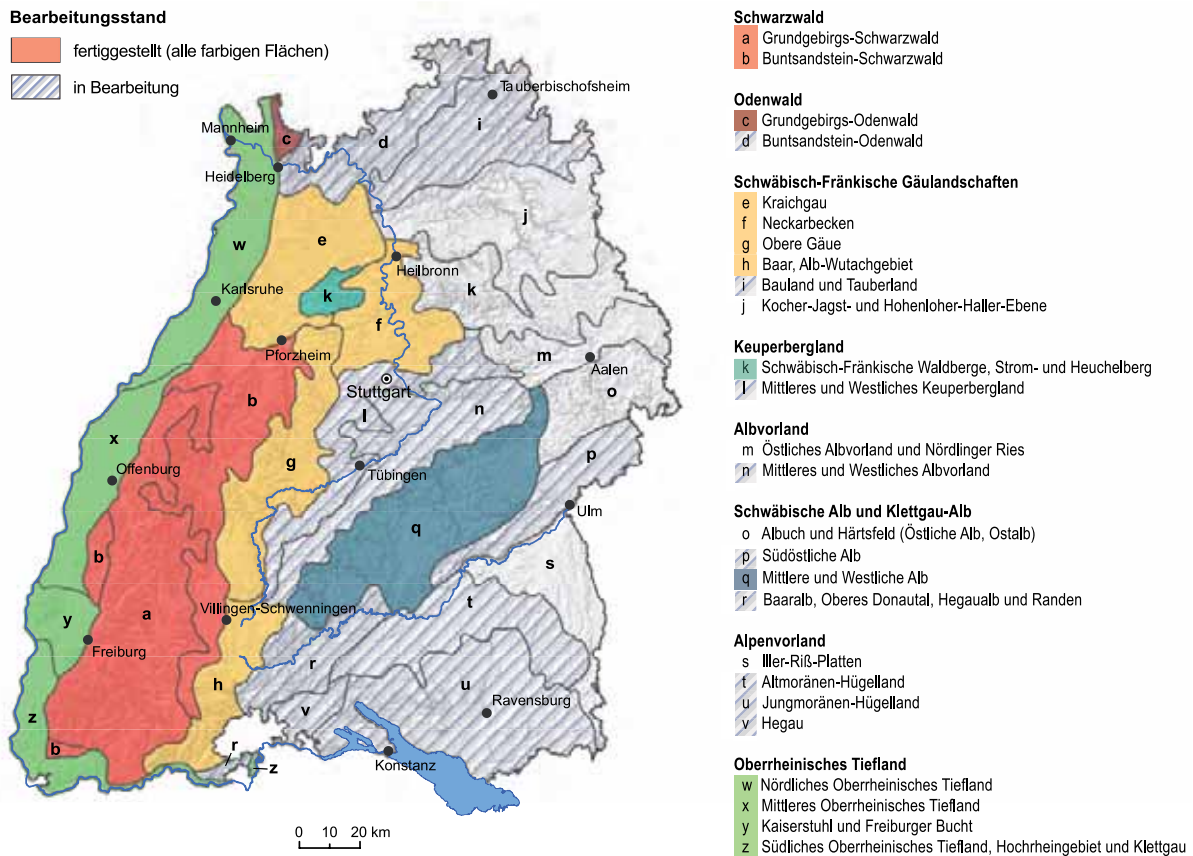


Abb. 1: Bodenregionen und Bodengroßlandschaften in Baden-Württemberg mit Bearbeitungsstand der BK50.

In jüngster Zeit kommen für visuelle Reliefauswertungen Höhenlinien- und Schummerungskarten auf Basis des Digitalen Geländemodells (DGM) im 1 x 1 m-Raster des Landesamts für Geoinformation und Landentwicklung Baden-Württemberg (LGL) zum Einsatz. Die Abgrenzung topografischer Objekte, wie z. B. Ortslagen, Gewässer und sonstige Flächen der sozialen und technischen Infrastruktur, basiert auf dem Digitalen Landschaftsmodell (DLM 25) des Amtlichen Topographisch-Kartographischen Informationssystems (ATKIS).

Ergänzend zu den vorhandenen Kartengrundlagen beschränkt sich die Kartierung im Gelände auf gezielte Erhebungen entlang von Catenen oder in ausgewählten Gebieten. Die Geländeaufnahmen unterstützen vor allem die Interpretation von Fremddaten. Zudem helfen sie bei der Bearbeitung von Bereichen mit unzureichender Datendichte. So sind z. B. Talauen bevorzugte Aufnahmebereiche, da sich die für die systematische Einstufung der Auenböden wichtigen Grundwasserverhältnisse meist nur schwer aus der Bodenschätzung oder der Forstlichen Standortskarte erschließen lassen.

2.3 Stand der Bearbeitung

Zum gegenwärtigen Zeitpunkt liegen Bodendaten der BK50 für die Bodengroßlandschaften Grundgebirgs- und Buntsandstein-Schwarzwald, Grundgebirgs-Odenwald, Kraichgau (südlicher Teil), Neckarbecken, Obere Gäue, Baar und Alb-Wutachgebiet, Strom- und Heuchelberg, Mittlere und Westliche Alb, Nördliches, Mittleres und Südliches Oberrheinisches Tiefland, einschließlich Hochrheingebiet und Klettgau, sowie für Kaiserstuhl und Freiburger Bucht vor (Abb. 1). Diese 13 Bodengroßlandschaften umfassen 55 % der Landesfläche und beinhalten insgesamt 1820 Kartiereinheiten. In Bearbeitung befinden sich die Bodengroßlandschaften Buntsandstein-Odenwald, Bauland und Tauberland, Mittleres und Westliches Keuperbergland, Mittleres und Westliches Albvorland, Südöstliche Alb, Baaralb, Oberes Donautal, Hegualb und Randen, Altmoränen- und Jungmoränen-Hügelland sowie der Hegau.

950 Pseudogley-Parabraunerde aus Lösslehm und lösslehmreichen Fließerdern	
Verbreitet auftretende Böden	g-L08
Bodenformgruppe	50–75 %
Flächenanteil	landwirtschaftliche Nutzung (LN), Wald
Nutzung	ebene und sehr schwach geneigte Schotterbereiche, örtlich flache Mulden
Relief	Pseudogley-Parabraunerde, tief, z. T. mäßig tief entwickelt
Bodentyp	Lösslehm und lösslehmreiche Fließerdern (Deck- über Mittellage), stellenweise über tonreicher Unterkeuper-Fließerde (Basisslage) oder über Festgestein
Ausgangsmaterial	Uf3-Tu4, Lu(Gr1-2) 2–6 dm Tu3(L2-3)(Gr1-2) 6–>10 dm
Bodenartenprofil	(Tu2-Tl)(Gr1-4);*m;^t;^s
Karbonatführung	örtlich unterhalb 6–10 dm u. FL
Gründigkeit	tief, stellenweise mäßig tief, Unterboden mäßig durchwurzelbar
Walddumumform	mullartiger Moder
Humusgehalt	Oberbod.LN schwach humos bis mittel humos Unterboden sehr schwach humos
Bodenreaktion	LN sehr schwach sauer bis mittel sauer
Bodenschätzung	Wald mittel sauer bis sehr stark sauer L4V, L4L6, L4L8V, st.4V, L4L6D, L4DV, L4D, L5V, LT5V, L5L6, L5L8V, L5DV, LT5V, L1a2, L1a3, L1b2
Begleitböden	untergeordnet pseudovergleyte Parabraunerde (g-L07, Kartiereinheit g34; g-L04, Kartiereinheit g39) und Pseudogley-Braunerde aus umgelagertem Lösslehm; vereinzelt pseudovergleyte Pelosol-Parabraunerde (g-L02, Kartiereinheit g49), mittel tief entwickelte Pseudogley-Parabraunerde, pseudovergleyte Pelosol-Braunerde (g-B03, Kartiereinheit g30) und Parabraunerde-Pseudogley (g-S02, Kartiereinheit g58)
Typische Bodenprofile	Musterprofile 7418.201 (Begleitboden)
Bohrstocksonderungen	–
Verbreitung und Besonderheiten	weit verbreitete Kartiereinheit im lösslehmbedeckten Unterkeupergebiet

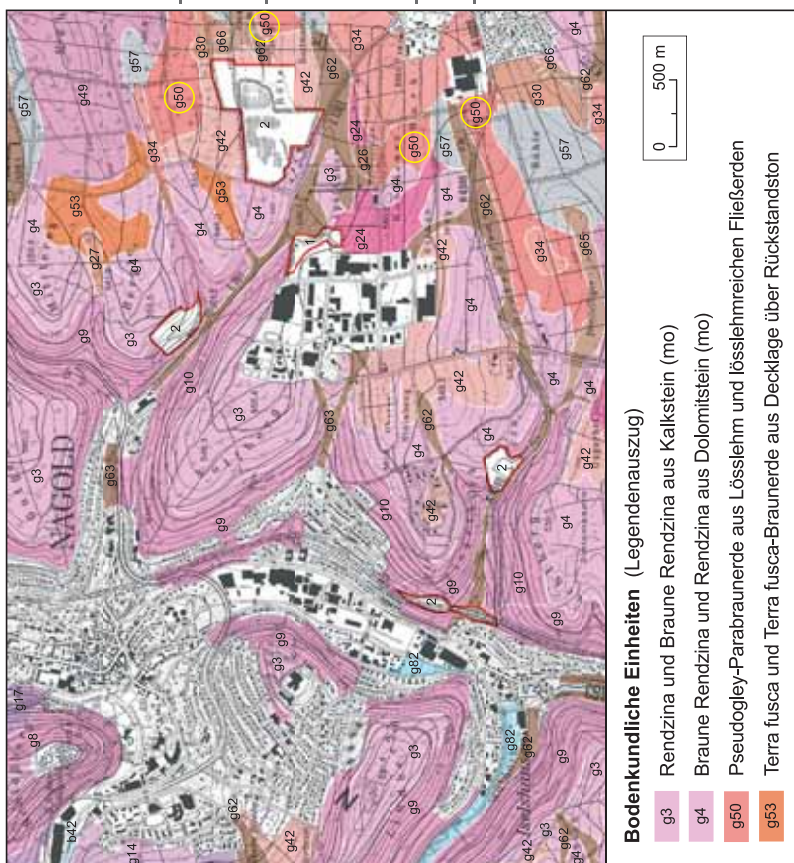


Abb. 2: Ausschnitt der BK50 aus der Bodengroßlandschaft „Obere Gäue“ im Bereich von Nagold mit Flächenbeschreibung der Kartiereinheit g50.

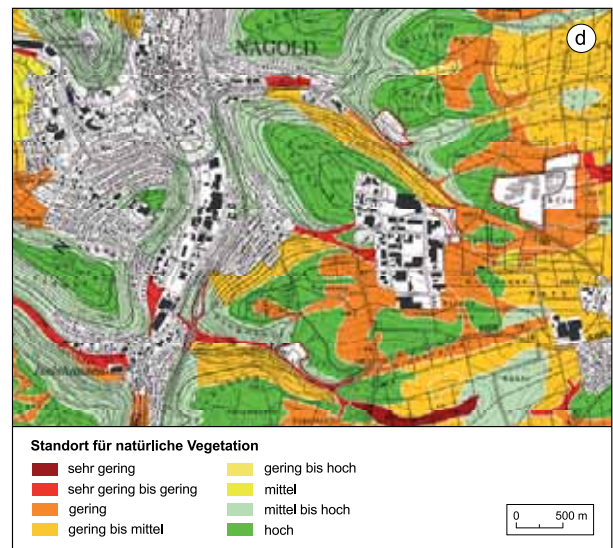
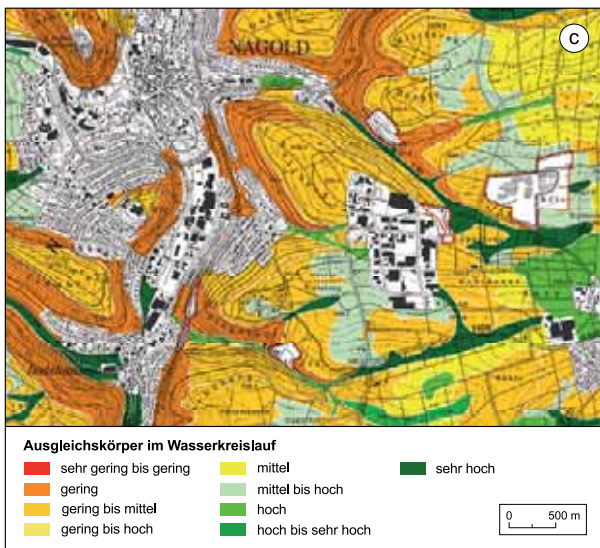
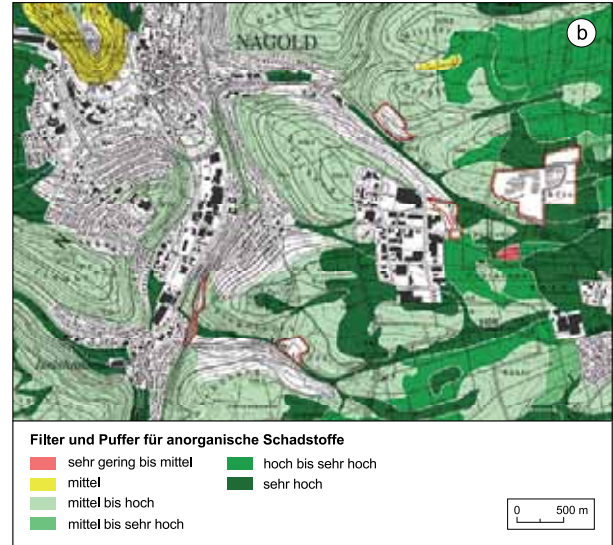
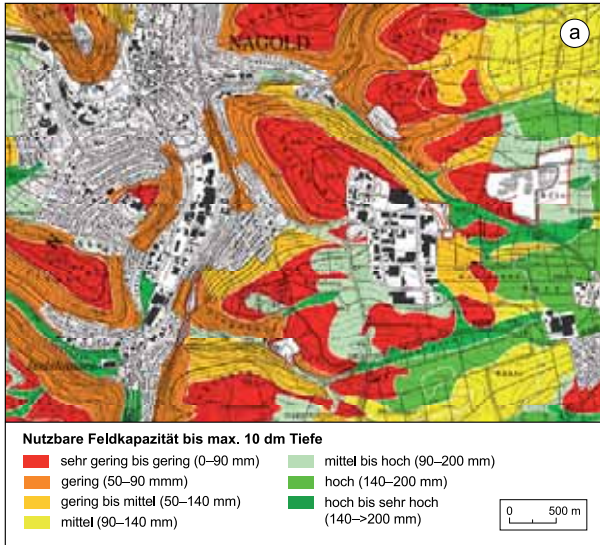


Abb. 3: Ausschnitte aus der BK50 im Bereich von Nagold mit Ableitung der nutzbaren Feldkapazität (a) sowie den Bodenfunktionen Filter und Puffer für anorganische Schadstoffe (b), Ausgleichskörper im Wasserkreislauf (c) und Standort für natürliche Vegetation (d).

3 Anwendungsbereiche und Datenbereitstellung

3.1 Datenbasis und thematische Auswertungen

Die Flächeninformationen in den Kartiereinheiten der BK50 beziehen sich auf die Verbreitung der vorherrschenden Böden mit einem Flächenanteil von insgesamt >75 %. Neben Angaben zu Bodenvergesellschaftung, Genese, Ausgangsgestein, Relief, Nutzung und Begleitböden liegen Informationen zur Bodenart, Karbonatführung, Gründigkeit, Bodenreaktion und zum Humusgehalt vor (Abb. 2). Regelwerk für die standardisierte Beschreibung der Einzelmerkmale ist der Symbolschlüssel Bodenkunde (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg 1995), dem die Bodenkundliche Kartieranleitung zu Grunde liegt (AG Boden 1994, 2005). Die in der Karte ausgewiesene Flächenmindestgröße einer Kartiereinheit von 0,5 ha orientiert sich am vorgegebenen Maßstab und sollte eine Mindestbreite von 20 m nicht unterschreiten. In Anbetracht der maßstabsunabhängigen Visualisierungsmöglichkeiten digitaler Kartenwerke darf die maßstabsbezogene Aussagegenauigkeit mittelmaßstäbiger Kartenwerke nicht unberücksichtigt bleiben. Aussagen über Einzelgrundstücke können i. d. R. nicht abgeleitet werden. Sie erfordern nähere Untersuchungen vor Ort.

Ergänzend zu den Flächeninformationen wird jede Kartiereinheit der BK50 durch Punktinformationen in Form repräsentativer Bodenformen charakterisiert. Hierbei handelt es sich um ausgewählte, bei der Kartierung erfasste Bohrstocksondierungen und um sog. Musterprofile. Letztere stehen stellvertretend für die wichtigsten Bodenformen im Land, wobei für ihre Auswahl neben bodengegenetischen Aspekten auch von Klima, Relief und Nutzung abhängige Standortunterschiede maßgebend sind. Während für die mit dem Pürckhauer-Bohrer aufgenommenen Profile nur Angaben zu geschätzten Bodenmerkmalen vorliegen, wurde bei den Musterprofilen eine Profilgrube zur Probenahme angelegt. Bis dato sind ca. 345 Profile bodenphysikalisch und -chemisch untersucht. Weitere 290 Profile sind ausführlich beschrieben und beprobt.

Ausgehend von den bei der Profilsprache ermittelten Schätzgrößen wie Bodenart, Humusgehalt und effektive Lagerungsdichte lassen sich anhand einfacher Verknüpfungsregeln physiko-

chemische Bodenkennwerte wie z. B. die Wasserkapazität (nFK, FK), Luftkapazität (LK), Wasserleitfähigkeit im gesättigten Zustand (k_f -Wert), Erodierbarkeit des Oberbodens (K-Faktor) sowie die potenzielle Kationenaustauschkapazität (KAK_{pot}) ableiten (Abb. 3a). In Anlehnung an den Bodengesellschaftscharakter der Kartiereinheiten erfolgt die Ermittlung der Bodenkennwerte nicht monotypisch auf Grundlage einzelner, idealisierter Leitprofile, sondern auf Basis der im Gelände erfassten, flächenrepräsentativen Bodenformen. Zur Validierung der für die Kennwertberechnung eingesetzten Auswertungsalgorithmen dienen die laboranalytisch untersuchten Musterprofile.

In Verbindung mit externen Informationen zu Relief, Klima und Landnutzung bilden die Bodenkennwerte eine wichtige Datenbasis für komplexe Auswertungsverfahren. Hierzu zählen insbesondere die Methoden zur Ermittlung und Bewertung der in den Bodenschutzgesetzen auf Bundes- und Landesebene verankerten Bodenfunktionen (Abb. 4).

Die Datenbasis der BK50 findet ferner Verwendung in unterschiedlichen Vorhaben, wie z. B. bei der Umsetzung der Europäischen Wasserrahmenrichtlinie im Zuge der Beurteilung von gefährdeten Grundwasserkörpern, in der Hydrogeologischen Erkundung Baden-Württembergs sowie in universitären Forschungsprojekten.

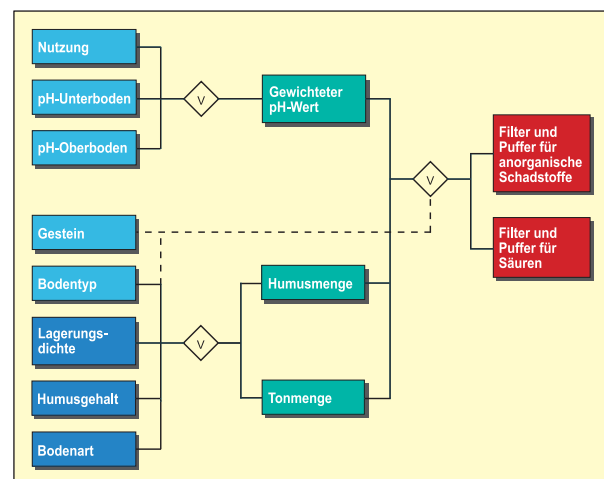


Abb. 4: Verknüpfungsregel zur Ermittlung der Bodenfunktion „Filter und Puffer für anorganische Schadstoffe und Säuren“ (Umweltministerium Baden-Württemberg 1995).



3.2 Anwendungsbeispiel „Regionalplan 2015 Nordschwarzwald“

Eine beispielhafte Anwendung der BK50 zeigt die Ausweisung von Bodenschutz relevanten Vorbehaltsgebieten im Rahmen der Fortschreibung des „Regionalplans 2015 Nordschwarzwald“. Vorbehaltsgebiete umfassen Böden mit hoher bis sehr hoher Funktionserfüllung, deren „Inanspruchnahme aufgrund ihrer besonderen Bedeutung für den Naturhaushalt und die Landwirtschaft auf das Unvermeidbare zu begrenzen ist“ (Regionalverband Nordschwarzwald 2005: 46). Methodische Grundlage hierfür ist der Leitfaden zur Bewertung der Böden nach ihrer Leistungsfähigkeit (Umweltministerium Baden-Württemberg 1995). Aufgrund der ähnlichen bzw. gegenläufigen Einstufung der einzelnen Bodenfunktionen werden sie in zwei Kategorien zusammengefasst (Abb. 3b–c):

- Kategorie 1: Böden als Filter und Puffer für Schadstoffe, als Standort für Kulturpflanzen sowie als Ausgleichskörper im Wasserkreislauf
- Kategorie 2: Böden als Standort für natürliche Vegetation

Vorbehaltsgebiete der Kategorie 1 treten auf im Pfinzgau, Kraichgau und Korngäu im Verbreitungsgebiet von tiefgründigen Parabraunerden und Terra fusca-Parabraunerden sowie Kolluvien (Abb. 5). Aufgrund ihrer hohen nutzbaren Feldkapazität und Kationenaustauschkapazität erfüllen sie ihre Funktion als Filter und Puffer für Schadstoffe, als Standort für Kulturpflanzen und als Ausgleichskörper im Wasserkreislauf in besonderem Maße. Umgekehrt verhält es sich bei den Vorbehaltsgebieten der Kategorie 2 mit flachgründigen, skelettreichen Rendzinen und Braunerde-Rendzinen in den Gäulandschaften sowie mit nassen Stagnogleyen und stark sauren, nährstoffarmen Podsolen im Buntsandstein-Schwarzwald. Die extremen Standortbedingungen dieser Böden begünstigen die Entwicklung besonderer Pflanzengesellschaften. Das mithin hohe Biotopentwicklungspotenzial verleiht ihnen, im Gegensatz zu den nährstoffreichen, frischen und abflussdämpfenden Standorten der Kategorie 1, eine gute Eignung als Standort für die natürliche Vegetation.

In der Region Nordschwarzwald wurden damit erstmals Bodenschutzbelange in einem Regionalplan auf Basis einer flächendeckenden Bodenbe-

wertung berücksichtigt. Die digitale BK50 hat sich durch eine zeitnahe Fortschreibung und Bereitstellung entsprechend dem aktuellen Bearbeitungs- und Kenntnisstand als geeignete Planungsgrundlage erwiesen. Weitere Regionalverbände wie der Mittlere und Südliche Oberrhein folgen diesem Beispiel. Anfragen aus anderen Regionen liegen bereits vor.

3.3 Kartendienste und Fachdaten

Die Weitergabe der im Rahmen der BK50 erarbeiteten Ergebnisse an den Nutzer erfolgt in Form unterschiedlicher Produkte. Neben dem traditionellen Kartenplot mit Verbreitung der vorherrschenden Böden im Blattgebiet der Topographischen Karte 1 : 50 000 (TK50) kommen verschiedene Technologien zum Einsatz. So bietet das LGRB auf seiner Homepage (<http://www.lgrb.uni-freiburg.de>) die BK50 in einer Mapserver-Anwendung als Internet-Kartendienst an (Abb. 6). Die Bodenkarte einschließlich ihrer vielfältigen Auswertungsthemen sind mit Hilfe einer interaktiven Benutzeroberfläche in beliebigem Maßstab bis maximal 1 : 15 000 darstellbar. Bei gleichzeitiger Überlagerung topografischer Informationen stehen dem Nutzer weitere 280 geowissenschaftliche Themen aus anderen Fachbereichen des LGRB zur Auswahl.

Eine weitere Funktionalität der Online-Dienste erlaubt einzelne Kartenthemen über sog. WMS-Dienste (Web Map Services) in eigene GIS-Anwendungen, welche die WMS-Schnittstelle unterstützen, zu integrieren. Die Kartenthemen im LGRB-Mapserver einschließlich der WMS-Dienste sind für alle staatlichen und kommunalen Behörden im Land frei geschaltet. Eine flexible Bereitstellung für die interessierte Öffentlichkeit sowie für Unternehmen, Universitäten und Schulen ist durch kostenpflichtige, zeitlich gestaffelte Abonnements und Lizenzmodelle gewährleistet.

Ergänzend zu den webbasierten Kartendiensten wird die BK50 im LGRB Online-Shop als Vektordatensatz mit umfangreichen Sachdaten auf Datenträger angeboten. Als Bezugsgeometrie für die Bestellung können dabei beliebige Ausschnitte sowie vorgegebene Blattsnitte bzw. Verwaltungseinheiten von Baden-Württemberg angegeben werden. Ein Ausbau des LGRB Online-Shops hin zu WFS-Diensten (Web Feature Services) mit direktem Download der gewünschten Daten ist in Planung.

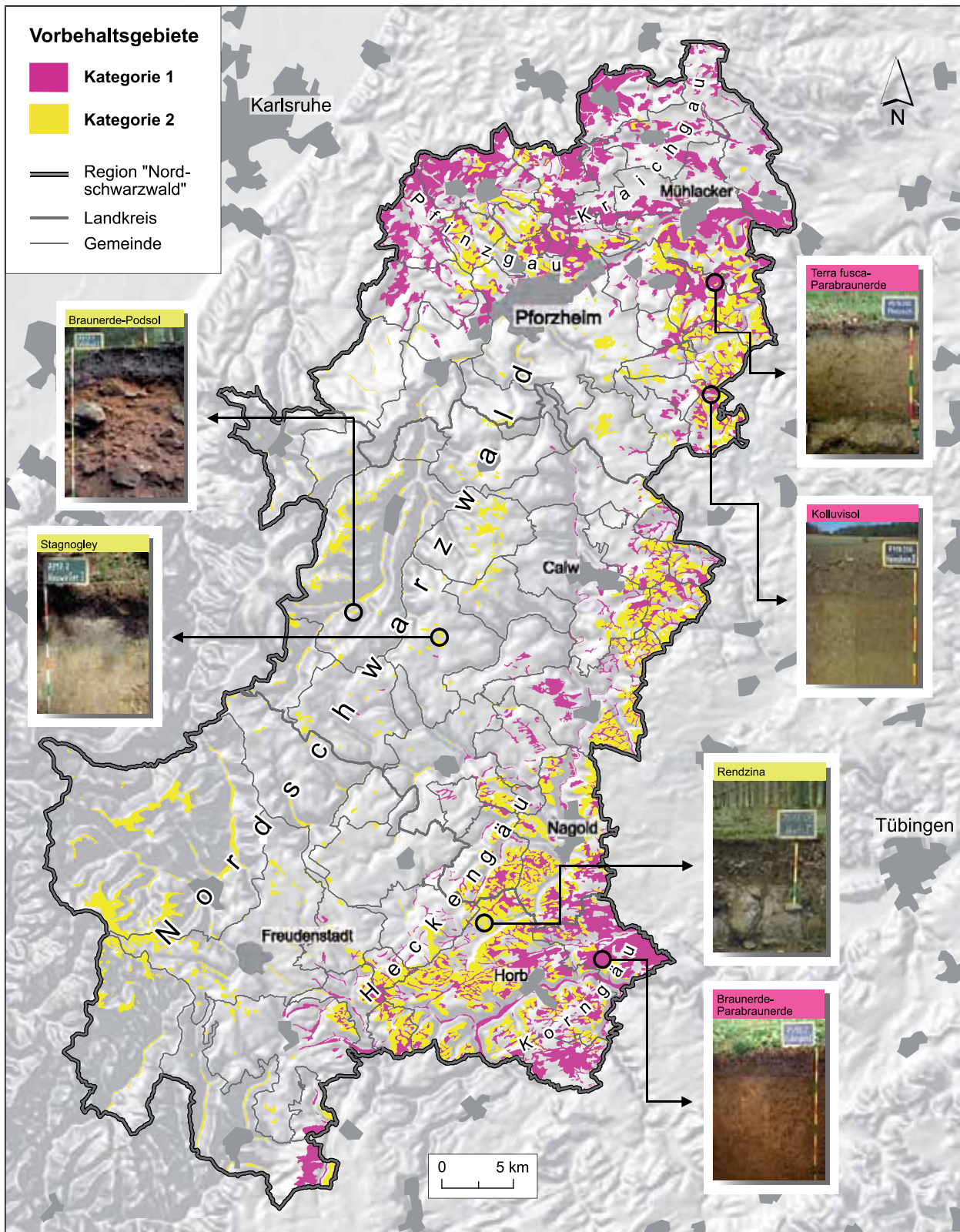


Abb. 5: Vorbehaltsgebiete mit besonders schützenswerten Böden sowie ausgewählte Musterprofile in der Region „Nordschwarzwald“.

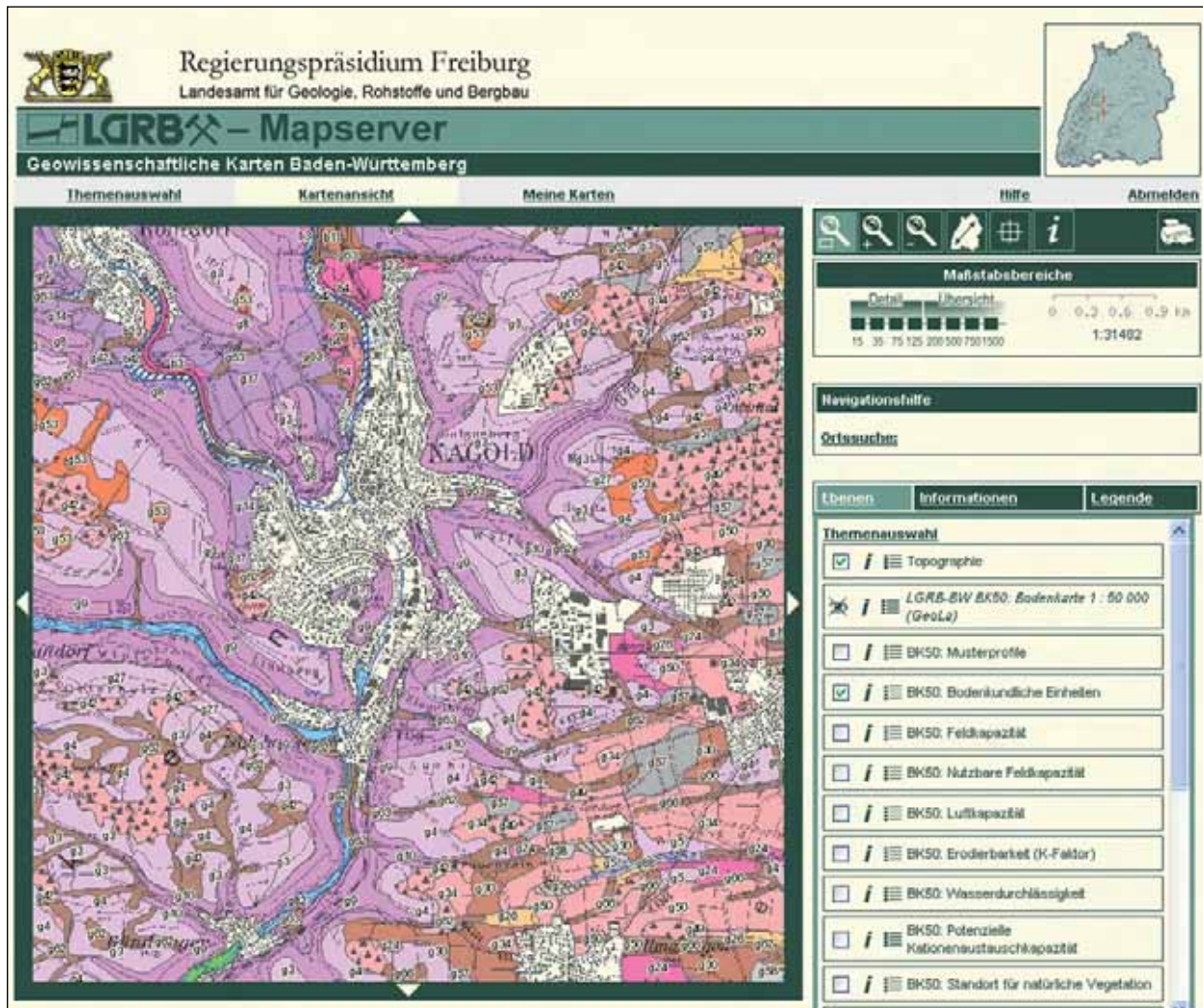


Abb. 6: Visualisierung der BK50 im LGRB-Mapserver.

4 Die BK50 im Rahmen der Integrierten Geowissenschaftlichen Landesaufnahme (GeoLa)

Da die Ausgangsgesteine neben der Bodenbildung maßgeblichen Einfluss auf die Eigenschaften der Böden haben, werden sie bei der Bodenkartierung detailliert erfasst. Insbesondere die Beschreibung ihrer petrographischen Zusammensetzung und die Geogenese stehen bei der Geländearbeit im Vordergrund. Bei den Ausgangsgesteinen handelt es sich vorrangig um quartäre Deckschichten unterschiedlicher Mächtigkeit. Im Hügel- und Bergland sowie in den Mittelgebirgen sind dies neben Löss und Lösslehm v. a. Umlagerungsbildungen wie Fließerden, Hangschutt, Abschwemmmassen sowie Hochwassersedimente in den Flusstälern.

In den geologischen Karten des LGRB werden diese Deckschichten ab einer Mächtigkeit von 0,5–1,0 m als eigene Einheit dargestellt. Wo die Grenzziehung in der Bodenkarte weniger von der Bodengenese als vom Ausgangsgestein abhängig ist, müssen geologische Karte und Bodenkarte daher einen übereinstimmenden Grenzverlauf zeigen. Aufgrund des hohen Detaillierungsgrades der bodenkundlichen Deckschichtenkartierung, wird im GeoLa-Projekt die Verbreitung der Deckschichten aus der BK50 in die Geologische Karte 1 : 50 000 (GK50) übernommen. Der gemeinsame Grenzverlauf in beiden Kartenwerken ist durch die Implementierung von sog. Topologie-Regeln im Datenmodell sichergestellt. In Bereichen mit oberflächennah anstehendem Festgestein werden dagegen nur im Einzelfall bodenkundliche Daten für die geologische Kartierung herangezogen.

Neben diesen inhaltlichen Anpassungen wurde im GeoLa-Projekt auch die räumliche Vorgehenswei-

se bei der Kartierung von Beginn an fachübergreifend organisiert. Die landesweit 26 Bodengroßlandschaften stellen dabei einzelne Arbeitspakete dar, die nach einem gemeinsamen Plan bearbeitet werden. Auf die Bodenkartierung folgt die geologische Bearbeitung einer Bodengroßlandschaft. Die GK50 wiederum ist die Grundlage für abgeleitete Themen der angewandten Fachbereiche Ingenieur-, Rohstoff- und Hydrogeologie.

Für den größten Teil der bodenkundlich bearbeiteten Bodengroßlandschaften liegt inzwischen auch die GK50 vor. Beim direkten Vergleich mit älteren analogen geologischen Karten im mittleren Maßstabsbereich zeigt die GK50 trotz der landesweit einheitlichen Generallegende bei der Darstellung der quartären Deckschichten häufig eine stärkere inhaltliche Differenzierung. So konnten z. B. junge Talfüllungen oder Vorkommen äolischer Sedimente mit Hilfe der bodenkundlichen Kartierungsergebnisse weiter untergliedert und damit präziser erfasst werden. Als Beispiele seien genannt die Unterscheidung von holozänen und spätglazialen Hochwassersedimenten (Auen- bzw. Hochflutsedimente) in größeren Flussniederungen, wie etwa entlang des Rheins, oder die Trennung von Löss und Lösslehm in Lössgebieten.

5 Zusammenfassung und Ausblick

Mit einem neuen Kartierkonzept in der bodenkundlichen Landesaufnahme hat das LGRB auf den gestiegenen Bedarf an Bodendaten im mittelmaßstäbigen Bereich reagiert. Die nur für ein Drittel des Landes vorliegende BK25 wurde zu einer digitalen, blattschnittfreien Bodenkarte im Maßstab 1 : 50 000 weiter entwickelt. Diese liegt inzwischen für etwa 50 % der Landesfläche vor, weitere 35 % sind derzeit in Bearbeitung. Die Fertigstellung des Kartenwerks wird bis Ende 2012 angestrebt.

Die digitale BK50 lässt sich jederzeit mit geringem Aufwand fortschreiben und verbessern. Nach einem ersten landesweiten Abschluss des Kartenwerks wird im Moment bereits an anschließende Überarbeitungsschritte gedacht. Das in Baden-Württemberg flächendeckend vorliegende, sehr hoch auflösende laserbasierte digitale Geländemodell (DGM) bietet z. B. für die automatisierte Reliefanalyse günstige Voraussetzungen. Solche Werkzeuge lassen sich v. a. für die Verbesserung der Grenzziehung nutzen, da die Verbreitung der in der Bodenkarte abgegrenzten Bodengesellschaften häufig eng an bestimmte Reliefeinheiten gebunden ist.

Im Rahmen des GeoLa-Projektes werden die Ergebnisse aus der Bodenkartierung mit der geologischen Landesaufnahme abgestimmt und in einer fachübergreifenden Datenbank verwaltet. Gemeinsame Objekte wie die Verbreitung quartärer Deckschichten werden den geologischen Einheiten in der Generallegende zugeordnet und die zugehörigen Geometrien aus der Bodenkarte übernommen. Die angewandten Fachbereiche Ingenieur-, Rohstoff- und Hydrogeologie bauen mit ihren Auswertungen zukünftig so weit wie möglich auf diesen GeoLa-Basisdaten auf. Umgekehrt fließen zusätzliche Informationen und neue Erkenntnisse aus diesen Bereichen in die Basisdaten ein.

Literatur

AG Boden (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung – 392 S., 33 Abb., 91 Tab.; Hannover (4. Aufl.).

AG Boden (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung – 438 S., 41 Abb., 103 Tab., 31 Listen; Hannover (5. Aufl.).

Bundesanstalt für Landeskunde (1953–1962): Handbuch der naturräumlichen Gliederung Deutschlands. – Bde. 1–9; Remagen, Bad Godesberg.

Geologisches Landesamt Baden-Württemberg [Hrsg.] (1995): Symbolschlüssel Geologie (Teil 1) und Bodenkunde Baden-Württemberg. – Informationen, 5: 68 S., 1 Abb., 1 Tab.; Freiburg i. Br.

Regionalverband Nordschwarzwald [Hrsg.] (2005): Regionalplan 2015 Nordschwarzwald – 90 S., 10 Tab., 1 Abb.; Pforzheim. [<http://www.regionalplan-interaktiv.de>]

Umweltministerium Baden-Württemberg [Hrsg.] (1995): Bewertung von Böden nach ihrer Leistungsfähigkeit. – Luft, Boden, Abfall, 31: 34 S., 16 Tab., 6 Anl.; Stuttgart.



LGRB-Informationen	25	S.95 – 104	8 Abb.	5 Tab.	Freiburg i. Br. Juli 2010
--------------------	----	------------	--------	--------	------------------------------

Digitale Bodenschätzung in Baden-Württemberg — Datenaufbereitung und Auswertungen für das Wasserschutzgebiet Donauried

FRANK WALDMANN & WERNER WEINZIERL

Inhalt

1	Einleitung	97
2	Datengrundlagen	97
3	Datenaufbereitung.....	97
4	Auswertungen.....	98
5	Methodenvergleich Feldkapazität.....	103
	Literatur	104





LGRB-Informationen	25	S. 95 – 104	8 Abb.	5 Tab.	Freiburg i. Br. Juli 2010
--------------------	----	-------------	--------	--------	------------------------------

Digitale Bodenschätzung in Baden-Württemberg — Datenaufbereitung und Auswertungen für das Wasserschutzgebiet Donauried

DR. FRANK WALDMANN & DR. WERNER WEINZIERL

1 Einleitung

Für Untersuchungs- und Forschungsvorhaben sowie für die landwirtschaftliche Beratung in Wasserschutzgebieten werden verbreitet räumlich hoch auflösende Bodendaten benötigt. Die Unterlagen der Bodenschätzung, die in Baden im Maßstab 1 : 1500 und in Württemberg im Maßstab 1 : 2500 vorliegen, erfüllen diese Anforderungen. Die bodenkundlichen Inhalte müssen jedoch, je nach Fragestellung, interpretiert und in weiterführende Attribute umgesetzt werden.

2 Datengrundlagen

Im Unterschied zu anderen Bundesländern liegen in Baden-Württemberg Bodenschätzungsunterlagen kaum in digitaler Form vor. Bei den Oberfinanzdirektionen sind zzt. für ca. 7 % der Gemarkungen digitale Grablochbeschreibungen verfügbar und beim Landesamt für Geoinformation und Landentwicklung (LGL, früher Landesvermessungsamt) existieren für ca. 10 % der Gemarkungen digitale Bodenschätzungskarten. Mittelfristig ist nicht mit landesweiten digitalen Bodenschätzungsdaten, entsprechend den analogen Originaldaten, zu rechnen. Eine Quelle für digitale Bodenschätzungsdaten in Baden-Württemberg, allerdings in vereinfachter Form, stellen die Daten der Automatisierten Liegenschaftskarte (ALK) und des Automatisierten Liegenschaftsbuches (ALB) dar. Im ALB sind je Flurstück alle Teilflächen der Bodenschätzung mit Klassenzeichen, Wertzahlen und Flächengröße aufgelistet.

3 Datenaufbereitung

Die ALB-Bodenschätzungsdaten werden in einem ersten Arbeitsschritt inhaltlich geprüft, offensichtliche Schreibfehler korrigiert und die Datensyntax vereinheitlicht. In einem zweiten Arbeitsschritt werden die Bodenschätzungsinformationen je Flurstück zusammengefasst. Dabei wird aus den numerischen Daten (Boden-, Acker-, Grünlandgrund- und Grünlandzahl) jeweils ein flächengewichteter Mittelwert errechnet. Beim Klassenzeichen wird das mit dem größten Flächenanteil im Flurstück ausgewählt (dominantes Klassenzeichen). Alle Auswertungen beziehen sich auf diese, je Flurstück generalisierten Bodenschätzungsinformationen. Die Daten der Grablochbeschreibungen werden nicht berücksichtigt.

Da in Baden-Württemberg die Realteilung weit verbreitet war, sind über 50 % der ackerbaulich oder als Grünland genutzten Flurstücke kleiner als 1 ha. Im Mittel besteht ein Flurstück aus 2 bis 3 Bodenschätzungsteilflächen. Die Bereitstellung digitaler Bodenschätzungsdaten auf Basis von ALK und ALB in Baden-Württemberg ist keine Ideallösung. Sie ist aber derzeit die einzig technisch mögliche Variante und aufgrund der überwiegend kleinen Flurstücke auch inhaltlich mit nur geringem Informationsverlust möglich. Sie liefert im Ergebnis mit dem Flurstücksbezug eine praktische und vielfältig verwendbare Datengrundlage.

4 Auswertungen

In Gebieten Baden-Württembergs mit einfachen bodenkundlichen Verhältnissen, z. B. Karst- und Lössgebiete sowie grundwasserferne Flussterrassen, können die Klassenzeichen direkt in bodenkundliche Parameter transformiert werden. Das dazu notwendige „Expertenwissen“ speist sich im Wesentlichen aus folgenden vier Quellen:

- Erläuterungen der Bodenkarte von Baden-Württemberg 1 : 25 000 und 1 : 50 000 mit einer Dokumentation der in einer Bodeneinheit vorkommenden Klassenzeichen
- Musterprofile der bodenkundlichen Landesaufnahme Baden-Württemberg; Beschreibung, Beprobung, Analytik und Fotodokumentation typischer Bodenprofile, das Klassenzeichen des Standorts wird als Information mitgeführt (Abb. 1).
- Archivunterlagen LGRB; in den 60er und 70er Jahren des letzten Jahrhunderts wurden systematisch in zahlreichen räumlich eng begrenzten Gebieten Baden-Württembergs alle Grablochbeschriebe ausgewertet und als Ergebnis für jedes Klassenzeichen ein typischer bzw. mittlerer Grablochbeschrieb erstellt und graphisch umgesetzt (Abb. 2) (WACKER 1957).
- individuelle Berufserfahrungen im Rahmen der bodenkundlichen Landesaufnahme und Projektbearbeitung in Baden-Württemberg

Für das Wasserschutzgebiet Donauried, im Ostteil der Schwäbischen Alb gelegen, mit ca. 51 300 ha Gesamtfläche, davon 35 000 ha bzw. 27 000 Flurstücke unter landwirtschaftlicher Nutzung, wurden 82 Acker- und 64 Grünlandklassenzeichen, getrennt für die Schutzzone III (entspricht in etwa dem Naturraum Schwäbische Alb) und für die Schutzzonen I und II (entspricht in etwa dem Naturraum Donauried) in die Attribute Feinerdemächtigkeit, Bodenart Oberboden und Unterboden, Skelettgehalt Oberboden und Unterboden sowie Feldkapazität (FK) umgesetzt (Tab. 1 bis 4, Abb. 4). Die nutzbare Feldkapazität (nFK) wurde aus der Bodenzahl abgeleitet. Gleichung 1 basiert auf der Auswertung von Musterstücken in Baden-Württemberg, für die bei einer Nachbeprobung die nFK gemessen wurde (Abb. 3). Aufgrund der geringen Verbreitung von Sandböden in Baden-Württemberg sind diese bei der Auswertung unterrepräsentiert. Die nFK von Sandböden wird aufgrund der sehr geringen Bodenzahlen nach Gleichung 1 in der Regel unterschätzt. $nFK = 0,4574 \times \text{Bodenzahl}^{1,4076}$ ($n=51, r^2=0,67$) (Gl. 1)

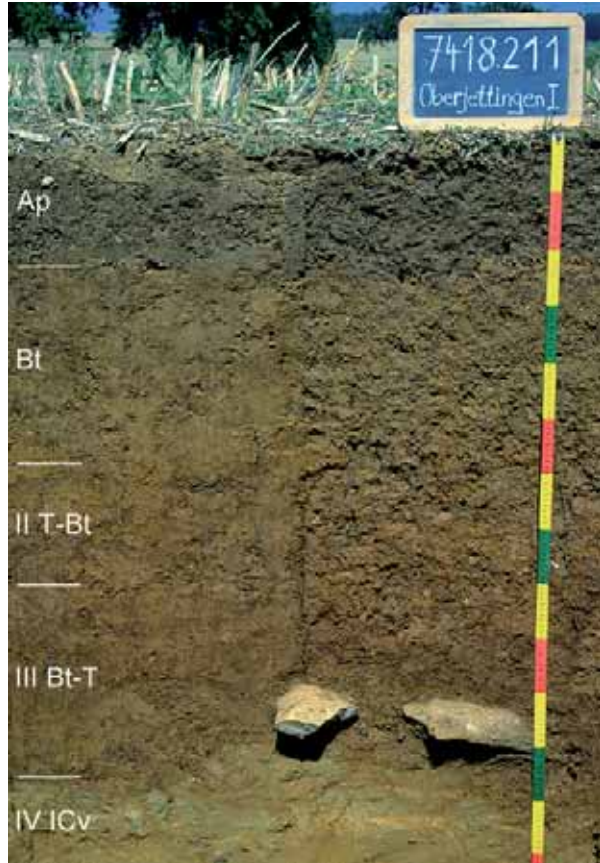


Abb. 1: Beispiel für ein Musterprofil der bodenkundlichen Landesaufnahme Baden-Württemberg. Das Klassenzeichen der Bodenschätzung wird als Standortattribut in der Texterläuterung mitgeführt.

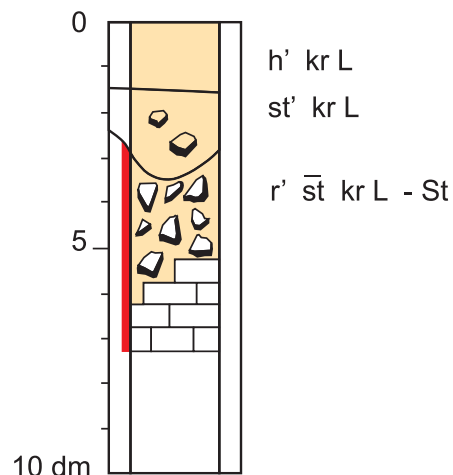


Abb. 2: Typische Grablochbeschreibung für das Klassenzeichen L5V auf der Schwäbischen Alb (Archiv LGRB). Skalierung auf der linken Bildseite: dm-Striche; h = humos, st = steinig, r = roh, kr L = kräftiger Lehm, St = Steine, ` = schwach, - = bis, „hoch gestellter Querstrich“ = stark.

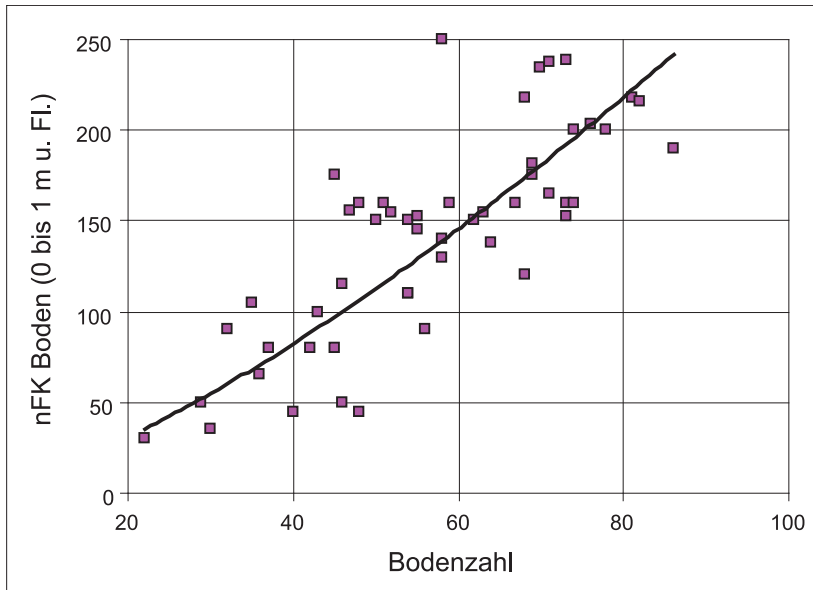


Abb. 3: Vergleich nFK-Boden mit der Bodenzahl der Bodenschätzung nicht hydromorpher Musterstücke
 $nFK = 0,4574 \times \text{Bodenzahl}^{1,4076}$
 (n = 51, r2 = 0,67) (Gl. 1).

Tab. 1: Feinerdemächtigkeit in dm, abgeleitet aus den Acker-Klassenzeichen in Zone III des Wasserschutzgebiets Donauried (geologischer Untergrund: Oberjura, Molassesedimente und Lösslehm).

Bodenart	Entstehung	Zustandsstufen					
		2	3	4	5	6	7
SI	AI			>10			
IS	D			>10	6 - >10		
	Vg				3 - 6	2 - 3	
SL	D			>10	6 - >10		
	DV				6 - >10		
sL	D		>10	>10	6 - >10	4 - 8	
	AI		>10	>10	6 - 10		
	AIV				5 - 8		
	DV			6 - >10	6 - >10		
	V			6 - >10	4 - 8	2 - 4	
	Vg			5 - 8	3 - 6	2 - 3	1,5 - 2
L	D	>10	>10	>10	6 - >10	6 - >10	
	DLö	>10	>10	>10	>10		
	LöD		>10				
	AI	>10	>10	>10	6 - 10		
	AIV		>10	6 - 10	5 - 8		
	DV	>10	>10	8 - >10	6 - >10	4 - 8	
	V	>10	>10	6 - >10	4 - 8	2 - 4	2
	Vg		7 - 9	5 - 8	3 - 6	2 - 3	1,5 - 2
LT	D		>10	>10	6 - >10	4 - 8	
	DV		>10	6 - >10	6 - >10	3 - 6	
	Dg				4 - 8		
	AID			<10	8 - >10		
	V		>10	6 - >10		2 - 4	
	Vg			5 - 8	3 - 6	2 - 3	1,5 - 2
T	D				6 - >10		
	V			6 - 10	4 - 8		

Tab. 2: Feinerdemächtigkeit in dm, abgeleitet aus den Grünland-Klassenzeichen in Zone III des Wasserschutzgebiets Donaured (geologischer Untergrund: Oberjura, Molassesedimente und Lösslehm).

Bodenart	Bodenstufe	Wasserverhältnisse					
		2	3	3-	4	4-	5-
IS	II	>10	8 - >10	5 - >10		2 - 5	
	III	8 - >10	3 - 8	3 - 8	3 - 8	1 - 3	<1,5
T	I	>10					
	II	6 - >10	6 - 10	6 - 10			
	III	5 - 10	3 - 8	3 - 8		1 - 3	<1,5
Mo	I	>10					
L/Mo & LMo		>10	>10				

Tab. 3: Mittlere Feldkapazität im mm, abgeleitet aus den Acker-Klassenzeichen in Zone III des Wasserschutzgebiets Donaured (geologischer Untergrund: Oberjura, Molassesedimente und Lösslehm).

Bodenart	Entstehung	Zustandsstufen					
		2	3	4	5	6	7
SI	AI			280			
IS	D			240	200		
	Vg				70	35	
SL	D			240	200		
	DV				180		
sL	D		320	280	240	200	
	AI		400	400	320		
	AIV				280		
	DV			280	200		
	V			280	200	140	
	Vg			140	140	140	90
L	D	360	360	360	320	320	
	DLö	360	360	360	360		
	LöD		400				
	AI	400	400	360	280		
	AIV			280	280		
	DV	360	360	360	320	200	
	V	360	320	280	200	140	70
	Vg		200	140	140	90	70
LT	D		400	360	320	240	
	DV		400	360	320	200	
	Dg				140		
	AID			400	360		
	V		360	280	240	140	
	Vg			140	140	90	70
T	D				400		
	V			280	240		

Tab. 4: Mittlere Feldkapazität in mm, abgeleitet aus den Grünland-Klassenzeichen in Zone III des Wasserschutzgebiets Donaured (geologischer Untergrund: Oberjura, Molassesedimente und Lösslehm).

Bodenart	Bodenstufe	Wasserverhältnisse					
		2	3	3-	4	4-	5-
IS	II	280	240	200		90	
	III	240	180	140	140	70	35
T	I	460					
	II	360	320	320			
	III	320	280	240		90	35
Mo	I	700					
L/Mo & LMo		520	520				

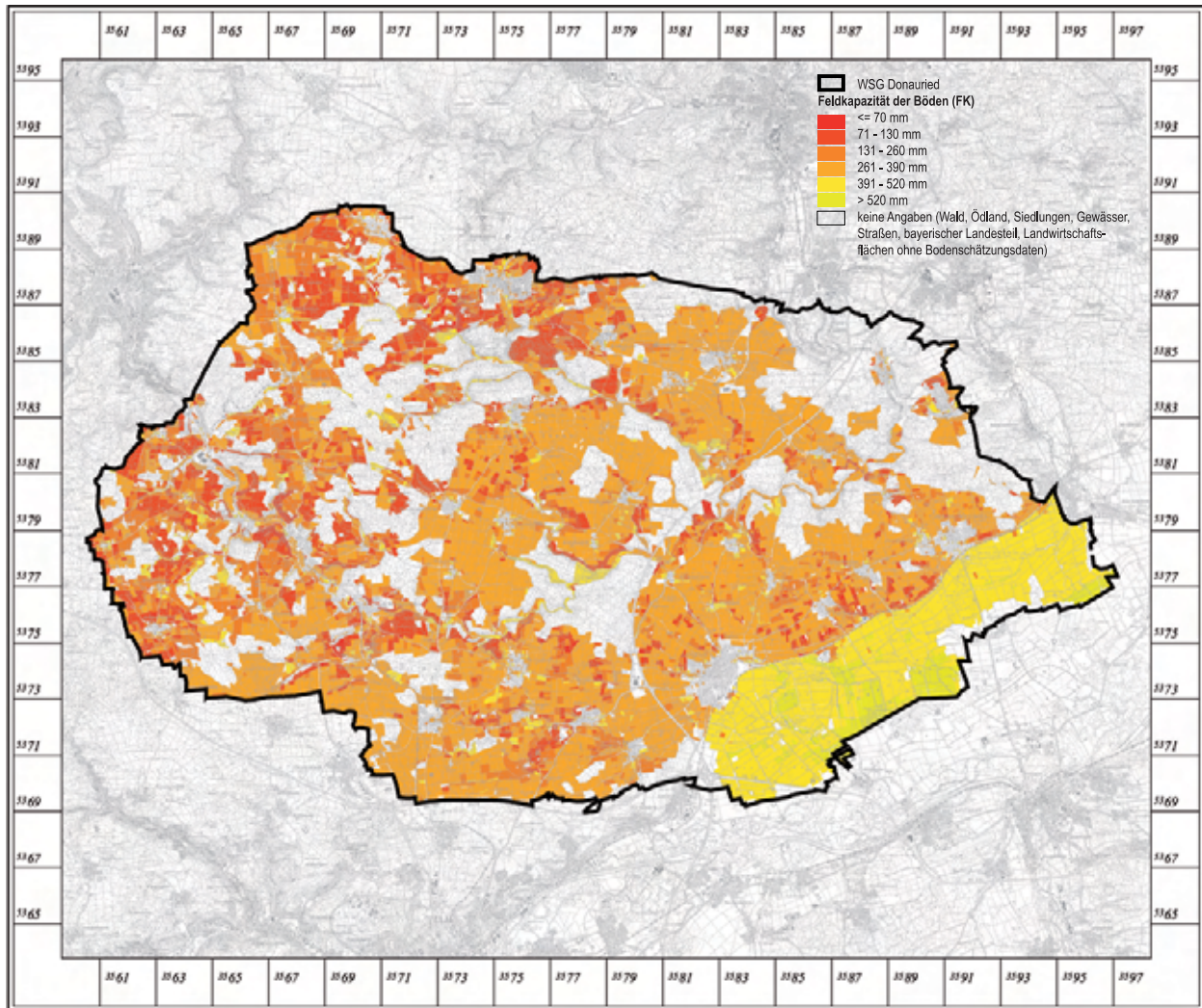


Abb. 4: Wasserschutzgebiet Donauried: Feldkapazität (FK) der landwirtschaftlich genutzten Böden auf Basis der Klassenzeichen der Bodenschätzung. Je Flurstück liegt auf Basis von ALK und ALB ein mittlerer FK-Wert vor, der für die Kartendarstellung in Klassen eingeteilt wird.

Im Rahmen des Wasser- und Bodenatlas Baden-Württemberg (Umweltministerium Baden-Württemberg 2007, MORHARD 2003) und bei ARMBRUSTER (2002) wurden mit dem Modell GIT-TRAIN bzw. TRAIN-GWN landesweit im 500 m Raster auf Basis von Boden- und Landnutzungsdaten sowie klimatischen Tageswerten der Zeitreihe 1961 – 1990 Sickerwassermengen berechnet. Um die umfangreichen Modellierungen auf Flurstücksebene nicht noch einmal durchführen zu müssen, wurden aus den vorliegenden rasterbezogenen Eingangs- und Ergebnisdaten für das Gebiet des WSG Donauried in Abhängigkeit von der nFK der Böden Sickerwasser-Niederschlags-Regressionen für grundwasserferne Ackerstandorte ermittelt (Tab. 5). Für Böden mit einer nFK <50 mm und >220 mm liegen nur wenige Einzelwerte vor, aus denen sich keine Regressionen berechnen lassen. Für diese Standorte

wurden die Gleichungen 2 und 8 (Tab. 5) durch kleinere Zu- bzw. Abschläge modifiziert.

Mit der mittleren nFK der Flurstücke (Gl. 1), den Regressionsgleichungen 2 bis 10 (Tab. 5) und den korrigierten Niederschlägen im Wasser- und Bodenatlas (Umweltministerium Baden-Württemberg 2007) wurde die mittlere langjährige Sickerwassermenge der landwirtschaftlich genutzten Flurstücke berechnet (Abb. 5).

Die standörtliche Nitratauswaschungsgefahr ergibt sich aus dem Quotienten von Sickerwassermenge und Feldkapazität der Böden.

Tab. 5: Sickerwasser–Niederschlag–Regressionen für grundwasserferne Ackerstandorte in Abhängigkeit von der nFK der Böden im WSG Donauried. Siwa = Jahressickerwassermenge, N = korrigierter Jahresniederschlag, n = Anzahl der Rasterzellen, Datenquellen: GIT-TRAIN-Modelldaten (ARMBRUSTER 2002, MORHARD 2003).

nFK [mm]	Regressionsgleichung	Bestimmtheitsmaß	n
50 – 60	Siwa = 0,94 x N – 357 (Gl. 2)	r ² = 0,99	10
60 – 80	Siwa = 0,86 x N – 297 (Gl. 3)	r ² = 0,93	758
80 – 100	Siwa = 0,80 x N – 280 (Gl. 4)	r ² = 0,91	671
100 – 120	Siwa = 0,90 x N – 400 (Gl. 5)	r ² = 0,95	1464
120 – 140	Siwa = 0,92 x N – 435 (Gl. 6)	r ² = 0,94	240
140 – 180	Siwa = 0,85 x N – 385 (Gl. 7)	r ² = 0,85	400
180 – 220	Siwa = 0,78 x N – 344 (Gl. 8)	r ² = 0,76	623
<50	Siwa = 0,94 x N – 335 (Gl. 9)	abgeleitet aus Gl. 2	
>220	Siwa = 0,78 x N – 370 (Gl. 10)	abgeleitet aus Gl. 8	

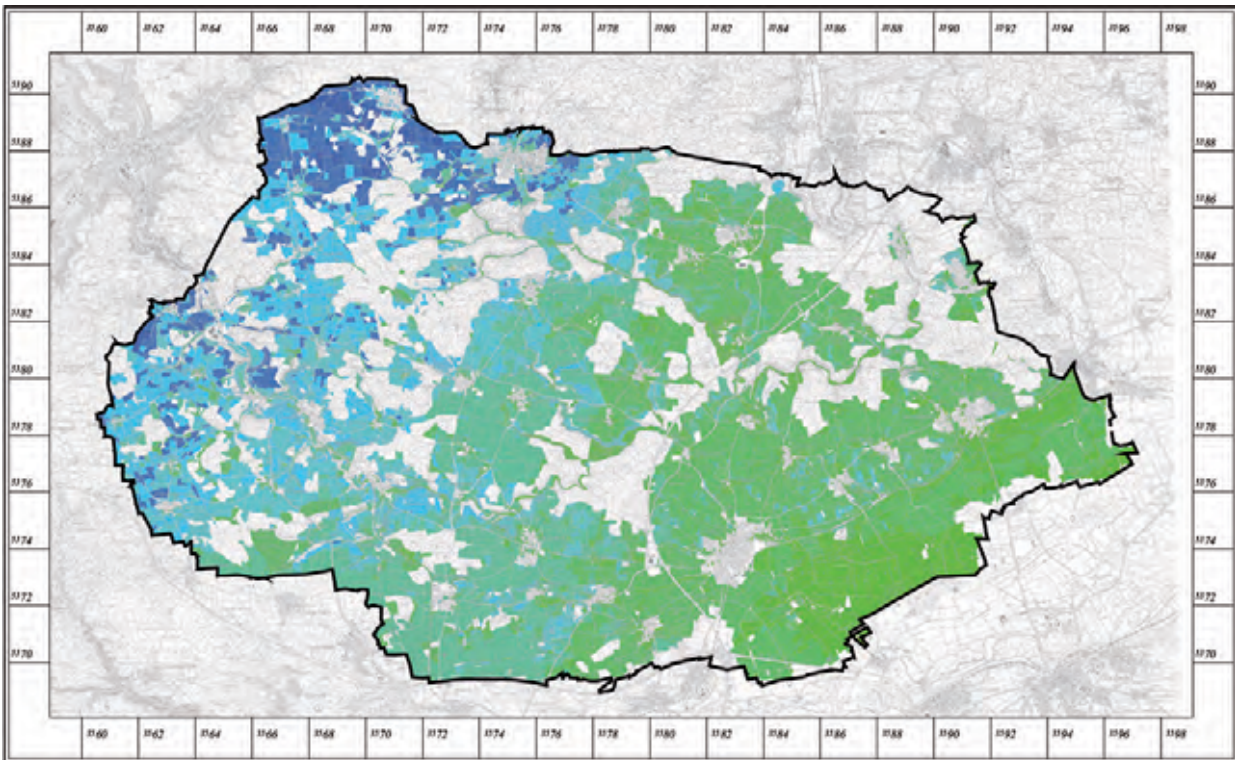
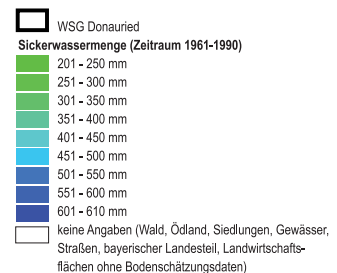


Abb. 5: Wasserschutzgebiet Donauried: Mittlere, jährliche Sickerwassermenge der landwirtschaftlich genutzten Standorte (1961 – 1990) auf Basis der ALK und der Wertzahlen im ALB sowie den Klimadaten und Modellergebnissen im Wasser- und Bodenatlas Baden-Württemberg (Umweltministerium Baden-Württemberg 2007).





5 Methodenvergleich Feldkapazität

Auf Test- und Untersuchungsflächen des Zweckverbandes Landeswasserversorgung im WSG Donauried und im WSG Blaubeuren wurden die Grablochbeschriebe von der Firma GIT HydroS Consult GmbH (Freiburg i.Br.) digitalisiert und entsprechend den Vorgaben und Methoden aus Niedersachsen (BENNE et al. 1990) ausgewertet. In Abb. 6 und 7 sind diese Ergebnisse für den Parameter Feldkapazität den aus den Klassenzeichen abgeleiteten Werten gegenübergestellt. Insgesamt zeigt sich eine starke Streuung. Die extremen Unterschiede sind darauf zurück zu führen, dass in der Donauniederung u. a. Anmoore und Kalktuffe mit Torfzwischenlagen vorkommen, deren Identifikation mit den Grünlandklassenzeichen nur begrenzt möglich ist.

Abb. 6 und 7 stellen jedoch nur einen Vergleich zweier auf unterschiedliche Art abgeleiteter Bodenparameter dar. Erst ein Vergleich mit Messwerten ermöglicht eine Beurteilung der Datenqualität. In Abb. 8 sind sowohl die aus den Klassenzeichen als auch die aus den Grablochbeschrieben ermittelten FK-Werte Messdaten gegenübergestellt. Insgesamt streuen die abgeleiteten FK-Werte deutlich um die Messwerte. Allerdings liefert die Klassenzeichenversion gegenüber den Grablochauswertungen kein schlechteres Ergebnis. Auf 50 % der Standorte liegen beide abgeleiteten FK-Werte im Bereich von +/- 10% des Messwerts.

Feinerdemächtigkeit und Skelettgehalt haben z. B. auf die FK und nFK einen viel stärkeren Einfluss als etwa Bodenart und Lagerungsdichte. Beide Angaben (Feinerdemächtigkeit und Skelettgehalt) sind jedoch bei Grablochauswertungen, zumindest im Festgesteinsbereich, nur grob einschätzbar. Damit sind

selbst bei Grablochauswertungen die in Abb. 8 festgestellten Streuungen nicht als Ausnahmen aufgrund der relativ kleinen Probenanzahl, sondern als systemimmanente Unschärfen einzustufen.

Bei GLIEDSTEIN (2006) wurden zusätzlich für Gebiete in der Oberrheinebene weitere Datenvergleiche durchgeführt. Hier schneiden die Grablochauswertungen geringfügig besser als die Klassenzeicheninterpretationen ab.

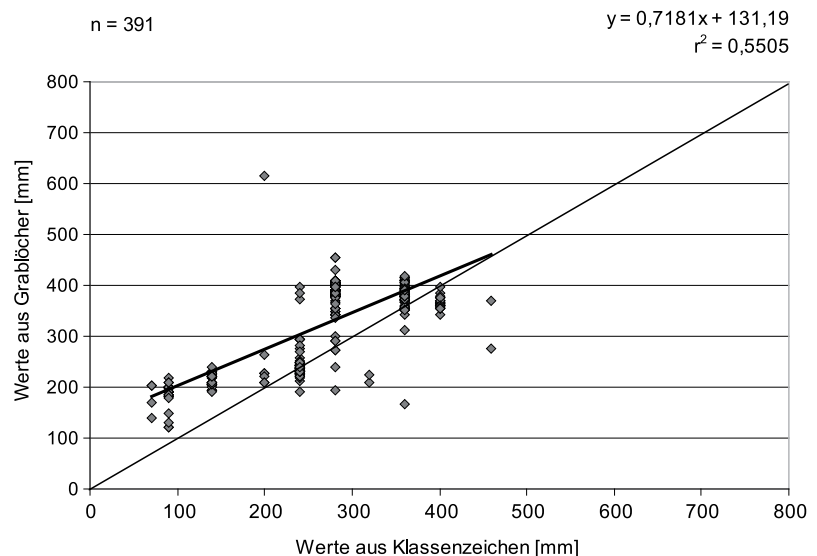


Abb. 6 Vergleich der Feldkapazität-Werte, abgeleitet aus Ackerklassenzeichen und aus Grablochbeschrieben im WSG Donauried und Blaubeuren.

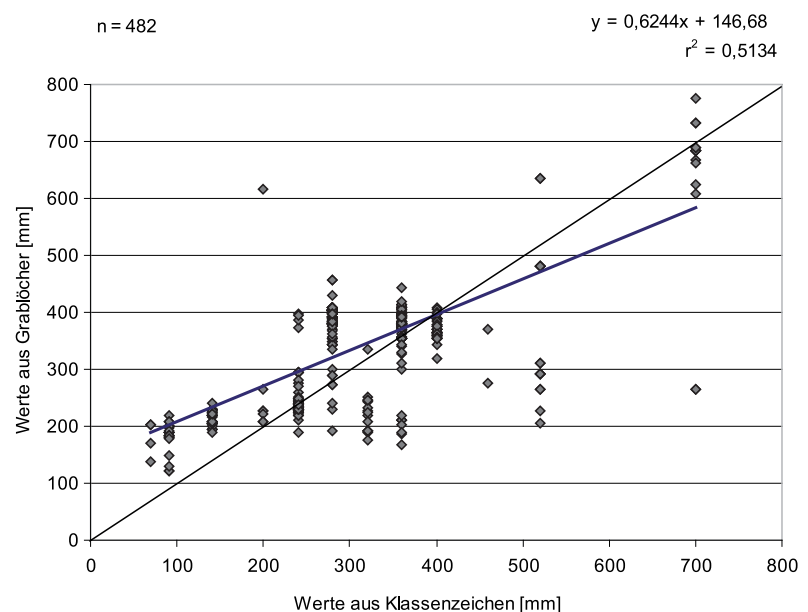


Abb. 7: Vergleich der Feldkapazität-Werte, abgeleitet aus Acker- und Grünlandklassenzeichen und aus Grablochbeschrieben im WSG Donauried und Blaubeuren.

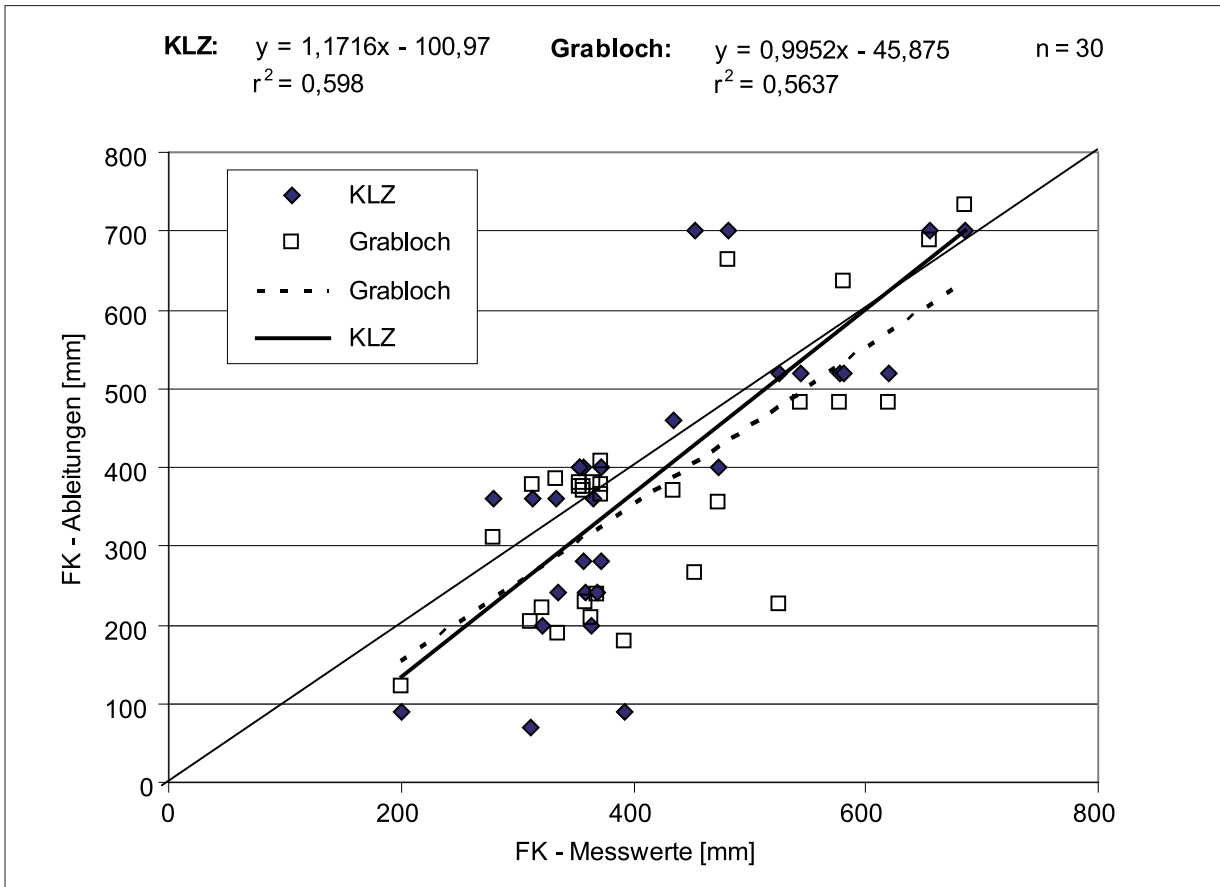


Abb. 8: Vergleich von Feldkapazität-Messdaten mit Feldkapazität-Ermittlungen auf Basis von Klassenzeichen (KLZ) und von Grablochbeschrieben im WSG Donauried und WSG Blaubeuren. Quellen FK-Messwerte: GLIEDSTEIN (2006) und abgeleitet aus Wassergehalten (Technologie Zentrum Wasser, Karlsruhe).

Literatur

- ARMBRUSTER, V. (2002): Grundwasserneubildung in Baden-Württemberg. – Freiburger Schriften zur Hydrologie, Bd. 17., 141 S., Institut für Hydrologie, Universität Freiburg.
- BENNE, I., HEINEKE, R. & NETTELMANN, R. (1990): Die DV-gestützte Auswertung der Bodenschätzung – Erfassungsanweisung und Umschlüsselung. Technische Berichte zum NIBIS, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, 125 S., Hannover.
- GLIEDSTEIN, B. (2006): Vergleich ausgewählter Bodenparameter nach GIS-basierten Berechnungen und auf Grundlage des Amtlichen Liegenschaftsbuches. – Bachelorarb. Univ. Hohenheim: 52 S.; Hohenheim.- [Unveröff.].
- MORHARD, A. (2003): Berechnung, Bereitstellung und statistische Auswertung von Daten für die Bearbeitung bodenkundlicher Themen im WaBoA. – unveröff. Bericht GIT HydroS Consult GmbH, 17 S., Freiburg.
- UMWELTMINISTERIUM BADEN-WÜRTTEMBERG (2007) [Hrsg.]: Wasser- und Bodenatlas Baden-Württemberg, 3. Auflage, Stuttgart.
- WACKER, F. (1957): Erläuterungen zu der Bodenschätzungskarte von Baden-Württemberg 1 : 5 000, 21 S., Freiburg, [Hrsg. Geologisches Landesamt Baden-Württemberg].



LGRB-Informationen	25	S. 105 –142	12 Abb.	2 Tab.	Freiburg i. Br. Juli 2010
--------------------	-----------	-------------	---------	--------	------------------------------

Die Forschungsbohrung Trossingen (Baden-Württemberg) und Ausführungen zum Knollenmergel und Oberkeuper der Umgebung

ANDREAS ETZOLD, MATTHIAS FRANZ & CARMEN HEUNISCH

Inhalt

Einleitung		108
1 Die Forschungsbohrung Trossingen 1		110
1.1 Lage		110
1.2 Stubensandstein- (Löwenstein-) Formation (km4)		110
1.3 Knollenmergel- (Trossingen-) Formation (km5)		110
1.4 Unterjura, Pylonotenton-Formation (he1)		111
2 Die Grabungsprofile und ihre Korrelation mit der Forschungsbohrung		112
3 Korrelation von Bohraufschlüssen mit der Forschungsbohrung		116
4 Der Oberkeuper-Aufschluss Frittlingen/Untere Mühle (Bl. 7818 Wehingen)		121
4.1 Vorbemerkung		121
4.2 Lithologie und Lithostratigraphie		124
5 Palynologische Untersuchungen		125
5.1 Biostratigraphische Einstufung des Profils Frittlingen/ Untere Mühle		125
5.2 Überlegungen zur Fazies des Oberkeupers im Profil Frittlingen		126
5.3 Ein bemerkenswerter biostratigraphischer Befund von der Basis des Tübinger Rhätsandsteins		127

Anschrift der Autoren: ANDREAS ETZOLD • 79312 Emmendingen • E-Mail: oldetz@t-online.de • DR. MATTHIAS FRANZ • Regierungspräsidium Freiburg (Abt. 9) – Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau • Postfach • 79095 Freiburg i. Br • E-Mail: matthias.franz@rpf.bwl.de • CARMEN HEUNISCH • Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie - LBEG • Stillweg 2 • 30655 Hannover • E-Mail: carmen.heunisch@lbeg.de



6	Zur Fazies, Abgrenzung und Typlokalität der Trossingen-Formation	127
7	Zur chronostratigraphischen Einstufung der Trossingen-Formation und der Trossinger Plateosaurus-Bonebeds	129
8	Ausblick.....	130
9	Dank.....	130
	Literatur.....	131



LGRB-Informationen	25	S. 105 –142	12 Abb.	2 Tab.	Freiburg i. Br. Juli 2010
--------------------	----	-------------	---------	--------	------------------------------

Die Forschungsbohrung Trossingen (Baden-Württemberg) und Ausführungen zum Knollenmergel und Oberkeuper der Umgebung

ANDREAS ETZOLD, MATTHIAS FRANZ & CARMEN HEUNISCH

Schlagwörter: Mittelkeuper, Löwenstein-Formation, Trossingen-Formation, Oberkeuper, Exter-Formation, Tübingen-Sandstein, Norium, Rhaetium, Plateosaurus-Bonebed, Palynomorphe

Baden-Württemberg, Oberer Neckar, Frittlingen, Spaichingen, Trossingen, Bad Dürkheim

TK25 Blatt 7818 Wehingen, 7917 Villingen-Schwenningen-Ost, 7918 Spaichingen

Kurzfassung

Beschrieben wird eine Kernbohrung bei Trossingen im südlichen Baden-Württemberg, in der Nähe der berühmten Plateosaurierfundstelle. Sie erschließt die gesamte Trossingen-Formation in einer Mächtigkeit von rund 41 m. Die Untergrenze wird hier vom 2. Stubensandstein (s2) der Löwenstein-Formation gebildet. Der Obere Stubensandstein (mit dem s3 und s4) liegt in Knollenmergelfazies vor. Eine dünne, feinsandige bis konglomeratische, hellgrüne Mergellage 13,5 m über der Basis wird als ein Äquivalent des 4. Stubensandsteins („s4“) betrachtet. Im Hangenden wird die Trossingen-Formation unter Ausfall des Oberkeupers (Exter-Formation) unmittelbar von der Pylonotbank (Basis der Pylonotenton-Formation, Unterjura) überlagert.

Da das ursprünglich benannte Typusprofil (Prallhang des Trosselbachs) nicht mehr existiert, wird der Westhang des Trosselbachtals bei der Oberen

Mühle als Typlokalität der Trossingen-Formation vorgeschlagen.

Ein Vergleich der Grabungsprofile mit der Kernbohrung ergab, dass das Obere Plateosaurus-Bonebed im oder über dem Niveau des „s4“ und das Untere Bonebed vermutlich unter dem „t3“ im Niveau des „s3“ liegt.

Die Log-Korrelation von drei Meißelbohrungen mit der Forschungsbohrung zeigt, dass die Untergrenze der Trossingen-Formation vom 4. Stubensandstein (s4) in Spaichingen auf den s2.3-Sandstein in Trossingen und schließlich auf den s2.2-Sandstein in Bad-Dürkheim springt. Entsprechend nimmt die Mächtigkeit von 28,5 m im Spaichingen auf 38,5 bzw. 41,3 m in Trossingen zu. In Bad Dürkheim verringert sie sich wieder auf 32,7 m.

In allen hier untersuchten Bohrungen ist der Oberkeuper- (Exter-Formation) durch die Diskordanz an der Jura-Basis entfernt worden. Um dennoch die unmittelbar im Hangenden der Trossingen-Formation folgenden Schichten beschreiben zu können, wird auf einen nur wenige km entfernten Oberkeuperaufschluss bei Frittlingen zurückgegriffen. Eine auf Palynomorphe untersuchte Probenserie ergab ein Mittelrhät-Alter und ein landnahes marines Milieu. Eingegangen wird außerdem auf zwei Proben aus den tonigen Basisschichten des Rhätsandsteins bei Tübingen, die ein Unterrhät-Alter ergaben.

Diskutiert werden neben der Unter- und Obergrenze der Übergang in die Steinmergelkeuper-

Formation (LGRB 2005) im äußersten Süden Baden-Württembergs (Hochrhein und südlicher Oberrheingraben) sowie das chronostratigraphische Alter der Trossingen-Formation und der beiden Plateosaurus-Bonebeds.

Abstract

In 1997 the German Subcommission Permian-Triassic (SKPT) determined to introduce a new nomenclature for the Keuper in Germany according to the rules of lithostratigraphy. The "Trossingen Formation" (Knollenmergel Beds) is the uppermost unit of the Middle Keuper. It comprises the mainly reddish marls between the Löwenstein Formation (Stubensandstein Beds) and the Exter Formation (Upper Keuper) or Jurassic Sediments respectively. Genetically they are Playa Sediments in semi-arid conditions, joining the alluvial plane.

Trossingen (in southern Baden-Württemberg) was selected as type locality due to the famous excavations of Plateosaurus. An outcrop throughout the formation doesn't exist. Therefore, the LGRB carried out a core drilling near the excavation area in 1997.

In this paper a description of the core and its comparison with the logs of the excavations (v. HÜENE 1923, SEEMANN 1933) is given. A log correlation with further boreholes in the vicinity demonstrates the diachronism of the boundary between the Löwenstein and Trossingen Formations.

Considering further data, the lower third of the Trossingen Formation at the type locality is probably of Norian age (including the lower Plateosaurus bonebed). The upper two thirds (including the upper Plateosaurus bonebed) is considered to be of Lower Rhaetian age (sensu SCHOTT 1942). In Trossingen Jurassic beds follow immediately above the Trossingen Formation due to a discordance. Therefore we describe in addition an Upper Keuper outcrop (Exter-Formation) 5 km NE. The analysis of the palynomorphs shows a Middle Rhaetian age.

Verwendete Abkürzungen

ARNUM Archiv-Nummer einer Bohrung bzw. Aufschlusses (LGRB-Archiv) bestehend aus Blattnummer der Topographischen Karte 1 : 25 000 und einer fortlaufenden Nummer

LGRB Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau, Abt. 9, RP Freiburg i. Br.

SMNS Staatliches Museum für Naturkunde Stuttgart

NLFB Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover

LBEG Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie, Hannover

EWS Erdwärmesonde

RP Regierungspräsidium

STD Stratigraphische Tabelle von Deutschland

Stratigraphische Kürzel s. LGRB (2005)

Einleitung

Schon auf der „Geognostischen Spezialkarte von Württemberg“ 1:50 000, Blatt Balingen, werden die rot-violetten, zu Rutschungen neigenden Mergelsteine zwischen Stubensandstein und Oberkeuper bzw. Jurabasis wegen der darin vorkommenden Karbonatknollen (Caliche-Knollen) von QUENSTEDT (1877) als „Knollenmergel“ ausgewiesen. Dieser lithostratigraphische Terminus wurde seitdem in allen württembergischen und badischen geologischen Kartenwerken verwendet. Er ersetzte die ältere Bezeichnung „Zanclodonschichten“ oder „Zanclodonletten“, die man nach dem Vorkommen von Saurierknochen der Gattung *Zanclodon* (heute *Plateosaurus*) gewählt hatte. Vorgeschlagen wurde der Begriff „Knollenmergel“ bereits 1845 von O. FRAAS. Erstmals verwendet hatten ihn DEFFNER & FRAAS (1859) im Kraichgau. Im fränkischen Keuper führte v. GÜMBEL (1888: 684) für die Schichten zwischen dem Burgsandstein und dem Oberen Keuper wegen der auffallenden Färbung den Begriff „Feuerletten“ ein.

Um Synonyme und Homonyme im Keuper zu beseitigen und eine einheitliche, für ganz Deutschland gültige Lithostratigraphie zu etablieren, wurden von der Subkommission Perm-Trias (SKPT) 1997 neue Formationsnamen entsprechend den stratigraphischen Richtlinien (STEININGER & PILLER 1999) beschlossen (BEUTLER 1998, 2005a; STD 2002).

Die Suche nach einer passenden Typuslokalität für den Knollenmergel/Feuerletten erwies sich als schwierig, da ein dauerhaftes Übertageprofil, das



nach Möglichkeit auch die Unter- und Obergrenze zeigen sollte, wegen des raschen Zerfalls und der Rutschempfindlichkeit der Mergel nicht existierte und auch in Zukunft kaum zu erwarten ist. Man einigte sich daher auf die schon von BRENNER & VILLINGER (1981: Tab. 1) vorgeschlagene Lokalität Trossingen, die als Plateosaurier-Fundstelle weltberühmt ist, und von der zwei kombinierte Profile (v. HUENE 1923, SEEMANN 1933) existieren (Abb. 4), die zumindest die Untergrenze mit erfassen. Für die synonymen Begriffe Knollenmergel und Feuerletten wurde deshalb die „Trossingen-Formation“ etabliert (BEUTLER 2005a). Die Vertreter der Geologischen Landesämter von Baden-Württemberg und Bayern behielten sich jedoch vor, neben der formellen Bezeichnung auch die im Bewusstsein der Bevölkerung verankerten Namen „Knollenmergel“ und „Feuerletten“ weiterhin zu verwenden (LGRB 2005).

Nach STEININGER & PILLER (1999: 7 f.) sind „herkömmliche lithostratigraphische Begriffe, die derzeit nicht den obigen hierarchischen Begriffen entsprechen, ... erst nach einer Neubearbeitung ... zu ersetzen“. Weiterhin sollte die in einem Typusprofil typisierte lithologische Einheit „in diesem Profil vollständig mit ihrer Liegend- und Hangendgrenze erfasst und aufgeschlossen sein“. Um diesen Ansprüchen näher zu kommen, und ein vollständiges Profil durch den Knollenmergel präsentieren zu können, veranlasste das damalige Geologische Landesamt Baden-Württemberg etwa 300 m NW der ehemaligen Grabungsstelle eine Kernbohrung, die von der Jura-Basis bis in den Stubensandstein (Löwenstein-Formation) reichte. Sie wurde von der Bodenprüfstelle des RP Freiburg in der Zeit vom 23.10. bis 4.11.1997 in Amtshilfe ausgeführt. Die Hoffnung, Knochenreste von Plateosauriern auch in der Bohrung feststellen zu können, hat sich nicht erfüllt. Eine weitere Bohrung, die in unmittelbarer Nähe der Grabungsstelle geplant war (Trossingen 2), kam nicht zur Ausführung.

Der Knollenmergel folgt im mittleren und nördlichen Baden-Württemberg über dem 4. Stubensandstein (s4) ohne Schichtlücke. Er hat große Ähnlichkeit mit den „Hangendletten“ des Stubensandsteins, die in Zeiten zurückgehender Sandschüttungen eine Ausweitung der Steinmergelkeuper-(Playa-) Fazies widerspiegeln. Da die alluvialen Sandschüttungen des Oberen Stubensandsteins (s3 und s4) in südlicher Richtung bereits in der Trossinger Gegend enden (BRENNER 1973, 1978, BRENNER & VILLINGER 1981), vereinigen sich im südlichen Baden-Württemberg die Hangendletten t2 und t3 mit dem Knollenmergel.

Während die Untergrenze des Knollenmergels bei mehr oder weniger kontinuierlicher Sedimentation eine Faziesgrenze darstellt, ist die Obergrenze durch eine Diskordanz an der Basis des Oberkeupers (*contorta*-Schichten) definiert. Dieser Diskordanz D6 (BEUTLER 2005b) folgt an der Jura-Basis eine weitere Diskordanz (D8), die nicht selten den gesamten Oberkeuper und Teile des Knollenmergels abschneidet. Über die Mächtigkeiten des Knollenmergels und die möglicherweise entfernten Anteile hat man bisher keine genauen Vorstellungen, da gut untersuchte, durchgehende Profile selten sind. Bei Trossingen wurden im Umkreis von 5 km zwischen 2001 und 2003 eine Sohlebohrung und zwei Erdwärme-Sonden abgeteuft, die den gesamten höheren Mittelkeuper erschließen und deren Lithostratigraphie durch Gamma-Ray-Logs abgesichert ist. Ihre Korrelation mit der Forschungsbohrung Trossingen 1 wird in Kap. 3 vorgestellt und diskutiert.

In der Forschungsbohrung Trossingen 1 fehlt aus den oben genannten Gründen der Oberkeuper. Die Obergrenze des Knollenmergels ist hier also gleich durch zwei Diskordanzen abgeschnitten, was für die Definition eines Typusprofils ein Nachteil sein mag. Wir fügen deshalb den nur 5 km nordöstlich gelegenen Oberkeuperaufschluss von Frittlingen/Untere Mühle an, den wir 1999 aufgenommen haben. Eine Probenserie dieses Profils wurde durch Frau C. HEUNISCH (NLfB, jetzt LBEG) auf Palynomorphe untersucht (HEUNISCH 2004).

1 Die Forschungsbohrung Trossingen 1

1.1 Lage

Bl. 7917 Villingen-Schwenningen-Ost, NE Stadtrand von Trossingen

R 34 74 175, H 53 27 560, Höhe des Ansatzpunktes: 692,5 m NN

Bohrfirma: RP Freiburg/Bodenprüfstelle

Fotos der Bohrkern (Taf. 1) und Textprofil s. Anhang

1.2 Stubensandstein- (Löwenstein-) Formation (km4)

Die Bohrung erschließt unter dem Knollenmergel noch knapp 5 m Stubensandstein (km4). Dieser setzt sich aus grob- bis mittelkörnigen, hellgrauen, überwiegend jedoch mergeligen, grünlichgrau gefärbten Arkosesandsteinen zusammen. Mehrfach lassen sich Sedimentzyklen von 0,25 m bis >2 m Dicke erkennen, die mit einem feinkonglomeratischen (Dolomitgerölle) Mittel- bis Grobsandstein beginnen, in einen mehr oder weniger tonigen Sandstein oder sandigen Mergelstein übergehen und meist mit einem tonigen bis feinsandigen Dolomitstein enden. Es dürfte sich bei diesen Abfolgen um fluviatile Sedimente handeln, die mit nachlassender Transportkraft zunehmend toniger werden und schließlich in lakustrine Dolomite übergehen. Einer dieser Dolomitsteine (bei 47,90–48,47 m) zeigt eine pedogene Überprägung.

Der oberste Zyklus endet nicht mit einem Dolomit, sondern geht in die Knollenmergel-Fazies über. Er beginnt mit einem Intraklasten-führenden Mittel- bis Feinsandstein (6 cm) und geht nach oben in einen grünlichgrauen, stark tonig-schluffigen Sandstein bis Schlufftonstein (0,74 m) und schließlich einen dunkelrotbraunen, ungeschichteten, feinsandigen Schlufftonstein (1,37 m) über. Die lithostratigraphische Grenze zwischen Stubensandstein und Knollenmergel wird am Übergang des (tonigen) Sandsteins zum (feinsandigen) Schlufftonstein gezogen, der gleichzeitig mit dem Farbwechsel verbunden ist (46,02 m). Nach BRENNER (1978, Profile 114, 115) und BRENNER & VILLINGER (1981, Abb. 1) entsprechen die erbohrten Sandsteine dem 2. Stubensandstein, genauer dem s2.2 und s2.3.

1.3 Knollenmergel- (Trossingen-) Formation (km5)

Die an der Basis noch Feinsand führenden Schlufftonsteine (1,37 m) gehen nach oben in mehr oder weniger sandfreie, dunkelrotviolette Schlufftonsteine mit Dolomitsteinknollen bis >5 cm Dicke über. Die Knollen haben die gleiche Farbe wie die Tonsteine und sind nur zuunterst hellgrün gefärbt. Der insgesamt 4,4 m mächtige Horizont hebt sich – abgesehen von den Knollen – durch den fehlenden Karbonatgehalt deutlich von den hangenden Mergelsteinen ab, was insbesondere im GR-Log zum Ausdruck kommt (Kap.3, Abb. 7).

Darüber folgen 9,1 m ungeschichtete, schluffige, kalkige Mergelsteine von überwiegend violettbrauner bis violettgrauer Färbung. Unten und oben kommen auch graugrüne Lagen vor. Abgeschlossen wird dieser Abschnitt durch einen 1,8 m mächtigen, überwiegend dunkelrotbraun gefärbten Horizont, der sich deutlich vom Liegenden und Hangenden abhebt. Während sich sonst nur kleine Karbonatknöllchen von <1 mm bis cm-Größe finden, kommt darin eine 10 cm starke, knauerige Dolomitkruste vor. Über diesem Abschnitt lagert eine 0,1 m mächtige feinsandige, hellgraugrüne Kalkmergelsteinlage, die deutlich gradiert ist und in der unteren Hälfte aufgearbeitete Kalksteinknollen bis 2 cm Durchmesser führt. Da in der EWS-Bohrung Spaichingen im gleichen Niveau der 4. Stubensandstein angetroffen wurde (Kap. 3), wird diese sandige Lage als ein Ausläufer des „s4“ angesehen (Abb. 4). Entsprechend der Stubensandstein-Stratigraphie könnte es sich bei dem rotbraunen Horizont im Liegenden um ein Äquivalent des Hangendletten 3 („t3“) mit dem Krustenkarbonat 3 („K3“) handeln.

Im Hangenden des „s4“ folgen 27,7 m recht einheitliche, etwas hellere, rotviolette Mergelsteine. Im höheren Teil kommen auch hellgrün gefleckte Abschnitte und Lagen vor, die meist an Klüfte oder Karbonatknollen gebunden sind. 2,4 m über dem „s4“ fällt ein Horizont mit dunkel- bis blassrotbraunen Kalksteinknollen bis >10 cm Dicke auf, die einen weiteren Calichehorizont repräsentieren. Vereinzelt kommen Kalksteinknollen auch noch höher vor. Die obersten 2 m sind hellgraugrün entfärbt. Zum Teil ist diese Zone durch Karbonatanreicherungen weißlichgrau gemasert (Andeutung einer Krustenbildung?).

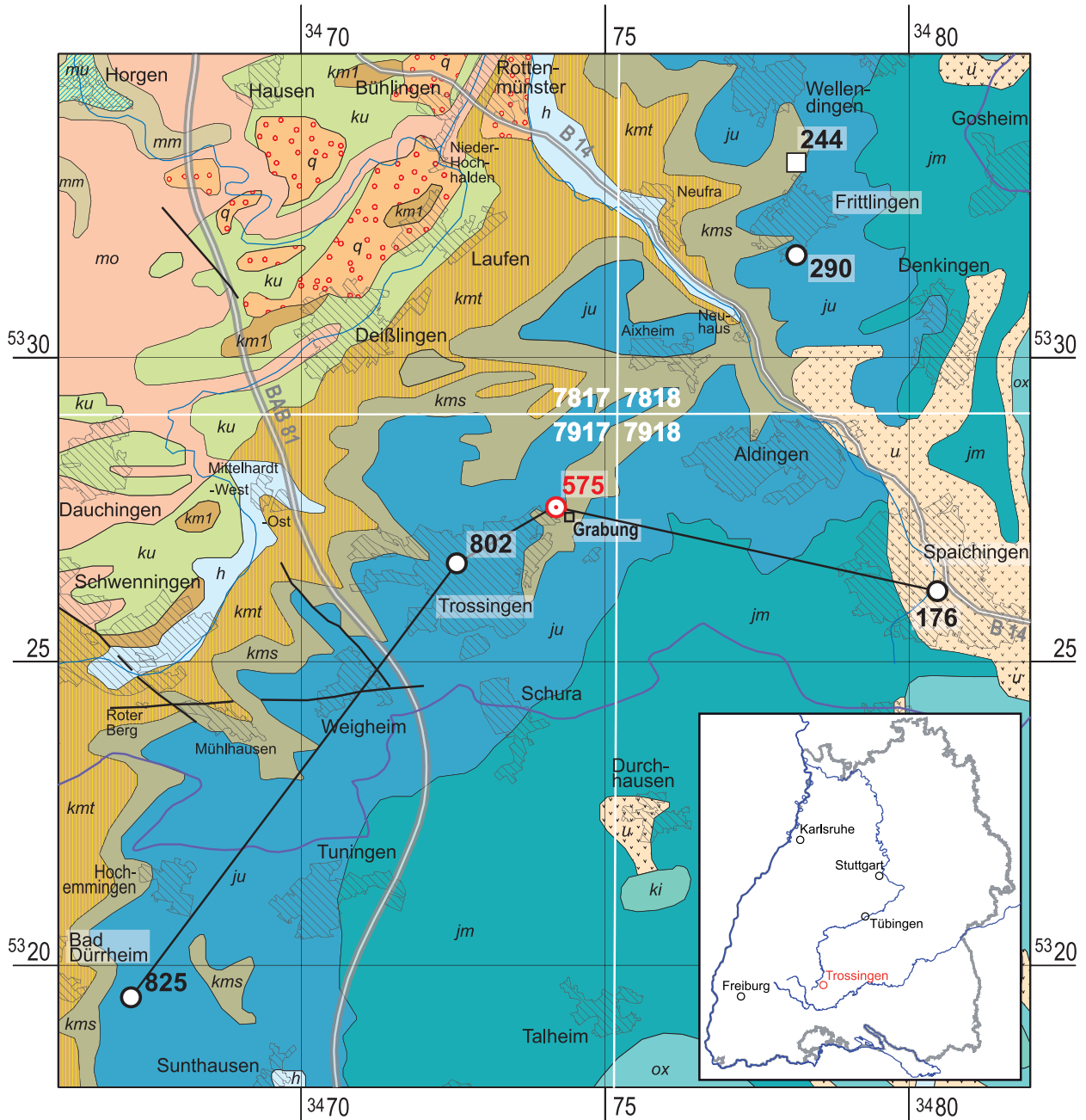


Abb. 1: Lageplan. Geologische Karte mit Lage der Forschungsbohrung Trossingen 1 (ARNUM 7917/575) und der übrigen hier untersuchten Aufschlüsse. Durchgezogene Linie= Verbindungslinie der Säulenprofile in Abb. 7. Stratigraphische Kürzel: kmt = Tonmergel-Keuper (km1–3), kms = Sandstein-Keuper (km4–5), ju = Unterjura, jm = Mitteljura, u = Hangschutt.

1.4 Unterjura, Pylonotenton-Formation (he1)

In der Bohrung Trossingen 1 lagert unmittelbar auf dem Knollenmergel Unterjura, der mit der Pylonotenton-Formation (he1) beginnt. An deren Basis ist die Pylonotenbank ausgebildet, die hier eine Mächtigkeit von 1,43 m hat und sich aus einzelnen biodetritischen, fein- bis mittelsandigen Kalk-

steinbänken von grauer bis gelblichgrauer Farbe zusammensetzt. Gelegentlich finden sich auch größere Quarkörner bis 1 mm Größe. Charakteristisch sind Muschelschalen (darunter doppelklappige Cardinien), Echinodermenreste (meist in Sandkorngöße) und Glaukonit-Körner. Die untersten 31 cm gehen in einen leicht tonflaserigen, fein- bis mittelsandigen Kalkmergelstein von bräunlichgrauer Farbe über. Über der Pylonotenbank folgen noch 2,25 m graue Schlufftonsteine, die oben gelbbraun verwittert sind.

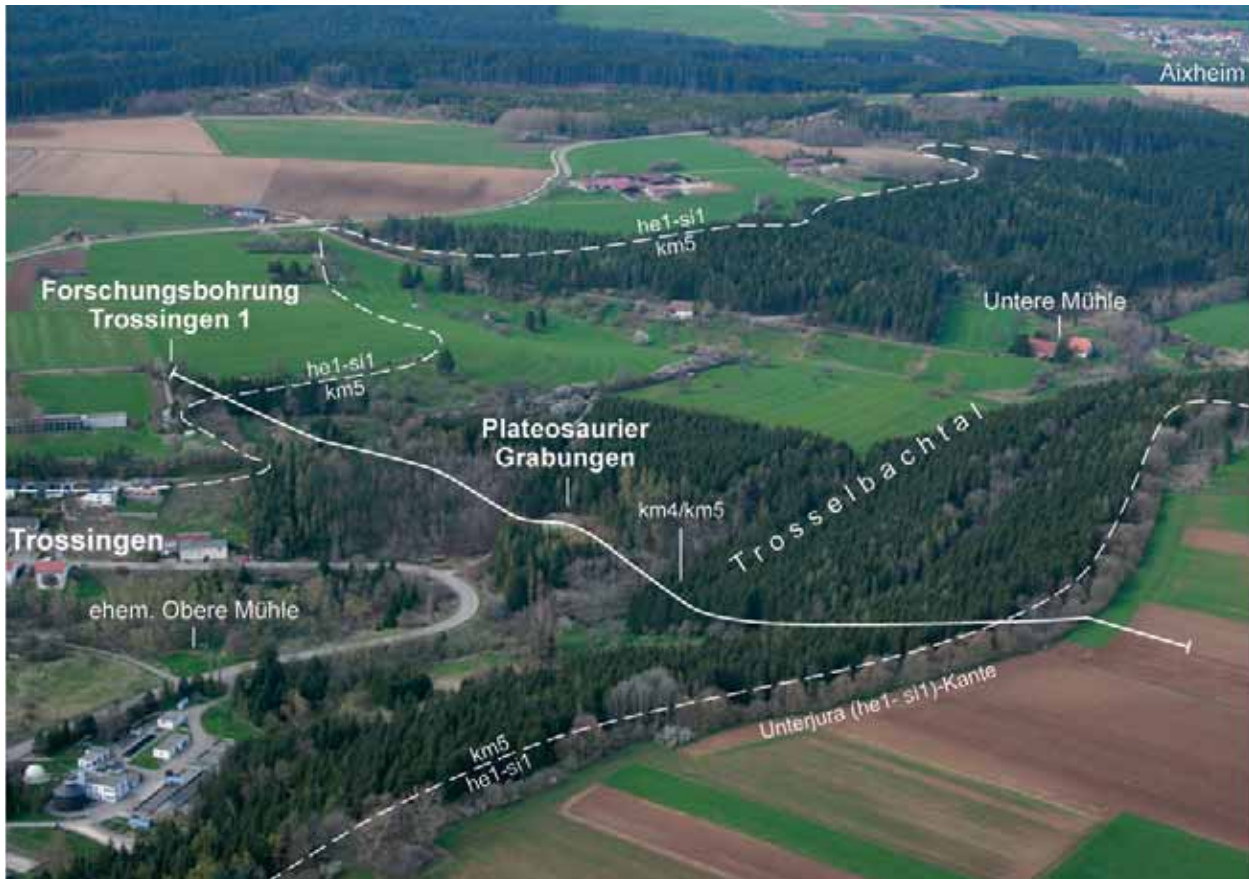


Abb. 2: Übersichtsfoto. Durchgezogene Linie: Schnittlinie der Abb. 3, gestrichelte Linie: ungefähre Grenze Knollenmergel (km5)/ Unterjura (ju). (Luftbild A. ETZOLD 16.05.2008)

Als Bau- und Schotterstein wurde die Pylonotenbank früher in der „Bruderhalde“ knapp 1 km nordöstlich der Bohrung in mehreren kleinen Steinbrüchen abgebaut (SCHMIDT 1914). Heute noch aufgeschlossen ist sie in der Straßenböschung „Am Heimgarten“ etwa 220 m südlich der Bohrung.

2 Die Grabungsprofile und ihre Korrelation mit der Forschungsbohrung

Die erste Trossinger Saurier-Grabung wurde 1911 und 1912 von E. FRAAS vom Stuttgarter Naturalienkabinet unternommen. Die zweite Grabung fand 1921–1923 unter der Leitung von F. v. HUENE (Univ. Tübingen) statt. Dabei wurde neben der „Unteren Knochenschicht“ eine weitere Fundschicht, die „Obere Knochenschicht“, entdeckt. Die dritte Grabung erfolgte 1932 wieder von der Stuttgarter Naturaliensammlung, diesmal unter der Leitung von

R. SEEMANN. Eine vierte Grabung wurde im Herbst 2007 vom Staatlichen Museum für Naturkunde in Stuttgart unter der Leitung von R. SCHOCH begonnen. Über die bisherigen drei Grabungskampagnen und deren Ergebnisse gibt es zahlreiche Untersuchungen und Darstellungen, auf die hier verwiesen sei: FRAAS (1913), v. HUENE (1923, 1928, 1929, 1944), BERCKHEMER (1931), SEEMANN (1932, 1933), COLBERT (1968), WEISHAMPEL (1984), ZIEGLER (1986), WILD (1998), WEISHAMPEL & WESTPHAL (1986), WEISHAMPEL & CHAPMAN (1990), GALTON (1984, 1985, 1997), GAFFNEY (1990), SANDER (1992, 1999), SCHOCH & WILD (1999) und SCHOCH (2007).

Von der zweiten und dritten Grabung (v. HUENE 1923 und SEEMANN 1933) liegen jeweils kombinierte Profile vor (Abb. 4). Sie sind zusammengesetzt aus den eigentlichen Grabungsprofilen, der Rutschung am ehemaligen Prallhang des Trosselbachs und der genannten Steilböschung am Trosselbach, wo die Grenzregion zum Stubensandstein noch heute zugänglich ist (Abb. 6). Der Ansatzpunkt (Oberkante) des SEEMANNschen Schichtenprofils dürfte unmittelbar südlich Punkt 669,3 m (TK 25, Blatt 7917; R 34 74 430, H 53 27 350) gelegen haben.

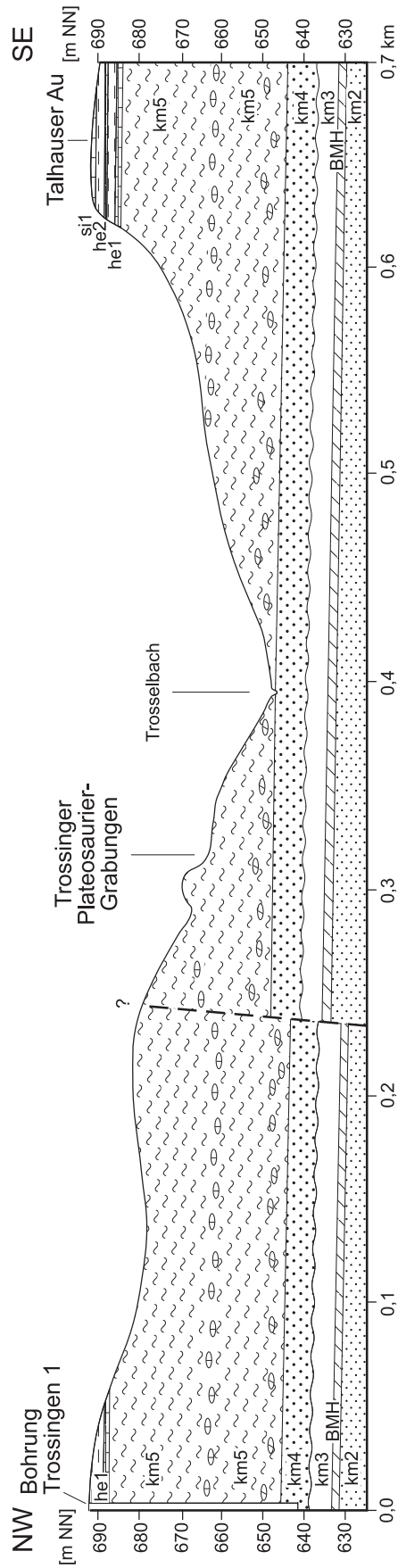


Abb. 3: Geologischer Schnitt durch das Trosselbachtal NE Trossingen. Schnittlinie s. Abb. 2.

In beiden Grabungsprofilen (Abb. 4), ist die Grenze km4/km5 und der knapp 1 m darüber folgende Knollen-Horizont gut zu erkennen. Im Aufschluss am Trosselbach ist dieser Knollenhorizont ca. 0,65 m mächtig und führt mehr oder weniger durchgehend hellgrünlichgraue, feinsandige Dolomitanreicherungen, die nach oben mehrere Dezimeter hohe Türmchen bilden (Abb. 6). Dieser Caliche-Horizont dürfte nach der Stubensandstein-Gliederung dem Krustenkalk 2 (K2) entsprechen. In dem darüber folgenden Abschnitt, der nach SEEMANN (1933) 7,4 m, nach v. HUENE (1923) 10,6 m mächtig ist, herrschen „feinsandige, braunrote Mergel mit hellen Entfärbungen“ vor. V. HUENE (1923) gibt darin mehrere sandige Lagen an (darunter einen 0,4 m starken „grünen Sandstein“), die BRENNER & VILLINGER (1981: Abb. 1) in den 3. Stubensandstein stellten. Da SEEMANN (1933: 134) diese Sandlagen nicht wiederfinden konnte und auch in der Forschungsbohrung in diesem Niveau keine Sandlagen angetroffen wurden, muss ihre Existenz jedoch in Frage gestellt werden.

Darüber folgen die knochenführenden „Trossinger Mergel“ mit den zwei Fundhorizonten die durch eine mehr oder weniger knochenfreie Zwischenschicht getrennt sind. Die reichhaltigere „Untere Knochenschicht“ ist nach SEEMANN (1933) 2–3 m mächtig und besteht aus braunvioletten, oben dunkelbraun infiltrierten Mergelsteinen mit hellen Entfärbungsbändern und -flecken. Sie ist „reich an Einzelknochen und Skeletten in verschiedener Höhe und oft schiefer Lage“ und führt häufig bis stecknadelkopfgroße, mit Calcit erfüllte Hohlräume, aber nur selten kleine Mergel- und Kalkgerölle.

Die 0,5 bis 2,5 m mächtige Zwischenschicht („Dunkle Mergel“ bzw. „DM“), die nach SEEMANN (1933: 135) „längs der ganzen Grabungswand leicht zu verfolgen ist“, besteht aus einem dunkelbraunroten, stärker tonigen Mergelstein fast ohne Entfärbungen, mit „schrägen Kalkknollenlagen längs den Rutsch- und Kluftflächen“. Größere Knochenreste fehlen; doch finden sich besonders unten neben kleinen Mergel- und Kalkgeröllchen viele Knochensplitter. An der Basis erwähnt v. HUENE (1923) ein bis 0,3 m starkes, offenbar auskeilendes, „grünes, sandiges Band“, das von BRENNER & VILLINGER (1981: Abb. 1) als 4. Stubensandstein interpretiert wurde.

Die „Dunklen Mergel“ gehen nach oben in die etwas helleren und kalkigeren braunvioletten „Hangenden Mergel“ (Obere Knochenschicht) mit weiß- bis graugrünligen Entfärbungsbändern und -flecken längs den Kluft- und Rutschflächen über. Während bei der 2. Grabung (v. HUENE 1923) sich nur im untersten Meter Knochenreste fanden, lie-

fernte bei der 3. Grabung (SEEMANN 1933) die ganze, in einer Mächtigkeit von 9 m erschlossene Schicht „meist schlecht erhaltene Einzelknochen und mehr oder weniger zusammenhängende und vollständige Skelette in jeder Höhe“.

In der 0,3 km entfernten Forschungsbohrung wurden, wie bereits erwähnt, keine Knochenreste angetroffen, was bei einem Aufschluss von nur 10 cm Durchmesser an sich nicht verwunderlich ist. Da aber auch in der Umgebung (mit Baugebieten mitten im Knollenmergel) bisher keine weiteren Funde bekannt geworden sind, muss man annehmen, dass die *Plateosaurus*-Bonebeds (SANDER 1992) lokal begrenzt sind (vgl. SEEMANN 1933: Taf. II). Dennoch scheint eine Korrelation des Bohrprofils mit dem SEEMANNschen Grabungsprofil möglich zu sein: Bei dem 1,8 m mächtigen dunkelrotbraunen Horizont unmittelbar unter dem „s4“ der Forschungsbohrung dürfte es sich um die „Dunklen Mergel“ handeln. Dafür sprechen nicht nur die gleiche Farbe und das Vorkommen von Karbonatknollen und Harnischen in beiden Profilen, sondern auch die violetten Farben jeweils im Liegenden und rotvioletten Farben im Hangenden des Horizonts. Auch v. HUENES grüne Lage an der Basis ist in der Bohrung deutlich ausgebildet, jedoch ohne sandige Komponente. Der „s4“ der Forschungsbohrung wäre somit über den „Dunklen Mergeln“ an der Basis der Oberen Knochenschicht zu erwarten; doch gibt es offenbar in den Grabungsprofilen für ihn keine Entsprechung. Dass der Abstand der „Dunklen Mergel“ zum Stubensandstein bei v. HUENE (1923) 2,4 m und bei SEEMANN (1933) etwa 1 m größer ist als in der Forschungsbohrung, mag daran liegen, dass in den kombinierten Grabungsprofilen das Schichtfallen bis zum 50 bis 80 m entfernten Stubensandstein-Aufschluss am Trosselbach nicht berücksichtigt oder unterschiedlich berechnet wurde.

Nach Ansicht von SEEMANN (1933) sind die „Trossinger Mergel“ Ablagerungen eines über längere Zeit existierenden größeren Wassertümpels, dessen Ausdehnung sich an einer durch die härtere Zwischenschicht der „Dunklen Mergel“ verursachten Hangterrasse im Trosselbachtal bis zur Unteren Mühle und W Trossingen im oberen Steppachtal ablesen lässt (s. SEEMANN 1933: Taf. II). Möglicherweise wird der Hangknick durch die in den „Dunklen Mergeln“ enthaltenen Calicheknollen verursacht (vgl. Abb. 3), die aber gerade nicht für ein lakustrines Milieu sprechen. Außer SEEMANN (1933) beschäftigten sich mit der Entstehung der Fossilagerstätte FRAAS (1913) und v. HUENE (1923), in jüngerer Zeit SANDER (1992, 1999), WEISHAMPEL (1984) und WEISHAMPEL & WESTPHAL (1986).

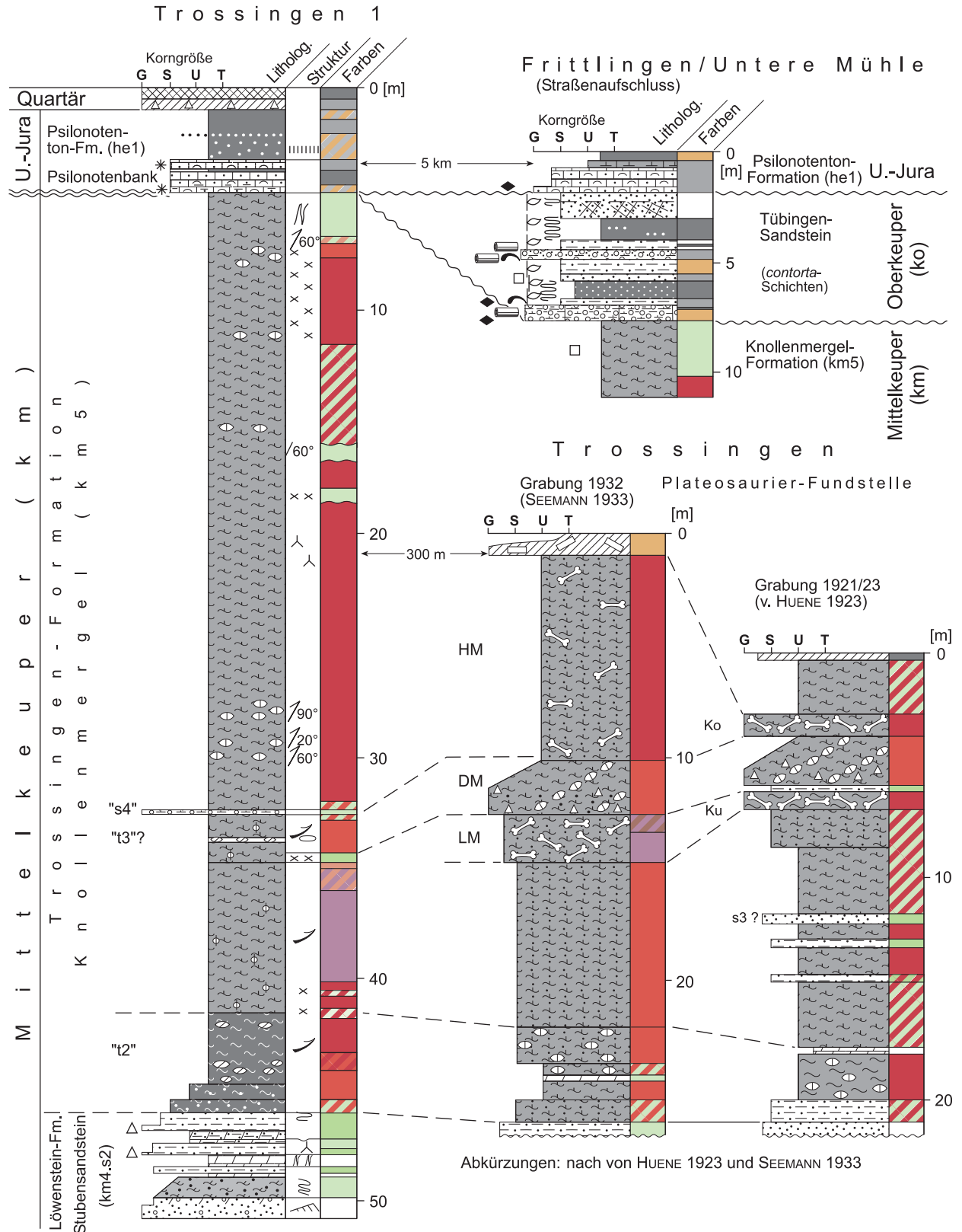


Abb. 4: Säulenprofil der Forschungsbohrung Trossingen 1 im Kontext mit den Grabungsprofilen und dem Oberkeuperaufschluss Frittlingen/Untere Mühle. Legende s. Abb. 5., Textprofile s. Anhang.

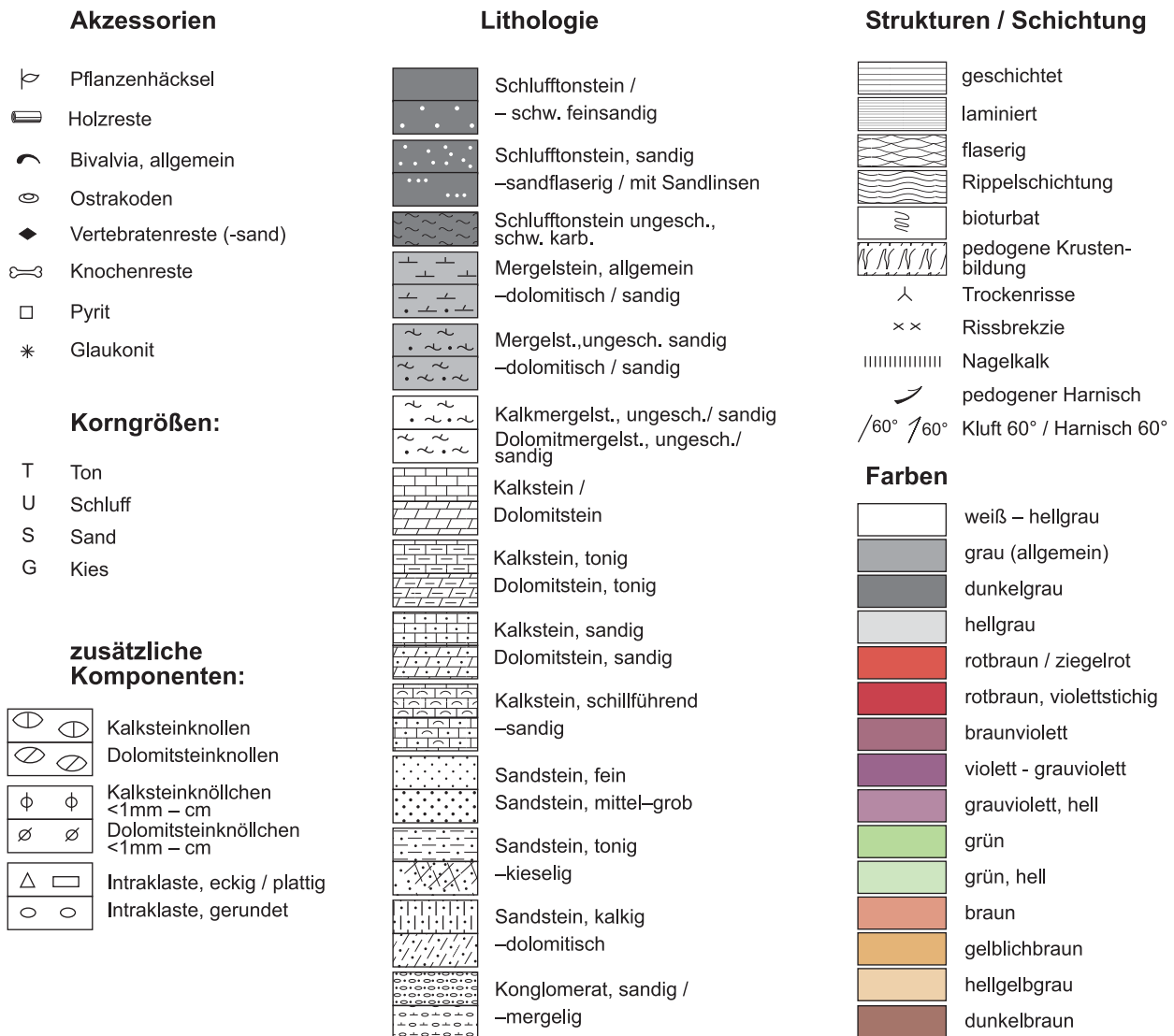


Abb. 5: Legende zu Abb. 4, 6 und 8. Wiedergabe der Gesteinsfarben nur angenähert möglich.

3 Korrelation von Bohraufschlüssen mit der Forschungsbohrung

Drei Meißelbohrungen (mit GR-Logs) zwischen Bad Dürrheim und Spaichingen ermöglichten zusammen mit der Forschungsbohrung Trossingen 1 erstmalig die Korrelation des höheren Mittelkeupers (km3–km5) im Raum Trossingen (Abb. 7, Lage und Kurzprofile s. Anhang).

Von der Solebohrung Bad Dürrheim XI (7917/825, Kurzprofil in FRANZ & MÜNZING 2004) standen uns Proben im Abstand von 1 m, von den EWS-Bohrungen Trossingen (7917/802) und Spaichingen (7918/176) Proben im Abstand von 2 m zur Verfü-

gung. Wegen der durch die Probenabstände bedingten Fehlergrenzen und den bekannten Schwächen der Log-Interpretation war es nicht immer möglich, bestimmte Abschnitte des Gamma-Ray-Logs bestimmten Lithologien zuzuordnen. Unter diesem Vorbehalt sind die Ergebnisse der Korrelation zu sehen.

Wie Abb. 7 und Tab. 2 zeigen, keilen die Oberen Bunten Mergel (km3o) zwischen Spaichingen und Trossingen an der Diskordanz D4 (Altkimmerische Hauptdiskordanz) aus. Der Untere Stubensandstein (s1 + t1) und der untere Abschnitt des Mittleren Stubensandsteins (s2.1) lagern sich darüber an dieser Diskordanz an (onlap); sie reichen nach BRENNER & VILLINGER (1981) jedoch nur bis in die Hechinger Gegend. Da auch der 3. und 4. Stubensandstein verschwinden bzw. in die Fazies des Knollenmergels übergehen (vgl. Abb. 12), be-

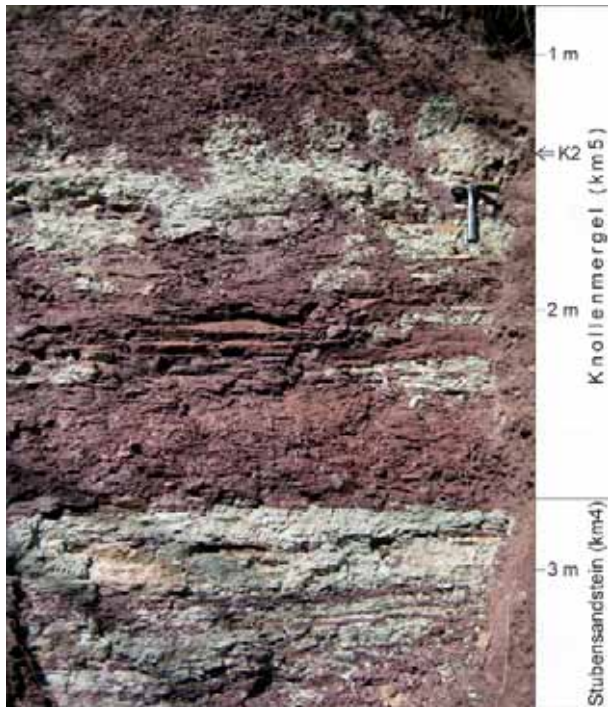


Abb. 6 Steilböschung des Trosselbachs mit Grenzregion Stubensandstein/Knollenmergel (Foto A. ETZOLD, 03.05.2008). Textprofil s. Anhang.

steht der Stubensandstein bei Trossingen (entgegen BRENNER & VILLINGER 1981) nur noch aus dem s2.2- und s2.3-Sandstein mit einer Mächtigkeit von 8,5 m. Die Mächtigkeit des Knollenmergels erreicht hier 41,3 m bzw. 38,5 m. In Spaichingen tritt dagegen etwa 12 m über dem s2 noch ein harter, hell-(bräunlich)grauer, kalkiger Feinsandstein auf, der in den Spülproben deutlich zu erkennen ist und als 4. Stubensandstein (s4) angesehen wird. Die Mächtigkeit des Stubensandsteins beträgt daher in Spaichingen 21,5 m; die des Knollenmergels ist mit 28,5 m entsprechend geringer.

In der Bohrung Bad Dürrheim hat der Stubensandstein nur noch eine Mächtigkeit von 4 m. Er besteht dort aus einem durchgehenden mittel- bis grobkörnigen, hell-(bräunlich)grauen, kalkigen Rinnensandstein mit bis cm-großen Dolomitgeröllchen, der zuoberst in einen hellgrünlichgrauen, feinsandigen Mergelstein übergeht. Im hangenden, 32,5 m mächtigen Knollenmergel treten in den untersten 4 m noch stark sandige, blassrotviolette Mergelsteinlagen auf, die z. T. gespickt sind mit stecknadelkopfgroßen Quarzkörnern und Kalksteinknöllchen. Vermutlich handelt es sich hierbei um Ausläufer des s2.3-Sandsteins in der Fazies des Knollenmergels. Die Profilreihe zeigt somit sehr deutlich, dass die Untergrenze des Knollenmergels eine Faziesgrenze darstellt, die vom 4. Stubensandstein in Spaichingen auf den s2.3 in Trossingen und schließlich auf den s2.2 in Bad Dürrheim springt.

Über dem 2. Stubensandstein zeigt das GR-Log sowohl in den EWS-Bohrungen Spaichingen und Trossingen als auch in der Forschungsbohrung Trossingen 1 eine deutlich erhöhte Strahlung. Ursache ist vermutlich der hohe Ton- und der entsprechend geringere Karbonatgehalt im Hangendletten 2 (t2), wenn man von den darin vorkommenden Karbonatknollen (K2) absieht. Darüber nimmt der Karbonatgehalt der Mergelsteine wieder zu und die GR-Strahlung entsprechend ab. In der Solebohrung Bad Dürrheim ist diese erhöhte GR-Strahlung an der Basis des Knollenmergels nicht mit Sicherheit auszumachen. Der starke GR-Ausschlag etwa 1 m unter der Grenze wird dem s2.2-Sandstein zugeordnet und hat andere Ursachen: Ähnlich starke Strahlungsspitzen kommen in kalkigen Sandsteinen des Unteren und Mittleren Stubensandsteins immer wieder vor; sie werden auf geringfügige diagenetische Uran-Anreicherungen zurückgeführt (vgl. WOLLENBERG 1979).

Wie bereits erwähnt, wurde in der EWS-Bohrung Spaichingen etwa 12 m über dem 2. Stubensandstein (s2) ein geringmächtiger 4. Stubensandstein (s4) festgestellt. Im GR-Log macht sich dieser durch eine kleine Spitze bemerkbar, die vermutlich durch den Feldspatgehalt erzeugt wird. In der Forschungsbohrung Trossingen 1 tritt in ähnlicher Position (13,5 m über dem s2 und 27,7 m unter der Juragrenze) ein 10 cm starker, feinsandiger bis konglomeratischer Kalkmergelstein auf, der deshalb als ein Ausläufer des 4. Stubensandsteins angesehen wird. Da er aber praktisch nicht mehr kartierbar ist, wird er (im Gegensatz zu BRENNER & VILLINGER 1981) zum Knollenmergel gerechnet. Auch in der EWS-Bohrung Trossingen und der Solebohrung Bad Dürrheim kommen im gleichen Niveau schluffige bis feinstsandige Kalkmergelsteine vor, doch ist deren Korrelation mit dem 4. Stubensandstein unsicher.

Über dem s4 bzw. seinen vermuteten Äquivalenten folgen in Spaichingen knapp 28,5 m, in Trossingen 25–27,7 m und in Bad Dürrheim nur noch 19 m rotviolette bis rotbraune Mergelsteine mit einzelnen entfärbten Lagen oder Flecken. Sowohl in der Forschungsbohrung Trossingen 1 als auch in der EWS-Bohrung Trossingen fällt in diesem Abschnitt (jedoch in unterschiedlichen Niveaus) jeweils eine stärkere GR-Spitze auf, die an eine entfärbte Lage gebunden zu sein scheint. Die Ursache für die verstärkte GR-Strahlung ist bisher nicht geklärt. In der EWS-Bohrung Spaichingen ist der Karbonatgehalt in den obersten 12 m nach GR-Log und Proben deutlich verringert. In den Proben 106 m und 108 m fanden sich in einem blassrotvioletten bis hellgrünlichgrauen Schlufftonstein neben rundlichen Kalksteinknöllchen (in Mittel- bis Grobsandgröße)

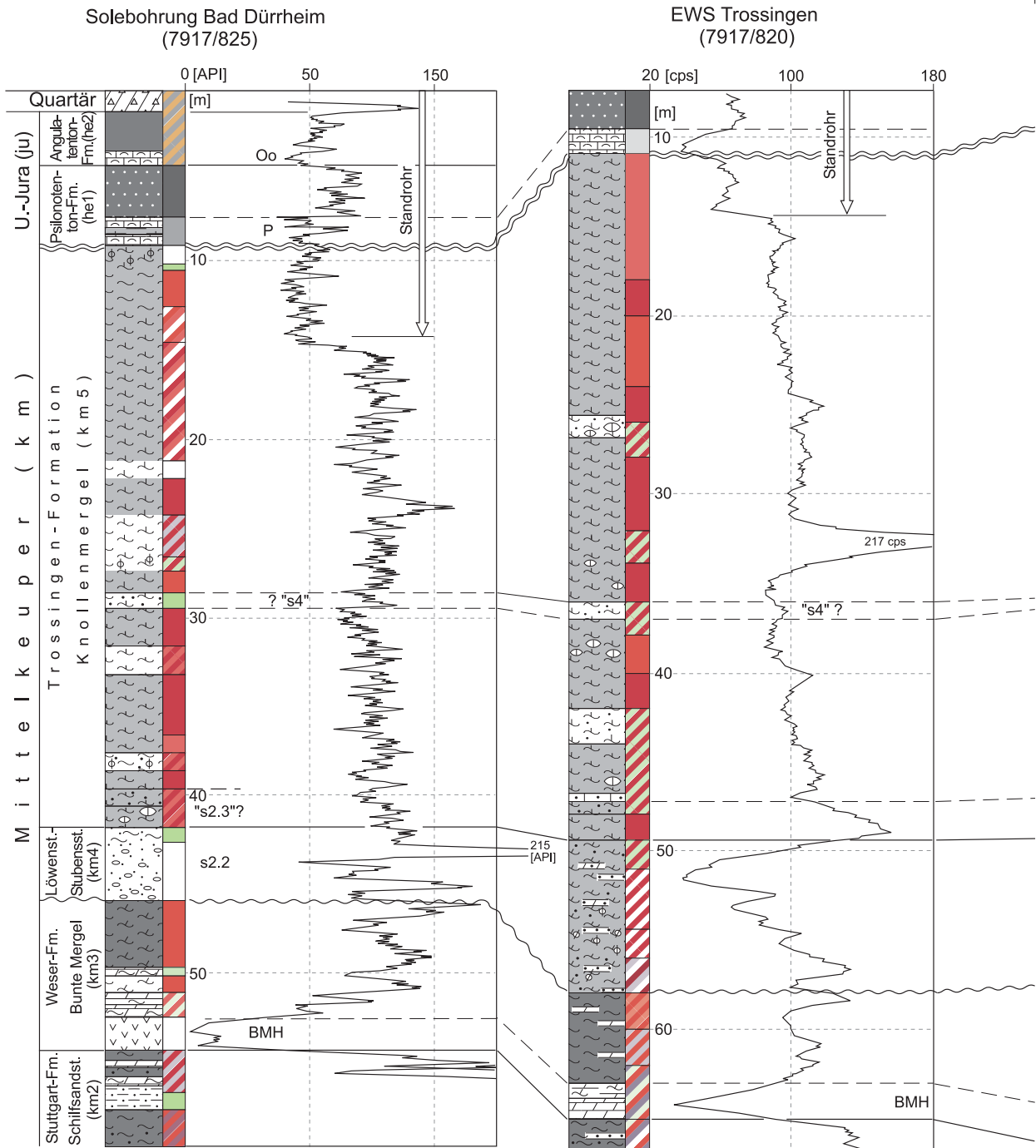
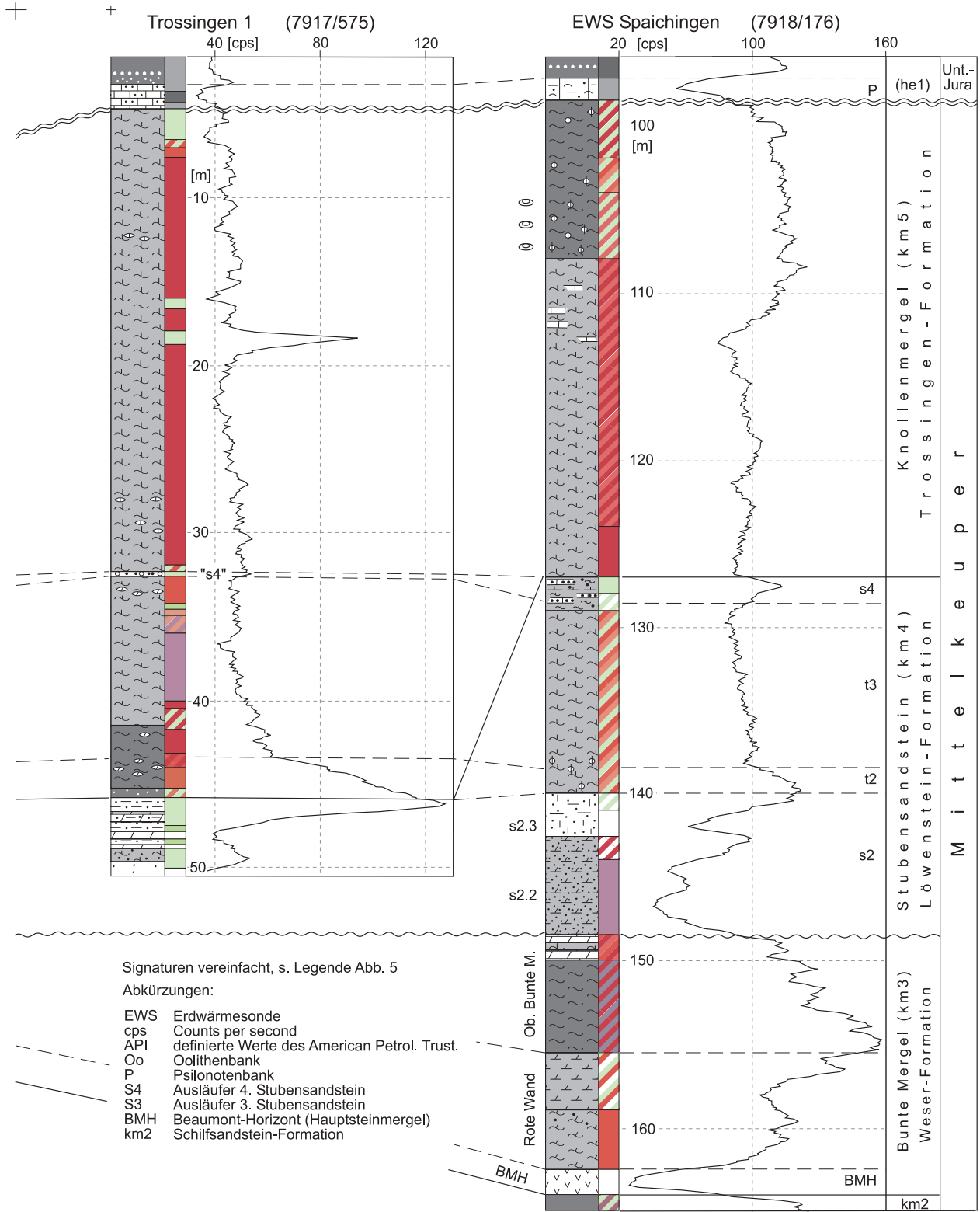
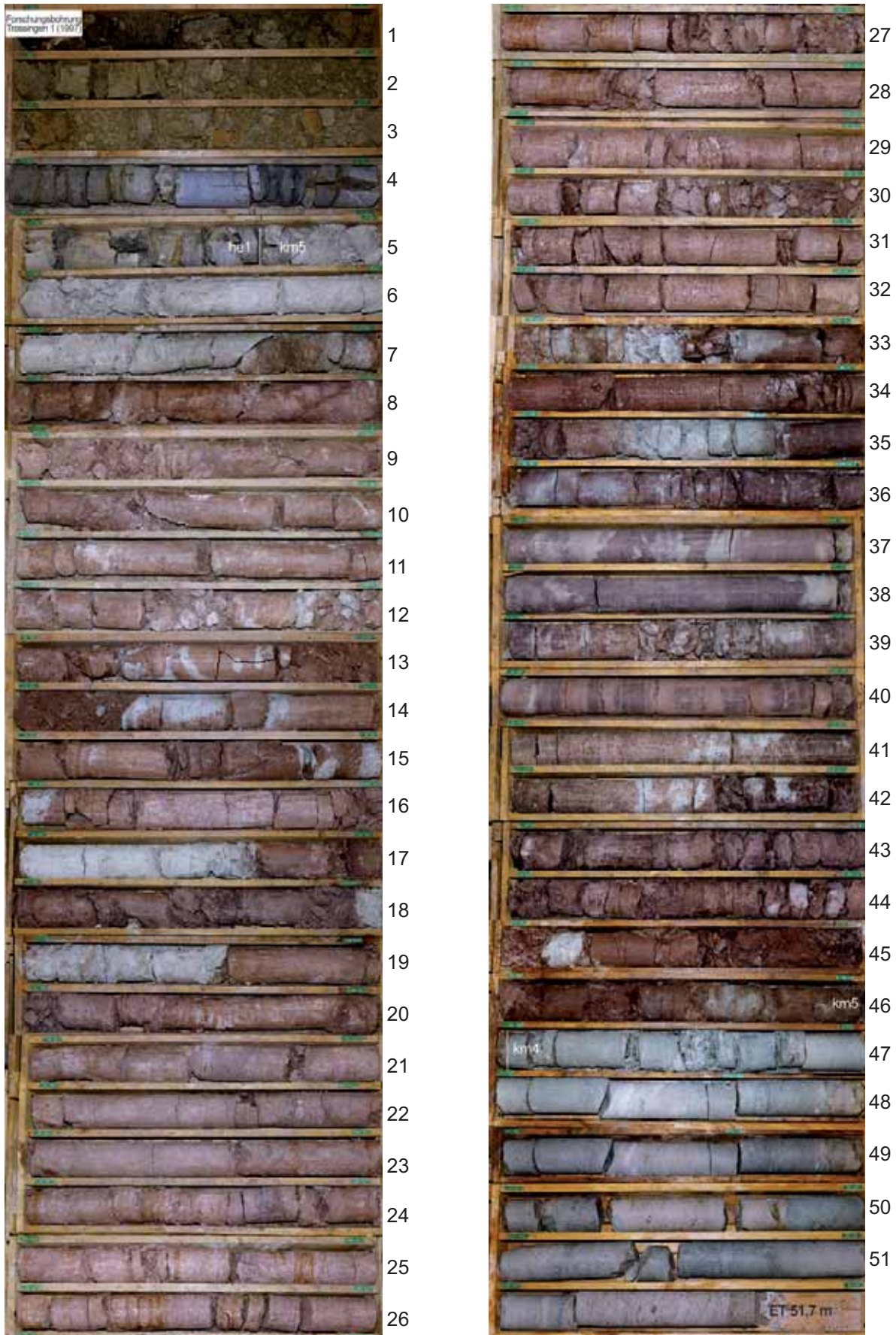


Abb. 7: Korrelation der Forschungsbohrung Trossingen 1 mit den Profilen und Logs der Meißelbohrungen in Spaichingen, Trossingen und Bad Dürreim.

Lagedaten und Kurzprofile der EWS-Bohrungen Spaichingen und Trossingen s. Anhang. Daten der Solebohrung XI Bad Dürreim s. FRANZ & MÜNZING (2004: 180), Legende s. Abb. 5





Taf. 1: Bohrkernfotos der Forschungsbohrung Trossingen 1. Ziffern = Teufe in Meter. „Fotos der Bohrkern (Taf. 1) und Textprofil s. Anhang“.



zahlreiche, in der Regel doppelklappige Ostrakodenschalen und -steinkerne (Abb. 8). Es handelt sich dabei um Vertreter der Gattung *Darwinula*, die stratigraphisch wenig aussagen, jedoch ein deutlicher Hinweis auf zeitweise aquatische Bedingungen sind.

Die Mächtigkeit des Knollenmergels (km5) beträgt in der EWS-Bohrung Spaichingen 28,5 m, wenn man den s4 als kartierbare Untergrenze betrachtet. Rechnet man den Abschnitt bis zum s2 hinzu, sind es 41,5 m, was mit der Mächtigkeit des Knollenmergels in der Forschungsbohrung Trossingen 1 übereinstimmt (s. Abb. 7). Eine deutlich größere Mächtigkeit von mindestens 52 m wurde in einer EWS-Bohrung in Frittlingen (Archiv-NR: 7818/290) festgestellt (pünktliche Probenahme vorausgesetzt). In der EWS-Bohrung Trossingen erreicht der Knollenmergel eine Mächtigkeit von 38,5 m und in der Solebohrung Bad Dür rheim nur noch 32,7 m. In allen genannten Bohrungen fehlte der Oberkeuper. Leider ist nicht bekannt, wie groß die km5-Mächtigkeit unter dem Oberkeuper-Vorkommen Frittlingen/Untere Mühle (Kap. 4) ist. Es wird

vermutet, dass die inselartigen Oberkeuper-Vorkommen ihre Erhaltung erosiven Vertiefungen in der Knollenmergel-Oberfläche verdanken (BLOOS 1999:49) und die km5-Mächtigkeiten darunter entsprechend verringert sind.

4 Der Oberkeuper-Aufschluss Frittlingen/Untere Mühle (Bl. 7818 Wehingen)

4.1 Vorbemerkung

Der Oberkeuper (Exter-Formation) setzt sich in Baden-Württemberg aus dem Tübingen-Sandstein bzw. dem Contortaton (Mittelrhät, *contorta*-Schichten) und dem Trileteston (Oberrhät, *triletes*-Schichten) zusammen. Die Bezeichnung „Rhätkeuper-Formation“ für die Mittel- und Oberrhät-Vorkommen



Abb. 8: Ostrakoden der Gattung *Darwinula* aus dem Knollenmergel der EWS-Bohrung Spaichingen (Foto: Geol. Inst. Univ. Freiburg). Die Größe (Länge) der Ostrakoden beträgt ca. 0,9–1,2 mm).

in Baden-Württemberg (LGRB 2005) wird hier vermieden, da der Begriff „Rhät“ der Biostratigraphie vorbehalten sein sollte. Das Unterrhät Norddeutschlands (*postera*-Schichten) ist nach bisheriger Kenntnis auf den Malschenberg-Sandstein im Kraichgau und Stromberg beschränkt. Dieser wurde von LUTZ (2005), ETZOLD & SCHWEIZER (2005) und ETZOLD & FRANZ (2005) mit dem 4. Stubensandstein parallelisiert, was inzwischen von H. W. KOZUR (E-Mail-Korrespondenz Nov. 2008 bis Febr. 2009) in Frage gestellt wird (s. Kap. 7). In den übrigen Landesteilen liegen die zeitlichen Äquivalente des Unterrhät in einer kontinentalen Fazies vor und werden zur Trossingen- und Löwenstein-Formation gerechnet (ETZOLD & SCHWEIZER 2005).

Die Verbreitung des Oberkeupers in den württembergischen Ausstrichgebieten ist lückenhaft und endet im S auf dem Kartenblatt 7818 Wehingen. In der Umrandung des S-Schwarzwalds fehlt er, ebenso wie im gegenüberliegenden Schweizer Jura (ERNI 1910). BÜCHI et al. (1965) haben daraus eine „Schwarzwald-Aarmassiv-Schwelle“ konstruiert, auf der Oberkeuper nicht abgelagert worden sein soll. Westlich dieser Schwelle erscheint Oberkeuper erst wieder ab einer Linie Adelshausen (Dinkelberg) – Liestal (westlicher Schweizer Jura), östlich davon in der NAGRA-Bohrung Benken (ALBERT et al. 2001) und weiteren Tiefbohrungen in der Ostschweiz sowie im Gebiet Oberschwaben–Schwäbische Alb (BÜCHI et al. 1965, BRENNER 1986, STOLL-STEFFAN 1987, WIRTH 1968). Die Annahme, die Verbreitung spiegle die primäre Sedimentablagerung wieder (z. B. EHRAT 1920, ALTMANN 1965: 70f., Abb. 11–12, CARLÉ 1974), ist der Überzeugung gewichen, dass ursprünglich eine geschlossene Oberkeuper-Überdeckung existierte und die Verbreitungslücken erst durch Erosion an der Jura-Basis (Diskordanz D8) verursacht wurden (vgl. BEUTLER & NITSCH 2005: Abb.3–11; ETZOLD & SCHWEIZER 2005: 244 ff.). Da der Oberkeuper seinerseits einem älteren Relief aufliegt (Diskordanz D6), spielt neben den epirogenen Bewegungen die Einschnitttiefe in das Unterlager, den

Knollenmergel, für das lokale Erhaltungspotential eine entscheidende Rolle. Auch dürften die meist verkieselten Sandsteinkörper des Tübingen-Sandsteins eher der Erosion widerstanden haben als der Rhätton (Contortaton und Trileteston).

Der bis 10 m mächtige Tübingen-Sandstein bildet in Württemberg die Hauptmasse der Vorkommen. Er stellt eine küstennahe Sandbarren-Fazies am Ausgang einer Flussmündung dar, die sich gegen W mit dem Contortaton (Beckenfazies) verzahnt. Der darüber folgende, limnisch geprägte Trileteston ist geringmächtig und seltener erhalten, z. B. auf dem Kleinen Heuberg bei Balingen in einer Mächtigkeit bis 1 m (s. ALTMANN 1965: Abb. 8–10). Etwa östlich einer Linie Esslingen – Rottweil fehlt er infolge Kappung an der Jura-Basis und tritt erst wieder in der oberschwäbischen „Oberkeuper-Senke“ in größerer Verbreitung auf (BRENNER 1986, STOLL-STEFFAN 1987).

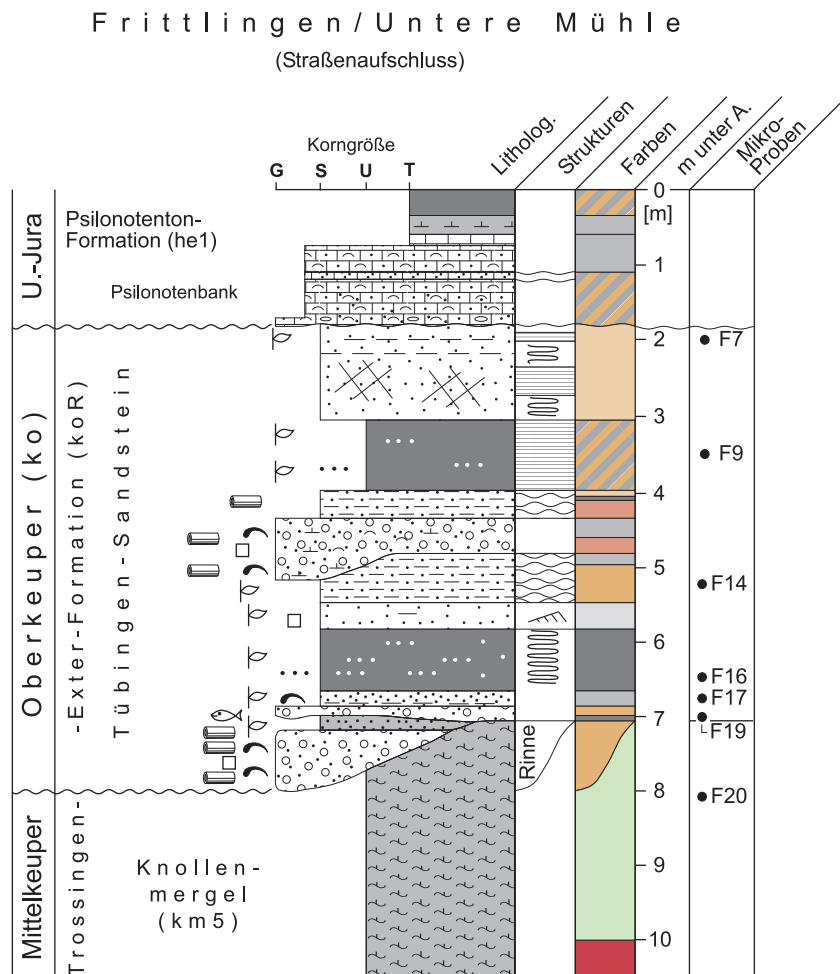


Abb. 9: Profil des Oberkeuperaufschlusses Frittlingen/Untere Mühle. F7–F20= Mikroproben (s. Kap.5.1). Legende s. Abb. 5. Textprofil s. Anhang.



Das Oberkeuper-Vorkommen auf Blatt 7818 Wehingen (BERZ 1987) zwischen den Ortschaften Wellendingen, Neufra und Frittlingen ist das südlichste im Ausstrichgebiet entlang der Schwäbischen Alb. ALTMANN (1965: 66) konstruierte dort aufgrund der Vorkommen einen ENE–WSW streichenden, weniger als 1 km breiten Sandstreifen. CARLÉ (1974: Abb. 9) hält dagegen eine Verbindung nach SE zu den Vorkommen in Oberschwaben für möglich.

QUENSTEDT (1877: 23) nennt einen anlässlich einer Straßenkorrektur in den 40er Jahren des 19. Jh. erschlossenen Oberkeuper-Aufschluss an der „Strasze nach Spaichingen“ den er bereits 1861 in den „Epochen der Natur“ kurz erwähnt. Er beschreibt von dieser Lokalität „gelbe Sandsteine“ mit „Gagatkohlen von Schwefelkies begleitet und mit Schwerspatblättchen durchzogen“, darunter eine „eigenthümliche schwarz und weisz gefleckte Kalkmergelbank, einer feinkörnigen Breccie gleichend“, mit Pyrit, Quarzkörnern und Vertebratenresten“. Nach BERZ (1987: 14f.) handelt es sich dabei um den Straßenaufschluss an der L434 zwischen Wellendingen und Frittlingen, etwa 0,4 km südlich der Unteren Mühle, von dem er folgendes Profil wiedergibt:

1,10 m	Psilonotenbank
0,80 m	feinkörniger, gelblichweißer Sandstein mit kieseligem Bindemittel [Oberkeuper]
2,00 m	gelbliche und grau gefärbte, sandige Mergel wechsellagernd mit 2–5 cm starken, schiefrigen Sandsteinbänken mit Tongallen und kohligen Einlagerungen [Oberkeuper]
0,25–0,30 m	blaugraue, an der Unterseite gelblich verfärbte konglomeratische Kalkmergelbank mit reichlich eingelagertem Gagat und vereinzelt Knochentrümmern [Oberkeuper]
2,50 m	gelbliche bis weißlich gefärbte Mergel; in den obersten Lagen gespickt mit kleinen septarienartigen Knollen von Mergelkalk [entfärbter Knollenmergel]
---	braunrote Knollenmergel

In der geologischen Literatur wird mehrfach auf diesen Aufschluss verwiesen, so bei LÖRCHER (1902: 158f.), ISSLER (1908), ENGEL (1908: 178), EHRAT (1920: 16), ALTMANN (1965: 52) und BÜCHNER (1966: 49). Von einem Fundpunkt bei Neufra, des-



Abb. 10: Straßenaufschluss Frittlingen/Untere Mühle (Foto K. HARENG) mit Pylonbank (oben) und dem helleren Rhät sandstein (unten).

sen Lage nicht näher bezeichnet wird, erwähnen EHRAT (1920: 17) „aus der Sammlung des Naturalienkabinetts in Stuttgart ein als Rhät bezeichnetes porphyrisch ausgebildetes Handstück mit einem Flossenstachel (*Hybodus* sp.)“ und RÜGER (1924: 109) „2,8 m Rhät sandstein, reich an Pflanzenresten, undeutlichen Bivalen und regellos verteilten Schuppen“. Möglicherweise ist mit der Lokalität Neufra derselbe Straßenaufschluss gemeint.

Im Jahre 1999 wurde dieses Profil an der Straße nach Frittlingen im Rahmen einer erneuten Korrektur wieder freigelegt. Die Bedeutung des Aufschlusses wurde zuerst von Herrn Bergingenieur K. HARENG (Landratsamt Rottweil) erkannt und dem Gebietsgeologen Dr. GRIMM (LGRB) mitgeteilt. Unsere Profilaufnahme erfolgte am 12.11.99 an der neu aufgeschlossenen Böschung zwischen Bau-km 0+560 im S und 0+680 im N. Die Lagedaten beziehen sich auf Bau-km 0+580, wo ein durchgehendes Profil aufgenommen werden konnte (Abb. 9, 10, Lagedaten und Textprofil s. Anhang).

4.2 Lithologie und Lithostratigraphie

Zur Zeit der Aufnahme war an der Basis des Aufschlusses bis zu 1 m entfärbter Knollenmergel aufgeschlossen. Nach einer Beobachtung von Herrn HARENG beträgt die Mächtigkeit dieser entfärbten Zone (über rotem Knollenmergel) 2,5 m, was sich mit der Angabe von BERZ (1987) deckt. Es handelt sich dabei um einen ungeschichteten, hellgrauen (leicht grün- bis blautichigen) Mergelstein, der stellenweise durchsetzt ist von winzigen, bis 0,5 mm großen Pyritkristallen und hellgelb verwittert. Nach oben nimmt der Kalkgehalt zu und die Färbung wird noch heller, fast weißlichgrau. Die obersten 10–35 cm bestehen aus einem leicht knolligen Kalkmergelstein, in dem sich eine pedogene Krustenbildung andeutet.

Darüber folgt der Oberkeuper, der mit 5,3–6,2 m deutlich mächtiger ist, als bei BERZ (1987) angegeben (s. oben). Er setzt sich überwiegend aus kalkfreien, feinsandigen Schlufftonsteinen und tonflaserigen Feinsandsteinen zusammen. Nur die obersten 1,25 m zeigen einen hellgelben, teils schwach tonigen, teils kieseligen Feinsandstein, wie man ihn aus den Steinbrüchen des Tübingen-Sandsteins kennt. Bemerkenswert an diesem Profil sind zwei karbonatische Konglomerathorizonte, von denen zumindest einer schon QUENSTEDT (1877) und BERZ (1987) aufgefallen war. Die untere 0,1–1,1 m mächtige Konglomeratbank ist durch einen schwarz- bis olivgrauen, feinsandigen Schlufftonstein (Nr. 19) zweigeteilt. Die Basislage (Nr. 20) ist bei km 0+580: 0,5 m mächtig und keilt nach N bei km 0+600 zusammen mit der Schicht Nr. 19 aus, um 80 m weiter bei km 0+680 wieder auf >0,7 m anzuschwellen. Die schlecht gerundeten, max. 3 cm großen Komponenten bestehen in beiden Teilbänken überwiegend aus mürben, gelblichbraunen Kalkstein-Klasten, die z. T. knollig strukturiert sind und eine dunkelbraune Rinde zeigen (Abb. 11). Sie werden als aufgearbeitete Karbonatknollen aus dem Knollenmergel angesehen. Seltener kommt auch ein hellbrauner Feinsandstein vor, der aus dem Oberkeuper selbst stammen dürfte. In den Zwickeln treten kleinere karbonatische Komponenten in Sandkorngröße sowie feinkörniger Quarzsand auf. Auffallend sind besonders in der unteren Bank schwarze, gattisierte Holzkohlereste bis 4 cm Dicke und >0,7 m Länge sowie Pyrit-Konkretionen bis 0,5 cm Größe. Zu erkennen sind außerdem Querschnitte von Muschelschalen und nicht selten dunkelgraue Vertebratenreste bis einige mm Größe, die sich jedoch nicht isolieren ließen. QUENSTEDT (1877), der von ei-

ner „feinkörnigen Breccie“ spricht, leitete aus dem Vorkommen der Zähnchen und Fischschuppen ein „tieferes [Rhät-] Bonebed“ ab. Innerhalb des Aufschlusses zeigt die Basis ein Relief bis zu 0,8 m. Etwa 2 m über den basalen Konglomeratlagen folgt eine zweite, etwas feinkörnigere Konglomeratbank mit einer Mächtigkeit von 0,45–0,8 m, die ganz ähnlich aufgebaut ist. Die Konglomeratbänke mit ihren zahlreichen Holzkohleresten zeugen von starker Erosion und Landnähe zumindest zu Beginn der Mittelrhät-Transgression.

Zwischen und über den Konglomeratbänken kommen tonflaserige Feinsandsteine und Schlufftonsteine vor. Sie sind z. T. bioturbat entschichtet und führen sehr feines (meist <1 mm), kohliges Pflanzenhäcksel. Wenig über den basalen Konglomeratlagen fanden sich auf der Sohlfläche eines Sandsteinbänkchens eingekippte Muschelabdrücke (vermutlich *Gervilleia praecursor* Qu.) sowie eine kleine Schnecke. Ob die sandigen Tonsteine lediglich eine tonige Einschaltung innerhalb des Tübingen-Sandsteins darstellen oder bereits den Übergang der sandigen Randfazies (Tübingen-Sandstein) zur tonigen Beckenfazies (Contortaton) anzeigen, ist bisher nicht bekannt. Etwa 2 km NW (0,2 km S Ziegelhütte bei Wellendingen) gibt ALTMANN (1965: 50) 2 m Rhätton an, ohne „feste Einschaltungen, etwa von Sandstein“.

Abgeschlossen wird der Oberkeuper durch die bereits erwähnten 1,25 m mächtigen, hellgelben Feinsandsteine, die unten teilweise kieselig gebunden sind und nach oben in einen schwach tonigen, eben laminierten bis flaserigen Feinsandstein übergehen.

Unter Ausfall des Triletestons lagert unmittelbar darüber die Pylonotenbank, die die Basis der Pylonotenton-Formation (he1) bildet. Diese biodetritische Kalksteinbank, die in der Umgebung nach ALTMANN (1965) *Psiloceras planorbis* führt, setzt sich aus mehreren Einzelbänken zusammen und ist hier 1,2 m mächtig. Charakteristisch für diesen Leithorizont ist neben der Schillführung der Gehalt an Fein- bis Mittelsand. Eingeleitet wird die Bank durch eine 4–8 cm starke, kalkige mittel- bis grobsandige Aufarbeitungslage, die neben gelben karbonatischen Intraklasten aus dem Knollenmergel Vertebratenreste (Zähnchen, Fischschuppen, Koprolithen) führt („Lias-Bonebed“) und infolge des starken Pyritgehalts stellenweise zu einem dunkelrostbraunen Mulm verwittert ist. Die Pylonotenbank geht nach oben in einen verwitterten Tonmergelstein über, der nach BERZ (1987) eine Mächtigkeit von etwas über 3 m hat. Die gesamte Pylonotenton-Formation dürfte hier somit eine Mächtigkeit von annähernd 4,5 m haben.



Abb. 11: Konglomeratische Basisbank des Oberkeupers von Frittlingen/Untere Mühle (Foto A. ETZOLD)

5 Palynologische Untersuchungen

5.1 Biostratigraphische Einstufung des Profils Frittlingen/Untere Mühle

Sieben Proben des Aufschlussprofils Frittlingen, „Untere Mühle“ wurden palynostratigraphisch untersucht und quantitativ ausgewertet (Abb. 9, Tab. 1). Pro Festpräparat/Probe wurden 200 Exemplare gezählt und das gesamte Präparat durchgemustert. Alle Proben enthielten eine große Anzahl an Palynomorphen. Lediglich die tiefste Probe (F 21) erwies sich als fossilarm; insgesamt konnten daraus nur 195 Palynomorphe erfasst werden (Tab. 1).

Nach lithostratigraphischer Ansprache handelt es sich bei den Proben F 7 – F 19 um Contortasandstein (kosC) bzw. Tübingen-Sandstein (kosT), also Mittelrhät, bei der Probe F 21 um Knollenmergel (km5).

Für die Probe F 7 konnte lediglich eine Einstufung in

das Rhät vorgenommen werden, da die das Mittelrhät kennzeichnenden Schlüsseltaxa (*Limbosporites lundbladii*, *Semiretisporis gothae*, *Cingulizonates rhaeticus*), aber auch typische Oberrhät-Vertreter (z.B. *Polypodiisporites polymicroforatus*, *Densosporites* spp.) fehlen. Die Probe ist ausgesprochen artenarm; auffällig sind die hohen Anteile der Sporen *Trachysporites* und *Deltoidospora*. Die Dominanz der beiden Sporengattungen macht aufgrund der Fazies eine Einstufung in das Oberrhät nicht unwahrscheinlich. Das Spektrum spiegelt vermutlich eine rein lokale Palynoflora wider.

Für die Proben F 9 – F 19 ergab die palynologische Auswertung eine biostratigraphische Einstufung in das Mittelrhät (*Rhaetipollis-Limbosporites*-Zone nach LUND 1977). Auffällig ist die Dominanz von *Collina* spp. in allen Proben sowie die im Vergleich mit anderen untersuchten Rhätprofilen grundsätzlich überdurchschnittlich hohen Anteile an *Rhaetipollis germanicus* (35 % in F 19). Akzessorisch sind Dinoflagellaten-Zysten vorhanden. Dabei handelt es sich vorwiegend um *Suessia swabiana* und eine dünnwandige laevigate Dinozyste (?Dinozyste gen. et sp. indet.); *Dapcodinium priscum* ist in Einzelexemplaren in zwei Proben vorhanden, *Rhaetogonyaulax rhaetica* fehlt vollständig.

Die dem Knollenmergel zugeordnete Probe F 21 wurde aufgrund des Palynospektrums ohne weitere Differenzierung in das Rhät gestellt. Das sehr artenarme Spektrum enthält sehr viele *Rhaetipollis*- und *Corollina*-Pollen und unterscheidet sich damit nicht wesentlich von der Probe F 19.

Mittlerweile liegen zahlreiche palynologische Untersuchungen aus dem höheren Teil des Keupers und des Rhäts im eigentlichen Sinn aus Deutschland und den angrenzenden Gebieten vor (ACHILLES 1981, ACHILLES & SCHLATTER 1986, BRENNER 1986, HERNGREEN & DE BOER 1974, HEUNISCH 1996a, b, LUND 1977, MORBEY 1975, ORLOWSKA-ZWOLINSKA 1983, SCHULZ 1967, SCHULZ & HEUNISCH 2005, SCHURMAN 1977, 1979, VAN OOSTERHOUT 1991, WEISS 1989). Im Vergleich mit diesen bereitet die palynostratigraphische Einstufung des untersuchten Profils trotz des verarmten Spektrums keine Probleme: Hinsichtlich der angegebenen quantitativen Verhältnisse gibt es jedoch nur in einem Fall eine Übereinstimmung. BRENNER (1986: 137) beobachtete in seinen palynologischen Untersuchungen der Rhät-Lias-Grenze in Oberschwaben an der Basis des Mittelrhäts „fast ausschließlich Pollen, von denen *Classopollis* (*Corollina*), *Ricciisporites*, *Rhaetipollis* und *Geopollis* über 90 % der Individuen stellen“. Dies stimmt mit den Ergebnissen des Profils Frittlingen überein. Abweichend davon ist jedoch das nur akzessorische Auftreten von marinen Faziesanzeigern im Mittelrhät, die bei BRENNER (1986) einen wesentlich größeren Anteil ausmachen. Demzufolge könnte auch die Probe F 21 an die Basis des Mittelrhäts, bzw. in die Übergangsschichten Unter-/Mittelrhät gestellt werden.

5.2 Überlegungen zur Fazies des Oberkeupers im Profil Frittlingen

Die Proben F 7 – F 19 (s. Tab. 1) zeichnen sich durch eine ausgesprochen lignitische Palynofazies aus. Sie enthalten sehr viele opake lignitische Elemente, die häufig langstengelig oder sehr großflächig sind. Auch braune, strukturierte holzige Gewebe und großflächige Kutikulen sind zahlreich vorhanden. Die Erhaltungszustände der Palynomorphen variieren von gut bis mäßig. Die Palynospektren und die klastischen Komponenten weisen für diese Proben auf einen kontinentalen bis randlich marinen Ablagerungsraum mit semiaridem Klima (hohe *Corollina*-Anteile) hin. Die sehr eingeschränkten Spektren der Probe F 7 und F 21 repräsentieren lokale Mikroflora aus einem kontinental geprägten Ablagerungsbereich.

F 19	F 17	F 16	F 14	F 9	F 7	Probenbezeichnung
kosC	kosC	kosC	kosC	kosC	kosC	Lithostratigraphische Einstufung
Mittelrhät Rhaetipollis-Limbosporites-Zone					Rhät	Biostratigraphische Einstufung (LUND 1977)
1	2	2	4	1	49	<i>Trachysporites fuscus</i>
4	2	x	5	5	139	<i>Deltoidospora</i> spp.
70	23	7	14	16	2	<i>Rhaetipollis germanicus</i>
9	4	14	6	11	1	<i>Ovalipollis</i> spp.
82	148	147	145	121	1	<i>Corollina</i> spp.
9	1	1	1	9	1	<i>Botryococcus</i> sp.
1	x	x	2	2	x	<i>bisaccat</i> div.
1			x		x	<i>Conbaculatisporites</i> spp.
					x	<i>Tasmanites</i> spp.
x				1		<i>Calamospora</i> sp.
12	7	14	10	15		<i>Ricciisporites tuberculatus</i>
1	3		x	3		<i>Suessia swabiana</i>
2	1	1	7	7		<i>Geopollis zwolinskae</i>
4	1	2	1	1		<i>Perinopollenites elatoides</i>
x	3			1		<i>Araucariacites</i> sp.
		x		1		<i>Dapcodinium priscum</i>
				x		? <i>Valvaedinium</i> sp.
	x	x	1	x		? <i>Dinozyste</i> gen. et sp. indet
				x		<i>Granuloperculatipollis rudis</i>
x	1	x		x		<i>Densosporites irregularis</i>
x			1			<i>Eucommidites</i> sp.
	x	x	x			<i>Densosporites</i> sp.
		x	x			<i>Anapiculatisporites</i> spp.
			x			<i>Pinuspollenites minimus</i>
x		x	x			<i>Limbosporites lundbladii</i>
	x	x	x			<i>Punctatisporites</i> spp.
x	x	x	x			<i>Schizosporis</i> sp.
			x			<i>Chasmatosporites</i> spp.
x	x	x	x			<i>Vesicaspora fuscus</i>
		x				<i>Quadraeculina anellaeformis</i>
		x				cf. <i>Semiretisporis gothae</i>
x	x	x				<i>Cingulizonates rhaeticus</i>
	x					<i>Kraeuselisporites</i> sp.
	1					<i>Granuloperculatipollis rudis</i>
	x					<i>Cycadopites</i> sp.
	x					<i>Densosporites fissus</i>
	x					? <i>Beaumontella caminuspina</i>
x						<i>Uvaesporites sanguinolentiformis</i>
x						<i>Laevigatosporites</i> sp.
x						<i>Lycospora</i> sp.
						<i>Kraeuselisporites reissingeri</i>
4	3	12	3	6	7	indet
200	200	200	200	200	200	Summe

Tab. 1: Palynostratigraphische Einstufung und quantitative Auswertung des Profils Frittlingen/Untere Mühle



Demgegenüber enthält die Probe F 21 aus dem entfärbten Knollenmergel sehr viel kleinstückiges graues, amorphes Material; bei den kleinen, opaken Klasten handelt es sich vermutlich um Pyrit. Eine solche „Grundmasse“ ist in Proben aus dolomitischen oder sulfatischen Gesteinen häufig zu beobachten.

5.3 Ein bemerkenswerter biostratigraphischer Befund von der Basis des Tübinger Rhätsandsteins

Erwähnt seien in diesem Zusammenhang die palynologischen Untersuchungsergebnisse von zwei Proben, die anlässlich des Jahrestreffens der Keuper-AG der SKPT im Mai 2003 von der Basis des Rhätsandsteins bei Tübingen-Pfrondorf (TK25 Blatt 7420 Tübingen, R: 35 06 075, H: 53 79 100) genommen wurden (HEUNISCH 2003). Dort war, an der Basis des Tübingen-Sandsteins (unmittelbar über dem Knollenmergel) ein 0,65 m mächtiger dunkelgrauer Schlufftonstein mit Feinsandsteinlagen aufgeschlossen (Profil s. AIGNER & ETZOLD 1999: Abb. 11). Die Proben P 73208 und P 73209 wurden 0–20 cm und 50–65 cm unter dem Sandstein genommen. Eine mikropaläontologische Untersuchung durch Frau Dr. WIELANDT-SCHUSTER (LGRB, Freiburg) ergab keine Hinweise auf eine Mikrofauna, was auf Sauerstoffarmut schließen lässt. Es wurden lediglich kohlige Holzreste, fein verteilter Pyrit, akzessorisch Glaukonit (Fraktion 63–125 µm) und helle Karbonatkörner (vor allem in der Fraktion 125–250 µm) festgestellt. Letztere stammen aus dem entfärbten Knollenmergel im Liegenden.

Die palynologische Untersuchung ergab auswertbare Palynomorphe in mäßiger bis schlechter Erhaltung. Die Proben P 73208 und P 73209 ließen sich palynostratigraphisch aufgrund des Spektrums (im Vergleich mit NW-Deutschland) dem Unterrhät zuordnen. Anzeiger für Mittelrhät (z.B. *Limbosporites lundbladii*, *Semiretisporis* etc.) fehlten. Das Auftreten der Dinoflagellaten-Zysten *Suessia* cf. *swabiana*, *Dapcodinium* sp., *?Beaumontella caminuspina* und Dinozyste indet. sowie vereinzelte Acritarchen und Prasinophyceen belegen eine marine Beeinflussung des Ablagerungsraums der untersuchten Proben.

Der Tübingen-Sandstein wird aufgrund seiner Fauna (u. a. *Rhaetavicula contorta*) als marin angesehen und in das Mittelrhät gestellt (AEPLER 1974). Auch die tonigen Basisschichten haben nach dem palynologischen Befund marinen Charakter. Die

Abwesenheit der typischen Mittelrhätflora deutet auf den Übergangscharakter dieser Schichten vom Unter- zum Mittelrhät hin, wobei Umlagerungen aus dem Knollenmergel nicht auszuschließen sind. Unabhängig davon, wie man diese Tone an der Basis des Tübingen-Sandsteins einstuft, hat der Befund eine Bedeutung für die biostratigraphische Zuordnung des Knollenmergels in das Unterrhät.

6 Zur Fazies, Abgrenzung und Typlokalität der Trossingen-Formation

Der Knollenmergel besteht überwiegend aus ungeschichteten, dunkel-rotbraunen bis rötlich-violetten, seltener hellgraugrünen, siltigen Mergelsteinen. Charakteristisch ist eine richtungslose Feintextur und ein Wechsellagerungsmineral mit Montmorillonit-ähnlichen Schichten, das für die starke Quell- und Schrumpffähigkeit des Knollenmergels verantwortlich ist (LIPPMANN & ZIMMERMANN 1983). Gelegentlich (vor allem in den unteren Abschnitten) treten auch sandige Beimengungen auf. Häufig sind Karbonatknollen von mm- bis mehreren dm-Durchmesser, die bis zu mehrere Meter mächtigen Krustenkarbonaten anschwellen können. Nur gelegentlich gibt es Hinweise auf lakustrine Bedingungen, wie entsprechende Sedimente und Fossilien (besonders in Ostwürttemberg und Franken) beweisen (SEEGIS 1993, SEEGIS & GÖRIGK 1992, URLICHS 1966, VIOHL 1969). Sogenannte *Platosaurs*-Konglomerate, die vor allem in Franken verbreitet sind, weisen auf Aufarbeitung und Zusammenschwemmung von Knollenmergelmaterial durch strömendes Wasser hin. In Trossingen und Umgebung wurden mit Ausnahme eines Ausläufers des 4. Stubensandsteins und den Ostrakodenfunden in der EWS-Bohrung Spaichingen bisher keine Anzeichen auf fluviatile oder lakustrine Bedingungen beobachtet. Der Grund dafür dürfte in der starken pedogenen Überprägung liegen, die vorhandene Sedimentstrukturen wie Feinschichtung und Fossilreste möglicherweise ausgelöscht hat.

Genetisch wird der Knollenmergel als Ablagerung episodischer Schichtfluten im Randbereich eines ausgedehnten Playabeckens angesehen, das die meiste Zeit trocken lag und der Pedogenese ausgesetzt war, wofür insbesondere die Caliche-Knollen und die Entschichtung des Sediments wichtige Indizien darstellen. Als zusätzlicher Mechanismus für Umlagerungs- und Denudationsprozesse ist ein äolischer Transport von Schluff und Tonaggregaten nicht auszuschließen (NITSCH et al. 2005). Die allu-

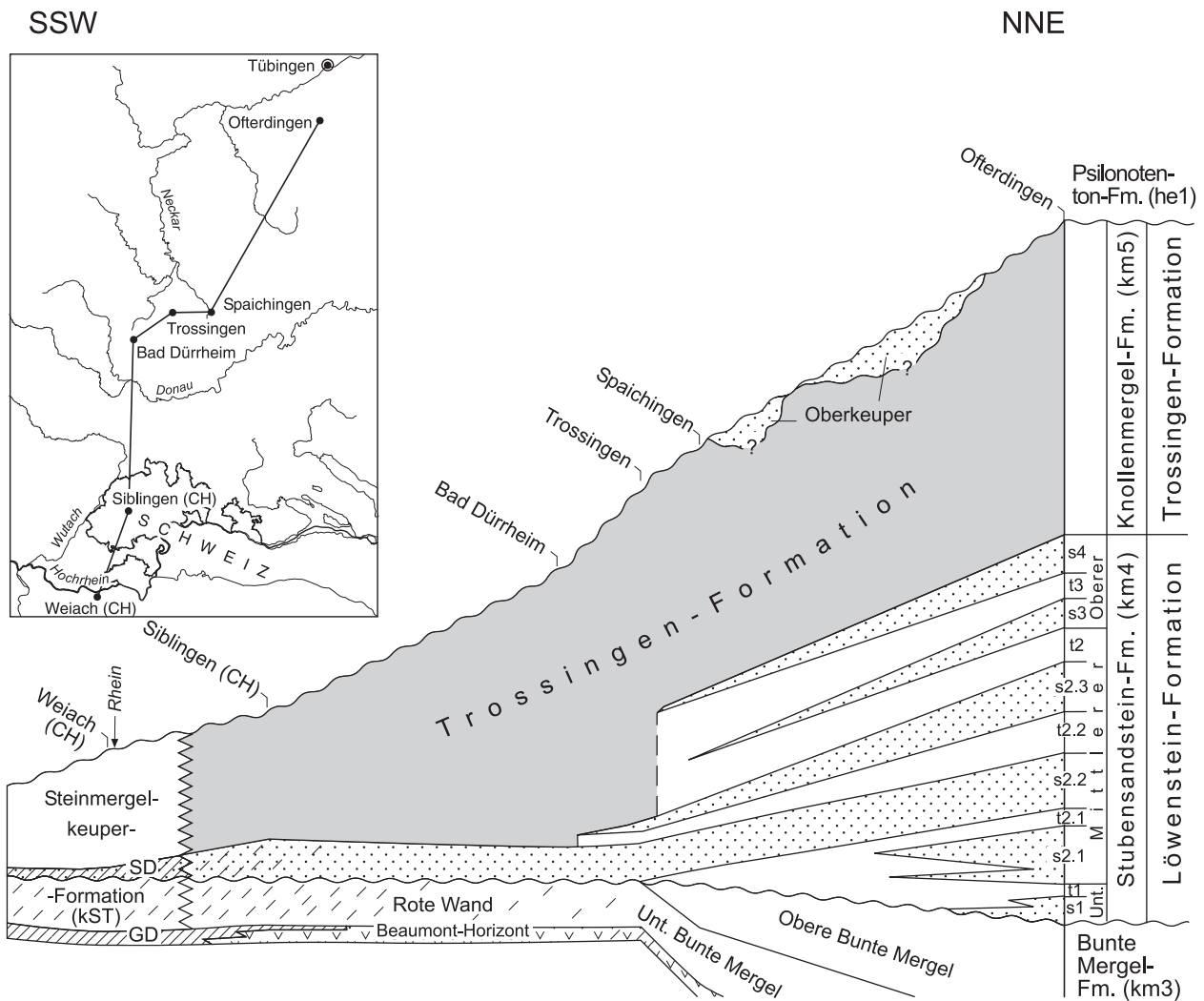


Abb. 12: Abgrenzungen der Trossingen-Formation. Schematischer Schnitt durch den höheren Mittelkeuper vom Hochrhein bis Tübingen. Profilpunkte Offerdingen: s. ETZOLD et al. (1975), Siblingen: s. BLÄSI & GATTO (1992), Weiach: s. BLÄSI et al. (1989).

SD = „Stubensandsteindolomit“ oder Oberer Steinmergel. GD = Gansinger Dolomit.

s1 bis s4 = Sandsteine, t1 bis t3 = „Hangendletten“ der Löwenstein-Formation.

viale Sandsteinfazies, die zur Zeit der Löwenstein-Formation noch weit bis ins Germanische Becken hineinreichte, war zur Zeit der Trossingen-Formation auf einen schmalen Randbereich beschränkt (FREUDENBERGER 2005).

Das Klima zeigte im höheren Stubensandstein Ausschläge bis in den subhumiden Bereich. Die Playa-Fazies des Knollenmergels wird dagegen als semiarid eingeschätzt (BRENNER 1973, HORNUNG & AIGNER 2002). Neben gelegentlichen Zeugnissen für lakustrine Milieus (s. oben) sind die großen Plateosaurier, die auf pflanzliche Nahrung angewiesen waren und nicht zuletzt die ebenfalls in Trossingen gefundenen Schildkröten ein Hinweis darauf, dass das Klima nicht dauerhaft trocken war. Vermutlich haben sich in Regenzeiten am Rande der Alluvialebene – insbesondere im Niveau der distalen Aus-

läufer des 3. und 4. Stubensandsteins – zeitweise Endseen gebildet, die den notwendigen Lebensraum boten.

Die überwiegend rotvioletten, ungeschichteten Mergelsteine zwischen dem letzten (obersten), kartierbaren vindelizischen Sandstein der Löwenstein-Formation und der Basis des Oberkeupers bzw. des Juras werden als Trossingen-Formation bezeichnet. Da die einzelnen Sandschüttungen im Stubensandstein unterschiedliche Richtungen und Reichweiten aufweisen (BRENNER 1973, 1978), ist die Untergrenze diachron. Die Obergrenze ist dagegen durch die Diskordanz an der Oberkeuper-(D6) bzw. Jura-Basis (D8) definiert.

In Mittel- und Nordwürttemberg, ebenso wie in Franken bildet der 4. Stubensandstein in der Regel



die Untergrenze der Trossingen-Formation. Nach S keilen etwa ab den TK25-Blättern 7817 Rottweil und 7818 Wehingen der 3. und 4. Stubensandstein und schließlich der s2.3-Sandstein sukzessive aus (Abb. 12). Die Untergrenze der Trossingen-Formation springt entsprechend vom s4- auf den s2.3- und den s2.2-Sandstein. Die Mächtigkeit nimmt dadurch entgegen dem allgemeinen Trend zunächst nach S zu, was schon STOLL (1929) aufgefallen war. In Ostwürttemberg und Franken, wo gelegentlich ein 5. vindelizischer Sandstein etwa in der Mitte des Knollenmergels bzw. Feuerlettings vorkommt (LAEMMLEN 1954: 186, URLICHS 1966, VIOHL 1969) sollte, entsprechend der Definition, im Gegensatz zur bisherigen Praxis, die Grenze über diesem Sandstein gezogen werden. Gegen den Beckenrand, wo weitere Sandschüttungen hinzukommen (VIOHL 1969: Abb. 6), geht die Trossingen-Formation ganz in die Löwenstein-Formation über.

Zum Hochrhein hin (ab Bl. 8316 Klettgau) und im südlichen Oberrheingraben wird die Trossingen-Formation durch die Steinmergelkeuper-Formation (LGRB 2005) abgelöst. Diese fasst außerhalb der vindelizischen Sandschüttungen eine nur noch 20–30 m mächtige Folge bunter Mergelsteine (mit Steinmergeln) zwischen der Schilfsandstein-(Stuttgart-) Formation und der Oberkeuper- bzw. Jura-Basis zusammen. (vgl. Abb. 12; ETZOLD & SCHWEIZER 2005).

Als Typusprofil für die Trossingen-Formation gibt BEUTLER (2005a) den von v. HUENE (1923) und SEEMANN (1933) genannten Prallhang des Trosselbachs NE Trossingen an (vgl. auch BRENNER & VILLINGER 1981, Tab 1). Dieser Aufschluss (die Koordinaten in BEUTLER 2005a sind nicht zutreffend) existiert aber schon lange nicht mehr, da bei der Grabung im Jahre 1932 der Trosselbach umgeleitet, und der Prallhang durch den Aushub zugeschüttet wurde. Es wird deshalb vorgeschlagen, die Typlokalität in „ehem. Prallhang des Trosselbaches und dessen unmittelbare Umgebung“ umzubenennen (TK 25, 7917 Villingen-Schwenningen Ost; R ~ 34 74 250–500, H ~ 53 27 300–450). Diese Definition schließt sowohl den ehem. Prallhang, die Saurier-Grabungsstellen und die Steilböschung am Trosselbach mit ein, an der die Liegendgrenze zur Löwenstein-Formation aufgeschlossen ist. Außerdem ist darin ein Streifen des Knollenmergel-Ausstrichs bis zur Pylonotenbank enthalten, so dass zukünftig die Möglichkeit besteht, innerhalb der Typlokalität auch den höheren Teil der Trossingen-Formation zu erschließen. Die Kernbohrung Trossingen 1 mag vorläufig als durchgehendes Referenzprofil für die gesamte Formation und als Grenzstratotypus für die Obergrenze dienen (vgl. STEININGER & PILLER 1999: 8).

7 Zur chronostratigraphischen Einstufung der Trossingen-Formation und der Trossinger *Plateosaurus*-Bonebeds

Eine chronostratigraphische Einstufung der Trossingen-Formation ist nur auf indirektem Wege möglich, da Fossilien mit Leitwert oder andere Altersmarken bisher nicht bekannt sind. Bei BACHMANN et al. (1999), in der STD (2002) und bei MENNING et al. (2005) wird der Knollenmergel noch zum Norium gerechnet. BACHMANN & KOZUR (2004) und KOZUR & WEEMS (2007) ziehen dagegen die Grenze Norium/Rhaetium tiefer, nämlich zwischen dem 3. und 4. Stubensandstein (Tab. 2). Letzterer wird mit dem Malschenberg-Sandstein im Kraichgau korreliert (LUTZ 2005, ETZOLD & SCHWEIZER 2005, ETZOLD & FRANZ 2005), der nach Ostrakodenfunden dem höheren Unterrhät angehört. Auch aufgrund von palynologischen Untersuchungen muss der Malschenberg-Sandstein ins Unterrhät eingestuft werden (HEUNISCH 1996b). Ob und in wie weit der Hangendletten 3 mit dem Krustenkalk 3 (zwischen dem 3. und 4. Stubensandstein) zum Norium oder Rhaetium gehört, ist mangels Fossilführung bisher offen. BACHMANN & KOZUR (2004) vermuten die Grenze in einer Schichtlücke unter dem 4. Stubensandstein.

Die Befunde im Malschenberg-Sandstein und am Übergang vom Knollenmergel zum Tübingen-Sandstein (Kap. 5.3) bedeuten, dass zumindest der obere Abschnitt der Trossingen-Formation einschließlich der Äquivalente des 4. Stubensandsteins und damit auch das obere *Plateosaurus*-Bonebed zum Unterrhät (sensu SCHOTT 1942) zu rechnen ist. Die Knollenmergel-Äquivalente darunter („s2.3“ bis „s3“) und damit das untere *Plateosaurus*-Bonebed dürften dagegen noch dem Norium angehören. Doch ist hier das letzte Wort noch nicht gesprochen, da die bisher bekannt gewordenen paläontologischen Daten noch zu dürftig sind und nach KOZUR (E-Mail-Korrespondenz Nov. 2008 bis Febr. 2009) die Parallelisierung des Malschenberg-Sandsteins mit dem 4. Stubensandstein noch nicht sicher belegt ist.

Schichtlücken nehmen im Keuper beträchtliche Zeiträume in Anspruch (STD 2002, MENNING et al. 2005, NITSCH et al. 2005); sie betreffen auch die Trossingen-Formation. Die z. T. gestapelten Paläoböden sprechen zumindest für längere Sedimen-

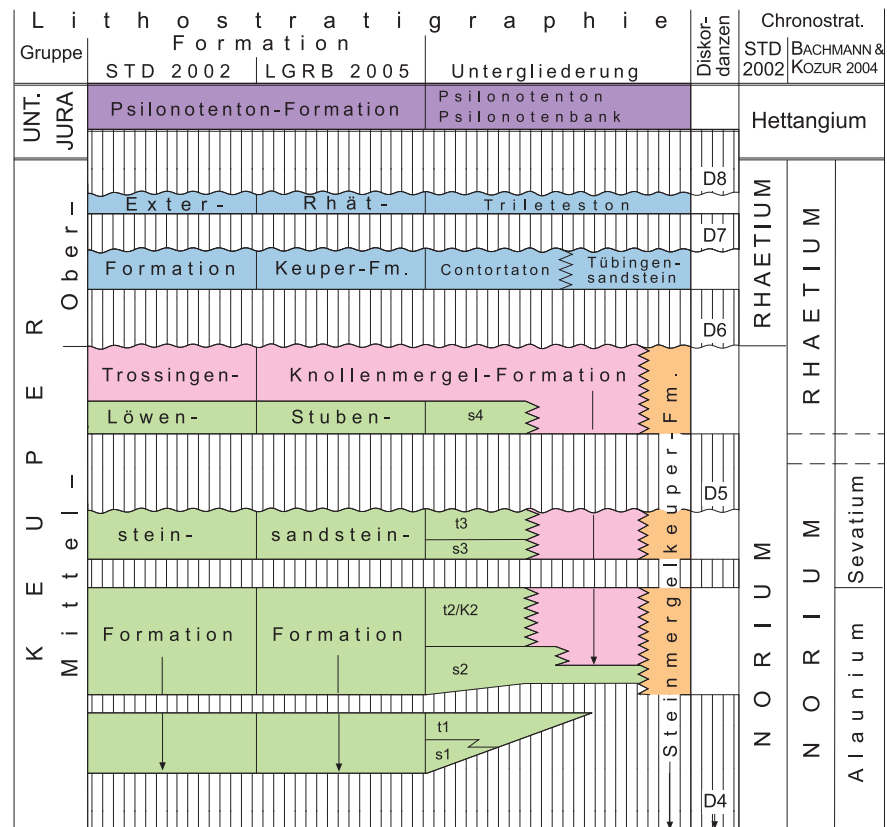
tationsstillstände. Neben den in der STD (2002) erwähnten Diskordanzen und ihren Schichtlücken werden unter dem 4. Stubensandstein (im Dach des Krustenkarbonats „K3“) und unter dem 3. Stubensandstein (im Dach des Krustenkarbonats „K2“) weitere Schichtlücken vermutet (Tab. 2) (NITSCH et al. 2005). Für die beiden *Plateosaurus*-Bonebeds, die durch die „Dunklen Mergel“ (= t3 mit K3?) getrennt sind, bedeutet dies, dass zwischen beiden - unabhängig von ihrer stratigraphischen Einstufung – eine lange Zeit liegen dürfte.

8 Ausblick

Die Kernbohrung Trossingen 1 steht zur weiteren Bearbeitung zur Verfügung. Für notwendig halten wir insbesondere mineralogische und chemische Untersuchungen der Karbonate und Tonmineralien sowie der Schlämnrückstände. Wie eine Probe im Profil Frittlingen/Untere Mühle (s. Kap.5) gezeigt hat, sind auch palynologische Untersuchungen im Knollenmergel nicht ganz aussichtslos. Um das „Rätsel von Trossingen“ (SCHOCH 2007) zu lösen und damit nähere Einblicke in die Fazies der Trossingen-Formation zu erhalten, sind weitere sedimentologische Untersuchungen am Grabungsaufschluss notwendig.

Für die Trossingen-Formation sollten insbesondere im nördlichen Baden-Württemberg und Bayern Referenzprofile aufgestellt und die Abgrenzung sowohl gegen die Löwenstein-Formation im Liegenden als auch die Exter- (Rhätkeuper-)Formation im Hangenden genauer untersucht werden. Ebenso wichtig wäre es, die laterale Abgrenzung gegen die obere Arnstadt-Formation im nördlich anschließenden Becken zu definieren.

Wie üblich (STEININGER & PILLER 1999: 9) sollte der als Typlokalität vorgeschlagene Bereich einschließlich der Grabungsstelle (s. Kap. 6) und der Steilböschung am Trosselbach, an der die Liegendgrenze zur Löwenstein-Formation aufgeschlossen ist, unter Geotopschutz gestellt werden.



Tab. 2: Stratigraphische Übersichtstabelle. Nummerierung der Diskordanzen nach BEUTLER (2005b).

9 Dank

Die Ausführung der Forschungsbohrung Trossingen 1 verdanken wir dem Entgegenkommen des RP Freiburg, dessen Bodenprüfstelle unter dem Bohrmeister R. Hartmann trotz des schwierigen Untergrunds Bohrkerne von sehr guter Qualität geliefert hat. Die Abbildungen wurden von Herrn J. Crocoll in bewährter Qualität angefertigt. Um die Bildbearbeitung der Fotos hat sich Frau Fischer und um die Lagepläne Frau Schmücking gekümmert; Frau Paulus hat den Text gesetzt. Herr K. Hareng (Landratsamt Rottweil) setzte uns über den Strassenaufschluss Frittlingen/Untere Mühle in Kenntnis und steuerte ein Foto des Aufschlusses bei. Frau U. Wielandt-Schuster (LGRB) untersuchte zwei Mikroproben von der Basis des Rhätsandsteins bei Tübingen und Frau U. Leppig ermöglichte uns eine Makro-Aufnahme am Geologischen Institut der Univ. Freiburg. Allen Beteiligten danken wir für ihre Mithilfe. Für fruchtbare Diskussionen und diverse Hinweise danken wir den Kollegen R. Schoch und M. Urlichs (SMNS), H. W. Kozur (Dresden) und B. Grimm (LGRB). E. Nitsch und T. Simon (ebenfalls LGRB) danken wir für die kritische Durchsicht des Manuskripts und Verbesserungsvorschläge.



Literatur

- ACHILLES, H. (1981): Die rätische und liassische Mikroflora Fran-
kens. – *Palaeontographica*, **B 179** (1–4): 1–86; Stuttgart.
- ACHILLES, H. & SCHLATTER, R. (1986): Palynostratigraphische
Untersuchungen im „Rhät-Bonebed“ von Hallau (Kt. Schaff-
hausen) mit einem Beitrag zur Ammonitenfauna im basalen
Lias. – *Eclogae Geol. Helvet.*, **79** (1): 149–179; Basel.
- AEPLER, R. (1974): Der Rhätsandstein von Tübingen – ein kon-
densiertes Delta. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **147**: 113–
162; Stuttgart.
- AIGNER T. & ETZOLD, A. (1999): Stratigraphie und Fazies der Trias
in der Umgebung von Tübingen anhand von Tagessauf-
schlüssen und Bohrungen (Exkursion D am 8. April 1999).
– *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F.*, **81**: 47–67; Stuttgart.
- ALBERT, W., BLÄSI, H.-R., BLÜMLING, P., LANGER, V., MAZUREK, M.,
WABER, H. N. & WEBER, H. P. (2001): Geologie und Petrogra-
phie. – In: NAGRA (2001): Sondierbohrung Benken Unter-
suchungsbericht. – *Nagra Technischer Bericht (NTB)*,
90-34, Text-Band: 19–142, + Beilagen-Band; Wettingen
(Schweiz).
- ALTMANN, H. J. (1965): Beiträge zur Kenntnis des Rhät-Lias-
Grenzbereichs in Südwest-Deutschland. – *Diss. Univ.*
Tübingen: 117 S.; Tübingen.
- 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. – S. 81–104; München (Pfeil).
- BACHMANN, G. H. & KOZUR, H. W. (2004): The Germanic Tri-
assic: correlations with the international chronostratigra-
phic scale, numerical ages and Milankovitch cyclicity. –
Hallesches Jahrb. Geowiss., **B26**: 17–62; Halle (Saale).
- BERCKHEMER, F. (1931): Die Saurierfunde aus den Keuperabla-
gerungen der Baar. – *Tuttlinger Heimatblätter*, **14**: 5–12;
Tuttlingen.
- BERZ, K. C., mit Nachträgen von R. HÜTTNER (1987): Erläute-
rungen zu Blatt 7818 Wehingen. – *Geologische Karte 1:25*
000 von Baden-Württemberg [Nachdruck der von K.C.
BERZ bearbeiteten Erstausgabe von 1933], 99 S.; Stuttg-
art.
- BEUTLER, G. (1998): Keuper. – In: BACHMANN, G. H., BEUTLER, G.
& LERCHE, I. [eds.]: *Excursions of the International Sym-
posium on the Epicontinental Triassic*, Halle, September
1998. – *Hallesches Jahrb. Geowiss., B, Beih.*, **6**: 45–58;
Halle (Saale).
- (2005a): Lithostratigraphie. – In: *Deutsche Stratigraphische*
Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland IV -
Keuper. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **253**: 65–84;
Frankfurt a. M.
- (2005b): Diskordanzen im Keuper. – In: *Deutsche Stratigra-
phische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutsch-
land IV - Keuper.* – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **253**:
85–93; Frankfurt a. M.
- BEUTLER, G. & NITSCH, E. (2005): Paläogeographischer Über-
blick. – In: *Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.):*
- Stratigraphie von Deutschland IV - Keuper. – *Cour. Forsch.-
Inst. Senckenberg*, **253**: 15–30; Frankfurt a. M.
- BLÄSI, H.-R. & GATTO, H. (1992): Geologie und Petrographie der
Sedimente. – In: NAGRA (1992): *Sondierbohrung Siblingen*
Untersuchungsbericht. – *NAGRA Technischer Bericht*
(NTB), **90-34**: Text-Bd.: 19–49, + Beil.-Bd: Wettingen,
Schweiz.
- BLÄSI, H.-R., GATTO, H., MATTER, A. & PETERS, T. (1989): Geolo-
gie und Petrographie der Sedimente. – In: NAGRA (1989):
Sondierbohrung Weiach Untersuchungsbericht. – *NAGRA*
Technischer Bericht (NTB), **88-08**, Text-Bd.: 22–91, + Beil.-
Bd.; Wettingen, Schweiz.
- BLOOS G. (1999): Aspekte der Wende Trias/Jura. – In: HAUSCHKE,
N. & WILDE, V. (Hrsg.): *Trias. Eine ganz andere Welt*: 43–
68; München (Pfeil).
- BRENNER, K. (1973): Stratigraphie und Paläogeographie des
Oberen Mittelkeupers in Südwest-Deutschland. – *Arb. Inst.*
Geol. Paläont. Univ. Stuttgart, N.F., **68**: 101–222; Stuttgart.
- (1978): Profile aus dem Oberen Mittelkeuper Südwest-
Deutschlands. – *Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart*,
N.F., **72**: 103–203; Stuttgart.
- BRENNER, K. & VILLINGER, E. (1981): Stratigraphie und Nomen-
klatur des südwestdeutschen Sandsteinkeupers. – *Jh.*
geol. Landesamt Baden-Württ., **23**: 45–86; Freiburg i. Br.
- BRENNER, W. (1986): Bemerkungen zur Palynostratigraphie der
Rhät-Lias-Grenze in SW-Deutschland. – *N. Jb. Geol. Palä-
ont. Abh.*, **173** (2): 131–166; Stuttgart.
- BÜCHI, U. P., LEMCKE, K., WIENER, G. & ZIMDARS, J. (1965): Geo-
logische Ergebnisse der Erdölexploration auf das Mesozoi-
kum im Untergrund des schweizerischen Molassebeckens.
– *Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geologen u. -Ing.*, **32-82**: 7–
38; Basel.
- BÜCHNER, M. (1966): Zur Petrologie und Entstehung der
Gesteine an der Keuper-Lias-Grenze. – *Aus dem Mineralo-
gisch-Petrographischen Institut der Justus Liebig-Uni-
versität zu Gießen [Diss.]*: 157 S.; Gießen.
- CARLÉ, W. (1974): Geologie und Hydrogeologie der Mineral-
und Thermalwässer in Boll, Landkreis Göppingen, Baden-
Württemberg. – *Jh. geol. Landesamt Baden-Württ.*, **16**: 97–
158; Freiburg i. Br.
- COLBERT, E. H. (1968): *Men and Dinosaurs. The Search in Field*
and Laboratory. – 283 S.; New York (Dutton).
- DEFFNER, C. & FRAAS, O. (1859): Die Jura-Versenkung bei Lan-
genbrücken, geognostische Monographie. – *N. Jb. Min.*
Geol. Paläont., **1859**: 1–57; Stuttgart.
- EHRAT, H. (1920): Die Rhätformation und Rhät-Liasgrenze in
Schwaben. – *Diss. Univ. Tübingen*: 84 S.; Tübingen (Carl
Hammer).
- ENGEL, T., unter Mitwirkung E. SCHÜTZE (1908): *Geognostischer*
Wegweiser durch Württemberg (3. Aufl.). – 645 S.; Stuttg-
art (Schweizerbart).
- ERNI, A. (1910): Das Rhät im schweizerischen Jura. – *Eclogae*
Geol. Helvet., **11** (1): 54 S.; Lausanne.
- ETZOLD, A., HAHN, W. & KÖRNER, U. (1975): Keuper, Jura und
Tertiär in Bohrungen der Planungsgemeinschaft BN-Stol-
len zwischen Bodensee und Neckar. – *Jh. geol. Landesamt*
Baden-Württ., **17**: 89–255; Freiburg i. Br.

- ETZOLD, A. & FRANZ, M. (2005): Ein Referenzprofil des Keupers im Kraichgau - zusammengesetzt aus mehreren Kernbohrungen auf Blatt 6718 Wiesloch (Baden-Württemberg). – LGRB-Informationen, **17**: 25–124; Freiburg i. Br.
- ETZOLD, A. & SCHWEIZER, V. (2005): Der Keuper in Baden-Württemberg. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland IV - Keuper. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **253**: 214–258; Frankfurt a. M.
- FRAAS, E. (1913): Die neuesten Dinosaurierfunde in der schwäbischen Trias. – Naturwissenschaften, **1913** (45): 1097–1100; Berlin.
- FRAAS, O. (1845): Die Umgebung von Tübingen in geognostischer Hinsicht. Beantwortung der für das Jahr 1844–45 gestellten philosophischen Preisfrage. – 52 S; Tübingen. [Handgeschrieben Ms., 5. Aug. 1845, Univ.-Bibliothek Tübingen No. Mh 634]
- FRANZ, M. & MÜNZING, K. (2004) mit Beiträgen von BOCK, H., FINGER, P., GRIMM, B., KECK, O. & RILLING, K.: Erläuterungen zu Blatt 7917 Villingen-Schwenningen-Ost – 6., völlig neu bearb. Aufl. – Geol. Kt. Baden-Württ. 1:25 000: VI + 199 S.; Freiburg i. Br.
- FREUDENBERGER, W. (2005): Der Keuper in Franken und der Oberpfalz (Bayern). - In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland IV - Keuper. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **253**: 203–223; Frankfurt a. M.
- GAFFNEY, E. S. (1990): The comparative osteology of the Triassic turtle *Proganochelys*. – Bull. Am. Mus. Natur. Hist., **194**: 1–263, New York.
- GALTON, P. M. (1984): Cranial anatomy of the prosauropod dinosaur *Plateosaurus* from the Knollenmergel (Middle Keuper, Upper Triassic) of Germany. I. Two complete skulls from Trossingen/Württ. with comments on the diet. - Geol. Palaeontol., **18**: 139–171, Marburg.
- (1985): Cranial anatomy of the prosauropod dinosaur *Plateosaurus* from the Knollenmergel (Middle Keuper, Upper Triassic) of Germany. II. All the cranial material and details of soft-part anatomy. – Geol. Palaeontol., **19**: 119–159, Marburg.
- (1997): Comments on sexual dimorphism in the prosauropod dinosaur *Plateosaurus engelhardti* (Upper Triassic, Trossingen). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1997** (11): 674–682; Stuttgart.
- GÜMBEL, C. W. v. (1888): Grundzüge der Geologie. – 1144 S.; Kassel (Fischer).
- HERNGREEN, G. F. W. & DE BOER, K. F. (1974): Palynology of Rhaetian, Liassic and Dogger strata in the eastern Netherlands. – Geologie en Mijnbouw, **53** (6): 343–368; Leiden.
- HEUNISCH, C. (1996a): Palynologische Untersuchungen im oberen Keuper Nordwestdeutschlands. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **200** (1–2): 87–105; Stuttgart.
- (1996b): Palynologischer Untersuchungsbericht der Forschungsbohrung Malschenberg. – Unveröff. Archivbericht NLFb v. 21.11.1996.
- (2003): Palynologischer Untersuchungsbericht, Aufschluss Pfrondorf. – Unveröff. Archivbericht NLFb, Nr. 812_2166 v. 25.07.2003.
- (2004): Mikropaläontologischer Untersuchungsbericht, L434 Frittlingen. – Unveröff. Archivbericht NLFb, Nr. 883_2190 v. 07.01.2004.
- HORNUNG, J. & AIGNER, T. (2002): Reservoir architecture in a terminal alluvial plain: an outcrop analogue study (Upper Triassic, Southern Germany). Part I: Sedimentology and petrophysics. – J. Petrol. Geol., **25** (1): 3–30; Part II: Cyclicity, controls and models. – J. Petrol. Geol., **25** (2): 151–178; Beaconsfield, UK.
- HUENE, F. VON (1923): Exkursion nach Trossingen. – Paläont. Z., **5**: 569–373; Stuttgart.
- (1928): Lebensbild des Saurischierorkommens im obersten Keuper von Trossingen. – Palaeobiologica, **1**: 103–116; Wien.
- (1929): Die Plateosaurier von Trossingen. – Die Umschau, **33**: 880–882; Frankfurt.
- (1944): Arbeitserinnerungen.– Selbstbiographien von Naturforschern, **2**: 1–52; Halle (Saale) (Leopol.-Carol. Akad. Naturforsch.)
- ISSLER, A. (1908): Beiträge zur Stratigraphie und Mikrofauna des Lias in Schwaben. – Palaeontographica, **A 55**: 1–104; Stuttgart.
- KOZUR, H. W. & WEEMS, R. E. (2007): Upper Triassic conchostracan biotratigraphy of the continental rift basin of eastern North America: Its importance for correlating Newark supergroup events with the Germanic Basin and the international geologic time scale. – In: LUCAS, S. G. & SPIELMANN, J. A. (eds.): The Global Triassic. – Bull. New Mexico Mus. National History and Science, **41**: 137–171; Albuquerque.
- LAEMMLEN, M. (1954): Beiträge zur Stratigraphie und Petrographie des oberen Mittelkeupers und Räts von Nord-Württemberg-Baden. – Diss. TH Stuttgart: 312 S.; Stuttgart. – [unveröff.]
- LGRB (2005): Symbolschlüssel Geologie Baden-Württemberg – Verzeichnis Geologischer Einheiten. – Internet-Ausgabe: www.lgrb.uni-freiburg.de/Produkte/Regelwerke [jeweils aktuelle Fassung]; Freiburg i. Br. (RPF, Abt. 9 Landesamt f. Geol. Rohst. Bergb., Bearb.: VILLINGER, E.).
- LIPPMANN, F. & ZIMMERMANN, M. (1983): Die Petrographie des Knollenmergels, Mittlerer Keuper, Trias. – Geol. Rundschau, **72**: 1105–1134; Stuttgart.
- LÖRCHER, O. (1902): Beitrag zur Kenntnis des Rhäts in Schwaben. – Jh. Ver. vaterländische Naturkde. Württ., **58**: 149–178; Stuttgart. [Diss. Univ. Tübingen]
- LUND, J. J. (1977): Rhaetic to Lower Liassic palynology of the onshore south-eastern North Sea Basin. – Geol. Surv. Denmark, II. Series, **109**: 129 S.; Kopenhagen.
- LUTZ, M. (2005): 4.4 Leitflächen- (Allo-) Stratigraphie und ihre Anwendung im Keuper. - In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland IV - Keuper. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **253**: 94–105; Frankfurt a. M.
- MENNING, M., GAST, R., HAGDORN, H., KÄDING, K.-C., SIMON, T., SCURLIES, M. & NITSCH, E. (2005): Zeitskala für Perm und Trias in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002, zyκλοstratigraphische Kalibrierung der höheren Dyas und Germanischen Trias und das Alter der Stufen Radium bis Rhaetium. – Newsl. Stratigr., **41** (1–3): 173–210; Berlin, Stuttgart.



- MORBEY, S.J. (1975): The palynostratigraphy of the Rhaetian stage, Upper Triassic in the Kendelbachgraben, Austria. – *Palaeontographica*, **B 152** (1–3): 1–75; Stuttgart.
- NITSCH, E., SEEGIS, D., VATH, U. & HAUSCHKE, N. (2005): Sedimente und Sedimentationspausen im deutschen Keuper: Wie vollständig ist die Überlieferung der späten Triaszeit? – *Newsl. Stratigr.*, **41** (1–3): 225–251; Berlin, Stuttgart.
- ORLOWSKA-ZWOLINSKA, T. (1983): Palynostratigraphy of the upper part of Triassic epicontinental sediments in Poland. – *Prace Instytutu Geologiczny Warszawa*, **104**: 1–89; Warszawa.
- QUENSTEDT, F. A. (1877): Begleitworte zu den Atlasblättern Balingen [Nr. 38] und Ebingen [Nr. 39]. – *Geognost. Spezialkt. Württ.* [1: 50 000]: 48 S.; Stuttgart.
- RÜGER, L. (1924): Versuch einer Palaeogeographie der süd-deutschen Länder an der Trias-Jura Wende. – *Mitt. Arb. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Heidelberg*, N.F., **95**: 184 S.; Heidelberg.
- SANDER, P. M. (1992): The Norian Plateosaurus bonebeds of Central Europe and their taphonomy. – *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **93**: 255–299; Amsterdam.
- (1999): Die Plateosaurus-Friedhöfe im Keuper: Beleg für einen Massentod? – In: HAUSCHKE, N. & WILDE, V. (Hrsg.): *Trias. Eine ganz andere Welt.* – S. 419–425; München (Pfeil).
- SCHMIDT, M. (1914): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte des Königreichs Württemberg, Blatt Schwenningen (Nr. 151). – 115 S.; Stuttgart.
- SCHOCH, R. (2007): Die Ankunft der Dinosaurier. Das Rätsel von Trossingen – In: SCHOCH, R. (Hrsg.): *Saurier. Expedition in die Vorzeit.* – S.74–79; Ostfildern (Thorbecke).
- SCHOCH, R. & WILD, R. (1999): Die Wirbeltier-Fauna im Keuper von Süddeutschland. – In: HAUSCHKE, N. & WILDE, V. (Hrsg.): *Trias. Eine ganz andere Welt.* – S. 395–408; München (Pfeil).
- SCHOTT, W. (1942): Die Gliederung im nordwestdeutschen Rätbecken. – *Ber. Reichsamt Bodenforsch.*, **1942**: 61–77; Wien.
- SCHULZ, E. (1967): Sporenpaläontologische Untersuchungen rhätoliassischer Schichten im Zentralteil des Germanischen Beckens. – *Paläont. Abh.*, **B 2** (3): 542–633; Berlin.
- SCHULZ, E. & HEUNISCH, C. (2005): Palynostratigraphische Gliederungsmöglichkeiten des deutschen Keupers. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): *Stratigraphie von Deutschland IV - Keuper.* – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **253**: 43–49; Frankfurt a. M.
- SCHURMAN, W. M. L. (1977): Aspects of Late Triassic palynology. 2. Palynology of the "Grès et schiste à *Avicula contorta*" and "argiles de Levallois" (Rhaetian) of northeastern France and southern Luxembourg. – *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **23**: 159–253; Amsterdam.
- (1979): Aspects of Late Triassic palynology. 3. Palynology of latest Triassic and earliest Jurassic deposits of the northern Limestone Alps in Austria and southern Germany, with special reference to a palynological characterization of the Rhaetian Stage in Europe. – *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **27**: 53–75; Amsterdam.
- SEEGIS, D. (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. & GÖRIGK, M. (1992): Lakustrine und pedogene Sedimente im Knollenmergel (Mittlerer Keuper, Obertrias) des Mainhardter Waldes (Nordwürttemberg). – *Jber. Mitt. ober-rhein. geol. Ver., N.F.*, **74**: 251–302; Stuttgart.
- SEEMANN, R. (1932): Verlauf und Ergebnisse der neuen Saurier-Ausgrabungen in Trossingen. – *Jh. Ver. vaterländ. Naturkde. Württ.*, **88**: LII–LIV; Stuttgart. [Vortrag]
- (1933): Das Saurischierlager in den Keupermergeln bei Trossingen. – *Jh. Ver. vaterländ. Naturkde. Württ.*, **89**: 129–160; Stuttgart.
- STD 2002 (Deutsche Stratigraphische Kommission, Hrsg.; Koordination und Gestaltung M. MENNING & A. HENDRICK): *Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002.* – Tafel 96 x 130 cm; Potsdam (GeoForschungsZentrum), Frankfurt a. Main (Forschungsinstitut Senckenberg).
- STEININGER, F. F. & PILLER, W. E. (1999): Empfehlungen (Richtlinien) zur Handhabung der Stratigraphischen Nomenklatur. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **209**: 1–9; Frankfurt a. M.
- STOLL, H. (1929): Versuch einer stratigraphischen Gliederung des Stubensandsteins im westlichen Württemberg. – *Jber. Mitt. ober-rhein. geol. Ver., N.F.*, **18**: 1–63; Stuttgart.
- STOLL-STEFAN, M.-L. (1987): Sedimentpetrographische Untersuchungen der Lias alpha- und Rhätsandsteine im westlichen deutschen Alpenvorland. – *Bochumer geol. geotechn. Arb.*, **24**: 1–158; Bochum.
- URLICHS, M. (1966): Zur Fossilführung und Genese des Feuerletzens, der Rhät-Lias-Grenzschichten und des unteren Lias bei Nürnberg. – *Erlanger geol. Abh.*, **64**: 1–42; Erlangen.
- VAN OOSTERHOUT, M. (1991): Palynomorphs of three sections near Arnstadt (Keuper, Thuringian Basin, Germany). – *Stuifmail*, **9** (2): 14–22; Utrecht.
- VIOHL, G. (1969): Die Keuper-Lias-Grenze in Südfranken. – *Erlanger geol. Abh.*, **76**: 1–81; Erlangen.
- WEISHAMPEL, D. B. (1984): Trossingen: E. Fraas, F. v. Huene, R. Seemann, and the „Schwäbische Lindwurm“ Plateosaurus. – In: REIF, W. E. & WESTPHAL, F. (Hrsg.): *Third Symposium on Mesozoic Terrestrial Ecosystems. Short Papers: 249–253*; Tübingen (Attempto).
- WEISHAMPEL, D. B. & CHAPMAN, R. E. (1990): Morphometric study of Plateosaurus from Trossingen (Baden-Württemberg, Federal Republic of Germany). – In: CARPENTER, K. C. & CURRIE, P. J. (Eds.): *Dinosaur systematics: Approaches and perspectives: 43–51*; Cambridge (Cambridge University Press).
- WEISHAMPEL, D. B. & WESTPHAL, F. (1986): Die Plateosaurier von Trossingen im Geologischen Institut der Eberhard-Karls-Universität Tübingen. – 27 S.; Tübingen (Attempto).
- WEISS, M. (1989): Die Sporenflora aus Rhät und Jura Südwest-Deutschlands und ihre Beziehung zur Ammoniten-Stratigraphie. – *Palaeontographica*, **B 215** (1–6): 1–168; Stuttgart.
- WILD, R. (1998): Zwischen Land und Meer – Saurier der Keuperzeit. – In: HEIZMANN, E. P. J. (Hrsg.): *Vom Schwarzwald zum Ries.* – *Erdgeschichte mitteleuropäischer Regionen*, **2**: 57–66; (Pfeil) München.



WIRTH, E. (1968): Das Mesozoikum im Untergrunde der Schwäbischen Alb. – Z. deutsch. geol. Ges., **117**: 855–894; Hannover.

WOLLENBERG, P. (1979): Uranvererzungen im Unteren Stubensandstein (Oberer Mittelkeuper) von Nordost-Württemberg. – Jh. geol. Landesamt Baden-Württ., **21**: 77–87; Freiburg i. Br.

ZIEGLER, B. (1986): Der schwäbische Lindwurm – Funde aus der Urzeit. – 171 S.; Stuttgart (Theiss).



1. Textprofil der Forschungsbohrung Trossingen 1 (ARNUM: 7917/ 575)

TK25: 7917 Villingen-Schwenningen-Ost, R 34 74 175, H 53 28 560, Ansatzhöhe: 692,5 m NN;
Bohrfirma: RP Freiburg/ Bodenprüfstelle, Durchmesser der Bohrkern 101 mm

Aufnahme: A. ETZOLD & M. FRANZ 11/1997

Schichtenbeschreibung und Lithostratigraphie [Teufe in m]

Quartär (Anthropogene Aufschüttung, Fließerde): 1,00 m

- 0 – 0,50 Schluff, feinsandig, tonig, schwarzgrau, humos, durchwurzelt, Ziegelreste [Oberboden, aufgefüllt]
- 0,90 Ton, schluffig, grauoliv, z. T. leicht schwarz gefleckt, durchwurzelt, steif
- 1,00 Feinkies, stark schluffig, sandig, rostbraun, rotviolett gefleckt, größere Komponenten: Toneisensteingeoden und Sandsteinbröckchen [Fließerde]

Unterjura (ju)

Psilonotenton-Formation (he1): >3,68 m

Psilonotenton (PT): >2,25 m

- 1,40 Ton, schluffig, oliv und ockerfarben gefleckt, halbfest, durchsetzt mit Schlufftonsteinbröckchen
- 2,00 Schlufftonstein, olivgrau, feinglimmerig, stark aufgelockert, kleinstückig zerlegt
- 2,15 Schluff, feinsandig, gelbbraun, mit einzelnen Kalksteinbröckchen, dunkelgrau, schwach fossilführend, leicht spätig
- 3,15 Schlufftonstein, feinsandig, feinglimmerig, grau bis grauoliv, ab 3,00 m dunkelgrau mit einzelnen gelbgrauen Lagen, stark aufgelockert, einzelne, hell-rostbraune feinsandige Lagen, bei 2,80 m: 2 cm Nagelkalk
- 3,25 Schlufftonstein, feinsandig, feinglimmerig, biotritisch, grau

Psilonotenbank (P): 1,43 m

- 3,33 Mergelstein, schluffig, fein- bis mittelsandig, vereinzelt Quarzkörner bis 1 mm, gelbgrau, stark biotritisch (Echinodermen-Sand)
- 3,72 Kalkstein, spätig, biotritisch, fein- bis mittelsandig (Körner selten bis 1 mm), grau, hart, mit Glaukonit-Körnern (~0,2 mm), fossilführend: Muscheln (u. a. doppelklappige Cardinien), Echinodermenreste (Seeigelstacheln), 3,42–3,48 m reichlich Pyrit-Konkretionen (mit fraglichen Ammoniten-Fragmenten)
- 3,81 Tonstein, schluffig, stark feinsandig, dunkelgrau, fein verteilter Pyrit
- 3,84 Kalkstein, spätig, hell-bräunlichgrau, Muschelschalen
- 3,89 Kalkstein, tonig bis Kalkmergelstein, stark fein- bis mittelsandig (selten auch grobsandig), dunkelgrau, biotritisch, Glaukonit, Echinodermenreste, Kluffflächen gelbbraun verfärbt
- 4,12 Kalkstein, spätig, stark feinsandig, dunkelgrau, Glaukonit, biotritisch, mit Echinodermenresten, Kluffflächen gelbbraun verfärbt
- 4,14 Tonstein, feinsandig, dunkel- bis schwarzgrau
- 4,37 Kalkstein, tonig, feinsandig, dunkelgrau (an Klüften gelbbraun verfärbt), selten Grobsandkörner, biotritisch, u. a. Seeigelstacheln, Schichtung z. T. ? synsedimentär gestört, steilstehende Risse, diese z. T. kalzitisch verheilt, z. T. mit dunkelgrauem Material ausgefüllt
- 4,68 Kalkmergelstein, leicht tonflaserig (4,55–4,60 m übergehend in Kalkstein, tonig), fein- bis mittelsandig, grau bis graubraun, Glaukonit (Körner bis 0,3 mm Ø), Echinodermenreste, einzelne Muschelschalen

Mittelkeuper (km)

Knollenmergel- (Trossingen-) Formation (km5): 41,34 m

- 6,70 Mergelstein, schluffig, weißlichgrau bis hellgraugrün, selten hellrötlich gefleckt, 5,00–6,40 m: weißlich marmoriert, weiße Bereiche stärker kalkig, sonst dolomitisch, leicht brekziöse Textur, feinkörniger Pyrit, an der Basis 60°-Harnisch

- 6,83 Mergelstein, schluffig, dunkelbraun, z. T. grüngrau gefleckt, ungeschichtet, brekziöse Textur; übergehend in:
- 6,97 Mergelstein, schluffig, hellgraugrün (wie –6,70 m); übergehend in:
- 7,60 Mergelstein, schluffig, massig, brekziös, dunkelrotbraun, bei 7,30 m: hellgraue Kalksteinknolle (3 cm Ø); übergehend in:
- 7,97 Mergelstein, schluffig, rotbraun, violettstichig, mit Kalksteinknollen –7 cm Ø, blass-rötlichgrau
- 11,36 Mergelstein, schluffig, dunkelrotbraun, violettstichig, wenig hellgraugrün gefleckt (< 3%), ungeschichtet, feinkrekziöse Textur; übergehend in:
- 11,58 Mergelstein, schluffig, dunkelrotbraun, zerbohrt, mit unregelmäßigen Kalkstein-Knollen bis 5 cm Ø, hellgrünlichgrau bis rotviolett, Harnische; übergehend in:
- 16,04 Mergelstein, schluffig, rotbraun, violettstichig, mit hellgraugrünen Flecken bis ca. 25 cm Ø (~10%), 11,36–11,58 m und 15,30–15,70 m: mit Kalkstein-Knollen bis 3 cm Ø, bereichsweise geklüftet (15,10–15,25 m: 80°, 15,45–15,70 m: 70°)
- 16,65 Mergelstein, schluffig, hellgrünlichgrau (entfärbt), Ober- und Untergrenze uneben, schräg verlaufend, 16,37–16,44 m: 40°-Kluft
- 17,95 Mergelstein, schluffig, dunkelrotbraun, violettstichig, –17,45 m mit braunroten Schlieren, darunter etwas kompakter und härter; übergehend in:
- 18,57 Mergelstein, schluffig, massig, hellgrünlichgrau entfärbt, leicht feinkrekziöse Textur, Untergrenze schräg verlaufend; übergehend in:
- 22,75 Mergelstein, schluffig, dunkelrotbraun, leicht violettstichig, fein weißlich marmoriert, 19,25–20,65 m: mit einzelnen homogenen rotbraunen Lagen, ca. 20,0–21,7 m: z. T. mit senkrechten rotbraunen (Trocken-?) Rissen bis 4 mm Breite, geklüftet (20,58–20,65 m: 40°, 20,90–21,00 m: 60°, 21,88–21,95 m: 45°)
- 27,35 Mergelstein, schluffig, dunkelrotbraun, violettstichig (wie bis 22,75 m), etwas häufiger rotbraune, homogene Lagen bis 7 cm Dicke (besonders 27,10–27,35 m); übergehend in:
- 32,00 Mergelstein, schluffig, rotbraun, violettstichig, ab 31,95 m nach unten zunehmend hellgraugrün gefleckt, mit dunkel- und blass-rotbraunen Kalksteinknollen (1– >10 cm), besonders gehäuft von 29,35–30,00 m, oben mit vertikalen Harnischflächen, bei 29,15 m mit zahlreichen flach einfallenden Harnischen, 30,00–30,05 m: metallisch glänzender Harnisch (ca. 60°); 29,67–30,00 m: zerbohrt
- 32,40 Mergelstein wie oben, dunkelrotbraun, hell-grünlichgrau gefleckt
- 32,50 Kalkmergelstein, schluffig, schwach feinsandig (Quarzkörner bis 0,2 mm), weißlichgrau bis hell-grünlichgrau, oben feingeschichtet (laminiert), untere 5 cm konglomeratisch, mit hellbeigen bis dunkelgrauen Karbonatknöllchen bis 2 cm Ø (kalkig bis ?dolomitisch)
(= **Ausläufer des 4. Stubensandsteins**)
- 32,63 Kalkmergelstein, dunkelrotbraun, violettstichig, hart, obere 2 cm grünlichgrau entfärbt
- 32,88 Mergelstein, schluffig, grünlichgrau, mit großen rotbraunen Flecken
- 34,30 Mergelstein, schluffig, dunkelrotbraun, gelegentlich Kalkstein-Knollen bis cm-Ø, 33,70–33,80 m: Dolomitstein, knauerig; vereinzelt unregelmäßige Harnische
- 34,75 Mergelstein, schluffig, nach unten zunehmend kalkig, graugrün, ungeschichtet, z. T. mit zahlreichen, feinen weißen Rissen (brekziöse Textur), untere 5 cm z. T. violett verfärbt
- 40,10 Mergelstein, schluffig, –35,00 m: dunkelbraun, –36,0 m: dunkelbraun und blass-violettgrau, –40,10 m: blass-violettgrau, bis 39,10 m z. T. hellgraugrün gefleckt (ca. 15%), fein polygonal zerfallend, zahlreiche, haarfeine Kalzitrisse, kleine Karbonatkonkretionen bis max. 3 mm, bereichsweise Harnische (besonders bei 38,08 m), Kern gegenüber dem Liegenden und Hangenden auffallend glatt; 38,40–38,60 m zerbohrt; übergehend in:
- 41,60 Mergelstein, schluffig, rotbraun bis violettbraun, mit kleinen, unscharf begrenzten olivgelben Flecken, z. T. feine, dunkelviolette Risse, bei 40,50–40,80 m und 41,35–41,55 m: große hellgraugüne Flecken, vereinzelt mm- bis cm-große Karbonatknollen (überwiegend Kalk)
- 42,55 Schlufftonstein, dunkelrotviolett, kleine olivgelbe Flecken (weniger als zuvor), bis 41,80 m mit großen hellgraugrünen Flecken, 42,03–42,07 m mit Dolomitstein-Knollen bis >4 cm Ø, unregelmäßige, kurze (?pedogene) Harnische; feine Kalzitrisse
- 44,65 Schlufftonstein, dunkelrotbraun, bei 43,3–44,1 m zunehmend rotviolett, mit rotvioletten Dolomitsteinknollen bei 43,70–44,25 m (bis 5 cm) und bei 44,60 m (2 cm dick), an der Basis hellgrüne Dolomitsteinknolle –13 cm Dicke, unregelmäßige Harnische; bei 43,00–43,10m, 43,35–43,50 m und 43,90–44,10 m zerbohrt
- 45,40 Schlufftonstein, schwach feinsandig, dunkelrotbraun; 44,65–45,10 m zerbohrt



–46,02 Schlufftonstein, feinsandig, dunkelrotbraun, ab 45,55 m graugrün gefleckt

Stubensandstein- (Löwenstein-) Formation (km4): 4,68 m

Mittlerer Stubensandstein (km4m): >4,68 m

- 46,76 Fein- bis Mittelsandstein, stark schluffig–tonig bis Tonstein, schluffig, feinsandig, hellgraugrün, 46,50–46,59 m überwiegend Tonstein, schluffig, geschichtet, graugrün, bei 46,08–46,17 m mit knolligen Sandstein-Einlagerungen (Bioturbation), bei 46,33–46,35 m und 46,61–46,63 m mit hellgrauen Sandstein-Linsen
- 46,82 Fein- bis Mittelsandstein, mit mm- bis cm-großen ungerundeten Dolomitstein- bis Mergelstein-Intraklasten (max. bis 5 cm Länge), beige bis hellgraugrün
- 46,90 Dolomitstein, tonig, feinsandig, hellgrüngrau, übergehend in:
- 47,20 Dolomitmergelstein bis Mergelstein, dolomitisch, schluffig, fein- bis grobsandig, hellgraugrün, ungeschichtet, vereinzelt (besonders untere 10 cm) Dolomit-Intraklasten bis 0,5 cm Größe, Basis erosiv (60–70°), reicht bis 47,30 m [?Schichtflut-Sediment]
- 47,35 Dolomitstein, stark sandig, tonig, hellgrünlichgrau bis beige, hart, kompakt, feingeschichtet, Schichtung gestört durch aufgebogene und zerbrochene Tonlamellen (Trockenrisse), übergehend in:
- 47,65 Mittel- bis Grobsandstein, tonig, stark schluffig, hellgrau, grünstichig, –47,50 m dolomitisch, hart, kompakt, geschichtet, mit Dolomitlagen (besonders oberste 3 cm), Schichtung durch Trockenrisse (oder ?Entwässerungsstrukturen) stark gestört, Karbonatgehalt nach unten abnehmend, ab 47,50 m übergehend in Sandstein, tonig–schluffig, hellgrünlichgrau
- 47,75 Schlufftonstein, schwach sandig, graugrün
- 47,90 Mittel- bis Grobsandstein, dolomitisch, graugrün, ungeschichtet, ab 47,83 m mit Dolomit- und Schluffstein-Intraklasten bis cm-Größe, zuunterst bis 2 x 4 cm
- 48,47 Dolomitstein, hellbräunlichgrau, z. T. grünstichig, hart, feinknollige Textur (dolcrete), vereinzelt dünne, hellgrüne Schlufftonstein-Schlieren, 48,35–48,40 m Sandsteinlinse, tonig, graugrün
- 48,70 Grobsandstein, stark tonig–schluffig, schwach dolomitisch, graugrün, ungeschichtet
- 48,90 Dolomitstein, nach unten zunehmend sandig, bräunlichgrau, wenige graugüne Tonstein-Schlieren, übergehend in:
- 49,80 Mergelstein, dolomitisch, schluffig, stark sandig (alle Korngrößen), hell-grünlichgrau bis hell-gelblichgrau, z. T. leicht rötlich, oben (–48,95 m) und unten (ab 49,40 m) z. T. dunkelgrau gefleckt, vereinzelt Intraklasten bis cm-Größe ungeschichtet, knolliges–schlieriges Gefüge (?Bioturbation); bei 49,42–49,52 m Pyrit-gefüllte Risse; übergehend in:
- 50,00 Grobsandstein, dolomitisch, tonig-schluffig, hellgrau, eben geschichtet
- 50,10 Grobsandstein, dolomitmergelig, hellgrau bis hellgrünlichgrau, Schichtung stark gestört (convolute bedding?)
- 50,17 Grobsandstein, weißgrau, ± eben geschichtet, mit dunkelgrünlichgrauen Schlufftonsteinlagen und -flasern
- 50,70 Grobsandstein, schwach kalkig, hellgrau, mit bräunlichen Dolomit-Intraklasten bis cm-Größe, z. T. Schrägschichtung angedeutet

2. Textprofil der Steilböschung am Trosselbach (ARNUM: 7917/1003)

Lage: ca. 80 m E der Trossinger Grabung, TK25: 7917 Villingen-Schwenningen-Ost; R 34 74 500, H 53 27 340, Höhe des Trosselbachs (Wasserspiegel= 50 cm über Profilbasis) ca. 645 m NN; Aufnahme: A. ETZOLD 05/2008

Schichtenbeschreibung und Lithostratigraphie: Teufe [m]

Mittelkeuper (km)

Knollenmergel- (Trossingen-) Formation (km5): >3,75 m

Mergelstein, schluffig, dunkelrotbraun

- 0,30 Mergelstein, schluffig, hellgrünlichgrau, gegen oben mit rotbraunen Flecken

- 0,90 Mergelstein, schluffig, rotbraun (wahrscheinlich verrutscht), an der Basis dünne, intensiv braunrote Lage (Abscherfläche?)
- 2,20 Schlufftonstein, schwach feinsandig, schwach kalkig, dunkelviolettblau, mit feiner grünlicher Sprengelung, zuberst ca. 5 cm hellgrünlichgrau entfärbt, gegen unten mehr dunkelrotbraun, polygonal zerfallend, vereinzelt knollige Karbonatanreicherungen in gleicher Farbe und hellgrünlichgraue Flecken bis dm-Größe, diese z. T. mit grau-violettem Hof
- 2,85 Mergelstein, schluffig–feinsandig bis Dolomitstein, knollig, hellgrünlichgrau, z. T. bräunlich verfärbt, oben 30–40 cm hohe Pfeiler bildend, darunter meist stark feinsandig, mürbe, unten in den Zwickeln mit Mergelstein bzw. Schlufftonstein, feinsandig, dunkelviolettblau, übergehend in:
- 3,35 Schlufftonstein, feinsandig, schwach kalkig, dunkelviolettblau, gegen unten mehr dunkelrotbraun, mit diffusen hellgrünlichgrauen Flecken bis mehrere dm Größe, übergehend in:
- 3,75 Schlufftonstein, stark feinsandig, glimmerig, schwach kalkig, dunkelrotbraun, mürbe, bröselig zerfallend, gegen unten etwas kompakter, scharfe Untergrenze

Stubensandstein- (Löwenstein-) Formation (km4): >1,65 m

- 3,95 Feinsandstein, schwach tonig-schluffig, schwach karbonatisch, hellgrünlichgrau, z. T. gelblich verfärbt, meist mürbe, z. T. härter (stärker karbonatisch), in der Mitte wenig dunkelrotbraun gefleckt
- 4,65 Feinsandstein, tonig-schluffig, hellgrünlichgrau, mit kleinen dunkelviolettblauen Flecken und Lagen (ca. 25%), mürbe
- 4,90 Feinsandstein, schwach tonig-schluffig, karbonatisch, hellgrünlichgrau, wenig dunkelviolettblau gefleckt (kleinfleckig), kompakt, etwas härter als oben
- 5,40 im Bach: karbonathaltige Feinsandsteinbänke, hellgrünlichgrau, mit Grabspuren und Rippelschichtung, in den oberen 50 cm: vereinzelt dünne dunkelrotbraune Lagen

3. Textprofil des Oberkeuperaufschlusses Frittlingen/ Untere Mühle (ARNUM: 7818/244)

Straßenböschung an der L 434 zwischen Frittlingen und Wellendingen, ca. 450 m S „Untere Mühle“ bei Bau-km 0+580; TK25: 7818 Wehingen, R 34 78 155, H 53 33 210; Profilbeginn (Oberkante der Straßenböschung): 635,4 m NN; Aufnahme: A. ETZOLD & M. FRANZ, 12.11.1999; Bearbeitung und Probennahme: A. ETZOLD; Palynologie: C. HEUNISCH

Schichtenbeschreibung und Lithostratigraphie: Teufe [m]**Unterjura (ju)****Psilonotenton-Formation (he1): >1,80 m****Psilonotenton (PT): >0,59 m**

- 0,17 Tonstein, olivgrau, lagenweise rostgelb, schiefrig
- 0,33 Tonstein, z. T. schwach kalkig, ockergelb
- 0,40 Tonmergelstein, schluffig, olivgrau, schiefrig-plattig
- 0,59 Mergelstein, hellolivgrau, biodetritisch, untere 10 cm in Kalkmergelstein übergehend, an der Basis 0–1 cm starke Tonfuge

Psilonotenbank (P): 1,21 m

- 0,72 (11–14 cm) Kalkstein, biodetritisch (sandkörnig), grau–graubraun, hart, unterste 3 cm mit rostrotem Mulm (ehem. Pyrit)
- 1,80 Kalkstein mit wechselndem Sandanteil, im Einzelnen (von oben nach unten):
 - 38–40 cm: Kalkstein, biodetritisch, mittel- bis feinsandig (Sandanteil lagenweise wechselnd), grau, lagenweise große Muschelschalen, an der Basis Schillinseln
 - 7–9 cm: Fein- bis Mittelsandstein, bräunlichgrau, kalkig, Oberfläche flach gewellt (Strömungsrippeln?), Basis erosiv (bis 3 cm tief)
 - 33 cm: Kalkstein, biodetritisch, sandig, obere 10 cm z. T. mit großen, eingekippten Muschelschalen, Oberfläche flach wellig, untere 20 cm übergehend in Fein- bis Mittelsandstein, schwach kalkig



28 cm: Kalkstein, sandig, grau bis graubraun, biotritisch, mit Muschelresten, oben bis 8 cm mit Grobschill, gegen unten stärker sandig, unterste 4–8 cm: Mittel- bis Grobsandstein, kalkig, z. T. zu rostbraunem Mulm verwittert (Pyrit!), mit mm bis max. 1 cm großen Vertebratenresten (Zähne, Schuppen, Koprolithe), diese z. T. stark abgerollt, vereinzelt gelbe Karbonatknochen bis 6 cm Ø [„Liasbonebed“]

Oberkeuper (ko), Exter-Formation (koE): 5,80 m

Tübingen-Sandstein (koT): 5,80 m

- 2,25 (45–50 cm) Feinsandstein, kalkfrei, hellgelbgrau bis ockergelb, mürbe, lagenweise schwach tonig-schluffig, feingeschichtet, z. T. flaserig, mit einzelnen harten, verkieselten Bänkchen bis wenige cm Dicke und bis mm-starken, grauen Schlufftonsteinlagen, diese mit feinem, kohligem Pflanzenhäcksel bis mm-Größe
- 3,05 Feinsandstein, kieselig, hellgrau bis hellgelblichgrau, obere 10–12 cm tonig, mit grauen Schlieren (bioturbat); untere 40 cm lateral übergehend in Sandstein, tonig, zuunterst 10 cm bioturbat
- 4,00 Schlufftonstein, mittel- bis dunkelgrau, z. T. hellgelblichgrau verfärbt, feinstglimmerig, überwiegend laminiert, z. T. Flaserschichtung mit mm-starken Feinsandstein-Linsen, feines Pflanzenhäcksel, bis mm-Größe, kohlig, schwarz bis rötlichbraun, teilweise bioturbat
- 4,07 Feinsandstein, kieselig, hellgelblichgrau
- 4,13 Schlufftonstein, dunkelgrau bis olivgrau, schiefrig, mit kieseligen, hellgelben Feinsandsteinlinsen –1 cm Dicke, sehr feines Pflanzenhäcksel (–0,2 mm)
- 4,40 (25–28 cm) Feinsandstein, tonig, rostbraun, mit gagatisierten Holzresten bis 5 cm Dicke (nach unten zunehmend)
- 4,85 Sandstein, konglomeratisch, mergelig, grünlichgrau, Komponenten schlecht gerundet, mm–cm-Größe: grüne Tonstein-Fetzen, hellgelbe Karbonat-Geröllchen sowie schwarze, gagatisierte Holzreste; nach unten in einen rostbraun verfärbten, kalkfreien, tonigen Sandstein übergehend, mit Karbonatkomponenten bis mm-Größe; etwa 10 m S (km 0+570 m) erreicht das Konglomerat eine Mächtigkeit von 80 cm (Untergrenze erosiv); Handstück-Anschnitt: Fein- bis Grobsandstein, feinkonglomeratisch (bis 0,5 cm), kalkig, mittelgrau, Komponenten: Kalkstein, hellbeige bis hellbraun (umgelagert aus km5), z. T. Rindenkörner (? Onkoide, mit eingeschlossenen Schalenresten), Mergelstein, hellgrün, Muschelschalen bis cm-Länge und Holzkohle, schwarz, Schichtung eben oder flach schräggeschichtet, bis cm-große, rostig verwitterte Pyritknollen
- 5,50 Feinsandstein, hellbräunlichgrau bis gelb, flaserig, mit Schlufftonstein, dunkelgrau bis hellgelblichgrau verfärbt, z. T. bioturbat (knauerige Sandsteinlagen von 0,5–10 mm Dicke), mit mm-feinem Pflanzenhäcksel, schwarz–rötlichbraun, Pyritknöllchen
- 5,85 Feinsandstein, mittel- bis hellgrau, relativ kompakt, schwach tonflaserig, z. T. schräggeschichtet (Sethöhe wenige cm), feines Pflanzenhäcksel, Pyritknöllchen
- 6,65 Schlufftonstein, stark feinsandig, feinglimmerig, dunkelgrau, feingeschichtet, mit hellgelbgrauen Feinsandsteinflaser- und -linsen von 1–3 mm dicke (Sandsteinanteil ca. 50%), bioturbat (z. T. deutliche Grabgänge), feines, kohliges Pflanzenhäcksel
- 6,90 Feinsandstein, tonig, grau, im Einzelnen (von oben nach unten):
 - 18–21 cm: Feinsandstein, schwach tonig, grau, dünnplattig, Schichtflächen sehr fein hellgelblichgrau gesprenkelt (vermutlich aus dem km5 aufgearbeitete Komponenten in Sandkorngröße), feines kohliges Pflanzenhäcksel, zuunterst 1,5 cm starkes, hartes, kalkiges Sandsteinplättchen, bräunlichgrau, Sohlfläche vereinzelt mit schlecht erhaltenen, eingekippten Muschelabdrücken (vermutlich *Gervilleia praecursor* QUENSTEDT) und einer Schnecke
 - 0–6 cm: Schlufftonstein, dunkelgrau, schiefrig, vereinzelt mm-starke, gelblichgrau gesprenkelte, schwach kalkige Feinsandlagen (wie oben)
- 7,00 (0–25 cm) Konglomerat, feinkörnig, sandig, hellgelb, Karbonat-Komponenten schlecht gerundet, bis cm-Größe (aus km5 aufgearbeitet); obere 2–3 cm übergehend in Mittel- bis Grobsandstein (überwiegend aus Karbonat-Körnern) nach S (km 0+560 m) bis 0,25 m, nach N (km 0+680) bis max. 0,30 m, dort sind nur noch die oberen 5–10 cm konglomeratisch ausgebildet, die unteren 25 cm bestehen aus einem tonigen, hellbraunen Feinsandstein, durchsetzt von gelblichen, aufgeweichten Karbonat-Komponenten (bis Grobsandgröße), laminiert, mit flacher Schrägschichtung, Pflanzenhäcksel
 - Handstück-Anschliff 1: Konglomerat, feinkörnig, kalkig gebunden, gelblichgrau, dicht gepackt, Komponenten –2 cm Ø: Kalkstein, gelb bis hellbraun, z. T. knollig strukturiert, wenig gerundet, mürbe, selten Feinsandstein, hellbraun, Zwickel mit kleineren Komponenten und Quarzsand, vereinzelt Vertebratenreste
 - Handstück-Anschliff 2 (von km 0+600 m): Grobsandstein, feinkonglomeratisch, kalkig, hellgelblichgrau, Komponenten schlecht gerundet, bis 0,5 cm Ø, überwiegend Kalkstein, gelb, mürbe, z. T. grau, mit dunkler Rinde (coated grains), vereinzelt Vertebratenreste, Holzkohle, zahlreiche Schalenquerschnitte, wenig Quarz-Feinsand.

- 7,10 (10–15 cm) Schlufftonstein, feinsandig, schwarzgrau bis olivgrau, schiefrig, mit feinem Pflanzenhäcksel (–0,5 mm), mit mm-starken Feinsandfasern; diese und die folgende Schicht keilen nach S bei km 0+600 aus
- 7,60 (0–>70 cm) Konglomerat (wie Schicht –7,00 m), mit gagatisierten Holzresten bis 4 cm Dicke und >0,70 m Länge; keilt nach N bei km 0+600 m (zusammen mit der hangenden Schicht) aus, um bei km 0+680 wieder auf >0,70 m anzuschwellen

Handstück-Anschliff: Konglomerat, kalkig gebunden, Komponenten bis 3 cm Ø, überwiegend Kalkstein, hellgelb bis gelblichgrau, mürbe, z. T. knollig strukturiert, z. T. dicht, hart, mit dunkelbrauner Rinde, selten Feinsandstein, kalkig, grau, in den Zwickeln kleinere Komponenten wie oben, daneben häufig Vertebratenreste, gagatisierte Kohle, Pyrit bis 0,5 cm, wenig Quarz-Feinsand und Kalzit

Mittelkeuper (km)

Knollenmergel- (Trossingen-) Formation (km5): >2,60 m

- ~10,10 Mergelstein, weißlichgrau bis hellgrau, grünstichig, z. T. gelblich verfärbt, ungeschichtet, massig, mit feinverteiltem Pyrit (–0,5 mm), oben z. T. in Kalkmergelstein übergehend
- 10,20 Mergelstein, rotbraun bis rotviolett, ungeschichtet

4. Kurzprofil der EWS-Bohrung Spaichingen 2001 (ARNUM: 7918/176)

TK25: 7918 Spaichingen; R 34 80 470, H 53 26 160, Ansatzhöhe: 660 m NN; Bohrfirma: Foralith AG/ Gossau (CH) 11.–12.6.2001; GR-Log: WIECK/ Neckartenzlingen; Aufnahme und Bearbeitung: Jura: M. FRANZ, Keuper: A. ETZOLD

Teufen (nach GR-Log)

- 6,0 m Quartär: Schwemmsediment (sw)/ Fließerde (fl)
- 25,0 m Mitteljura (jm), Opalinuston (al1): >19 m
- 98,5 m Unterjura (ju): 73,5 m
 - 27,5 m Jurensismergel-Fm. (tc2): 2,5 m
 - 39,5 m Posidonienschiefer-Fm. (tc1): 12,0 m
 - 54,0 m Amaltheenton-Fm. (pb2): 14,5 m
 - 59,5 m Numismalismergel-Fm. (pb1): 5,5 m
 - 89,0 m Obtususton-Fm. (si2): 29,5 m
 - 92,0 m Arietenkalk-Fm. (si1): 3,0 m
 - 95,0 m Angulatenton-Fm. (he2A): 3,0 m
 - 98,5 m Ppsilonotenton-Fm. (he1): 3,5 m
- 236,0 m Mittelkeuper (km): >137,5 m
 - 127,0 m Knollenmergel- (Trossingen-) Fm. (km5): 28,5 m
 - 148,5 m Stubensandstein (Löwenstein-) Fm. (km4): 21,5 m
 - 164,0 m Bunte Mergel- (Weser-) Fm. (km3): 15,5 m
 - 169,0 m Schilfsandstein- (Stuttgart-) Fm. (km2): 5,0 m
 - 236,0 m Gipskeuper- (Grabfeld-) Fm. (km1): > 67,0 m

5. Kurzprofil der EWS-Bohrung Trossingen 2003 (ARNUM: 7917/802)

TK25: 7917 Villingen-Schwenningen-Ost; R 34 72 550, H 53 26 620, Ansatzhöhe: 698,3 m NN; Bohrfirma: Baugrund Süd/ Bad Wurzach 7.–8.4.2003; GR-Log: WIECK/ Neckartenzlingen; Aufnahme und Bearbeitung: A. ETZOLD















Teufen (nach GR-Log)

- 1,0 m Quartär: Anthropogene Aufschüttung (yA)
- 11,0 m Unterjura (ju): >10 m
 - 2,5m Arietenkalk-Fm. (si1): >1,5 m
 - 6,0 m Angulatenton-Fm. (he2): 3,5 m
 - 11,0 m Ppsilonotenton-Fm. (he1): 5,0 m
- 152,0 m Mittelkeuper (km): >141,0 m
 - 49,5 m Knollenmergel-(Trossingen-) Fm. (km5): 38,5 m
 - 58,0 m Stubensandstein-(Löwenstein-) Fm. (km4): 8,5 m
 - 65,0 m Bunte Mergel-(Weser-) Fm. (km3): 7,0 m
 - 773,0 m Schilfsandstein-(Stuttgart-) Fm. (km2): 8,0 m
 - 152,0 m Gipskeuper-(Grabfeld-) Fm. (km1): > 79 m



LGRB – Informationen des Regierungspräsidium Freiburg · Abteilung 9

Bis Heft 9 Informationen des GLA – Geologisches Landesamt Baden-Württemberg · Bis Heft 15
Informationen des LGRB – Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg

 Heft 6 (1994)	Ergiebigkeitsuntersuchungen in Festgesteinsaquiferen 114 S., 65 Abb., 11 Tab.	10,- €
 Heft 10 (2001)	Wechselwirkungen zwischen Baggerseen und Grundwasser 64 S., 42 Abb., 15 Tab., 1 CD-ROM	10,- €
 Heft 12 (1999)	Freiburg im Breisgau — Geologie und Stadtgeschichte 60 S., 28 Abb., 2 Tab., 1 Taf., Beilage: 2 Kt.	5,- €
 Heft 15 (2004)	Exotische Gehölze im Kirchheimer-Arboretum Freiburg 36 S., 48 Abb.	5,- €
 Heft 16 (2005)	Ingenieurgeologische Gefahren in Baden-Württemberg 79 S., 46 Abb.	10,- €
 Heft 17 (2005)	Ergebnisse neuer Forschungsbohrungen in Baden-Württemberg 150 S., 17 Abb., 7 Tab., 3 Taf.	10,- €
 Heft 18 (2006)	Rohstoffbericht Baden-Württemberg 2006 202 S., 209 + 12 Abb., 15 Tab., 1 Kt.	10,- €
 Heft 19 (2007)	Hydrogeologischer Bau und Aquifereigenschaften der Lockergesteine im Oberrheingraben (Baden-Württemberg) 130 S., 118 Abb., 12 Tab.	10,- €
 Heft 21 (2008)	Das Geologische Landesmodell von Baden-Württemberg: Datengrundlagen, technische Umsetzung und erste geologische Ergebnisse 82 S., 36 Abb., 3 Tab. im Anh., 10 Beil.	15,- €
 Heft 22 (2009)	Beiträge zur Lithostratigraphie in Baden-Württemberg 146 S., 53 Abb., 5 Tab.	15,- €
 Heft 23 (2009)	Natürliche Geogene Grundwasserbeschaffenheit in den hydrogeochemischen Einheiten von Baden-Württemberg 192 S., 43 Abb., 55 Tab., 48 Kt.	15,- €
 Heft 24 (2009)	Geogene Grundgehalte (Hintergrundwerte) in den petrogeochemischen Einheiten von Baden-Württemberg 98 S., 23 Abb., 21 Tab., 40 Kt.	15,- €

Preise zuzüglich Versandkosten.

Nicht aufgeführte Heft-Nummern sind zurzeit vergriffen