



Band 130/2002

Geologisches Jahrbuch Hessen 2002

Inhalt

Seite 5

H.-G. FRITSCH, M. HEMFLER,
D. KÄMMERER, B. LEBMANN,
G. MITTELBACH, A. PETERS,
W. PÖSCHL, S. RUMOHR &
I. SCHLÖSSER-KLUGER:
Beschreibung der hydrogeolo-
gischen Teilräume von Hes-
sen gemäß EU-Wasserrah-
menrichtlinie (EU-WRRRL)

Seite 21

B. TOUSSAINT:
Grundwasser-Monitoring und
EU-Wasserrahmenrichtlinie
– Messnetzkonzeption aus
hydrogeologischer Sicht –

Seite 37

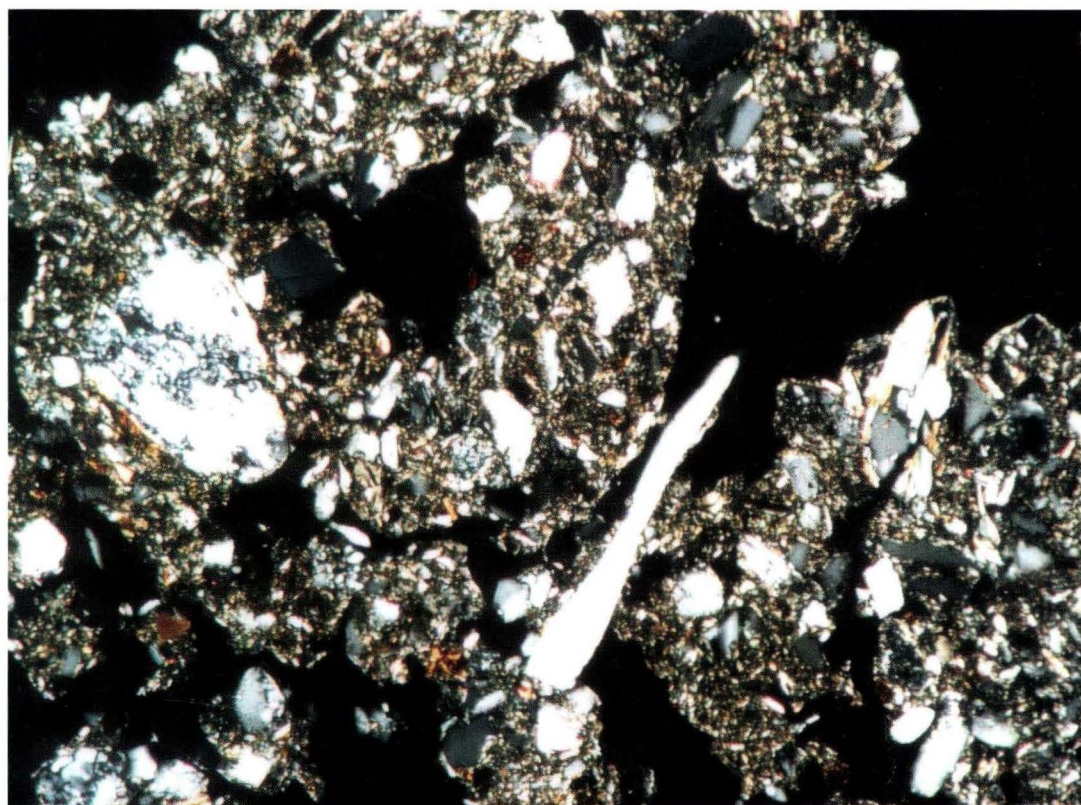
A. GOLWER:
Grundwassertemperaturen
im westlichen Untermain-
gebiet

Seite 49

A. SEMMEL:
Dolinen-Füllungen im Main-
zer Becken

Seite 61

A. HILGERS, T. POETSCH &
A. SEMMEL:
Jungpleistozäne und holozä-
ne Böden und Bodenverlage-
rungen – ein Beispiel aus
dem Taunusvorland bei Wies-
baden



HLUG

Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie

Band 130/2002

110 Seiten, 41 Abbildungen, 11 Tabellen, Wiesbaden 2003

ISSN 0341-4027

Geologisches Jahrbuch Hessen 2002



Hessisches Landesamt
für Geologie und Umwelt

Schriftleitung
Dr. Roland E. Becker
Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie
Rheingastr. 186, D-65203 Wiesbaden

Titelbild aus dem Beitrag Hilgers, Poetsch & Semmel
Dünnschliff: Koprogene Aggregierung der Bodenmasse im unteren fAh-Horizont.

Hinweis für Autoren

Manuskripte sind entsprechend den „Bonner Anweisungen“ abzufassen: Richtlinie für die Verfasser geowissenschaftlicher Veröffentlichungen. Ausgearbeitet von S. Horatschek und T. Schubert, 51 S.; Hannover 1998. Zu beziehen durch E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele und Obermiller), Johannesstraße 3A, D-70176 Stuttgart.

© Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Wiesbaden 2003
ISSN 0341-4027

Printed in Germany

Für den Inhalt der Arbeiten sind die Autorinnen und Autoren allein verantwortlich.

Die in diesem Jahrbuch veröffentlichten Beiträge sind urheberrechtlich geschützt. Übersetzung, Nachdruck, Vervielfältigung auf fotomechanischem oder ähnlichem Wege sowie Speicherung in Datenverarbeitungsanlagen – auch auszugsweise – nur mit schriftlicher Genehmigung des Herausgebers.

All rights reserved. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted, in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, or otherwise, without permission of the publisher.

Redaktion: Dr. Adalbert Schraft, Martina Peter, Dagmar Tangermann

Vertrieb: Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie
Rheingaustraße 186, D-65203 Wiesbaden
Telefon: 06 11/701034; e-mail: vertrieb@hlug.de
Telefax: 06 11/9740 813

Inhalt	Seite
HANS-GERHARD FRITSCH, MARION HEMFLER, DIETER KÄMMERER, BERND LEBMANN, GEORG MITTELBACH, ANNETT PETERS, WERNER PÖSCHL, SVEN RUMOHR & INGA SCHLÖSSER-KLUGER Beschreibung der hydrogeologischen Teilräume von Hessen gemäß EU-Wasserrahmenrichtlinie (EU-WRRL)	5
BENEDIKT TOUSSAINT Grundwasser-Monitoring und EU-Wasserrahmenrichtlinie – Messnetzkonzeption aus hydrogeologischer Sicht –	21
ARTHUR GOLWER Grundwassertemperaturen im westlichen Untermaingebiet	37
ARNO SEMMEL Dolinen-Füllungen im Mainzer Becken	49
ALEXANDRA HILGERS, THOMAS POETSCH & ARNO SEMMEL Jungpleistozäne und holozäne Böden und Bodenverlagerungen – ein Beispiel aus dem Taunusvorland bei Wies- baden	61
DIETRICH RAMBOW & FRANK LEMMER Zur Genese der Tertiärsenken südöstlich von Kassel – Tektonik oder Subrosion ?	73
EGON BACKHAUS † & SILKE SCHWARZ Ein Sammelprofil des Buntsandsteins und Zechsteins im mittleren Odenwald anhand von Bohrungen und Gamma-Logs	91
BERNHARD SPICHALSKY Nachruf Jens Westrup	109

HANS-GERHARD FRITSCHÉ¹, MARION HEMFLER¹, DIETER KÄMMERER¹, BERND LEßMANN¹, GEORG MITTELBACH¹, ANNETT PETERS², WERNER PÖSCHL¹, SVEN RUMOHR¹ & INGA SCHLÖSSER-KLUGER¹

Beschreibung der hydrogeologischen Teilräume von Hessen gemäß EU-Wasserrahmenrichtlinie (EU-WRRL)

Kurzfassung

Nach den Vorgaben der Europäischen Wasserrahmenrichtlinie ist im Rahmen der Erstbeschreibung eine Darstellung der geologischen und hydrogeologischen Merkmale von Grundwasserkörpern notwendig. Hierzu wurden bundesweit als Teil des Projekts „Hydrogeologische Übersichtskarte 1:200 000 (HÜK 200) der Bundesanstalt für Geowissenschaften

und Rohstoffe und der Staatlichen Geologischen Dienste die Themenkarten „Hydrogeologische Großräume“, „Hydrogeologische Räume“ und „Hydrogeologische Teilräume“ erarbeitet, die auf einer Gliederung der Gesteinseinheiten nach den wichtigsten hydraulischen und geochemischen Gesichtspunkten basieren. In Hessen befinden sich 25 hydrogeologi-

sche Teilräume, diese werden nachfolgend beschrieben. Erst im Zusammenhang mit der weitergehenden Beschreibung, die sich nur auf die gefährdeten Grundwasserkörper bezieht, sind weitere Details erforderlich, die aus den übrigen Themenkarten der HÜK 200 und aus den Datenbanken des HLOG entnommen werden können.

Abstract

The European Water Framework Directive requires an initial characterisation of groundwater bodies which may employ existing hydrological, geological, pedological, land use, discharge, abstraction and other data. In this context, entire Germany was divided into hydrogeological

subzones, based on the most important hydraulic and geochemical characteristics of the geological strata. The 25 hydrogeological subzones concerning Hessia are described in the following text.

Only in connection with the further

characterisation, which refers to groundwater bodies at risk, more details need to be described. These are available in the thematic layers of the hydrogeological map of Germany, scale 1:200 000 (HÜK 200), and in other data of the geological survey of Hessia (HLOG).

Inhalt

1. Einleitung	6
2. Aufbau der Teilraumbeschreibung	8
3. Einzelbeschreibung der Teilräume	8
3.1 Oberrheingraben mit Mainzer Becken und nordhessischem Tertiär, Großraum 03	8
3.1.1 Oberrheingraben mit Mainzer Becken, Raum 031	8
3.1.2 Untermainsenke, Raum 032	9
3.1.3 Nordhessisches Tertiär, Raum 033	10
3.2 Mitteldeutsches Bruchschollenland, Großraum 05	10
3.2.1 Nordwestdeutsches Bergland, Raum 051	10
3.2.2 Mitteldeutscher Buntsandstein, Raum 052	11
3.2.3 Thüringische Senke, Raum 054	14
3.3 West- und Süddeutsches Schichtstufen- und Bruchschollenland, Großraum 06	16
3.3.1 Süddeutscher Buntsandstein und Muschelkalk, Raum 062	16
3.4 West- und Mitteldeutsches Grundgebirge, Großraum 08	16
3.4.1 Rheinisches Schiefergebirge, Raum 081	16
3.5 Südwestdeutsches Grundgebirge, Großraum 10	18
3.5.1 Schwarzwald, Vorspessart und Odenwald, Raum 101	18

¹ Dr. H.-G. Fritsche, Dr. Marion Hemfler, Dr. Dieter Kämmerer, Dr. Bernd Leßmann, Dr. Georg Mittelbach, Dr. Werner Pöschl, Dr. Sven Rumohr & Inga Schlösser-Kluger, Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Rheingastr. 186, D-65203 Wiesbaden (e-mail: v.nachname@hlog.de)

² Annett Peters (e-mail: a.peters@tlugjena.thueringen.de), Thüringer Landesanstalt für Umwelt und Geologie, Prüssingstr. 25, D-07745 Jena

1. Einleitung

Mit der Veröffentlichung im Amtsblatt der Europäischen Gemeinschaft trat am 22.12.2000 die Wasserrahmenrichtlinie³ in Kraft. Seither bestimmt diese Richtlinie das Handeln der Wasserwirtschaftsverwaltung.

Die Richtlinie definiert Ziele, um europaweit eine koordinierte Bewirtschaftung der Gewässer und eine Vereinheitlichung des Gewässerschutzes zu gewährleisten. Sämtliche bisher erlassenen Gewässerschutz-Richtlinien werden aufgehoben, wobei allerdings teilweise sehr lange Übergangsfristen eingeräumt wurden (z.B. tritt die Richtlinie 80/68/EWG des Rates vom 17.12.1979 über den Schutz des Grundwassers gegen Verschmutzung durch bestimmte gefährliche Stoffe erst 2013 außer Kraft).

Die Richtlinie nennt einen Zeitplan für die Erreichung der Ziele. Für eine erste Bestandsaufnahme ist gemäß Artikel 5 (1) eine Frist bis Dezember 2004 verbindlich vorgegeben. Im Anhang II der Richtlinie, Absatz 2 Grundwasser, Punkt 2.1 „Erstmalige Beschreibung“, wird u.a. ein Überblick über die hydrogeologische Struktur aller Grundwasserkörper gefordert, wobei auf einschlägige vorhandene Daten zurückgegriffen werden kann.

Als Grundlage für die erstmalige Beschreibung des Ist-Zustandes wird von den Staatlichen Geologischen Diensten und der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe eine hydrogeologische Übersichtskarte von Deutschland im Maßstab 1:200 000 (HÜK 200) erstellt. Unter anderem werden darin nach hydrogeologischen Gesichtspunkten (Durchlässigkeit, geochemischer Gesteinstyp, Hohlraumart, Gesteinsart, Verfestigung) hydrogeologische Teilräume abgegrenzt. Hessen wird von 25 hydrogeologischen Teilräumen überlagert, die sich teilweise über die Landesgrenze hinweg erstrecken. Sie werden nachfolgend gemäß der von den Staatlichen Geologischen Diensten vereinbarten Gliederung beschrieben und in der Abb. 1 dargestellt. Die Teilraumabgrenzung Hessens basiert auf der „Übersichtskarte der hydrogeologischen Einheiten grundwasserleitender Gesteine in Hessen“ (DIEDERICH et al., 1991⁴) und ist in vielen Bereichen mit der dort vorgenommenen Abgrenzung hydrogeologischer Einheiten identisch.

Die Teilräume werden zu „Hydrogeologischen Räumen“ (neun davon überlagern Hessen) und diese wiederum zu „Hydrogeologischen Großräumen“ zusammengefasst (Hessen hat Anteil an fünf Großräumen).

³ Richtlinie 2000/60/EG des Europäischen Parlaments und des Rates vom 23. Oktober 2000 zur Schaffung eines Ordnungsrahmens für Maßnahmen der Gemeinschaft im Bereich der Wasserpolitik.

⁴ DIEDERICH, G., FINKENWIRTH, A., HÖLTING, B., KAUFMANN, E., RAMBOW, D., SCHARPFF, H.-J., STENGEL-RUTKOWSKI, W. & WIEGAND, K. (1991): Hydrogeologisches Kartenwerk Hessen 1:300 000. – Geol. Abh. Hessen, **95**: 83 S., 3 Abb., 4 Tab., 5 Kt.; Wiesbaden.

Legende **Abb. 1.**

03101		Rheingrabenscholle	05206		Werra-Talaue
03105		Tertiär und Quartär des Rhein–Main-Gebietes	05402		Buntsandsteinumrandung der Thüringischen Senke
03201		Hanau–Seligenstädter Senke	05404		Muschelkalk der Thüringischen Senke
03202		Wetterau	06201		Spessart, Rhönvorland und Buntsandstein des Odenwaldes
03301		Niederhessische Senke	08101		Paläozoikum des nördlichen Rheinischen Schiefergebirges
03302		Vogelsberg	08102		Paläozoikum des südlichen Rheinischen Schiefergebirges
05112		Borgentreicher Mulde und Kasseler Graben	08109		Lahn–Dill-Gebiet
05117		Leinetalgraben	08110		Tertiär des Westerwaldes
05201		Fulda–Werra-Bergland und Solling	08111		Idsteiner Senke
05202		Trias und Zechstein westlich der Niederhessischen Senke	10102		Kristallin des Odenwaldes
05203		Kuppenrhön	10103		Rotliegend des Sprendlinger Horstes
05204		Lange Rhön	10104		Kristallin des Vorspessart und Rotliegend der östlichen Wetterau
05205		Zechsteinrand Südwestthüringens			Grenze der Grundwasserkörper

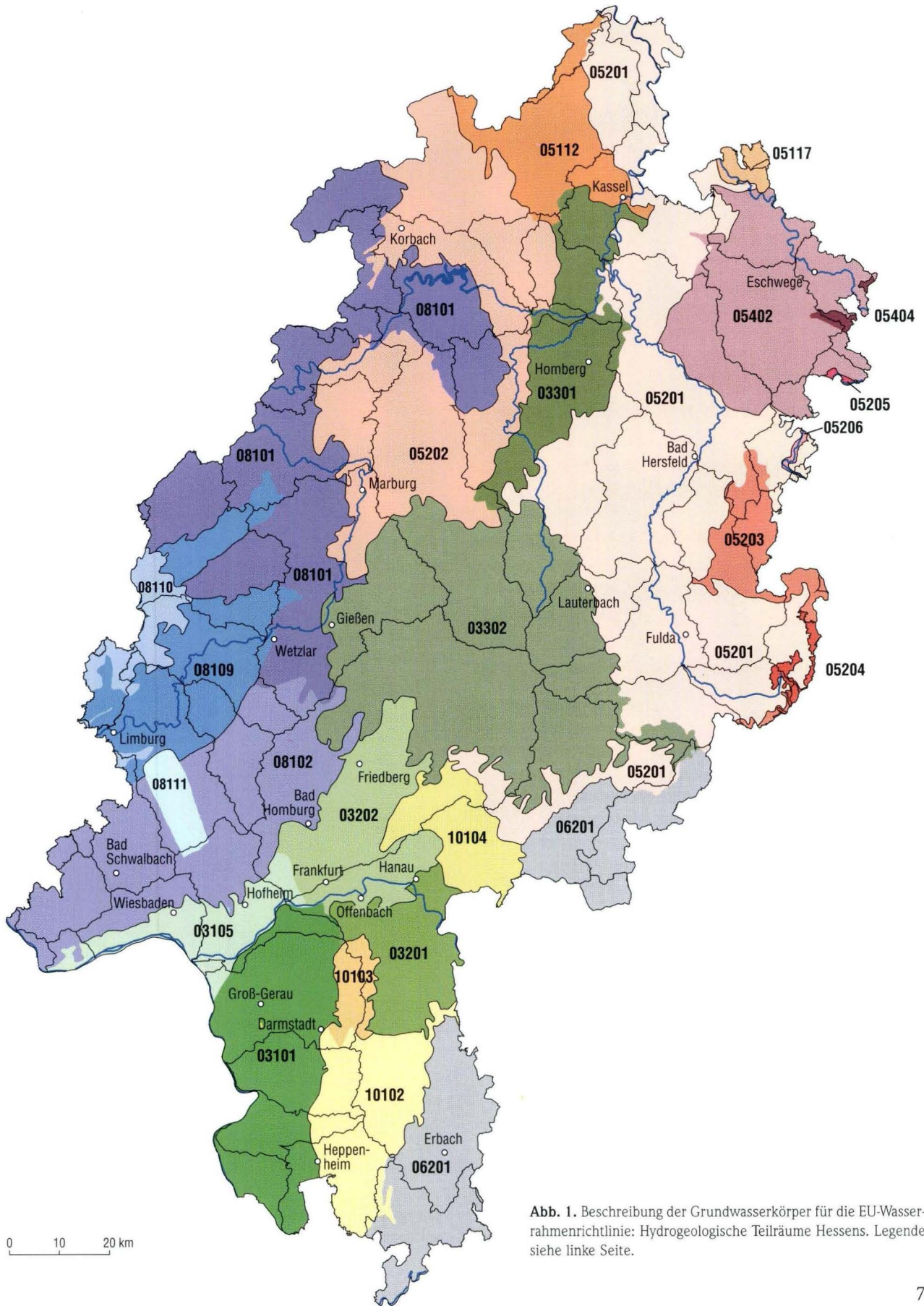


Abb. 1. Beschreibung der Grundwasserkörper für die EU-Wasserrahmenrichtlinie: Hydrogeologische Teilräume Hessens. Legende siehe linke Seite.

2. Aufbau der Teilraumbeschreibung

Die Teilräume werden nach den Haupt-Gliederungspunkten **Definition**, **Kennzeichen** und **Charakter** beschrieben, die wie folgt untergliedert sind:

- Definition:**
- räumliche Verbreitung des Teilraums
 - wesentliche geologische und hydrogeologische Merkmale
- Kennzeichen:**
- textliche Beschreibung der HÜK 200-Attribute (Gesteinsart, Hohlraumart, Verfestigung, hydraulische Durchlässigkeit, geochemischer Gesteinstyp) der wichtigsten Grundwasserleiter des Teilraums

- Charakter:**
- Stockwerksbau (Lithologie, Abfolge der hydrogeologischen Einheiten, Mächtigkeiten)
 - Grundwasserdynamik [Flurabstände, Vorflutverhältnisse, überwiegende Potenzialverhältnisse des Grundwassers (z.B. überwiegend frei/gespannt), Ergiebigkeit]
 - Schutzfunktion der Grundwasserüberdeckung
 - wasserwirtschaftliche Nutzung/Bedeutung

3. Einzelbeschreibung der Teilräume

3.1 Oberrheingraben mit Mainzer Becken und nordhessischem Tertiär, Großraum 03

3.1.1 Oberrheingraben mit Mainzer Becken, Raum 031

Rheingrabenscholle, Teilraum 03101

Definition: Aktive, vom Oberrhein durchflossene Absenkungszone, gefüllt mit känozoischen Lockersedimenten. Asymmetrischer Querschnitt: stärkere Absenkung entlang des östlichen Grabenrandes, dadurch Einfallen der Schichtenfolge nach Osten. Quartärmächtigkeit im Mittel 100 m, Gesamtgrabenfüllung bis über 2000 m mächtig. Porengrundwasserleiter mit Stockwerksgliederung.

Kennzeichen: Mehrstöckiger Lockergesteins-Grundwasserleiter überwiegend pleistozänen, im nördlichen Ried auch pliozänen Alters, von mittlerer Durchlässigkeit und silikatischer Gesteinsbeschaffenheit.

Charakter: Die fluviatile Schichtenfolge pliozänen bzw. pleistozänen Alters wird durch teilweise lückenhaft ausgebildete Tonhorizonte (ZH1, OZH, ZH2, ZH3) in mehrere Grundwasserleiter unterteilt. Die Tonhorizonte sind entlang des östlichen Grabenrandes flächenhaft weiträumig und am mächtigsten entwickelt. Nach Westen zu ist meist nur ein gemeinsamer Grundwasserleiter ausgebildet. Der Flurabstand beträgt in weiten Bereichen nur 1–3 m, nur bei Flugsandauflagerung liegt er über 5 m. Infolge Grundwasserförderung ist der Spiegel weiträumig um 1–2 m abgesenkt.

Die Fließrichtung des Grundwassers verläuft von Osten nach Westen auf den Rhein als Vorfluter zu. Bereichsweise (im NW) fehlt eine natürliche Vorflut, das Wasser in den Gräben muss mittels Pumpen in den Rhein übergeleitet werden. Zwischen den einzelnen Stockwerken sind keine oder nur geringe Potenzialunterschiede vorhanden. Der obere Grundwasserleiter ist nur bei Überdeckung mit Auen-/Hochflutlehm (entlang

des Rheinlaufes im Westen bzw. Altneckarlaufes im Osten sowie nördlich Darmstadt) gespannt, sonst frei.

Das oberflächennahe Grundwasser ist nur bei Ausbildung von Auen-/Hochflutlehm gut vor Verunreinigung geschützt. In den anderen Bereichen ist die Verschmutzungsempfindlichkeit mittel bis hoch.

Insgesamt ein sehr ergiebiges Grundwasservorkommen von überregionaler Bedeutung.

Tertiär und Quartär des Rhein–Main-Gebietes, Teilraum 03105

Definition: Dieser Teilraum als nördlicher Teil des Raums „Oberrheingraben mit Mainzer Becken“ wird nach Norden durch den Raum „Rheinisches Schiefergebirge“ und den Teilraum „Wetterau“ begrenzt. In Rheinland-Pfalz schließt sich im Süden der Teilraum „Tertiär des Mainzer Beckens“ an.

Kennzeichen: Tertiäre und quartäre fluviatile (Poren- und Kluft-Poren-)Grundwasserleiter mit zum Teil hoher Durchlässigkeit bei überwiegend silikatischer und karbonatischer Gesteinsbeschaffenheit.

Charakter: Porengrundwasserleiter der quartären Mainterrassen (Osten) und Rheinterrassen (Westen), die bis zu 20 m mächtig werden können. Im Rheingau wird hier Grundwasser für die örtliche Wasserversorgung gefördert. Südlich des Rheins erfolgt aus diesen Sedimenten die Wasserförderung für Ingelheim und Heidesheim. Im östlichen Teil werden die quartären Sedimente durch einen Porengrundwasserleiter aus der ca. 100 m mächtigen Folge von Tonen, Sanden und Kiesen des Pliozäns, z.B. im Verbreitungsgebiet des Hattersheimer Grabens, unterlagert. Aus ihm fördern die Wasserwerke Hattersheim sowie in Praunheim und im Stadtwald die Stadt Frankfurt. Darunter befindet sich ein Kluft- und Porengrundwasserleiter des Miozän, der im Wesentlichen mergelig entwickelt ist und in Kalkbänken und Kieslagen Grundwasser enthält. Dieses Wasser ist im Bereich Hattersheim fossil, eine weitere

Erschließung ist hier nicht mehr möglich. Der weitere tiefere Untergrund wird durch einen Porengrundwasserleiter des Oligozäns (Rupelton und Cyrenenmergel, zwischen 290 m und 440 m unter Gelände in der Bohrung IX Hofheim) aufgebaut. An den Grabenschultern, im Bereich Hofheim, ist dieser Grundwasserleiter morphologisch höher gelegen.

Porengrundwasserleiter des Rotliegend: Mit der Linie Langenhain–Lorsbach–Wirtshaus „Viehweide“ grenzen an die vordevonischen Phyllite nach Süden rote und graue Brekzien des Rotliegend. Sie gehören zum Nordwestrand des Rotliegend-Troges der Saar–Nahe-Senke, der hier horstartig mit der Hebung des Taunus herausgehoben ist, im nördlichen Hattersheimer Graben tief versenkt ist, aber in der nördlichen Wetterau wieder zu Tage tritt.

Kluftgrundwasserleiter des Devons und Vordevons mit in der Regel geringer Höflichkeit: Ausnahmen bilden wenige tiefreichende Zerrüttungszonen mit natürlicher Dränwirkung vor allem im Norden der Kelkheim–Hornauer Bucht.

Das Grundwasser in den tertiären Sedimenten reagiert meist neutral bis schwach sauer. Die Wässer sind hart bis sehr hart, wobei Karbonat- als auch Gesamthärte hoch sein können. Freier gelöster Sauerstoff fehlt in diesen geförderten Wässern, oder liegt deutlich unter 4 mg/l. Dies hat zur Folge, dass Eisen und untergeordnet auch Mangan gelöst vorhanden ist. Nitrate fehlen auf Grund der Reduktion fast immer. Chloride und Sulfate können zwischen 25 und deutlich mehr als 100 mg/l vorkommen. Es kann davon ausgegangen werden, dass alle gelösten Stoffe geogen sind, d.h. entstanden durch den Kontakt des Grundwassers mit dem umgebenden Gestein (an Schwefeleisen reicher Kalkstein). Anzeichen von anthropogenen Einflüssen sind nicht vorhanden.

Die Verschmutzungsempfindlichkeit in den Tertiär-Gebieten ist bei der vielfach feinkörnigen Gesteinsausbildung überwiegend mäßig bis gering, örtlich auch sehr gering. In den besser bis gut durchlässigen quartären Ablagerungen kann die Beeinträchtigung des Grundwassers größer sein. Eine hohe Schutzwirkung durch Auenlehmlagerungen im Niederterrassenbereich wird meist durch geringe Flurabstände erheblich gemindert.

Im tieferen Untergrund fließen hoch mineralisierte Wässer, die an den Störungen des Taunus-Südrandes in die Lockersedimente aufsteigen.

3.1.2 Untermainsenke, Raum 032

Hanauer-Seligenstädter Senke, Teilraum 03201

Definition: Quartärbucht zwischen den Kristallin- und Buntsandsteingebieten von Spessart und Odenwald entlang des Mains. Tektonische Absenkung im NE-Randbereich des Oberrheingrabens.

Kennzeichen: Quartäre fluviatile Lockergesteine (Poren-Grundwasserleiter) mit hoher Durchlässigkeit bei überwiegend silikatischer (teilweise silikatisch/organischer) Gesteins-

beschaffenheit über tertiären Lockergesteinen (Poren-Grundwasserleiter) mit geringer Durchlässigkeit und silikatisch/organischer Gesteinsbeschaffenheit.

Charakter: Bei der Hanauer–Seligenstädter Senke handelt es sich um eine Randbucht des Oberrheingrabens. Hier lagern vorwiegend pleistozäne Kiese und Sande des Maintals mit hoher Durchlässigkeit über pliozänen Tonen und Sanden. Letztere führen teilweise Braunkohlen und sind nur mäßig bis gering durchlässig. Die Oberflächengewässer in den Talschottern bilden in der Regel die Vorflut. Aufgrund der dadurch bedingten geringen Flurabstände und fehlender mächtigerer Deckschichten (nur stellenweise wird der oberste Grundwasserleiter von Flugsanden überdeckt) sind die quartären Grundwasserleiter als relativ verschmutzungsempfindlich zu bewerten. Eine flächige, jedoch geringmächtige (< 5 m) Überdeckung durch Flugsande und teilweise durch Fließerdnen findet sich besonders am Rand zum Spessart-Kristallin im NE. Daher ist dort der quartäre Grundwasserleiter besser vor Schadstoffeinträgen geschützt.

Im Teilraum können mehrere Grundwasserstockwerke (Quartär und Tertiär) ausgebildet sein, wobei das tertiäre Grundwasserstockwerk nur vereinzelt oberflächennah auftritt und daher meist gespannt ist. Insbesondere die quartären Grundwasserleiter sind von regionaler Bedeutung.

Wetterau, Teilraum 03202

Definition: Die Wetterau ist ein flachwelliger tertiärer Senkungsbereich zwischen Taunus und Vogelsberg, ein Teilsenkungsbereich der Hessischen Senke. Die jüngsten Senkungen in der nördlichen Wetterau führten zur Entstehung des Horloffgrabens.

Kennzeichen: Örtlich quartäre fluviatile Lockergesteine geringer bis mittlerer Durchlässigkeit und silikatischer Gesteinsbeschaffenheit über mächtigen tertiären Lockergesteinen geringer bis mittlerer Durchlässigkeit und silikatisch/organisch/karbonatischer Gesteinsbeschaffenheit.

Charakter: Limnisch-fluviatile Sande und Kiese bzw. Tone (Rockenberger Schichten) bilden die für das Tertiär (Miozän) der Wetterau typische Schichtfolge, in die häufig auch geringmächtige Braunkohlenflöze eingeschaltet sind. Eine Überlagerung durch pleistozäne Sedimente herrscht vor allem im Süden, aber auch im Bereich des Horloffgrabens vor. Die Mächtigkeit der tertiären Schichten beträgt in der Regel einige Zehner Meter bis über 100 m.

Das Quartär stellt i.d.R. das oberste Grundwasserstockwerk dar, innerhalb der tertiären Schichtenfolge sind zumeist mehrere Grundwasserstockwerke ausgebildet, deren Mächtigkeit und Tiefenlage infolge Bruchschollentektonik stark variieren kann.

Die Fließgewässer sind ausnahmslos als Vorfluter wirksam. Der Flurabstand der zumeist ungespannten oberflächennahen quartären Grundwasserstockwerke ist in den Talauen i.d.R. sehr gering und kann in Abhängigkeit von der Morphologie bis auf einige Zehner Meter ansteigen. Die tertiären Grundwasser-

stockwerke sind i.d.R. gespannt. In tieferen tertiären Grundwasserstockwerken treten höher mineralisierte Wässer auf, die insbesondere in der westlichen Wetterau gegen den Taunusrand aufsteigen. Die quartären und tertiären Grundwasserleiter weisen eine mittlere Ergiebigkeit auf, die nicht immer für eine örtliche Wasserversorgung ausreichend ist. Die Schutzfunktion der Grundwasserüberdeckung ist mittel bis hoch.

Im Bereich des Bad Vilbeler Horstes tritt Rotliegend zutage, das Kluftgrundwasser führt, welches vielfach höher mineralisiert ist.

3.1.3 Nordhessisches Tertiär, Raum 033

Niederhessische Senke, Teilraum 03301

Definition: In die Fläche des Nordhessischen Buntsandsteins eingesenkte, etwa NNE–SSW streichende Grabenstruktur, die die nördliche Fortsetzung des Oberrheingrabens bildet.

Kennzeichen: Überwiegend klastische tertiäre Sedimente, meist feinkörnig, über dem Grundwasserhemmer Oberer Buntsandstein. Darunter Kluftgrundwasserleiter des Mittleren Buntsandsteins. Gesamte Abfolge lokal überlagert von quartären Lockergesteinen hoher Durchlässigkeit (Porengrundwasserleiter) und tertiären Basalten (Kluftgrundwasserleiter). Die gesamte Abfolge ist überwiegend silikatisch.

Charakter: Die Niederhessische Senke wird dominiert durch ein mächtiges Schichtpaket sedimentärer Gesteine (Tertiär bis >100 m, Oberer Buntsandstein (Röt) 100–200 m). Dessen Ausbildung ist weitgehend feinkörnig, so dass Wassererschließung nur lokal in tertiären Feinsandsteinen oder tektonisch beanspruchtem und daher durchlässigerem Röt möglich ist. Höhere Ergiebigkeiten werden erreicht, wenn durch tiefere Bohrungen gespanntes Grundwasser im unterlagernden Mittleren Buntsandstein erschlossen wird. Da dessen Bedeckung in ihrer Gesamtheit undurchlässig ist, muss die Neubildung dabei durch Zustrom aus Westen und Osten von außerhalb der Niederhessischen Senke erfolgen.

Die tertiären Basalte, die die Sedimentabfolge durchschlagen, bilden Kluftgrundwasserleiter geringer Ausdehnung und Ergiebigkeit, die aber lokal von großer Bedeutung für die Wasserversorgung sein können.

Vogelsberg, Teilraum 03302

Definition: Tertiäres Vulkangebiet in der südlichen Verlängerung der Niederhessischen Senke zum Raum Oberrheingraben mit Mainzer Becken.

Kennzeichen: Vulkanische Gesteinsabfolge aus überwiegend mächtigen Basalten (silikatische Kluftgrundwasserleiter) mit geringen bis sehr hohen Durchlässigkeiten und zwischengeschalteten Tuff- und Verwitterungslagen mit geringen bis äußersten geringen Durchlässigkeiten.

Charakter: Der Vogelsberg ist ein rd. 2300 km² großes schildförmiges Vulkangebiet mit einem nach Osten versetzten exzentrischen Hochpunkt. Die geologische Abfolge aus Basal-

ten, Tuffen und Verwitterungshorizonten bedingt ein geklüftetes, mehrschichtiges Grundwasserstockwerkssystem. Hierbei sind die Basalte allgemein als Grundwasser leitend, die Tuffe und Verwitterungshorizonte als Grundwasser gering bis Grundwasser nicht leitend einzustufen. Ausnahmen hiervon sind möglich.

Der Vogelsberg wird hydrogeologisch in die Zone der Schwebenden Grundwasserstockwerke und in die Zone der Durchgehenden Grundwassersättigung unterschieden. Lokale schwebende Grundwasserstockwerke können nur temporär Grundwasser führend sein, daher kommt es besonders am Ende des hydrologischen Sommerhalbjahres zum Trockenfallen von Quellen und Bächen. Das radialstrahlige oberflächige Entwässerungssystem weist naturgemäß besonders in diesem Zeitraum in der Zone der Schwebenden Grundwasserstockwerke häufig trockenfallene Bäche auf. Eine typische Erscheinung im Vogelsberg ist der häufige und oft kleinräumige Wechsel von influenten und effluenten Verhältnissen, je nach Anbindung an die lokalen Grundwasservorkommen.

Die Grundwasserfließrichtung ist in der Zone der Durchgehenden Grundwassersättigung vom Zentrum des Vogelsberges zu den Rändern, und hier auf die Vorfluter, gerichtet. Für die Zone der Schwebenden Grundwasserstockwerke können keine allgemeinen Aussagen zu Grundwasserfließrichtungen getroffen werden.

Die mittlere Grundwasserneubildung liegt bei 4,5 l/(s•km²). Das nutzbare Grundwasserdargebot kann auf Grund von Betriebserfahrungen auf rd. 75 % der Grundwasserneubildung beziffert werden.

Bei Bohrungen werden häufig mehrere Grundwasserstockwerke erschlossen. Die Grundwasseroberflächen der einzelnen Grundwasserstockwerke können hierbei gespannt oder frei sein. Je nach Position der Bohrung im hydrogeologischen System und in Abhängigkeit von der Klüftigkeit der Gesteine weisen Brunnen im Vogelsberg stark variable Ergiebigkeiten auf. Dies reicht von trockenen Bohrungen bis zu Brunnen mit einer Leistung bis zu 650 l/s.

Der Vogelsberg wird auf Grund seiner zum Teil sehr ergiebigen Brunnen auch als überregionales Wassergewinnungsgebiet genutzt und hat daher eine große wasserwirtschaftliche Bedeutung.

Bindige Deckschichten sind meist nur lokal ausgebildet. Die Grundwasservorkommen können daher nicht als gut geschützt angesehen werden.

3.2 Mitteldeutsches Bruchschollenland, Großraum 05

3.2.1 Nordwestdeutsches Bergland, Raum 051

Leinetalgraben, Teilraum 05117

Definition: Nord–Süd verlaufende Grabenzone mit überwiegend quartärer Sedimentfüllung und Aufbrüchen von Ge-

steinen des Keupers und Juras, umrahmt von Sedimentgesteinen der Trias, zwischen Teilraum „Fulda–Werra-Bergland und Solling“ im Westen, Teilraum „Buntsandsteinumrandung der Thüringischen Senke“ im Osten und Süden sowie dem Raum „Nordwestdeutsches Bergland“ im Norden.

Kennzeichen: Porengrundwasserleiter der sedimentären Grabenfüllung mit zumeist mäßigen bis mittleren Durchlässigkeiten, aber örtlich, besonders im Bereich der Grabenrandstörungen hohen Ergiebigkeiten, westlich und östlich des Grabens sowie unter der sedimentären Grabenfüllung Kluftgrundwasserleiter in Sedimentgesteinen der Trias mit unterschiedlichen Durchlässigkeiten und überwiegend silikatischer und karbonatischer Gesteinsbeschaffenheit, durch aufdringende Salz-Festgesteine halitischer Einfluss.

Charakter: Der Leinetalgraben ist eine Dehnungsstruktur, die durch zahlreiche zum Teil kompliziert gebaute schmale Störungszonen in ein Mosaik gegeneinander versetzter, in sich jedoch weitgehend ungestörter Bruchschollen zerlegt ist. Im Zentrum der Grabenzone wurden quartäre Sedimente abgelagert, vereinzelt stehen Sedimente des Juras und des Keupers an. An den Grabenrandstörungen und den Grenzen der Bruchschollen sind Zechsteinsalze aufgestiegen und teilweise in die Schichten des Oberen Buntsandsteins und des Mittleren Muschelkalkes eingedrungen. Westlich der Grabenzone befinden sich Basaltvorkommen, die von Süden nach Norden verlaufen und parallel zu den Grabenrändern angeordnet sind.

Die Abfolge von unterschiedlich durchlässigen Sedimentgesteinsschichten kann ein mehrschichtiges Grundwasserstockwerkssystem hervorrufen. Grundwasserleiter sind die Lockergesteine der quartären Grabenfüllung und die sedimentären Festgesteine des Mittleren Keupers, des Unteren Muschelkalks und des Mittleren Buntsandsteins. Durch die tektonische und halokinetische Überprägung der Gesteinsschichten sind hydraulische Kontakte entstanden. Kleinräumig können jedoch hydraulisch eigenständige Grundwasserstockwerke ausgebildet sein.

Die Grundwasserfließrichtung in den oberflächennahen Grundwasserstockwerken ist auf den Vorfluter Leine ausgerichtet. In einzelnen Bruchschollen können aber auch davon abweichende Fließrichtungen vorhanden sein. Die Grundwasseroberfläche in den quartären Lockergesteinseinheiten der Grabenzone ist frei, kann unter gering durchlässigen Schichten und Rutschschollen jedoch auch gespannt sein.

Insbesondere im Bereich der Grabenrandstörungen können ergiebige Wassergewinnungsanlagen stehen. Die Brunnen und Quelfassungen haben eine lokale wasserwirtschaftliche Bedeutung. Im Muschelkalk wird das Grundwasser örtlich genutzt, wenn dieser unterhalb des Vorfluterniveaus ansteht und schützende Deckschichten vorhanden sind. Zu Beeinträchtigungen der Grundwasserqualität kann es durch den Einfluss von aufgestiegenen Salzgesteinen bzw. Salzlösungen kommen. Die Schutzfunktion der Grundwasserüberdeckung ist gering.

Borgentreicher Mulde und Kasseler Graben, Teilraum 05112

Definition: Nördlich und nordwestlich der Niederhessischen Senke liegendes Verbreitungsgebiet von Muschelkalk und Oberem Buntsandstein, Umrandung der Borgentreicher Keupermulde, von Gräben durchzogen.

Kennzeichen: Im Muschelkalk (karbonatisch und silikatisch) ergiebige Kluft-/Karst-Grundwasserleiter, darunter Ton-Schluffsteine des Oberen Buntsandsteins (Röt), i.d.R. als Grundwasserhemmer. Röt bei Position in Störungsnähe aber z.T. tektonisch stark beansprucht und dann Grundwasserleiter mit geringer Ergiebigkeit.

Charakter: Fläche aus Oberem Buntsandstein mit auflagerndem Muschelkalk, durch mehrere Grabenbrüche und Störungszonen in Schollen zergliedert. Der Muschelkalk ist i.d.R. ein guter Grundwasserleiter, der erhebliche Wassermengen liefern kann, wenn er nicht zu hoch über Vorflutniveau liegt. Die ursprünglich vorhandenen Klüfte der Kalk- und Mergelsteine sind lokal in unterschiedlichem Umfang verkarstet. Es muss daher mit großen Fließgeschwindigkeiten und entsprechend geringem Reinigungsvermögen gerechnet werden. Trotzdem wird der Muschelkalk für die örtliche Trinkwasserversorgung genutzt.

Der unter dem Muschelkalk liegende Obere Buntsandstein bildet weit verbreitet die Trennungsschicht zum zweiten Grundwasserstockwerk, dem Mittleren Buntsandstein. In diesem ergiebigen Kluftgrundwasserleiter wird meist gespanntes Grundwasser erschlossen, das aber stark mineralisiert sein kann und dann nicht für die Trinkwasserversorgung zu nutzen ist.

In Bereichen mit starker tektonischer Beanspruchung, wie z.B. entlang des Kasseler Grabens, können die Gesteine des Röts so stark zerbrochen vorliegen, dass innerhalb des Röts kleinräumig ein Kluftgrundwasserleiter geringer Ergiebigkeit ausgebildet ist.

3.2.2 Mitteldeutscher Buntsandstein, Raum 052

Fulda–Werra-Bergland und Solling, Teilraum 05201

Definition: Lage im Zentrum des Mitteldeutschen Bruchschollenlandes. Vor allem in Hessen und Thüringen in Nord–Süd-Erstreckung weit verbreitet. Der Großteil gehört dem geologischen Strukturraum der Osthessischen Buntsandstein-Scholle an, ein geringerer Teil im Norden der Oberweser-Scholle. Begrenzung im Westen von Vogelsberg und Niederhessischer Senke sowie von Borgentreicher Mulde mit Kasseler Graben. Die östliche Begrenzung bilden Leinetalgraben und der hydrogeologische Raum „Thüringische Senke“; im Süden grenzt der Teilraum an Teilräume des Großraums „West- und Süddeutsches Schichtstufen- und Bruchschollenland“. Die südliche Grenze trennt Teilräume, die sowohl vom tektonischen Beanspruchungsmuster als auch von der lithologisch-faziellen Ausbildung der Gesteine des Buntsandsteins sehr unterschiedlich sind. Im Zentrum des Teilraumes liegen die Teil-

räume „Lange Rhön“ und „Kuppenrhön“. Schichtabfolgen des Unteren und Mittleren Buntsandsteins sind als Kluftgrundwasserleiter über weite Flächen verbreitet.

Kennzeichen: Festgesteins-Grundwasserleiter (Kluft-Grundwasserleiter) mit silikatischer Gesteinsbeschaffenheit und mäßiger (Mittlerer Buntsandstein) bis geringer (Unterer Buntsandstein) Durchlässigkeit, örtlich auch mittlere Durchlässigkeit, tektonisch bedingt an Schollen- und Grabenrandstörungen sowie im Gebiet beginnender Salzablaugung im Untergrund. Insgesamt hohe Ergiebigkeiten.

Charakter: Hauptsächlich aus Schichten des Unteren und Mittleren Buntsandsteins aufgebaut. Im Mittleren Buntsandstein wenige Zehner Meter mächtige grobsandige Basisabfolgen und mehrere Zehner Meter mächtige Wechselfolgen von Fein- bis Mittelsandsteinen mit Ton-/Schluffsteinen. Intensiv bruchtektonisch überprägt, mit Bruchschollenmosaik und Störungen in NE-SW/NNE-SSW sowie SE-NW/ESE-WNW-Richtung. Der Teilraum wird durch zahlreiche, in o.a. Richtungen verlaufende tektonische Gräben charakterisiert, die lokal, insbesondere an den Grabenrändern, eine erhöhte Wasserwegsamkeit bedingen und zur Wasserversorgung intensiv genutzt werden (z.B. Wassergewinnung der Stadt Fulda am Rand des Fulda-Pilgerzeller Grabens, Mineralwassergewinnung im Weyherser Graben). Die Gräben weisen Versatzbeträge von mehreren hundert Metern zu dem umliegenden Buntsandsteingebiet auf; im Zentrum der Gräben stehen Gesteine des Muschelkalks oder – seltener – des Keupers an, die besondere hydrochemische Eigenschaften (hohe Wasserhärten) hervorrufen. Stehen Gesteine des Röts im Grabenzentrum an, bieten diese eine erhöhte Schutzwirkung, so dass der darunter liegende Mittlere Buntsandstein zwar eine geringere Grundwasserneubildung hat, aber keine negativen Auswirkungen der Nutzung der Landoberfläche zeigt. Örtlich findet sich eine Überdeckung durch Fließerden bzw. Lösslehm, in deren Bereich ebenfalls ein erhöhter Schutz vor Schadstoffeinträgen gegeben ist. Bei oberflächennah anstehendem Festgestein des Mittleren oder Unteren Buntsandsteins ist aber das Grundwasser nur gering gegenüber Schadstoffeinträgen geschützt, obwohl durch die stark differenzierte Oberflächenmorphologie meist Grundwasserflurabstände von mehreren Zehner Metern vorkommen. Im Gebiet zwischen Bad Hersfeld und dem Thüringer Wald sowie südlich des Fulda-Pilgerzeller Grabens bei Neuhaus befinden sich im Untergrund in 200–1000 m unter Gelände Salzlagerstätten des Zechsteins. Durch das unterlagernde, söhlige liegende Salz sind in diesem Bereich die bruchtektonischen Erscheinungen weniger stark ausgeprägt. Abgetrennt durch tonige Abfolgen des Zechsteins im Hangenden und Liegenden ist oberhalb der Salzlagerstätte ein tiefer, gespannter, teilweise artesischer Kluft-/Karstgrundwasserleiter im Leine-Karbonat (Plattendolomit) entwickelt, der hoch mineralisiertes Grundwasser führt. Der Plattendolomit dient auch als Horizont für die Versenkung von Salzabwasser der Kaliindustrie an Werra und Fulda. An der Ablaugungsfront der

söhligen Salzlagerstätte, dem Salzhang, sind bei beginnender Ablaugung die Durchlässigkeiten durch die Zerrüttung des Deckgebirges stark erhöht und es bestehen Möglichkeiten zum Aufstieg höher mineralisierter Grundwässer aus dem Zechstein (Plattendolomit) und dem tiefen Unteren Buntsandstein bis an die Erdoberfläche. Im Bereich der bereits erfolgten Ablaugung am äußeren Salzhangrand und in irregulären Subrosionssenken ist das Deckgebirge als Residualbrekzie ausgebildet und bildet hier einen Grundwassernichtleiter. Subrosionssenken können von mächtigen tertiären und quartären Lockersedimenten erfüllt sein.

Grundwasserneubildung im Bereich des Unteren Buntsandsteins ca. $2,7 \text{ l/(s} \cdot \text{km}^2)$, im Mittleren Buntsandstein ca. $3,0$ bis $3,3 \text{ l/(s} \cdot \text{km}^2)$. Wasserwirtschaftlich sind die Grundwasservorkommen im Teilraum „Fulda–Werra-Bergland und Solling“ Hauptstütze der örtlichen Versorgung in Südniedersachsen, Osthessen und Westthüringen.

Trias und Zechstein westlich der Hessischen Senke, Teilraum 05202

Definition: Verbreitungsgebiet des Buntsandsteins und Zechsteins und untergeordnet des Muschelkalks zwischen Rheinischem Schiefergebirge und Niederrheinischer Senke, bildet einen Saum um die Aufwölbung des Kellerwaldes.

Kennzeichen: Schichtpaket aus Sedimentgesteinen des Zechsteins (silikatisch und karbonatisch) und Buntsandsteins (silikatisch). Muschelkalk (überw. karbonatisch) in Gräben. Bildet überwiegend Kluftgrundwasserleiter, die besonders bei tektonischer Beanspruchung ergiebig sein können.

Charakter: Der am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges austreichende Saum des Zechsteins fällt nach Osten bis SE ein und streicht daher nur in einem wenige Kilometer breiten Saum aus. Nach Osten bzw. SE wird er überlagert von den klastischen Sedimentgesteinen des Buntsandsteins. Das Grundwasserdargebot im Zechstein wird nur lokal genutzt, wobei wegen geringer Schutzwirkung der Deckschichten häufig hygienische Probleme bestehen. Der Untere und Mittlere Buntsandstein bilden dagegen einen ergiebigen Kluftgrundwasserleiter, der von großer Bedeutung für die regionale Wasserversorgung ist. Die Gesteine des Muschelkalks werden dagegen wegen hygienischer Probleme und der geringen Verbreitung nicht für die öffentliche Trinkwassergewinnung genutzt.

Kuppenrhön, Teilraum 05203

Definition: Bereich im Buntsandstein mit Vorkommen einzelner tertiärer Basaltstöcke bzw. Basaltdeckenreste („Kuppen“). Liegt sowohl nördlich als auch südlich des Teilraums „Lange Rhön“. Der südliche Teil in Bayern und Hessen wird von den Teilräumen „Spessart, Rhönvorland und Buntsandstein des Odenwalds“ und „Fulda–Werra-Bergland und Solling“ umgrenzt, der größere Nordteil in Hessen und Thüringen wird fast vollständig vom Teilraum Fulda–Werra-Bergland und Solling umschlossen.

Kennzeichen: Festgesteins-Grundwasserleiter des Buntsandsteins mit mäßiger und geringer Durchlässigkeit, aber örtlich (tektonisch bedingter) hoher Ergiebigkeit, durchsetzt mit tertiären vulkanogenen Einheiten geringer Durchlässigkeit und Ergiebigkeit. Großflächig handelt es sich um Kluft-Grundwasserleiter mit vorwiegend silikatischer Gesteinsbeschaffenheit. Darüber hinaus in der Umgebung von Basaltschloten, in Grabenfüllungen und im Gebiet der „Eiterfelder Mulde“ verbreitet Vorkommen von Muschelkalk mit karbonatischer Gesteinsbeschaffenheit, mäßiger bis geringer Durchlässigkeit auf Klüften, örtlich aber auch Verkarstung und entsprechend hoher Durchlässigkeit. Als Deckschichten kommen in Gräben feinkörnige Gesteine des Oberen Buntsandsteins (Röt) und des Keupers mit äußerst geringen Durchlässigkeiten vor, die wegen teilweise hoher Gipsführung (insbesondere im Röt) eine Aufhärtung des Wassers der liegenden Schichten des Mittleren Buntsandsteins verursachen.

Charakter: In Hessen vorwiegend aus Schichten des Mittleren und Oberen Buntsandsteins aufgebaut, die gleich denen des Teilraums „Fulda–Werra-Bergland und Solling“ ausgebildet sind, mit Inseln von Unterem Muschelkalk, der lithologisch den Grabenfüllungen im Bereich des Fulda–Werra-Berglandes entspricht. Diese Einheiten sind durchsetzt von kleinen tertiären Basaltstöcken bzw. Basaltdeckenresten geringer Durchlässigkeit. Die Basalte sind wasserwirtschaftlich ohne Bedeutung, können jedoch lokal hydraulische Verbindungen zwischen unterschiedlichen Grundwasserstockwerken schaffen. Örtlich werden insbesondere die Geröllfelder der Basalte mit zahlreichen Quellhorizonten über tertiären Lockergesteinen und Tonsteinen des Oberen Buntsandsteins (Röt) zur Trinkwasserversorgung genutzt. Ein Stockwerksbau ist prinzipiell sowohl innerhalb der Buntsandstein-Einheiten als auch durch die örtlich den Röt überlagernden Muschelkalk-Einheiten möglich. Die starke tektonische Zergliederung ist ähnlich wie im „Fulda–Werra-Bergland und Solling“ allerdings Ursache dafür, dass dieser nicht von flächenhafter Bedeutung ist. Das Muschelkalk-Stockwerk ist hauptsächlich in morphologischen Hochlagen anzutreffen und weist daher nur eine geringe Wasserführung auf, die Ursache für (meist nicht genutzte) Quellaustritte an der Grenze zum Röt ist.

Als Deckschichten finden sich hauptsächlich in Nachbarschaft zu den Basaltvorkommen Fließerden, weswegen die grundwasserführenden Gesteinseinheiten (Buntsandstein und Muschelkalk) nur dort als relativ gut geschützt betrachtet werden können. In der Umrandung der Basaltkuppen und in der Eiterfelder Mulde bilden Gesteine des Oberen Buntsandsteins (Röt) und des Keupers eine örtlich flächig verbreitete, schlecht durchlässige Grundwasserüberdeckung.

Das Grundwasser im Muschelkalk-Stockwerk ist wasserwirtschaftlich ohne Bedeutung, im Buntsandstein dagegen Grundlage der örtlichen Wasserversorgung. Hier liegt die mittlere Grundwasserneubildung bei $3,3 \text{ l}/(\text{s} \cdot \text{km}^2)$.

Lange Rhön, Teilraum 05204

Definition: Großflächige tertiäre Basaltvorkommen im Verbreitungsgebiet des Buntsandsteins in größerer Höhenlage. Grenzt im Norden an den nördlichen Teil der Kuppenrhön, im Osten an den Teilraum „Süddeutsche Muschelkalk-Platten“, im Westen an das „Fulda–Werra-Bergland und Solling“ und im Süden an „Spessart, Rhönvorland und Buntsandstein des Odenwalds“ sowie an die „Kuppenrhön“.

Kennzeichen: Gering durchlässige tertiäre vulkanogene Kluft-Grundwasserleiter (Basaltdecken), Festgestein mit silikatischer Gesteinsbeschaffenheit, vorwiegend auf Gesteinen des Mittleren Buntsandsteins auflagernd.

Charakter: Grundwasserleiter sind oberflächennah gering durchlässige, flächenhaft verbreitete geklüftete Basalte bzw. äußerst gering durchlässige Vulkaniklastite (Tuffe und Tuffite) des Tertiärs. Diese vulkanogenen Gesteine sind geringer durchlässig und weniger ergiebig als der umgebende bzw. unterlagernde Buntsandstein. Ein Grundwasserstockwerksbau ist lokal ausgebildet, wenn z.B. äußerst gering durchlässige Gesteine des Oberen Buntsandsteins (Röt) den Basalt oder Basaltblockschutt unterlagern. Zudem sind die Vulkanite lokal durch äußerst gering durchlässige Vulkaniklastite (Tuffe) in sich untergliedert.

Die Basalte werden teilweise von Fließerden überdeckt; in diesen Bereichen sind die Grundwasservorkommen gut vor Schadstoffeinträgen geschützt; ansonsten weist die Grundwasserüberdeckung, insbesondere in Blockschuttfeldern, nur eine geringe Schutzfunktion auf.

In Hessen, Bayern und Thüringen ist die „Lange Rhön“ wasserwirtschaftlich nur von lokaler Bedeutung (in Talbereichen und im Blockschutt gefasste Quellen, gelegentlich Brunnen im Mittleren Buntsandstein). Die mittlere Grundwasserneubildung liegt bei $5 \text{ l}/(\text{s} \cdot \text{km}^2)$.

Zechsteinrand Südwestthüringens, Teilraum 05205

Definition: Zechsteinaustrich an der südwestlichen Randstörung des Thüringer Waldes, der im Süden und SW vom Buntsandstein des Fulda–Werra-Berglandes und Solling überlagert wird und im SE an den Teilraum „Thüringisch-fränkisches Bruchschollenland“ grenzt. Auf Hochlagen und in Klippenbereichen sind lediglich die Oberen Letten und der Plattendolomit verbreitet, während in Becken und Senken ein vollständiges Idealprofil des Randzechsteins anzutreffen ist. Der Anteil in Hessen ist sehr gering.

Kennzeichen: Kluft-/Karst-Grundwasserleiter aus sedimentären Festgesteinen, deren Gesteinsbeschaffenheit sowohl silikatisch, karbonatisch als auch sulfatisch sein kann. Insgesamt variiert die Durchlässigkeit innerhalb dieses Teilraumes sehr stark. In Bereichen mit Bedeckung durch Fließerden und Löss (entlang der Vorfluter) ist mit einer geringen Schutzwirkung zu rechnen, ansonsten zeichnen sich die Grundwasserleiter unbedeckt durch eine hohe Verschmutzungsempfindlichkeit aus.

Charakter: Der Teilraum setzt sich aus einer Wechselfolge von Dolomit, Kalkstein, Gips, Salinar, Mergelstein sowie dolomitischen Sandsteinen und Konglomeraten zusammen, so dass er durch einen Stockwerksbau von Grundwasserleitern und -geringleitern mit stellenweise sehr guter Grundwasserführung charakterisiert ist. Als Grundwasserleiter sind die Karbonatgesteine des Zechsteins 1 (Zechsteinkalk, Werradolomit, Riffdolomit) und des Zechsteins 3 (Leinekarbonat, „Plattendolomit“) hervorzuheben. Die Grundwasserführung innerhalb dieser wichtigen Horizonte ist extrem stark von ihrer Lage zu den jeweiligen Hauptvorflutern abhängig. Die Grundwasserströmungsverhältnisse werden neben der lithologisch/ petrographischen Ausbildung der Grundwasserleiter/Grundwassergeringleiter wesentlich von den Störungs- und Zerrüttungszonen und den damit verbundenen Auslaugungs- und Verkarstungsprozessen bestimmt. Im Bereich der Störungszonen erfolgen Übertritte von Grundwasser aus dem Thüringer Wald in die Grundwasserleiter des Zechsteinrandes. Die Abstandsgeschwindigkeiten betragen hier bis zu 140 m/h. Der Zechsteinrand wirkt als „Randdrainage“, bis eine hydraulische Entlastung in den Tallagen erfolgt. Der unmittelbare Vorlandbereich der Mittelgebirge zählt somit zu den Transitgebieten. Im Bereich der Zechsteinverbreitung sind Versinkungen von Oberflächenwasser in den Plattendolomit bekannt.

Von wasserwirtschaftlicher Bedeutung ist der Plattendolomit in Thüringen. Nur dort wird er in zahlreichen Fassungen für Trinkwasserzwecke genutzt.

Die Schutzfunktion der Grundwasserüberdeckung ist hier im Allgemeinen als gering einzustufen.

Werra-Talaue, Teilraum 05206

Definition: Känozoische Sande und Kiese am Oberlauf der Werra, innerhalb des Teilraums „Fulda–Werra-Bergland und Solling“.

Kennzeichen: Silikatischer Porengrundwasserleiter (Lokergestein) aus tertiären Sedimenten in Subrosionssenken und quartären Flussablagerungen mit mittlerer bis mäßiger, vereinzelt auch hoher Durchlässigkeit (mittlere k_f -Werte bei $2 \cdot 10^{-4}$ m/s bis $2,5 \cdot 10^{-3}$ m/s). Oft von sehr gering durchlässigen Auensedimenten überlagert.

Charakter: Die Lockersedimente dieses Teilraumes (überwiegend Niederterrassenschotter) sind in einem engen Talbereich beidseits der Werra verbreitet. Bei Barchfeld-Immelnborn in Thüringen existiert aufgrund der Auslaugung des Zechstein-salinars eine größere Flächenverbreitung und die Mächtigkeit des Schotterkörpers (hier auch ältere Terrassensedimente) erreicht bis 65 m. In dieser Region wird der Schotterkörper sowohl zur Grundwassergewinnung (größte Versorgungsanlage Südthüringens) als auch zur Rohstoffgewinnung genutzt.

Flächenhaft bedeutend ist im Bereich irregulärer Auslaugungssenken (Tiefenort, Kieselbach) und am nördlichen Salzhang zwischen Heringen (Hessen) und Gerstungen (Thüringen) der Aufstieg mineralisierter Zechstein-Wässer, bedingt

durch hohe Durchlässigkeit am inneren Salzhangrand und durch die geringe Tiefenlage des Zechsteins.

Aufgrund der artesischen Druckverhältnisse im Bereich der Werraue und der zusammenhängenden Auelehmbedeckung ist die Schutzfunktion der Grundwasserüberdeckung mittel bis gut.

3.2.3 Thüringische Senke, Raum 054

Buntsandsteinumrandung des Thüringischen Beckens, Teilraum 05402

Definition: Flache Buntsandsteinaufwölbung mit hohem Zechsteinanteil über der Eichsfeldschwelle, begrenzt vom Teilraum „Fulda–Werra-Bergland mit Solling“ im Westen und Süden, vom Leinetalgraben im Norden und vom Teilraum „Muschelkalk der Thüringischen Senke“ im Osten.

Kennzeichen: Kluftgrundwasserleiter des Buntsandsteins, Muschelkalks und des Zechsteins mit überwiegend silikatischer Gesteinsbeschaffenheit, in Muschelkalk und Zechstein auch karbonatisch bzw. sulfatisch, mit unterschiedlichen Durchlässigkeiten, die im Bereich von Störungen und bei Verkarstung erheblich sein können.

Charakter: Der hydrogeologische Teilraum „Buntsandsteinumrandung des Thüringischen Beckens“ ist im Gegensatz zum angrenzenden Fulda–Werra-Bergland mit Solling vor allem durch den hohen Anteil an karbonatisch-sulfatischen Gesteinen des Zechsteins und durch sandige bis tonig-schluffige Schichtglieder gekennzeichnet. Charakteristisch für die Grundwasserleiter des Unteren und des Mittleren Buntsandsteins sind geschichtete, teils bankige Fein- bis Grobsandsteine mit Schluffanteil, die mehr oder weniger zerklüftet sind. Bedeutend für die regionale Wasserversorgung sind vor allem die geklüfteten Mittel- und Feinsandsteine des Unteren Buntsandsteins sowie die bankigen Basisabfolgen des Mittleren Buntsandsteins. Der Obere Buntsandstein setzt sich aus Ton- und Mergelsteinen mit Gipseinschaltungen zusammen, er hat höchstens lokal wasserwirtschaftliche Bedeutung. Durch tektonische Beanspruchung können auch Schichtglieder mit einem überwiegenden Schluffanteil, die allgemein als Grundwasser gering bis Grundwasser nicht leitend eingestuft werden, Grundwasser leitend sein und zur Wasserversorgung genutzt werden.

Für die überregionale Wassergewinnung in Osthessen ist die aus Muschelkalk (Karstgrundwasserleiter) bestehende Hochfläche des Ringgaaes wichtig. Über dem Grundwasserstauer des Oberen Buntsandsteins (Röt) sind vor allem die stark schüttenden Karstquellen im Unteren Muschelkalk (Breitau, Röhrda, Lüderbach) bedeutend. Ein Problem stellen hier die geringe Schutzwirkung der Grundwasserüberdeckung und hohe Grundwasserabstandsgeschwindigkeiten dar. Die mittlere Grundwasserneubildung liegt bei $4,8 \text{ l/(s} \cdot \text{km}^2)$.

Zwischen Witzenhausen und Eschwege sind im „Werra-Aufbruch“ gefaltete paläozoische Gesteine mit überlagernden

karbonatischen Gesteinen des Zechsteins verbreitet (Werra-Grauwackengebirge, Unterwerra-Sattel). Einen ähnlichen Aufbruch stellt das Richelsdorfer Gebirge südwestlich des Ringgäues dar, das im Süden aus einer herausgehobenen Scholle mit Rotliegend-Sedimenten besteht, im Norden und Westen ein Tafelland aus tief gründig verkarsteten und zerbrochenen Zechstein-Sedimenten darstellt und im NE unter den mit Muschelkalk gefüllten Sontraer Graben und unter den Ringgau abtaucht. In beiden Zechstein-Gebirgen ist eine Grundwassernutzung durch die hohen Härten bzw. Sulfatkonzentrationen des Grundwassers erschwert, obwohl es hier zu großen Klüftigkeiten über Auslaugungserscheinungen der Zechstein-Sulfate kommt.

Die Abfolge von Grundwasser leitenden mit Grundwasser gering bis Grundwasser nicht leitenden Schichten im übrigen Buntsandsteingebiet bedingt ein mehrschichtiges Grundwasserstockwerkssystem. Bohrungen erschließen daher häufig mehrere Grundwasserstockwerke. Durch die tektonische Überprägung kommt es jedoch schon natürlicherweise zu hydraulischen Kontakten bzw. zum Versickern von Grundwasser aus höhergelegenen Grundwasserstockwerken in tiefergelegene Grundwasserstockwerke.

Innerhalb von Störungszonen und ausgeprägten Klüftzonen können hohe bis sehr hohe Gebirgsdurchlässigkeiten vorkommen. Allgemein herrschen jedoch mäßige bis mittlere Gebirgsdurchlässigkeiten vor. Die Grundwasserfließrichtungen sind auf die jeweiligen Vorfluter gerichtet. Die Schutzfunktion der Grundwasserüberdeckung ist stark unterschiedlich.

Muschelkalk der Thüringischen Senke, Teilraum 05404

Definition: Die Grundwasserleiter des Muschelkalks sind im Thüringer Becken verbreitet und werden vom Teilraum „Buntsandstein der Thüringischen Senke“ umrahmt. Zu diesem Teilraum zugehörig sind ebenfalls die Bereiche der Ohmgebirgsmulde sowie der Bleicheröder Berge am NW-Rand des Thüringer Beckens. Im zentralen Thüringer Becken werden diese vom Teilraum „Keuper der Thüringischen Senke“ überlagert. Da sich die Schichtfolge des Muschelkalks sowohl aus karbonatischen bis tonigen als auch aus salinaren (gips- bzw. steinsalzführenden) Schichtgliedern aufbaut, sind sehr differenzierte Gebirgsdurchlässigkeiten typisch. Große Bedeutung in Thüringen; Verbreitung nur randlich und kleinräumig in Osthessen, südlich Eschwege.

Kennzeichen: Der Muschelkalk ist durch überwiegend karbonatische, aber auch durch saline Festgesteine gekennzeichnet. Charakteristisch sind Klüft-Karst-Grundwasserleiter mit überwiegend karbonatischer, im Mittleren Muschelkalk auch sulfatischer Gesteinsbeschaffenheit. Die Durchlässigkeiten sind mittel bis mäßig, je nach tektonischer Beanspruchung und Grad der Verkarstung. Schichtfugen, Fein- und Grobklüfte können sich zu Karsthohlräumen erweitern und bilden neben dem Gips-Karst den Karbonat-Karst.

Charakter: Im Unteren Muschelkalk sind besonders die

gut geklüfteten kristallinen und oolithischen Kalksteine der Oolith-, Terebratel- und Schaumkalkzone Grundwasser leitend. Der Mittlere Muschelkalk, der aus Dolomiten, Kalksteinen, Mergelsteinen und teilweise Anhydrit sowie Steinsalz besteht, ist sowohl hydrologisch als auch hydrochemisch bedeutungsvoll. Die Grundwasserführung hängt hier neben der Zerklüftung vor allem vom Grad der Auslaugung der salinaren Schichtglieder ab. Besonders stark grundwasserführend können hier die durch Auslaugung entstandenen Zellenkalke im unteren Teil des Oberen Dolomits sowie die verkarstete Obere Wechsellagerung sein. Im Bereich der Verbreitungsgrenze des Muschelkalksteinsalzes verringert sich die Gebirgsdurchlässigkeit rapide. Die Überdeckung durch die tonig-mergeligen Schichtglieder des Mittleren Keupers verhindert im Zentrum des Thüringer Beckens weitgehend die Auslaugung der salinaren Schichtglieder des Mittleren Muschelkalkes. Der Obere Muschelkalk hat als Grundwasserleiterkomplex im Vergleich zum Mittleren Muschelkalk geringere Bedeutung. Hier bilden die Kalksteine und Dolomite des Trochitenkalks einen für Thüringen wichtigen Grundwasserleiter. Demgegenüber sind die Ceratitenschichten, eine Wechsellagerung von Kalk-, Mergel- und Tonsteinen, als grundwasserstauend einzustufen. Bedeutung als Grundwasserleiter besitzt lediglich die in die Ceratitenschichten eingelagerte *Cycloides*-Bank. Häufig besteht ein hydraulischer Zusammenhang zu den Gesteinen des Unteren Keupers. Über nicht zerklüfteten tonigen Schichtgliedern des Unteren Keupers/Oberen Muschelkalks sowie nahe zur Oberfläche des Mittleren Muschelkalks kann es zur Ausbildung schwebenden Grundwassers mit unterschiedlichen Flurabständen kommen. Im (Unteren und z.T. Mittleren) Muschelkalk sind zahlreiche Flussversinkungen und der teilweise Wiederaustritt des versunkenen Oberflächenwassers in Muschelkalkquellen anzuführen (z.B. Versinkung der Ilm und der Hörssel). An der Schichtgrenze Buntsandstein/Muschelkalk kommt es häufig zum Austritt des Muschelkalkgrundwassers. Die Mehrzahl der Muschelkalkquellen ist bevorzugt an herzynisch streichende Störungs- bzw. Klüft- und Spaltenzonen gebunden und belegt damit deren Dränwirkung. Die Strömungsverhältnisse sind durch Auslaugungs- und Verkarstungserscheinungen und Störungszonen sehr differenziert. Das Grundwassergefälle weist eine starke Abhängigkeit von der Durchlässigkeit, der Morphologie und den Lagerungsverhältnissen.

Die Schutzfunktion der Grundwasserüberdeckung ist im Allgemeinen als gering einzustufen.

Die Muschelkalkgrundwasserleiter spielen für die Wasserversorgung im Thüringer Becken eine große Rolle. Während auf den Hochflächen Wasserarmut herrscht, ist in den Entlastungsgebieten ein Wasserüberschuss vorhanden. Mit Tiefbrunnen werden meist mehrere Grundwasserstockwerke gemeinsam erfasst. Ihre Ergiebigkeit ist im Wesentlichen von der Lage des Ansatzpunktes abhängig. Die spezifischen Ergiebigkeiten der Brunnen im Mittleren Muschelkalk betragen

durchschnittlich $2,6 \text{ l/(s}\cdot\text{m)}$. Diese ergiebigen Grundwasservorkommen werden jedoch durch die zum Teil hohen Sulfatgehalte in ihrer Nutzung eingeschränkt. Auch einige der Spalten- und Karst-Quellen sind gefasst und werden direkt für die Trinkwasserversorgung genutzt. Für die Gebiete mit Muschelkalkverbreitung sind die Neubildungsbedingungen insgesamt günstig (Ceratitenschichten: $2,5\text{--}3,0 \text{ l/(s}\cdot\text{km}^2)$; Trochitenkalk, Mittlerer und Unterer Muschelkalk: $4\text{--}5 \text{ l/(s}\cdot\text{km}^2)$). In Hessen existiert für diesen Teilraum keine Grundwassernutzung über Brunnen.

3.3 West- und Süddeutsches Schichtstufen- und Bruchschollenland, Großraum 06

3.3.1 Süddeutscher Buntsandstein und Muschelkalk, Raum 062

Spessart, Rhönvorland und Buntsandstein des Odenwalds, Teilraum 06201

Definition: Nordrand der Süddeutschen Schichtstufenlandschaft, diskordantes Auflagern klastischer Sedimentgesteine auf dem Kristallin des Odenwaldes und des Spessarts im Westen, generelles Schichteinfallen westlich der Spessart-Rhönschwelle nach NW, östlich davon nach SE gerichtet. Überlagerung durch Muschelkalk-Einheiten im SE und Osten (Bayern). Grenzt an Teilräume mit Basaltstöcken (Kuppenrhön) und flächiger Basaltverbreitung (Lange Rhön) im Norden.

Kennzeichen: Festgesteins-Grundwasserleiter (Kluft-Grundwasserleiter) des Buntsandsteins mit mäßiger bis hoher Durchlässigkeit und überwiegend silikatischer Gesteinsbeschaffenheit. In Flusstälern überlagert von quartären fluviatilen Lockergesteinen (Poren-Grundwasserleiter) mäßiger Durchlässigkeit mit silikatischer Gesteinsbeschaffenheit.

Charakter: Im Westen stehen in einem schmalen Streifen entlang des Ausstrichs zum kristallinen Grundgebirge Sandsteine, Konglomerate, Mergelsteine und Karbonatsteine des Rotliegend und Zechsteins (teilweise wegen karbonatischer Gesteinsbeschaffenheit verkarstet) an (ohne wasserwirtschaftliche Bedeutung). Sie erreichen eine Mächtigkeit von 10–40 m.

Am Gesteinsaufbau beteiligen sich sämtliche Schichtglieder des Buntsandsteins, die maximale Mächtigkeit liegt um 450 m.

Entsprechend dem Schichteinfallen in südöstliche Richtung tritt der Untere Buntsandstein hauptsächlich im westlichen Teil des Gebietes auf. Die Schichten erreichen eine Mächtigkeit von rd. 230 m, sie bestehen aus mittel- bis grobkörnigen, teilweise tonig gebundenen Sandsteinen und nur untergeordnet aus Schluff- oder Tonsteinen.

Der Mittlere Buntsandstein umfasst eine Mächtigkeit von rd. 180 m. Die Volprieausen- und Detfurth-Folge bestehen aus mittel-/grobkörnigen, festen bis wechselnd mürben Sandsteinen. Die Hardeggen-Folge besteht aus einer Wechsellaagerung von Feinsandsteinen und Ton-Schluffsteinen mit Mittel-

bis Grobsandsteinen, die Solling-Folge aus mittelkörnigen Sandsteinen und Ton-Schluffsteinen.

Die Röt-Folge des Oberen Buntsandsteins beginnt mit fein- bis mittelkörnigen Sandsteinen und verwitterungsanfälligen Sandsteinen mit Schlufflagen. Den Abschluss bilden glimmerreiche Ton- und Schluffsteine mit gelegentlichen Feinsandbänken. Die Röt-Folge erreicht eine Mächtigkeit von rd. 40 m.

Im Michelstädter Graben sind als jüngste Gesteine der Trias mergelige Kalksteine erhalten geblieben.

Die Bröckelschiefer-Folge des Zechsteins bildet die Sohl-schicht des Hauptgrundwasserstockwerks. Schwebende Stockwerke treten kaum in Erscheinung, nur in den Talauen größerer Vorfluter ist der Spiegel gespannt. Haupt-Erschließungshorizonte sind der Untere und der Mittlere Buntsandstein. Die Wassergewinnung stützt sich überwiegend auf Quellnutzung. Weitständige Klüftung führt zu häufigen Fehlbohrungen. Das Grundwasservorkommen ist von lokaler Bedeutung.

Die Gesteinsfolge wird von Hangschutt, untergeordnet von Lösslehm überlagert. Der Grundwasserleiter ist nur mittel bis mäßig vor Verunreinigungen geschützt (hohe Abstandsgeschwindigkeiten), bei Überlagerung von Röt-schichten nimmt der Schutz zu.

3.4 West- und Mitteldeutsches Grundgebirge, Großraum 08

3.4.1 Rheinisches Schiefergebirge, Raum 081

Paläozoikum des Nördlichen Rheinischen Schiefergebirges, Teilraum 08101

Definition: Das Paläozoikum des Nördlichen Rheinischen Schiefergebirges ist im NW von Hessen zwischen Ostsauerländischem Gebirgsrand sowie Westhessischem Berg- und Senkengebiet vom Kellerwald über das Gladenbacher Bergland bis zum Giessener Lahntal verbreitet. Das Paläozoikum tritt im östlichen Randbereich des Rheinischen Schiefergebirges auf und wird nach Osten begrenzt durch die Zechsteinschichten im Übergang zum Nordhessischen Bergland sowie nach Süden durch das Lahn-Dill-Gebiet und den Taunus. Es handelt sich um gefaltete und geschieferte Gesteine (Ton-, Schluffsteine, Grauwacken, Metabasalte, Quarzite und Sandsteine).

Kennzeichen: Die Gesteine des Rheinischen Schiefergebirges sind überwiegend schlecht durchlässige Kluftgrundwasserleiter. Es handelt sich um Grundwassermangelgebiete. Bessere Durchlässigkeiten weisen lokal vorkommende Quarzite, Sandsteine oder Metabasalte auf, die zur Grundwassergewinnung genutzt werden. Das Rheinische Schiefergebirge ist ein Erosionsgebiet, es sind nur gering mächtige oder unbedeutende Deckschichten ausgebildet. Die Grundwasserleiter haben überwiegend silikatische Gesteinsbeschaffenheit.

Charakter: Die paläozoischen Gesteine bilden marine Sedimente und Vulkanite des Devons bis Unterkarbons, die metamorph überprägt und gefaltet wurden. Das Grundwasser

bewegt sich als Kluftgrundwasser auf offenen Trennfugen und Klüften. Durchlässig sind vor allem tektonische Dehnungsbe-
reiche.

Für die Grundwassergewinnung werden vor allem die Me-
tabasalte über Tiefbrunnen, ehemalige Stollen oder Quellaus-
tritte genutzt. Gebietsweise können mehrere Grundwasser-
stockwerke mit teilweise gespanntem Grundwasser ausgebil-
det sein, die durch Ton- und Schluffsteinlagen getrennt wer-
den.

Paläozoikum des südlichen Rheinischen Schieferge- birges, Teilraum 08102

Definition: Als südliches Rheinisches Schiefergebirge wird
hier der südöstliche Teil der Rumpffläche des Rheinischen
Schiefergebirges südlich der Lahn bis zum Steilabfall gegen
die Oberrheinische Tiefebene bezeichnet (Taunus). Im Nor-
den in Hessen an den Teilraum „Lahn-Dill-Gebiet“ und „Tertiär
des Westerwaldes“ angrenzend, in Rheinland-Pfalz von Lahn
und Mosel zum Teilraum „Paläozoikum des nördlichen Rheini-
schen Schiefergebirges“ abgegrenzt. Im Süden begrenzt durch
den Teilraum „Tertiär und Quartär des Rhein–Main-Gebietes“
in Hessen und dem „Tertiär des Mainzer Beckens“ sowie
„Perm der Nahe- und Primsmulde“ in Rheinland-Pfalz und
dem Saarland.

Kennzeichen: Festgesteins-Grundwasserleiter (Kluft-Grund-
wasserleiter) mit silikatischer Gesteinsbeschaffenheit und un-
terschiedlichen, geringen bis mittleren Durchlässigkeiten.
Hauptgrundwasserleiter ist der Taunusquarzit mit mittleren
Ergiebigkeiten. Im SSE geringe Verbreitung von Rotliegend-
konglomeraten.

Charakter: Hauptsächlich aus unterdevonischen Schichten
aufgebaut. Wasserwirtschaftlich von überregionaler Bedeu-
tung ist nur der Taunusquarzit (Kluftgrundwasserleiter) mit ei-
ner mäßigen Durchlässigkeit und Ergiebigkeit, Nutzung über
Stollen (z.B. Wiesbaden) oder Brunnen (Hunsrückhöhenver-
band). Das Grundwasser ist hier sehr weich. Die Grundwas-
serneubildung erreicht bis zu $6 \text{ l}/(\text{s} \cdot \text{km}^2)$, liegt aber im Mittel
des gesamten Teilraumes bei nur $1,2 \text{ l}/(\text{s} \cdot \text{km}^2)$. Die Schutzwir-
kung ist aufgrund geringer quartärer Überdeckung nur gering,
bei flachen Gewinnungsanlagen führt dies oft zu bakteriellen
Problemen. Die Bereiche, in denen Serizitgneis (Vordevon)
und Tonschiefer anstehen, sind nur örtlich zur Wassergewin-
nung geeignet, da Ergiebigkeit und Durchlässigkeit sehr gering
sind. Hohe Eisen- und Mangengehalte als Folge von Sauer-
stoffdefizit im Grundwasser können eine erhebliche mikro-
bielle Reduktion von Nitrat verursachen. Die Sedimente des
Rotliegend (Hofheimer Rotliegend-Scholle) werden in Hessen
zur Wassergewinnung nicht genutzt.

Entlang des Taunus- und Hunsrück-Südrandes kommt ver-
breitet ein Aufstieg mineralisierter Tiefengrundwässer in
Störungsbereichen vor.

Lahn–Dill-Gebiet, Teilraum 08109

Definition: Zwischen den Teilräumen „Paläozoikum des
nördlichen Rheinischen Schiefergebirges“ und „Paläozoikum
des südlichen Rheinischen Schiefergebirges“ gelegenes Ge-
biet mit paläozoischen Basalten und Massenkalken, getrennt
durch die „Hörre“ in die nördlich gelegene Dill-Mulde und die
südlich gelegene Lahn-Mulde. Im Nordwesten begrenzt vom
Teilraum „Tertiär des Westerwaldes“ mit tertiären Basalten.

Kennzeichen: Der Untergrund besteht aus gefalteten und
geschieferten Gesteinen, unter denen im Taunus und im
Grenzgebiet zum westfälischen Rothaargebirge echte Schiefer
vorherrschen. Im Lahn–Dill-Gebiet kommen zusätzlich zu die-
sen Gesteinsarten und in größerer Verbreitung Kalksteine und
Vulkanite (Keratophyr, Diabas, Schalstein) mit wesentlich an-
deren hydrogeologischen Eigenschaften hinzu.

Charakter: Im Lahn–Dill-Bereich werden hauptsächlich un-
terkarbonische Schiefer und Grauwacken/Tonschieferwechsel-
lagerungen (Kluftgrundwasserleiter) angetroffen. Die Durch-
lässigkeit ist in der Regel gering, Grundwassererschließungen
haben nur örtliche Bedeutung, es können lokal mehrere Stock-
werke ausgebildet sein. Das Grundwasser ist weich.

In den Massenkalkzügen des Mitteldevons und in tektoni-
schen Auflockerungszonen (Karst-Kluftgrundwasserleiter) sind
deutlich höhere Ergiebigkeiten zu erwarten. Die Wässer sind
auf Grund der kalkigen Grundwasserleiter deutlich härter
(mittelhart bis etwas hart). Diese Vorkommen können lokal
von großer Bedeutung für die Wasserversorgung sein.

Auf Grund der heterogenen Untergrundverhältnisse ist mit
mittleren (in Schiefer- und Grauwackengebieten) bis großen
Verschmutzungsempfindlichkeiten (in den Massenkalkzügen)
zu rechnen. Quartäre Deckschichten sind nur sehr kleinräu-
mig und geringmächtig ausgebildet. Örtlich existiert eine in-
tensive lagerstättenwirtschaftliche Nutzung (Kalkstein, Basalt,
Sandstein).

Tertiär des Westerwaldes, Teilraum 08110

Definition: Basaltgebiet im Westen des Teilraums „Lahn–
Dill-Gebiet“, im Zentrum des Raumes „Rheinisches Schiefer-
gebirge“ mit einer Fläche von ca. 540 km^2 in Hessen und
Rheinland-Pfalz.

Kennzeichen: Geschlossenes Basaltgebiet mit einer Ge-
steinsmächtigkeit (Kluft und Kluft-/Porengrundwasserleiter),
die ein auch für überörtliche Versorgungen ausreichendes
Grundwasserdargebot enthält.

Charakter: Im Westerwald treten Basalte und tertiäre Sedi-
mente zu Tage. Die Mächtigkeit des basaltischen Tertiärs
nimmt von Ost (60 m) nach West ($> 200 \text{ m}$) zu. Eine größere
Bedeutung haben am Nordostrand des Westerwaldes die Stol-
len ehemaliger Braunkohlengruben im Liegenden des Basaltes,
soweit sie zu Trinkwassergewinnungsanlagen ausgebaut wor-
den sind. In diesem Fall zeigen die Grundwässer erhöhte Ei-
sen- und Sulfatkonzentrationen.

Im Durchschnitt kann eine mittlere Verschmutzungsemp-

findlichkeit angenommen werden, da auf der Westerwaldhochfläche fast überall eine Decke von Lehm und Deckschutt erhalten ist. Eine hohe Verschmutzungsempfindlichkeit muss für den Nordostrand der Basaltdecken über den als Trinkwassergewinnungsanlagen genutzten ehemaligen Braunkohlengruben angenommen werden. Gelegentlich ist eine Stockwerksgliederung von Basaltdecken und Tufflagen ausgebildet.

Infolge des Einfallens der Grundwassersohlfäche (Verwitterungsoberfläche des Paläozoikums unter dem Basalt) ist der Grundwasserabfluss vom Hochwesterwald Richtung Westen und SW, d.h. zur Nister (Rheinland-Pfalz) und zum Elbbachtal gerichtet.

Die Grundwasserneubildung beträgt ca. $4 \text{ l}/(\text{s} \cdot \text{km}^2)$.

Idsteiner Senke, Teilraum 08111

Definition: Der Teilraum „Idsteiner Senke“ liegt innerhalb des Teilraumes „Paläozoikum des südlichen Rheinischen Schiefergebirges“ zwischen westlichem und östlichem Hintertaunus, südlich des Teilraums „Lahn-Dill-Gebiet“. Durch höhere tektonische Beanspruchung infolge junger Dehnungsbrüche weist diese Grabensenke vor allem an ihren Rändern von der Umgebung abweichende hydrogeologische Eigenschaften auf.

Kennzeichen: Oberflächennah lössbedeckte Senke mit guten landwirtschaftlichen Erträgen über Sandsteinen und Schiefen (Kluftgrundwasserleiter) mit geringen Durchlässigkeiten und silikatischer Gesteinsbeschaffenheit. Aufstieg von mineralhaltigen Tiefenwässern in Störungsbereichen.

Charakter: Die größtenteils von Löss bedeckte, 3–4 km breite Senke zwischen westlichem und östlichem Hintertaunus ist als Grabensenke und somit als Fortsetzung des Limburger Beckens in das Gebiet des Hintertaunus hinein aufzufassen. Ihr unterster Abschnitt, der Goldene Grund, steht als waldfreie Ackerlandschaft dem weiten Limburger Becken ökologisch sehr nahe. Weitere Einheiten sind der Idsteiner Grund, der Escher Grund und der zwischen beiden liegende Idsteiner Wald. Mineralquellen liegen bei Ober- und Niederselters.

Die lössbedeckten Hänge bilden meist keinen eigenen Grundwasserleiter, die Oberflächengewässer in den geringmächtigen Talschottern bilden in der Regel die Vorfluter. Aufgrund der Lössüberdeckung ist von mittleren bis geringen Verschmutzungsempfindlichkeiten auszugehen. Die Ergiebigkeiten gleichen denen des umgebenden Schiefergebirges und sind in der Regel nicht höher als $1,0 \text{ l}/\text{s}$, in Bereichen mit erhöhter Tektonik (Ränder der Senke) sind auf Grund der besseren Wegsamkeit höhere Ergiebigkeiten möglich. Die Grundwasserneubildung liegt im Mittel bei $1,2 \text{ l}/(\text{s} \cdot \text{km}^2)$. Bei den gefördert Grundwässern handelt es sich um relativ weiche, lösungsarme und sauerstoffreduzierte Grundwässer. Die Lössüberdeckung bewirkt gelegentlich eine Aufhärtung des Grundwassers.

3.5 Südwestdeutsches Grundgebirge, Großraum 10

3.5.1 Schwarzwald, Vorspessart und Odenwald, Raum 101

Kristallin des Odenwalds, Teilraum 10102

Definition: Kristallines Grundgebirge, nach Osten durch auflagerndes Paläozoikum und Mesozoikum (Teilraum „Spessart, Rhönvorland und Buntsandstein des Odenwaldes“), nach Westen tektonisch durch den Rheingraben („Rheingrabenscholle“) abgegrenzt.

Kennzeichen: Festgesteins-Grundwasserleiter mit überwiegend geringer bis äußerst geringer Durchlässigkeit sowie silikatischer Gesteinsbeschaffenheit. Bereichsweise ist darüber in Grus-Ablagerungen flächenhaft ein Lockergesteins-Grundwasserleiter (Poren-Grundwasserleiter) von mittlerer bis mäßiger Durchlässigkeit entwickelt (silikatische Gesteinsbeschaffenheit), ebenso in Flusstälern innerhalb der quartären fluviatilen Lockersedimente.

Charakter: Streifenartige Abfolge von vor-varistischen kristallinen Schiefen und jüngeren Granitplutonen. Letztere drangen während der varistischen Gebirgsbildung als basische bis saure Magmen auf und bildeten Gabbros, Diorite, Hornblendegranodiorite und Granodiorite.

Das kristalline Grundgebirge zählt in seiner unverwitterten Ausbildung zu den Kluftgrundwasserleitern. Die praktische Bedeutung als Grundwasserleiter ist aber sehr gering und nur auf spärlich vorhandene Kluft- oder Gangbereiche beschränkt.

Das Grundwasser bewegt sich überwiegend im Verwitterungsbereich (Hangschutt, Gesteinsgrus, meist nur wenige Meter, gelegentlich aber bis zu 30 m mächtig) hangabwärts. Hier ist ein für die Wasserbewegung nutzbarer Porenraum vorhanden. Das darunter folgende massige Gestein enthält nur in einer oberflächennahen Entspannungszone von wenigen Zehner Metern Tiefe wasserwegsame Klüfte. Zur Tiefe nimmt die Kluftweite und -dichte rasch ab. Im kristallinen Grundgebirge ist daher nur im oberflächennahen Bereich mit einem sehr geringen nutzbaren Hohlraumvolumen zu rechnen.

In den Lockermaterialablagerungen der Täler fließt Porengrundwasser unter einer Auenlehmdecke. Dieses sitzt entweder aus den Klüften der Kristallingesteine zu, tritt aus dem Hangschutt und Gesteinsgrus über oder es wird (bei fehlendem Auenlehm) durch versickernde Niederschläge erneuert. Die Grundwasserneubildung liegt zwischen 1 und $3 \text{ l}/(\text{s} \cdot \text{km}^2)$ bei tief vergrusteten Metamorphiten.

Die Verschmutzungsempfindlichkeit ist bei gering mächtiger Verwitterungsschicht mittel, mit zunehmender Gruschicht oder Lösslehmüberlagerung mittel bis gering.

Die Wassergewinnung beschränkt sich auf Quellsfassungen und Flachbrunnen in den Talauen.

Rotliegend des Sprendlinger Horstes, Teilraum 10103

Definition: Nordöstlich von Darmstadt überlagern Sedimentgesteine mit eingelagerten Vulkaniten das südlich angrenzende Kristallin des Odenwalds. Nach Osten und Norden taucht der Sprendlinger Horst unter das Tertiär und Quartär der Hanau–Seligenstädter Senke bzw. der Untermainsenke ab, im Westen grenzt er tektonisch an den Oberrheingraben (Rheingrabenscholle).

Kennzeichen: Festgesteins-Grundwasserleiter (Kluft-Grundwasserleiter) des Rotliegend mit geringer bis sehr geringer Durchlässigkeit und silikatischer Gesteinsbeschaffenheit.

Charakter: Die Festgesteine des Rotliegend setzen sich aus einer Wechsellagerung von feinkörnigen Sand-/Schluffsteinen und Tonsteinen sowie Vulkaniten zusammen. Dabei tritt der Anteil der Sandsteine hinter dem der Ton- und Schluffsteine zurück. Eine Klüftung ist meist nur in den Sandsteinen und Vulkaniten entwickelt, allerdings sind die Klüfte untereinander wenig vernetzt. Das Rotliegend des Sprendlinger Horstes führt daher verhältnismäßig wenig Wasser. Von Ausnahmen abgesehen ist eine wirtschaftliche Erschließung daher kaum möglich.

Eine bessere Durchlässigkeit besitzt die Auflockerungszone über dem kompakten Fels. Bei entsprechender Ausbildung und Mächtigkeit verhält sich diese Zone wie ein Porengrundwasserleiter. Insgesamt ist das Rotliegend des Sprendlinger Horstes wasserwirtschaftlich von geringer Bedeutung.

Kristalliner Vorspessart und Rotliegend der östlichen Wetterau, Teilraum 10104

Definition: Kristallines Grundgebirge, nach Osten und Süden durch diskordant auflagerndes Paläozoikum und Mesozoikum, nach Westen tektonisch durch den Graben des Teilraums

„Hanau–Seligenstädter Senke“ abgegrenzt. Im Bereich der östlichen Wetterau südlich des Vogelsberges vorwiegend klüftige Sedimentgesteine des Rotliegend.

Kennzeichen: Festgesteins-Grundwasserleiter (Kluft-Grundwasserleiter) mit überwiegend geringer bis äußerst geringer Durchlässigkeit sowie silikatischer Gesteinsbeschaffenheit.

Charakter: Es kommen hauptsächlich präkambrische und paläozoische Granite und Gneise mit geringer bis äußerst geringer Durchlässigkeit vor. Das Grundwasser bewegt sich vorwiegend auf Dehnungsklüften, deren Anteil am Gesteinshohlraum zur Tiefe hin abnimmt. In unterschiedlicher Mächtigkeit bilden die Granite und Gneise örtlich Verwitterungsdecken, die dann Grundwasser als Lockergesteins-Poren-Grundwasserleiter führen können (Vergrusung des Gesteins bis 30 m Tiefe). Das Grundwasser ist überwiegend ungespannt.

Es findet sich nur lokal eine Überdeckung durch Löss. Da die Kristallingesteine nur eine geringe Rückhaltefähigkeit aufweisen, sind die Grundwasservorkommen sehr empfindlich gegenüber Schadstoffeinträgen. Die Grundwasserneubildung liegt bei ca. $1,0 \text{ l/(s} \cdot \text{km}^2)$ bei den Metamorphiten.

Die Rotliegend-Sedimente bestehen aus Konglomeraten, Arkosesandsteinen und Tonsteinen, untergeordnet Kalksteinen und basischen Vulkaniten, die zwischen die unteren, gröber ausgebildeten und die oberen, feiner ausgebildeten Sedimentgesteine eingelagert sind. Die Klüfte im Rotliegend sind häufig durch tonige Füllungen verschlossen, so dass sich allgemein eine geringe Wasserwegsamkeit ergibt. Die Grundwasserneubildung liegt bei etwa $2,0 \text{ l/(s} \cdot \text{km}^2)$.

Aufgrund der geringen Ergiebigkeiten und der wechselnden Klüftigkeit ist die Grundwasserführung insgesamt nur von lokaler wasserwirtschaftlicher Bedeutung, hauptsächlich in Form von Quelfassungen geringer Schüttung.

BENEDIKT TOUSSAINT¹

Grundwasser-Monitoring und EU-Wasserrahmenrichtlinie – Messnetzkonzeption aus hydrogeologischer Sicht –

Kurzfassung

Die auf Flussgebiete bezogene und oberirdische Gewässer und Grundwasser sowie Menge und Beschaffenheit integrierende EU-Wasserrahmenrichtlinie vom Oktober 2000 ist die Grundlage für eine die Gewässer schonende nachhaltige Wasserwirtschaft in Europa. Vor allem im Hinblick auf das Schutzgut Grundwasser muss sich die WRRL fachliche Kritik gefallen lassen, weil sie ebenso wie die auf Artikel 17 basierende Toch-

terrichtlinie Grundwasser und sog. Guidance documents unverbindlich und somit insgesamt wenig hilfreich ist. Im Zusammenhang mit dem Monitoring, das eine unverzichtbare Grundlage für die geforderte Bewertung des mengenmäßigen und chemischen Zustands des Grundwassers und entsprechender Maßnahmenpakete ist, werden in der WRRL und in den anderen Dokumenten Kernelemente, wie z.B. insbesondere Kon-

zeption des Messnetzes, Ausbau von Grundwassermessstellen und Planung des Mess- bzw. Beprobungsturnus, zwar angesprochen, die Informationen sind jedoch nicht ausreichend. Diesem Mangel möchte der Verfasser abhelfen, indem er aus Sicht eines Hydrogeologen am Beispiel der Planung von Grundwassermessnetzen die Problematik diskutiert und an Szenarien orientierte Vorschläge zu dieser Thematik macht.

Abstract

The Water Framework Directive (WFD) from October 2000, related to water basins, interpreting all waters and covering quality and quantity (the quantitative status only in the case of groundwater), forms the basic legislation for a sustainable water management in Europe. Especially with regard to the legally protected groundwater the WFD is to be criticized because it shows the same insufficient conceptual basis as the

daughter Groundwater Directive (GWD) and the so called Guidance documents; therefore, it is little helpful in solving the complex groundwater problems. In connection with groundwater monitoring, which is an absolute prerequisite for the demanded assessment of the quantitative and chemical status of groundwater and for the effectiveness of the following measures, the WFD and the other documents refer to key elements such as

conception of network, design of monitoring wells and planning of measurement resp. sampling frequencies, but the information are not sufficient and often diffuse. Because of these lacks, the author's intention is to discuss from hydrogeological point of view some typical groundwater scenarios and to inform about different conceptual approaches for planning groundwater networks.

Inhaltsverzeichnis

1. Zielsetzung der Wasserrahmenrichtlinie und Problemstellung	22
2. Monitoring-Zyklus	24
3. Konzeption von Grundwassermessnetzen	26
3.1 Allgemeine Hinweise zu Messnetzkonfiguration und Messstellendichte	28
3.2 Anforderungen der EU-Wasserrahmenrichtlinie an Grundwassermessnetze	31
4. Schriftenverzeichnis	35

¹ Prof. Dr. B. Toussaint (e-mail: b.toussaint@hlug.de), Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Rheingaustr. 186, D-65203 Wiesbaden

1. Zielsetzung der Wasserrahmenrichtlinie und Problemstellung

Die „Richtlinie 2000/60/EG des Europäischen Parlaments und des Rates vom 23. Oktober 2000 zur Schaffung eines Ordnungsrahmens für Maßnahmen der Gemeinschaft im Bereich der Wasserpolitik“ – kurz EU-Wasserrahmenrichtlinie oder WRRL genannt (Europäische Gemeinschaft 2000) – wurde aufgrund der Neufassung des Wasserhaushaltsgesetzes vom 19. August 2002 (Bundesregierung 2002) mittlerweile in deutsches Gesetz umgesetzt. Die wesentlichen Elemente der WRRL sind

- auf Flussgebiete bezogener sowie oberirdische Gewässer und das Grundwasser integrierender ganzheitlicher Ansatz bei der Gewässerbewirtschaftung,
- Ermittlung und Bewertung der Gewässerqualität, Erstellung nationaler sowie supra- und international koordinierter Maßnahmenprogramme und Bewirtschaftungspläne zur Erhaltung oder Verbesserung der Gewässerqualität und
- Erreichen eines guten ökologischen, chemischen und mengenmäßigen Zustands der Gewässer bis spätestens 2015.

Es ist bekannt, dass es die Zielsetzung der WRRL zumindest anfänglich war, die zahlreichen auf die oberirdischen Gewässer bezogenen EU-Richtlinien, die sich teilweise widersprachen, zu harmonisieren bzw. möglichst durch eine einzige Richtlinie zu ersetzen. Der Grundwasserteil in der WRRL ist somit lediglich als eine Art „Anhängsel“ zu interpretieren, das von Grundwasserfachleuten als unbefriedigend und in Teilen missverständlich eingestuft wird (TOUSSAINT 2000b).

Im Hinblick auf das Grundwasser verlangt die WRRL die Überwachung seines mengenmäßigen und chemischen Zustands. Die Monitoring-Programme, die bis Ende 2006 konzipiert sein müssen, dienen dazu, die im Rahmen der erstmaligen und weitergehenden Beschreibung der Grundwasserkörper vorgenommene Risikoeinschätzung für das Grundwasser selbst sowie für die mit ihm in hydraulischer Wechselbeziehung stehenden Oberflächenwasser- und Landökosysteme zu validieren. Außerdem sind die Messwerte die Grundlage für die Bewertung, ob die Umweltziele gemäß Artikel 4 der WRRL eingehalten bzw. erreicht werden oder nicht. Für das mengenmäßige Monitoring sind die Bestimmungen der Anlage V(2.2.) der WRRL maßgebend, für das qualitative Monitoring die der Anlage V(2.4.). Bei Grundwasserkörpern, bei denen ein Risiko der Zielverfehlung als Ergebnis der Beschreibung festgestellt wurde (Bewertung als „at risk“), ist zusätzlich eine Überwachung zum Erkennen von signifikanten und anhaltenden Trends von Schadstoffkonzentrationen erforderlich.

Der Umfang der Überwachung, die sich auf den mengenmäßigen und qualitativen Zustand der Grundwasserkörper bezieht, ist an den für die Bewertung der Zielerreichung erforderlichen Informationen auszurichten. Er kann somit nicht als allgemein gültiger Standard festgeschrieben werden.

Das Ziel eines „guten mengenmäßigen Zustands“ gilt als erreicht, wenn

- das Grundwasser nicht übernutzt wird,
- keine quantitative und qualitative Schädigung von mit dem Grundwasser in Verbindung stehenden oberirdischen Gewässern und von grundwasserabhängigen Landökosystemen erfolgt und
- ein Zustrom von Salzwasser nicht gegeben ist.

Maßgebender Parameter für die Beurteilung des mengenmäßigen Zustands des Grundwassers ist gemäß WRRL der Grundwasserstand; die Quellschüttung wurde als Beurteilungskriterium nicht berücksichtigt. Eine Grundwassermengenbilanzierung ist nur im Falle von Grundwasserkörpern „at risk“ erforderlich. Bei die Grenzen von Mitgliedsländern überschreitenden Grundwasserkörpern müssen darüber hinaus Daten bereitgestellt werden, um Fließrichtung und Rate des einen bestimmten Querschnitt durchströmenden Grundwassers zu ermitteln.

Das der Überwachung dienende Messnetz ist so zu gestalten, dass frühzeitig negative Veränderungen des mengenmäßigen Zustands erkannt werden können. Hierbei ist zu differenzieren zwischen Veränderungen, die durch Grundwasserneubildungsereignisse hervorgerufen werden, und Veränderungen, die anthropogene Ursachen wie z.B. Grundwasserentnahmen haben.

Das Ziel eines „guten chemischen Zustands“ gilt als erreicht, wenn

- im Grundwasser keine Anzeichen für einen anthropogen bedingten Zustrom von Salzwasser (gemeint ist Meerwasser) oder andere Intrusionen (das können aufsteigende hochmineralisierte Tiefenwässer sein) zu erkennen sind,
- die nachgewiesenen Schadstoffkonzentrationen die EU-Qualitätsnormen für Grundwasser nicht überschreiten und
- die Grundwasserbeschaffenheit so ist, dass keine negativen Auswirkungen auf die mit dem Grundwasser in Verbindung stehenden oberirdischen Gewässer und auf vom Grundwasser abhängige Landökosysteme zu besorgen sind.

Darüber hinaus dient das chemische Überwachungsprogramm der Erkennung von Schadstofftrends im Grundwasser.

Die WRRL unterscheidet eine „überblicksweise“ und eine „operative“ Überwachung des chemischen Zustands des Grundwassers. Die überblicksweise Überwachung ist so zu gestalten, dass eine umfassende Übersicht über die Inhaltsstoffe in jedem Grundwasserkörper oder in einer Grundwasserkörpergruppe möglich ist. Das Überwachungsprogramm ist so zu konzipieren, dass frühzeitig negative Veränderungen des chemischen Zustands des Grundwassers erkannt und lang anhaltende Trends in seiner Beschaffenheit ermittelt werden können. Für Grundwasserkörper bzw. Grundwasserkörpergruppen, bei denen aufgrund der Gefährdungseinschätzung oder der Ergebnisse der überblickswisen Überwachung das Risiko besteht, dass die Umwelt-

ziele gemäß Artikel 4 der WRRL nicht erreicht werden, sowie bei grenzüberschreitenden Grundwasserkörpern ist zusätzlich eine operative Überwachung durchzuführen. Diese dient der weiteren Aufklärung des Gefährdungsrisikos und der Bereitstellung zusätzlicher Messergebnisse für die Trenderkennung.

Um europaweit Vergleiche anstellen zu können, wäre es wünschenswert gewesen, wenn die WRRL nicht nur die Ziele, die es bis 2015 zu erreichen gilt, genannt hätte, sondern auch die Wege dazu. Hilfreich wäre sicherlich gewesen, wenn die WRRL im Hinblick auf die wesentlichen Elemente eines Grundwasser-Monitoring (siehe Kap. 2) konkreter gewesen wäre, das heißt u.a. anhand von Beispielen die Abhängigkeit der Konfiguration eines Grundwassermessnetzes oder der Messstellendichte von bestimmten hydrogeologischen Verhältnissen oder von anthropogenen Einflüssen aufgezeigt hätte.

Die seit Januar 2003 als 1. Entwurf vorliegende Grundwasser-Tochterraichtlinie gemäß Artikel 17 WRRL (European Commission 2003), die sich ausschließlich mit dem chemischen Zustand des Grundwassers befasst, gibt Antworten auf einige drängende Fragen. Das sind insbesondere Grenzwerte für den guten chemischen Zustand, „starting point“ für Trendumkehr, Berechnung des Trends gemäß Guidance document CIS 2.8 oder äquivalente Verfahren, Umsetzung von punktuellen Messwerten in die Fläche zwecks Charakterisierung des chemischen Zustands eines Grundwasserkörpers und dessen farbliche Kennzeichnung in Karten. Im Hinblick auf die bedeutsamen, aber auch mit vielen Fehlermöglichkeiten behafteten Schritte, die der Bewertung der Grundwasserbeschaffenheit, umweltpolitischen Entscheidungen und wasserwirtschaftlichen Maßnahmen vorausgehen, ist sie entgegen den Erwartungen jedoch keine Hilfe. Gemeint sind insbesondere die Messnetzkonzeption, die nicht mit Messstellendichte verwechselt werden darf und einen dreidimensionalen Ansatz haben muss, die Planung des Messstellendesigns, das sich nicht nur an den hydrogeologischen Verhältnissen, sondern u.a. auch am Verhalten der zu überwachenden Kontaminanten im Grundwasserleiter zu orientieren hat, und der Beprobungsturnus, der ebenfalls großen Einfluss auf die Repräsentativität der Messwerte hat. Grundwassermesswerte sind dann repräsentativ, wenn sich in ihnen die standortbezogene Konzentration und das Verteilungsmuster von Grundwasserinhaltsstoffen widerspiegeln. Außerdem bleiben andere wichtige Faktoren, die sich auf die Brauchbarkeit der Messwerte auswirken, unerwähnt, so z.B. die Probennahmetechnik. Es macht nämlich einen großen Unterschied, ob Grundwasserproben mittels Schöpfer oder Pumpen gewonnen werden, und im Falle von gepumpten Proben muss überlegt werden, ob Saugpumpen oder drückende Unterwasserpumpen eingesetzt werden sollen.

Der Entwurf der Tochterraichtlinie verweist ihrerseits wieder auf Ausführungen im Guidance document CIS 2.7 Monitoring, Teil Grundwasser, das im Dezember 2002 in seiner für die nächsten Jahre verbindlichen Fassung veröffentlicht worden ist (European Commission 2002). Auch dieses Dokument bleibt im Hinblick auf die Elemente des Monitoring, für die vor allem der Hydrogeologe Verantwortung trägt, unverbindlich. Das bedeutet, dass die Monitoring-Erfordernisse gemäß Artikel 8 WRRL in jedem Land unterschiedlich gesehen und auch gehandhabt werden. Das ist im Hinblick auf die Vergleichbarkeit der Messwerte und der daraus abzuleitenden Maßnahmen-relevanten Schlüsse sicherlich nicht von Vorteil.

Für Deutschland bleibt es der LAWA-Arbeitshilfe (Länderarbeitsgemeinschaft Wasser 2002) und ihrer zukünftigen Fortschreibung vorbehalten, Empfehlungen zu geben, wie hierzu, möglichst basierend auf den vorhandenen staatlichen und nichtstaatlichen Grundwassermessnetzen, die WRRL so umgesetzt werden kann, dass ihrer Intention Rechnung getragen wird.

Der Verfasser, selbst Mitglied in LAWA-Unterausschüssen, möchte im Zusammenhang mit der WRRL aus hydrogeologischer Sicht Vorstellungen von Grundwasser-Monitoring entwickeln, wobei langjährige Erfahrungen mit dem hessischen Landesgrundwasserdienst von Nutzen sind. Sein Anliegen ist zunächst klarzumachen, dass unter Monitoring keineswegs nur Messaktivitäten zu verstehen sind, wie häufig angenommen wird, sondern dass es sich dabei um eine Folge von vielen aufeinander aufbauenden und sich ggf. wiederholenden Schritten handelt, die dem nachhaltigen Schutz des Grundwassers dienende Informationen zum Inhalt haben.

Ein Kernelement dieses sog. Monitoring-Zyklus ist die Planung eines Grundwassermessnetzes, die ebenso wie andere fundamentale Monitoring-Elemente, z.B. (Aus-)Bau von Grundwassermessstellen oder Gewinnung von repräsentativen Grundwasserproben für analytische Untersuchungen, in der WRRL zu kurz kommt. Aus diesem Grund wird der Schwerpunkt der nachfolgenden Ausführungen auf die Messnetzplanung gelegt, anhand von Szenarien wird die Vorgehensweise erläutert. Da aktuelle Regelwerke (z.B. Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau 1992, 1997; Deutscher Verein des Gas- und Wasserfaches 2001, 2002; Länderarbeitsgemeinschaft Wasser 2000) oder Veröffentlichungen in Fachzeitschriften (z.B. HOMRIGHAUSEN & LÜDECKE 1990; TOUSSAINT 1996, 1999) sich ausführlich mit der Gewinnung von Grundwasserproben oder mit dem Bau von Grundwassermessstellen nach dem Stand der Technik befassen, kann an dieser Stelle auf entsprechende Ausführungen verzichtet werden.

2. Monitoring-Zyklus

Das Ziel von Monitoring ist die Vermeidung von Grundwasserkontaminationen sowie in einem mehr integrativen Ansatz die Lösung von Umweltproblemen, um so eine nachhaltige Entwicklung („sustainable development“) sicherzustellen. Daher kann und darf sich „Monitoring“ nicht auf Messaktivitäten, Laboranalytik und Datenhandling beschränken, sondern es muss noch ein „Assessment“ als weitere Komponente hinzukommen.

Hydrogeologischer Sachverstand und darauf aufbauend eine Einschätzung des Systems Grundwasser sind unbedingt erforderlich (Abb. 1), um Monitoring-Programme definieren und durchführen zu können. Beispielsweise muss aus einem bestimmten Neubildungsereignis und der Applikation von Düngemitteln (Input) abgeleitet werden, ob und wann bei gegebenen hydrogeologischen Verhältnissen (eine charakteristische Systemeigenschaft ist z.B. das Grundwasserströmungsfeld) mit dem Nachweis von Nitrat in einer bestimmten Messstelle zu rechnen ist (Output). Je größer der Kenntnisstand im Hinblick auf das System Grundwasser ist, desto präziser und damit auch wirtschaftlicher kann ein Monitoring-Programm geplant und implementiert werden. In diesem Sinne benötigt Assessment Monitoring, und Monitoring benötigt Assessment, beides muss als ein Paket gesehen werden.

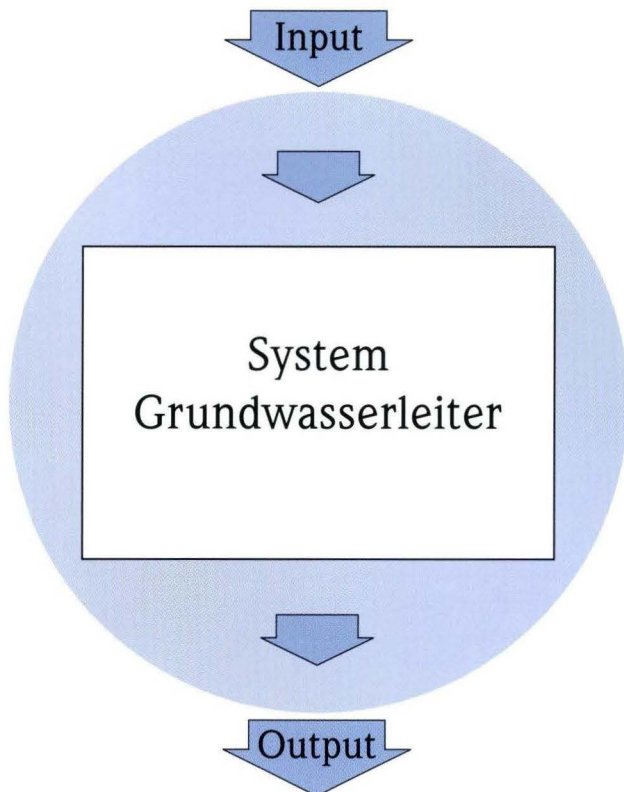


Abb. 1. System Grundwasserleiter mit Input und Output.

Der Prozess des Grundwasser-Assessment kann verstanden werden als „the valuation of the qualitative, physico-chemical and microbiological status of groundwaters in relation to the background conditions, human effects and the actual and intended uses which may adversely affect human health and the environment“. Grundwasser-Monitoring kann definiert werden als „the process of repetitive observing for defined purposes on one or more elements of the environment according to prearranged schedules in space and time and using comparable methodologies for environment sensing and data collection“ (OT-TENS et al. 2000). Grundwasser-Monitoring ist somit eine Sequenz von Aktivitäten, die mit der Definition der erforderlichen Informationen, die für das Erreichen gewässerkundlicher oder umfassender wasserwirtschaftlicher Ziele unbedingt vorliegen müssen, beginnen und mit der Nutzung der gewonnenen Erkenntnisse enden. Es handelt sich um einen integrativen Ansatz, anschaulich darzustellen und zu begründen in einem „Monitoring-Zyklus“ (Abb. 2).

Alle Phasen des Monitoring-Prozesses sollten betrachtet werden, da die Bewertung aller gewonnenen Informationen zu einem völlig neuen Informationsprofil führen kann, was eine neue Sequenz von Aktivitäten zur Folge haben könnte. Auf diese Weise wird der Monitoring-Prozess optimiert.

Das Konzept eines Monitoring-Zyklus beinhaltet gleichzeitig die Aussage, dass es keine Monitoring-Programme „von der Stange“ geben darf, da diese häufig zwar viele Daten produzieren, aber wenig Informationen liefern. Stattdessen müssen Programme zur Grundwasserüberwachung maßgeschneidert sein: Daten, Informationen und Entscheidungen sind Teil einer Gesamtstrategie. Ein „abgestimmtes Monitoringprogramm“ steht u.a. außerdem für eine Kommunikation zwischen Fachleuten, die das Konzept dafür entworfen haben, und Entscheidungsträgern und der Öffentlichkeit, die die gewonnenen Informationen nutzen.

Die Aktivitäten des auf das Grundwasser bezogenen Monitoring-Zyklus dürfen niemals isoliert von den Erfordernissen des wasserwirtschaftlichen Managements gesehen werden, das aussagefähige Informationen benötigt, um das Grundwasser im Hinblick auf die verschiedenen, z.T. miteinander konkurrierenden Nutzungsansprüche wirkungsvoll und auf Dauer schützen zu können. Aus den bereits vorhandenen oder vorhersehbaren Grundwasserbelastungen, die z.B. aus der landwirtschaftlichen Landnutzung oder aus der Luftverschmutzung resultieren einerseits, und den wasserwirtschaftlichen und ökologischen Funktionen des Grundwassers andererseits leiten sich Monitoring-Programme ab, die auf der Grundlage der resultierenden Daten wiederum Auswirkungen haben auf Entscheidungen der zuständigen Fachbehörden, Wasserversorgungsunternehmen u.a.

Im Monitoring-Zyklus kommt der Gewinnung von repräsentativen Messwerten entscheidende Bedeutung zu. Das gilt insbesondere für qualitative Messwerte, weil Informationen darüber

eine wesentliche Grundlage für den präventiven Schutz des Grundwassers vor allem im Hinblick auf dessen natürliche Beschaffenheit sind, die in dicht besiedelten Industrieländern wie z.B. Deutschland insgesamt noch stärker anthropogen beeinflusst wird als seine Menge. Daher sind wesentliche Phasen des Monitoring-Zyklus (Messnetzplanung, Einrichtung von Messstellen, Beprobungsaktivitäten) mit der Intention verbunden, Grundwasserproben zu gewinnen, die den genannten Zielvorgaben entsprechen. Das bedeutet aber auch, dass man sich darüber im Klaren sein muss, dass viele Faktoren, die z.T. ihrerseits wieder in einer Wechselbeziehung stehen, maßgeblich die Repräsentanz einer Grundwasserprobe und somit weitgehend auch die eines Messwertes bestimmen (Abb. 3).

Werden diese Zusammenhänge nicht zur Kenntnis genommen, wird die Varianz des Gesamtergebnisses einer hydrochemischen Untersuchung so entscheidend vergrößert, dass Fehler bei den nachfolgenden Schritten (insbesondere Probenaufbereitung und Analytik) unter der Voraussetzung einer entsprechenden Qualitätssicherung das Untersuchungsergebnis insgesamt nur noch wenig beeinflussen. Anders ausgedrückt: Es macht keinen Sinn, teure Gerätschaften und hochqualifizierte Chemiker im Labor einzusetzen, wenn vor Beginn der analytischen Arbeiten gravierende und nicht mehr behebbare Fehler gemacht werden. Aus diesem Grunde werden die besonders wichtigen Bestandteile des Monitoring-Zyklus hier besonders gewürdigt, wobei die Monitoring-Aktivitäten, die sich auf die Überwachung der flächenhaft-diffusen Grundwasserkontamination beziehen, besondere Aufmerksamkeit erfahren, da diese heute hohe umweltpolitische Relevanz haben.

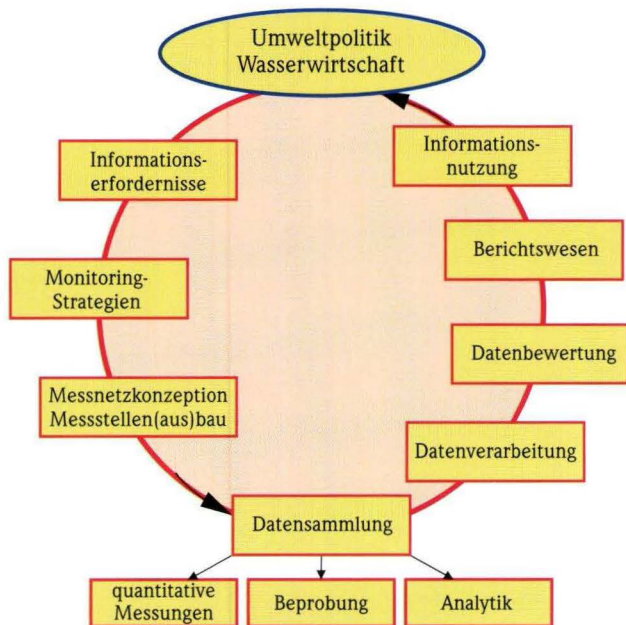


Abb. 2. Monitoring-Zyklus (nach OTTENS et al. 2000, vom Autor ins Deutsche übersetzt).

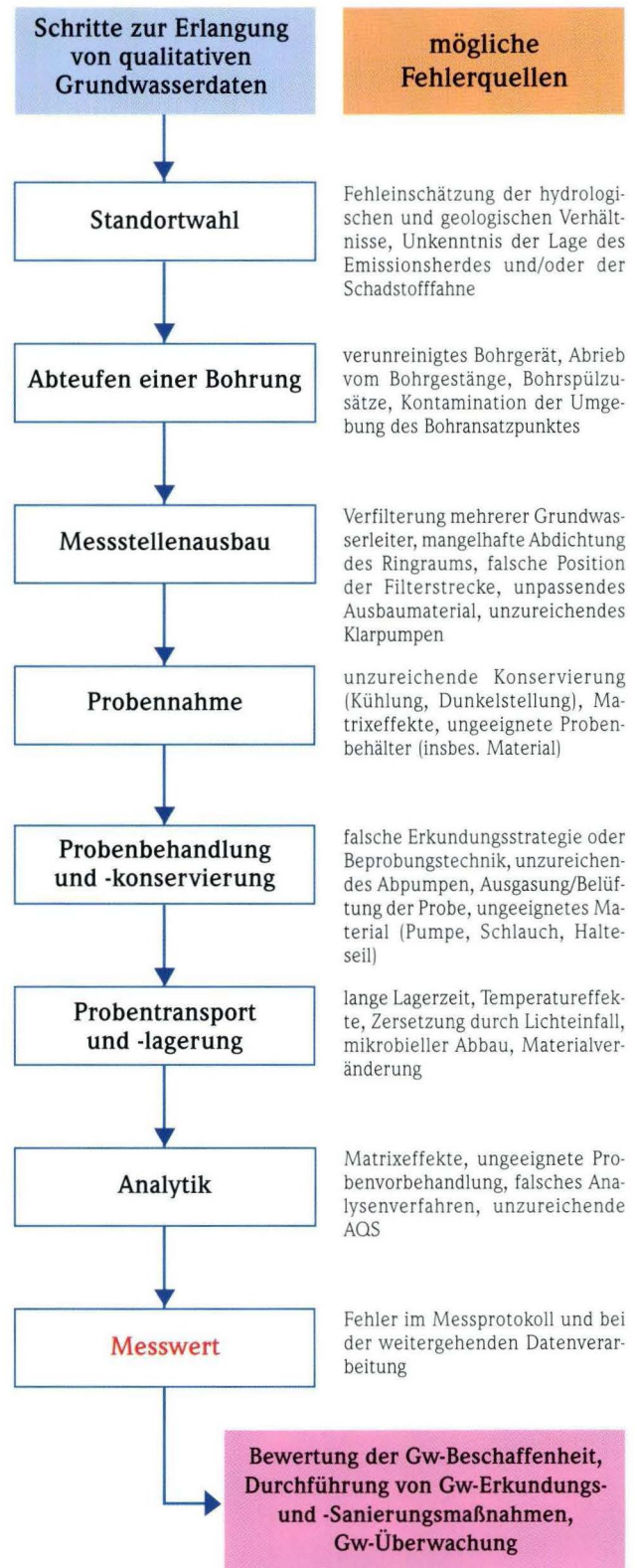


Abb. 3. Fehlerquellen bei der Erzeugung von Messwerten der Grundwasserbeschaffenheit.

3. Konzeption von Grundwassermessnetzen

Ende der 70er, Anfang der 80er Jahre musste man aufgrund der vielen bekannt gewordenen Grundwasserschadensfälle in Deutschland die Erfahrung machen, dass das Reinigungsvermögen des Untergrundes überschätzt und z.T. falsch eingeschätzt worden ist. Einer der wesentlichen Gründe dafür war sicherlich, dass in Bezug auf die Beschaffenheit des Grundwassers nicht ausreichend Daten vorlagen, um eine Bewertung des qualitativen Zustands des unterirdischen Wassers vornehmen zu können. Daher empfahl die Länderarbeitsgemeinschaft Wasser (LAWA) im Jahr 1983, die Grundwasserbeschaffenheit in der

Fläche systematisch zu überwachen. Die Überwachung des Grundwassers ist eine wesentliche Voraussetzung für einen vorsorgenden Grundwasserschutz, der unbedingt an die Stelle eines langwierigen, kostspieligen und häufig genug wenig erfolgreichen nachsorgenden Grundwasserschutzes treten muss. Da Grundwasserschutz Angelegenheit von allen sein muss, die Grundwasser nutzen oder benutzen, muss er als Gemeinschaftsaufgabe kooperativ durchgeführt werden. Daher machte die LAWA auch Vorschläge zur Organisation der Messnetze, denen auch aus Kostengründen im Sinne einer Arbeitsteilung be-

Tab. 1. Messnetze und Kriterien (nach Länderarbeitsgemeinschaft Wasser 2000).

Messnetz	Zuordnung	Monitoringziel	Messstellenstandorte
Grundmessnetz	Basismessstelle	Erfassung der natürlichen, anthropogen weitgehend unbelasteten geogenen Gw-Beschaffenheit	geringe anthropogene Beeinflussung; bevorzugt Waldstandorte mit tiefem Grundwasser oder ungedüngte Wiesen
	Trendmessstelle	Beobachtung anthropogen bedingter Veränderungen der Gw-Inhaltsstoffe infolge diffuser Belastungen	vorwiegend Neubildungsgebiete mit intensiverer Landnutzung
Rohwasser	Rohwassermessstelle	Überwachung der Rohwasserbeschaffenheit für die öffentliche Trinkwasserversorgung und z.T. auch private Wasserförderung in Ergänzung der staatlichen Gw-Überwachung	Quellen, Brunnen, Stollen, Sickerwasserfassungen als Wassergewinnungsanlagen in nicht oder gering anthropogen beeinflussten Einzugsgebieten
Sondermessnetze	Vorfeldmessstelle	Erfassung der Gw-Beschaffenheit im Zuflussbereich von Gw-Entnahmen zum Zweck der Vorwarnung in Ergänzung der staatlichen Gw-Überwachung	Bereiche potenzieller Immissionsgefährdung mit ausreichendem Abstand zur Wasserfassung, um mit Aussicht auf Erfolg reagieren zu können (Frühwarnung); Messstellenprofile senkrecht zum Anstrom zu Brunnen oder Quellen
	Emittentensmessstelle	Luftbelastung (mit den Folgen der Gw-Versauerung oder des Stickstoff-Eintrages in den Untergrund); Erfassung flächenhafter Immissionen	in Hauptwindrichtung relevanter Emittenten; bevorzugt Wiesen- und Waldstandorte; im oberflächennahen Gw-Raum basenarmer Gesteine (Sande, Tonsteine, Quarzite, Sandsteine, Gneise, Granite) und ihrer Verwitterungsböden
		landwirtschaftliche Nutzung	bevorzugt oberflächennah in gut bis sehr gut durchlässigen Gw-Leitern; nach der Tiefe gestaffelte Messstellen und in Bereichen unterschiedlicher Kulturen (Mais, Hackfrüchte, Wein, Obst)
		Industrie	im Gw-Abstrom und auch in Hauptwindrichtung (Staubbelastung), Messstellen oberflächennah, bei Dichteströmungen auch tiefer verfilterte Messstellen
		Siedlung	im Siedlungsgebiet selbst und in dessen Abstrombereich; Messstellen oberflächennah
		Verkehrswege, belastete oberirdische Gewässer	im unmittelbaren Infiltrationsbereich und im Abstrombereich; Messstellen oberflächennah
		Erfassung der Auswirkungen punktueller Emissionen:	<ul style="list-style-type: none"> • Deponien, Altablagerungen • Altstandorte • Halden • Großtanklager flach- und tiefverfilterte Messstellen in Längs- und Querprofilen unterstromig
Schadensfallmessstelle	Erfassung der Schadstofffahne und des Zentrums einer Gw-Kontamination (z.B. bei Havarie)	Gw-Abstrombereich; meistens tiefendifferenzierte Verfilterung in Längs- und Querprofilen	
Sondermessstelle i.e.S.	Erfassung der weitgehend geogen bedingten, aber oft nutzungsbedingt initiierten Gw-Belastung	<ul style="list-style-type: none"> • Küstenbereich (Erfassung der Küstenversalzung) prädestinierte hydrostratigraphische Einheiten (z.B. Zechstein oder Mittlerer Muschelkalk) zum Nachweis hochmineralisierter Wässer	

stimmte Aufgaben zugeordnet werden. Die LAWA-Vorschläge beziehen sich auf das überregionale Messnetz der Länder, das vom jeweiligen staatlichen Landesgrundwasserdienst betrieben wird und Informationen über die großräumige Grundwassersituation liefern soll, auf Wassergewinnungsanlagen und auf nutzungs- und objektbezogene lokale Sondermessnetze wie z.B. Schadensfall-Messstellen (Tab. 1).

Eine Teilmenge der Messstellen des Grundwasserdienstes, der z.B. in Hessen zu Beginn des 20. Jhs. etabliert worden ist und bis Anfang der 80er Jahre von Ausnahmen abgesehen die Zielsetzung hatte, ausschließlich quantitative Grundwassermesswerte (Grundwasserstand, z.T. auch Quellschüttung) zu gewinnen, wurde zum sog. Grundnetz zusammengefasst, das einen allgemeinen Überblick über die aktuelle Grundwasserbeschaffenheit ermöglichen soll. Dieses Grundnetz, das auf Dauer angelegt ist, wird differenziert in das weitmaschige Basismessnetz, das als Referenzmessnetz für die natürliche Beschaffenheit des Grundwassers zu verstehen ist, und das in der Regel etwas dichtere Trendmessnetz, das die Erfassung großräumiger diffuser Einflüsse auf die Grundwasserbeschaffenheit zum Ziel hat.

Da das staatliche Grundmessnetz zu wenig Messstellen beinhaltet (z.B. in Hessen etwa 230 Messstellen von 980 Messstellen des Landesgrundwasserdienstes), um eine fundierte Aussage über die flächenhafte Grundwasserbeschaffenheit machen zu können, wurde in den meisten deutschen Bundesländern (in Hessen seit 1991) dazu übergangen, die Analysenbefunde des grundwasserbürtigen Rohwassers von Trinkwassergewinnungsanlagen in die zentralen Datenbanken der zuständigen Fachbehörden der Länder einzuspeisen. Die Wasserversorgungsunternehmen liefern die Daten entweder auf freiwilliger Basis oder aufgrund von Verordnungen. Es handelt sich somit nicht um ein zum Zwecke der Grundwasserüberwachung gezielt eingerichtetes Messnetz, sondern um eine Akquisition von Daten der Grundwasserbeschaffenheit.

Schließlich gibt es die Sondermessnetze, die vielfach nur kurz- bis mittelfristig betrieben werden und meistens sehr dicht sind. Darunter versteht man im Wesentlichen:

- Vorfeldmessstellen mit Frühwarnfunktion im Einzugsgebiet von Trinkwasserbrunnen oder genutzten Quellfassungen,
- Emittentenmessstellen, die der lokalen bis regionalen Überwachung von Schadstoffquellen oder der Identifizierung von Schadensursachen wie z.B. Intensivlandwirtschaft dienen, ohne mit ihrer Hilfe den konkreten Verursacher einer bestimmten Art von Grundwasserbelastung ermitteln zu können, und
- Schadensfallmessstellen, die z.B. im Zusammenhang mit der Erkundung oder auch Überwachung von Altlasten eingerichtet werden.

Das staatliche Basismessnetz bezieht sich auf Grundwasservorkommen, deren Beschaffenheit weitgehend geogen ist; mit relativ wenigen Messstellen werden vorrangig die oberflächennahen Grundwasserleiter überwacht. Ist der Grundwasserleiter

relativ homogen aufgebaut, empfehlen sich Messstellen mit durchgehender Verfilterung, damit der Monitoring-Strategie (großräumiger Überblick über die Grundwasserbeschaffenheit) angepasste Grundwassermischproben über die Tiefe gewonnen werden können. Ist der Grundwasserleiter stark heterogen und ist außerdem mit signifikanten vertikalen Strömungsgradienten zu rechnen, sind nur Messstellen mit kurzer Filterstrecke adäquat, die die Gewinnung horizontbezogener Grundwasserproben zulassen. Die meisten älteren Basismessstellen sind über eine längere Strecke verfiltert und im Ringraum verkiest, so dass es im Falle vertikaler Gradienten im Grundwasserströmungsfeld zu Kurzschlussströmungen innerhalb eines Grundwasserleiters kommt mit der Konsequenz, dass die Grundwasserproben weder durchflussgewichtet noch tiefenintegriert sind und daher das Beschaffenheitsmuster mehr oder weniger verfälscht sein kann. Sollen bestehende vollverfilterte Messstellen für die Gewinnung horizontbezogener Grundwasserproben herangezogen werden, lassen sich sinnvolle Messwerte nur mittels des auch technisch aufwändigen Einsatzes eines Vierfach-Packers mit Schutzbeprobung (die eine laterale Anströmung des Filters erzwingt) erzielen.

Mit Hilfe der Trendmessstellen sollen großflächig-diffuse anthropogene Einflüsse nachgewiesen werden; ein typisches Beispiel hierfür ist die Luftverschmutzung, die im Falle basenarmer Deckschichten und/oder Grundwasserleitergesteine eine zunehmende Versauerung des oberflächennahen Grundwassers zur Folge hat. Es ist sinnvoll, Trendmessstellen hauptsächlich in Grundwasserneubildungsgebieten zu positionieren, weil mögliche Schadstoffe vorrangig in diesen Bereichen über das Sickerwasser in das Grundwasser eingetragen werden. Außerdem sollte es sich bei den Trendmessstellen um flache Messstellen handeln, die nur in der Nähe der Grundwasseroberfläche verfiltert sind.

Wird die Unterscheidung zwischen Basis- und Trendmessstellen lediglich anhand einer unterschiedlichen Grundwasserbeschaffenheit desselben Grundwasserleiters vorgenommen, ist diese Vorgehensweise fachlich nicht frei von Kritik und außerdem auch deswegen etwas willkürlich, weil erst mittels längerer Messreihen ein statistisch abgesicherter Trend berechnet werden kann.

Auch bei der Förderung aus mehreren Grundwasserleitern sollten Vorfeldmessstellen jeden Grundwasserleiter getrennt erfassen, da im Nahbereich von Förderbrunnen hydraulische Kurzschlüsse unbedingt zu vermeiden sind. Im Hinblick auf die Verpflichtung der öffentlichen Wasserversorgungsunternehmen, einwandfreies Trinkwasser für die Bevölkerung sicherzustellen, haben die Grundwassermessstellen im Vorfeld von Brunnen oder Quellfassungen auch eine Frühwarnfunktion und sollten daher abgestimmt auf andere Messnetze wie insbesondere Emittentenmessnetze in den besonders überwachungsbedürftigen Zustrombereichen zu den Fassungsanlagen positioniert sein. Die Abstände zu den Fassungsanlagen sind so zu wählen, dass nach dem erstmaligen Nachweis von Kontaminan-

ten in den Messstellen in Abhängigkeit von den hydrogeologischen Verhältnissen, der Schadstoffcharakteristik und dem Beprobungsturnus noch ausreichend Zeit für wirkungsvolle Gegenmaßnahmen in dem betroffenen Wasserwerk verbleibt.

Im Zusammenhang mit Grundwasserschadensfällen, die von Punktquellen wie z.B. einem ehemaligen Gaswerk ihren Ausgang nehmen, werden Messnetze eingerichtet, deren Konfiguration sich an der Geometrie der Schadstofffahne im kontaminierten Grundwasserleiter orientiert. Für einen LHKW-Schadensfall ist z.B. ein Messnetz typisch, das aus mehreren Messstellenprofilen senkrecht zur Schadstofffahne und einigen Messstellen im Bereich ihrer Achse besteht. Außerdem sind im Nahbereich des Schadensherdes einige Messstellen installiert und zusätzlich in seinem Grundwasseroberstrom, um aus Gründen der Beweissicherung zwischen belastetem und unbelastetem Grundwasser differenzieren zu können. Ein Schadensfallmessnetz sollte in Abhängigkeit von den stofflichen Eigenschaften der Kontaminanten dreidimensional konzipiert sein. Auf der Grundwasseroberfläche schwimmende Schadstoffe wie z.B. Mineralölkohlenwasserstoffe sind genau so zu berücksichtigen wie Schadstoffe, die aufgrund ihres spez. Gewichts als eigenständige Phase bis zur Sohle des Grundwasserleiters absinken können; ein bekanntes Beispiel sind die leichtflüchtigen halogenierten Kohlenwasserstoffe wie Tri- oder Tetrachlorethen. Auch bei starker Heterogenität eines Grundwasserleiters, die eine ausgeprägte Makrodispersion der im Grundwasser gelösten Schadstoffe zur Folge hat, ist der Bau von in unterschiedlichen Tiefen verfilterten Messstellen dringend zu empfehlen. Da bei einer sich über mehrere Kilometer Länge erstreckenden Schadstofffahne mit der Auswirkung von vertikalen Strömungsgradienten auf den Stofftransport zu rechnen ist, sollten schließlich auch aus diesem Grund tiefendifferenzierte Messstellen eingerichtet werden. Nach dem Stand der Technik kommt hierfür nur eine Messstellengruppe in Frage, d.h. unterschiedlich tiefe Bohrlöcher werden jeweils zu einer Messstelle ausgebaut. So genannte Bündelmessstellen, also mehrere unterschiedlich tiefe Messstellenrohre in einem einzigen großdimensionierten Bohrloch, werden wegen des Risikos, dass die unterschiedlichen Grundwasserhorizonte nicht mit der erforderlichen Sicherheit gegeneinander abgedichtet werden können, nicht mehr akzeptiert (Deutscher Verein des Gas- und Wasserfaches 2002).

3.1 Allgemeine Hinweise zu Messnetzkonfiguration und Messstellendichte

Bei vielen Untersuchungszielen wird von einem Messnetz allgemein eine flächenbezogene Aussage erwartet. Zwischen benachbarten Messstellen sollte eine Beziehung bestehen, so dass eine Interpolation der Messwerte möglich ist. In der Regel kann eine optimale Messstellendichte nur für kleinräumige Messnetze verwirklicht werden. Die großräumigen Messnetze können i.Allg. nicht so dicht mit Messstellen bestückt sein, dass sie tatsächlich flächendeckende Aussagen erlauben. Die Mess-

stellen stehen in ihrer Masse lediglich beispielhaft für bestimmte geohydrologische Einheiten, Strömungsfelder und ausgewählte Grundwasserleitertypen in definierten hydrogeologischen Teilräumen. Daher muss die Wahl eines Messstellenstandortes besondere Aufmerksamkeit erfahren, damit wenigstens für dessen näheres Umfeld charakteristische Messwerte erzeugt werden.

Abgesehen von personellen, finanziellen, organisatorischen und speziellen wasserwirtschaftlichen Aspekten sowie einem unproblematischen Zugang zu den Messstellen ggf. mittels Pkw ergeben sich die Kriterien des Messnetzdesigns im Wesentlichen aus der Zielsetzung, dem Untersuchungsraum mit seinen speziellen geogenen und anthropogenen Einflüssen auf die Grundwasserbeschaffenheit, der Art der Messstellen sowie der angestrebten Aussagegenauigkeit im Hinblick auf die zeitliche und räumliche Varianz der Grundwasserinhaltsstoffe. Weiterhin sind bereits vorliegende Erkenntnisse über die Grundwasserbeschaffenheit zu berücksichtigen, wobei die Fortführung langer Messreihen von besonderem Interesse sein sollte.

Je nach Art der Grundwasserleiter, die überwacht werden sollen, muss die Charakteristik eines Messnetzes differenziert betrachtet werden. Im Wesentlichen aus Sand oder Kies bestehende Porengrundwasserleiter zeichnen sich durch hydraulisch miteinander kommunizierende Hohlräume aus, die vom Grundwasser in der Regel mit geringer Geschwindigkeit (cm bis m pro Tag) richtungsunabhängig durchströmt werden.

In Kluftgrundwasserleitern, die an Festgesteine wie z.B. Basalte oder Sandsteine gebunden sind, fließt das Grundwasser auf tektonisch entstandenen Hohlräumen richtungsabhängig und wesentlich schneller als in Porengrundwasserleitern und ist bei fehlender Überdeckung durch geringdurchlässige Gesteinschichten auch wesentlich verschmutzungsanfälliger. Das gilt in einem noch größeren Ausmaß für im Wesentlichen an Karbonatgesteine gebundene Karstgrundwasserleiter mit ihren durch Lösungsprozesse entstandenen großen wasserwegsamem Hohlräumen. Der wesentlich komplexeren Grundwasserdynamik in Festgesteinen als in Lockergesteinen muss durch ein entsprechendes Messnetz Rechnung getragen werden, damit aussagekräftige Daten erhalten werden. In stärker verkarsteten Gesteinen mit Röhren- und ggf. Höhlensystemen, in denen das Wasser mit Geschwindigkeiten, die mit denen in oberirdischen Gewässern vergleichbar sind, fließt, ist es sinnvoll, möglichst viele Quellen in ein Messnetz zu integrieren. Eine Quelle hat im Gegensatz zu einer Messstelle nämlich den Vorteil, dass nicht nur das Grundwasser von Natur aus zu Tage tritt und somit die Gewinnung ungestörter Proben möglich ist, sondern die Messwerte oft einer größeren Fläche zugeordnet werden können. Speziell im Hinblick auf die landesweite Überwachung der Grundwasserbeschaffenheit ist somit eine Quelle einer Messstelle i.e.S. vorzuziehen; es ist als gravierende fachliche Schwäche zu werten, dass die WRRL diese Vorteile einer Quelle nicht kennt und daher nur von Messstellen i.e.S. die Rede ist. Andererseits ist eine Quelle als Grundwasseraufschluss an bestimmte hydro-

geologische Verhältnisse gebunden, so dass insbesondere im Zusammenhang mit der Erkundung oder Überwachung von Grundwasserschadensfällen der Ausbau von Bohrlöchern, die praktisch überall abgeteuft werden können, zu Messstellen unverzichtbar ist.

Bei der Planung eines Grundwassermessnetzes kommt der Anzahl der Messstellen eine fundamentale Bedeutung zu. Trotzdem wäre es falsch, im Hinblick auf die erforderliche Dichte eines Messnetzes ein Schema vorzugeben und sich insbesondere auf konkrete Zahlen festzulegen.

Was das landesweite, staatliche Grundmessnetz betrifft, wird dessen Dichte vorrangig durch die hydrogeologischen Verhältnisse bestimmt, die in Abhängigkeit von Gestein, Tektonik, Morphologie, Gewässernetz, Klima und nicht zuletzt von menschlichen Eingriffen auch kleinräumig stark variieren können. Im Hinblick auf den vorwiegend hydrogeologischen Ansatz bei der Messnetzplanung ist die Konzeption eines hydrogeologischen Modells sehr zu empfehlen, um die maßgebenden, von der Geologie bestimmten Wirkgrößen besser bewerten zu können. Es gilt der Grundsatz: je heterogener und komplizierter ein Grundwasserleiter aufgebaut ist, desto mehr Messstellen sind erforderlich, um seine Charakteristik zu beschreiben. Festgesteine, insbesondere verkarstete, sind dabei anders zu bewerten als Lockergesteine, da die hydrogeologischen Verhältnisse weniger gut überschaubar und bewertbar sind. Als zusätzliche Kriterien sind weiterhin zu nennen eine ausreichende Erfassung von Schichtwechsellinien und Störungszonen, wenn diese eine wesentliche Beeinflussung der Strömungsvorgänge in den Grundwasserleitern bewirken, und eine möglichst genaue Lokalisierung der unterirdischen Wasserscheiden/Einzugsgebiete. Außerdem ist die Bedeutung eines Grundwasservorkommens aus wasserwirtschaftlicher Sicht und/oder im Hinblick auf ökologische Fragestellungen/Beweissicherungen zu berücksichtigen.

Nach den Vorstellungen der LAWA (Länderarbeitsgemeinschaft Wasser 1993) genügen wenige Messstellen im oberflächennächsten Hauptgrundwasserleiter eines hydrogeologischen Teilraums, um die geogen vorgegebene Bandbreite der Grundwasserbeschaffenheit und flächenhaft wirkende anthropogene Einflüsse mit ausreichender Sicherheit zu erfassen. Dieses Konzept, das vermutlich auch die immer knapper werdenden personellen und finanziellen Ressourcen der Fachdienststellen der Länder vor Augen hat, berücksichtigt sicherlich zu wenig, dass ein natürlicher Grundwasserleiter (insbesondere ein Kluft- oder Karstgrundwasserleiter) eher heterogen als homogen ist; das betrifft u.a. seine hydraulischen Eigenschaften und sein geochemisches Inventar, beides von Bedeutung für die Beschaffenheit des Grundwassers. Die Beschaffenheit des Niederschlagswassers, die Höhe und jahreszeitliche Verteilung der Grundwasserneubildung, die Bodennutzung, die Ausbildung und Mächtigkeit der Deckschichten, die Art des Grundwasserleiters, die Charakteristik des Grundwasserströmungsfeldes sowie weitere Faktoren wie u.a. physikalische, chemische und biologische Prozesse und Reaktionen in der ungesättigten

gesättigten Zone können innerhalb eines Grundwasserkörpers im Sinne der WRRL u.U. relativ stark variieren. Daher macht es häufig Probleme, ohne weiteres aus den Messwerten weniger ausgewählter („repräsentativer“) Messstellen auf die großräumigen Grundwasserverhältnisse zu schließen. Diese kritische Einstellung bezieht sich zwar auch auf die Interpretation von quantitativen Grundwasserdaten, in wesentlich größerem Ausmaß aber auf die Konzentrationsverteilung der Inhaltsstoffe in einer Grundwasserprobe, da z.B. Unterschiede in der vertikalen Verteilung der k_f -Werte über den konvektiv-dispersiven Transportanteil einen z.T. drastischen Einfluss auf die tiefenabhängige Grundwasserbeschaffenheit haben können. Es bedeutet nämlich im Gegensatz zu den quantitativ-hydrologischen Parametern einen sehr großen Unterschied, ob Inhaltsstoffe z.B. in einem oberflächennahen „schnellen“ Horizont (beispielsweise Verwitterungszone eines Festgesteins) oder in einer tieferen „langsamen“ Schicht (beispielsweise Abnahme der Häufigkeit und der Öffnungsweite von Klüften mit der Tiefe) verfrachtet werden.

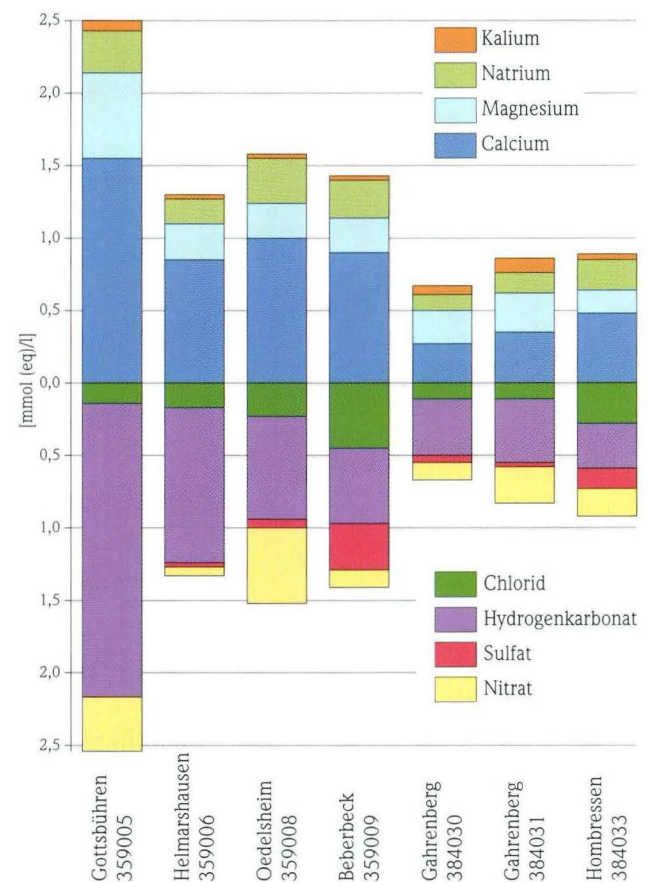


Abb. 4. Messstellen des Landesgrundwasserdienstes im nordhessischen Reinhardswald mit unterschiedlicher Grundwasserbeschaffenheit (August/September 1992); Mittlerer Buntsandstein, z.T. überlagert von sedimentärem Tertiär und Löss(lehm); Kationen oben, Anionen unten (Daten des hess. Landesgrundwasserdienstes).

Auch bei einem in petrographischer und geochemischer Hinsicht mehr oder weniger homogenem Gestein ist es nicht ausgeschlossen, dass sich Verteilungsmuster und Konzentration der Grundwasserinhaltsstoffe in Proben benachbarter Messstellen deutlich unterscheiden. Das ist vor allem der Fall, wenn das Grundwasser von Natur aus nur schwach mineralisiert ist wie z.B. in Buntsandsteingebieten, so dass beispielsweise stark kalkhaltige, aus Löss(lehm)decken stammende Sickerwässer sich lokal hydrochemisch prägend auswirken können (Abb. 4). Ein ähnlicher Effekt ist u.a. auch in tektonisch stark beanspruchten Gebieten gegeben, in denen über wasserwegsame Verwerfungen und Störungssysteme unterschiedliche hydrochemische Grundwassertypen in hydraulischer Verbindung miteinander stehen. Beispielhaft werden in diesem Zusammenhang Grundwasservorkommen in den Muschelkalkgräben Nord- und Ost-hessens genannt, die tektonisch bedingt zu einer Aufhärtung der ansonsten weichen Buntsandsteinwässer führen können.

Bei der Konfiguration und Dichte von Sondermessnetzen können und dürfen die hydrogeologischen Verhältnisse zwar nicht außer Acht bleiben, andere Kriterien können aber unter Umständen eine noch gewichtigere Rolle spielen. So können z.B. die genaue Konfiguration einer Schadstofffahne oder andere Gesichtspunkte, beispielsweise die Zuordnung von Messstellen zu potenziellen oder tatsächlichen Emissionsquellen, Besitzverhältnisse, finanzielle Zwänge, Lage von Versorgungsleitungen im Untergrund u.a.m., ausschlaggebend sein, ob viele oder wenige Messstellen eingerichtet werden. Das letzte Wort sollte der mit den Verhältnissen vor Ort vertraute beratende Hydrogeologe haben, der abschätzen kann, welchen Spielraum im Hinblick auf die Gewinnung fundierter Informationen er hat.

Es wurde bereits darauf hingewiesen, dass der Standort einer Messstelle in Relation zum unterirdischen Strömungsfeld in Verbindung mit der Messstellentiefe und der Filterposition in hohem Maße ebenfalls das Beschaffenheitsmuster von Grundwasserproben beeinflusst. Mittels geeigneter Messstellen kann die natürliche oder auch anthropogene Veränderung des Grundwasserchemismus auf dem Fließweg verfolgt werden. Allerdings muss man sich darüber im Klaren sein, dass es insbesondere in Grundwasserleitern, die an Festgesteine gebunden sind, mit vertretbarem Aufwand nur möglich ist, den Transportweg von Kontaminanten pauschal nachzuzeichnen. Voraussetzung dafür ist, dass weder mehrere Grundwasserleiter durch einen falschen Messstellenausbau hydraulisch kurzgeschlossen werden, noch Unklarheit darüber besteht, wo das relevante Grundwasserströmungsfeld beginnt und endet und wo mit dem Durchflussgebiet zu rechnen ist. Außerdem muss bekannt sein, ob sich das Grundwasser-Monitoring auf ein kleinräumiges, lokales Strömungsfeld bezieht oder ob dieses regionale Dimensionen hat und ggf. nicht an den kurz- bis mittelfristigen Wasserkreislauf angeschlossen ist. Dementsprechend muss man sich Gedanken über die Anzahl und Tiefe der Messstellen machen.

Bei der Planung eines Messnetzes spielt weiterhin die Kenntnis von vorhandenen flächenhaften, linienförmigen oder punk-

tuellen Schadstoffquellen eine wesentliche Rolle, da deren Auswirkungen auf die Grundwasserbeschaffenheit überwacht werden muss. Je größer das Gefährdungspotential ist (z.B. sorgloser Umgang mit wassergefährdenden Stoffen an Industriestandorten, nicht dem technischen Standard entsprechende Lagerung von Chemikalien, Intensivlandwirtschaft und damit im Zusammenhang Einsatz von N-Düngern sowie Pflanzenschutz- und -behandlungsmitteln), desto mehr besteht die Notwendigkeit eines Grundwasser-Monitoring, das auf relativ vielen Messstellen basieren muss. Diese Aufgabe stellt sich insbesondere, wenn eine potenziell das Grundwasser gefährdende Landnutzung und eine hohe Verschmutzungsempfindlichkeit eines Grundwasservorkommens (z.B. Karstgrundwasserleiter ohne Überdeckung) räumlich zusammenfallen.

Für das Messnetzdesign und die Messstellendichte sollen die nachstehenden Grundsätze eine Hilfestellung sein:

- In einem Porengrundwasserleiter kann das Messnetz weitmaschiger sein als in einem Kluft- oder Karstgrundwasserleiter.
- Je homogener ein Grundwasserleiter in hydraulischer und geochemischer Hinsicht ist, desto geringer kann die Anzahl der Messstellen sein.
- Bei (artesisch) gespanntem Grundwasser ist eine geringe Anzahl von Messstellen ausreichend, wenn es um Fragen der Grundwasserbeschaffenheit geht (bei schweren organischen Phasen gilt diese Aussage u.U. nicht).
- Mit dem Ausmaß einer anthropogenen Beeinflussung des Grundwassers in quantitativer und qualitativer Hinsicht muss die Anzahl der Messstellen zunehmen.
- Mit dem Grad der Verschmutzungsempfindlichkeit eines Grundwasservorkommens sollte auch die Messnetzdichte zunehmen; das gilt umso mehr, je größer das von der Landnutzung ausgehende Gefährdungspotenzial ist.
- Im Falle eines flurnah anstehenden Grundwassers muss das Messnetz dichter sein als bei einem Grundwasservorkommen, das mehrere Meter oder sogar Zehnermeter unter der Geländeoberfläche angetroffen wird. Bei starker Verkarstung kommt bei fehlenden bindigen Deckschichten der Schutz- und Pufferfunktion auch einer mächtigen Grundwasserüberdeckung keine Bedeutung zu, so dass ein dichteres Messnetz angebracht ist.
- Im Hinblick auf das qualitative Monitoring ist es sinnvoll, möglichst viele Quellen in das Messnetz einzubeziehen, da flächenbezogene Daten erhalten werden; das gilt insbesondere für die Überwachung von Karstgrundwasser.
- Um die Datenbasis zu verbreitern, empfiehlt es sich, im Zusammenhang mit der Bewertung der Grundwasserbeschaffenheit auch die chemischen Befunde des Rohwassers von Grundwassergewinnungsanlagen auszuwerten.

Das Messnetzdesign darf nicht nur zwei Dimensionen berücksichtigen. Auch wenn die standardmäßige Vorstellung eines horizontal-ebenen Transports der Grundwasserinhaltsstoffe häufig zutrifft, ist doch vielfach auch eine dreidimensionale Ver-

frachtung zu bedenken. Diese Forderung ist vor allem bei der Überwachung von Altlasten, die in der Regel Punktquellen sind, zu stellen. Im Falle von Linienquellen und Flächenquellen ist die Verfrachtung der Schadstoffe eher zweidimensional, somit liegt der Schwerpunkt des Monitoring eher auf dem gesättigten Bereich wenige Meter unterhalb der Grundwasseroberfläche.

In der nachstehenden Abb. 5 sind die wichtigsten Kriterien zusammengefasst, die Einfluss auf die Konfiguration und Dichte eines Grundwassermessnetzes haben. Je mehr Kriterien relevant sind, desto dichter sollte in der Regel ein Messnetz konzipiert werden.



Abb. 5. Abhängigkeit der Messnetzplanung von Faktoren, die sich quantitativ und insbesondere qualitativ auf das Grundwasser auswirken.

3.2 Anforderungen der EU-Wasserrahmenrichtlinie an Grundwassermessnetze

Das Grundwassermessnetz hat sich an Flussgebietseinheiten bzw. an hydrologischen Einzugsgebieten zu orientieren und ist auf Grundwasserkörper zu beziehen. Nach der EU-Wasserrahmenrichtlinie ist ein Grundwasserkörper ein abgegrenztes Wasservolumen innerhalb eines oder mehrerer Grundwasserleiter, mehrere kleine Grundwasserkörper können zu einer Grundwasserkörpergruppe zusammengefasst werden. Grundwasser in angrenzenden Geringleitern ($k_f < 10^{-5}$ m/s) ist demnach nicht Bestandteil eines Grundwasserkörpers. In Deutschland wurde nach unterschiedlichen Vorgehensweisen ein Grundwasserkörper aus der GIS-gestützten Verschneidung von Flusseinzugsgebieten und hydrogeologischen Teilräumen abgeleitet. Die deutsche Version eines Grundwasserkörpers beinhaltet somit ein Nebeneinander von Grundwasserleitern, -geringleitern und ggf. auch -nichtleitern innerhalb eines Grundwasserkörpers. Da aber im Hinblick auf die Klimaverhältnisse in Deutschland eine Nebenbestimmung der Richtlinie, nämlich eine Ergiebigkeit von mindestens $10 \text{ m}^3/\text{d}$ immer relevant ist, werden nach einem Vorschlag der LAWA (Länderarbeitsgemeinschaft Wasser 2002) keine „Weißflächen“ ausgehalten.

Ebenfalls nach Empfehlungen der LAWA sollen diese so abgegrenzten Grundwasserkörper eine Fläche zwischen 50 und 500 km^2 haben. Da Grundwasser nicht aus einem Grundwasserkörper in einen anderen übertreten darf (sollte), müssten in Norddeutschland wegen der dort horizontal wie vertikal hydraulisch miteinander zusammenhängenden großflächigen Porengrundwasserleiter die Grundwasserkörper Größenordnungen von einigen 1000 km^2 haben. In West- und Süddeutschland herrschen Festgesteine bei weitem vor, so dass die Abgrenzung der Grundwasserkörper mehrheitlich nach oberirdischen Wasserscheiden im Hinblick auf die empfohlene Größenordnung keine Probleme macht. Die sehr unterschiedlichen Dimensionen der Grundwasserkörper (z.B. in Hessen zwischen etwa 10 und 850 km^2 , mittlere Größe rd. 150 km^2) machen es zusammen mit anderen bereits angesprochenen Gründen alles in allem schwierig, allgemein gültige konkrete Aussagen zur Messnetzdichte zu machen. Es ist aber dennoch möglich, ein Messnetzdesign zu entwickeln, das an bestimmte, von der EU-Wasserrahmenrichtlinie vorgegebene Anforderungsszenarien angepasst ist.

Das Messnetz ist so zu gestalten, dass die im Rahmen der Erstmaligen Beschreibung vorgenommene und in der Weitergehenden Beschreibung der Grundwasserkörper weiter vertiefte Gefährdungseinschätzung validiert und vor allem frühzeitig negative Veränderungen des Grundwasserstatus erkannt werden können. In quantitativer Hinsicht können diese unerwünschten Veränderungen sowohl natürlicher Art sein (z.B. Einfluss einer Reihe von Trockenjahren mit unterdurchschnittlicher Grundwasserneubildung) als auch auf wasserwirtschaftliche Maßnahmen (z.B. Trinkwassergewinnung, hydraulische Sicherungsmaßnahmen) zurückgehen. Im Hinblick auf den qualitativen Zu-

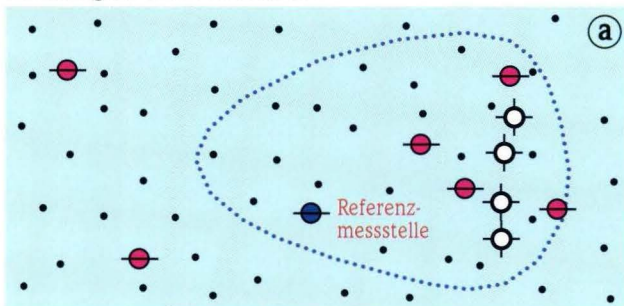
stand wird wie bereits angesprochen zwischen überblicksweise und operativem Monitoring unterschieden. Die überblicksweise Überwachung bezieht sich auf alle Grundwasserkörper, die operative Überwachung ist in Grundwasserkörpern, die als gefährdet („at risk“) eingestuft worden sind, und in allen die Grenzen von Mitgliedstaaten überschreitenden Grundwasserkörpern durchzuführen. Unterschiede gibt es auch im Hinblick auf den Beprobungsturnus, das Parameterpaket und die Anzahl der Messstellen. Die Messnetze müssen bis Ende 2006 in Betrieb gehen.

Nachstehend wird aufgezeigt, wie die Messnetze im Hinblick auf die jeweilige Konfiguration den Anforderungen der EU-Wasserrahmenrichtlinie genügen. Aus den bereits genannten Gründen werden keine konkreten Aussagen zur Anzahl der Messstellen pro Flächeneinheit gemacht. Der Rahmenrichtlinie entsprechend wird nach quantitativen und qualitativen Messnetzen differenziert, in der Praxis gibt es jedoch Überschneidungen, da die Messstellen multifunktional sind.

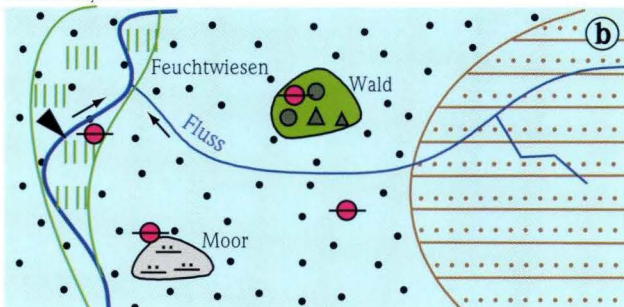
Quantitatives Grundwassermessnetz

Gemäß WRRL werden an quantitative Messnetze folgende Anforderungen gestellt: Bewertung des Grundwassermengenhaushalts (Grundwasserentnahmen dürfen die langjährige mittlere Grundwasserneubildung nicht übersteigen), Überwachung der grundwasserabhängigen Oberflächenwasser- und Landökosysteme und bei grenzüberschreitenden Grundwasserkörpern Abschätzung von Fließrichtung und Durchflussrate des Grundwassers. Alle Varianten sind in den Szenarien der Abb. 6 schematisch dargestellt.

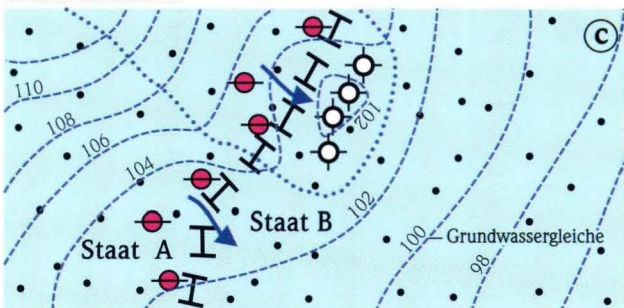
Bewertung der Grundwasserbilanz



Monitoring der oberflächenwasser- und grundwasserabhängigen Landökosysteme



Abschätzung von Richtung und Rate des grenzüberschreitenden Grundwasserflusses



- Förderbrunnen
- Messstelle
- Referenzmessstelle
- Pegel
- Staatsgrenze
- grenzüberschr. Gw-Fluss
- Porenaquifer
- Kluftaquifer
- Einzugsgebiet

Abb. 6. Quantitative Grundwassermessnetze.

a) Bewertung des Grundwassermengenhaushalts

In einem einigermaßen homogenen Grundwasserkörper sind theoretisch jeweils eine Messstelle in unbeeinflussten Bereichen und im Einzugsgebiet eines Brunnenfeldes (bei einem rechtskräftig festgesetzten Trinkwasserschutzgebiet ist das Einzugsgebiet in der Regel identisch mit der Wasserschutzzone III) ausreichend (Abb. 7). Die Messstelle im Einzugsgebiet sollte außerhalb der direkten Beeinflussung durch den Förderbetrieb und somit nicht im engeren Absenkttrichter liegen. An der Referenzmessstelle werden alle natürlichen Einflüsse als Integral registriert, so u.a. auch die Auswirkungen der zeitlich wechselnden Höhe der Grundwasserneubildung. Ist der Verlauf der beiden resultierenden langjährigen (Zeitraum 20 bis 30 Jahre) Grundwasserganglinien unterschiedlich, liegt der Verdacht einer Grundwasserüberförderung nahe. Diese ist anzunehmen, wenn die auf die Messstelle im Einzugsgebiet eines Brunnenfeldes bezogene Ganglinie einen negativen Trend von mindestens 2 cm/Jahr aufweist (es handelt sich dabei um die Meinung des Verfassers, da zum Zeitpunkt der Drucklegung vorliegender Arbeit keine verbindlichen Vorgaben der EU-Kommission, die gemäß Artikel 17 der Wasserrahmenrichtlinie in einer Grundwasser-Tochterraumrichtlinie zu dokumentieren sind, existierten). Beträgt die Summe der Flächen aller Einzugsgebiete (Schutzzone III) mit einem positiven Trend (hier: fallende Grundwasserstände) mindestens 50 % der Fläche eines Grundwasserkörpers, ist der mengenmäßige Zustand als schlecht einzuschätzen.

b) Überwachung der grundwasserabhängigen Oberflächenwasser- und Landökosysteme

Auch ohne Überförderung ist ein negativer Einfluss auf ein Ökosystem möglich, da sich bei jeder Grundwasserförderung Absenkttrichter bilden. Hier ist die Dimension der Absenkttrichter

ter zu bestimmen; deren Auswirkungen sind abzuschätzen. Geschützte Ökosysteme werden in der Regel mittels Messstellen überwacht, wenn in ihrem Bereich Grundwasser gefördert wird (Auflagen bei Wasserrechtsbewilligungen). Ein oder zwei Messstellen pro Ökosystem, die in der Regel kleinräumig sind, erscheinen ausreichend. Wechselt die Richtung der Grundwasserströmung stark, ist eine Gruppe von Messstellen sinnvoll, die fächerförmig angeordnet sind.

c) Abschätzung von Grundwasserfließrichtung und Abstromrate bei einem grenzüberschreitenden Grundwasserkörper

Aus der betreffenden Textpassage in der WRRL ist abzuleiten, dass sich die EU-Kommission offenbar nicht der Probleme bewusst war, die mit der Aufgabenstellung der Abschätzung der Fließrichtung des Grundwassers in einem grenzüberschreitenden Grundwasserkörper und der einen bestimmten Grenzschnitt unterströmenden Grundwassermenge verbunden sind.

Im Falle von Lockergesteinen wird die Grundwasserfließrichtung in der Regel aus Grundwassergleichenkarten abgeleitet, ebenso auch das Gefälle des (freien) Grundwasserspiegels, aus

dem in Verbindung mit anderen geohydraulischen Parametern die Menge des Grundwassers berechnet werden kann, die von einem Mitgliedsland in ein benachbartes abströmt. Eine Aufreihung von Messstellen entlang der gemeinsamen Grenze (ggf. im Wechsel auf der einen und der anderen Seite installiert) hilft diese Frage zu beantworten.

Bei Festgesteinen gibt es Probleme, selbst wenn Messstellen in ausreichender Anzahl vorhanden wären. Im Detail wird die Grundwasserfließrichtung nämlich durch das tektonische Muster vorgegeben, nicht durch die ohnehin nur mit Schwierigkeiten angebbare Richtung des Grundwasserspiegelgefälles. Ergänzende Abflussmessungen in oberirdischen Gewässern, insbesondere bei Trockenwetterbedingungen, Tracermarkierungen, Interpretation der Morphologie u.a. sind erforderlich, um Aussagen im Hinblick auf die Menge des Grundwassers machen zu können, das eine Landesgrenze unterströmt. Allerdings genügt bei der Maßstabebene, die für Berichte im Zusammenhang mit der Umsetzung der WRRL gefordert wird, eine großdimensionale Betrachtung.

Qualitatives Grundwassermessnetz

Sowohl das überblicksweise als auch das operative Grundwasser-Monitoring haben die Zielsetzung, die von flächenhaft-diffusen, linienförmigen und punktuellen Emissionsquellen ausgehende Belastung des Grundwassers zu erkennen und zu bewerten. Dementsprechend ist das Design eines Messnetzes zu konzipieren (Abb. 8).

a) Flächenquellen

Grundwasserfachleute sind sich einig in der Einschätzung, dass durch flächenhafte Emissionen verursachte Grundwasserbelastungen ein viel größeres Problem darstellen als solche, die auf Linien- oder Punktquellen zurückgehen, da man letztere mit technischen Mitteln in den Griff bekommen kann. Daher gilt die Aufmerksamkeit in erster Linie den Flächenquellen.

Unter der Voraussetzung, dass die geologischen bzw. hydrogeologischen Gegebenheiten homogen sind und dies auch für das Muster der flächenhaften Emissionen gilt, reicht theoretisch eine Messstelle pro Grundwasserkörper. Da diese idealen Verhältnisse in der Praxis nicht gegeben sind, muss in Anpassung an die Realität die Anzahl der Messstellen höher sein. Das ist in der Regel ohnehin der Fall im Einzugsgebiet von Wassergewinnungsanlagen, da hier andere Fragestellungen im Vordergrund stehen.

Im Draft 1.0 der geplanten EU-Tochterrichtlinie Grundwasser (European Commission 2003) werden im Anhang IV auf der Basis statistischer Verfahren Vorschläge bzw. Vorgaben gemacht, wie auf der Basis von einzelnen Messstellen zugeordneten qualitativen Messwerten der chemische Zustand eines Grundwasserkörpers zu bewerten ist. Für Hydrogeologen bleibt es höchst unbefriedigend, ohne Rücksicht auf die Größe eines Grundwasserkörpers und den hydraulischen und geochemischen Typ der

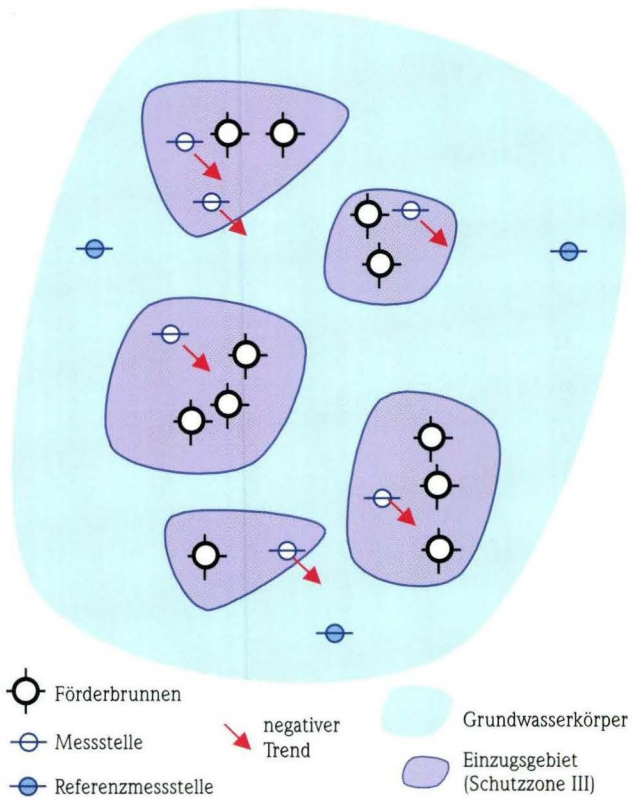
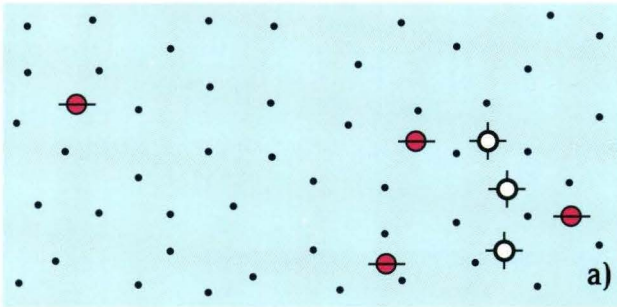


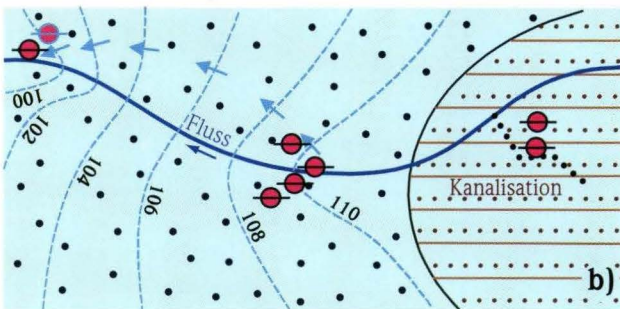
Abb. 7. Einschätzung des quantitativen Zustands eines Grundwasserkörpers; ist die Summe der Flächen aller Schutzgebietszonen III mit einem Trend (fallende Grundwasserstände) mindestens 50 %, ist der quantitative Status schlecht (dieser Vorschlag wurde auch im Handbuch Hessen, erarbeitet im Auftrag des Hessischen Ministeriums für Umwelt, Landwirtschaft und Forsten, 2002, gemacht).

grundwasserleitenden Gesteine sowie unabhängig von der Anzahl der Messstellen u.a. mittels der Methode der „doppelten Mittelung“ (im Falle mehrerer Analysenbefunde je Messstelle zunächst Mittelung der Konzentrationen der Inhaltsstoffe, danach über alle Messstellen Mittelung der Mittelwerte) den chemischen Zustand eines „homogenen“ und anthropogen nicht oder nur wenig beeinflussten Grundwasserkörpers feststellen zu müssen (im Falle eines nicht „homogenen“ Grundwasserkörpers wird diese Vorgehensweise modifiziert).

großflächig-diffuse Schadstoffquelle



linienhafte Schadstoffquelle



punktförmige Schadstoffquelle

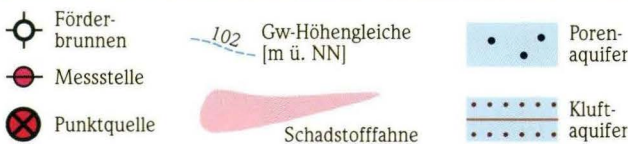
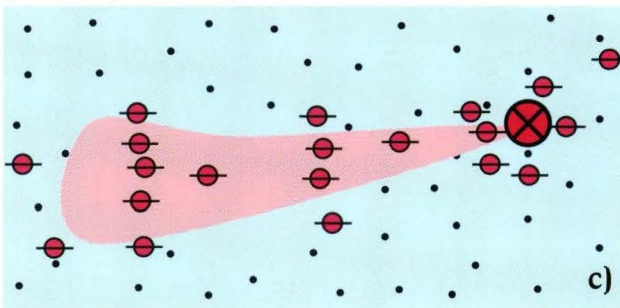


Abb. 8. Typen von Messnetzen in Abhängigkeit von der Art der Emissionsquellen.

Abgesehen von geostatistischen Verfahren wie verschiedenen Varianten des Kriging (in Kombination mit Landnutzung und hydrogeologischen Verhältnissen) könnte alternativ zu einem auf Messstellen basierenden Monitoring ggf. die Strategie verfolgt werden, die Rohwasseranalysen von Förderbrunnen bzw. von Quelfassungen auszuwerten, die als Integral des chemischen Status des hydraulisch angeschlossenen Einzugsgebietes (das in der Regel der Zone III eines Trinkwasserschutzgebietes entspricht) zu werten sind. Diese Vorgehensweise wird auch im Handbuch Hessen (Hessisches Ministerium für Umwelt, Landwirtschaft und Forsten, 2002) empfohlen. Beträgt die Summe aller Einzugsgebiete, in denen im Rohwasser ein auf die Grundwasserbeschaffenheit bezogener Grenzwert überschritten wird, z.B. mindestens 50 % der Fläche des jeweiligen Grundwasserkörpers, ist dessen qualitativer Zustand als schlecht einzustufen. Dieses Procedere ist jedoch nur dann berechtigt, wenn es außerhalb der jeweiligen Einzugsgebiete von Fassungsanlagen keine Emissionsquellen gibt, was sehr unwahrscheinlich ist.

b) Linienquellen

Um eine Linienquelle zu kontrollieren, genügen in der Regel ein bis zwei Messprofile mit wenigen Messstellen, entweder parallel zur Grundwasserfließrichtung (falls bekannt) oder senkrecht zur linienförmigen Quelle. Ist die Grundwasserströmungsrichtung stark wechselnd, sollte ein Messprofil fächerförmig angelegt sein.

c) Punktquellen

Hier muss unterschieden werden zwischen Überwachung der eigentlichen Quelle und der von ihr ausgehenden Verschmutzungsfahne. Mindestens eine Messstelle wird im Grundwasser oberstrom einer Kontaminationsquelle situiert, um Aussagen zur chemischen Beschaffenheit des zuströmenden Grundwassers machen zu können. Zwecks Abgrenzung des Schwerpunktes der Belastung empfehlen sich mehrere Messstellen im Nahbereich des Schadensherdes.

Um die Fahne zu überwachen, werden üblicherweise mehrere Messprofile senkrecht zur Fahnenachse eingerichtet. Da sich die Fahne mit dem fließenden Grundwasser ausbreitet, wird man auch längs zur Fahnenachse einige Messstellen bauen.

Es wurde bereits darauf hingewiesen, dass es im Falle der Überwachung einer Punktquelle und der von ihr ausgehenden Fahne sinnvoll ist, das Messnetz dreidimensional zu konzipieren, d.h. unterschiedlich tiefe Grundwassermessstellen einzurichten.

Grundsätzlich ist gemäß WRRL jeder Grundwasserkörper, ob „at risk“ oder nicht „at risk“, in das Monitoring einzubeziehen und hinsichtlich seines mengenmäßigen und chemischen Zustands zu überwachen. Die jüngeren Dokumente der EU-Kommission, insbesondere das Guidance document CIS 2.7 Monitoring (EU-Commission 2002), lassen jedoch einen Spielraum zu. Wenn sich die Grundwasserkörper einer Grundwasserkörpergruppe in einem vergleichbaren quantitativen und qualitativen

Zustand befinden (nur bei diesen Gegebenheiten sollten Grundwasserkörper in einer Gruppe zusammengefasst werden), muss nicht jeder Grundwasserkörper durch Messstellen überwacht werden. Vielmehr können die in einem oder mehreren Grundwasserkörpern der Gruppe an Referenzmessstellen gewonnenen Messwerte auf die nicht mit Messstellen bestückten Grundwasserkörper übertragen werden. Da somit Analogieschlüsse zugelassen sind, bedeutet das, dass entgegen den Befürchtungen der zuständigen Behörden in den deutschen Bundesländern nicht sehr viele Messstellen neu gebaut werden müssen. Im Grunde genommen ist in Deutschland die Messnetzichte in den meisten Grundwasserkörpern bzw. Grundwasserkörpergruppen ausreichend (TOUSSAINT 2000a), der Messstellenausbau entspricht weitgehend dem Stand der Technik.

Grundlage für die Überwachung des mengenmäßigen und chemischen Zustands des Grundwassers sind somit die bestehenden Messnetze der Landesgrundwasserdienste, die jedoch im Hinblick auf die Größe und das unterschiedliche hydrogeolo-

gische Inventar und die Landnutzung der Grundwasserkörper zu optimieren sind. In der Regel ist eine Auswahl zu treffen, in anderen Fällen müssen aus anderen Messnetzen einzelne Messstellen übernommen werden. In Bereichen mit unzureichender Informationsdichte, die in Deutschland jedoch keine große Rolle spielen dürften, sind aber auch Neubaumaßnahmen ins Auge zu fassen. Insgesamt kann davon ausgegangen werden, dass die räumliche und zeitliche Variabilität der Grundwasseroberfläche sowie das hydrochemische Beschaffenheitsmuster innerhalb der jeweiligen Grundwasserkörper ausreichend gut erfasst werden können. Die größte Notwendigkeit an Messnetzoptimierung dürfte im Hinblick auf die Überwachung sensibler Oberflächenwasser- und grundwasserabhängiger Landökosysteme bestehen, weil die diesbezüglichen Forderungen der WRRL neu sind und hierzulande bislang im Wesentlichen nur im Zusammenhang mit beweissichernden Sonderprogrammen, deren Durchführung von den zuständigen Naturschutzbehörden, z.T. auf Druck der Bevölkerung, angeordnet wurde, relevant sind.

4. Schriftenverzeichnis

- Bundesregierung (2002): Neufassung des Wasserhaushaltsgesetzes, BGBl. I vom 23.8.2002: S. 2345; Bonn.
- Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau (1992): Entnahme und Untersuchungsumfang von Grundwasserproben. – DVWK-Regeln zur Wasserwirtschaft, 128/1992 (November 1992): 36 S., 5 Abb., 6 Tab., 1 Anl.; Hamburg.
- Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau (1997): Tiefenorientierte Probenahme aus Grundwassermeßstellen. – DVWK-Regeln zur Wasserwirtschaft 245/1997 (Januar 1996): 14 S., 10 Abb., 3 Tab.; Bonn.
- Deutscher Verein des Gas- und Wasserfaches (2001): Entnahme von Wasserproben bei der Erschließung, Gewinnung und Überwachung von Grundwasser. – DVWG-Merkblatt W 112 (Juli 2001): 14 S., 1 Abb.; Bonn.
- Deutscher Verein des Gas- und Wasserfaches (2002): Bau und Ausbau von Grundwassermeßstellen. – DVGW-Arbeitsblatt W 121 (E Juli 2002): 25 S., 2 Abb., 5 Tab.; Bonn.
- Europäische Gemeinschaft (2000): Richtlinie 2000/60/EG des Europäischen Parlaments und des Rates vom 23. Oktober 2000 zur Schaffung eines Ordnungsrahmens für Maßnahmen der Gemeinschaft im Bereich der Wasserpolitik. – Amtsblatt der Europäischen Gemeinschaften L 327 vom 22.12.2000: 72 S.; Luxemburg/Brüssel.
- European Commission – CIS Working Group 2.7 Monitoring (2002): Guidance on Monitoring for the Water Framework Directive, Final Draft vom 15.10.2002: 160 S.; Brüssel.
- European Commission (2003): Proposal for a Directive of the European Parliament and of the Council establishing strategies to prevent and control pollution of groundwater (GWD), Draft 1.0 vom 20.02.2003: 41 S.; Brüssel.
- Hessisches Ministerium für Umwelt, Landwirtschaft und Forsten (2002): Handbuch Hessen, Teil 3: Fachliche Umsetzung der Wasserrahmenrichtlinie in Hessen, Loseblattsammlung, 1. Lieferung – Dezember 2002; Wiesbaden.
- HOMRIGHAUSEN, R. & LÜDECKE, U. (1990): Ausbau von Grundwassermeßstellen: Dichtigkeit von Ausbaumaterialien und Wirksamkeit von hydraulischen Barrieren im Ringraum. – Brunnenbau, Bau von Wasserwerken, Rohrleitungsbau (bbr) 41/7: 376–383, 7 Abb.; Köln.
- Länderarbeitsgemeinschaft Wasser (1993): Grundwasser, Richtlinien für Beobachtung und Auswertung, Teil 3 Grundwasserbeschaffenheit. – LAWA-Publikation: 59 S., 17 Abb., 3 Tab.; Essen (Woeste).
- Länderarbeitsgemeinschaft Wasser (2000): Empfehlungen zu Konfiguration von Meßnetzen sowie zu Bau und Betrieb von Grundwassermeßstellen (qualitativ). – LAWA-Publikation: 32 S., 10 Abb., 1 Tab.; Schwerin (Selbstverlag).
- Länderarbeitsgemeinschaft Wasser (2002): Arbeitshilfe zur Umsetzung der EG-Wasserrahmenrichtlinie, Teil 3 Vorarbeiten und Hinweise zur Aufstellung eines EG-Bewirtschaftungsplanes, Entwurf vom 06.02.2002 (mit Ergänzungen vom 16.06.2002): 122 S.; Schwerin.
- OTTENS, J.J., ARNOLD, G.E., BUZÁS, Z., CHILTON, J., ENDERLEIN, R., HAVAS-SZILÁYI, E., ROUCAK, P., TARASOVA, O., TIMMERMAN, J.G., TOUSSAINT, B. & VARELA, M. (2000): Guidelines on Monitoring and Assessment of Transboundary Groundwaters. – UN/ECE Task Force on Monitoring u. Assessment: 64 S., 8 Abb., 7 Tab.; Lelystad/the Netherlands.
- TOUSSAINT, B. (1996): Meßnetzdesign, Meßstellenbau und Beprobungstechniken im Zusammenhang mit der staatlichen Grundwasserüberwachung. – Institut für Grundwasserwirtschaft TU Dresden, Mitt. 1: 21–44, 8 Abb., 1 Tab.; Dresden.
- TOUSSAINT, B. (1999): Konzeption und Betrieb von GW-Meßnetzen sowie Bau von GW-Meßstellen aus hydrogeologischer Sicht. – Proceedings des DGFZ e.V., 17 (Fachtagung Grundwasser-Monitoring 1999: Anforderungen, Probleme und Lösungen): 67–86, 4 Abb.; Dresden.
- TOUSSAINT, B. (2000a): Überblick über die Grundwasserüberwachung in Deutschland/ Groundwater monitoring in Germany – an overview. – IHP/OHP-Jahrbuch der BR Deutschland, 1991–1995, Teil I Sammelband: 73–77; Koblenz.
- TOUSSAINT, B. (2000b): Das „Grundwasser“ in der EU-Wasserrahmenrichtlinie aus hydrogeologischer Sicht. – Mitt. Ing.- u. Hydrogeol., 76: 31–50, 2 Abb., 2 Tab.; Aachen.

ARTHUR GOLWER¹

Grundwassertemperaturen im westlichen Untermaingebiet

Kurzfassung

Im westlichen Untermaingebiet nimmt der Einfluss der Lufttemperatur auf die Grundwassertemperatur zunächst rasch und von etwa 7–20 m Tiefe langsam ab. Verschiedene anthropogene Einwirkun-

gen, die häufig die natürlichen Grundwassertemperaturen in den oberen Schichten erhöhen, werden beschrieben. Die unterschiedlichen örtlichen geothermischen Tiefenstufen von 12–178 m/°C (Tempe-

raturgradienten von 0,082–0,006 °C/m) werden erläutert. Auf die Vorkommen von Thermalwasser wird hingewiesen.

Abstract

In the west lower main area the influence from the temperature of the air on the groundwater will be reduced at first quickly and from about 7–20 m depth

slowly. Various artificial factors, which often increase the natural temperature of groundwater in the upper layers, are described. The different locally geothermal

steps from 12–178 m/°C (temperature gradient from 0,082–0,006 °C/m) are discussed. The occurrence of thermal water is indicated.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	37
2. Natürliche Grundwassertemperaturen	38
2.1 Solare Wärmequelle	39
2.2 Radiogene Wärmequelle	43
3. Anthropogen beeinflusste Grundwassertemperaturen	46
4. Schriftenverzeichnis	48

1. Einleitung

Das westliche Untermaingebiet reicht von Frankfurt am Main rd. 30 km nach WSW bis zur Mainmündung in den Rhein, grenzt im Norden an den Vordertaunus und geht südlich des Mains etwa an der Linie Neu-Isenburg – Rüsselsheim ohne scharfe Grenze in das nördliche Oberrheintal über. In diesem Gebiet steigt das Gelände von 82–94 m ü. NN am Main nach Norden bis zum Vordertaunus auf etwa 160–200 m ü. NN und nach Süden auf etwa 90–120 m ü. NN an. Der tiefere Untergrund besteht vorwiegend aus mehreren 100 m mächtigen Tonsteinen, Schluffsteinen, Sandsteinen und Konglomeraten des Rotliegend. Darüber stehen mächtige tertiäre tonige, schluffige und sandige Sedimente mit eingeschalteten Karbonatbänken an. Die tertiären Schichten sind verbreitet von pleistozänen Sanden und Kiesen bedeckt. In Talauen bilden Hochflutlehme und nördlich des Mains außerhalb von Talauen Löss und Löss-

lehm die obersten Schichten. Sande und Kiese der pleistozänen und pliozänen Flussablagerungen, die nördlich des Mains in tektonischen Tiefschollen, dem Hattersheimer Graben und dem Nidda Graben, und südlich des Mains flächenhaft besonders mächtig sind, bilden ergiebige Porengrundwasserleiter. Im Taunusvorland werden auch sandig-kiesige Sedimente der Grenze Oligozän/Miozän zur Grundwassergewinnung genutzt. Die miozänen Karbonatbänke (Kalksteine, Mergelsteine, Dolomite) sind örtlich ergiebige Kluffgrundwasserleiter. Die genannten Gesteine besitzen unterschiedliche Wärmeleitfähigkeiten. Die Wärmeleitfähigkeit von feuchten Tonen und Sanden ist geringer als von Kalksteinen (KAPPELMEYER 1961) und die von Sanden und Kiesen bei luftgefülltem Porenraum geringer als bei wassererfülltem (BALKE 1981). Aus diesen Gründen sind Angaben über das Untergrundmaterial und die Grundwasserflurabstände beson-

¹ Prof. Dr. A. Golwer, Dresdener Ring 39, D-65191 Wiesbaden

ders wichtig. Die Wärmeübertragung kann durch Wärmeleitung sowie durch den advektiven (horizontalen) und konvektiven (vertikalen) Wärmetransport erfolgen.

Die natürlichen Grundwassertemperaturen werden von anthropogenen Einwirkungen örtlich stark beeinflusst. Zur Erfassung der natürlichen und anthropogenen Einflüsse wurden von 1976 bis 1997 in zahlreichen Messstellen die Grundwassertemperaturen gemessen. Außerdem standen Temperaturangaben aus vielen chemischen Wasseranalysen für die Auswertung zur Verfügung. Die repräsentativsten Temperaturwerte wurden bei Messungen mit einer Temperatursonde erhalten, weil die Messtiefe über lange Zeit konstant gehalten werden kann und

eine kontinuierliche Aufzeichnung der Messwerte erfolgt. In tiefen Brunnen lieferten geoelektrische Temperaturmessungen wertvolle Informationen. Messungen mit einem kombinierten Kabellichtlot und Kabeltemperaturlot auf 0,1 °C genau 1 m unter dem Grundwasserspiegel erfassen nicht Werte zwischen den Messterminen. Dieser Nachteil einer zu geringen jährlich gemessenen Schwankungsbreite, vor allem in flachen Messstellen, wurde durch mehrjährige Messungen zum Teil ausgeglichen. Gepumpte Wasserproben zeigen in Abhängigkeit von der Pumpenleistung die größten Abweichungen der Messwerte von den tatsächlichen Grundwassertemperaturen.

2. Natürliche Grundwassertemperaturen

Die Grundwassertemperatur der oberen Schichten wird vorwiegend von der in Wärme umgewandelten Strahlungsenergie der Sonne (solare Wärmequelle), in den tieferen Schichten dagegen vom terrestrischen Wärmestrom (radiogene Wärmequelle)

bestimmt. Der Tiefenbereich, in dem der Einfluss der solaren Wärmequelle unter 0,1 °C abklingt, ist die neutrale Zone. Sie befindet sich etwa 20–40 m u. Flur.

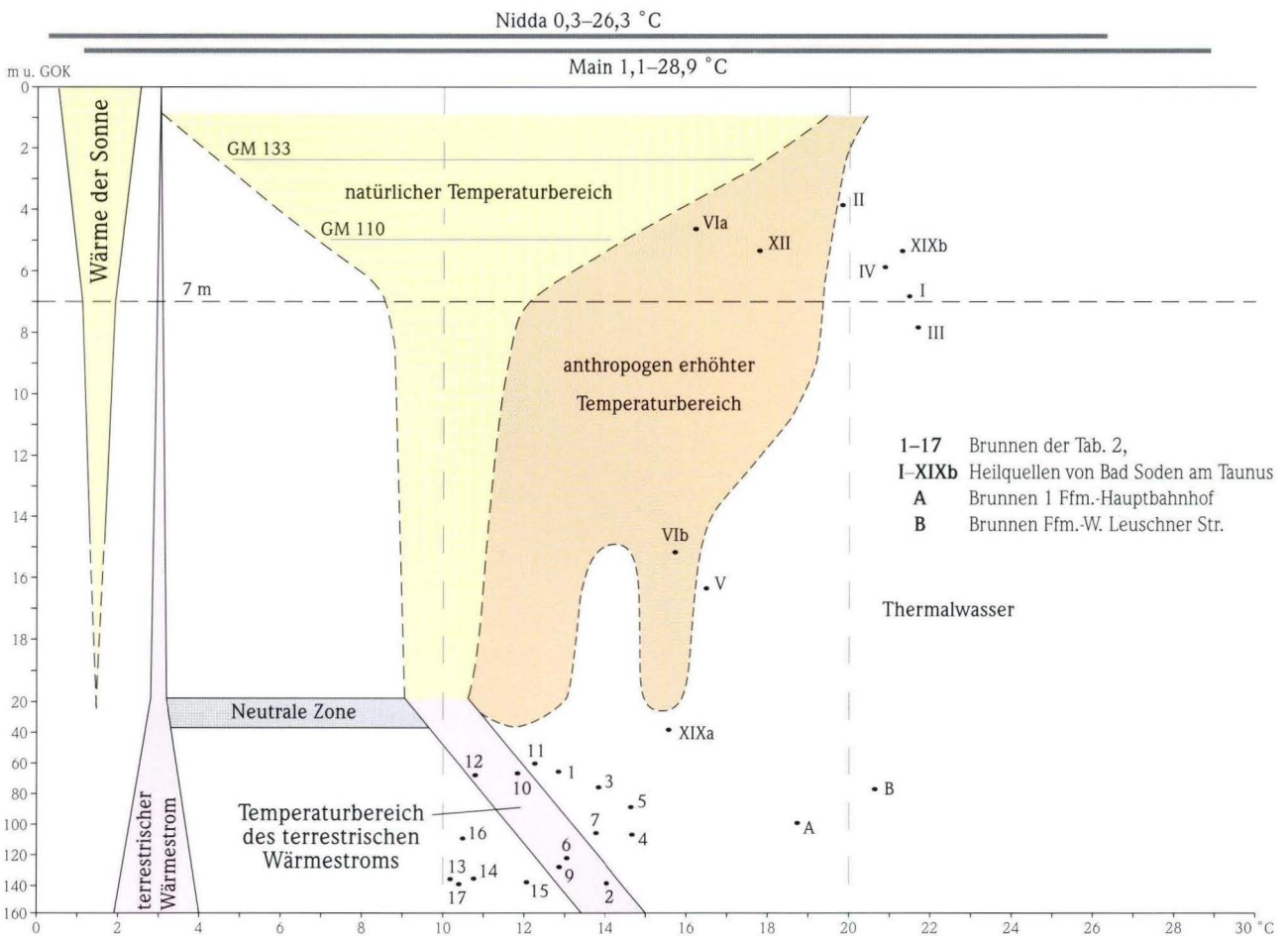


Abb. 1. Vertikalprofil der Grundwassertemperaturen im westlichen Untermaingebiet sowie Wassertemperaturen von Nidda und Main in den Jahren 1988–2001.

2.1 Solare Wärmequelle

Der tägliche Gang der Lufttemperatur beeinflusst die Grundwassertemperatur bei unbewachsenen Sandböden bis etwa 0,5 m Tiefe und unter Wald mit Untergehölz nur bis 0,25 m Tiefe (KAPPELMEYER 1961). Aus diesem obersten Bereich liegen nur Einzelmessungen vor.

Der jährliche und mehrjährige Gang der Lufttemperatur ist bis etwa 20 m Tiefe erkennbar. Das für das westliche Untermaingebiet aus Messungen ermittelte Vertikalprofil der Grundwassertemperatur ergibt einen durch die Sonnenwärme bedingten Temperaturkelch mit einer zunächst raschen und von etwa 7–20 m Tiefe langsamen Abnahme der Temperaturschwankungen um den Jahresmittelwert der Lufttemperatur (Abb. 1). Im

westlichen Untermaingebiet lag das Jahresmittel der Lufttemperatur für den Zeitabschnitt 1961–1990 zwischen etwa 9 °C in den nördlichen Randgebieten und etwas über 10,5 °C im Stadtgebiet von Frankfurt am Main und an der Mainmündung (Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie 2000). In Frankfurt am Main variierte in den Jahren 1857–2000 nach Unterlagen des Deutschen Wetterdienstes das Jahresmittel der Lufttemperatur zwischen 8,2 °C (1871) und 11,6 °C (1994, 2000). Für die Grundwassertemperatur in 10–20 m Tiefe ist vor allem der Wechsel von warmen und kühlen Jahren entscheidend. Das Jahresmittel der Lufttemperatur betrug in Frankfurt am Main von 1970–1977 rd. 10 °C, von 1978–1981 rd. 9,2 °C, erreichte 1982 und 1983 rd. 10,2 °C, in den folgenden vier Jahren nur 9,3 °C und war von 1988–2000 mit einem Mittelwert von

Tab. 1. Grundwassertemperaturen in Grundwassermessstellen (Messungen 1 m u. Grundwasserspiegel)²

Nr.	Grundwasser-Messstelle	Tiefe [m]	Messzeit	Grundwasserflurabstand [m]	Grundwassertemperatur [°C]			Bodennutzung
					HT	NT	HT-NT	
Natürliche Grundwassertemperaturen								
	Ffm.-Flughafen							
1	GM 133 Startbahn West	3,50	1988–1991	0,07–1,89 (2,50)	17,7	4,9	12,8	Wiese
2	GM 110 Startbahn West	15,20	1982–1987	2,55–3,79 (5,15)	14,2	7,5	6,7	Wiese
	Ffm.-Ginnheim							
3	GM 1763 Feldweg	7,00	1994–1997	0,79–1,79	16,0	7,6	8,4	Feld
	Oberursel-WW Riedwiese							
4	GM Gablonzer Str.	7,40	1994–1997	1,66–1,87	14,9	8,7	6,2	Wiese
	Kronberg im Taunus							
5	GM 2 Höhenstr.	5,70	1994–1997	2,07–2,57	12,6	7,2	5,4	Wald
	Ffm.-Bonames							
6	GM 1 Feldweg	6,00	1994–1997	1,04–3,08	14,2	7,2	7,0	Feld
	Ffm.-Nied							
7	GM 2510 Niederwald	9,20	1994–1997	2,68–3,47	12,5	7,9	4,6	Wald
	Ffm.-Rödelheim							
8	GM Z 3	13,70	1994–1997	9,10–9,72	10,9	10,2	0,7	Wiese
9	GM 1725 Heerstr.	25,00	1994–1997	12,85–13,82	11,1	10,8	0,3	Feld
	Ffm.-Praunheim							
10	GM 1740	20,50	1994–1997	18,37–19,59	10,7	10,3	0,4	Feld
11	GM 1746	28,00	1994–1997	20,79–21,30	10,4	10,1	0,3	Feld
Anthropogen beeinflusste Grundwassertemperaturen								
	Ffm.-Innenstadt							
12	GM 125 Nizzawerft	12,80	1994–1997	1,06–1,84	17,5	8,9	8,6	Park
	Ffm.-Bonames							
13	GM 4 Feldweg	6,00	1992–1997	1,04–3,08	16,5	7,2	9,3	Feld
	Ffm.-Heddernheim							
14	GM 85 Kita	9,00	1994–1997	2,75–5,37	14,7	8,5	6,2	Wiese
	Ffm.-Innenstadt							
15	GM 151 Baumweg 44	10,30	1994–1997	4,47–5,09	17,9	15,0	2,9	Häuser
16	GM 217 Römer	10,30	1994–1997	4,32–5,61	19,2	13,0	6,2	Häuser
17	GM 417 Großer Hirschgraben 21	21,20	1994–1997	4,51–6,53	19,3	16,5	2,8	Häuser
18	GM 145 Bethmann Park	18,00	1992–1994	4,63–6,64	13,9	12,5	1,4	Park
19	GM 392 Konstabler Wache	15,30	1994–1997	6,96–8,29	18,4	16,8	1,6	Häuser
20	GM 412 Zeil 5	10,55	1992–1997	7,98–9,63	19,0	14,9	4,1	Häuser
21	GM 166 Seiler Str. 38	15,20	1992–1994	8,40–9,33	15,9	14,6	1,3	Straßen
	Ffm.-Bornheim							
22	GM 154 Heidestr. 142	20,90	1992–1997	10,75–13,44	13,4	13,0	0,4	Häuser
23	GM 159 Im Prüfling	21,30	1992–1997	14,95–15,77	13,2	12,8	0,4	Häuser
24	GM 231 Berger Str. 188	ca.30,00	1992–1994	21,31–22,60	15,9	15,3	0,6	Häuser

² Messungen durchgeführt von Herrn Dipl.-Ing. (FH) Schneider

10,8 °C deutlich erhöht (Deutscher Wetterdienst 1973–2003). Unter Berücksichtigung der unterschiedlichen Jahresmittel der Lufttemperatur der vergangenen 30 Jahre wird vor allem unter 7 m Tiefe durch die Einhüllende eine größere Temperaturamplitude dargestellt als für ein ausgewähltes Jahr an einem Ort (Abb. 1). Im größten Teil des westlichen Untermaingebietes kann daher in 20 m Tiefe die natürliche Grundwassertemperatur in Abhängigkeit von der Lage des Ortes und dem Jahresmittel der Lufttemperatur etwa 9–10,7 °C betragen (Abb. 1). Bei dieser Darstellung werden die Temperatur der Erdoberfläche, die durch lokale Gegebenheiten bis zu 1 °C höher sein kann als das Jahresmittel der Lufttemperatur (BALKE 1981), der Lufttemperatur gleichgesetzt und der Einfluss des terrestrischen Wärmestroms in den oberen 20 m vernachlässigt.

Im Vergleich zu den großen Unterschieden der Wassertemperaturen im Main (1,1–28,9 °C) und der Nidda (0,3–26,3 °C) in den Jahren 1988–2001 ist im Untergrund bereits in geringer Tiefe eine deutliche Dämpfung des Temperaturgangs erkennbar (Abb. 1). Messungen in zahlreichen Grundwassermessstellen

(GM) belegen das Abklingen der Temperaturschwankungen mit zunehmender Tiefe (Tab. 1).

In der 3,50 m tiefen GM 133 an der Startbahn 18 West vom Frankfurter Flughafen (Tab. 1, Nr. 1), die auf einer Wiese in einem schwebenden Grundwasserstockwerk steht, variierte von 1988–1991 die mit einer Temperatursonde in 2,5 m u. Flur kontinuierlich gemessene Grundwassertemperatur zwischen 4,9 °C (24.2.1991) und 17,7 °C (16.9.1991) bei Grundwasserflurabständen von 0,07–1,89 m (Messung mit Vertikal-Schreibpegel). In dieser flachen Messstelle beeinflusst versickertes Niederschlagswasser die Grundwassertemperatur deutlich. Vom 30.11. bis 5.12.1988 ist auf Grund von 68,7 mm Niederschlag der Grundwasserspiegel von 1,50 m auf 0,60 m u. Flur gestiegen, die Grundwassertemperatur dagegen in 2,5 m Tiefe (Einbautiefe der Temperatursonde) von 10,8 °C auf 9,8 °C gefallen. Im Winter führen bei Grundwasserflurabständen unter 0,5 m auch geringere Niederschläge in 2,5 m Tiefe zur Abkühlung des Grundwassers. So ist in der GM 133 Anfang Februar 1988 die Grundwassertemperatur mehrfach in kurzer Zeit um bis zu

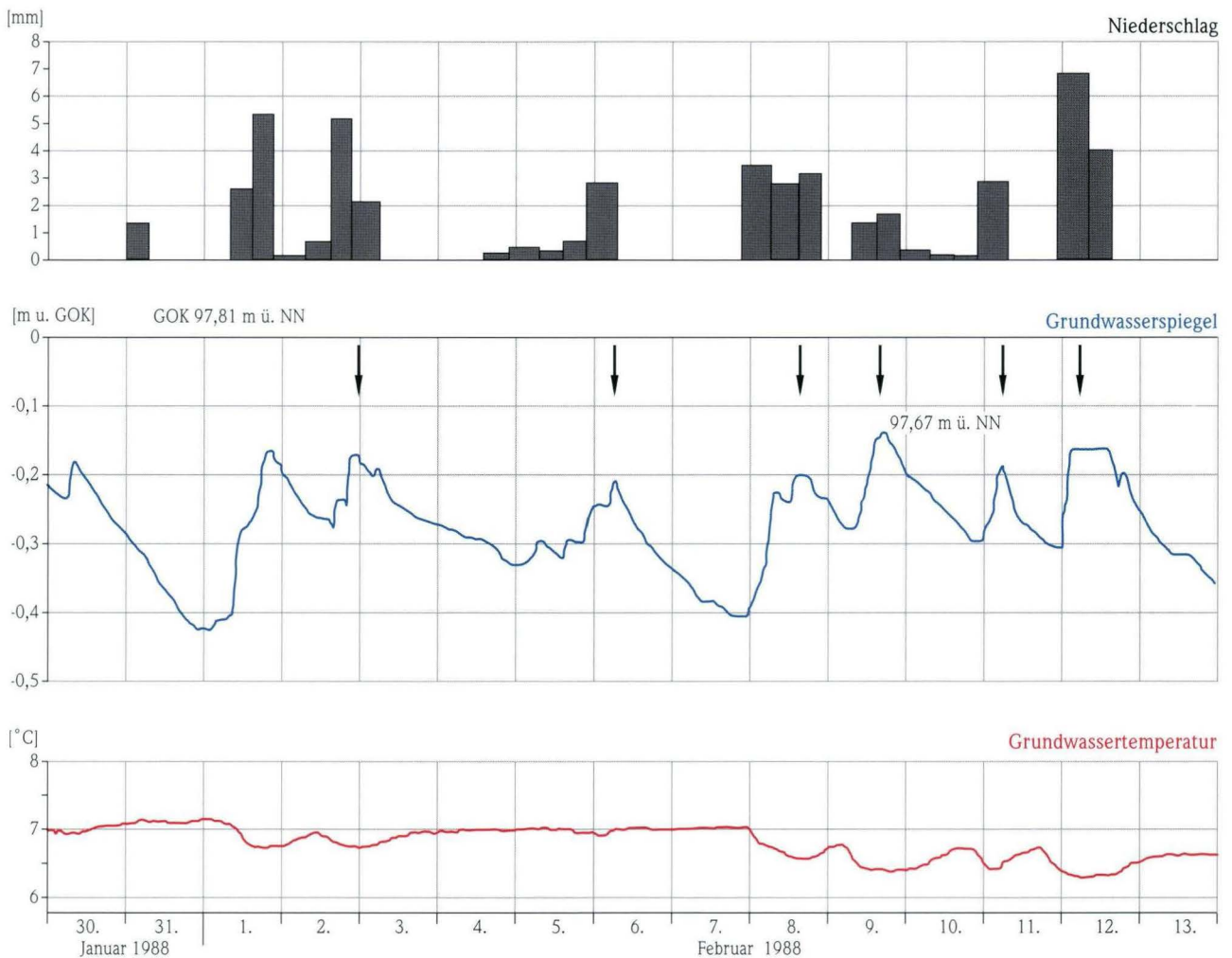


Abb. 2. Beeinflussung der Grundwassertemperaturen durch Niederschläge in der GM 133 am Frankfurter Flughafen.

0,4 °C gefallen (Abb. 2). Die etwa gleichzeitig mit dem Ansteigen des Grundwasserspiegels einsetzende Abkühlung des etwa 7 °C kalten Grundwassers deutet darauf, dass kälteres Niederschlagswasser auf Grund der etwas höheren Dichte durch Konvektion zum Teil rasch in das Grundwasser eingedrungen ist und es nicht überschichtet hat. Eine Wärmeübertragung durch Wärmeleitung vom Grundwasserspiegel (0,28–0,43 m u. Flur) bis zur Temperatursonde in 2,50 m Tiefe hätte vermutlich länger gedauert und zu einer zeitlichen Verzögerung geführt.

In der 15,20 m tiefen GM 110 (Tab. 1, Nr. 2), die auf einer Wiese steht und in den am Frankfurter Flughafen flächenhaft verbreiteten oberen Teil des etwa 30–45 m mächtigen, pleistozänen sandigen und kiesigen Hauptgrundwasserstockwerkes hineinreicht, variierte in den Jahren 1982–1987 in 5,15 m Tiefe (Einbautiefe der Temperatursonde) die kontinuierlich gemessene Grundwassertemperatur zwischen 7,5 °C (24.3.1987) und 14,2 °C (9.9.1986) bei Grundwasserflurabständen von 2,55–3,79 m. Die einjährigen Temperaturschwankungen sind geringer als die sechsjährigen von 6,7 °C.

Die Messstellen in Kronberg im Taunus (Tab. 1, Nr. 5) und Ffm.-Nied (Tab. 1, Nr. 7) bestätigen, dass im Wald im Vergleich zu Feldern und Wiesen in vergleichbaren Tiefen niedrigere

Grundwassertemperaturen und geringere Schwankungen auftreten. In den Jahren 1976–1979 wurden südlich des Mains unter Waldgebieten mit Flurabständen von 15–20 m verbreitet Grundwassertemperaturen von 8,7–9,2 °C, unter nicht bewaldeten Flächen vergleichbarer Flurabstände 9–10 °C gemessen.

Mit der Tiefe nehmen nicht nur die Temperaturamplituden ab, sondern es treten auch zeitliche Verschiebungen der Maxima und Minima ein. Aus diesen Gründen werden die höchsten Grundwassertemperaturen in Abhängigkeit von der Tiefe in verschiedenen Monaten erreicht: in Tiefen bis 3 m im August und September (GM 3 in Ffm.-Ginnheim in der Talaue der Nidda), von 3–6 m im September und Oktober (GM 14 in Ffm.-Hedernheim), von 6–9 m im November und Dezember (GM 19 in der Frankfurter Innenstadt an der Konstabler Wache) und in mehr als 9 m Tiefe erst im Januar bis März des folgenden Jahres (GM 8 in Ffm.-Rödelheim) (Abb. 3). An diesen Ganglinien ist auch der Einfluss der wechselnden Jahresmittel der Lufttemperatur auf die Grundwassertemperatur erkennbar. Im kühlen Jahr 1996 mit einem Jahresmittel von 9,2 °C waren im Vergleich zu den wärmeren Jahren 1994 und 1995 in den vier Messstellen auch die Grundwassertemperaturen niedriger (Abb. 3).

In vielen Grundwassermessstellen wurde eine Temperatur-

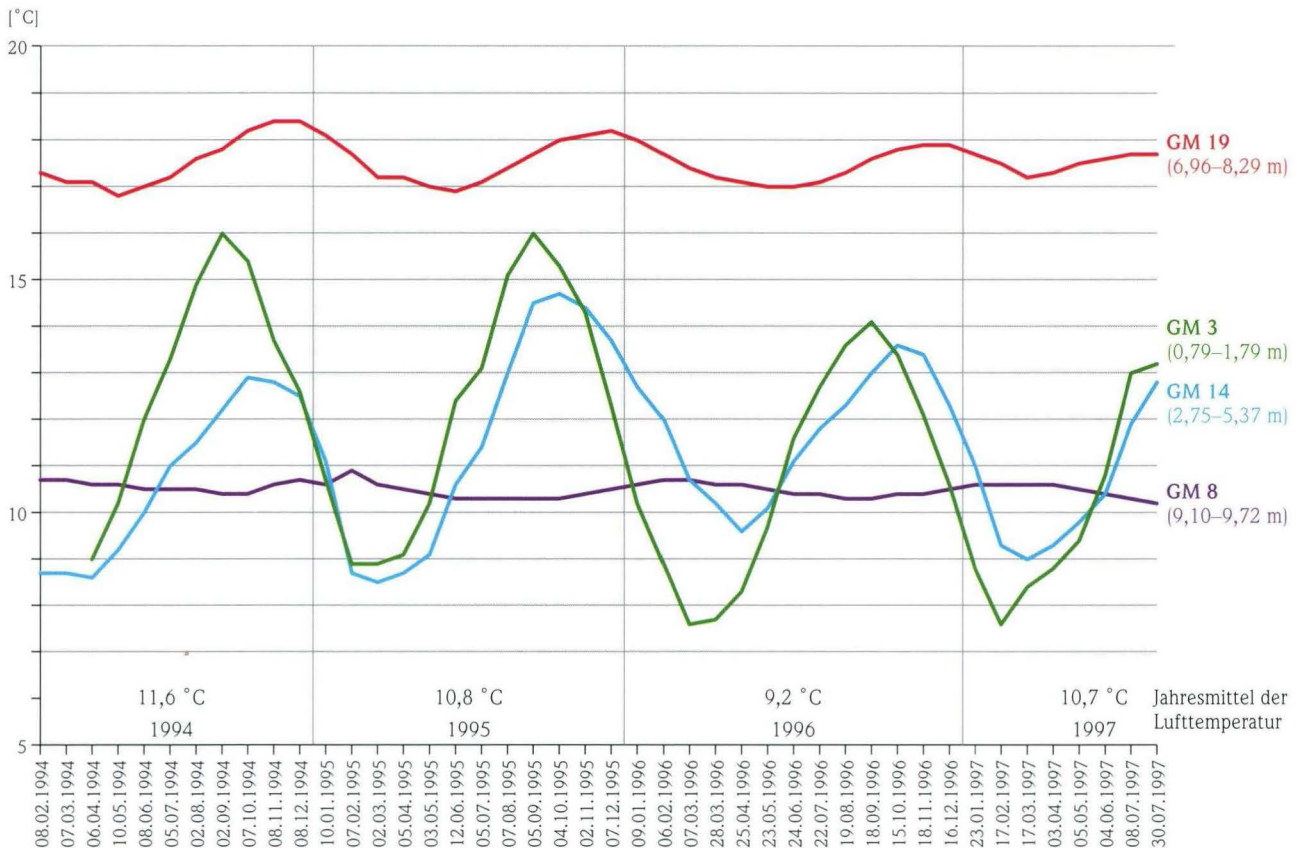


Abb. 3. Ganglinien der Grundwassertemperaturen 1 m unter dem Grundwasserspiegel und Jahresmittel der Lufttemperatur in Frankfurt am Main (Messstellen-Nr. der Tab. 1, Flurabstände in Klammern).

schichtung mit Temperaturunterschieden bis zu 3,4 °C an einem Tag zwischen 1 m und 5 m unter dem Grundwasserspiegel gemessen. In den Jahren 1994–1997 variierten die Grundwassertemperaturen in der GM 1763 in 1,79–2,79 m Tiefe (Grundwasserflurabstand + 1 m) von 7,6–16,0 °C (Tab. 1, Nr. 3), 5 m tiefer dagegen von 8,6–13,4 °C, in der GM 2510 in 3,68–4,47 m Tiefe von 7,9–12,5 °C (Tab. 1, Nr. 7), 5 m tiefer von 8,9–11,7 °C. In der Frankfurter Innenstadt betrug die Grundwassertemperatur in der GM 151 in 5,47–6,09 m Tiefe 15–17,9 °C, in 10,47–11,09 m Tiefe 15,6–16,3 °C und im Stadtgebiet von Oberursel (Taunus) in der GM 1 in 11,95–13,89 m Tiefe 11,3–12,0 °C, in 16,95–18,89 m Tiefe 11,5–12,0 °C (Abb. 4). Als Folge des kühlen Jahres 1996 stieg die Grundwassertemperatur in 17–19 m Tiefe in der GM 1 in Oberursel (Taunus) von 11,6 °C (22.7.1996) nur auf 11,9 °C (23.1.–3.4.1997), ein Jahr davor wurden dagegen 12,0 °C (6.2.–28.3.1996) erreicht (Abb. 4).

An Bächen treten im Grundwasser örtlich Temperaturanomalien durch winterliche und sommerliche Uferfiltration auf. Auf Bl. 5916 Hochheim am Main wurden am Weilbach, Ardelgraben und am Unterlauf des Schwarzbaches im August 1931 Grundwassertemperaturen von 13–17 °C und im Januar 1932 von 2–8 °C gemessen (RISSLAND & WIRTH 1977). Dieser große Einfluss von Uferfiltrat war im Juli 1975 am Weilbach und Ardelgraben nicht mehr nachweisbar, weil durch Gewässerausbau und Abdichtung des Bachbetts infolge starker Verunreinigung die Versickerungsraten zurückgegangen sind (RISSLAND & WIRTH 1977). Der Main hat durch das Einleiten von Kühlwasser und die dadurch erhöhte mittlere Wassertemperatur von 12,2 °C (1998)

bis 15,2 °C (1990) auf das benachbarte Grundwasser insgesamt gesehen eine erwärmende Wirkung. Die temperatenausgleichende Wirkung des Untergrundes im Uferbereich ist in Frankfurt am Main am Temperaturverlauf der 23 m vom Main entfernten GM 125 erkennbar (Tab. 1, Nr. 12). Vom 12.1.1994 bis 30.7.1997 wurden im Main Wassertemperaturen von 2,5 °C (6.2.1996) bis 26,7 °C (2.8.1994), in der benachbarten GM 125 mit Flurabständen von 1,06–1,84 m dagegen nur 8,9 °C (17.2.1997) bis 17,5 °C (2.9.1994) gemessen. Diese Ergebnisse bestätigen die Messungen mit einem Schöpfthermometer in den Jahren 1931–1935 in einer 30 m vom Main entfernten Messstelle (Flurabstände ca. 2,70 m) mit Grundwassertemperaturen von etwa 5–16 °C (RISSLAND & WIRTH 1977). Nach Messungen an anderen Stellen beträgt in der Nähe des Mains die Temperaturamplitude in 2–5 m Tiefe bis zu 10 °C. Der thermische Einflussbereich des Mains reicht landeinwärts besonders weit an den Flussabschnitten, wo vom Main Uferfiltrat in Entnahmetrichter von Brunnen gezogen wird, vor allem zu den Brunnen der Wasserwerke Hattersheim und Niederrad (Staustufe Griesheim) der Hessenwasser GmbH, Groß Gerau (vor Oktober 1998 Stadtwerke Frankfurt a.M.). Im geförderten Grundwasser der bis zu 60 m südlich vom Main verlaufenden Brunnenreihe des Wasserwerkes Niederrad (Staustufe Griesheim) betrug 1979 die Temperatur 12–17 °C (GOLWER 1980).

Veränderungen der Grundwassertemperatur sind auch im Unterstrom von Sandgruben mit aufgedecktem Grundwasser und von Versickerbecken bekannt. Der Einfluss der Sandgrube „Waldsee“ nordöstlich Walldorf war 1979 in einer Messstelle

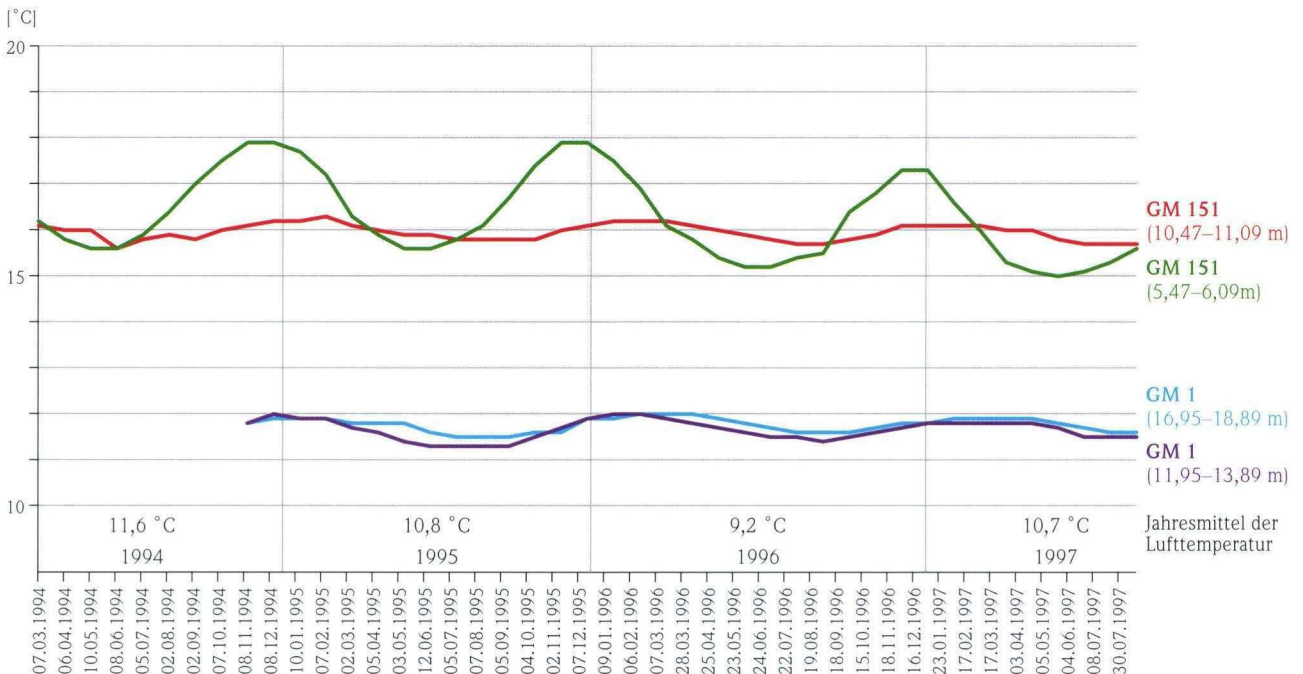


Abb. 4. Ganglinien der Grundwassertemperatur 1 m und 5 m unter dem Grundwasserspiegel in der GM 151 in Frankfurt am Main und GM 1 in Oberursel (Taunus).

250 m im Grundwasserunterstrom (Abstandsgeschwindigkeit 0,5–1 m/d) durch eine Erhöhung der Grundwassertemperatur bis zu 0,4 °C nachweisbar. Der thermische Einfluss von Versickerbecken auf das Grundwasser nimmt mit zunehmendem Grundwasserflurabstand und seine Reichweite mit abnehmender Abstandsgeschwindigkeit des Grundwassers ab. Im Bereich eines 3 260 m² großen, 7–8 m tiefen Versickerbeckens der Bundesautobahn A 3 bei Frankfurt am Main variierten in den Jahren 1978–1994 die Grundwassertemperaturen unter dem durchlässigen, unteren Beckenrand von 2,9–17,5 °C bei Flurabständen von 5,2–8,8 m (zwei Messstellen), unter der verschlammten, wenig durchlässigen Beckensohle von 8,7–13,1 °C bei ähnlichen Flurabständen (eine Messstelle) und im Waldgebiet außerhalb dieses Beckens in neun Messstellen von 8,4–10,6 °C bei Flurabständen von 13,3–17,6 m. Die thermische Beeinflussung des Grundwassers durch dieses Versickerbecken reicht im Grundwasserunterstrom bei einer Abstandsgeschwindigkeit von etwa 0,5 m/d zeitweilig bis rd. 50 m.

2.2 Radiogene Wärmequelle

Beim Kernzerfall der Elemente Uran, Thorium und des instabilen Isotops Kalium (^{K40}) entsteht Strahlungsenergie, die durch Absorption in Wärme umgewandelt wird. Diese radiogene Wärmeproduktion verursacht den terrestrischen Wärmestrom, des-

sen Einflüsse in den oberflächennahen Schichten von der solaren Wärmequelle überlagert werden. Daher ist der Einfluss des terrestrischen Wärmestroms auf die Temperatur der Erdoberfläche kleiner als 0,1 °C (KAPPELMEYER 1961). Die wesentlichsten Wärmeproduzenten sind die Isotope der ²³⁸Uran- und ²³²Thorium-Reihe, die in allen Gesteinen der Erdkruste in unterschiedlichen, insgesamt gesehen aber geringen Konzentrationen vorkommen. Andere natürliche Wärmequellen, z.B. vom Vulkanismus, spielen im westlichen Untermaingebiet kaum eine Rolle.

In Deutschland beträgt die geothermische Tiefenstufe, der vertikale Abstand zweier Punkte mit einem Temperaturunterschied von 1 °C, verbreitet 25–40 m, als Faustzahl gilt 33 m (MATTHESS 1994). Der Kehrwert ist der Temperaturgradient. Einer geothermischen Tiefenstufe von 33 m/°C entspricht ein Temperaturgradient von 0,03 °C/m.

Unter der Annahme einer mittleren Grundwassertemperatur von 10 °C in 20 m Tiefe wäre bei der geothermischen Tiefenstufe von 33 m/°C eine Grundwassertemperatur von 13 °C in rd. 120 m Tiefe, von 16 °C in rd. 220 m Tiefe und von 20 °C (Thermalwasser) in 350 m Tiefe zu erwarten. Die gemessenen Grundwassertemperaturen weichen von dem Temperaturverlauf bei einer geothermischen Tiefenstufe von 33 m/°C häufig ab. Diese Abweichungen sind auf natürliche lokale hydrogeologische, thermische und meteorologische Gegebenheiten und/oder auf anthropogene Einflüsse zurückzuführen. Bei der Be-

Tab. 2. Grundwassertemperaturen von Trinkwasserbrunnen (Messungen an gepumpten Grundwasserproben).

Nr.	Gemeinde Brunnen	Tiefe [m]	Grundwasser- temperatur [°C]	Messdatum	Geotherm. Tiefenstufe [m/°C]	Grundwasser- leiter
	Oberursel (Taunus)		(*)		(**)	
1	WW Riedwiese Br. 1	70	12,9 (10,5)	10. 7. 2002	21 (0,048)	Sande
2	WW Riedwiese Br. 4	142	14,1 (10,5)	26. 6. 2001	34 (0,030)	Sande
3	WW Riedwiese Br. 7	80	13,9 (10,5)	10. 7. 2002	18 (0,057)	Sande
4	Br. 5	111	14,7 (10,5)	27. 6. 2001	22 (0,046)	Kalksteine, Sande
5	Br. 6	92	14,7 (10,5)	10. 7. 2002	17 (0,058)	Kalksteine
	Schwalbach am Taunus					
6	Br. 3	126,5	13,1(10,5)	15. 5. 2002	41 (0,024)	Sande, Kalksteine
	Bad Soden am Taunus					
7	Br. III	109	13,8 (10,5)	16. 1. 2002	27 (0,037)	Kalksteine
	Sulzbach (Taunus)					
8	Br.	166	14,9 (10,5)	14. 12. 2001	33 (0,030)	Kalksteine
	Liederbach					
9	Br. III	132	12,9 (10,5)	20. 12. 2000	47 (0,021)	Kalksteine
	Kronberg-Oberhöhnstadt					
10	Br. 1	70	11,9 (10,5)	16. 5. 2002	36 (0,028)	Kiese, Sande
11	Br. 2	64	12,3 (10,5)	16. 5. 2002	24 (0,041)	Kiese, Sande
	Ffm.-Sindlingen					
12	WW Hattersheim Br. 158	72	10,8 (10)	31. 5. 1974	65 (0,015)	Sande
	Langen					
13	Br. H	140	10,2 (9,2)	5. 2. 1979	120 (0,008)	Sande
14	Br. G1	140	10,8 (9,2)	7. 2. 1980	75 (0,013)	Sande
	Neu-Isenburg					
15	Br. 22	142	12,1 (9,2)	20. 8. 1979	42 (0,024)	Sande
16	Br. 24	114	10,5 (9,2)	7. 2. 1980	72 (0,014)	Sande
	Ffm.-Schwanheim					
17	Br. 12	143	10,4 (9,2)	16. 5. 1979	103 (0,010)	Sande

* Jahresmittel der Lufttemperatur

** Temperaturgradient °C/m

rechnung der geothermischen Tiefenstufe (Brunnentiefe minus 20 m / gemessene Grundwassertemperatur minus Jahresmittel der Lufttemperatur) ist es besonders wichtig, für das Jahresmittel der Lufttemperatur einen repräsentativen Wert zu wählen. Da die Jahresmittel der Lufttemperatur einzelner Messperioden unterschiedlich sind, werden in Tab. 2 die gewählten Werte neben den Grundwassertemperaturen angegeben. Aus den Brunnentiefen und den Temperaturen des abgepumpten Grundwassers von 17 Trinkwasserbrunnen wurden geothermische Tiefenstufen von 17–120 m/°C berechnet, das entspricht Temperaturgradienten von 0,058–0,008 °C/m (Tab. 2).

Südlich des Mains sind in Gebieten mit mächtigen pleistozänen und pliozänen, sandigen Grundwasserleitern die berechneten geothermischen Tiefenstufen deutlich höher (Tab. 2, Nr. 13, 14, 16, 17) als in Gebieten nördlich des Mains mit Grundwasser in oligozänen bis miozänen Sanden und Kiesen (Tab. 2, Nr. 1–3, 10, 11), in miozänen Kalksteinen (Tab. 2, Nr. 4–9) sowie in pliozänen Sanden (Tab. 2, Nr. 12). Auf Grund der guten vertikalen hydraulischen Leitfähigkeit der sandigen Grundwasserleiter südlich des Mains wird viel kühles Grundwasser aus dem Bereich der Grundwasseroberfläche in tiefere Schichten gezogen und dadurch die Temperatur des gefördertem Grundwassers auffallend niedrig gehalten. Die niedrigen Temperaturen werden auch durch die höhere Grundwasserneubildung südlich des Mains begünstigt, weil im Winterhalbjahr viel kaltes Niederschlagswasser versickert, das zur Abkühlung des Untergrundes beiträgt. Die Grundwassertemperatur kann auf diese Weise zeitweilig unter das Jahresmittel der Lufttemperatur absinken. Daher wurden in den etwa 100 m tiefen Brunnen 14 und 16 der Stadt Neu-Isenburg am 20.11.1996 in gepumpten Grundwasserproben nur 9,9 °C (RUMOHR 1999) und im Waldgebiet nordöstlich Zeppelinheim in einigen Messstellen mit Flurabständen von 16–17 m in den Jahren 1978–1985 Grundwassertemperaturen von 8,4–9,0 °C gemessen.

Nördlich des Mains ist durch den Wechsel von pliozänen San-

den mit tonig-schluffigen Zwischenlagen und darunter von miozänen Karbonatbänken mit tonig-schluffigen Sedimenten vor allem die horizontale hydraulische Leitfähigkeit entscheidend für die Wärmeübertragung durch advektiven Wärmetransport. Dort fließt das Grundwasser den Brunnen vorwiegend aus Sandlagen und Kalksteinbänken zu und hat in den tieferen Schichten mit zum Teil höherer Wärmeleitfähigkeit der Kalksteine mehr Zeit sich zu erwärmen. Da am Nord-Rand des westlichen Unterraingebietes verstärkt kühles Grundwasser aus dem orographisch höher gelegenen Vordertaunus in die tertiären Grundwasserleiter fließt, nimmt mit zunehmendem Abstand vom Vordertaunus die Grundwassertemperatur zu. Aus diesen Gründen ist sie in Kronberg-Oberhöchstadt im Brunnen 1 niedriger als in dem 250 m weiter vom Vordertaunus entfernten Brunnen 2 (Tab. 2, Nr. 10, 11).

Grundwassertemperaturen, die oberhalb des Temperaturbereiches vom terrestrischen Wärmestrom liegen, deuten auf eine natürliche zusätzliche Erwärmung durch Grundwasseranteile aus größerer Tiefe, z.B. die Heilquellen von Bad Soden am Taunus, oder durch anthropogene Einflüsse, z.B. einige Brunnen der Stadtwerke Oberursel (Taunus) (Abb. 1). Grundwassertemperaturen unterhalb des terrestrischen Wärmestrombereiches, z.B. südlich des Mains, deuten auf eine gute vertikale hydraulische Leitfähigkeit und zum Teil auch auf anthropogen beeinflusste Strömungsverhältnisse (Abb. 1).

In den durch Verwerfungen begrenzten östlichen und nördlichen Randbereichen des westlichen Unterraingebietes zirkuliert in mehreren 100 m Tiefe vom terrestrischen Wärmestrom auf über 20 °C erwärmtes Grundwasser. Dieses Thermalwasser steigt örtlich in höhere Schichten auf, ist in Bad Homburg v.d.Höhe, Kronberg-Kronthal, Bad Soden am Taunus und Frankfurt am Main durch Bohrungen erschlossen worden und wird zum Teil als Heilwasser genutzt. Die geringen geothermischen Tiefenstufen (Tab. 3, Nr. 1–7) deuten in Verbindung mit dem erhöhten Lösungsinhalt der Wässer auf ihre Herkunft aus größerer Tiefe.

Tab. 3. Grundwassertemperaturen von Heilquellen (Messungen an gepumpten Grundwasserproben, am Überlauf und in Brunnen).

Nr.	Gemeinde Brunnen	Tiefe [m]	Grundwasser- temperatur [°C]	Messdatum	Geotherm. Tiefenstufe [m/°C]	Pumpleistung Schüttung [l/s]
	Bad Homburg v.d.Höhe		(**)		(***)	
1	Solesprudel	305	19,8* (10,0)	2. 8. 1976	29 (0,034)	
		305	15,6 (10,5)	1. 11. 1994	56 (0,018)	ca. 0,18 gepumpt
2	Viktoria-Luise-Brunnen	257	24,4* (10,0)	23. 4. 1974	16 (0,060)	0,6 Schüttung
		257	23,2 (10,0)	4. 10. 1974	18 (0,056)	1,9 Schüttung
3	Landgrafenbrunnen	123 ⁺	15,1* (10,0)	3. 8. 1976	20 (0,050)	
4	Ludwigsbrunnen 3	91	14,4* (10,0)	3. 8. 1976	16 (0,062)	
	Bad Soden am Taunus					
5	Neuer Sprudel	373	31,3 (10,5)	4. 12. 2001	17 (0,059)	1,56 Schüttung
6	Alter Sprudel	210	26,0 (10,5)	4. 12. 2001	12 (0,082)	0,35 Schüttung
	Kronberg-Kronthal					
7	Theodorus Quelle	60	12,0 (10,0)	30. 4. 1976	20 (0,050)	gepumpt
	Bad Vilbel					
8	Hassia-Sprudel	323	11,7 (10,0)	26. 9. 1975	178 (0,006)	2,9 gepumpt
9	Friedrich-Karl-Sprudel	287	11,4 (9,2)	17. 4. 1980	121 (0,008)	ca. 6 Schüttung

* Grundwassertemperatur an der Brunnensohle

⁺ Brunnen von 156 m bis 123 m Tiefe verschlamm

** Jahresmittel der Lufttemperatur

*** Temperaturgradient °C/m

Die Temperaturunterschiede zwischen der Brunnensohle und dem Auslauf sind auf eine Abkühlung des Wassers während des Aufstiegs zurückzuführen. Die Brunnen mit dem kühlen Heilwasser von Bad Vilbel (Tab. 3, Nr. 8, 9) zeigen, dass im westlichen Untermaingebiet die Grenze zum Thermalwasserbereich in sehr unterschiedlichen Tiefen liegt.

In Frankfurt am Main wurden durch Thermalwasser erhöhte Grundwassertemperaturen in dem 103,50 m tiefen Brunnen 1 auf dem Frankfurter Hauptbahnhof (18,8 °C am 25.2.1975) und etwa 540 m südöstlicher davon in einem 80 m tiefen Brunnen (20,7 °C am 23.10.2002) gemessen (Abb. 1, Br. A und B). Dieses thermale Grundwasser mit erhöhtem Natriumchloridanteil zirkuliert in den Karbonatbänken der Inflaten- und Hydrobienschichten und fließt bei ungestörten hydraulischen Verhältnissen vermutlich in Richtung Bad Homburg v.d.Höhe.

In Stadtgebiet von Bad Soden am Taunus wird das aus mehreren 100 m Tiefe in Klüften aufsteigende mineralisierte Thermalwasser auf dem Wege zur Erdoberfläche durch Zutritt von

kühlem, oberflächennahem Grundwasser unterschiedlich stark abgekühlt und der Lösungsinhalt verdünnt. Daher liegen die mittleren Temperaturen der Heilquellen im Bereich der Erdoberfläche zwischen 15,4 und 29,7 °C (Abb. 1). Das Vertikalprofil der Wassertemperatur vom Neuen Sprudel zeigt die in einer künstlichen Aufstiegsbahn (375 m tiefe Bohrung) während der Bohrarbeiten in den Jahren 1937/38 gemessenen Temperaturen (Abb. 5). In 182,10 bis 184,50 m Tiefe ist die Abkühlung des Grundwassers von 33,4 °C auf 25,3 °C (Abb. 5) eine Folge der etwa dreimonatigen Unterbrechung der Bohrarbeiten mit Ausbau des Bohrlochs und nicht auf das Anbohren einer zerklüfteten Zone mit kühlem Wasser zurückzuführen. In der Bohrung stehen von 6–373 m Tiefe nur devonische Phyllite an. Temperaturmessungen an der Bohrlochsohle beim Bohren des Alten Sprudels, der bis 210 m Tiefe auch in devonischen Phylliten steht, zeigen ein ähnliches Vertikalprofil (Abb. 5). Die an der Erdoberfläche gemessenen Wassertemperaturen lagen dagegen infolge der Abkühlung während des Aufstiegs ab 50 m Bohr-

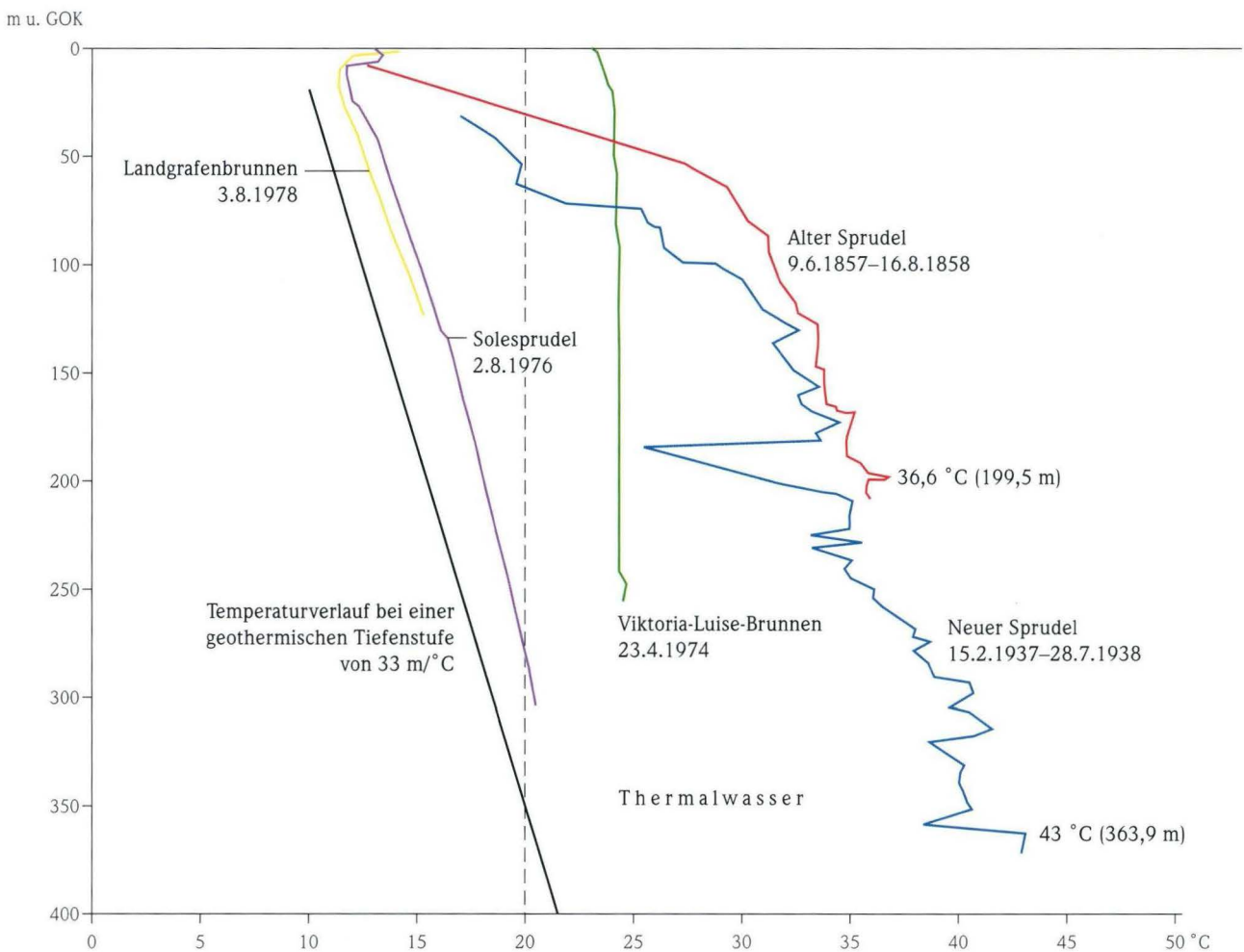


Abb. 5. Vertikalprofile der Grundwassertemperaturen vom Alten und Neuen Sprudel in Bad Soden am Taunus sowie vom Solesprudel, Landgrafenbrunnen und Viktoria-Luise-Brunnen in Bad Homburg v.d.Höhe.

tiefe etwa 2 °C und ab 130 m Tiefe bis zu 5 °C tiefer als an der Bohrlochsohle (GIEBELER 1858).

In Bad Homburg v.d. Höhe ist durch geoelektrische Temperaturmessungen³ die natürliche Abkühlung des aus größerer Tiefe aufsteigenden Thermalwassers beim Solesprudel und Landgrafenbrunnen deutlich, beim Viktoria-Luise-Brunnen in geringem Maße nachweisbar (Abb. 5). Der Solesprudel und der Landgrafenbrunnen stehen in devonischen Phylliten, der Viktoria-Luise-Brunnen in einer 250 m mächtigen tertiären Wechselfolge von Sanden und Tonen. Im Vergleich zu den Temperaturmes-

sungen in den Bohrungen des Alten und Neuen Sprudels in Bad Soden am Taunus während der Bohrarbeiten verlaufen die Temperatur-Logs der Brunnen in Bad Homburg v.d.Höhe wesentlich gleichmäßiger (Abb. 5). Die dargestellten Temperaturprofile der Heilquellen deuten durch ihren Verlauf oberhalb der Linie der angenommenen geothermischen Tiefenstufe von 33 m/°C auf eine Herkunft aus größerer Tiefe, wobei in Bad Soden am Taunus der Aufstieg des Mineralwassers schneller erfolgt und die Abkühlung geringer ist als in Bad Homburg v.d.Höhe.

3. Anthropogen beeinflusste Grundwassertemperaturen

Im westlichen Untermaingebiet gehen anthropogene Temperaturerhöhungen vor allem von bebauten Gebieten aus. Dort fallen erhöhte Wärmemengen an, die in die Luft und in den Untergrund abgeleitet werden. Im Stadtgebiet von Frankfurt am Main sind die positiven Temperaturanomalien überwiegend auf die Wärmeübertragung in den Untergrund aus Gebäuden, besonders aus Heizungskellern, aus Abwasserleitungen und aus Tunnelröhren der S- und U-Bahnen zurückzuführen. Der wärmende Einfluss von Tunnelröhren reicht in Frankfurt am Main im Allgemeinen max. bis etwa 150 m beidseitig ab Tunnelachse (GOLWER 1993). Größere Reichweiten entstehen durch den beschleunigten advektiven Wärmetransport beim Abpumpen des Grundwassers, z.B. bei Wasserhaltungen. Die Anteile der einzelnen anthropogenen Wärmequellen an der Grundwassertemperatur sind örtlich sehr unterschiedlich und wurden in Frankfurt am Main bisher nicht quantifiziert. Für das Stadtgebiet von Karlsruhe werden für die Wärmequellen des oberflächennahen Grundwassers folgende Anteile angegeben: 48,25% Sonneneinstrahlung, 27,43% Abwasserleitungen, 10,77% Hauskeller, 6,23% Kühlwasserleitungen, 5,08% Fernwärmeleitungen, 2,23% terrestrischer Wärmestrom (HÖTZL & MAKURAT 1981).

Bemerkenswert ist die ganzjährige große positive Wärmeanomalie in der Frankfurter Innenstadt mit Grundwassertemperaturen bis rd. 20 °C im oberflächennahen Grundwasser (Abb. 1). In der GM 217 am Römer variierte in den Jahren 1994–1997 bei Flurabständen von 4,32–5,61 m die Grundwassertemperatur von 13,0–19,2 °C (Tab. 1, Nr. 16). Auch in anderen Messstellen der Innenstadt werden im September und Oktober Grundwassertemperaturen über 18 °C erreicht, die örtlich ganzjährig nicht unter 14 °C absinken (Tab. 1, Nr. 17, 19–21). In Parkanlagen und großen Friedhöfen treten niedrigere Grundwassertemperaturen auf. Im kleinen Bethmann Park variierte die Grundwassertemperatur in der GM 145 nur noch von 12,5–13,9 °C bei einem Flurabstand von 4,63–6,64 m (Tab. 1, Nr. 18). In der unmittelbaren Umgebung der U-Bahntunnel sind

die Grundwassertemperaturen auch in größerer Tiefe noch deutlich erhöht, z.B. in Ffm.-Bornheim bei Flurabständen von 21,31–22,60 m noch 15,3–15,9 °C (Tab. 1, Nr. 24). Nach diesen Messungen ist davon auszugehen, dass im Frankfurter Stadtgebiet anthropogen bedingte positive Wärmeanomalien örtlich bis etwa 40 m Tiefe reichen (Abb. 1). Tiefer reichende Temperaturanomalien werden durch Einleiten von abgekühltem oder erwärmtem Wasser in tiefere Schichten verursacht. Gebiete mit positiven Temperaturanomalien können unter Berücksichtigung des Wärmenachschubs für den Bau von Brunnen zur Wärmeabfuhr von Bedeutung sein. Auf Grund der geringen Durchlässigkeit der unter den Inflaten-Schichten anstehenden oligozänen Sedimente sind im Stadtgebiet von Frankfurt am Main der Tiefe von Entnahme- und Schluckbrunnen natürliche Grenzen gesetzt.

Kleinere Stadtgebiete erwärmen das oberflächennahe Grundwasser weniger. In Oberursel (Taunus) belegen diese Erwärmung drei Grundwassermessstellen, die quer zur NW–SE verlaufenden Grundwasserfließrichtung stehen. In den Jahren 1994–1997 variierten die Grundwassertemperaturen in der westlichsten, 11 m tiefen GM 2, die vorwiegend von Grundwasser aus dem Stadtzentrum angeströmt wird, von 11,3–14,1 °C (Flurabstände: 6,47–8,20 m), in der mittleren, 14 m tiefen GM 3 am Süd-Ende der Parkanlage an der Adenauerallee von 10,8–13,5 °C (Flurabstände: 6,78–8,62 m) und in der rd. 100 m östlicher stehenden, 15 m tiefen GM 4 von 11,2–13,0 °C (Flurabstände: 7,95–9,78 m). In Bad Soden am Taunus wird die anthropogene Erwärmung des oberflächennahen Grundwassers durch die natürliche Erwärmung mit warmem Mineralwasser überlagert.

Abwasserleitungen können auch außerhalb von bebauten Gebieten so viel Wärme an den Untergrund abgeben, dass sie örtlich die Grundwassertemperatur erhöhen. In Ffm.-Bonames ist in der nicht bebauten Talau der Nidda die zeitweilig um bis zu 2,3 °C erhöhte Grundwassertemperatur in der GM 4 (Tab. 1,

³ Für die Überlassung der geophysikalischen Untersuchungsergebnisse dankt der Autor Herrn Klobetanz, Techn. Leiter der Kurbetriebe, Kur- und Kongress GmbH, Bad Homburg v.d. Höhe.

Nr. 13) im Vergleich zur GM 1 (Tab. 1, Nr. 6) auf den wärmen-den Einfluss der benachbarten Abwasserleitung zurückzuführen (GOLWER 1993).

In den vergangenen 30 Jahren ist unter dem bebauten Teil des Frankfurter Flughafens eine rd. 2 km² große Temperatur-anomalie entstanden mit erhöhten Grundwassertemperaturen in 15–20 m Tiefe, die bereits 1976–1979 etwa 10–13 °C betru-gen und Ende Oktober des relativ kühlen Jahres 1987 (Jahres-mittel der Lufttemperatur 9,1 °C) 12–16 °C erreichten. Im Be-reich der Start- und Landebahnen im Grundwasser oberstrom der Flughafengebäude wurden 1976–1979 Grundwassertempe-raturen um 9 °C, Ende Oktober 1987 dagegen 10–12 °C und im Oktober 2000 etwa 11–12,5 °C (Flurabstände: 9–12 m) ge-messen. Diese Temperaturerhöhungen sind nicht wie im bebau-ten Teil des Flughafens auf eine Zunahme der anthropogenen Wärmequellen zurückzuführen, sondern deuten auf eine allge-meine Erhöhung der Grundwassertemperatur bis etwa 20 m Tiefe durch insgesamt gesehen höhere Lufttemperaturen. Aus diesen Gründen sind bei den Bewertungen von Grundwasser-temperaturen bis etwa 20 m Tiefe die Jahresmittel der Lufttem-peratur zu berücksichtigen.

Grundwasseranreicherungen mit aufbereitetem Mainwasser, die seit 1959 im Frankfurter Stadtwald intensiv betrieben wer-den, und zwar bis 1972 vorwiegend im Winter, danach ganz-jährig, beeinflussen in Abhängigkeit von der Temperatur und dem Volumen des versickernden Wassers die Grundwassertem-peratur örtlich um einige Grad Celsius.

Altablagerungen mit viel organischen Substanzen erhöhen ört-lich die Grundwassertemperatur. Am Rand des Ablagerungsplat-zes „Monte Scherbelino“ der Stadt Frankfurt am Main im Frank-furter Stadtwald, wo die Abfallstoffe vorwiegend über dem Grundwasser liegen, wurden 1968–1973 im oberflächennahen sandig-kiesigen Porengrundwasserleiter Temperaturen bis zu 18 °C gemessen. An der rd. 2 m über dem Grundwasser liegen-den Altablagerung im ehemaligen Kalksteinbruch am Bieberer Berg in Offenbach am Main wurden 1989 Grundwassertempera-turen von 16 °C gemessen (RIPPER & SCHNEIDER 1990). Bei Altab-lagerungen, deren Abfallstoffe vorwiegend im Grundwasser lie-gen, treten höhere Grundwassertemperaturen mit Temperaturschichtungen auf, z.B. bei Großkrotzenburg bis 25,1 °C (NÖRING et al. 1968). Westlich von Großkrotzenburg reichte diese deut-liche Temperaturerhöhung 1964–1967 vom Rand der vorwie-gend mit Haus- und Gewerbemüll gefüllten Kiesgrube max. 70 m in den Grundwasserunterstrom bis zum Main. Die mei-sten Abfallablagerungen liegen im westlichen Untermaingebiet über der Grundwasser oberfläche und erhöhen die Grundwas-sertemperatur nur örtlich um einige Grad Celsius, z.B. im Ge-biet der Abfallhalde in Ffm.-Schwanheim in den Jahren 1964–1966 um 1–2 °C (GOLWER et al. 1976). Abfallablagerungen erwärmten vor allem in den Jahren 1945 bis etwa 1970 örtlich das oberflächennahe Grundwasser. Danach verloren diese anthro-pogenen Wärmequellen an Bedeutung, weil die meisten organischen Abfälle verbrannt, verwertet oder nicht mehr unge-

ordnet abgelagert wurden, also keine neuen Wärmequellen ent-standen, und einige alte Abfallablagerungsplätze saniert worden sind, z.B. Umschließung des in den Jahren 1930–1968 entstan-denen Ablagerungsplatzes „Monte Scherbelino“ der Stadt Frank-furt am Main mit einer mehrere Meter in den tonigen Un-tergrund reichenden Dichtwand mit eingehängter Folie.

Bei Schadensfällen mit Mineralölkohlenwasserstoffen wurde als Folge der biologischen Abbauvorgänge durch Mikroorganismen eine Erhöhung der Grundwassertemperatur im Bereich der Grundwasser oberfläche um einige Grad nachgewiesen. Am Frankfurter Flughafen betrug nach einem größeren Kerosin-Schadensfall im Bereich der Grundwasser oberfläche etwa 15 m u. Flur die Temperaturerhöhung bis zu 1 °C, war auf die oberen 3–5 m des sandigen Grundwasserkörpers begrenzt und reichte nicht wesentlich über die rd. 31 000 m² große Ölphasenzone hinaus (GOLWER & WALLHÄUSSER 1985).

Bei gepumpten Wasserproben mit geringen Pumpleistungen können Temperaturerhöhungen eintreten, die auf die Erwärmung des Wassers durch die Pumpe zurückzuführen sind. Am Frankfurter Flughafen wurde am 22.8.1984 in der GM 132 in der Einbautiefe der Pumpe eine Grundwassertemperatur von 15,8 °C gemessen, am Auslauf des gepumpten Wassers dagegen 21,1 °C. Da an diesem Tag auf Grund des geringen Wasserzu-stroms im schwebenden Grundwasserstockwerk nur mit einer Leistung von 0,03 l/s gepumpt wurde, ist die um 5,3 °C höhere Temperatur auf die Erwärmung des Wassers durch die Pumpe und zum Teil auch auf die Erwärmung des Wassers im Schlauch und in der Messbirne durch erhöhte Lufttemperatur und Son-neneinstrahlung zurückzuführen. Beim Abpumpen des Grund-wassers aus Grundwassermessstellen im oberen Teil des Haupt-grundwasserstockwerks wurden bei Pumpleistungen von 1,3–1,9 l/s im Vergleich zur Einbautiefe der U-Pumpe 5 m unter dem Grundwasserspiegel Temperaturerhöhungen bis zu 2 °C gemessen. Nach mehrjährigen Erfahrungen können bei Pump-leistungen unter 2 l/s Temperaturerhöhungen über 1 °C eintre-ten. Bei der geringen mittleren Leistung einiger Trinkwasser-brunnen, z.B. Oberursel (Taunus) Br. 5 ca. 1,4 l/s, Br. 6 ca. 1 l/s, Br. 7 ca. 0,67 l/s (Tab. 2, Nr. 3–5), ist davon auszugehen, dass der Anteil der Erwärmung durch die U-Pumpe an der gemesse-nen Grundwassertemperatur etwa 1 °C beträgt. Bei großen Pumpleistungen ist diese Erwärmung des Wassers nicht mess-bar, z.B. bei den Brunnen in Langen, Neu-Isenburg und Ffm.-Schwanheim (Tab. 2, Nr. 13–17). Beim Br. 22 von Neu-Isenburg (Tab. 1, Nr. 15) deutet die etwas höhere Wassertemperatur auf die Erwärmung des Wassers bei der Probenahme an einem war-men Sommertag.

Mit zunehmender Grundwassertemperatur werden die Stoff-umwandlungen durch Mikroorganismen (Bakterien, Pilze) und die Löslichkeit fester Stoffe erhöht, die Löslichkeit der Gase da-gegen vermindert. Im Untergrund treten vorwiegend mesophile Mikroorganismen auf mit einem Wachstums optimum, das in Abhängigkeit von deren Art zwischen etwa 20–45 °C liegt (SCHLEGEL 1976). Diese Temperaturen werden im Grundwasser

des westlichen Untermaingebietes bis rd. 300 m Tiefe in der Regel nicht erreicht. Die temperaturbedingten Veränderungen der Löslichkeit des Sauerstoffs im Grundwasser (aus MATTHESS 1994: bei 10 °C 11,9 mg/l O₂, bei 20 °C 9,6 mg/l O₂) sind verhältnismäßig gering. Im Grundwasser wird daher der Anteil des freien gelösten Sauerstoffs kaum von der Temperatur, sondern vorwiegend von der Aktivität der Mikroorganismen beeinflusst, die beim Abbau organischer Substanzen Sauerstoff verbrauchen.

Im Stadtgebiet von Frankfurt am Main beträgt im Grundwasser von Notbrunnen mit Grundwassertemperaturen bis 16,4 °C der Gehalt an freiem gelöstem Sauerstoff in der Regel unter 1 mg/l und liegt häufig unter der Bestimmungsgrenze von 0,2 mg/l (GOLWER 1993). Dieser überwiegend nicht temperaturbedingte Sauerstoffmangel ist für den Abbau einiger Stoffe von Vorteil, weil sie unter anaeroben Bedingungen vollständiger eliminiert werden.

4. Schriftenverzeichnis

- BALKE, K.-D. (1981): Möglichkeiten und Grenzen des Einsatzes von Grundwasser-Wärmepumpen und Erdwärmesonden. – Z. dt. geol. Ges., **132**: 691–713; Hannover.
- Deutscher Wetterdienst (1973–2003): Deutsches Meteorologisches Jahrbuch 1970–2000; Offenbach a. Main.
- GIEBELER, W. (1858): Die Tiefbohrung auf kohlen säurehaltiges Soolwasser zu Soden. – Jb. Ver. Naturk. Herzogth. Nassau, **13**: 330–347, 2 Tab.; Wiesbaden.
- GOLWER, A. (1980): Hydrogeologie. – In: GOLWER, A. & SEMMEL A.: Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5917 Kelsterbach, 3. Aufl.: 84–111; Wiesbaden.
- GOLWER, A. (1993): Hydrogeologie. – In: KÜMMERLE, E. & SEIDENSCHWANN, G.: Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5818 Frankfurt a.M. Ost, 3. Aufl.: 152–221; Wiesbaden.
- GOLWER, A., KNOLL, K.-H., MATTHESS, G., SCHNEIDER, W. & WALLHÄUSSER, K.H. (1976): Belastung und Verunreinigung des Grundwassers durch feste Abfallstoffe. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **73**: 131 S.; Wiesbaden.
- GOLWER, A. & WALLHÄUSSER, K.H. (1985): Mikrobiologische und chemische Untersuchungen bei Unfällen mit Mineralölprodukten. – Erdöl u. Kohle, Erdgas, Petrochemie, **38**: 70–80; Leinfelden-Echterdingen.
- Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie (HLUG) (2000): Umweltatlas Hessen. – 98 Ktn.; Wiesbaden.
- HÖTZL, H. & MAKURAT, A. (1981): Veränderungen der Grundwassertemperaturen unter dicht bebauten Flächen am Beispiel der Stadt Karlsruhe. – Z. dt. geol. Ges., **132**: 767–777; Hannover.
- KAPPELMEYER, O. (1961): Geothermik. – In: A. BENTZ: Lehrbuch der angewandten Geologie, **1**: 863–889; Stuttgart (Enke).
- MATTHESS, G. (1994): Die Beschaffenheit des Grundwassers. – 3. Aufl., 499 S.; Berlin (Borntraeger).
- NÖRING, E., FARKASDI, G., GOLWER, A., KNOLL, K.H., MATTHESS, G. & SCHNEIDER, W. (1968): Über Abbauvorgänge von Grundwasserverunreinigungen im Unterstrom von Abfalldeponien. – Gas- u. Wasserf., Wasser/Abwasser, **109**: 137–142; München.
- RIPPER, P. & SCHNEIDER, M. (1990): Hydrogeologische Standortbewertung einer Altablagung in tertiären Sedimentgesteinen. – Z. dt. geol. Ges., **141**: 310–316; Hannover.
- RISSLAND, W. & WIRTH, H. (1977): Grundwassertemperaturen im Untermaingebiet. – Gas- u. Wasserf., Wasser/Abwasser, **115** (3): 117–124; München.
- RUMOHR, S. (1999). Hydrogeologie. – In: KOWALCZYK, G., KÜMMERLE, E. & SEMMEL, A.: Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5918 Neu-Isenburg, 3. Aufl.: 98–136; Wiesbaden.
- SCHLEGEL, H.G. (1976): Allgemeine Mikrobiologie. – 4. Aufl., 484 S.; Stuttgart (Georg Thieme).

Manuskript eingegangen am 25.02.2003, angenommen am 12.03.2003

ARNO SEMMEL¹

Dolinen-Füllungen im Mainzer Becken

Kurzfassung

Die zahlreichen Karsthohlformen in den tertiären Kalksteinen des Mainzer Beckens enthalten häufig Füllungen, die in vorzüglicher Weise Stadien der Landschaftsentwicklung dokumentieren. Es

handelt sich dabei um Sedimentabfolgen, die teilweise bereits im älteren Pliozän beginnen. Besonders gut ist mit Hilfe der Lössstratigraphie das Geschehen im Jungpleistozän einzuordnen. Außerdem ließen

sich neue Befunde zur Frage der Bodenentwicklung im Spätwürm und älteren Holozän gewinnen. Es gibt Anzeichen für eine präholozäne Bt-Horizont-Bildung.

Abstract

The numerous karst depressions in the Tertiary limestones of the basin of Mainz (Mainzer Becken) contain fillings, which are excellent documents of the past landscape development. They consist of sedi-

ment sequences, which have been deposited since the older Pliocene. Especially well documented is the situation during the Late Pleistocene by means of the loess stratigraphy. In addition, new results

about the soil development during the Late Würm and the early Holocene could be gained. There are indications of a Pre-Holocene Bt-horizon development.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	49
2. Tertiäre Füllungen	50
3. Quartäre Füllungen	53
4. Zusammenfassung	59
5. Schriftenverzeichnis	59

1. Einleitung

In den tertiären Kalkgesteinen des Mainzer Beckens (i.S. von GOLWER 1968: 159; ROTHHAUSEN & SONNE 1984: IX; 1988: 6 ff.) gibt es zahlreiche Hohlformen, die durch Verkarstung entstanden. Sie sind häufig in Steinbrüchen und Baugruben aufgeschlossen, werden aber auch nicht selten bei Bohrungen angetroffen, so etwa im Hydrobienschichten-Gebiet SE des Wiesbadener Hauptbahnhofs. Dort gab es während der geologischen Vorerkundung für die ICE-Trasse wiederholt beträchtliche Bohrkernverluste durch nicht gefüllte Hohlräume. Aus diesem Gebiet erwähnen bereits GOLWER & PRINZ (1969: 255) einen Karsthohlraum. Gelegentlich entstehen Bauschäden durch Einbrüche solcher Höhlen (MÜLLER et al. 1975).

Sind die Karstformen gefüllt, ist es häufig möglich, mit Hilfe der Fazies und des Alters der Sedimente wichtige Aussagen zur Landschaftsentwicklung zu machen, geben die Füllungen doch auch Hinweise über das Geschehen im Umfeld der Hohlformen. Die „Superposition“ einer Doline führt überdies dazu, dass oft Substrate erhalten blieben, die außerhalb der Hohlform abgetragen, manchmal auch gar nicht gebildet wurden oder heute weniger differenziert vorliegen. Damit wird zugleich die Gefahr einer Überinterpretation solcher Füllungen deutlich: Vorgänge, die sich außerhalb der Form als einmaliges Phänomen widerspiegeln, beispielsweise eine Bodenbildung, können in einer Doline durch nachgebrochenes Sediment auffächern und z.B. paläokli-

¹ Prof. Dr. Dr. h.c. A. Semmel, Theodor-Körner-Str. 6, D-65719 Hofheim am Taunus

matische Fehldeutungen provozieren, indem aus einem „aufgefächerten“ Boden im Löss auf mehrfache Klimawechsel geschlossen wird. Trotz solcher Fehlerquellen bleibt die geologische Bedeutung der Dolinen und ihrer Füllungen unbestritten. Die nachstehend aufgeführten Beispiele sollen das im einzelnen dokumentieren.

2. Tertiäre Füllungen

Karsthohlformen wahrscheinlich pliozänen Alters sind im Steinbruch der Heidelberger Zement AG südlich der A 60 in Mainz-Weisenau aufgeschlossen. Sie wurden 2001 anlässlich der Darmstädter Tagung des Oberrheinischen Geologischen Vereins auf der Exkursion E besichtigt (SEMMEL 2001). Dort ist die in den Kalksteinen der Hydrobienschichten (SONNE 1989) angelegte, für den Abbau nunmehr frei geräumte alte Oberfläche mit Dolinen übersät (Abb. 1). Manche dieser Bildungen scheinen

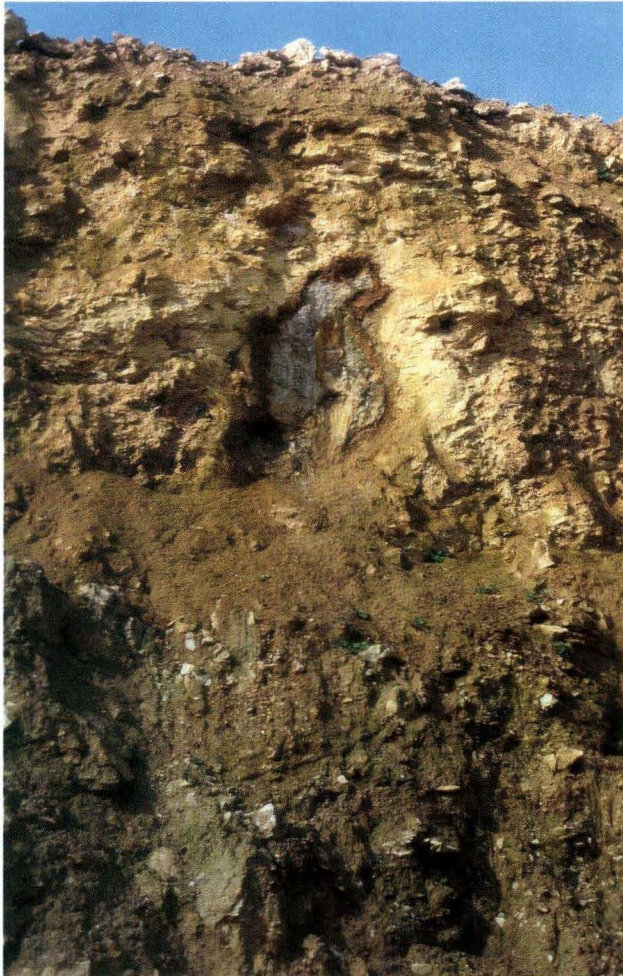


Abb. 1. Karstschlotte mit Füllung. Die Karstschlotte beginnt ca. 1,5 m unter der Kalksteinoberfläche. (Steinbruch Mainz-Weisenau der Heidelberger Zement AG.).

Die Verkarstung und die parallel dazu oder später erfolgte Verfüllung der Hohlformen fanden zu sehr verschiedenen Zeiten statt. Vom Pliozän bis zum Holozän ist fast jeder Zeitabschnitt vertreten. Auf diese Weise lassen sich manche Stadien der Landschaftsentwicklung im Rhein–Main-Gebiet präziser als bisher rekonstruieren und veranschaulichen.

Riffpartien im Kalkstein zu folgen. Riffkalke gelten zwar als geomorphologisch besonders stabil, hier aber brachen sie offensichtlich wegen der geringen Wandstärke bei der Verkarstung zusammen, sodass sich heute das Bild eines „Trümmerfeldes“ bietet. Unabhängig davon sind sowohl das Abbiegen benachbarter Schichten als auch deren Auflösung zu beobachten.

Die basalen Partien der Dolinen bestehen oft aus nur 10–20 cm mächtigen schwarzen humosen Tönen. Eine Ausnahme bildet die in der Mitte der (endgültigen) westlichen Steinbruchwand aufgeschlossene ca. 10 m tiefe keilartige Doline, in der mächtigerer schwarzer Ton von grauen Sanden ummantelt ist (Abb. 2). Leider erwies sich der Ton als pollenleer oder er enthielt holozäne Verunreinigungen (Untersuchung durch Dr. HOTTENROTT, Wiesbaden). Ansonsten folgen in den anderen Formen über den basalen Tönen hellgraue grobkiesige Sande mit Quarz- und Quarzitzeröllen. Manchmal ist auch eine dünne Lage roten Sandes anzutreffen, der möglicherweise aus Bohnerzsubstrat besteht.

Die ursprüngliche Lagerung kann durch spätere Verstellungen total verändert worden sein. In der Doline auf Abb. 3 fehlt beispielsweise der dunkle Ton, die steil gestellten grauen Sand-schichten liegen direkt auf dem angelösten Kalkstein und kleiden die Hohlform bis auf den Kern, der mit rotem Sand gefüllt ist, weitgehend aus.

Die sandigen Füllungen dieser Dolinen könnte man den „Arvernensisschottern“ zuordnen, die BARTZ (1950: 213 ff.) aus dieser Region beschreibt (vgl. auch SEMMEL 1983: 224 ff.). Allerdings sind deutliche Abweichungen gegenüber den weißen Sanden zu verzeichnen, die früher am Südrand des Steinbruchs aufgeschlossen waren und den Arvernensiskiesen zugerechnet

Tab. 1. Schwermineralgehalte in tertiären Grobsanden (Steinbruch Weisenau).

Probe	Epidot	Granat	Rutil	Stauro-lith	Tur-malin	Zirkon
1	4	21	5	2	46	18
2	1	29	11	+	22	31
3	+	24	11	1	28	35
4	+	26	8	1	27	37
5	3	2	2	18	64	6

Angabe der Korn-% vom Schwermineralgehalt des Feinsandes. Die Probe 5 stammt aus den bei SEMMEL (1983) angeführten „Arvernensisschottern“. Nicht angegeben: Spuren anderer Minerale. Analytikerin: Dipl.-Geogr. Guddat-Seipel, Frankfurt a.M.



Abb. 2. Keilartige Doline mit mächtiger humoser Tonfüllung. (Steinbruch Mainz-Weisenau der Heidelberger Zement AG.)

wurden. Dort dominierten Fein- und Mittelsand statt Grobsand. Außerdem fehlten im Schwermineralgehalt Granatanteile (SEM-MEL 1983: 224 und Tab. 1), die in den hier beschriebenen Dolinen mit 20–30 % vertreten sind (Tab. 1).

Der Granatgehalt liegt deutlich höher als in anderen pliozänen Sanden des Rhein–Main-Gebietes, sieht man vom jüngsten Pliozän (Reuver) ab (vgl. dazu GOLWER 1968: Tab. 1 und 2; SEMMEL 1983: 224 und Tab. 1). Die Einschätzung, aufgrund des hohen Turmalinanteils könne es sich nur um pliozäne Sedimente handeln, erscheint nach Auszählung einer größeren Probenreihe nicht sicher, sind doch auch Proben vertreten, die kleinere Mengen von Turmalin als von Zirkon aufweisen (Tab. 1).

Als augenfällig gering muss man den Staurolithgehalt der Dolinensande bezeichnen, der allgemein im Prä-Reuver-Pliozän deutlich höher liegt (GOLWER 1968; SEMMEL 1983). Wenn der Staurolith vor allem aus dem Kristallinen Spessart stammt (GOLWER 1968: 182), so ließe sich der Schluss ziehen, zurzeit der Füllung der Dolinen sei der Kristalline Spessart noch vom Buntsandstein bedeckt gewesen. Den stratigraphischen Ableitungen von Golwer folgend könnte dann ein untermiozänes Alter für die Dolinenfüllungen angenommen werden. Dabei ergeben sich allerdings insofern Probleme, als GOLWER (1968: 177) bereits in den Cerithienschichten, also im Liegenden der Hydrobienschichten, den kräftigen Anstieg des Staurolithanteils feststellt. Doch gilt das ja nur für die Hanau–Seligenstädter Senke. Sehr wahrscheinlich konnte sich der Spessarteinfluss erst in der Mainzer Umgebung bemerkbar machen, als festländische Verhältnisse den fluvialen Transport von Spessartsediment bis in das Gebiet des heutigen Mainz ermöglichten. Daraus indessen abzuleiten, die Füllung der Dolinen sei zu einer Zeit erfolgt, als noch wegen des marinen Einflusses keine fluviale Verbindung zwischen Spessart und dem Mainzer Gebiet möglich war, erscheint sehr gewagt,

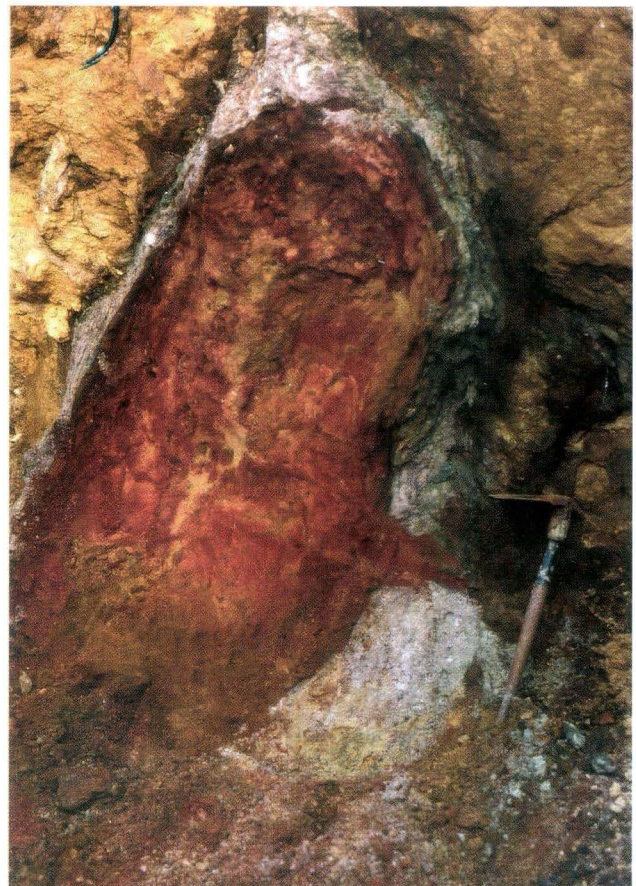


Abb. 3. Runde „schornsteinartige“ Doline. Der (schräge) Anschnitt zeigt die helle grobsandige Ummantelung des rotsandigen Kerns der Füllung. Tonige Partien weisen deutliche Harnischbildung auf ihren Grenzflächen auf, die durch Rutschung entstand. Das Bild sieht einer Kryoturabation ähnlich. (Steinbruch Mainz-Weisenau der Heidelberger Zement AG.)

lässt sich doch der Anteil der lokalen Komponente beim Füllungsvorgang nicht in wünschenswertem Maße genau einschätzen. Auch die vereinzelt zu findenden gebleichten Buntsandstein- und grauen Kieselschiefergerölle helfen wenig, ist doch einmal unklar, wo ihr Liefergebiet lag und zum anderen die Möglichkeit nicht auszuschließen, dass es sich bei ihnen um „Nachfall“ aus hangenden Schichten handelt. Doch unbeschadet dieser Fragen zeigen die grobsandigen Dolinenfüllungen erstmalig terrestrische Verhältnisse in diesem Gebiet an.

Die Füllungen der Dolinen werden von den „Älteren Weisenauer Sanden“ (SEMMELE 1983: 231) geschnitten. Die Sande (und Mergel) sind im Gegensatz zum Dolinensand primär kalkhaltig und stellenweise bankartig verkittet. In der basalen Gerölllage kommen erstmals rote Buntsandsteine vor. Sie haben Durchmesser bis 20 cm. Daneben fallen kleine polierte dunkle Hornsteine auf, die laut BARTZ (1950: 221) aus dem Keuper stammen. Auffallend ist nicht nur der Kalkgehalt dieser Sedimente, sondern auch ihr „buntes“ Schwermineralspektrum, das große Anteile von Epidot, Granat und (zurücktretend) Grüner

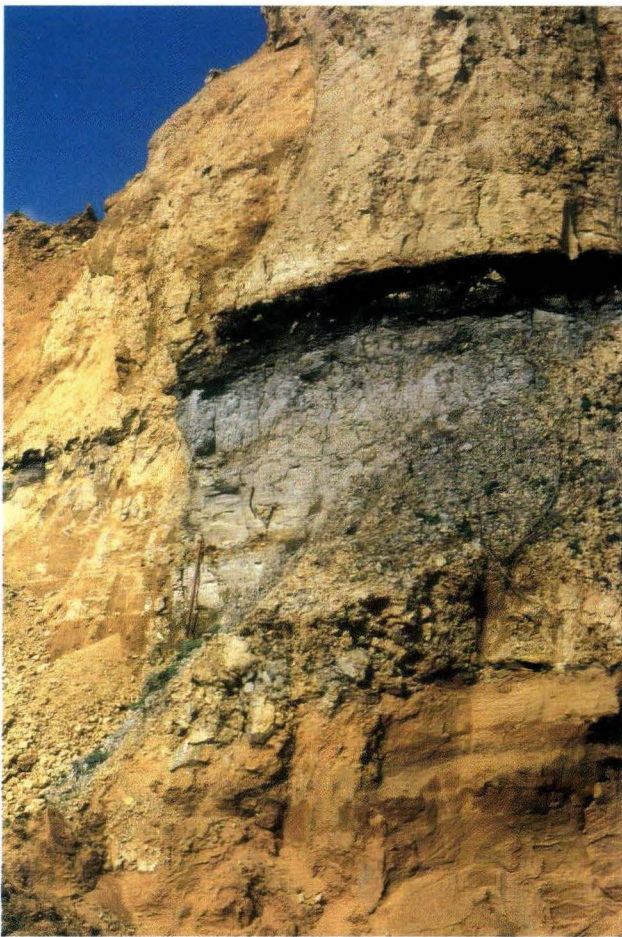


Abb. 4. Reuverzeitlicher Torf. Der bis 50 cm mächtige Torf liegt in mergeligen Zwischenlagen der Älteren Weisenauer Sande. (Steinbruch Mainz-Weisenau der Heidelberger Zement AG.)

Hornblende enthält. In sehr geringer Menge sind dagegen nur die stabilen Minerale Turmalin, Zirkon und Staurolith vertreten (SEMMELE 1983: Tab. 1).

In der Südwestecke des Weisenauer Steinbruchs, nahe des zukünftigen Tunnels unter der Landstraße von Laubenheim nach Hechtsheim, fallen die Älteren Weisenauer Sande stark nach Westen ein. Dieses kräftige Absinken kann gleichfalls nur durch eine Dolinenbildung erklärt werden. Von der Einsenkung ist auch eine bis 50 cm mächtige Torflage betroffen, die von kalkfreien pliozänen Sanden (SEMMELE 1983: 227) auf die kalkhaltigen Älteren Weisenauer Sande übergreift. Diese setzen sich im Hangenden der Torflage fort (Abb. 4), deren Pollengehalt ein spätpliozänes Alter (Reuver) anzeigt. Als (noch) typische tertiäre Formen kommen *Taxodium*, *Sciadopitys* und *Nyssa* vor (genauere Angaben bei SEMMELE 1983: 225 ff.). Mollusken direkt unter der Torflage bestätigen diese Einstufung (GEISSERT 1983: 88). Im Hinblick auf die durchgehend normale Magnetisierung dieses Schichtenkomplexes hält es FROMM (1986: 13) für wahrscheinlich, dass die Älteren Weisenauer Sande in ein älteres Event der (reversen) Matuyama-Epoche gehören, mithin 1,6–2 Millionen Jahre alt sind.

Die Absenkung in dieser Doline klang allmählich aus, denn der im Hangenden der Älteren Weisenauer Sande entwickelte „Riesenboden“ (BRUNNACKER 1970: 10) zeichnet die Doline nur schwach nach. Gleichwohl weist die Zunahme der Pseudovergleyung dieses Bodens zusätzlich zur leichten Einmuldung über der Doline noch auf Auswirkungen der Absenkung hin. Da in höheren Teilen dieses Bodens erstmals reverse Magnetisierung gemessen wurde (SEMMELE 1983: 229), die auch im hangenden Löss anhält, lässt sich das Ausklingen der Dolinenbildung zeitlich in die Matuyama-Epoche einordnen. Indessen ist nicht völlig auszuschließen, dass die Polarität durch eingeschlammten Löss post-sedimentär verfälscht wurde (SEMMELE 2001: 116).

Tertiäre Dolinenfüllungen waren in den sechziger Jahren des vergangenen Jahrhunderts auch im Dyckerhoff-Steinbruch südlich der A 66, ca. 500 m nördlich des Heßler Hofes aufgeschlossen (SEMMELE 1968a). Die Hohlformen sind derzeit noch zugänglich, ihre Füllungen indessen ausgeräumt. In den kiesigen (Quarz- und Quarzitzerölle), zum Teil auch tonigen Substraten fand Prof. Dr. PLASS neben Zahnresten auch einen vorzüglich erhaltenen Molaren von *Anancus arvernensis* (Bestimmung durch Prof. Dr. TOBIEN). Das Hangende bildeten in diesem Steinbruchbereich grobe Mainschotter der t3-Terrasse (SEMMELE 1968a; BRÜNING 1974: 60), die nicht mehr eingesunken waren. Möglicherweise liegen die von LEPPLA (1971: 21 f.) aus der Umgebung dieses Steinbruchs erwähnten kleinen Vorkommen von pliozänen Sanden und Kiesen unter den (pleistozänen) Mosbacher Sanden ebenfalls in Dolinen.

Pliozänen oder vielleicht noch höheren Alters sollten auch rötliche, sehr dicht gelagerte lehmige Tone sein, die am westlichen Rand einer Doline im Dyckerhoff-Steinbruch nördlich der A 66 zugänglich waren. Die inzwischen abgebauten Partien wurden im Osten von einer jüngeren, mit Löss gefüllten Doline geschnit-

ten. Der entsprechende Bereich liegt ca. 100 m südlich des Wiesbadener Südfriedhofes.

In einigen Karsthohlräumen am Falkenberg östlich Hochheim a.M. waren ähnliche Füllungen aufgeschlossen (KÜMMERLE 1969: 50). Bei der von GALLADÉ (1925: 23 f.) aus diesem Gebiet beschriebenen Dolinenfüllung, die BARTZ (1936: 166) als umgelagertes Pliozän deutet, dürfte es sich um Arvernensis-Schotter handeln, wie sie auch aus dem Weisenauer Steinbruch beschrieben werden (SEMMELE 1983: 224).

Die Nord- und Westwand des Dyckerhoff-Steinbruchs nördlich der A 66 bei Wiesbaden („Am Kinzenberg“, SEMMELE 1995) zeigen einen deutlichen Zusammenhang zwischen den Lagerungsverhältnissen der tertiären Kalke und der Dolinenbildung:

3. Quartäre Füllungen

In Anwendung des Konzepts „Vom Älteren zum Jüngeren“ gelangt man zunächst von den tertiären Dolinen zu den altpleistozänen. Zu diesen dürfen zweifellos die Vorkommen gerechnet werden, die häufiger an der Ostwand des Dyckerhoff-Steinbruchs südlich der A 66 zu beobachten sind. Etwa in der Mitte der Abbauwand (2001) ist die Wellung der tertiären Kalke besonders stark, und man gelangt von Doline zu Doline. Die in der Regel rundlich angelegten Formen setzen sich in einigen Fällen keilartig nach unten fort und ähneln im Querschnitt Eiskeil-Pseudomorphosen (Abb. 5). Es fehlt jedoch die für letztere meist typische „Schulterpressung“ im benachbarten Gestein und – in der Aufsicht – die Ausbildung von polygonalen Mustern.

Die bisher bekannteste älteste Form ist mit den braunen groben und kalkfreien Mainkiesen des „Unteren Mosbachs“ („Grobes Mosbach I“ i.S. von BRÜNING 1974: 62) gefüllt. An der versinterten Wand der Hohlform sind manche Gerölle fest verbacken, das sandige Feinmaterial der Füllung ist dagegen locker. Im Hangenden ziehen die basalen Lagen des grauen mittelsandigen und kalkhaltigen „Hauptmosbachs“ („Graues Mosbach III“ i.S. von BRÜNING 1974) mit scharfer Diskordanz ungestört über das Untere Mosbach hinweg. Die Füllung der Schlotte war also zur Zeit der Ablagerung des Hauptmosbachs bereits abgeschlossen.

Eine genauere Zeitangabe für die Entstehung und Füllung der Dolinen bereitet Schwierigkeiten. Da jedoch in vielen von ihnen un- oder nicht wesentlich gestörte Hochflutlehme („Mosbach II“ i.S. von BRÜNING 1974) liegen und in diesen in einem Falle sehr wahrscheinlich das paläomagnetische Jaramillo-Event (ca. 900 bis 970 ka) gefunden wurde (BOENIGK 1978: 109), müssten Dolinenbildung und -füllung älter sein. Laut FROMM (1978: 9) kann das Untere Mosbach zweifelsfrei der reversen Matuyama-Epoche zugeordnet werden (älter als 780 ka). VON KOENIGSWALD & TOBIEN (1987: 231) nehmen unter Bezug auf GUENTHER ein „hohes Alter“ an, das durch *Mammuthus meridionalis* angezeigt werde (vgl. auch KELLER 1999: 75). VON KOENIGSWALD & TOBIEN verweisen aber auch auf „biostratigraphische Merkwürdigkei-

Die Kalkoberfläche ist gewellt, die Dolinen entwickelten sich jeweils in den „Wellentälern“, wahrscheinlich weil hier der Wasseranfall und damit die Lösung am größten war. Die im Mainzer Becken und seiner östlichen Umgebung seit langem bekannte Wellung der Kalkoberfläche wird manchmal auf Einengungs-Tektonik zurückgeführt (KÜMMERLE 1993: 112, mit älterer Literatur; SEMMELE 2001a: 112), jedoch ist nicht auszuschließen, dass die hohe Plastizität des mergeligen Untergrunds die Verbiegungen in den Hangendschichten verursacht (Hinweis von Dr. SCHREINER, Freiburg). Anzumerken ist schon hier, dass trotz der gemeinsamen Lagerungssituation die Dolinenfüllungen keineswegs einheitliches Alter aufweisen. Dieses reicht vielmehr vom Pliozän bis ins Holozän.



Abb. 5. Kiese des Unteren Mosbach in einer Karstschlotte. Die Main-Sedimente liegen in einer Keilform, die durch Lösung in den Hydrobienschichten entstand. Die dunklen Wände tragen teilweise festgesinterte Gerölle (links vom Spaten). (Dyckerhoff-Steinbruch südlich der A 66 östlich Wiesbaden.)

ten“ der Faunenliste des Unteren Mosbach. Den „Nichtpaläontologen“ überrascht wohl außerdem, dass mit *Mammuthus meridionalis* der Repräsentant eines „waldreichen Biotops mit gemäßigttem Klima“ (VON KOENIGSWALD & TOBIEN 1987) zurzeit der Akkumulation eines kaltzeitlichen Schotters (BRÜNING 1974: 62) existiert haben soll, eine Problematik, die dem gesamten „Mosbach“ im Dyckerhoff-Steinbruch insofern nicht fremd ist, als dass immer wieder nicht nur die aus **einem** Fundhorizont stammenden Fossilien klimatisch widersprüchlich sind, sondern auch Fossilien und Sedimentfazies.

Im über dem Unteren Mosbach liegenden grauen und kalkhaltigen Hauptmosbach sind zahlreiche spaltenähnliche Einbrüche quasi synsedimentär erfolgt. Sie setzen mitten in der Abfolge ein, ohne die hangenden Partien zu stören. Wiederholt ist ein Versatz der benachbarten Schichten zu erkennen. Da oft auch nicht klaffende Klüfte vorliegen, möchte man meinen, echte Tektonik sei Ursache der Verstellungen und auch der Kluftöffnungen. Eine solche Deutung kann schon deshalb zutreffen, weil gerade die Kalk-



Abb. 6. Synsedimentäre Karstspalte im Hauptmosbach. Da die Karstspalten manchmal als Eiskeil-Pseudomorphosen interpretiert werden, ist ein diesbezügliches Warnschild angebracht.

(Dyckerhoff-Steinbruch südlich der A 66 östlich Wiesbaden.)

lösung ja bevorzugt Klüften folgt und vielleicht durch tektonische Zerrüttung des Gesteins die Verkarstung initiiert wurde. Gleiche Wirkungen sind auch durch die erwähnten Schichtenwellungen infolge des plastischen Untergrunds möglich.

Verschiedentlich wurden die über mehrere Meter senkrecht sich erstreckenden Spaltenfüllungen als Eiskeil-Pseudomorphosen angesehen. Vermutlich gehören manche der von BRÜNING (1974: 198 ff.) angeführten und als Kaltklimazeugen gedeuteten Formen dazu. So war z.B. die auf Abb. 6 wiedergegebene Bildung Gegenstand ausführlicher Diskussion mit Prof. Dr. BRÜNING (Mainz) anlässlich der Vorbereitung der Deuqua-Exkursion 1974. Trotz aller Bemühungen gelang es nicht, diese mehr als 8 m tiefe Form einem polygonalen Netz zuzuordnen, zu welchem in der Regel Eiskeile gehören. Außerdem fehlt hier gleichfalls die (schon erwähnte) bei Eiskeilen meistens zu beobachtende Aufbiegung der benachbarten Schichten („Schulterpressung“). Indessen lässt sich die außergewöhnlich scharfe Begrenzung der Spalten in dem sehr lockeren Fein- und Mittelsand am besten durch während des Öffnens der Hohlform andauernde Gefornis des Sediments erklären.

Die (im weiteren Sinne) synsedimentäre Entstehung der Spalten ist oft auch daran zu erkennen, dass das Material der Füllungen im Hangenden fehlt. Der Füllung muss also eine Erosionsphase gefolgt sein, bevor neues Sediment die bereits gefüllte Spalte überschüttete.

Einen Hinweis auf die zeitliche Einordnung der Vorgänge gibt die normale Magnetisierung des Hauptmosbachs (BOENIGK 1978). Die Messungen von FROMM (1978: 9) lassen die Aussage zu, dass im unteren Teil dieser Sedimente der Übergang von der reversen Matuyama- zur normalen Brunhes-Epoche (780 ka) vorliegt. Im übrigen sei auf die paläontologischen Bemühungen einer einigermaßen verlässlichen stratigraphischen Einstufung des Hauptmosbachs verwiesen (u.a. VON KOENIGSWALD & TOBIEN), die wohl als wenig überzeugend anzusehen sind. Ermittlungen von Mindestaltern mit Hilfe der hangenden Löss (SEMMEL 1968a) stehen unter dem Vorbehalt, dass jeder der hier stellenweise zu findenden fossilen Bt-Horizonte eine echte Warmzeitbildung ist, was seit langem als nicht gesichert gelten muss (SEMMEL 1967a). Sollte das Gegenteil zutreffen, so wäre das Hauptmosbach mindestens vor der viertletzten Warmzeit sedimentiert worden, mithin vor mindestens 500 ka, denn über dem Hauptmosbach liegt ein jüngerer Schotterkörper (t2 nach SEMMEL 1968a), der kräftig verlehmt ist und eine Lössdecke mit drei fossilen Bt-Horizonten trägt. Eine solche stratigraphische Einordnung widerspricht nicht dem derzeit gewinnbaren Bild der Landschaftsentwicklung am Untermain (SEMMEL 1996: 129).

Karsterscheinungen, die zurzeit der Ablagerung der t2-Kiese gebildet wurden, sind gegenwärtig nicht bekannt. Vermutlich verhinderte Dauerfrostboden entsprechende Vorgänge. Anlass zu dieser Annahme gibt das Vorkommen zahlreicher Eiskeil-Pseudomorphosen, die – mit t2-Kies gefüllt – tief in das graue Hauptmosbach reichen (Abb. 7). Die von KELLER (1994) abgebildete Form dürfte gleichfalls dazugehören.

Wenn die Bodenbildung auf dem primär kalkfreien t2-Kies bis in das kalkhaltige Hauptmosbach reicht, sind tiefe rostfarbige „Taschen“ entstanden. Die durch die Entkalkung verursachte Volumenverminderung ist allerdings nicht so groß, dass sie die primäre Sedimentstruktur erkennbar störte. Nur diese Rostfärbung erlaubt eigentlich die Bezeichnung „Rostrot Mosbach“, sie sollte nicht für den primär bräunlich gefärbten t2-Kies gebraucht werden, wie BRÜNING (1974) verfährt. Allein die Farbunterschiede erlauben nämlich häufig bereits die Trennung zwischen Eiskeil-Pseudomorphosen und „Verwitterungstaschen“.

Manchmal gelangt die von der Oberfläche der t2-Kiese ausgehende Entkalkung des Hauptmosbachs auf Klüften bis in größere Tiefe und breitet sich dort in größeren Lagen – fossile Böden vor-täuschend – horizontal aus. Solche Erscheinungen hat vermutlich erstmals BÜDEL (1957) aus dem Alpenvorland beschrieben. Weit verbreitet sind sie auch in spätglazialen Hochflutlehmen des Untermainns (SEMMELE 1969: 86).

Jünger als das Hauptmosbach und die t2-Terrasse dürften die Füllungen sein, die nur aus Löss bestehen. Derartige Vorkommen findet man sowohl im Dyckerhoff-Steinbruch als auch im Steinbruch Mainz-Weisenau. Im Dyckerhoff-Steinbruch nördlich der A 66 war eine Doline aufgeschlossen, die Löss mit zwei nicht mehr gestörten fossilen Bt-Horizonten enthielt (SEMMELE 1995: 134). Unter ihnen lag der „Reinheimer Tuff“ (ENSLING et al. 1984: 70), der wahrscheinlich mit dem „Leilenkopf III-Tuff“ (FRECHEN & LIPPOLT 1965: 24) am Unteren Mittelrhein zu parallelisieren ist (K/Ar-Alter ca. 220 ka).

Im Weisenauer Steinbruch brach in der schon angeführten großen Doline mit dem Älteren Weisenauer Sand eine kleinere jüngere Doline ein, die basal mit Sandlöss und anschließend mit Löss gefüllt wurde. In letzterem waren drei fossile Bt-Horizonte

ausgebildet. Die Abfolge ist heute noch in komprimierter Form an der (endgültigen) Westwand des Steinbruchs südlich der A 60 erhalten. Zwischen dem mittleren und dem oberen Bt-Horizont lagen die beiden „Weilbacher Humuszonen“ (SEMMELE 1968b: 19), über dem oberen Bt-Horizont die drei „Mosbacher Humuszonen“ (SCHÖNHALS et al. 1964). Durch Nachsackungen betroffen war nur die Abfolge bis einschließlich „Untere Mosbacher Humuszone“. Im Zentrum der Doline hatte jüngere Zerschneidung, die wohl durch den Einbruch ausgelöst wurde, die gesamte Lössfolge inklusive der Unteren Mosbacher Humuszone ausgeräumt. Die beiden jüngeren Mosbacher Humuszonen und der hangende jüngere Würmlöss zogen ungestört über den mit älterem Würmlöss gefüllten Ausräumbereich hinweg. Eine ähnliche Situation gibt Abb. 8 wieder. Abb. 9 zeigt eine Doline, in die ebenfalls nur die Untere Mosbacher Humuszone eingebrochen ist.

Verkarstungserscheinungen, die komplett ins Würm, also in das Jungpleistozän gehören, waren auf der ICE-Trasse an der A 66-Anschlussstelle Wiesbaden-Erbenheim freigelegt. Ganz ähnliche Bilder boten sich auch an den Grubenwänden der Kiesgruben zwischen Hochheim und Wicker, in denen heute die Deponie Wicker liegt. Die Verkarstung im liegenden tertiären Kalkstein führte zu Einbrüchen im hangenden Mainkies und Löss. Nur der jüngste Würmlöss mit dem Nassboden E2, dem „Eltvilier Tuff“ (SEMMELE 1967b), dem Nassboden E4 und der holozänen Parabraunerde blieben ungestört, weil wahrscheinlich der mindestens im Jungwürm vorherrschende Permafrost die Verkarstung blockierte. Im Jungwürmlöss waren nur Kryoturbationen und Eiskeil-Pseudomorphosen zu beobachten. Ähnliche Erscheinungen kamen aber auch in den älteren Straten gemeinsam mit den Erdfällen vor, die wegen ihrer Wasserwegsamkeit besondere



Abb. 7. Eiskeil-Pseudomorphosen im Hauptmosbach. Die Keilform im grauen kalkhaltigen Mittelsand des Hauptmosbachs ist mit bräunlichem kalkfreiem Mainkies der mittelpleistozänen t2-Terrasse gefüllt. (Dyckerhoff-Steinbruch südlich der A 66 östlich Wiesbaden.)

Präferenzen für die Bildung kryoturbater Strukturen bieten (SEMMEL 1986: 24 f.). Es wurde bereits zeitig auf die Kontaminationsgefahr aufmerksam gemacht (SEMMEL 1977: 75), die von der Verkarstung für das Grundwasser ausgeht, eine Warnung, die sich inzwischen als sehr begründet erwiesen hat. Dennoch gehen die kostenaufwändigen Sanierungsversuche laut Hinweisschild an der Deponie noch immer von einem „undurchlässigen Mergeluntergrund“ aus.

Verstellungen durch Verkarstung, die auch das Jungwürm miterfasst haben, gibt es an der Südwand des Dyckerhoff-Steinbruchs nördlich der A 66. Dort ist das gesamte Würmlöss-Profil einschließlich des basalen fossilen Bt-Horizonts betroffen. Der holozäne Bt-Horizont wurde jedoch nicht mehr verstellt. In der Südwestecke des Weisenauer Steinbruchs südlich der A 60 ist dagegen der heutige Boden mit den liegenden E5- und E4-Nassböden sowie dem Eltviller Tuff um 40 cm abgesunken. Der Eltviller Tuff zeichnet die



Abb. 8. Verkarstung und fluviale Erosion im Löss. Am rechten mittleren Bildrand ist heller Löss zu erkennen, der über einem weißlichen Cc-Horizont braune Reste eines fossilen Bt-Horizonts trägt. Während der Cc-Horizont infolge Lösungseinbruchs im liegenden Kalkstein staffelförmig nach unten absinkt, setzt der nur leicht nach unten abbiegende Bt-Horizont infolge fluvialer Erosion aus. Die durch Kalklösung und nachfolgende Zerschneidung entstandene Hohlform wurde (wahrscheinlich) im ältesten Würm mit Löss gefüllt, auf dem sich (links im Bild) die parautochthone Untere Mosbacher Humuszone bildete. Auch diese ist später (durch Nachsackungen) leicht verstellt worden. Die hangende Mittlere Mosbacher Humuszone zieht dagegen ungestört durch, gleichfalls die Obere Mosbacher Humuszone (schwacher grauer Horizont, links oben) und die mittelwürmzeitliche Niederreschbacher Zone (bräunlicher Horizont) mit dem hangenden Jungwürmlöss. (Steinbruch Mainz-Weisenau der Heidelberger Zement AG.)



Abb. 9. Doline mit Resten der Unteren Mosbacher Humuszone. Der (zur Zeit der Aufnahme bereits aberäumte) Hangendkomplex des jüngeren Würmlösses war nicht mehr eingebrochen. (Dyckerhoff-Steinbruch nördlich der A 66 östlich Wiesbaden.)

Schichtenstörungen besonders gut nach. Die Abb. 10 zeigt ein Beispiel aus dem Dyckerhoff-Steinbruch südlich der A 66.

Weitere Einbrüche, die im Holozän entstanden oder noch in Funktion waren, konnten wiederholt in beiden Dyckerhoff-Steinbrüchen beobachtet werden. Sie sind leicht an ihren stark humosen Füllungen zu erkennen. In ihnen liegen Reste des holozänen Bodens, wenn dieser nicht bereits vor dem Einbruch erodiert wurde.

Eine bodengeschichtlich besonders interessante Doline ist an der Westwand des Dyckerhoff-Steinbruchs nördlich der A 66 aufgeschlossen (R 34 47 82, H 55 46 80). Auf sie wurde bereits mehrfach verwiesen (u.a. SEMMEL 1995: 136 f.). Die Ergebnisse der eingehenderen Untersuchungen, an der mehrere Institute beteiligt waren, erscheinen an anderer Stelle (vgl. HILGERS et al. in diesem Band). Sie sind vor allem für die Geschichte der Bodenentwicklung im engeren Rhein–Main-Gebiet bedeutsam.

Abb. 10. Verstellungen des Eltviller Tuffes. Das dunkle Band des Eltviller Tuffes ist über einer Doline wiederholt um einige cm versetzt. Im unteren Teil des Bildes erkennt man den grauen E2-Nassboden, der gleichfalls von den Vorgängen erfasst wurde (maximale Absenkung in Verlängerung des Spatenstiels). (Dyckerhoff-Steinbruch südlich der A 66 östlich Wiesbaden.)



Abb. 11. Doline mit kolluviumgefüllter Delle. Die tertiären Kalksteinschichten biegen zur Doline ab, deren jungwürmzeitliche Lössfüllung bereits zu bewachsen beginnt. Die untere dunkle Linie über dem rechten Teil der Doline markiert den oberen Teil des vermutlich spätglazialen Bt-Horizonts, die obere die altholozäne Schwarzerde. Darüber liegt Kolluvium aus hallstattzeitlicher degradiertes Schwarzerde. (Dyckerhoff-Steinbruch nördlich der A 66 östlich Wiesbaden.)



Der Untersuchungsbefund erlaubt folgende Aussage: In einer flachen Delle (Abb. 11), die eine Doline in den Hydrobienschichten kappt, liegt humoses Kolluvium, das sekundär aufgekalkt ist. Es enthält Reste orientierter Tonsubstanz, die vermutlich einer degradierten Schwarzerde entstammen, die hangoberhalb abgetragen wurde. Auf dem Kolluvium bildete sich eine Parabraunerde, wobei das dunkle Substrat nur schwach verbräunte.

Unter dem Kolluvium liegt eine 25 cm mächtige Schwarzerde mit Cc-Horizont, die aus sehr schwach kiesigem Lösslehm hervorging. Dessen Liegendes besteht aus einem 5 cm starken hellbraunen Schluff mit extrem niedrigem Tongehalt (9–11 %). Unter diesem Schluff beginnt eine radikale Substratveränderung, die sich vor allem mineralogisch äußert: Die gesamte bisher beschriebene Sediment- und Bodenabfolge zeichnet sich durch einen hohen Schwermineralgehalt aus (1,5 % im Feinsand). Die spezifischen Schwerminerale des allerödzeitlichen Laacher Bimstufes (Augit, Braune Hornblende, Titanit) erreichen mit Ausnahme der an der heutigen Oberfläche ausgebildeten Parabraunerde fast 100 % (96–99 %) Anteil (vgl. Tab. 2 bei SEMMEL 2002). Daraus darf wohl ein sicheres postallerödzeitliches Alter des gesamten Komplexes abgeleitet werden. In Einklang damit steht das ^{14}C -Alter von Huminsäuren aus der fossilen Schwarzerde (cal. 5630–5435 BP; Hv 23839) sowie der Befund, dass im Liegenden nur Lösssedimente folgen, in denen der Laacher Bimstuff praktisch fehlt. Zugleich erhöhen sich die Lumineszenzalter von ± 9 ka auf ± 14 ka (OSL-Datierung durch Dipl.-Geogr. Hilgers, Geographisches Institut der Universität Köln).

Die liegende Folge beginnt (unerwartet) mit einem deutlich ausgebildeten Bt-Horizont, der zwar nur 20 % Ton enthält, aber dessen grobpolymetrische Aggregate kräftige dunkelbraune Tonpateten aufweisen. Mit einer Entkalkungstiefe von maximal

140 cm wird der Durchschnittswert von 100 cm der heutigen Parabraunerde übertroffen. Das Ausgangssubstrat ist kalkhaltiger Löss, der in die Doline eingespült wurde. In ihm liegen parautochthone Reste des mittelwürmzeitlichen Hainerberger Bodens (SCHÖNHALS et al. 1964). Übereinstimmend mit den Ergebnissen der Lumineszenzdatierung wird deshalb ein jungwürmzeitliches Alter des Ausgangssubstrats der hangenden Bt-Bildung angenommen. Der fossile Bt-Horizont ist randlich gekappt, so dass die hangenden Sedimente direkt auf dem unverwitterten Löss liegen.

Die angeführte Alterseinstufung legt die Annahme einer spätpleistozänen – eventuell auch frühestholozänen – Bt-Bildung nahe, die aus diesem Gebiet bisher nicht bekannt war. Vielmehr galt doch, sieht man von ROGAAR et al. (1993) ab, dass die Bodenentwicklung auf dem Löss mit einer Schwarzerde begann, die erst nach dem Boreal zur Parabraunerde mit Bt-Horizont degradierte. Möglicherweise war die ältere Bt-Bildung auf den Dolinenbereich mit starker seitlicher Wasserzufuhr beschränkt.

Die Dolinenbildung ist im vorstehenden Beispiel im wesentlichen jungwürmzeitlichen Alters. Unklar bleibt, ob sie nicht wiederholt von Permafrost-Perioden unterbrochen wurde. Im frühen Holozän erfolgten noch Nachsackungen in der Dolinenfüllung, denn die frühholozäne Schwarzerde ist um 10–20 cm verstellt.

Derartige Nachsackungen sind indessen an einer anderen Form nicht nachzuweisen. Diese liegt an der Ostwand des Dyckerhoff-Steinbruchs südlich der A 66, etwa 300 m südlich der Fahrradweg-Unterführung unter die A 66 (R 34 48 627, H 55 45 952). Eine schmale seichte Delle ist hier mit bandkeramischem Kolluvium gefüllt, das direkt auf Rohlöss liegt (Abb. 12). Demnach handelt es sich hier um eine reine Erosionsform, die später aufgefüllt wurde. Minimale Verstellungen im Rohlöss zeigen jedoch an, dass auch in diesem Fall mit verkarste-



Abb. 12. Altholozänes Kolluvium in einer Delle. Die ursprüngliche Hohlform wurde bis in den hellen Löss eingeschnitten. Kleine, an Klüften orientierte Versätze zeigen an, dass auch hier sich Verkarstungen im Untergrund auswirken. Links vom Spaten ist eine von zwei Klüften begrenzte Scholle zu sehen. In dem dunklen Kolluvium hat sich das Profil einer Parabraunerde entwickelt. Eine deutliche Verbräunung wie im benachbarten Löss (ganz links) blieb dabei aus. (Dyckerhoff-Steinbruch südlich der A 66 östlich Wiesbaden.)

tem Untergrund zu rechnen ist, was im übrigen benachbarte größere Erdfälle ohnehin nahelegen.

Bodengenetisch fällt auf, dass das dunkle bandkeramische Kolluvium, wie in der Umgebung wiederholt beobachtet (SEMMELE 2001a: 113), nicht intensiv verbrauchte, obwohl in ihm – abgese-

hen von der Farbe – die typische Horizontierung der Parabraunerde ausgebildet ist. Die Bodenentwicklung in dieser Form lässt sich mithin problemlos mit der angeführten These in Einklang bringen, wonach im älteren Holozän Schwarzerden auf den Lössen dominierten, die erst später degradierten.

4. Zusammenfassung

Die angeführten Beispiele zeigen, dass Verkarstung und die Füllung der Dolinen wohl fast zu allen Zeiten seit dem Rückzug des Meeres im Miozän stattfanden. Die ältesten Zeugen der Verkarstung dürften mit den Dolinen auf den Hydrobienschichten des Steinbruchs der Heidelberger Zement AG in Mainz-Weisenau vorliegen, die mit (lokalen ?) fluvialen Sanden gefüllt sind. Als etwas jünger lassen sich die pliozänen Sande einschätzen, die in der Regel als Arvernensisschotter bezeichnet werden. Sie kommen in Dolinen sowohl im Weisenauer Steinbruch als auch im Dyckerhoff-Steinbruch südlich der A 66 bei Wiesbaden vor. Dort ist ein Molar von *Anancus arvernensis* gefunden worden.

In einer sehr großen Doline wurden im ausgehenden Pliozän (Reuver) die Älteren Weisenauer Sande abgelagert. Im Bereich dieser Senke kam es auch später immer wieder zu Einbrüchen, die sich mit verschiedenen alten Lössen füllten. Die Einbrüche hatten lokale fluviale Zerschneidungen zur Folge, die komplett mit Löss verfüllt wurden.

Die diffizile Würmlössgliederung ermöglicht eine besonders

genaue Rekonstruktion der Verkarstungsabläufe. Zeiten, in denen Permafrost die Verkarstung unterband, sind nicht absolut sicher nachzuweisen, nur für den Jungwürmlöss in der Deponie Wicker ist aufgrund des Fehlens von zeitlich hier einzugliedern den Erdfällen anzunehmen, dass dort Permafrost wirksam wurde. Eiskeil-Pseudomorphosen im Jungwürmlöss geben entsprechende Hinweise.

Zwei – sehr wahrscheinlich auf längere Zeit zugängliche – Profile, die von Verkarstungen bis in das ältere Holozän hinein beeinflusst wurden, widerspiegeln unterschiedliche Stadien der spät- und postglazialen Bodenentwicklung. Während in einem Fall wahrscheinlich durch kräftige Absenkung und damit verbundenem außergewöhnlichen Wasserzufluss ein parabraunerdeähnlicher Boden bereits im Spätwürm entstand, zeigt in einem anderen Fall eine durch Verkarstung nur wenig beeinflusste Delle mit bandkeramischer humoser Füllung an, dass hier im älteren Holozän allenfalls erst eine Schwarzerde entwickelt war.

5. Schriftenverzeichnis

- BARTZ, J. (1936): Das Unterpliocän in Rheinhessen. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **25**: 122–228; Stuttgart.
- BARTZ, J. (1950): Das Jungpliocän im nördlichen Rheinhessen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., VI. Folge, H. **1**: 201–243; Wiesbaden.
- BOENIGK, W. (1978): Zur petrographischen Gliederung der Mosbacher Sande im Dyckerhoff-Steinbruch, Wiesbaden. – Mainzer nat. Archiv, **16**: 91–126; Mainz.
- BRÜNING, H. (1974): Das Quartärprofil im Dyckerhoff-Steinbruch Wiesbaden. – Rhein-Main. Forsch., **78**: 57–81; Frankfurt a.M.
- BRUNNACKER, K. (1970): Reliktböden und Landschaftsgeschichte zwischen Frankenhöhe und Rednitztal. – Geol. Bl. NO-Bayern, **20**: 1–17; Erlangen.
- BÜDEL, J. (1957): Die angebliche Zweiteilung der Würmeiszeit im Loissachtal bei Murnau (Südbayern). – Stuttgarter geogr. Studien, **69**: 121–141; Stuttgart.
- ENSSLING, J., GÜTLICH, P. & SEMMELE, A. (1984): Datierungsversuche an hessischen Lößprofilen mit Hilfe der Mößbauer-Spektroskopie. – Geol. Jb. Hessen, **112**: 67–76; Wiesbaden.
- FRECHEN, J. & LIPPOLT, H.J. (1965): Kalium-Argon-Daten zum Alter des Laacher Vulkanismus, der Rheinterrassen und der Eiszeiten. – Eiszeitalter und Gegenwart, **16**: 5–30; Öhringen.
- FROMM, K. (1978): Magnetostratigraphische Bestimmungen im Rhein-Main-Gebiet. – Unveröff. Ber., Archiv-Nr. 79921, Niedersächs. L.-Amt Bodenforsch., 13 S.; Hannover.
- FROMM, K. (1986): Der paläomagnetische Befund an der Pliozän/Pleistozän-Grenze in Mainz-Weisenau. – Unveröff. Bericht, Archiv-Nr. 99435, Niedersächs. L.-Amt Bodenforsch., 17 S.; Hannover.
- GALLADÉ, M. (1925): Zur Gliederung der jungtertiären Quarzschotter am Taunusabfall. – Jb. Nass. Ver. Naturkde., **77**: 22–26; Wiesbaden.
- GEISSERT, F. (1983): Die Molluskenführung der plio-pleistozänen Deckschichten im Steinbruch Mainz-Weisenau. – Geol. Jb. Hessen, **111**: 75–92; Wiesbaden.
- GOLWER, A. (1968): Paläogeographie des Hanauer Beckens im Oligozän und Miozän. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **96**: 157–184; Wiesbaden.
- GOLWER, A. & PRINZ, H. (1969): Korrosionsercheinungen in tertiären Karbonatgesteinen im Untermaingebiet. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **97**: 243–257; Wiesbaden.
- KELLER, T. (1994): Die eiszeitlichen Mosbacher Sande bei Wiesbaden. – Paläont. Denkmäler in Hessen, **3**: 15 S.; Wiesbaden.
- KELLER, T. (1999): Halt 1: Wiesbaden, Mosbacher Sande. – In: DERSCH-HANSMANN, M., EHRENBURG, K.-H., HEGGEMANN, H., HOTTENROTT, M., KAUFMANN, E., KELLER, T., KÖNIGSHOF, P., KÖTT, A., NESBOR, H.-D., THEUERJAHR, A.-K. & VORDERBRÜGGE, T. (1999): Geotope in Hessen. – In: A. HOPPE & F.F. STEININGER (Hrsg.): Exkursionen zu Geotopen in Hessen und Rheinland-Pfalz sowie zu naturwissenschaftlichen Beobachtungspunkten Johann Wolfgang von Goethes in Böhmen. – Schriftenreihe dt. geol. Ges., **8**: 75–76; Hannover.
- KÖNIGSWALD VON, W. & TOBIEN, H. (1987): Bemerkungen zur Altersstellung der pleistozänen Mosbacher Sande bei Wiesbaden. – Geol. Jb. Hessen, **115**: 227–237; Wiesbaden.
- KÜMMERLE, E. (1969): Tertiär. – In: KÜMMERLE, E. & SEMMELE, A.: Erl. geol. Kt. Hessen, Bl. 5916

- Hochheim am Main, 3. Aufl.: 22–51; Wiesbaden.
- KÜMMERLE, E. (1993): Tektonik. – In: KÜMMERLE, E. & SEIDENSCHWANN, G.: Erl. geol. Kt. Hessen, Bl. 5818 Frankfurt a.M. Ost: 111–114; Wiesbaden.
- LEPPLA, A. (1971): Pliocän. – In: LEPPLA, A. & STEUER, A.: Erl. geol. Kt. Hessen, Bl. 5915 Wiesbaden, 3. Aufl.: 20–22; Wiesbaden.
- Müller, K.-H., Prinz, H. & Thews, J.-D. (1975): Ursachen und Folgeerscheinungen von Kalksteinkorrosion in Hofheim am Taunus. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **103**: 339–348; Wiesbaden.
- ROGAAR, H., LOTHAMMER, H. PLAS, L. V. D., JONGMANS, A. G. & BOR, J. (1993): Phaeozem and Luvisol Development in relation to relief and climate in Southwest Rheinhessen, Germany. – Mainzer geowiss. Mitt., **22**: 227–246; Mainz.
- ROTHAUSEN, K. & SONNE, V. (1984): Mainzer Becken. – Samml. geol. Führer, **79**: 203 S.; Berlin.
- ROTHAUSEN, K. & SONNE, V. (1988): Das Tertiär des Mainzer Beckens. – Geol. Jb., A **110**: 5–16; Hannover.
- SCHÖNHALS, E., ROHDENBURG, H. & SEMMEL, A. (1964): Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlößgliederung in Hessen. – Eiszeitalter und Gegenwart, **15**: 199–206; Öhringen.
- SEMMEL, A. (1967a): Über Präwürm-Lössen in Hessen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **94**: 239–241; Wiesbaden.
- SEMMEL, A. (1967b): Neue Fundstellen von vulkanischem Material in hessischen Lössen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **94**: 104–108; Wiesbaden.
- SEMMEL, A. (1968a): Die Lößdecke im Dyckerhoff-Steinbruch bei Wiesbaden-Biebrich. – Mainzer nat. Archiv, **6**: 74–79; Mainz.
- SEMMEL, A. (1968b): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. – Frankfurter geogr. Hefte, **45**: 135 S.; Frankfurt a.M.
- SEMMEL, A. (1969): Quartär. – In: KÜMMERLE, E. & SEMMEL, A.: Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5916 Hochheim am Main, 3. Aufl.: 51–99; Wiesbaden.
- SEMMEL, A. (1977): Geowissenschaftliche Karten und ihre Anwendung bei der fachwissenschaftlichen Lehrerausbildung. – Frankfurter Beitr. Didaktik Geogr., **1**: 70–75; Frankfurt a.M.
- SEMMEL, A. (1983): Die plio-pleistozänen Deckschichten im Steinbruch Mainz-Weisenau. – Geol. Jb. Hessen, **111**: 219–233; Wiesbaden.
- SEMMEL, A. (1986): Angewandte konventionelle Geomorphologie. – Frankfurter geowiss. Arb., **D 6**: 114 S.; Frankfurt a.M.
- SEMMEL, A. (1995): Die quartären Deckschichten im Dyckerhoff-Steinbruch am Kinzenberg westlich Wiesbaden-Erbenheim. – Geol. Jb. Hessen, **123**: 133–137; Wiesbaden.
- SEMMEL, A. (1996): Geomorphologie der Bundesrepublik Deutschland. – 5. Aufl.: 199 S.; Stuttgart.
- SEMMEL, A. (2001): Das Quartär am Nordrand des Oberrheingrabens. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **83**: 113–130; Stuttgart.
- SEMMEL, A. (2001a): Zum oberflächennahen Untergrund entlang der ICE-Trasse Köln/Rhein-Main im Taunusvorland. – Geol. Jb. Hessen, **128**: 107–114; Wiesbaden.
- SEMMEL, A. (2002): Hauptlage und Oberlage als umweltgeschichtliche Indikatoren. – Z. Geomorph., N.F. **46**: 167–180; Berlin/Stuttgart.
- SONNE, V. (1989): Geol. Kt. 1:25 000 von Rheinland-Pfalz, Bl. 6015 Mainz; Mainz.

Manuskript eingegangen am 11.04.2002, angenommen am 24.04.2002

ALEXANDRA HILGERS¹, THOMAS POETSCH² & ARNO SEMMEL³

Jungpleistozäne und holozäne Böden und Bodenverlagerungen – ein Beispiel aus dem Taunusvorland bei Wiesbaden

Kurzfassung

In einer Doline im Wiesbadener Dyckerhoff-Steinbruch nördlich der A 66 liegt über verschwemmtem Mittel- und Jungwürm-Löss mit dem Hainerberger (Lohner) Boden ein schwach entwickelter fossiler Bt-Horizont spätglazialen Alters. Darüber folgt nach einer Diskordanz

brauner Lösslehm mit einer erstmaligen deutlichen Beimengung von allerödzeitlichem Laacher Bimstuff. Der Lösslehm trägt eine schwach degradierte Schwarzerde mit einem ¹⁴C-Alter von ca. 7 500 BP (cal.). Darüber folgen, jeweils in humosem kolluvialem Material ausgebildet,

noch zwei Bt-Horizonte.

Die Abfolge ist vor allem deshalb ungewöhnlich, weil hier im Gegensatz zu den sonst vorherrschenden bodengeschichtlichen Auffassungen der Schwarzerdebildung bereits eine Parabraunerdebildung vorausging.

Abstract

In a doline near Wiesbaden a fossil argillic B horizon of Late-Glacial age lies above Young-Pleistocene loess. It is cut by a discordance. Above this lies brown loess loam with pumice tephra from the

Laacher See volcano (Alleroed). The loess loam supports a chernozem (¹⁴C-date cal. 5500 BC). On top of that lies colluvial material with two B horizons.

The profile is remarkable for the rea-

son that here in this place a luvisol developed before the chernozem and this is contradictory to the prevailing understanding.

Inhaltsverzeichnis

1. Problemstellung (A. SEMMEL)	61
2. Profilaufbau (A. SEMMEL)	63
3. Dünnschliff-Untersuchungen (T. POETSCH)	65
4. Datierung der Sedimente mittels optisch stimulierter Lumineszenz (A. HILGERS)	68
5. Zusammenfassende Diskussion der Ergebnisse (A. SEMMEL)	69
6. Schriftenverzeichnis	70

1. Problemstellung (A. SEMMEL)

Sieht man von Ausnahmen (ROGAAR et al. 1993) ab, so gilt als sehr wahrscheinlich, dass in den Randgebieten der rheinhessischen Schwarzerdelandschaft die dort verbreiteten Parabraunerden aus altholozänen Schwarzerden infolge Klimaverschlechterung im Mittel- und Jungholozän hervorgingen (u.a. ZAKOSEK 1962: 30; SEMMEL 2000a: 131). Auf einem Hang südlich Wiesbaden-Breckenheim sind unter Kolluvium mit einem kalibrierten ¹⁴C-Alter von ca. 3 000 Jahren sämtliche Über-

gangsstadien von der am Hangfuß liegenden nur schwach degradierten Schwarzerde bis zur hangaufwärts folgenden Parabraunerde ausgebildet (SEMMEL 2000a: 133 f.). Seit einiger Zeit ist an der (endgültigen) Westwand (Abb. 1) des Dyckerhoff-Steinbruchs nördlich der A 66 eine Sediment- und Bodenserie aufgeschlossen, die ein anderes Bild der Bodenentwicklung bietet.

Auf einer mit umgelagertem Jungwürmlöss gefüllten Doline

¹ Dipl.-Geogr. Alexandra Hilgers, Geograph. Institut der Universität Köln, Albertus-Magnus-Platz, D-50923 Köln

² Dr. Thomas Poetsch, Institut für Geographie der Universität Hamburg, Bundesstr. 55, D-20146 Hamburg

³ Prof. Dr. Dr. h.c. A. Semmel, Theodor-Körner-Str. 6, D-65719 Hofheim am Taunus

in den Hydrobienschichten sind Reste eines Bt-Horizontes erhalten geblieben, die von einer Schwarzerde und jüngeren Kolluvien überlagert werden. Auf den Kolluvien entstanden wiederum Parabraunerden. Demnach bildete sich bereits ein parabraunerdeähnlicher Boden mit Bt-Horizont, bevor auf neuem Sediment eine Schwarzerde entstand, der dann schließlich

die jüngsten Parabraunerden folgten. Soweit bekannt, ist bisher aus dem engeren Mitteleuropa kein vergleichbares Profil mit einer ähnlich differenzierten Bodenentwicklung beschrieben worden. Deshalb wird im Folgenden das Profil eingehender dokumentiert.

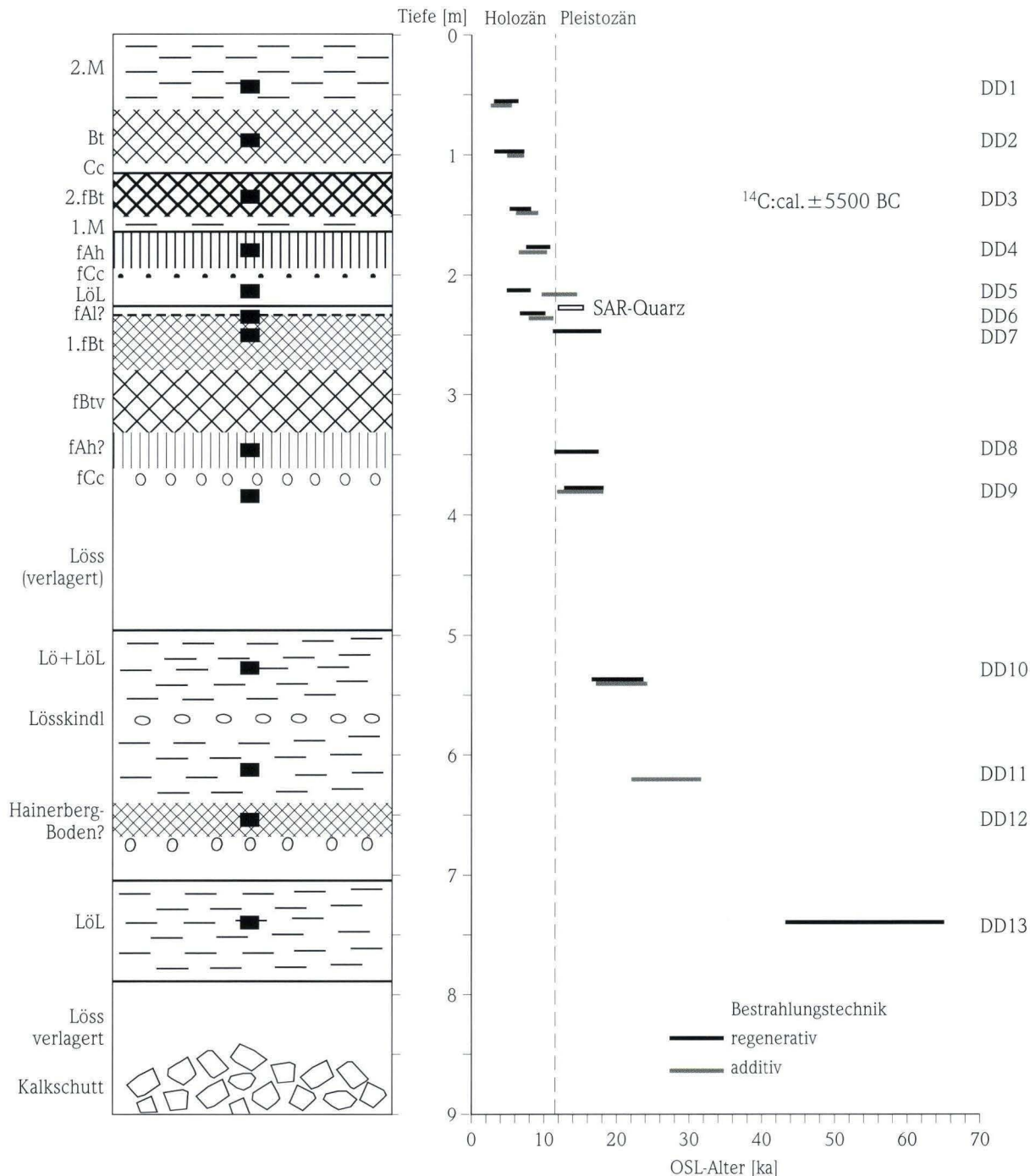


Abb. 1. Profilaufbau und OSL-Alter. Dunkle Quadrate = Probenentnahme: Löl = Lösslehm, verschwemmt oder verflossen. Wegen des häufigen Sedimentwechsels ist – abweichend von SEMMEL (2002: 172) – auf eine durchlaufende Schichtenzählung verzichtet worden. Lage des Profils: TK 25, Bl. 5915 Wiesbaden, R 34 47 80, H 55 46 78, ca. 135 m ü. NN.

2. Profilaufbau (A. SEMMEL)

Die Doline ist an der Basis ca. 4 m breit. Ihre Tiefe (von der Kalkoberfläche gemessen) beträgt 7 m. Im zentralen Teil (Abb. 1) folgt über basalem Kalkschutt zunächst grauer Löss (fragliches Äquivalent der Niedereschbacher Zone; Nomenklatur bei SCHÖNHALS et al. 1964; SEMMEL 1969) mit zahlreichen senkrechten Klüften, der von bräunlichem, sehr dichtem Löss mit Pseudomyzelien bedeckt wird. In dessen Hangendem liegt ein heller Löss, der einen 10 cm starken, bräunlichen (10YR5/4), leicht plattigen, dichten Bodenrest trägt. Letzterer enthält viel Pseudomyzel, und an seiner Basis ist ein Lösskindlhorizont (Cc) ausgebildet, dessen CaCO_3 -Konkretionen Durchmesser bis zu 5 cm aufweisen. Es handelt sich aller Wahrscheinlichkeit nach um einen Rest des mittelwürmzeitlichen Hainerberger (Lohner) Bodens. Über dem hangenden 15 cm mächtigen grauen (10YR6-5/4) Löss stellt sich wieder eine Lage von bräunlicherem, dichterem Löss ein, den nur eine Lösskindllage vom hangenden Löss ähnlicher Fazies trennt, in dem zahlreiche Lösskindl liegen. Dieses offensichtlich verlagerte Substrat darf wohl als umgelagertes Material des Hainerberger Bodens gelten. Darüber folgt heller, ebenfalls verlagerter (verschwemmter) Löss.

Tab. 1. Korngrößen (Gewichts-%).

	T	fU	mU	gU	fS	mS	gS
2.M	20,1	5,9	16,8	40,1	9,0	5,8	2,3
Bt	30,7	8,7	15,7	27,0	8,9	5,0	4,0
2.fBt	31,7	10,1	17,3	31,5	7,0	2,1	0,4
fAh	21,0	17,4	21,9	28,7	8,5	2,2	0,4
LöL	12,5	14,6	23,7	36,1	10,3	2,6	0,5
fAl?	7,2	10,9	25,3	48,7	4,8	2,0	1,1
1.fBt	20,5	8,7	23,1	43,2	3,2	0,9	0,5
fBtv	20,7	6,4	22,2	46,7	3,6	0,4	0,0
fAh?	14,4	6,7	22,4	50,9	12,7	0,5	0,0
Löss	11,0	7,2	23,9	51,9	6,5	0,5	0,0
H1	9,6	5,1	15,3	55,9	13,7	0,2	0,3
H2	15,6	5,4	14,9	50,9	12,7	0,5	0,0
H3	11,4	5,0	16,1	56,8	10,0	0,7	0,0

	Organ. Substanz	Fed	Feo	Feo/Fed
2.M	0,52	0,70	0,083	0,12
Bt	0,43	0,72	0,088	0,12
2.fBt	0,45	0,81	0,080	0,10
fAh	0,67	0,86	0,119	0,14
LöL	0,35	0,82	0,083	0,10
fAl?	0,20	0,70	0,059	0,09
1.fBt	0,19	0,79	0,048	0,06
fBtv	0,19	0,68	0,028	0,04
fAh?	0,23	n.b.	n.b.	n.b.
H1	0,19	0,57	0,011	0,02
H2	0,27	0,62	0,013	0,02

H1 = hellerer (10YR6-5/4) Löss; H2 = etwas dunklerer (10YR5/4) Löss unter H1, vermutlich Rest des Hainerberger (Lohner) Bodens; H3 = Liegendes von H2.

Organ. Substanz und Fe-Gehalte in Gewichts-%; Bestimmung organ. Substanz: kolorimetrisch; CaCO_3 -Gehalte (SCHEIBLER) oberhalb fAh?-Horizont < 1,5%, sonst bis 15%.

Die gesamte, stark kalkhaltige (maximal 15 % CaCO_3) Folge ist zweifellos als Jungwürmlöss anzusehen, der überwiegend verschwemmt und mit Lösslehm vermischt wurde. Übereinstimmend damit steht das im Dünnschliff erkennbare Fehlen von Fein-Karbonat. Für die zeitliche Einstufung spricht, abgesehen von der bodenstratigraphischen Zuordnung, dass in einem früheren Abbaustadium Reste des Eltviller Tuffes (ca. 20 ka) im oberen hellen Löss zu beobachten waren (SEMMEL 2002: 169) und dass die Lumineszenzdatierung mit 14–55 ka gleichfalls entsprechende Alter lieferte (Abb. 1). Es kann sich also bei dem auf diesem Löss entstandenen Boden nicht um eine ältere interglaziale oder interstadiale Bildung handeln.

Im Hangenden des Lösses folgt über einer Lösskindllage schwach humoser (0,23 %, Tab. 1), sekundär schwach kalkhaltiger Lösslehm (fAh? auf Abb. 1) von maximal 40 cm Mächtigkeit, der teilweise braunfleckig ist. Es könnte sich hierbei um Relikte des E4-Nassbodens handeln, der bekanntlich im Vergleich zu den anderen Jungwürm-Nassböden deutlich humoser ist. Doch liegt wegen der Braunfleckigkeit die Annahme näher, dass es sich um Reste einer schwachen parautochthonen Schwarzerdebildung handelt, die synsedimentär ähnlich den altwürmzeitlichen Mosbacher Humuszonen entstand (SEMMEL 1999: 126) und als tiefster Teil von einer späteren kräftigeren Bodenbildung nicht mehr erfasst wurde.

Diese kräftigere Bodenbildung äußert sich vor allem in einem 120 cm mächtigen braunen (7,5YR5/4) B-Horizont (1.fBt und fBtv auf Abb. 1) grobpolyedrisch-prismatischen Gefüges mit kräftig-braunen (7,5YR4/6) Tontapeten auf den Aggregaten, die im unteren Teil (fBtv) schwächer werden. Der Tongehalt ist indessen durchgehend mit gut 20 % (Tab. 1) sehr gering im Vergleich zu den heutigen Oberflächen-Parabraunerden, deren Bt-Horizonte 30–35 % Ton aufweisen (BARGON 1967: 37 f. und 44 f.). Die Dünnschliffuntersuchungen zeigen nur wenig orientierte Tonsubstanz. Vereinzelt schwärzliche Tonbeläge können außerdem aus dem hangenden humosen Substrat stammen.

Der Bt-Horizont wird von einer Diskordanz gekappt, die in einem seichten Dellentälchen beidseitig vom tertiären Kalk über die Doline hinweggreift, und die die obersten Teile des Bt-Horizontes stellenweise abgetragen hat. Partiiell ist allerdings noch eine weißliche grobschluffige Überpuderung auf den Bt-Aggregaten erhalten, die an sich typisch für den Al/Bt-Übergangsbereich bei Fahlerden ist. Manchmal trifft man hier auch in größerer Menge CaCO_3 -Pseudomyzelien an, deren Karbonate vermutlich aus den jüngsten hangenden kalkhaltigen Kolluvien stammen und im Staubereich über dem dichteren fBt-Horizont ausfielen.

Am Rande der Doline keilen auch die unteren Teile des Bodens aus. Insgesamt hat der fB-Horizont hier offensichtlich eine geringere Entwicklungstiefe als im Dolinenzentrum gehabt. Der fBtv-Horizont ist weniger mächtig und der fBt – soweit

Tab. 2. Schwermineralgehalte.

	Augit	Epidot	Granat	grüne Hornbl.	braune Hornbl.	Stauro-lith	Titanit	SM
2.M	23	8	2	3	52	–	3	1,4
Bt	31	3	3	4	45	1	7	1,4
2.fBt	36	2	+	1	48	–	14	1,6
fAh	30	+	+	–	61	–	8	1,3
LöL	43	1	1	+	45	+	8	1,5
fAl?	36	9	7	2	34	1	7	0,7
1.fBt	7	25	30	15	12	1	3	0,5
fBtv	2	50	22	16	1	2	1	0,3
Löss	3	38	35	12	3	3	1	0,3

Korn-% im Schwermineralgehalt des Feinsandes. Nicht aufgeführt sind jeweils geringe (1–2 %) Gehalte von Rutil, Turmalin und Zirkon.

SM = Gewichts-% des Schwermineralgehaltes im Feinsand

Analytikerin: Dipl.-Geogr. M. GUDDAT-SEIPEL

noch vorhanden – etwas toniger. Dabei bleibt zu berücksichtigen, dass das Ausgangssubstrat hier im Randbereich der Doline weniger stark verlagert wurde, also mehr die Eigenschaften eines primären Lösses aufweist.

Eine stellenweise 5–10 cm starke hellbraune Schlufflage (fAl? auf Abb. 1) bildet (mit Unterbrechungen) die Basis der Hangendschichten. Sie enthält möglicherweise Al-Material, das zu dem liegenden Bt-Horizont gehörte, später aber verlagert wurde. Ihr Tongehalt ist mit knapp 7 % (Tab. 1) ungewöhnlich niedrig. Der Verdacht, dass hier nicht nur Al-, sondern auch neues Sediment vorliegt, wird durch verschiedene andere Befunde bestätigt. Im Dünnschliff sind plötzlich viele Minerale des Laacher Bimstufes vertreten. Der Schwermineralgehalt im Feinsand (Tab. 2) steigt an. Noch deutlicher gilt

das für den hangenden braunen Lösslehm (LöL auf Abb. 1). Hier bestehen drei Viertel der Schwerminerale aus Augit, Brauner Hornblende und Titanit, den typischen Vertretern des allerödzeitlichen Laacher Bimstufes. Dessen großen Anteil zeigt auch das Anwachsen des Kalium- und Thoriumgehaltes (Tab. 3). Zugleich verringern sich oberhalb des 1.fBt-Horizontes die Lumineszenzalter deutlich.

Der braune Lösslehm enthält vereinzelt bereits unter dem Binocular erkennbare winzige Bröckchen mit Resten kräftig brauner Tonhäutchen. Wahrscheinlich handelt es sich um verlagertes Material des – weiter aufwärts abgetragenen – 1.fBt-Horizontes.

Über dem braunen Lösslehm liegt ein 40 cm mächtiger Rest einer dunkelbraunen (10YR3/4) Schwarzerde (fAh auf Abb. 1) mit Cc-Horizont (Pseudomyzelien). Dieser Bodenrest weist mit 0,14 das höchste Feo/Fed-Verhältnis und mit 0,67 % den höchsten Gehalt an organischer Substanz im gesamten Profil auf (Tab. 1). Eine schwache Verbräunung, die krümelig-polyedrische Struktur und Tonbeläge lassen sich als Merkmale von Degradation deuten.

Die Huminsäuren des Schwarzerderestes haben ein ¹⁴C-Alter von cal. 5630 bis 5435 BC (Probe Hv 23 839), ein Alter, das sich widerspruchslos der zitierten Auffassung einfügt, wonach die postglazialen Schwarzerden dieses Gebietes vorwiegend borealer Entstehung sind, die später degradierten. Die Lumineszenzalter des anorganischen Substrates der Schwarzerde und des fAl? betragen ca. 9 ka (Tab. 3). Die Lumineszenzalter des dazwischen liegenden Lösslehms, der die höchsten Gehalte von Laacher Bimstoff hat, differieren sehr stark. Die

Tab. 3. Ergebnisse der Lumineszenzdatierung: Parameter der Dosisleistungsberechnung, Ergebnisse der Paläodosismessung und resultierende OSL-Modellalter.

Labor-Nr.	Probe	Uran [ppm]	Thorium [ppm]	Kalium [%]	Wassergehalt ¹ [Gew.-%]	Tiefe u. GOK [m]	Dosisleistung ² [Gy ka ⁻¹]	Paläodosismessung [Gy] MAA ³	Paläodosismessung [Gy] MAR ³	OSL-Alter [ka] ² MAA ³	OSL-Alter [ka] ² MAR ⁴	OSL-Alter [ka] MAA ³	OSL-Alter [ka] MAR ⁴
C-L1028	DD1	2,78±0,31	13,3±0,7	2,37±0,12	20,2	0,6	4,63±0,31	18,0±4,2	20,8±4,8	3,89±0,94	4,50±1,08	2,8–5,3	3,2–6,1
C-L1029	DD2	2,39±0,26	14,1±0,7	2,42±0,12	19,6	1,0	4,62±0,30	24,9±2,7	22,1±6,3	5,40±0,67	4,79±1,40	4,5–6,7	3,2–6,8
C-L1030	DD3	2,20±0,24	14,7±0,7	2,66±0,13	22,5	1,5	4,66±0,29	33,6±3,3	29,6±2,6	7,21±0,83	6,35±0,68	5,9–8,6	5,3–7,5
C-L1031	DD4	1,98±0,30	15,5±0,8	2,94±0,15	26,0	1,8	4,72±0,29	39,8±5,0	42,6±2,9	8,42±1,18	9,02±0,83	6,5–10,0	7,4–10,2
C-L1032	DD5	2,10±0,23	15,4±0,8	2,63±0,13	30,7	2,2	4,32±0,27	53,9±5,6	28,3±3,1	12,5±1,5	6,55±0,82	9,4–14,0	4,9–7,4
C-L1033	DD6	3,14±0,25	13,3±0,7	2,35±0,12	23,0	2,4	4,58±0,30	43,7±4,5	38,0±3,5	9,56±1,16	8,30±0,94	7,7–11,4	6,8–9,9
							3,26±0,12	SAR ³ -Quarz: 42,9±2,0	SAR ³ -Quarz: 13,2±0,8	SAR ³ -Quarz: 13,2±0,8	SAR ³ -Qu.: 11,5–14,8		
C-L1034	DD7	3,02±0,24	13,2±0,7	2,02±0,10	21,5	2,5	4,32±0,30	k. A.	61,3±7,3	k. A.	14,2±2,0	k. A.	11,5–17,5
							3,02±0,11	SAR ³ -Quarz: 47,8±2,2	SAR ³ -Quarz: 15,8±0,9	SAR ³ -Quarz: 15,8±0,9	SAR ³ -Qu.: 14,0–18,1		
C-L1035	DD8	2,75±0,30	12,8±0,6	1,96±0,12	24,2	3,5	4,00±0,28	k. A.	58,4±3,8	k. A.	14,6±1,4	k. A.	12,0–16,9
C-L1036	DD9	2,81±0,31	10,9±0,5	1,94±0,12	22,5	3,8	3,87±0,28	57,8±9,7	59,6±2,4	15,0±1,7	15,4±1,3	12,3–17,8	13,1–17,8
C-L1038	DD10	3,09±0,25	13,0±0,7	1,56±0,12	19,3	5,4	3,99±0,31	77,2±6,2	77,0±3,3	19,3±2,1	19,3±1,7	16,4–23,8	16,8–23,2
C-L1039	DD11	3,31±0,26	11,5±0,6	1,57±0,13	17,5	6,2	3,99±0,31	95,2±6,7	–	23,9±2,5	–	20,8–29,7	–
C-L1040	DD12	2,80±0,31	10,6±0,5	1,39±0,11	16,1	6,6	3,58±0,29	k. A.	–	k. A.	–	k. A.	–
C-L1041	DDI3	2,87±0,32	11,3±0,6	1,33±0,11	20,1	7,5	3,60±0,34	–	185±16	–	51,5±6,5	–	42,7–63,7

¹ Aktueller Wassergehalt zum Zeitpunkt der Probennahme im April 2001

² Berechnung der Dosisleistung unter Berücksichtigung der aktuellen Bodenfeuchte und der Entnahmetiefe

³ MAA: Multiple-Aliquot Verfahren, Additive Bestrahlungstechnik; MAR: Multiple-Aliquot Verfahren, Regenerative Bestrahlungstechnik. SAR³-Quarz: Quarz-Einzel-Aliquot-Bestimmung

⁴ Angabe des Minimal- und Maximalalters infolge der Berechnung der Modellalter unter der Berücksichtigung einer Variation der Bodenfeuchte von 15–30 Gew.-% – keine Messung

k. A. = keine Angabe (keine Berechnung möglich)

Quarz-Einzelaliquotdatierung ergibt für das Al²-Horizont-Substrat mit ca. 13 ka noch ein pleistozänes Alter.

Über der Schwarzerde liegt brauner, humoser, schwach kalkhaltiger Lösslehm (1.M auf Abb. 1), bei dem es sich um älteres holozänes Kolluvium handeln sollte. Einmal sprechen die Dünnschliffbefunde für umgelagertes Bodensubstrat, zum anderen gleicht das Material der Füllung von in der Umgebung zu findenden mittel- bis altneolithischen Gruben (SEMMELE 2000b: 112 f.). Das Lumineszenzalter dieses Substrates von ca. 6 ka verweist gleichfalls auf Kolluvium aus dieser Zeit.

Auf diesem Kolluvium ist ein dunkler (10YR4/4) humoser Bt-Horizont (2.fBt auf Abb. 1) entwickelt, der mit 31,7 % den höchsten Tongehalt im gesamten Profil aufweist (Tab. 1). Er gleicht in dieser Hinsicht den heute in der Umgebung auf Löss anzutreffenden Bt-Horizonten. In seinem Hangenden ist ein deutlicher Cc-Horizont (Pseudomyzelien) ausgebildet, der als Beleg für eine Schichtgrenze gedeutet wird.

Das restliche ca. ein Meter mächtige Profil besteht aus einem schwächeren Bt-Horizont und einem nur wenig helleren Al-Horizont (beide 10YR4/4), die schwach sekundär aufgekalkt sind. Der Bt-Horizont enthält beachtliche 30,7 % Ton, der Al-Horizont

(2.M auf Abb. 1) mit 20–28 % Tongehalte, deren Schwankung wohl durch jüngere Beimengung von kolluvialem Material zu erklären ist.

Wenige Meter außerhalb des Profils liegt ein Kolluvium, das stärker verbräunt ist und ähnliche Merkmale wie direkt benachbarte Füllungen wahrscheinlich hallstattzeitlicher Gruben besitzt (Bestimmung der Artefakte im Dezember 2000 freundlicherweise durch Dr. E. Pachali, Landesamt für Denkmalpflege, Wiesbaden, und G. Rühl, Römisch-Germanische Kommission, Frankfurt a.M.).

Im Übrigen nimmt in den Kolluvien über dem fAh-Horizont (1.M, 2.fBt, Bt und 2.M auf Abb. 1) der Anteil von typischen „Löss-Schwermineralen“ zu (Epidot, Granat, Grüne Hornblende, Tab. 2), offensichtlich deshalb, weil nunmehr hangaufwärts bimsfreier Löss von der damaligen Bodenerosion erfasst wurde. Über der jüngsten Parabraunerde lag – inzwischen abgeschoben – geringmächtiges humoses Kolluvium, das stark kalkhaltig war, und von dem die liegende Parabraunerde schwach aufgekalkt wurde. Überdies sind auch die liegenden Profilabschnitte bis zum Löss sämtlich schwach sekundär aufgekalkt (CaCO₃-Gehalt < 1,5 %. Ausnahmen bilden die fCc-Horizonte).

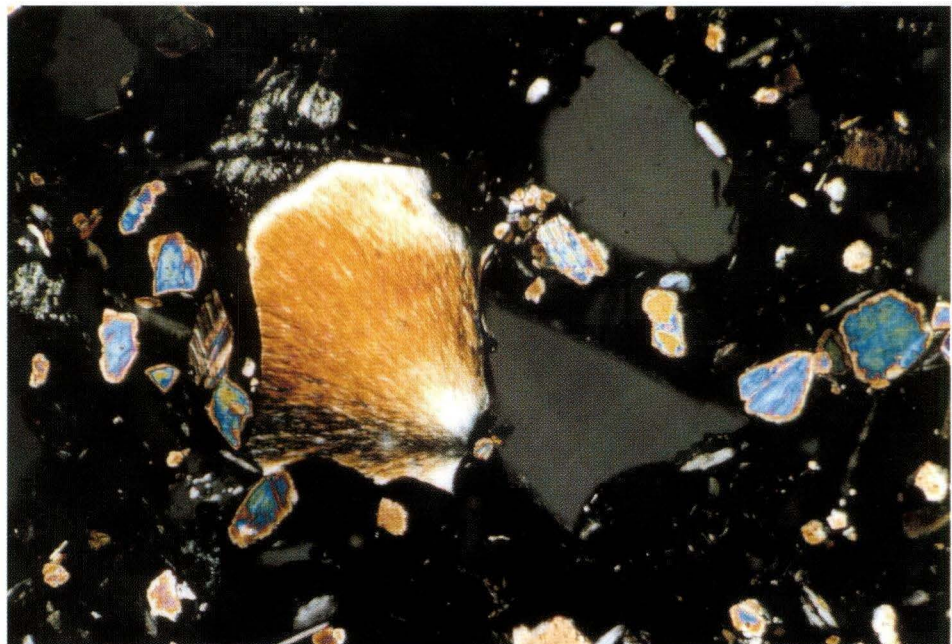
3. Dünnschliff-Untersuchungen (T. POETSCH)

Es wurden 14 Kastenproben (9 x 13 x 6,5 cm) entnommen und 30 Dünnschliffe im Normalformat (28 x 48 mm) sowie zusätzlich vier Großschliffe (47 x 47 mm) hergestellt. Die Anfertigung der Dünnschliffe erfolgte nach der von ALTEMÜLLER (1997) entwickelten und von BECKMANN (1997) ergänzten Methode.

Als wesentlicher Befund lässt sich festhalten, dass der Löss unter dem fAh²-Horizont (Abb. 1) insofern typische Merkmale eines „in situ-Lösses“ aufweist, als er entsprechende Körnung und Karbonatgehalt besitzt. Der Anteil der Carbonate ist mit schätzungsweise 15–20 Flächen-% im Dünnschliff relativ hoch. Als weitere Gefügeelemente fallen charakteristische

Abb. 2. Umgelagerter Löss unter dem 1.fBt-Horizont. Die Kalzit-Sphärolithe sind in der Grundmasse verteilt (Sphärolith links der Bildmitte). In einem Löss in primärer Lagerung sind sie dagegen überwiegend an den Innenraum der Nadelstichporen gebunden. Der abgebildete Löss ist teilweise entkalkt, die feinschluffgroßen Kalzitpartikel sind größtenteils bereits aufgelöst.

Abbildungsmaß 220 x 330 µm.



röhrenförmige, so genannte Nadelstichporen auf. Weniger als ein Viertel dieser Poren enthält saumartige Anreicherungen von feinkörnigen (Fein- und Mittelschluff) Kalzit-Partikeln. Die normalerweise in den Nadelstichporen vorkommenden Kalzit-Sphärolithe sind hier nicht in den Poren, sondern in der Grundmasse verteilt (Abb. 2). Daraus lässt sich ableiten, dass hier umgelagertes Lössmaterial vorliegt. Für die Umlagerung spricht auch das Vorkommen von transportierten kalkfreien Bodenaggregaten. Gleichfalls sind grobschluffgroße rhomboedrische Kalzitkristalle und so genannte Regenwurmkalzite zu finden. In einigen Nadelstichporen sind Tonbeläge ausgebildet, wie sie sonst für Bt-Horizonte typisch sind. Die Tonsub-

stanz stammt wohl aus dem Paläoboden im Hangenden.

Im Bt-Horizont dieses Paläobodens (1.fBt, Abb. 1) liegt die stärkste Entkalkung von allen entnommenen Proben vor. Es wurde nur eine einzige und noch dazu stark korrodierte mikroskopische Kalkkonkretion in diesem Horizont gefunden. In begrenztem Umfang sind Anlagerungen von geschichtetem Feinton an Röhrenwandungen, Kluftflächen, Korn- und Aggregatoberflächen zu beobachten (Abb. 3). Maximal ein Drittel der Nadelstichporen und ähnlicher Hohlräume weist Tonhäutchen auf. Das ist deutlich weniger als in einem voll entwickelten Löss-Parabraunerde-Bt-Horizont. Außerdem sind die Tonbeläge sehr dünn, d.h. der Verfüllungsgrad der Hohlräume ist sehr niedrig.

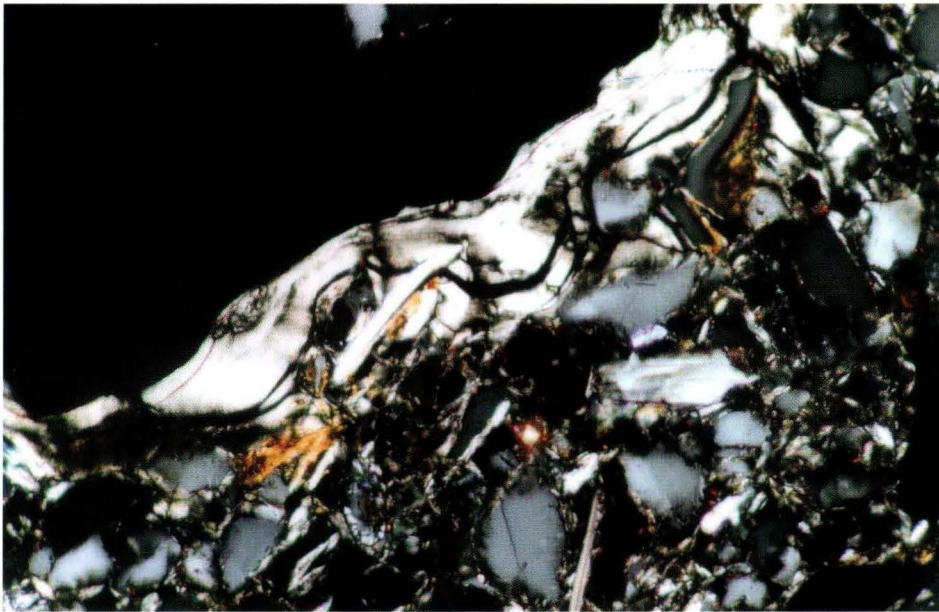


Abb. 3. Fossiler Bt-Horizont (1.fBt). Anlagerung von orientiertem Feinton an einer Kluftwand. Der Tonbelag hebt sich deutlich durch seine auffällige Orientierungs-Doppelbrechung von dem dunkel erscheinenden angrenzenden Hohlraum ab. Abbildungsmaß 220 x 330 μm .

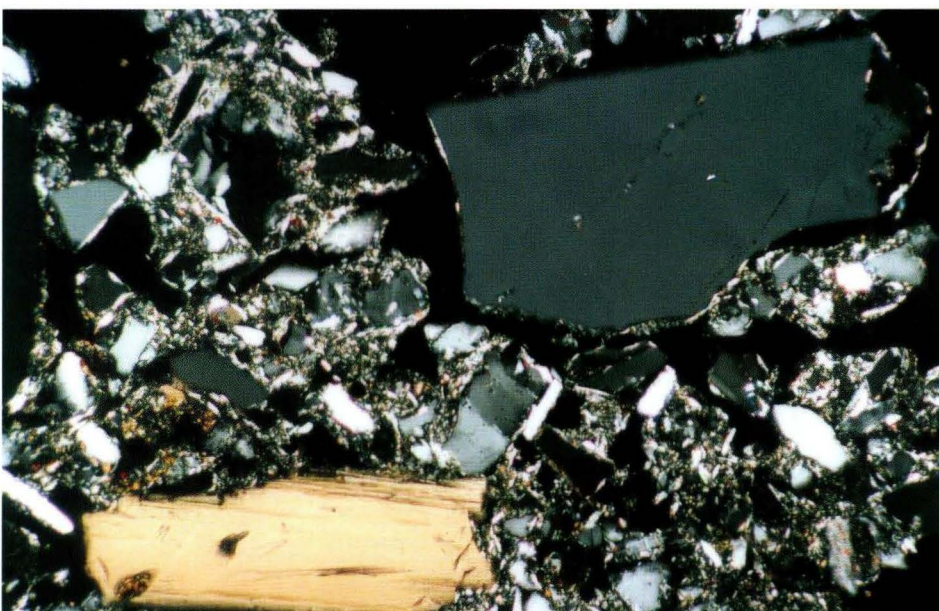


Abb. 4. fAh-Horizont. In dem Bild spiegelt sich die zweigipfelige Korngrößenverteilung des Sediments wider. In der Schluff-Fraktion dominieren die lössbürtigen, in der Sand-Fraktion die Komponenten aus dem Laacher-See-Tuff. So heben sich beispielsweise die länglich prismatische Hornblende (links unten) und der tafelige Feldspat (rechts oben) von der übrigen Grundmasse ab. Abbildungsmaß 280 x 430 μm .

Charakteristisch sind einige Fe-Flecken und -Konkretionen, die eine gewisse Staunässewirkung bezeugen. Sie treten allerdings auch in anderen Dünnschliffen des untersuchten Profils auf.

Der 1.fBt-Horizont enthält noch keine Komponenten des Laacher See-Bimstuffs. Sämtliche Schichten und Bodenhorizonte in seinem Hangenden sind dagegen durch reichlich vorhandene Bimstuff-Beimengungen gekennzeichnet.

Die vulkanische Beimengung setzt bereits deutlich im fAl?-Bereich ein. In typischer Weise ist sie auch im fAh-Horizont zu beobachten (Abb. 4). Es handelt sich um vorwiegend sandgroße Vulkaniklastika, Bruchstücke von Tonschiefern, Sandsteinen, Plagioklasen, Hornblenden, Augiten und – spurenweise – Olivinen sowie Resten von Bimsglas. Alle diese Komponenten nehmen im Dünnschliff bei vorsichtiger Schätzung etwa drei bis fünf Flächen-% ein. Geht man von einem Porenvolumen von etwa 50 % (Schätzwert) aus, so ergibt sich ein Anteil von Laacher See-Komponenten von sechs bis zehn Volumen-%, bezogen auf die Festsubstanz.

Ansonsten ist der fAh-Horizont stark, aber nicht völlig entkalkt. Charakteristisch ist, dass die Kalzit-Mikrolithe als Einzelpartikel bereits aufgelöst sind. Nur die saumartigen Karbonat-Anreicherungen blieben, wenngleich stark korrodiert, erhalten. Teilweise sind ihre Reste in das Innere der Grundmasse eingearbeitet (Bioturbation). Vereinzelt kommen sphärolithische Kalzite in den Nadelstichporen vor, allerdings in ihren räumlichen Positionen etwas verschoben und angelöst.

Wie makroskopisch, so ist auch mikroskopisch der Boden im Dünnschliff deutlich dunkel gefärbt. Es herrscht dunkle, aus Ton und organischen Kolloiden bestehende Grundmasse

vor. Sie zeigt eine ausgeprägte biogene Aggregation. Im unteren Teil des fAh-Horizontes ist die koprogene Aggregation der Bodenmasse besonders intensiv ausgebildet (Abb. 5). Auffällig sind einige feingeschichtete Tonbeläge, die sich trotz ihrer teilweisen Einarbeitung in die Grundmasse noch gut erkennen lassen. Schließlich gibt es auch hier einige, jedoch nicht sehr ausgeprägte hydromorphe Merkmale.

Die Dünnschliffe aus dem jüngsten Kolluvium (2.M auf Abb. 1) zeigen in der Grundmasse reichlich, teilweise verkohlte Pflanzenreste. Die dunkle Färbung der tonigen Grundmassebestandteile ist wahrscheinlich auf kolloidale organische Stoffe zurückzuführen. Tonhäutchen sind nur in kleinsten Spuren vorhanden, sodass sie nicht weiter berücksichtigt werden.

Wie in anderen Abschnitten des untersuchten Profils liegen auch hier Karbonate vor, teilweise – wie schon beschrieben – als ungestörte saumartige Bildungen, hauptsächlich jedoch als gestörte Formen, deren extremste Stadien bis zur dispersen Auflösung in der Grundmasse reichen. Vielfach weisen die Karbonate Korrosionsmerkmale auf. Unter den neu gebildeten Kalziten sind die vielen nadelförmigen Ausscheidungen in Aggregatzwischenräumen und anderen Hohlräumen besonders auffällig, sie stehen wohl mit biogenen Prozessen im Boden in Zusammenhang (ALTEMÜLLER 1974; BECZE-DEAK et al. 1997).

Das untersuchte Kolluvium enthält nach einer semiquantitativen Schätzung weniger größte Grobporen als die nicht umgelagerten Böden und Sedimente im Profil. Dieser Befund zeigt eine gute Übereinstimmung mit aus dem Gebiet der Hildesheimer Börde mitgeteilten Ergebnissen (TIPPKÖTTER 1979).

Ergebnisse weiterer Dünnschliff-Untersuchungen an diesem Profil findet man bei KÜHN & HILGERS (in Vorbereitung).

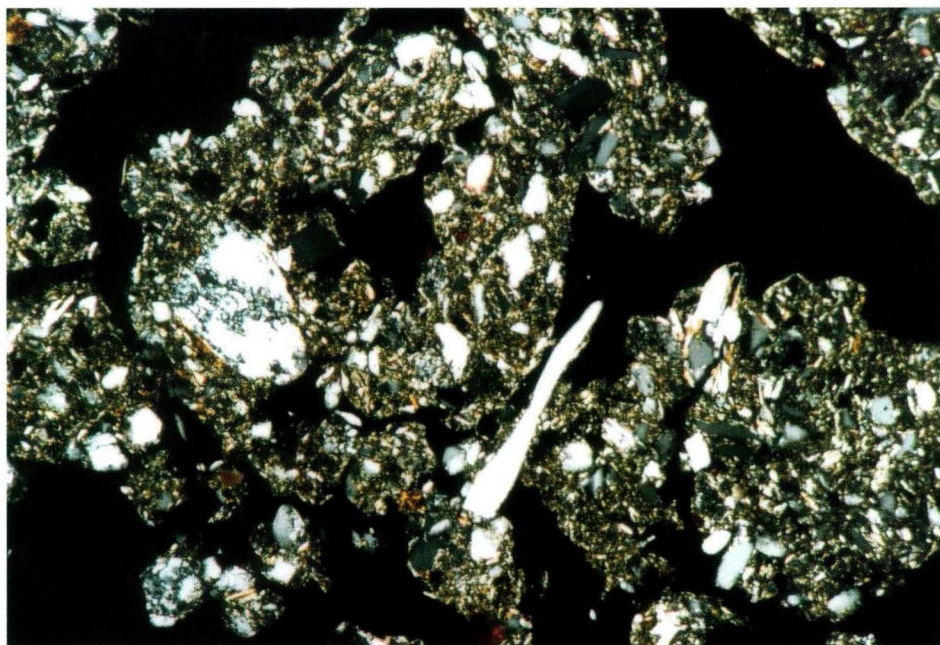


Abb. 5. Koprogene Aggregation der Bodenmasse im unteren fAh-Horizont.
Abbildungsmaß 710 x 1060 μm .

4. Datierung der Sedimente mittels optisch stimulierter Lumineszenz (A. HILGERS)

Zur chronostratigraphischen Gliederung der im Profil „Dolne Dyckerhoff“ aufgeschlossenen Sedimente wurden 13 Proben für Lumineszenzdatierungen entnommen. Mittels optisch stimulierter Lumineszenz (kurz OSL) von Mineralkörnern kann der Zeitpunkt der letzten Sonnenlichtexposition und damit die letztmalige Verlagerung von Sedimenten ermittelt werden. Das Lumineszenzalter errechnet sich dabei aus dem Quotienten der Paläodosi (oder auch Äquivalenzdosis = D_e) und der Dosisleistung (D_o). Dabei ist die Paläodosi ein Maß für die im Mineralkorn seit der letzten Belichtung akkumulierten Strahlendosis, wohingegen die Dosisleistung die natürliche ionisierende Strahlung im Sediment beschreibt. Quellen natürlicher Radioaktivität sind im Wesentlichen die Radionuklide ^{232}Th , ^{238}U , ^{235}U und deren Zerfallsprodukte, sowie ^{40}K und ^{87}Rb . Weiterhin zu berücksichtigen, wenn auch mit geringerem Ausmaß, ist der Anteil der kosmischen Strahlung, der sich aus der Tiefenlage der Probe und der Breiten- und Höhenlage des Standortes errechnet. Detaillierte Erläuterungen zu den physikalischen Grundlagen der Lumineszenzdatierungsmethode sowie zu methodischen Aspekten sind bei AITKEN (1985; 1998) zu finden.

Zur Bestimmung der Paläodosi wurden die Sedimentproben unter gedämpftem Rotlicht im Lumineszenzlabor des Geographischen Institutes der Universität zu Köln nach der Feinkorntechnik, die polymineralische Präparate im Korngrößenbereich von ca. 4–11 μm liefert, aufbereitet. Nach der Trocknung und einer anschließenden Siebung wurden die Proben mit Salzsäure, Wasserstoffperoxid und Natrium-Oxalat versetzt, um vorhandene Karbonate und organisches Material zu entfernen und Tonaggregate zu dispergieren. Die Korngrößenfraktionierung zur Anreicherung der Datierungsfraction von 4–11 μm erfolgte durch mehrmaliges Schlämmen in Atterberg-Zylindern.

Zur Herstellung der Teilproben (Aliquots) wurden Aluminium-Plättchen mit einem Durchmesser von 1 cm und einer Materialstärke von 0,5 mm verwendet. Das Probenmaterial (je Aliquot ca. 3 mg) wurde in Suspension (Aceton) auf die Aluminiumträger aufpipettiert. Mit Ausnahme der Proben DD11 bis DD13, bei denen nur ein Messverfahren angewendet wurde, sind je Probe 80 Aliquots präpariert worden.

Die Bestimmung der Paläodosi erfolgte nach dem Multiple-Aliquot-Verfahren (AITKEN 1985; 1998). Dazu wurde jeweils ein Probensatz additiv und ein zweiter im Anschluss an eine künstliche Nullstellung (16 Stunden künstliche Belichtung) regenerativ mit einer ^{60}Co -Quelle bestrahlt. Nach der Bestrahlung wurden die Proben für vier Wochen bei Raumtemperatur gelagert und anschließend bei 150 °C für 16 Stunden vorgeheizt, um instabile Signalkomponenten zu eliminieren. Die IRSL-Messungen (IRSL = „Infrared stimulated luminescence“, hier verwendet: 880 \pm 80 nm) erfolgten an einem Lumineszenzmessgerät des Typs Risø TL-DA-15. Zur Berechnung der in

Tab. 3 zusammengefassten Paläodosiwerte wurde jeweils das Messintegral 0–20 s verwendet, wobei im Falle der additiv bestrahlten Probenreihen das Integral der letzten 20 Sekunden der Ausleuchtzeit von insgesamt 70 Sekunden als so genanntes „Spätes Leuchten“ abgezogen wurde, um den Einfluss schwer bleichbarer Signalkomponenten zu minimieren (AITKEN & XIE 1992; LANG & WAGNER 1997).

Zur Berechnung der Dosisleistung wurden die Radionuklidgehalte im Sediment mittels Neutronen-Aktivierungs-Analyse (NAA) bestimmt (Durchführung der Analysen im „Becquerel Laboratory“, Sydney). Die Ergebnisse sowie die resultierenden OSL-Alter sind in Tab. 3 zusammengefasst. Die Dosisleistungswerte und die Lumineszenzalter wurden mit dem Programm „age calculation“ (revised vers. 1999) von R. GRÜN, Canberra, berechnet. Der Anteil der kosmischen Höhenstrahlung an der Gesamtdosisleistung wurde entsprechend der Probenentnahmetiefe berechnet (PRESCOTT & HUTTON 1994). Der Einfluss dieses Parameters auf die resultierenden Alter ist als gering einzustufen. So hat eine Verringerung der aktuellen Probenentnahmetiefe um 50 % nur eine Verringerung der Modellalter um ca. 1 % zur Folge. Größeren Einfluss auf die Altersberechnung hat die Variation der Bodenfeuchte. Da die Schwankung des Wassergehaltes der Sedimente für den gesamten Ablagerungszeitraum abgeschätzt werden muss, stellt dieser Faktor einen wesentlichen Unsicherheitsfaktor in der Altersberechnung dar. In Tab. 3 ist daher auch der maximale Altersbereich angegeben, der sich ergibt unter der Annahme einer Variation des Wassergehaltes von 15 (Minimalalter) und 30 Gewichts-% (Maximalalter).

Der Vergleich der OSL-Alter, die nach der additiven und der regenerativen Methode bestimmt wurden, zeigt lediglich im Falle der Probe DD5 einen signifikanten (im 2σ -Bereich) Unterschied beider Ergebnisse. Weitergehende Untersuchungen an der polymineralischen Feinkornfraktion dieser Probe deuten ebenso wie das mittels der „Multiple-Aliquot-Regenerationsmethode“ erzielte Resultat von $6,55 \pm 0,82$ ka auf eine holozäne Sedimentation hin.

Dieses Ergebnis steht zunächst im Widerspruch zu SEMMEL (2002: 170), der die Sedimente im Hangenden des 1. fBt-Horizontes in die Jüngere Tundrenzeit stellt. Hierfür spricht neben typischen Merkmalen einer Fließerde vor allem das im Profil erstmals deutliche Hervortreten von Laacher Bimstuff im fAl? (vgl. Tab. 2). Um zu klären, ob Beimengungen von Feldspäten vulkanischen Ursprungs hier zu einer Altersunterschätzung bei der Lumineszenzdatierung geführt haben könnten, wurden exemplarisch für die Proben DD7 aus dem oberen Teil des 1. fBt und DD6 aus dem fAl?-Horizont noch OSL-Datierungen an der Quarzfraction durchgeführt. Obwohl auch das polymineralische Feinkornmaterial Quarz enthält, dominiert bei der Lumineszenzdatierung das wesentlich lichtintensivere Feldspat-Lumineszenzsignal. Bei der Grobkorntechnik hingegen

wird ein monomineralisches Datierungspräparat gewonnen (u.a. AITKEN 1998). Durch Siebung, Dichtentrennungen ($2,62$ und $2,68 \text{ g/cm}^3$) und Ätzen in 40%-iger Flußsäure wurde im Zuge der Probenaufbereitung (weitere Details in RADTKE et al. 2001) ein Quarzpräparat im Korngrößenbereich von ca. $100 \mu\text{m}$ gewonnen, für das aufgrund von Testmessungen Verunreinigungen mit Feldspäten ausgeschlossen werden können. Die Bestimmung der Paläodosise erfolgte nach dem „Single-Aliquot-Verfahren“ für Quarz unter Verwendung der regenerativen Bestrahlungstechnik (MURRAY & WINTLE 2000). Die in Tab. 3 aufgeführten Paläodosiewerte geben jeweils den fehlergewichteten Mittelwert der Einzelmessungen von 23 bzw. 24 Teilproben (Aliquots) wieder.

Während für Probe DD7, die noch keine Bimsbeimengungen aufwies, das an den Quarzen ermittelte Alter von $14,2 \pm 2,0 \text{ ka}$ übereinstimmt, zeigt sich bei Probe DD6 ein signifikanter Unterschied. Nach der Datierung der Quarze auf ca. $13,2 \pm 0,8 \text{ ka}$ wäre das Substrat des fAl[?]-Horizontes im ausgehenden Spätglazial abgelagert worden, was in guter Übereinstimmung mit dem erstmaligen Auftreten des Laacher Bimstoffes steht, aber einen deutlichen Widerspruch darstellt zum holozänen Sedimentationsalter, das über die Feinkorndatierung ermittelt wurde. Zur abschließenden Bewertung können weitere Vergleichsstudien herangezogen werden (RADTKE et al. 2001; SEMMEL 2002), die eine Altersunterbestimmung von an Feldspäten gewonnenen OSL-Altern im Vergleich zu „Single-Aliquot-Altern“ der Quarzfraktion von bis zu 25 % zeigten. In beiden Fällen diente der Laacher Bimstoff in den beprobten Sedimenten als unabhängiger chronostratigraphischer Marker, muß aber zugleich aufgrund seiner Mineralzusammensetzung für die beobachteten Altersunterbestimmungen verantwortlich gemacht werden.

Die ermittelten Lumineszenzalter zeigen eine kontinuierliche Alterszunahme mit zunehmender Profiltiefe und belegen eine mehrphasige Ablagerung der beprobten Sedimentabfolge. Die älteste Phase wird dabei durch Probe DD13 repräsentiert, die die Lössablagerung hier auf ca. $52 \pm 7 \text{ ka}$ datiert. Für die im Hangenden entnommenen Probe DD12 konnte kein OSL-Alter ermittelt werden, da die Auswertung der Lumineszenzmessung keine zuverlässige Paläodosiseberechnung zuließ. Die OSL-Alter der Proben DD10 und DD11 datieren die Umlagerung der beprobten Schwemmlöse in das ausgehende Ple-

iglazial (ca. 19 ± 2 und $24 \pm 3 \text{ ka}$). Diese beiden Sedimentationsphasen im Mittelwürm und Pleniglazial stützen die Vermutung, dass es sich bei dem zwischen den mit DD11 und DD13 beprobten Sedimenten aufgeschlossenen Bodenrest um den Hainerberger Boden handeln könnte, ein Äquivalent des Lohner Bodens, dessen Genese in das Denekamp-Interstadial zu stellen ist.

Der Löss, in dem der 1.fBt-Horizont ausgebildet ist, ist spätglazialen Alters, worauf die OSL-Daten der Proben DD7 und DD9 hindeuten. Eine erneute, noch über Sedimente belegte Akkumulationsphase setzte sehr wahrscheinlich noch im Spätglazial an der Wende Alleröd/Jüngere Dryas ein, worauf das für Probe DD6 ermittelte OSL-Alter an Quarzen von ca. $13,2 \pm 0,8 \text{ ka}$ und das Auftreten des Laacher Bimstoffes hindeuten. Vorausgesetzt, die Lumineszenzalter bestimmen hier die letztmalige Sedimentverlagerung, ergibt sich für die aufgeschlossene gekappte fossile Parabraunerde ein Bildungszeitraum, der vermutlich die Chronozonen des gesamten Spätglazials bis in die Jüngere Tundrenzeit hinein umfaßt, in der es schließlich nach vorausgegangener Kappung zur Überdeckung der Parabraunerde kam. Im Bereich der Entnahme der Probe DD4 (Sedimentationsalter $8,4 \pm 1,2$ beziehungsweise $9,0 \pm 0,8 \text{ ka}$) ist die fossile Schwarzerde entwickelt, deren Genese durch eine ¹⁴C-Datierung auf rund cal. 7500 BP datiert wird. Die Ablagerung der Sedimente im Hangenden des fAh-Horizontes datiert vermutlich noch in das ausgehende Atlantikum (Probe DD3). Demnach wäre die Genese der Schwarzerde in Übereinstimmung mit der ¹⁴C-Datierung in das Atlantikum zu stellen. Die Sedimentation des obersten Profilabschnittes (Proben DD1 und DD2) erfolgte im Subboreal.

Wie der methodische Vergleich für die Proben DD6 und DD7 gezeigt hat, sind deutliche Altersunterschätzungen für die Proben mit Bimsbeimengungen nicht auszuschließen. Daher sollten die Daten der Proben DD1 bis DD5 ebenfalls entsprechend überprüft werden, können zunächst aber als Mindestalter für die einzelnen Sedimentationsphasen gesehen werden. Die Übereinstimmung beider Datierungsergebnisse im Fall der bimsfreien Probe DD7 stützt die bislang ermittelten Daten für die Proben im Liegenden des 1.fBt. Für weitere messtechnische Angaben und Details sei auf KÜHN & HILGERS (in Vorbereitung) verwiesen.

5. Zusammenfassende Diskussion der Ergebnisse (A. SEMMEL)

Als sicher darf gelten, dass die Dolinenfüllung unter dem 1.fBt-Horizont (Abb. 1) jungpleistozänen Alters ist und vor allem umgelagerten Jungwürmlöss enthält. Zeitlich eingrenzen lässt sich auch die Bildung des fossilen B-Horizontes (1.fBt). Die Annahme (SEMMEL 2002: 170), es handele sich bei dessen hangendem Substrat (fAl[?]) um eine jungtundrenzeitliche

Fließerde, die das spätglaziale Alter des 1.fBt belegen würde, bestätigen die nunmehr vorliegenden Quarz-Einzeliquotdatierungen. Indessen sollte man die Sicherheit von Lumineszenzdatierungen nicht überschätzen (vgl. dazu RADTKE & JANOTTA 1998). Immerhin gibt es im vorliegenden Fall keine Unstimmigkeiten zwischen Geländebefund und Quarz-Einzeli-

quotdatierung. Jedoch ist nicht absolut auszuschließen, dass das Substrat des A1? antropogenes Kolluvium frühholozänen Alters ist.

Insgesamt bleibt festzuhalten, dass in dem vorstehend erörterten Profil eine Bodenabfolge besonderer Differenzierung vorliegt. Einer jungpleistozänen Löss-Einschwemmung folgte im Mittelwürm die Bildung des interstadialen Hainerberger (Lohner) Bodens. In dessen Hangendem finden sich hangaufwärts abgetragene Reste dieses Bodens, die mit Löss vermischt wurden. Die Sedimentation endete wahrscheinlich mit der Entwicklung von schwachen parautochthonen „Schwarzerden“, die später zu einer Parabraunerde degradierten. Diese wurde gekappt. Als Ursache dafür kommen entweder (sehr wahrscheinlich) klimatische Änderungen (Jüngere Tundrenzeit) oder (wenig wahrscheinlich) anthropogene Eingriffe (Bodenerosion) in Frage. Mit letzteren ist im Rhein–Main-Gebiet bereits vor gut 8 000 Jahren zu rechnen (SEMMEL 1995; Widerspruch durch STÄUBLE 1995). Erst danach bildete sich auf neu sedimentierten Kolluvien im untersuchten Profil eine Schwarzerde (fAh), die im Atlantikum bereits Merkmale einer leichten Degradation aufwies. Der Dünnschliff dieses Bodens zeigt, dass neben jüngeren, gut erhaltenen Toncutanen auch Reste von älteren – in das Ausgangssubstrat eingearbeiteten – vorliegen, die aus einem erodierten Bt-Horizont stammen. Im Hangenden der Schwarzerde entstanden auf jeweils neu sedimentierten Kolluvien noch zwei weitere Parabraunerden unterschiedlicher Intensität.

Eine bodengeschichtliche Wertung des Profils darf nicht die Ausnahmesituation außer Acht lassen, die die Doline geboten hat. Eine überdurchschnittliche Wasserzufuhr ist selbst heute noch gegeben. Sie hat noch stärker auch in der Vergangenheit

die Boden- und Sedimententwicklung geprägt. Nicht nur die Einspülung von Sediment und dessen Verwitterung wurden dadurch beeinflusst, sondern auch die Tonverlagerung, vor allem auf Klüften der Dolinenfüllung. Dennoch lässt der Gesamtbefund nicht die Annahme zu, fAh, LÖL, fA1? und 1.fBt seien durch solche Vorgänge als bodengenetische Einheit gebildet worden, also eigentlich nur eine stark degradierte Schwarzerde (Schwarzerde-Parabraunerde).

Nicht klar zu beantworten ist die Frage, welcher Boden in der Umgebung der Doline zur Zeit der 1.fBt-Bildung vorlag. Üblicherweise findet man heute etwa in der Wetterau in den tieferen Lagen Schwarzerden, auf den benachbarten Hängen dagegen Parabraunerden. Diese Differenzierung wird mit verstärkter Karbonatzufuhr und dadurch bedingter besserer Erhaltung der Schwarzerden in den tieferen Hanglagen erklärt (SABEL 1982: 86). Mit ähnlichen Verhältnissen war auch während der Degradationsphasen der Schwarzerden in der Wiesbadener Umgebung zu rechnen (SEMMEL 2000a: 133 f.). Im untersuchten Profil liegt hingegen die Parabraunerde gerade im tiefsten Teil des Reliefs. Sollte die deutliche Umlagerung, verbunden mit teilweiser Strukturzerstörung, Lösslehm-Beimischung und Entkalkung des Lösssubstrates in der Doline die Ursache dieser Abweichung sein? Der CaCO₃-Gehalt ist beispielsweise im Löss außerhalb der Doline mit 25–30 % doppelt so hoch wie im Dolinensediment. Ob außerhalb der Doline statt der Parabraunerde Schwarzerden entwickelt waren, ist nicht sicher nachzuweisen. In den hangenden Substraten des 1.fBt-Horizontes gibt es dafür keinen Hinweis.

Danksagung: Der Dyckerhoff Zement GmbH, Wiesbaden, danken wir für die Arbeitserlaubnis im Steinbruch nördlich der A 66.

6. Schriftenverzeichnis

- AITKEN, M. J. (1985): Thermoluminescence Dating. – Academic Press: 359 S.
- AITKEN, M. J. (1998): An Introduction to Optical Dating – The Dating of Quaternary Sediments by the Use of Photon-stimulated Luminescence. – Oxford University Press: 267 S.
- AITKEN, M. J. & XIE, J. (1992): Optical Dating using infrared diodes: young samples. – Quat. Sci. Rev., **11**: 147–152; Amsterdam.
- ALTEMÜLLER, H.-J. (1974): Mikromorphologische Untersuchungen am Lößprofil südlich Ostheim, Kreis Hanau. – Rhein–Main. Forsch., **78**: 121–126; Frankfurt a.M.
- ALTEMÜLLER, H.-J. (1997): Polarisations- und Phasenkontrastmikroskopie mit dünnen Bodenschliffen. – Hohenheimer bodenkdl. Hefte, **40**: 21–88; Stuttgart.
- BARGON, E. (1967): Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen 1 : 25 000, Blatt 5915 Wiesbaden. – 118 S.; Wiesbaden.
- BECKMANN, T. (1997): Präparation bodenkundlicher Dünnschliffe für mikroskopische Untersuchungen. – Hohenheimer bodenkdl. Hefte, **40**: 89–105; Stuttgart.
- BECZE-DEAK, J., LANGOHR, R. & VERRECHIA, E. P. (1997): Small scale secondary CaCO₃ accumulation in selected section of the European loess belt. – Geoderma, **76**: 221–152; Amsterdam.
- KÜHN, P. & HILGERS, A. (i. Vorber.): The potential of combined Micromorphology and Luminescence dating studies for the resolution of multiphase Late Glacial/Holocene pedogenesis – a case study from the main-Taunus area, Germany.
- LANG, A. & WAGNER, G. A. (1997): Infrared stimulated Luminescence dating of Holocene colluvial sediments using the 419 nm emission. – Quat. Sci. Rev., **16**: 393–396; Amsterdam.
- MURRAY, A. S. & WINTLE, A. G. (2000): Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. – Radiation Measurements, **32**: 57–73, Amsterdam.
- PRESCOTT, J. R. & HUTTON, J. T. (1994): Cosmic ray contributions to dose rates for Luminescence and ESR Dating: large depths and long-term variations. – Radiation Measurements, **23**: 497–500.
- RADTKE, U. & JANOTTA, A. (1998): Ein Beitrag zur Beurteilung der Aussagekraft von Lumineszenzaltern für die Datierung von spätpleistozänen und holozänen Dünen anhand des Laacher See-Tuffes (12 900 J.v.h.). – Kölner geogr. Arb., **70**: 1–18.
- RADTKE, U., JANOTTA, A., HILGERS, A. & MURRAY, A. S. (2001): The potential of OSL and TL for dating Lateglacial and Holocene dune sands tested with independent age control of the Laacher See tephra (12 880 a) at the Section „Mainz-Gonsenheim“. – Quat. Sci. Rev., **20**: 719–724; Amsterdam.
- ROGAAR, H., LOTHAMMER, H. PLAS, L. V. D., JONG-

- MANS, A. G. & BOR, J. (1993): Phaeozem and Luvisol Development in relation to relief and climate in Southwest Rheinhessen, Germany. – Mainzer geowiss. Mitt., **22**: 227–246; Mainz.
- SABEL, K.-J. (1982): Ursachen und Auswirkungen bodengeographischer Grenzen in der Wetterau. – Frankfurter geowiss. Arb., **D 3**: 116 S.
- SCHÖNHALS, E., Rohdenburg, H. & Semmel, A. (1964): Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlößgliederung in Hessen. – Eiszeitalter und Gegenwart, **15**: 199–206; Öhringen.
- SEMMELE, A. (1969): Bemerkungen zur Würmlößgliederung im Rhein–Main-Gebiet. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **97**: 395–399; Wiesbaden.
- SEMMELE, A. (1995): Bodenkundliche Hinweise auf Ackernutzung und intensive Bodenerosion um 8 000 BP im Rhein–Main-Gebiet. – Archäol. Korrespondenzbl., **25**: 157–163; Mainz.
- SEMMELE, A. (1999): Die paläopedologische Gliederung des älteren Würmlösses in Mitteleuropa. – Z. geol. Wiss., **27**: 121–133; Berlin.
- SEMMELE, A. (2000a): Holozäne Umweltentwicklung im Spiegel der Böden. – Rundgespräche Komm. Ökol., **18**: 129–136; München.
- SEMMELE, A. (2000b): Zum oberflächennahen Untergrund entlang der ICE-Trasse Köln/Rhein–Main im Taunusvorland. – Geol. Jb. Hessen, **128**: 107–114; Wiesbaden.
- SEMMELE, A. (2002): Hauptlage und Oberlage als umweltgeschichtliche Indikatoren. – Z. Geomorph., N.F., **46**: 167–180; Berlin/Stuttgart.
- STÄUBLE, H. (1995): Archäologischer Kommentar zu ¹⁴C-Daten von altholozänen Böden im Rhein–Main-Gebiet. – Archäol. Korrespondenzbl., **25**: 165–168; Mainz.
- TIPPKÖTTER, R. (1979): Nachweis und Verbreitung von Schwarzerde-Kolluvien im westlichen Teil der Braunschweig–Hildesheimer Börde. – Diss. TU Hannover, 204 S.
- ZAKOSEK, H. (1962): Zur Genese und Gliederung der Steppenböden im nördlichen Oberrheintal. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **37**: 46 S.; Wiesbaden.

Manuskript eingegangen am 12.11.2002, angenommen am 27.11.2002

DIETRICH RAMBOW¹ & FRANK LEMMER²

Zur Genese der Tertiärsenken südöstlich von Kassel – Tektonik oder Subrosion ?

Kurzfassung

Ausgehend von der Geologischen Karte 1 : 25 000 (GK 25) von Hessen, Bl. 4723 Oberkaufungen, wird die Genese der Tertiärsenken südöstlich von Kassel erörtert. Nach den Faziesverhältnissen im Zechstein – und nur dieser kommt für Auslaugung in Betracht – liegt der

überwiegende Teil dieses Gebietes im Bereich eines größeren zechsteinzeitlichen Sulfatwalles. Mit Sulfatverkarstung kann somit gerechnet werden. Auch die Mineralwässer sind hier mit Ausnahme der Bohrung Kassel-Wilhelmshöhe sulfatisch geprägt. Die Ver-

fasser sind der Meinung, dass die Tertiärsenken südöstlich von Kassel tektonischen Ursprungs sind. Sie schließen jedoch eine tiefere Gipsverkarstung mit entsprechenden, kleinräumigen Subrosionserscheinungen nicht aus.

Abstract

The genesis of the tertiary basins which are represented on the Geological Map of Hesse, scale 1 : 25 000, sheet 4723 Oberkaufungen and its vicinity, is discussed. Zechstein evaporates are the only possible soluble deposits here. The area is dominated by a thick sulphate deposit, due to the facies conditions of

the Zechstein formations. Sulphate karstification therefore is highly possible. The regional mineral waters are determined by sulphates, except the Sodium dominated water of the borehole Kassel-Wilhelmshöhe. Therefore, it is most probable that a narrow strip of rock salt in the Kassel area is extending from

North to South to the Kassel Graben.

The authors tend to the opinion that the tertiary basins have a primarily tectonic origin, which does not exclude a participation of deep gypsum karst and correlating subjacent karst phenomena.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	74
2. Der geologisch-tektonische Rahmen	74
3. Die Tertiärsenken	75
3.1 Die Tertiärsenke von Vollmarshausen (Vollmarshausener Graben)	75
3.2 Die Tertiärsenke Steinertfeld	77
3.3 Die Tertiärsenke des Stellberges	80
3.4 Die Tertiärsenke von Rengershausen (Baunatal)	80
3.5 Die Tertiärsenke von Ihringshausen (Fuldatal)	82
4. Subrosion	83
5. Struktur und Alter der Bruchtektonik	87
6. Zusammenfassung	87
7. Schriftenverzeichnis	88

¹ Dr. D. Rambow (e-mail: d_rambow@freenet.de), Lahnstr. 28, D-65195 Wiesbaden

² Dipl.-Geol. F. Lemmer (e-mail: mail@frank-lemmer.de), Hahnbergstr. 14, D-35043 Marburg

1. Einleitung

KUPFAHL (1981) hat auf dem Bl. 4723 Oberkaufungen der Geologischen Karte 1:25 000 von Hessen ausführlich dargestellt. Subrosionssenken sind auf der GK 25 von Oberkaufungen sowohl von Kupfahl und als auch von Rösing kartiert worden. Die unterschiedlichen Auffassungen der beiden Autoren führten zu abweichenden Darstellungen von Subrosionssenken auf der geologischen Karte und dem zugehörigen Beiblatt. Ausgehend von dieser Darstellung wird erör-

tert, in welchem Umfang Orthotektonik und mit welchem Anteil Subrosionsvorgänge an der Entstehung der mit tertiären Sedimenten gefüllten Senken beteiligt sein könnten. Ausgangspunkt sind zahlreiche, bisher nicht veröffentlichte Kernbohrungen in den Tertiärsenken von Vollmarshausen (Gemeinde Lohfelden), von Steinertfeld bei Kaufungen, von Baunatal-Rengershausen und von Fuldatal-Ihringshausen.

2. Der geologisch-tektonische Rahmen

Das Untersuchungsgebiet (Abb. 1) liegt auf der Ostflanke der Niederhessischen Tertiärsenke und der Hessischen Senke. Die Hessische Senke ist die übergeordnete Struktureinheit und bezeichnet den großen, weit nach Niedersachsen hineinreichen-

den, „rheinisch“ gerichteten Senkungsraum insbesondere im Buntsandstein. Darin ist als ein junger und räumlich eingegrenzter Senkungsraum die Niederhessische Tertiärsenke eingebettet.

Die Hessische Senke ist in Nordhessen durch eine max.

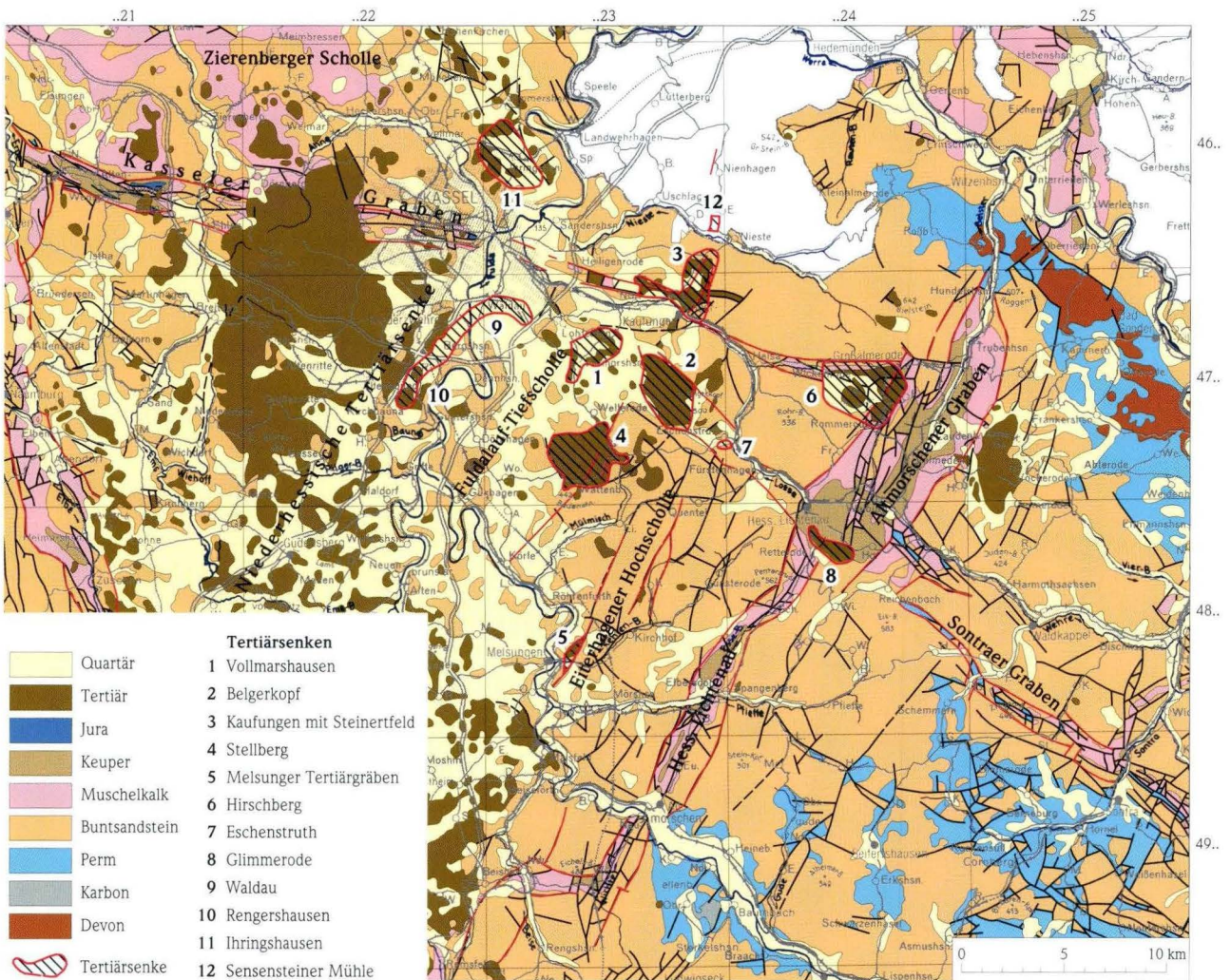


Abb. 1. Tertiärsenken in der Umgebung von Kassel.

1250 m mächtige Sedimentgesteinsabfolge des Buntsandsteins charakterisiert. Diese große syndementäre Senkung ist sicher nicht ohne tektonische Störungen zu erklären; es wurden also bereits im Buntsandstein Störungssysteme angelegt. Im höheren Perm, dem Zechstein, wird dieser Senkungsraum vorgezeichnet, wenn auch die Senkungsachse teilweise weiter westlich verläuft als zur Zeit des Buntsandsteins. Eine zweite Zeit tektonischer Unruhe liegt vor der Sedimentation des Tertiärs, hier also vor dem Eozän. Diese „saxonische Gebirgsbildung“ führte u.a. zur Bildung des Kasseler Grabens und der anderen nordhessischen Gräben. Auch die Niederhessische Tertiärsenke ist prätertiär angelegt, liegen doch die tertiären Sedimente in ihr auf mächtigem Röt (so), während sie an den Flanken, z.B. auf Bl. 4723 Oberkaufungen, auf Mittlerem Buntsandstein (sm) abgelagert wurden (RAMBOW 1969).

Das Gebiet in der Umgebung von Kaufungen zeigt die charakteristische Vergitterung der saxonischen Hauptrichtungen, z.B. im WNW–ESE gerichteten Kasseler Graben und im NNE–SSW gerichteten Kaufunger Graben sowie im Graben innerhalb der Stellberg-Mulde, der den NW-Rand der Eiterhagener Hochscholle markiert. Weiter im Osten zeichnet der rheinisch gerichtete Hessisch-Lichtenau–Altmorschener Graben als Begleitstruktur die Richtung der Hessischen Senke bzw. der Niederhessischen Tertiärsenke nach.

KUPFAHL (1981: 104–105) hat die unterschiedliche Höhenlage der Basis einzelner geologischer Einheiten bezogen auf NN errechnet und die Differenz zwischen dem südöstlichen

und dem nordwestlichen Blattgebiet dargestellt und die Absenkungen nach verschiedenen Zeitabschnitten aufgegliedert. Aus dieser Aufstellung wird deutlich,

- dass es große Einsenkungen während des Buntsandsteins gegeben hat,
- die Gesteine des Tertiärs auf verschieden alten Sedimentgesteinsabfolgen liegen,
- die Höhe der posttertiären Absenkung,
- die Absenkung sowohl an Störungen, aber in erheblichem Maße auch in Form von Schichtverkipnungen erfolgte.

Die genannten Absenkungsbeträge lassen keinen Zweifel daran, dass in allen Phasen Orthotektonik der Motor des Geschehens gewesen ist.

KUPFAHL (1981) weist auf die Abtreppung zur Niederhessischen Tertiärsenke hin: Eiterfelder Hochscholle – Fuldalauf Tiefscholle – Niederhessische Tertiärsenke.

In diesem Zusammenhang sollen neben den Tertiärsenken des Gebietes Kaufungen (Bl. 4723 Oberkaufungen) auch die westlich gelegene große Tertiärsenke von Rengershausen (Bau-natal, ST Rengershausen) (Bl. 4722 Niederrzwehren) und die Tertiärsenke von Fuldatal-Ihringshausen (Bl. 4623 Kassel Ost) betrachtet werden.

In diesem Gesamtrahmen ist das Problem Orthotektonik oder Subrosionstektonik zu sehen. Da wahrscheinlich nahezu überall Orthotektonik beteiligt ist, könnte es sich bei den Subrosionserscheinungen um eine Ergänzung, eine Übersteigerung oder Überprägung der orthotektonischen Strukturen handeln.

3. Die Tertiärsenken

3.1 Die Tertiärsenke von Vollmarshausen (Vollmarshausener Graben)

Nordöstlich des Ortsteiles Vollmarshausen der Gemeinde Lohfelden liegt eine Tertiärsenke, die bei KUPFAHL (1981) als Vollmarshausener Graben bezeichnet wird (Abb. 2). Nachdem bereits 1967 zwei Kernbohrungen in das Tertiär dieser Senke niedergebracht wurden (vgl. Bohrung 62, KUPFAHL 1981), sind 1973 und 1987 weitere Kernbohrungen abgeteuft worden (Abb. 2, 3). Darüber hinaus wurden am West-Rand der Tertiärsenke im Bereich des Vollmarshäuser Teiches zwischen dem Sandhügel und dem Röhrenweg zur weiteren Erkundung der Grenze Kasseler Meeressand/Rupelton neun Sondierungen ausgeführt. Die Kernbohrungen erreichten Teufen bis 55 m und enden im Kasseler Meeressand bzw. im obersten Rupelton. Die Basis des Rupeltons und das Unteroligozän/Eozän wurden nicht erschlossen, so dass deren Mächtigkeit aus älteren Bohrungen ermittelt wurde.

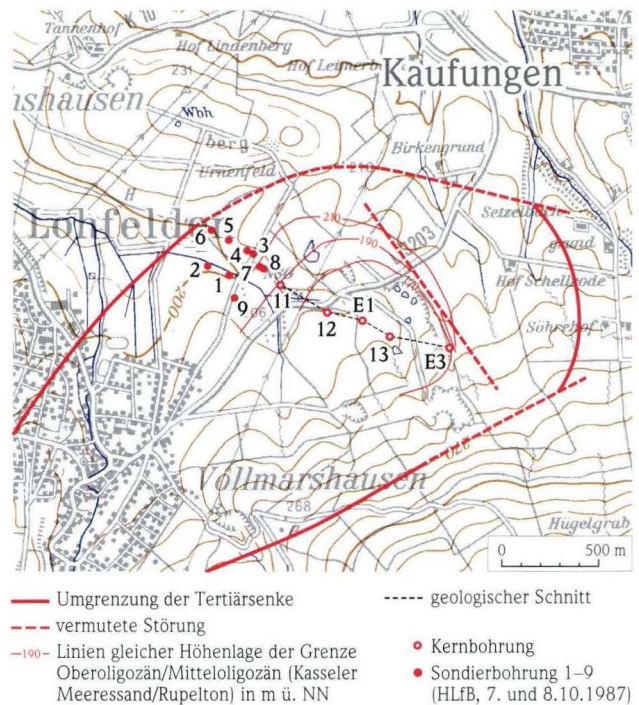


Abb. 2. Tertiärsenke von Vollmarshausen; TK 25, Bl. 4723.

Für das Zentrum der Tertiärsenke ergibt sich folgendes Profil:
 > 20 m Frielendorfer Gruppe Untermiozän
 40 m Kasseler Meeressand, Oberoligozän
 einschl. Ophiomorphensand
 sowie Putz- und Mauersand
 30 m Rupelton Mitteloligozän
 3 m Sand und Braunkohle Unteroligozän/Eozän
 Das an der Basis der Frielendorfer Gruppe liegende Frielendorfer Flöz ist nach den Florenspektren als Oberoligozän bis Untermiozän (Unteres Rheinisches Bild nach RITZKOWSKI & KUPFAHL in KUPFAHL 1981) einzustufen.

Die Bohrung 35 der Erläuterungen von Bl. 4723 Oberkaufungen (KUPFAHL 1981) dagegen zeigt für die Kaufunger Mulde

ein 18,5 m mächtiges Unteroligozän/Eozän, ohne dies durchteuft zu haben. Hierdurch wird deutlich, dass besonders dieses Schichtglied sehr unterschiedlich mächtig sein kann.

Der mit Hilfe der jüngeren Kernbohrungen konstruierte WNW-ESE verlaufende Profilschnitt (Abb. 3) zeigt eine muldenförmige Einsenkung der Schichten. Inwieweit hier auch Störungen an der Einsenkung beteiligt sind, kann nicht abgeschätzt werden. Auffallend ist, dass die in der Kernbohrung 1 im zentralen Teil der Senke angetroffene 9 m mächtige Braunkohle (Frielendorfer Flöz) in den anderen Bohrungen unter 2 m mächtig ist; dies deutet auf synsedimentäre Senkung im Untermiozän. Ähnliche Mächtigkeitschwankungen des Frielendorfer Flözes beschreibt KUPFAHL (1981) in den Erläuterun-

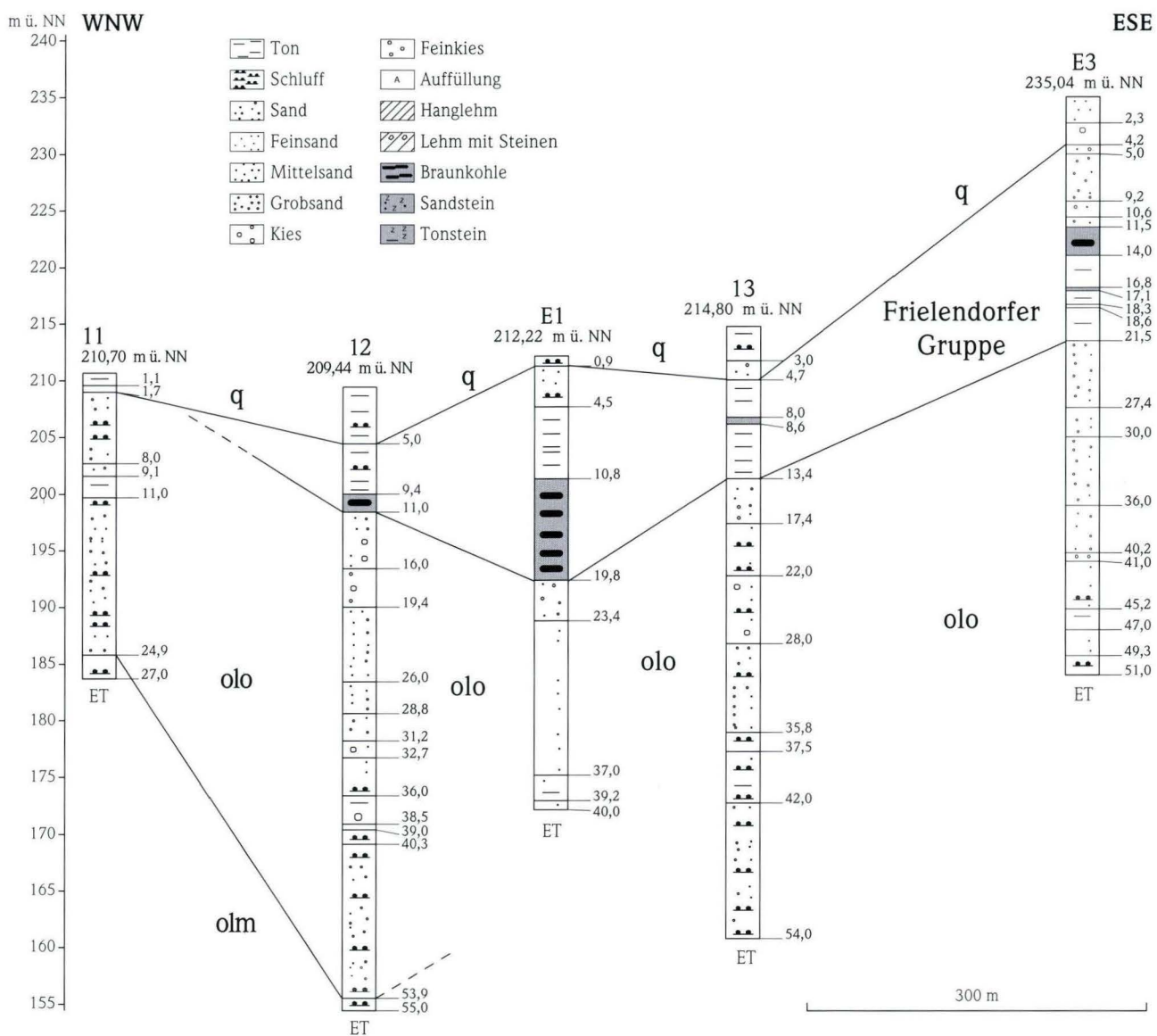


Abb. 3. Geologischer Schnitt durch die Tertiärsenke von Vollmarshausen.

gen zu Bl. 4723 Oberkaufungen für die Stellberg-Mulde. Im zentralen Muldenteil ist demnach das Flöz bis zu 9 m, in den Randbereichen nur 3–5 m mächtig. Diese Mächtigkeitsreduzierung zu den Rändern kann nicht alleine auf Verwitterungsvorgänge (Oxidation der Braunkohle) zurückgeführt werden. Bei den tieferen Folgen im Liegenden des Frielendorfer Flözes kann – auch wegen der Unsicherheit der Grenzziehungen – keine Aussage zu Mächtigkeitschwankungen innerhalb der relativ engräumigen Tertiärsenke gemacht werden.

Die Kernbohrung 12 traf die Grenze Oberoligozän/Mitteloligozän bei etwa 155,6 m ü. NN an. Rechnet man 30 m Rupelton (Mitteloligozän) und einige Meter Unteroligozän/Eozän hinzu, so ist die Basis des nahezu 100 m mächtigen Tertiärs, also die Grenze Tertiär/Buntsandstein bei etwa 120 m ü. NN zu erwarten. Im Vergleich zum Lindenberg, wo bei 230 m ü. NN die Solling-Folge des Mittleren Buntsandsteins ansteht (Brg. 60, KUPFAHL 1981), ergibt sich ein Absenkungsbetrag von mindestens 110 m zwischen diesen beiden Punkten. Vergleicht man die Höhenlage der Basis des Tertiärs wiederum mit den Buntsandstein-Höhen im SE der Tertiärsenke (bei 400 m ü. NN), ist der Höhenunterschied entsprechend deutlich größer. Abb. 2 zeigt die Höhenlage der Grenze Oberoligozän/Mitteloligozän; es wurde eine Darstellung ohne Störungen gewählt, da die vorliegenden Daten – trotz des dichten Bohrnetzes – nicht zur verlässlichen Konstruktion von Störungen ausreichen.

Die tiefe Einmündung der tertiären Sedimentfolge in der Vollmarshausener Senke muss, da sie nach Ablagerung der tertiären Schichtenfolge erfolgt ist, auch von einer entsprechenden Absenkung der darunter liegenden Sedimentgesteine des Buntsandsteins begleitet sein. Die Darstellung im Süd–Nord verlaufenden Schnitt D–E der GK 25, Bl. 4723 Oberkaufungen (KUPFAHL 1981), ist entsprechend zu revidieren. Der Schnitt zeigt ein verschiedenen Stufen der Solling-Folge aufliegendes Tertiär und suggeriert daher ein prätertiäres Relief. Insbesondere für den Verlauf des marinen Rupeltons ist die Darstellung des Schnittes nicht logisch aufgebaut.

Die Unterlagerung des Tertiärs ist nicht sicher bekannt. Während für die Bohrung 76 (295) Solling-Folge angegeben ist, beschreibt die Bohrung 83 (294) nur Mittleren Buntsandstein ohne weitere Einstufung (KUPFAHL 1981).

Nach RITZKOWSKI & KUPFAHL (KUPFAHL 1981: 65–66) sind die hohen Mächtigkeiten der durch junge Erosion gekappten Profile der Frielendorfer Schichten ein Hinweis auf eine sich fortsetzende Absenkung des Gebietes nach Rückzug des oberoligozänen Meeres. Sie nehmen an, dass die Frielendorfer Schichten (das Untermiozän) „ursprünglich wohl das Blattgebiet geschlossen bedeckt hatten“. Es ist demnach nicht von einer Sedimentation in einzelnen Senken auszugehen. Auch die in den Kernbohrungen angetroffenen marinen Schichten sprechen eindeutig gegen isolierte Becken; vielmehr ist die Einsenkung sicher jünger als die tertiären Sedimente.

3.2 Die Tertiärsenke Steinertfeld

Die durch den Braunkohlen-Bergbau intensiv erkundete Kaufunger Mulde ist eine SSW–NNE streichende tertiäre Mulde bzw. eine tertiäre Grabenzone, die etwa rechtwinklig zum Kasseler Graben angeordnet ist. Innerhalb dieses Grabens grenzt nach Westen an die Kaufunger Mulde die Tertiärsenke Steinertfeld, teilweise auch als Lossetal-Mulde bezeichnet (Abb. 4). Ihre Achse streicht etwa wie der Kasseler Graben WNW–ESE, also etwa rechtwinklig zur Kaufunger Mulde. Die Tertiärsenke ist durch den Abbau der jüngeren Kohle (Untermiozän, Frielendorfer Gruppe) teils im Tagebau, teils im Tiefbau gut erschlossen. Das Flöz war mit bis zu 20° ohne größere Störungen eingemuldet. Im Bergbaubereich fällt die Muldenachse von Westen nach Osten ein.

1988 wurden westlich des Bergbaubereiches sieben Kernbohrungen ausgeführt, die eine Beschreibung der tertiären Schichtenfolge unter dem gebauten Flöz, dem Liegenden und der Lagerungsverhältnisse erlauben (Abb. 4 und 5a+b).

Aus den Bohrprofilen ergeben sich folgende Mächtigkeiten: Oberoligozän 42,9 m (wenn man die Basis des Frielendorfer Flözes als Basis des Untermiozäns ansetzt)

Mitteloligozän ca. 25 m
Unteroligozän/Eozän ca. 10 m

In der Kernbohrung 3 liegt im Unteroligozän/Eozän ein 2,2 m mächtiges Flöz (ältere Kohle), im Bereich der Kaufunger Mulde erreicht dieses Flöz dagegen bauwürdige Mächtigkeiten. Die beiden in Abb. 5a+b dargestellten Nord–Süd-Schnitte (die in den Kernbohrungen 5 und 4, also in ihrem Nord-Teil,

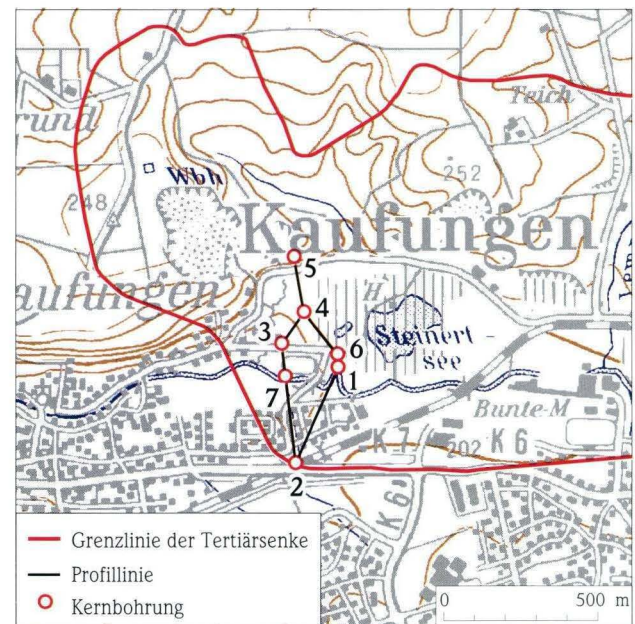


Abb. 4. Tertiärsenke Steinertfeld (Kaufungen); TK 25, Bl. 4723.

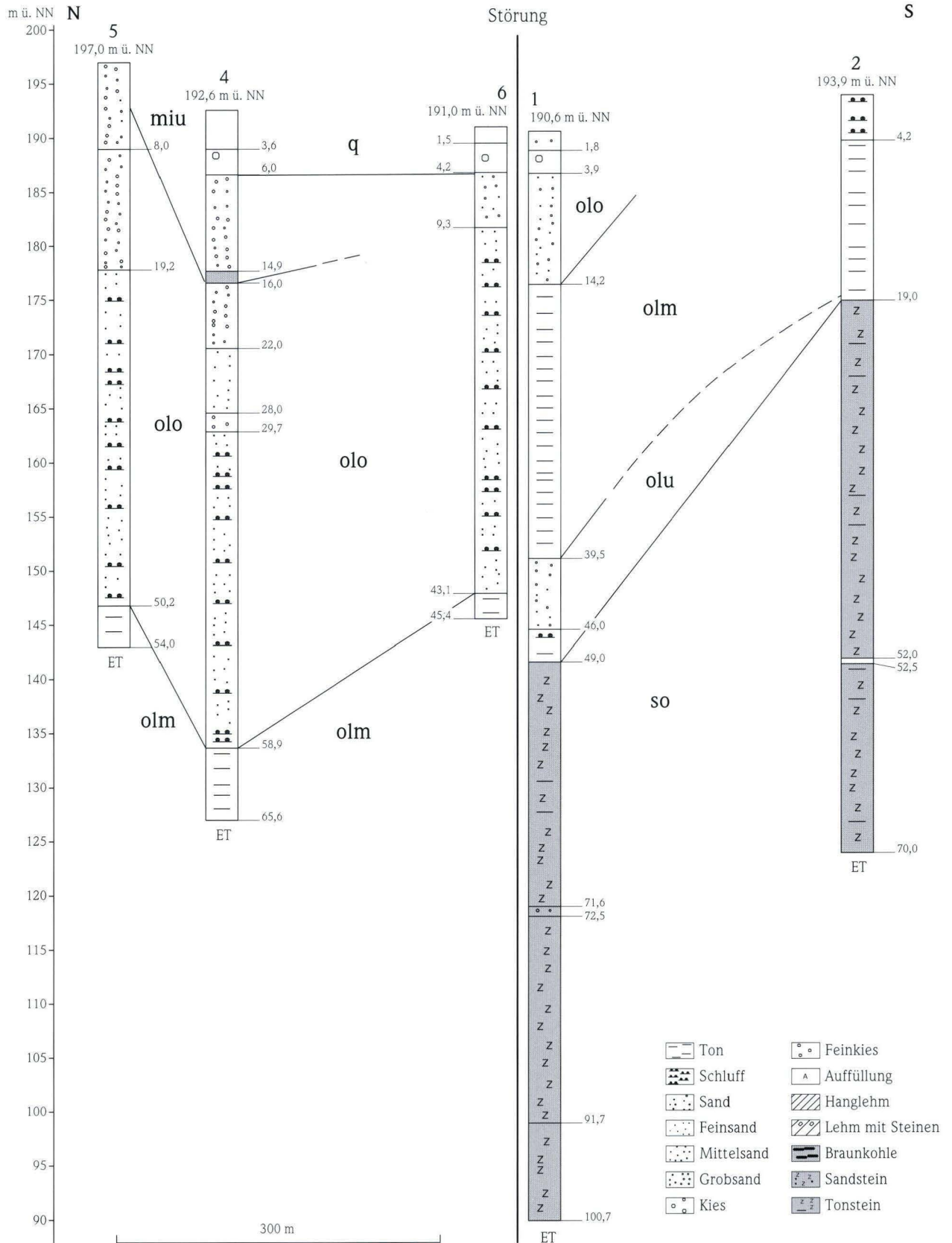


Abb. 5a. Geologischer Schnitt durch die Tertiärsenke Steinertfeld.

identisch sind) zeigen im Bereich unweit nördlich der Losse am südlichen Muldenrand eine Störung mit etwa 25 m (Abb. 5a) bzw. mehr als 50 m (Abb. 5b) Versatz. Innerhalb des im südlichen Teil der Schnitte dargestellten Röt (Oberer Buntsandstein) ist eine weitere Störung wahrscheinlich, die höheren Röt im Norden (Kernbohrung 1 und 7) gegen tieferen Röt im Süden (Kernbohrung 2) versetzt. Dies ist eine der südlichen Randstörungen des Kasseler Grabens. Wie Kernbohrungen zeigen, die im Zuge der neuen B 7 Umgehungsstraße am Süd-Rand des Ortsteiles Niederkaufungen abgeteuf wurden, liegt hier noch geringmächtiger Röt 1 auf dem Mittleren Bunt-

sandstein; es ist also neben Störungen eine zum Graben hin eingekippte Randscholle ausgebildet, zu der auch die Kernbohrung 2 der Abb. 5a und 5b gehört.

Der auf der GK 25, Bl. 4723 Oberkaufungen (KUPFAHL 1981), dargestellte Schnitt F–G zeigt die Auflagerung des Tertiärs auf Sedimenten des Röt (Oberer Buntsandstein, soRö) und der Solling-Folge (Mittlerer Buntsandstein, smWi,s) und suggeriert einerseits, dass die Grabenstruktur nur posttertiär eingebrochen ist, andererseits, dass (am Weinberg) die tertiären, z.T. marinen (!) Schichten schräg zu den horizontalen Schichten des Mittleren Buntsandstein liegen. Demnach müssten die ter-

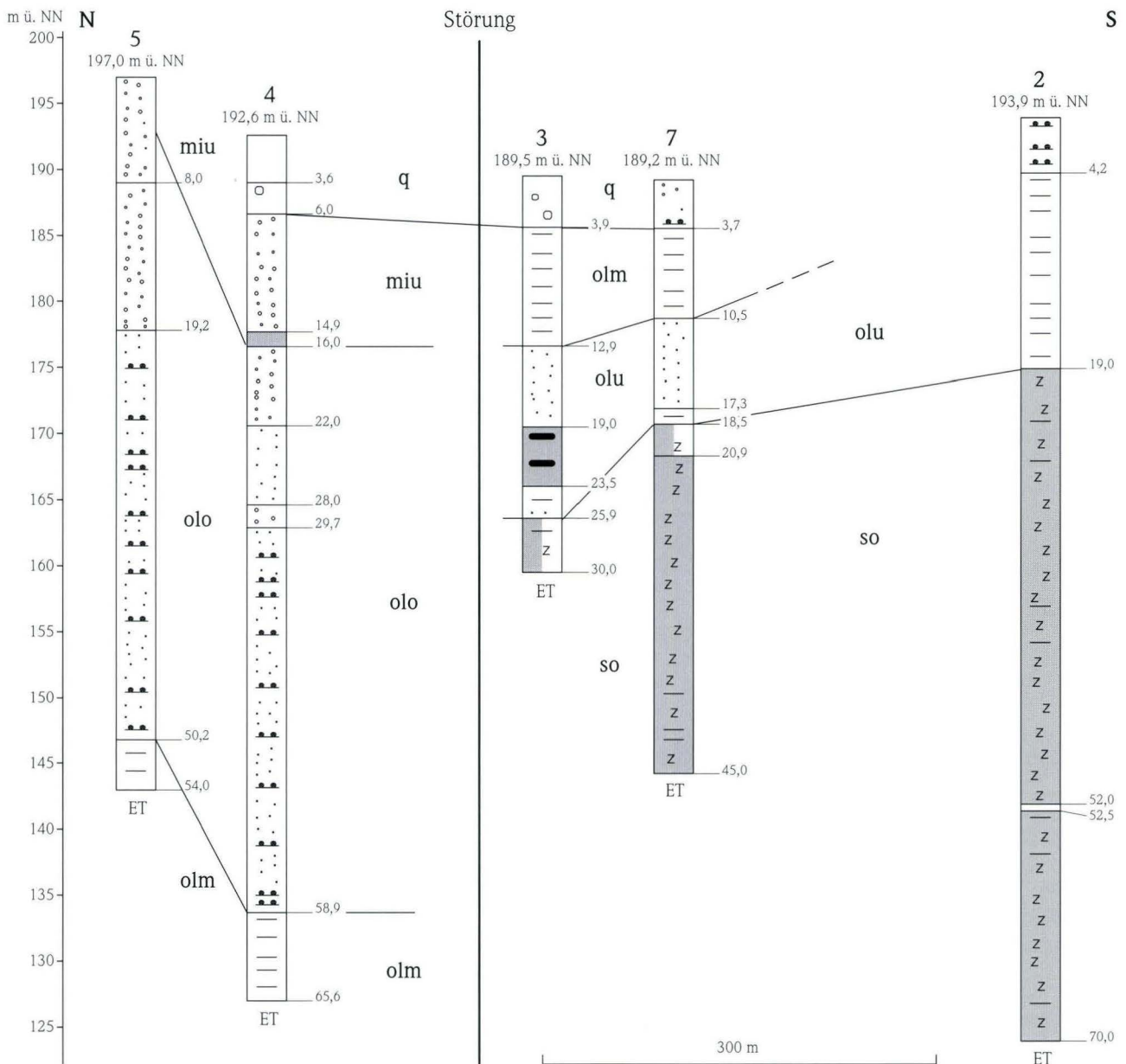


Abb. 5b. Geologischer Schnitt durch die Tertiärsenke Steinertfeld.

tiären Sedimente gewissermaßen in einfallender Position abgelagert worden sein. Dieser Profilschnitt ist anhand der in Abb. 5a und 5b dargestellten Schnitte zu revidieren, sie deuten eine Grabenbildung vor Ablagerung der Schichtenfolge des Tertiärs (ein Röt-Graben im Mittleren Buntsandstein) und eine erneute Absenkung nach Ablagerung des Tertiärs an. Eine – vielleicht auch nur zeitweilige – synsedimentäre Absenkung ist nicht direkt abzulesen, aber wohl auch nicht auszuschließen. Eine prätertiäre Grabenbildung (Kasseler Graben) ergibt sich aus der Lage der tertiärzeitlichen Verwitterungsrinde südlich des Grabens (KUPFAHL 1981). Im Gesamtbild des Kasseler Grabens ist eine spätertertiäre oder posttertiäre Einsenkung nicht überall nachweisbar. Die tertiären Sedimente im westlich von Kassel gelegenen Habichtswald zum Beispiel überdecken den Kasseler Graben in nahezu ungestörter horizontaler Lagerung.

Das durch die Kernbohrungen belegte Bild (Abb. 5a und 5b) wie auch die Risse des östlich gelegenen Bergbaues sprechen für eine tektonische Bildung der Tertiärsenke Steinertfeld. Hinweise auf Subrosion sind nicht erkennbar. Insofern ist die auf der Schichtlagerungskarte des Beiblattes zur GK 25, Bl. 4723 Oberkaufungen (KUPFAHL 1981), dargestellte Subrosionssenke eher unwahrscheinlich.

3.3 Die Tertiärsenke des Stellberges

Die Tertiärsenke des Stellberges ist auf einer Fläche von mehr als 1 km² durch Braunkohlen-Tiefbau aufgeschlossen. Das Grubenbild zeigt keine Unregelmäßigkeiten, die auf Subrosion schließen ließen. Es ist eine flache, weit gespannte Mulde, die im Osten durch einen SW–NE streichenden Graben („Flözgraben“) in einen größeren West-Teil und einen kleineren Ost-Teil getrennt ist.

Im westlichen Bereich des West-Teiles der Tertiärsenke sind im Grubenbild drei kleine Gebiete (von je 20–50 m im Durchmesser) als „flözleer“ bezeichnet. Im Ost-Teil (im SE), der als Gebiet „Lache“ bezeichnet wird, sind gleichfalls drei kleine Gebiete (von je 20–40 m im Durchmesser) als nicht gebaut ausgehalten. Inwieweit es sich hierbei möglicherweise um kleine Subrosionssenken (Erdfälle) handelt, muss offen bleiben. Darüber hinaus sind aus dem Grubenbild keine Hinweise auf Subrosionserscheinungen abzulesen.

3.4 Die Tertiärsenke von Rengershausen (Baunatal)

Die Tertiärsenke von Rengershausen (Abb. 6) ist durch zahlreiche Bohrungen, zuletzt insbesondere die Kernbohrungen zur Untersuchung der DB-Neubaustrecke Hannover–Würzburg, erkundet worden. Sie verläuft etwa SW–NE bis SSW–NNE, wie die Niederhessische Tertiärsenke.

Die Abb. 7b zeigt einen NW–SE-Profilschnitt, der entlang

der DB-Neubaustrecke durch die Tertiärsenke verläuft. Die Kernbohrungen 1671, 1987, 1986 zeigen, dass die Grenze Solling-/Hardegsen-Folge des Mittleren Buntsandsteins zum Zentrum der Senke hin einfällt bzw. an Störungen abgesenkt ist. Die in der Tertiärsenke gelegene Kernbohrung 1985 hat auch bei 80 m Tiefe (127 m ü. NN) die Basis der Solling-Folge noch nicht erreicht. In der etwa 550 m westlich der Kernbohrung 1667 gelegenen Grundwassermessstelle E wurde die Grenze Solling-/Hardegsen-Folge bei 92 m unter GOK angetroffen, also ca. 100 m ü. NN. Die Absenkung der Solling-Folge entspricht in etwa der Absenkung der Tertiärbasis, insofern ist hier keine prätertiäre Grabenbildung erkennbar. Auch BECKER & KULICK (1999: 223) haben für den Ostheimer Tertiärgraben eine nur tertiäre Absenkung postuliert. Die Bohrungen von Rengershausen trafen unterschiedlich mächtige (0–30 m) Sedimente des Eozäns/Unteroligozäns (olu) mit typischem Melanienton an, die von Rupelton (Mitteloligozän, olm) abgelagert werden. Diese Melanienton-Fazies (grüne Tone mit Karbonatlagen bzw. mit Fossilschill) fehlt in den Tertiärsenken von Vollmarshausen, Steinertfeld und Ihringshausen.

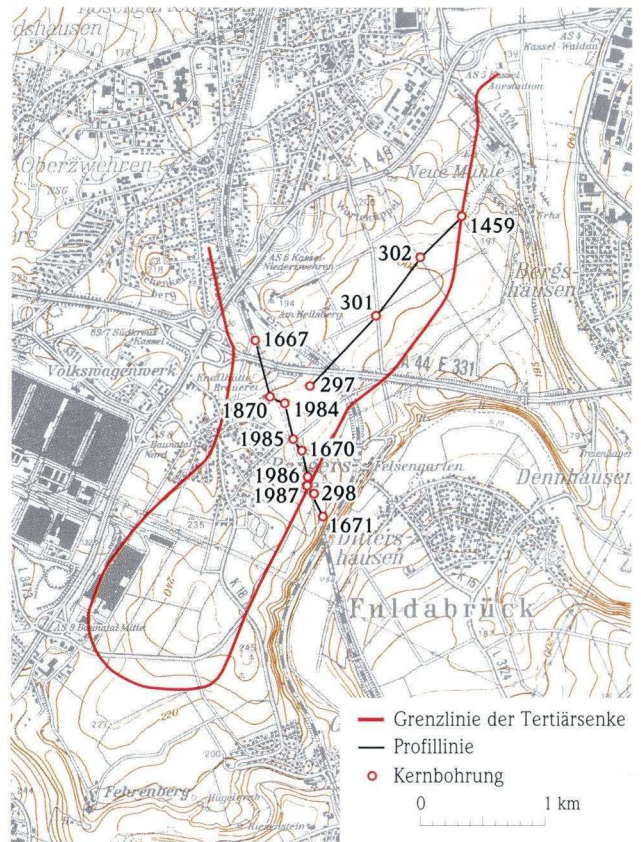


Abb. 6. Tertiärsenke Rengershausen (Baunatal); TK 25, Bl. 4722.

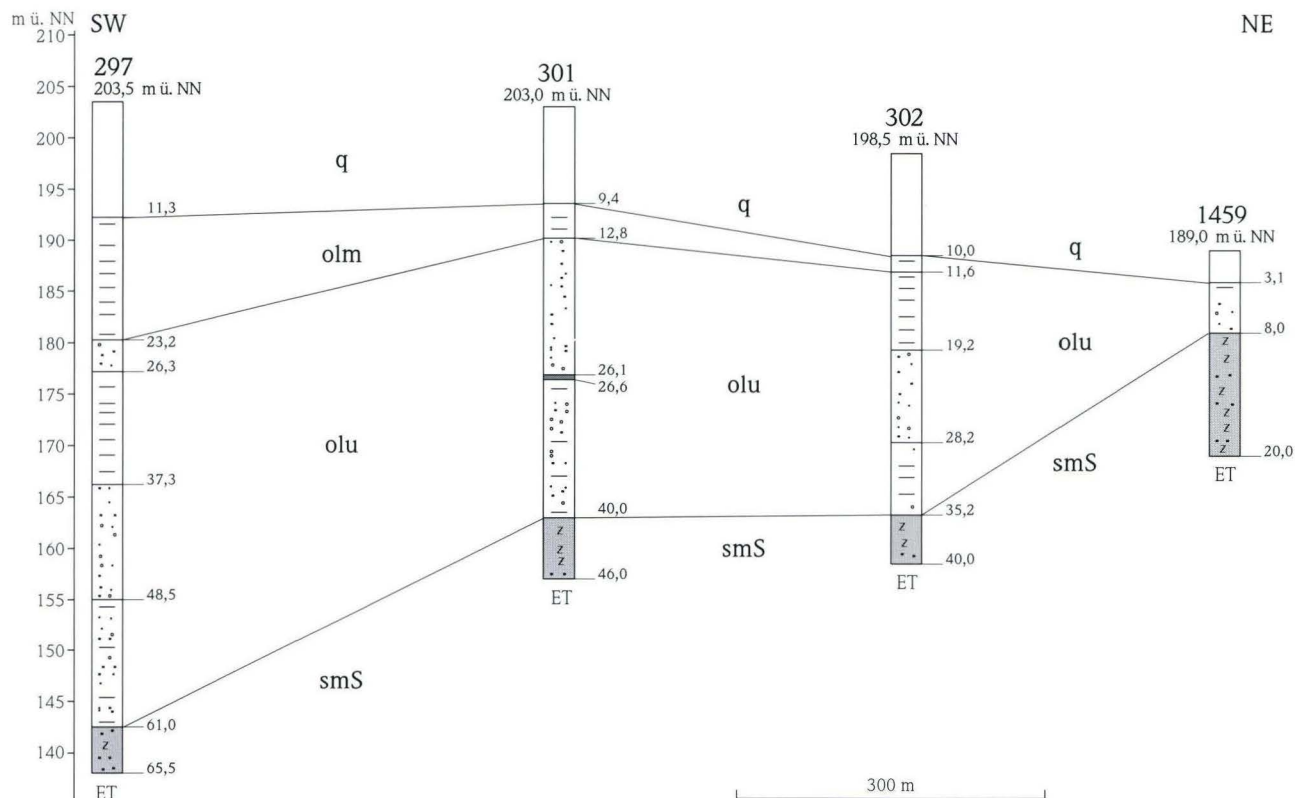


Abb. 7a. Geologischer SW-NE-Schnitt durch die Tertiärsenke Rengershausen (Baunatal).

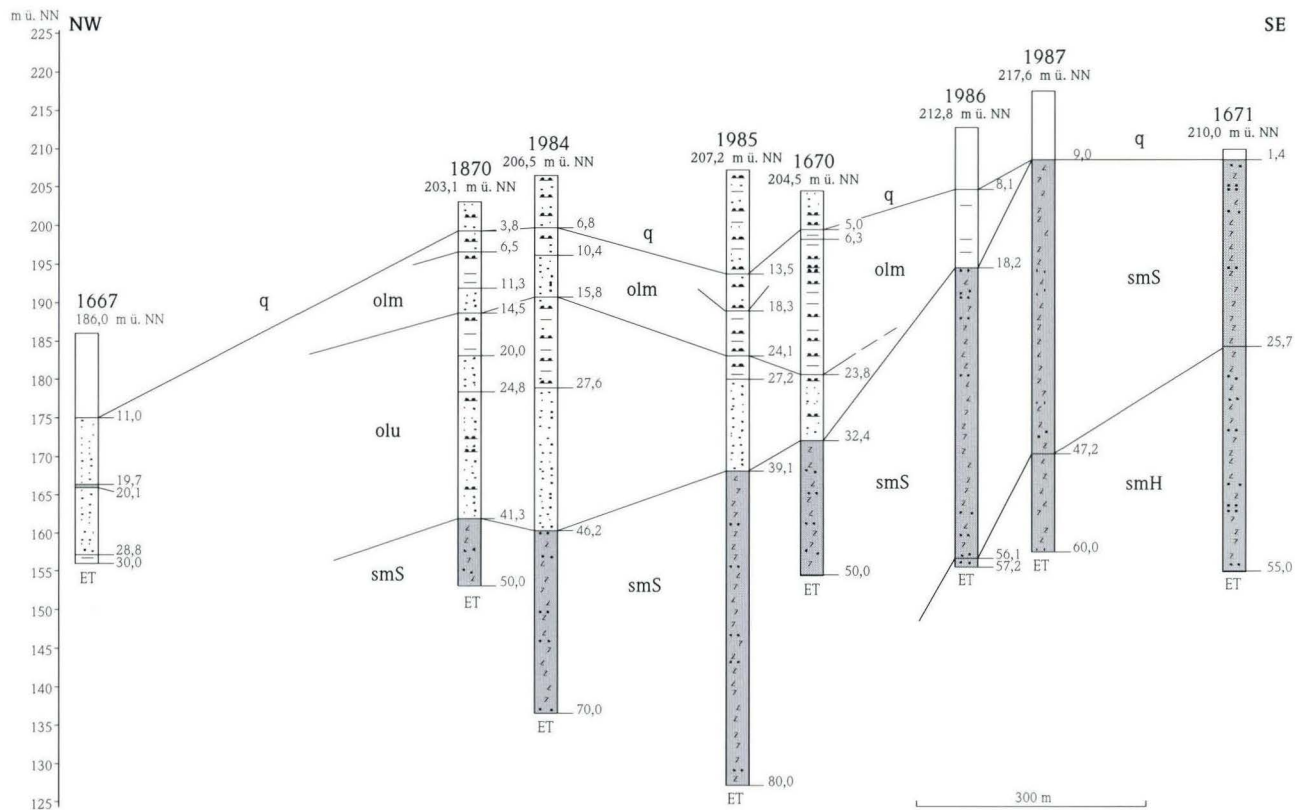


Abb. 7b. Geologischer NW-SE-Schnitt durch die Tertiärsenke Rengershausen (Baunatal).

3.5 Die Tertiärsenke von Ihringshausen (Fuldatal)

Die Tertiärsenke von Ihringshausen (Fuldatal) liegt nördlich des Kasseler Grabens und damit außerhalb des engeren Untersuchungsgebietes, sie wird aber vergleichend mitbetrachtet. Die Tertiärsenke von Ihringshausen (Abb. 8) ist eine weit gespannte, flache Senke, in der im eoziänen Flöz Braunkohlenbergbau im Tief- und Tagebau umging. Die Abb. 9 zeigt einen durch neuere Kernbohrungen belegten West-Ost-Profilsschnitt durch die Tertiärsenke.

Großflächige Subrosion erzeugt vielfältige Lagerungsstörungen, die einen untertägigen Braunkohlenbergbau erschweren, wenn nicht unmöglich machen. Dagegen zeigen die Erfahrungen des Bergbaus in der Tertiärsenke von Ihringshausen wie auch in den Tertiärsenken von Kaufungen und Stellberg keine großflächigen, für die Entstehung der Tertiärsenken ursächlichen Subrosionserscheinungen. Kleinräumige Subrosionsphänomene dagegen sind denkbar. In dem mehr als 4 km² großen Tiefbaufeld der Zeche „Möncheberg“ in der Tertiärsenke von Ihringshausen verzeichnet das Grubenbild nur eine 50 x 50 m kleine Fläche als „unbauwürdig“. Darüber hinaus gibt es weder in den Bergbauerrissen noch in den Kernbohrungen des dargestellten Schnittes Hinweise, die auf Subrosionserscheinungen im Untergrund hindeuten könnten.

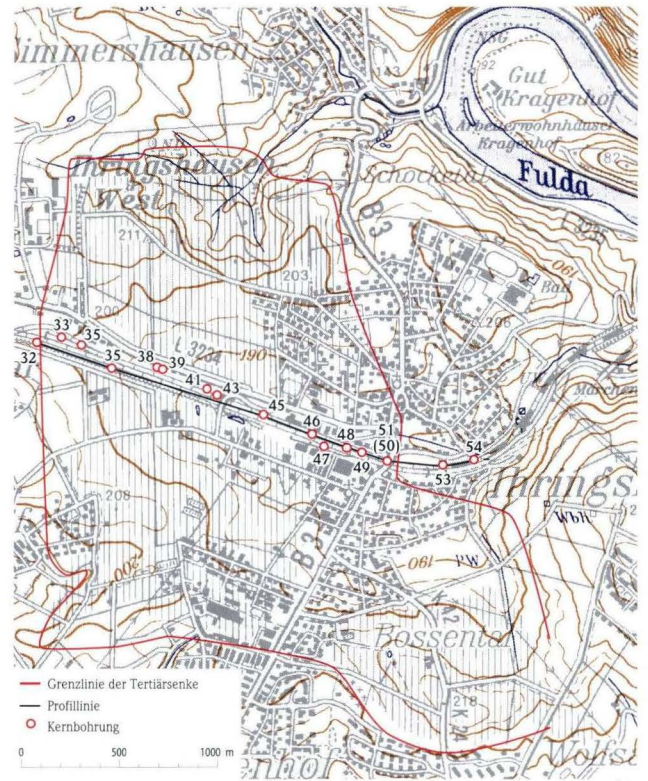


Abb. 8. Tertiärsenke Ihringshausen (Fuldatal); TK25, Bl. 4623.

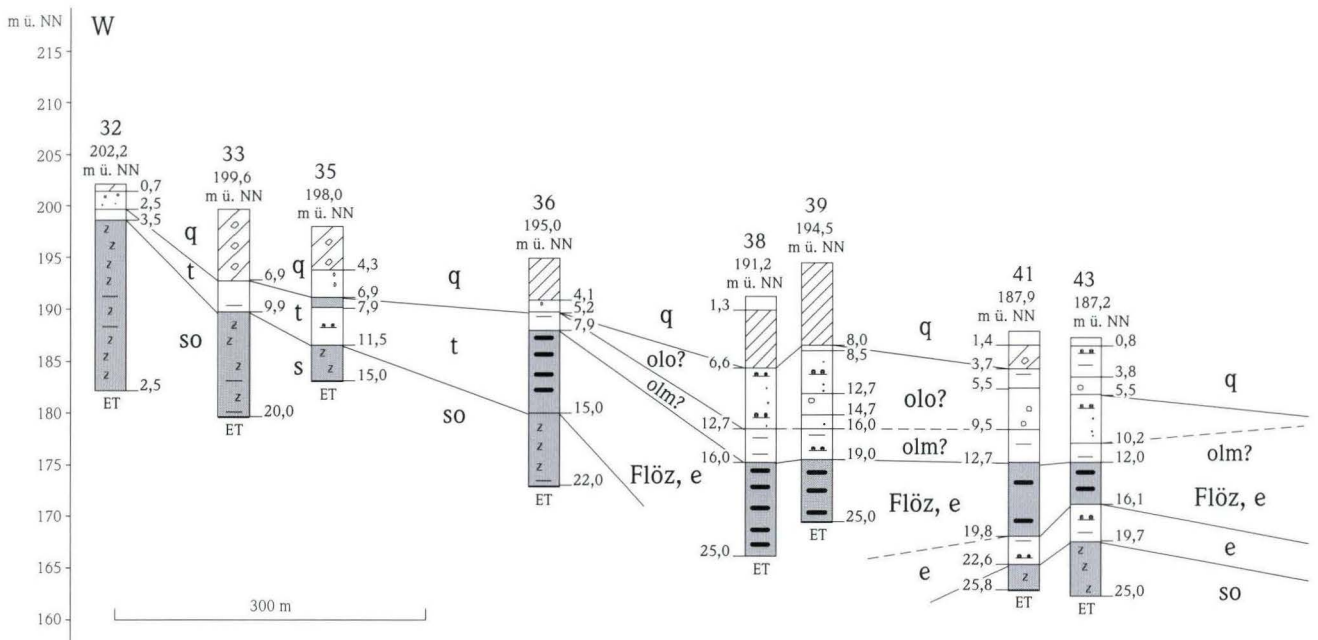


Abb. 9. Geologischer Schnitt durch die Tertiärsenke Ihringshausen (Fuldatal).

4. Subrosion

Zur Subrosion gibt es umfangreiche Literatur sowohl aus dem Bereich der Salzverbreitung, z.B. Werra- und Fulda-Becken, als auch aus den mitteldeutschen Braunkohlengebieten. Zu letzterem Gebiet sollen hier nur LEHMANN (1932), WAGENBRETH (1958) und EISSMANN (1985) erwähnt werden. EISSMANN (1985) schreibt: „Wichtigste Voraussetzung der flächenhaften Subrosion war die spätmesozoische bis frühtertiäre Abtragung des Buntsandsteingewölbes des Altenburger Sattels bis zur Zeit–Altenburger Geländestufe und der damit verbundenen großflächigen Freilegung des Zechstein.“ Es erscheint allerdings fraglich, inwieweit diese Aussage die Beobachtungen ausreichend deutet. Denn eine mächtige Buntsandsteinüberlagerung ist kein Argument gegen Subrosion. Aus den Buntsandsteingebieten Hessens sind seit langer Zeit an vielen Stellen Subrosionen bei großer Buntsandsteinüberlagerung bekannt: GK 25 von Hessen, Blätter 5124 Bad Hersfeld (LAEMMLEN 1967), 5224 Eiterfeld (MOTZKA & LAEMMLEN 1967), 5324 Hünfeld (MOTZKA 1968) u.a., LAEMMLEN (1991) und PRINZ (1979), aber auch HERRMANN (1972), der Lösung durch aufsteigende Säuerlingswässer beschreibt. Vielmehr sollte Wert auf die Feststellung von EISSMANN (1985: 37) gelegt werden, dass Subrosion fließendes Grundwasser voraussetzt.

Die löslichen Gesteine müssen in ein Niveau gelangen, das eine Vorflut hat und ein Grundwasserneubildungsgebiet, das deutlich höher als die Vorflut liegt. Hieraus folgt u.a., dass in Zeiten mariner Sedimentation im Allgemeinen keine Subrosion im tieferen Untergrund zu erwarten ist, im hier bespro-

chenen Gebiet Nordhessens also während des Mittel- und Oberoligozäns. LAEMMLEN (1991) hat, wie andere vor ihm, auf die Ähnlichkeit von vulkanischen Schloten/Senken mit subrosiven Erscheinungen hingewiesen. So ist die Deutung des Beckens von Elben bei Naumburg/Hessen (HORN 1971: 137) nach wie vor offen.

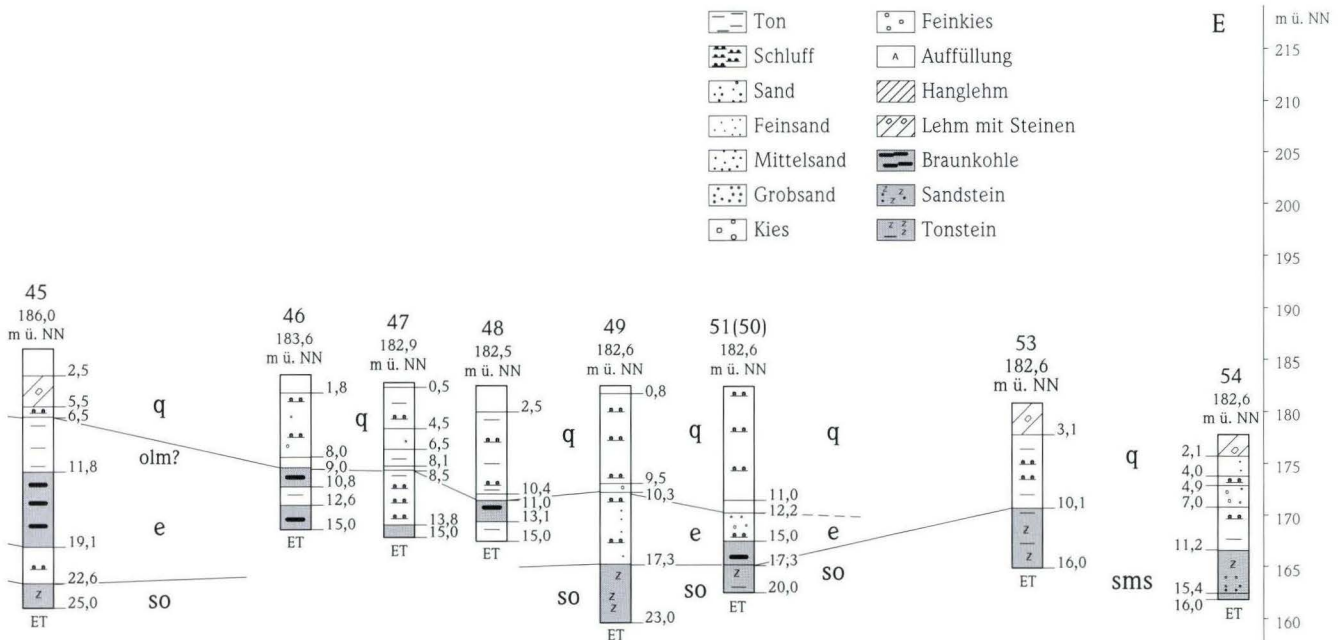
Subrosionserscheinungen treten nur dort auf, wo auch ursprünglich lösliche Gesteinseinheiten vorhanden gewesen sind. Unstrittig ist, dass Subrosionserscheinungen im Bereich von Oberkaufungen in größerem Ausmaße nur auf die Lösung (Korrosion) von Evaporiten des Zechsteins zurückgeführt werden können.

Anhaltspunkte über die Fazies des Zechsteins und der Primärverbreitung der darin enthaltenen Zechstein-Evaporite wie Halit (NaCl) oder Sulfat (Anhydrit, Gips) im Untergrund des Untersuchungsgebietes geben:

- Bohrungen in der näheren und weiteren Umgebung,
- Mineralwässer bzw. Solen, die auf lösliche Gesteine des Zechsteins zurückzuführen sind,
- Lagerungsverhältnisse des Zechsteins, hier vor allem die Zechsteinaufpressungen innerhalb von Grabenzonen.

Die Abb. 10 zeigt die Lage einiger Bohrungen, die den Zechstein erreicht oder durchteuft haben, und die Lage der angeführten Mineralwässer (der Begriff wird hier im Sinne der Nauheimer Beschlüsse von 1911 gebraucht, also für ein Wasser mit mehr als 1000 mg/l gelöster fester Bestandteile).

Auf Bl. 4723 Oberkaufungen hat nur die Brg. 130 (931)



Fortsetzung Abb. 9.

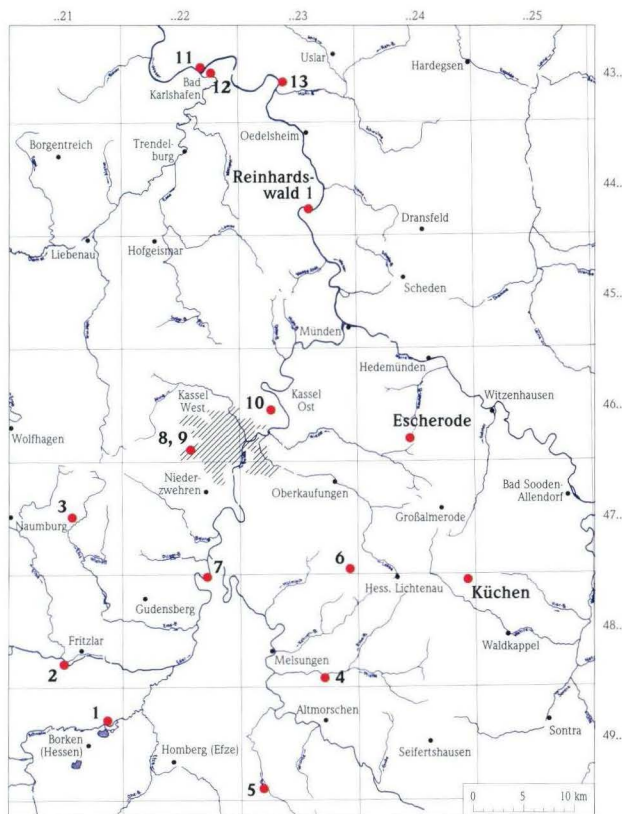


Abb. 10. Bohrungen und Mineralbrunnen in der weiteren Umgebung des Untersuchungsgebietes. Die Zahlen sind in Tab. 1 erläutert.

Quentel (KULICK in KUPFAHL 1981 und KULICK et al. 1984), Nr. 6 auf Abb. 10, den Zechstein durchteuft. Diese 444,8 m tiefe Bohrung hat einen etwa 128 m mächtigen Werra-Anhydrit (z1A) angetroffen, über dem eine intraformationelle Residualbrekzie liegt. Da die Grenze Anhydrit/Kalk gestört ist, ist die stratigraphische Mächtigkeit des Werra-Anhydrits (z1A) nicht sicher bestimmbar. Hinweise auf primäre Salz-Verbrei-

tung bzw. Salzablaugung liegen nicht vor (der Begriff Salz wird in dieser Publikation immer im Sinne von Halit oder anderen chloridischen Salzen verstanden). Die in der SE-Ecke des Blattes stehende Bohrung liegt am Schwellenrand (Sulfatwall) der Hunsrück-Oberharz-Schwelle bzw. auf einer Querschwelle (Schemmern-Schwelle). Weitere direkte Aufschlüsse des Zechstein sind auf dem Bl. 4723 Oberkaufungen nicht vorhanden. Auf dem südlich anschließenden Bl. 4823 Melsungen steht die Bohrung Mörshausen, Nr. 4 auf Abb. 10, die gleichfalls kein Salz und keine Hinweise auf nennenswerte Salzablaugung angetroffen hat. Sie traf einen 81,7 m mächtigen Werra-Anhydrit (z1A) an und zeigt damit, dass sie wie die Bohrung Quentel am West-Rand des Sulfatwalles steht. Die beiden Tiefbohrungen Kassel-Wilhelmshöhe (Bl. 4622 Kassel West) enden im Plattendolomit (z3Ca) und gestatten daher keine Aussage zum tieferen Zechstein.

Auch die im Wesertal (Bl. 4423 Oedelsheim) gelegene Tiefbohrung Reinhardswald 1 (LEPPER 1979 nach HEDEMANN 1957) traf kein NaCl an und erbrachte auch keine Hinweise auf ehemals vorhandenes Salz in größerer Mächtigkeit. Sie steht auf dem nordwestlichsten Teil der NW-SE verlaufenden Buchenauer Schwellen bzw. auf dem NW-Hang des Sulfatwalles. Dagegen trafen die Salinenbohrungen von Karlshafen (Bl. 4322 Bad Karlshafen) im höheren Zechstein NaCl an, es dürfte sich um Aller-Steinsalz (z4Na) handeln. Daten über die Salzverbreitung in diesem Raum sind in den Erläuterungen zu den geologischen Karten von Bl. 4322 Bad Karlshafen (LEPPER 1976) und Bl. 4421 Borgentreich (KNAPP 1986) publiziert worden.

LEPPER (1979) gibt einen Überblick über das Solling-Gewölbe (nicht zu verwechseln mit der Solling-Scholle, die wesentlich größer ist) und führt auch die wichtigsten, den Zechstein erschließenden Bohrungen dieses Gebietes an.

Die auf Bl. 4321 Borgholz gelegene Bohrung Brakel 1 (KNAPP 1983, 1986) gibt Aufschluss über das hier verbreitete Steinsalz in der Werra-Serie (z1). Wie weit dieses nach Süden gereicht hat, bleibt jedoch offen. Es liegen hier keine Auf-

Tab. 1. Sulfatkonzentrationen (gerundet) einiger wichtiger Mineralwässer aus Nordhessen.

Nr.	Bohrung/Brunnen	TK 25	Erschließungs-horizont	Cl ⁻ [mg/l]	SO ₄ ²⁻ [mg/l]	Salinarverhältnis Cl ⁻ : SO ₄ ²⁻ [mmol (eq)/l]
1	Borken	4921	z	2800	3200	1,2
2	Fritzlar, Büraberg	4821	sm	800	500	2,2
3	Bad Emstal	4721	z	500	1900	0,36
4	Spangenberg-Mörshausen	4823	z	15	1500	0,014
5	Knüllwald-Rengshausen	4923	z	44	920	0,013
6	Hess. Lichtenau-Quentel	4723	z	110	1400	0,106
7	Grifte (Edermünde)	4722	sm	1300	490	3,57
8	Kassel-Wilhelmshöhe	4622	z	70000	4500	21
9	Kassel-Wilhelmshöhe 3	4622	sm	17000	2000	11,6
10	Fuldatal-Ihringshausen	4623	sm	5740	1050	7,38
11	Karlshafen, Solebohrung	4322	z	155260	3760	56,0
12	Karlshafen, neue Bohrung nach anderen Angaben (07.10.1950)	4322	sm	7200 15000	600 1250	16,0 16,2
13	Bodenfelde, Karlsbrunnen	4323	sm	14300	1800	10,8

schlüsse oder Bohrungen vor. KNAPP (1986) schreibt: „Das Werra-Steinsalz ist lediglich in einer Randlage des Zechstein-1-Meeres, zwischen dem Festland der Rheinischen Masse im Westen und einer etwa entlang der Weser verlaufenden, mächtigen Anhydritbarriere im Osten zum Absatz gekommen (RICHTER-BERNBURG 1972, Abb. 2, nach KNAPP, G. 1986). Die Grenzen des Gebietes mit Steinsalzabscheidung sind nicht bekannt. Das Werra-Steinsalz kann in Teilen des Blattgebietes vollständig fehlen bzw. durch gleichaltrigen Anhydrit vertreten sein.“ Insofern erscheint es schon nördlich des Kasseler Grabens – insbesondere in der Zierenberger Scholle – fraglich, inwieweit hier z1-Salze zur Ablagerung kamen.

RICHTER-BERNBURG (in KULICK & PAUL 1987: Abb. 3) beschreibt für den z1 im nordhessischen Raum „Plattformen mit Anhydrit-Wällen“. KÄDING (1987: Abb. 7) stellt in einem Nord-Süd-Schnitt vom Solling-Becken zum Werra-Becken, ausgehend von den Bohrungen Solling 4 und Solling 5, im Solling-Becken eine Zechsteinfolge mit mächtigen Salzen im z2, z3 und z4 dar. Die Bohrungen Reinhardswald 1, Escherode und Küchen ordnet er einer Plattform mit großen z1A- und z2Ca-Mächtigkeiten ohne Salzabfolgen zu. Die Bohrung Küchen liegt am Übergang von dieser Plattform zur Schemmern-Schwelle. Im Bereich der durch die Bohrungen Reinhardswald 1 und Escherode beschriebenen Plattform bleibt nach dem Sedimentationsmodell von KÄDING (1987: 66) kein Platz für Salze mit größerer Mächtigkeit in diesem Raum.

KULICK (1987: Abb. 2) gibt einen West-Ost-Schnitt, der die Hessische Senke salzfrei darstellt, doch liegt dieser Schnitt für vorliegende Betrachtung zu weit südlich; es „...ist nicht ganz auszuschließen, dass zwischen Karbonat- und Sulfatwall noch lokale NaI-Kissen vorhanden sein könnten.“

Südlich des Kasseler Grabens sind neben den oben genannten Bohrungen Quentel und Mörshausen zwei Bohrungen besonders erwähnenswert: Emstal und Borken.

Die Bohrung Emstal (Bl. 4721 Naumburg), Nr. 3 auf Abb. 10, hat den Zechstein nicht durchteuft, sie endet bei etwa 800 m unmittelbar unterhalb des Plattendolomits (z3Ca) im Grauen Salzton (T3) (PICKEL & SCHUBUTH 1978, HÖLTING 1979). Sie erbrachte keine Hinweise auf Salze oder auf größere Subrosionserscheinungen, auch spricht die Beschaffenheit des angetroffenen Thermalwassers (siehe unten) gegen das Vorhandensein von Salzen. Die Bohrung Borken [Bl. 4921 Borken (Hessen)], Nr. 1 auf Abb. 10, hat den Zechstein ganz durchteuft. Im z1 traf sie ein 62 m mächtiges Randkarbonat über dem Zechsteinkalk an. Salze oder bedeutendere Subrosionserscheinungen, die auf ausgelaugte Salze deuten, wurden nicht angetroffen. Es besteht kein Zweifel, dass die Brekzien auf die Auslaugung des z1A zurückzuführen sind. Die Grundwasserbeschaffenheit ist zwar chloridischer als in Emstal, doch erscheint es fraglich, ob hieraus auf größere Subrosionserscheinungen bzw. Subrosionsneigung geschlossen werden darf.

Insgesamt ergibt sich für Nordhessen für die Werra-Folge (z1) das Bild eines etwa Nord-Süd verlaufenden mächtigen

Randkarbonates im Bereich des Westteiles (GK 25 von Hessen, Blätter 4721, 4821, 4921), insbesondere charakterisiert durch die Bohrungen Borken und Emstal. Dessen Abgrenzung knickt im Bereich des Bl. 4621 Wolfhagen wohl nach NW ab. Im Osten wird die „Hessische Senke“ bzw. das Zechsteinbecken von einem mächtigen Sulfatwall am NW-Hang der Hunsrück-Oberharz-Schwelle (z.B. Bohrung Escherode, Bl. 4624 Hedemünden, mit 180 m z1A) begleitet. Insofern käme für eine saline Sedimentation im z1 nur ein schmaler N-S gerichteter Bereich mit Kassel als Zentrum in Betracht, der sich auf das Gebiet des Bl. 4622 Kassel West beschränkt.

Auch für den höheren Zechstein, also die Folgen z2 bis z4, gibt es keine Anzeichen für Salz-Verbreitung im Gebiet der hier behandelten Tertiärsenken. DEUTLOFF gibt in CLAUSEN et al. (1989: Abb. 4) eine paläogeographische Skizze des Zechstein des Gebietes, allerdings ohne weitere Primärdaten.

Die Darstellungen der Zechsteinsalinare bei MEIBURG (1982: z.B. 169–171) sind zumindest für das Gebiet südlich des Kasseler Grabens zu ergänzen, da seinerzeit die wichtigen Bohrungen Escherode, Quentel, Mörshausen, Borken und Emstal noch nicht vorlagen. Nach MEIBURG (1982: 31) und HORN (1971, 1976) liegt der Außenrand (hier kann nur der westliche Außenrand gemeint sein) des Werra-Steinsalzes sehr wahrscheinlich im Bereich der Fritzlar-Naumburger Grabenzone. Im Bereich des Bl. 4721 Naumburg sind „...Mächtigkeit und Ausbildung des Zechsteins aus dem unmittelbaren Blattgebiet nicht bekannt. Es kann jedoch angenommen werden, daß wir uns hier bereits im Randgebiet mächtiger salinärer Sedimentation befinden.“ (HORN 1971: 23).

Nach dem Ergebnis der Bohrung Emstal müssen die Ausführungen von MEIBURG relativiert werden. Dies gilt insbesondere für seine Aussage (S. 32) zur Altenstadt-Elbenberger Schollenzone, die auf S. 170 wiederholt wird (hinsichtlich des Werra-Steinsalzes): „...sowie auf den westlichen Teil der Isthoscholle beschränkt“.

Nach KUPFAHL (1975: 102) kann die Wirkung des Zechstein-Salzes und seiner Auflösung auf die Tektonik (Bl. 4823 Mellungen) als erwiesen gelten. Dies ist in Frage zu stellen. Gleichfalls sind durch die Ergebnisse der Bohrungen Mörshausen und Quentel (letztere auf Bl. 4723 Oberkaufungen) die auf den Seiten 19/20 dargelegten Gedanken zu revidieren. Die in der Eiterhagener Hochscholle dargestellten Subrosions-senken sind sicher auf Sulfatkarst (nicht auf Salz-Auslaugung) zurückzuführen.

Bei der Erörterung der ursprünglichen bzw. der derzeitigen Salzverbreitung in Nordhessen ist auch Folgendes zu bedenken: Zwischen dem Jura und dem Tertiär (Eozän) gab es in Nordhessen eine lange Zeit der Abtragung. Während dieser Zeit entstanden die saxonischen Gräben. Wenn es Salz im Zechstein gegeben hat, sollte die Subrosion schon in dieser Zeit eingesetzt haben, und es sollten eindeutig vortertiäre Zeugnisse der Subrosion auffindbar sein.

Die von MARTINI (1937) beschriebenen Zechsteinaufpres-

sungen bei Wolfhagen-Elmarshausen am West-Ende des Kasseler Grabens haben immer wieder Anlass zu Spekulationen über ehemals vorhandenes Salz in diesem Gebiet gegeben.

Ähnliche Erscheinungen beschreibt BOSSE (1931) aus dem Sontra-Graben. BOSSE spricht von Zechsteindolomiten und „schmierigen Letten“, aber auch von „in Letten und Salz eingewickelte Dolomite“, ohne das Vorhandensein oder ursprüngliche Vorhandensein von Salz in dieser paläogeographischen Situation näher zu erörtern. Vielmehr begnügt er sich mit dem pauschalen Hinweis: „...dürfte die Mächtigkeit des Älteren Steinsalzes, das hier überhaupt allein zur Ausfällung gekommen ist, 50 m nicht überschritten haben“. Das allgemeine Erosionsniveau der Grabenschultern entspricht etwa der Grenze Unterer/Mittlerer Buntsandstein, liegt also relativ tief. LEMMER & RAMBOW (1994) beschreiben in Bohrungen erschlossene Zechsteinaufpressungen im Kasseler Graben (in Kassel) und im Randbereich des Spangenberger Grabens. Im Bereich des Kasseler Grabens liegt das allgemeine Erosionsniveau deutlich höher (etwa Grenze Mittlerer/Oberer Buntsandstein bzw. höherer Mittlerer Buntsandstein) als im Arbeitsgebiet von BOSSE (1931), daher sind die Zechsteinaufpressungen nicht an der Tagesoberfläche kartierbar, sondern \pm zufällig in Bohrungen erschlossen. Inwieweit für solche Aufpressungen Salze erforderlich sind und wie mächtig gegebenenfalls die Salze sein müssten, ist bisher nicht beantwortet. Insbesondere die Aufpressungen bei Spangenberg wie auch zumindest die westlichen von BOSSE (1931) beschriebenen, liegen auf der Hunsrück-Oberharz-Schwelle, wo keine oder höchstens geringmächtige Salze zu erwarten sind. Daher ist davon auszugehen, dass derartige Aufpressungen bei sehr geringen Salz-mächtigkeiten oder auch ohne Salz mechanisch möglich sind.

Ein weiterer Hinweis auf das Vorhandensein von Salz kann in der Beschaffenheit der Mineralwässer gesehen werden. Hier könnte dagegen eingewandt werden, dass ehemals vorhandene Salzlager im Laufe der Erdgeschichte (z.B. im Tertiär) vollständig abgelautet wurden und daher die Beschaffenheit der Mineralwässer nur den derzeitigen Stand, nicht den ursprünglichen Zustand, also die ursprüngliche Salzverbreitung, widerspiegelt. Obwohl dies nicht völlig auszuschließen ist, sprechen alle hydrogeologischen Erfahrungen dagegen. Die Beschaffenheit der Mineralwässer gibt i.d.R. einen guten Aufschluss über Salzverbreitung und damit zur Fazies des Zechstein. Diese Erfahrungen werden z.B. auch am Rand des Werra-Beckens belegt, wo in geringer Entfernung von der Salzverbreitung in der sulfatischen Fazies auch sulfatische Wässer erschlossen wurden.

Tab. 1 nennt die Chlorid- und Sulfatkonzentrationen einiger wichtiger Mineralwässer aus Nordhessen. Hierbei fällt auf, dass die von Quentel und Bad Emstal (wie auch von Arolsen, HÖLTING in HORN 1976) sulfatisch dominiert sind; sie bezeichnen den östlichen Sulfatwall und den westlichen Raddolomit bzw. Sulfatwall. Demgegenüber hat Kassel-Wilhelmshöhe quasi im Zentrum der Senke ein chloridisches Wasser mit ei-

nem Salinarverhältnis von über 20. Hierzu siehe auch HÖLTING (1979), der allerdings die Bohrung Quentel noch nicht berücksichtigen konnte.

Insofern könnte die Beschaffenheit des im Plattendolomit (z3Ca) erschlossenen Mineralwassers von Kassel-Wilhelmshöhe als Hinweis auf ein schmales Becken mit Salzen (wenn auch vielleicht nicht mächtigen) gedeutet werden. Das in den Bohrungen Wilhelmshöhe I und II erschlossene Wasser ist nach der hydrogeologischen Gesamtsituation ein quasi stehendes Wasser, das in überschaubaren Zeiten nicht am rezenten Wasserkreislauf teilnimmt. Eine Vorflut ist nicht erkennbar bzw. erst weit im Norden zu erwarten. Das Fließen des Wassers war wohl schon seit dem Tertiär minimal, insofern ist auch kaum mit einer größeren Salz-Ablaugung zu rechnen. Am Wasser der Bohrung Emstal wurde eine $^{13}\text{C}/^{14}\text{C}$ -Bestimmung ausgeführt (M.A. GEYH, Hannover), die ein Modellalter von 25 000 Jahren ergab (GEYH & RAMBOW 1997).

Die aufgeführten Indizien können zwar nicht den Beweis liefern, dass in großen Bereichen des Bl. 4723 Oberkaufungen keine Salz-Subrosion stattgefunden hat, sie sprechen aber insgesamt dagegen. Wenn denn überhaupt Salze sedimentiert wurden, so waren diese sicher nicht mächtig. Insofern können sie nicht für die Bildung nahezu 100 m tiefer Tertiärsenken herangezogen werden. Hingegen stehen innerhalb der Schichtenfolge des Zechsteins Sulfate erheblicher Mächtigkeit für eine Subrosion/Korrosion zur Verfügung. In der Regel führen Subrosionen im Sulfat allerdings eher zu engräumigen Subrosionserscheinungen.

Die Erfahrungen des Braunkohlenbergbaus sprechen gegen eine das Bild beherrschende Subrosion im Sinne von EISSMANN (1985), der von „Mixtit“ (Einsturzgebirge) spricht und von völlig gestörter Lagerung ausgeht, die sicher nicht mehr von einem Untertage-Bergbau beherrschbar wäre. Bei den Tertiärsenken ist zu differenzieren zwischen solchen ohne ältere Vorzeichnung (z.B. Tertiärsenke von Rengershausen) und solchen mit einer tektonischen Vorzeichnung im Zuge der saxoni-schen Gebirgsbildung (z.B. Tertiärsenke von Steinertfeld).

HIEKE & RITZKOWSKI (1968) beschreiben eine altquartäre Subrosions-senke (mit mehr als 100 m altquartären Sedimenten) bei Hessisch-Lichtenau-Fürstenhagen. Wenn es sich hierbei um eine Subrosions-senke handelt, so kann diese nur auf Sulfatkarst zurückgeführt werden. Im Vergleich zu den Tertiärsenken auf Bl. 4723 Oberkaufungen ist diese Tertiärsenke „schlank“, und ist in Bezug zu ihrem Durchmesser relativ tief; sie wird als Teil des Fürstenhagen-Grabens aufgefasst (auch SCHMIDT 1991).

Eine weitere Subrosions-senke mit 100 m mächtigen Tertiärsedimenten beschreibt BERNHARD (1976) und danach KUPFAHL (1981) und SCHMIDT (1991) bei Helsa-Eschenstruth.

Beide Bereiche liegen innerhalb orthotektonischer Strukturen, sind aber darüber hinaus wohl nicht ohne Subrosion zu erklären. Hier muss Sulfatkarst als Ursache angenommen werden.

5. Struktur und Alter der Bruchtektonik

Nordhessen ist primär durch den großen, weit nach Niedersachsen hineinreichenden Senkungsraum der Hessischen Senke geprägt. Dieser Senkungsraum beeinflusst insbesondere die Paläogeographie und die Mächtigkeiten im Buntsandstein, besonders wird dies in den Mächtigkeiten des Mittleren Buntsandsteins deutlich. Es muss erwartet werden, dass bei diesem Senkungsvorgang bereits Randstörungen ausgebildet wurden und dass diese den paläozoischen Sockel mit betrafen. Ihr Verlauf war quer oder diagonal zu den paläozoischen Faltenachsen.

In der nächst jüngeren tektonischen Phase Nordhessens sind die saxonischen Gräben entstanden (BOSSE 1931, MARTINI 1937, SCHRÖDER 1923–25, MIXIUS 1940 u.a.). Die Bildung dieser Gräben war vor der Ablagerung der hessischen tertiären Sedimente abgeschlossen, wie besonders westlich von Kassel im Habichtswald (Bl. 4621 Wolfhagen und 4622 Kassel West) deutlich wird. Wahrscheinlich zeichnen die Gräben, insbesondere die Naumburger Grabenzone im Westen und die Hessisch-Lichtenau–Altmorschener Grabenzone im Osten, alte Brüche der Hessischen Senke nach.

Im Gebiet um das Bl. 4723 Oberkaufungen markieren sie die WNW–ESE bis NW–SE Richtung (Kasseler Graben) und die SSW–NNE Richtung (Hessisch-Lichtenau–Altmorschener Graben). Sicherlich hat sich auch der Bereich der Niederhessischen Tertiärsenke schon vor Ablagerung der tertiären Sedimente, also vor dem Mitteleozän eingesenkt, liegen doch die tertiären Sedimente hier überwiegend auf Gesteinen des Röts, Oberer Buntsandstein (RAMBOW 1969), während sie in den randlichen Gebieten dem Mittleren Buntsandstein aufliegen. Die Niederhessische Tertiärsenke wird teilweise von einer Schollentreppe begleitet (z.B. KUPFAHL 1975, 1981). KUPFAHL (1975: Abb. 16) beschreibt für Bl. 4823 Melsungen die NN-Höhen der Alttertiärbasis und ihr Auflager auf unterschiedliche Folgen des Mittleren Buntsandsteins. Die Absenkung der Niederhessischen Senke setzt sich in bzw. nach dem Tertiär fort. Im Raum Borken beobachtete RITZKOWSKI (1968) tektonische Aktivität im Jungtertiär, dagegen ließen sich innerhalb der alttertiären Schichtenfolge keine synsedimentären Brüche nachweisen. Auch BECKER & KULICK (1999) beschreiben die Ostheimer Senke als eine Tertiärsenke ohne saxonische Vorprägung.

Die saxonischen Gräben sind lang hinziehende Strukturen,

die große Schollen voneinander trennen. Dagegen ist die jüngere Tektonik, die zur Niederhessischen Tertiärsenke führte, wohl als ein Absenkungsprozess, der in sich weiträumig war, mit einer zentralen Senkungszone und begleitenden Schollentritten (KUPFAHL 1975, 1981) aufzufassen. Im engeren Untersuchungsgebiet sind beide Phänomene verbreitet. Der Kasseler Graben als Teil der „Saxonischen Tektonik“ zeigt in der Tertiärsenke Steinertfeld, dass hier lokal auch jüngere Bewegungen stattfanden, also sich beide Phasen räumlich überlagern.

Die NNE–SSW verlaufende Tertiärsenke von Oberkaufungen, die sich nach Norden im Niestetal in einer kleinen tiefen Tertiärsenke fortsetzt und nach Süden, wenn auch mit Unterbrechungen, im Westabbruch der Eiterhagener Hochscholle, im zentralen Graben der Stellberg-Mulde und in einer Störung, die bei Körle die Fulda erreicht, wiederfindet, ist ein begleitendes Element der Schollentreppe. Ähnlich – wenn auch in kleinerer Dimension – treten auf Bl. 4823 Melsungen der Kehrenbacher Graben und der Melsunger Tertiärgraben als solche „Spaltenfüllungen“ der zahlreichen, häufig gegeneinander versetzten „Fiederspalten“ auf. Die Störungen der Schollentreppe haben also örtlich zu größeren Tertiärsenken geführt. Aber auch die „hercynisch“, also WNW–ESE verlaufenden saxonischen Gräben sind noch in jüngerer Zeit als tektonische Vorzeichnung zu verfolgen. Der Sontra-Graben ist, wenn auch nicht in der Gradlinigkeit seines SE-Teiles, als Vorzeichnung in der Tertiärsenke von Glimmerode, im Fürstenhagener Graben (SCHMIDT 1991) und im Belgerkopf-Graben deutlich. Die Tertiärsenke von Glimmerode, südlich von Hessisch-Lichtenau, ist intensiv durch Bergbau (Tief- und Tagebau) bis in Tiefen von 250 m unter GOK erkundet. Es ist eine steil eingefaltete Mulde, deren Schenkel mehr als 45° einfallen. Das Grubenbild deutet nicht auf Subrosionserscheinungen, vielmehr spricht die Gleichmäßigkeit der Lagerung für eine tektonische Bildung. Diese Schwächezone (Störungszone) scheint sich parallel zum Kasseler Graben, im Vollmarshausener Graben und in der Waldauer Senke fortzusetzen. Auf der Schwerekarte (1:500 000) der Bundesrepublik Deutschland (PLAUMANN 1991) ist im Bereich des Bl. 4723 Oberkaufungen eine SE–NW verlaufende Struktur verzeichnet, die das Element Fürstenhagener Graben – Belgerkopf-Senke – Vollmarshäuser Senke – Waldauer Senke nachzeichnet.

6. Zusammenfassung

Weder die primäre noch die derzeitige Salzverbreitung im Zechstein Nordhessens ist präzise zu beschreiben. Die vorliegenden Bohrungen Quentel, Mörshausen und Emstal sprechen aber sowohl hinsichtlich der Zechsteinfazies als auch der Grund-

wasserbeschaffenheit gegen eine Salzverbreitung südlich des Kasseler Grabens. Die stark chloridisch geprägte Beschaffenheit des Wassers der Solebohrungen Kassel-Wilhelmshöhe könnte allerdings auf eine schmale Salzzunge im Nordbereich der zen-

tralen Niederhessischen Tertiärsenke hindeuten. Eine Ableitung des NaCl-Gehaltes aus dem Werra-Kaligebiet kommt sicher nicht in Betracht.

Die auf einer Hochlage des Zechsteins liegende Bohrung Reinhardswald 1 spricht dafür, dass auch im Glashütter Teilgewölbe des Solling-Gewölbes (LEPPER 1979) kein Salz in nennenswerter Mächtigkeit verbreitet ist. Am NW-Rand dieses Teilgewölbes bzw. am SW-Rand des Silberborner Teilgewölbes liegt Karlshafen, wo Salz im höheren Zechstein nachgewiesen wurde.

Für das Untersuchungsgebiet, die Tertiärsenke im Bereich

des Bl. 4723 Oberkaufungen und im West-Teil des Bl. 4722 Niederzwehren, ist daher von einer Sulfatfazies im Zechstein auszugehen. Mächtige Salze, deren Ablaugung ursächlich für die Tertiärsenken sein könnten, sind weniger zu erwarten. Die Befunde sprechen daher für eine tektonische Deutung der Entstehung der Tertiärsenken, wenngleich die Beteiligung von Subrosion und Gipskarst nicht völlig ausgeschlossen werden kann. Auf Salze zurückzuführende Subrosionserscheinungen sind nicht erkennbar. Auch die Erfahrungen des Braunkohlenbergbaus geben keine Hinweise auf großräumige Subrosion.

7. Schriftenverzeichnis

- BECKER, R.E. & KULICK, J. (1999): Erl. geol. Kt. Hessen 1: 25 000, Bl. 4923 Altmorschen, 2. Aufl.: 394 S., 66 Abb., 34 Tab., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- BERNHARD, H. (1976): Untergrundverhältnisse im Bereich des Neubaues der B 7 zwischen Eschenstruth und Fürstenhagen. – Gutachten Archiv Hess. L.-Amt Umwelt und Geologie, 4724/1321: 8 S., 6 Anl.; Wiesbaden.
- BOSSE, H. (1931): Tektonische Untersuchungen an Niederhessischen Grabenzonen südlich des Unterwerrassattels. – Abh. preuß. geol. L.-A., N.F., **128**: 1–37, 1 Taf.; Berlin.
- CLAUSEN, C.-D., DEUTLOFF, O., KNAPP, G., KÜHNVELTEN, H., MICHEL, G., MÜLLER, H. & SKUPIN, K. (1989): Erl. geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1: 100 000, Bl. C 4718 Korbach, 104 S., 22 Abb., 3 Tab.; Krefeld.
- EISSMANN, L. (1985): 50 Millionen Jahre Subrosion: Über Persistenz und Zyklizität von Auslaugungsprozessen im Weißelster Becken. – Geophys. u. Geol., Bd. **III/2**: 31–65, 14 Abb.; Berlin, DDR.
- GEYH, M.-A. & RAMBOW, D. (1997): Isotopenhydrologische Untersuchungen an Grundwässern aus dem Buntsandstein Nordhessens. – Geol. Jb. Hessen, **125**: 43–62, 6 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- HEDEMANN, H.-A. (1957): Die Gewölbestruktur des Solling und ihre Entstehung. – Geol. Jb., **72**: 529–638, 16 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- HERRMANN, R. (1972): Über Erdfälle äußerst tiefen Ursprungs. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **100**: 177–193, 5 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- HIEKE, W. & RITZKOWSKI, S. (1968): Die altquartäre Subrosionssenke von Fürstenhagen bei Hess. Lichtenau (Nördl. Hessen). – Geol. Rundsch., **58**: 190–196, 2 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.
- HÖLTING, B. (1979): Neue Mineralwasservorkommen in Hessen. – Heilbad u. Kurort, **4/79**: 84–91, 7 Abb.; Bonn.
- HORN, M. (1971): Erl. geol. Kt. Hessen 1: 25 000, Bl. 4721 Naumburg: 285 S., 29 Abb., 10 Tab., 1 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- HORN, M. (1976): Erl. geol. Kt. Hessen 1: 25 000, Bl. 4620 Arolsen: 225 S., 35 Abb., 9 Tab., 1 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- KÄDING, K.-CH. (1987): Kali- und Steinsalzbergwerk Hattorf der Kali und Salz AG, Schachtanlage Hera – Befahrung von Bohrkernen aus dem Zechstein des Werra-Fulda-Beckens und des Solling-Beckens; Exkursion C 1/2. – In: KULICK, J. & PAUL, J. (Hrsg.) (1987): Internationales Symposium Zechstein 1987 (Kassel, Hannover), Exkursionsführer Teil I: 57–68, 7 Abb.; Wiesbaden.
- KNAPP, G. (1983): Erl. geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1: 25 000, Bl. 4321 Bergholz: 160 S., 17 Abb., 8 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- KNAPP, G. (1986): Erl. geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1: 25 000, Bl. 4421 Borgentreich: 172 S., 13 Abb., 11 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- KULICK, J., LEIFELD, D., MEISL, S., PÖSCHL, W., STELLMACHER, R., STRENGER, G., THEUERJAHR, A.K. & WOLF, M. (1984): Petrofazielle und chemische Erkundung des Kupferschiefers der Hessischen Senke und des Harz-Westrandes. – Geol. Jb., **D68**: 3–223, 37 Abb., 15 Tab., 34 Taf.; Hannover.
- KULICK, J. & PAUL, J. (Hrsg.) (1987): Internationales Symposium Zechstein 1987 (Kassel, Hannover), Exkursionsführer Teil I: 1–173, 77 Abb., 10 Tab.; Wiesbaden.
- KUPFAHL, H.-G. (1975): Erl. geol. Kt. Hessen 1: 25 000, Bl. 4823 Melsungen, 2. Aufl.: 195 S., 27 Abb., 22 Tab., 1 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- KUPFAHL, H.-G. (1981): Erl. geol. Kt. Hessen 1: 25 000, Bl. 4723 Oberkaufungen, 2. Aufl.: 212 S., 15 Abb., 17 Tab., 3 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- LAEMMLER, M. (1991): Subrosionschlote – Vulkanschlote – einige Beispiele aus Osthessen. – Geol. Jb., **A124**: 31–58, 16 Abb.; Hannover.
- LAEMMLER, M. (1967): Erl. geol. Kt. Hessen 1: 25 000, Bl. 5124 Bad Hersfeld: 280 S., 16 Abb., 7 Diagr., 10 Tab., 31 Textprof., 4 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- LEHMANN, O. (1932): Die Hydrographie des Karstes. – Enzykl. d. Erdk.; Leipzig und Wien.
- LEMMER, F. & RAMBOW, D. (1994): Die Höhenlage der Rötbasis im Raum Kassel und über Zechsteinaufpressungen an nordhessischen Gräben. – Geol. Jb. Hessen, **122**: 13–21, 1 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden.
- LEPPER, J. (1976): Erl. geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1: 25 000, Bl. 4322 Karlshafen: 190 S., 14 Abb., 11 Tab., 6 Taf.; Krefeld.
- LEPPER, J. (1979): Zur Struktur des Solling-Gewölbes. – Geol. Jb., **A51**: 57–77, 5 Abb., 3 Taf.; Hannover.
- MARTINI, H.-J. (1937): Großschollen und Gräben zwischen Habichtswald und Rheinischem Schiefergebirge. – Geotekt. Forsch., **1**: 70–123, 36 Abb., 3 Taf.; Berlin.
- MEIBURG, P. (1982): Saxonische Tektonik und Schollenkinematik am Ostrand des Rheinischen Massivs. – Geotekt. Forsch., **62**: I–II, 1–267; Stuttgart.
- MIXIUS, F.K. (1940): Das hessische Grabengebiet im Süden der Solling-Scholle. – Geotekt. Forsch., **5**: 60–123, 39 Abb., 4 Taf.; Berlin.
- MOTZKA, R. (1968): Erl. geol. Kt. Hessen 1: 25 000, Bl. 5324 Hünfeld: 156 S., 10 Abb., 6 Tab., 2 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- MOTZKA, R. & LAEMMLER, M. (1967): Erl. geol. Kt. Hessen 1: 25 000, Bl. 5224 Eiterfeld: 213 S., 20 Abb., 7 Tab., 5 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- PICKEL, H.-J. & SCHUBUTH, H. (1978): Zur Hydrochemie neuer Tiefenwasservorkommen in Nordhessen. – Geol. Jb. Hessen, **106**: 433–441, 1 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.
- PLAUMANN, S. (1991): Die Schwerekarte 1: 500 000 der Bundesrepublik Deutschland (Bouguer-Anomalien), Blatt Mitte. – Geol. Jb., **E46**: 3–16, 5 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- PRINZ, H. (1979): Ingenieurgeologische Probleme an der DB-Neubaustrecke Hannover–Würzburg in Osthessen. – Ber. 2. Nat. Täg. Ingenieurgeologie, Fellbach: 93–101, 13 Abb.; Essen (DGEG).
- RAMBOW, D. (1969): Die Höhenlage der Tertiärbasis in der Niederhessischen Senke. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **97**: 226–228, Taf. 7; Wiesbaden.
- RITZKOWSKI, S. (1968): Die Tektonik der Braunkohlenlagerstätte von Borken (Tertiär, nördl. Hessen). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **96**: 273–280, 3 Abb., Taf. 9; Wiesbaden.

SCHMIDT, B. (1991): Stratigraphie und Tektonik der Umgebung von Hess. Lichtenau-Hirschhagen (Nordhessen), Bl. 4724 Großalmerode. – Geol. Abh. Hessen, **94**: 61 S., 6 Abb.,

1 Taf., 1 Karte; Wiesbaden.

SCHRÖDER, E. (1923–1925): Tektonische Studien an niederhessischen Gräben. – Abh. preuß. geol. L.-Amt, NF, **95**: 57–82; Berlin.

WAGENBRETH, O. (1958): Beziehungen zwischen dem Tertiär und dem prätertiären Untergrund im Weißelsterbecken. – Freiburger Forschungsh., **C53**; Berlin.

Manuskript eingegangen am 09.01.2001, angenommen am 18.12.2002

EGON BACKHAUS † & SILKE SCHWARZ¹

Ein Sammelprofil des Buntsandsteins und Zechsteins im mittleren Odenwald anhand von Bohrungen und Gamma-Logs

Kurzfassung

In der vorliegenden Arbeit wird ein Sammelprofil des Buntsandsteins und Zechsteins des mittleren Odenwaldes (Raum Bad König – Erbach/Michelstadt – Sensbach/Kailbach) aus vier Bohrungen und einer Hangkartierung zusammengesetzt. Die Schichtenfolge wird anhand vorliegender Gamma-Logs, Bohrproben

und Kartierergebnissen beschrieben und stratigraphisch gegliedert. Dabei kann auch der Zechstein in seiner Randfazies in „z 1“–„z 7“ untergliedert werden. Soweit es das Probenmaterial ermöglicht, werden die einzelnen Schichtabschnitte des Buntsandsteins sedimentologisch gedeutet.

Die vorgestellte Schichtabfolge wird mit älteren Gliederungen des Odenwalds sowie mit den Normalprofilen des Spessarts und des Kraichgaus verglichen. Es ergibt sich damit auch ein Anschluss an die Buntsandstein-Gliederung des südlichen Odenwalds (Raum Neckargerach, BACKHAUS et al. 2002).

Abstract

A combined profile of the Buntsandstein (fluvialite bunter, Lower Triassic) and the Zechstein (Upper Permian) of the middle Odenwald region is presented on the basis of four wells and mapping results. Lithostratigraphic series are described by gamma-logs and cores or cuttings. The Zechstein strata, though in

a very proximal facies, may be divided into the basal „z1“ to „z7“ series. Provided that core samples were sufficient, a sedimentological interpretation of the bunter series is given.

The stratigraphic succession is compared with former classification schemes of the Odenwald region, as well as with

standard profiles of the Spessart and Kraichgau regions. This paper also connects the middle Odenwald series to the previously published southern Odenwald stratigraphic succession (region of Neckargerach, BACKHAUS et al. 2002).

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	92
2. Stratigraphie und sedimentologische Ausbildung des Buntsandsteins und Zechsteins im mittleren Odenwald	94
2.1 Bohrungen und Gamma-Logs im Raum Erbach	94
2.1.1 Oberer Buntsandstein (so)	94
2.1.2 Mittlerer Buntsandstein (sm)	95
2.1.3 Unterer Buntsandstein (su)	98
2.2 Bohrung und Gamma-Logs in Bad König	98
2.2.1 Mittlerer Buntsandstein (sm)	98
2.2.2 Unterer Buntsandstein (su)	99
2.2.3 Zechstein (z)	100
2.3 Hangprofil und Bohrungen am Hohberg	101
2.3.1 Oberer Buntsandstein (so)	101
2.3.2 Mittlerer Buntsandstein (sm)	101
2.3.3 Unterer Buntsandstein (su)	103
3. Vergleichende und zusammenfassende Betrachtung	104
3.1 Entwicklung der Flusstypen im Buntsandstein	104
3.2 Stratigraphische Vergleiche	104
4. Schriftenverzeichnis	106

¹ Dipl.-Geol. Silke Schwarz, Pfannmüllerweg 9, D-64289 Darmstadt

1. Einleitung

Das hier dargestellte Sammelprofil des mittleren Odenwalds basiert im Wesentlichen auf Gamma-Logs aus drei Bohrungen, die vom Rötquarzit des Oberen Buntsandsteins bis in den obersten Teil des Unteren Buntsandsteins (Raum Erbach, Abb. 1) bzw. von der Volpriehausen-Wechselfolge des Mittleren Buntsandsteins durch den Unteren Buntsandstein, den Zechstein, das Rotliegend bis ins Kristallin (Bad König, Abb. 2) geführt wurden. Ergebnisse aus Feldkartierungen und Aufschluss-Aufnahmen werden in die Betrachtung einbezogen.

Die Mineralwasserbohrung Bad König (TK 25, Bl. 6220 Würth am Main) wurde 1972 bis 363 m unter Ansatzpunkt (u. AP) abgeteuft und 1989 von der Fa. Tegmeyer bis 362 m u. AP geophysikalisch vermessen. Von diesem Abschnitt liegt zerkleinertes Bohrgut vor; 1992 wurde von der BLM-Gotha nochmals ein Gamma-Log bis 293 m u. AP gefahren, anschließend wurde die Bohrung bis auf 474 m u. AP vertieft. Von diesem tieferen Teil liegen Kerne, aber kein Log vor. Die Bohrproben wurden im Sommer 1999 ins Bohrkernlager des heutigen Hessischen Landesamtes für Umwelt und Geologie (HLUG) gebracht.

Im Raum Erbach (TK 25, Bl. 6319 Erbach / 6320 Michelstadt) wurden 1990 eine Vorbohrung und 1991 eine Hauptbohrung niedergebracht und anschließend vermessen. Im Folgenden werden sie als Erbach V und Erbach H bezeichnet. Von beiden Bohrungen liegt nur zerkleinertes Bohrgut vor.

Am Hohberg bei Kailbach (TK 25, Bl. 6420 Mudau-Schlössau) wurden 1961 zehn Bohrungen abgeteuft, die im Folgenden als Kailbach I–X bezeichnet werden. Von ihnen liegen streckenweise Kerne vor, die in der Zwischenzeit ebenfalls ins Kernlager des HLUG gebracht wurden. Die mit 211,7 m tiefste Bohrung Kailbach I wurde 1993 von M. BINDIG mit studentischen Hilfskräften detailliert sedimentologisch untersucht. Die Ergebnisse werden hier zusammen mit denen einer detaillierten Hangkartierung durch F. ÖHLSCHLÄGER dargestellt.

Die Profile werden im Bereich des Buntsandsteins nach der im Odenwald üblichen, auf BACKHAUS (1975) beruhenden Standardgliederung eingestuft, wobei jedoch nach Möglichkeit die heute etablierten Namen für die einzelnen Buntsandstein-Folgen bzw. -Formationen verwendet werden (Tab. 1). Die Einstufung im Bereich des Zechsteins durch Käding folgt der zurzeit gültigen Folgenreihe (KÄDING 1978, 2000). Die vorgenommene Einstufung wird mit der Gliederung des Buntsandsteins im Spessart nach DIEDERICH & LAEMMLEN (1964) und mit der alten hessischen und der badischen Gliederung verglichen. Eine Gegenüberstellung der Gliederungen nach BACKHAUS (1975) und DIEDERICH & LAEMMLEN (1964) ist der Abb. 2 zu entnehmen.

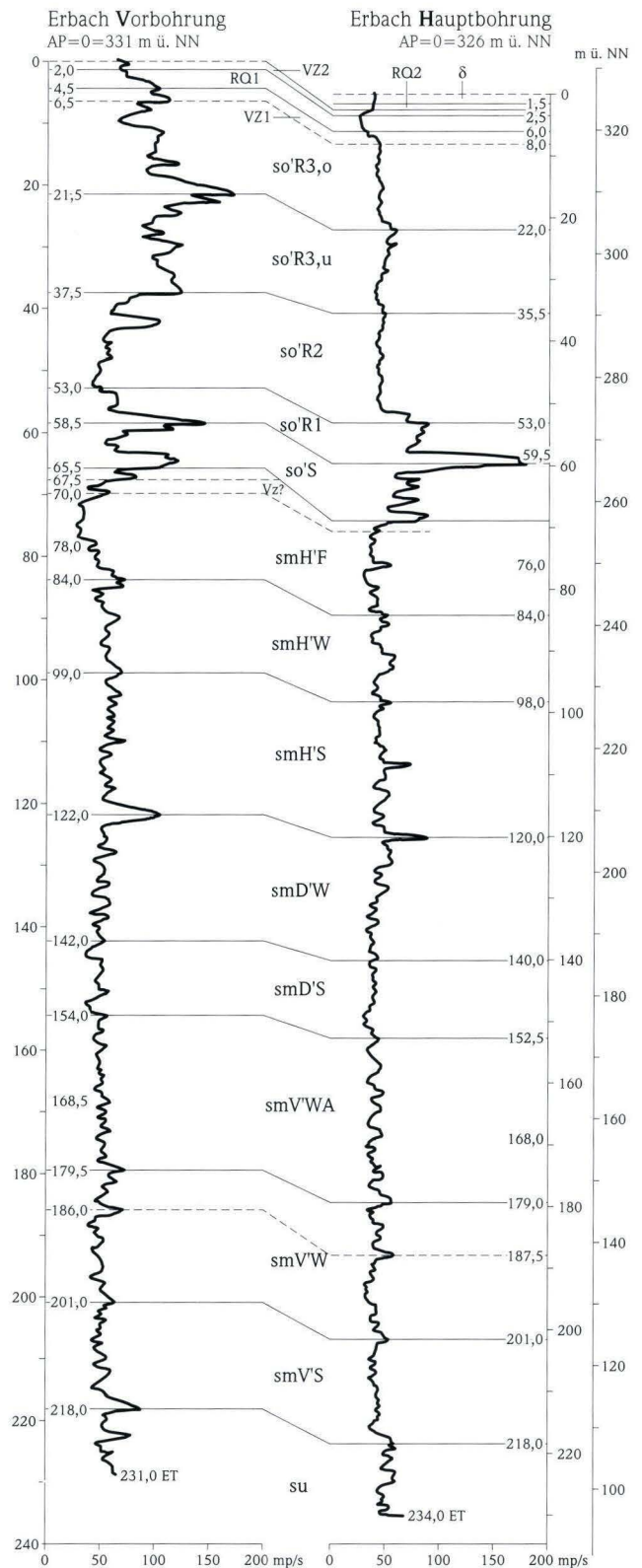


Abb. 1. Parallelisierung zweier Gamma-Logs aus ca. 180 m auseinander stehenden Bohrungen aus dem Raum Erbach. Die ausführlichen Namen der für die Schichtenfolge des Rötquarzits bis in den Unteren Buntsandstein stehenden Kurzbezeichnungen können aus dem Text und Tab. 1 entnommen werden.

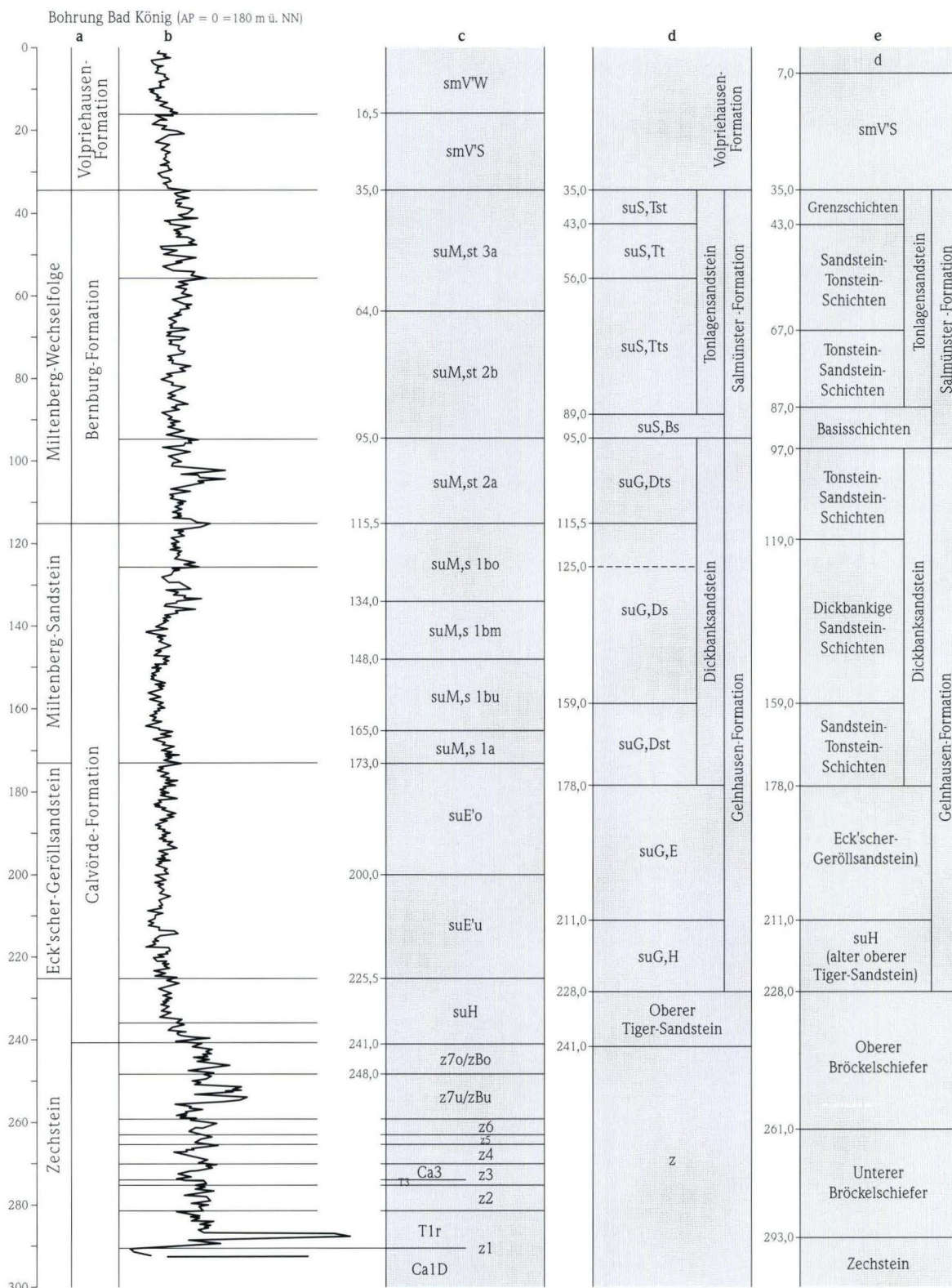


Abb. 2. Gamma-Log der Bohrung im Kurpark Bad König (TK 25, Bl. 6220 Würth am Main, R 3500470, H 5511830), das in der Volpriehausen-Wechselfolge (smVW) beginnt und hier im Bereich der Oberen Schichten der Randfazies des Zechstein 1 (Ca1D) endet. Erläuterung der verwendeten Kurzsignaturen im Text. Die Spalten bedeuten: **a)** die übliche Standardgliederung, **b)** das Gamma-Log mit Meterangaben u. AP, **c)** Gliederung nach BACKHAUS (1975) und im Zechstein nach Käding (frdl. schriftl. Mitt. 2002), **d)** Gliederung des Logs nach Schema DIEDERICH & LAEMMLEN (1964), **e)** Profilaufnahme des Bohrguts durch BÖKE & DIEDERICH (1972).

2. Stratigraphie und sedimentologische Ausbildung des Buntsandsteins und Zechsteins im mittleren Odenwald

2.1 Bohrungen und Gamma-Logs im Raum Erbach

Bohrungen Erbach V (1990) und Erbach H (1991), TK 25, Bl. 6319 Erbach / 6320 Michelstadt.

Die beiden Bohrungen Erbach V und H sind nur 180 m voneinander entfernt. Sie setzen im Rötquarzit (Oberer Buntsandstein, Röt 4) an, durchteufen den gesamten Mittleren Buntsandstein und enden in den obersten Schichten des Unteren Buntsandsteins (Abb. 1).

Die Gamma-Logs der beiden Bohrungen werden mit Hilfe der von BACKHAUS 1994 aufgenommenen Bohrguts der Hauptbohrung Erbach H interpretiert. Bei einer Höhendifferenz der Ansatzpunkte von 5 m gibt es trotz der geringen räumlichen Entfernung zwischen beiden Logs Abweichungen, die sowohl durch das aus der Kartierung herzuleitende östliche Einfallen der Schichten mit 1–2° als auch aus dem Aufbau der einzelnen Sedimentkörper zu erklären sind.

2.1.1 Oberer Buntsandstein (so)

Röt-Formation (so'R); ca. 86 m

Röttone und Rötquarzit (Röt 4); rd. 35 m

Der höchste Abschnitt des Röt 4, die **Röttone**, ist in den Bohrungen Erbach nicht durchteuft worden, jedoch in zwei Aufschlüssen in Michelstadt-Steinbach zugänglich und durch BACK-

HAUS (1981) und BACKHAUS & HEIM (1995) ausführlich beschrieben worden. Diese zwischen dem Muschelkalk und dem eingekieselten Rötquarzit liegenden rötlichen, schluffig-tonigen Sedimente werden im mittleren Odenwald knapp 30 m mächtig. Zwei sandige Bänke im unteren Teil entsprechen der Höhenlage nach dem „Epfenbacher Sandstein“ des südlichen Odenwalds, und die muschelführenden Zonen darüber sind den „Myophorienbänken“ zuzuordnen (BACKHAUS 1981).

Die Schichtenfolge des **Rötquarzits** ist mit ca. 5 m im Anschluss an der Straße Steinbach–Steinbuch mit zwei Sandsteinbänken (RQ1 und RQ2 in Abb. 1) und einer dazwischen liegenden violetten Zone (VZ 2) vollständig erschlossen (BACKHAUS & HEIM 1995). Im Liegenden folgt eine 2 m mächtige violett-graue Zone (VZ 1), die vom sedimentologischen Geschehen her dem Oberen Plattensandstein (Röt 3, s.u.) zuzuordnen ist.

Im Bohrgut der Bohrung Erbach H liegt unter ca. 1 m Lösslehm ein grau-grünlicher eingekieselter Fein- bis Mittelsandstein, der dem Rötquarzit zugerechnet werden kann (RQ2, Abb. 1). Zwischen 2,5–4 m ist ein schluffiger Sandanteil von gräulicher und violetter Farbe anzutreffen, der der „VZ 2“ entsprechen könnte.

Im Gamma-Log der im oberen Teil strahlungsmäßig wenig differenzierten Bohrung Erbach H reicht der „RQ 1“ bis ca. 6 m u. AP, in dem der Bohrung Erbach V dagegen nur bis 4,5 m.

Die Mächtigkeiten des Rötquarzits und Röttons (Röt 4) betragen zusammen rund 35 m.

Tab. 1. Verwendete Standardgliederung des Buntsandsteins im mittleren Odenwald (verändert nach BACKHAUS 1975).

Oberer Buntsandstein (so) (ca. 95 m)	Röt-Formation (so'R)	Röt 4:	Röttone (so'RT) Rötquarzit (so'RO)
		Röt 3:	Oberer Plattensandstein (so'R3,o) Mittlerer Plattensandstein (so'R3,u)
		Röt 2:	Unterer Plattensandstein (so'R2)
		Röt 1:	(so'R1)
	Solling-Formation (so'S)		
Mittlerer Buntsandstein (sm) (ca. 150 m)	Hardeggen-Formation (smH)	Felssandstein (smH'F) Hardeggen-Wechselfolge (smH'W) Hardeggen-Sandstein (smH'S)	
	Detfurth-Formation (smD)	Detfurth-Wechselfolge (smD'W) Detfurth-Sandstein (smD'S)	
	Volpriehausen-Formation (smV)	(Obere) Volpriehausen-Wechselfolge = Avicula-Sandstein (smV'WA) (Untere) Volpriehausen-Wechselfolge (smV'W) Volpriehausen-Sandstein (smV'S)	
Unterer Buntsandstein (su) (ca. 206 m)	Miltenberg-Formation (suM)	Miltenberg-Wechselfolge (suM,st) Miltenberg-Sandstein (suM,s)	
	Eck'scher Geröllsandstein (suE)		
	Heigenbrücken-Sandstein (suH)		

Oberer und Mittlerer Plattensandstein (Röt 3); 29,5–33 m

Der Röt 3 liegt im mittleren Odenwald in Plattensandsteinfazies vor. Oberer und Mittlerer Plattensandstein entsprechen den Unteren Röttonen Frankens.

Im Bohrgut der Bohrung Erbach H deuten Feinsande und Schluffe, im unteren Meter auch Mittelsande mit blauen und violetten Farben und graue eingekieselte Brocken – wohl als Nachfall – bis 10 m u. AP auf die Zugehörigkeit zur „VZ 1“, die den Top des **Oberen Plattensandsteins (so'R3,o)** bildet. Im Log der Bohrung Erbach V dehnt sich die „VZ 1“ bis ca. 6,5 m u. AP (oder evtl. bis 8,5 m) aus.

Auffällig ist im Gamma-Log der Bohrung Erbach V eine zwischen 8,5–12 m Tiefe stark hervorspringende Sandsteinschüttung, die in Anlehnung an den ca. 3 km entfernten Aufschluss in Steinbach die Deutung als ausgeprägte Rinnenfüllung nahe legt, wie sie BACKHAUS & HEIM (1995: Abb. 1–3) am Top des Oberen Plattensandsteins beschrieben haben.

Der typische bräunliche, plattige Fein- bis Mittelsandstein des Oberen Plattensandsteins reicht in Bohrung Erbach H bis 22 m u. AP.

Die Mächtigkeit des Oberen Plattensandsteins beträgt gemäß Log-Interpretation der beiden Bohrungen 16–17 m.

Was in der Bohrung Erbach H zwischen 22–35,5 m nur angedeutet ist, fällt in Bohrung Erbach V deutlich ab dem 21. Meter auf: die Zunahme des bräunlichen Feinsand- und Schluffanteils im Bohrgut, die den Top des **Mittleren Plattensandsteins (so'R3,u)** anzeigt. Im Aufschluss Steinbach ist diese Zunahme bereits ca. 8 m unterhalb der VZ 1 zu erkennen. Dieser Abschnitt wird nach Süden hin sandiger, nach NE hin toniger; er ist auch bei der Kartierung als Verflachung im Relief zu erkennen.

In den beiden Gamma-Logs der Bohrungen Erbach V und H ist der Mittlere Plattensandstein 13,5–16 m mächtig.

Unterer Plattensandstein (Röt 2); 16–17,5 m

Unterhalb des Mittleren Plattensandsteins bis ca. 53 m u. AP lässt sich in beiden Erbacher Logs eine dreifach abgestufte untergliederbare Einheit ausmachen, die den **Unteren Plattensandstein (so'R2)** darstellt. Das Bohrgut dieses Abschnitts enthält zunehmend Mittelsande bis 0,5 mm Ø, der Schluffanteil ist wesentlich geringer als im Oberen Plattensandstein. Lagenweise treten Grobsande hinzu und stellenweise sind Partien eingekieselt.

Röt 1 (?); 5,5–6,5 m

In den Gamma-Logs beider Erbacher Bohrungen wird unterhalb 53 m u. AP die Strahlung intensiver – in Bohrung Erbach H auffälliger als in Erbach V –, was im Vergleich zu Spessart-Profilen die Annahme rechtfertigt, hier eine Vertretung des **Röt 1 (so'R1)** zu sehen. Während das fein- bis mittelsandige Bohrgut im 55. Meter u. AP sogar Grobsande enthält, geht es ins Liegende zunehmend in einen Schluff über. Die Schluffanreicherung setzt sich bis 59 m u. AP fort. In den Gamma-Logs beider Bohrungen liegt in diesem Bereich der intensivste Ausschlag der Strahlungskurve.

Solling-Formation (soS); 8,5–9 m

Eine viergliederte vorauslaufende Schüttung, die in Bohrung Erbach V nur bis 65,5 m u. AP zu reichen scheint, sich aber in Bohrung Erbach H bis 68 m u. AP ausdehnt, ist im Bohrgut der Erbach H bis 67 m u. AP vorwiegend mittelsandig ausgebildet, oben mit grauen Nestern, schluffig und mehr bräunlich. In diesem deutlich vom Liegenden und Hangenden abgesetzten Segment ist das lokale Äquivalent der gesamten Solling-Formation zu sehen. Wahrscheinlich ist der obere wenig strahlende Vorsprung in der Bohrung Erbach V zwischen 65 und 67,5 m (Abb. 1) auch noch der Solling-Formation zuzurechnen, weil es sich um einen gesonderten, unterschiedlich tief einschneidenden Schüttungskörper handelt.

2.1.2 Mittlerer Buntsandstein (sm)

Die in den Logs von Erbach dem Mittleren Buntsandstein zuzuordnende Schichtenfolge reicht von 68 m bis 218 m u. AP, das sind 150 m. Im Bohrgut der Bohrung Erbach H sind es zumeist Mittelsandsteine mit wechselnden Anteilen an Fein- und vor allem Grobsanden.

Eine Untergliederung der Gamma-Logs in bekannte stratigraphische Einheiten richtet sich vor allem nach den weniger strahlenden Bereichen und kann in Anlehnung an die Profile aus dem Spessart (FREUDENBERGER, in Vorber.), der Margareten-schlucht (BACKHAUS et al. 2002) und der Bohrung Kraichgau 1002 (SAVAS 1998, LEIBER, in Vorber.) vorgenommen werden. Ergebnisse aus Hangkartierungen werden dabei in die Überlegungen einbezogen.

Hardeggen-Formation (smH); 52–54,5 m

Felssandstein (smH'F); 16,5–16 m

Am Top des Felssandsteins (68–70 m u. AP) vermag man im Bohrgut der Bohrung Erbach H eine zwei Meter mächtige Zone mit schmutziggelben und -gelbgrauen Mittelsanden aushalten, in denen eine violette Zone (VZ) vermutet werden kann. Im Log der Bohrung Erbach V liegt diese Zone bei 65,5–70 m u. AP (Abb. 1).

Die Abgrenzung des Felssandsteins nach unten ist schwierig. In beiden Log-Profilen gibt es eine sehr ausgeprägte Zäsur bei 84 m. In der resultierenden großen Mächtigkeit des Felssandsteins von 16,5–16 m liegt ein echter Zyklus von feinerem Material zu gröberem (Oben-grob-Zyklus) vor. Sein Maximum ist in Bohrung Erbach V bei 78 m (Erbach H bei 76 m) zu sehen; bis zum Top bei 68 m scheint dann wieder intensivere Strahlung einen ansteigenden feinkörnigeren Anteil zu signalisieren. Die strahlungsärmste Zone zwischen 72–78 m der Bohrung Erbach V kommt im Bohrgut nicht zum Ausdruck.

Während im Bohrgut der Bohrung Erbach H im oberen Teil des Felssandsteins zumeist bräunliche Fein- und Mittelsande mit Korngrößen bis 0,4 mm Ø vorhanden sind, wird die Körnung unterhalb 73 m u. AP lagenweise gröber, bis 0,3–0,7 mm. Der Grobsandanteil erreicht zwischen 80–82 m u. AP

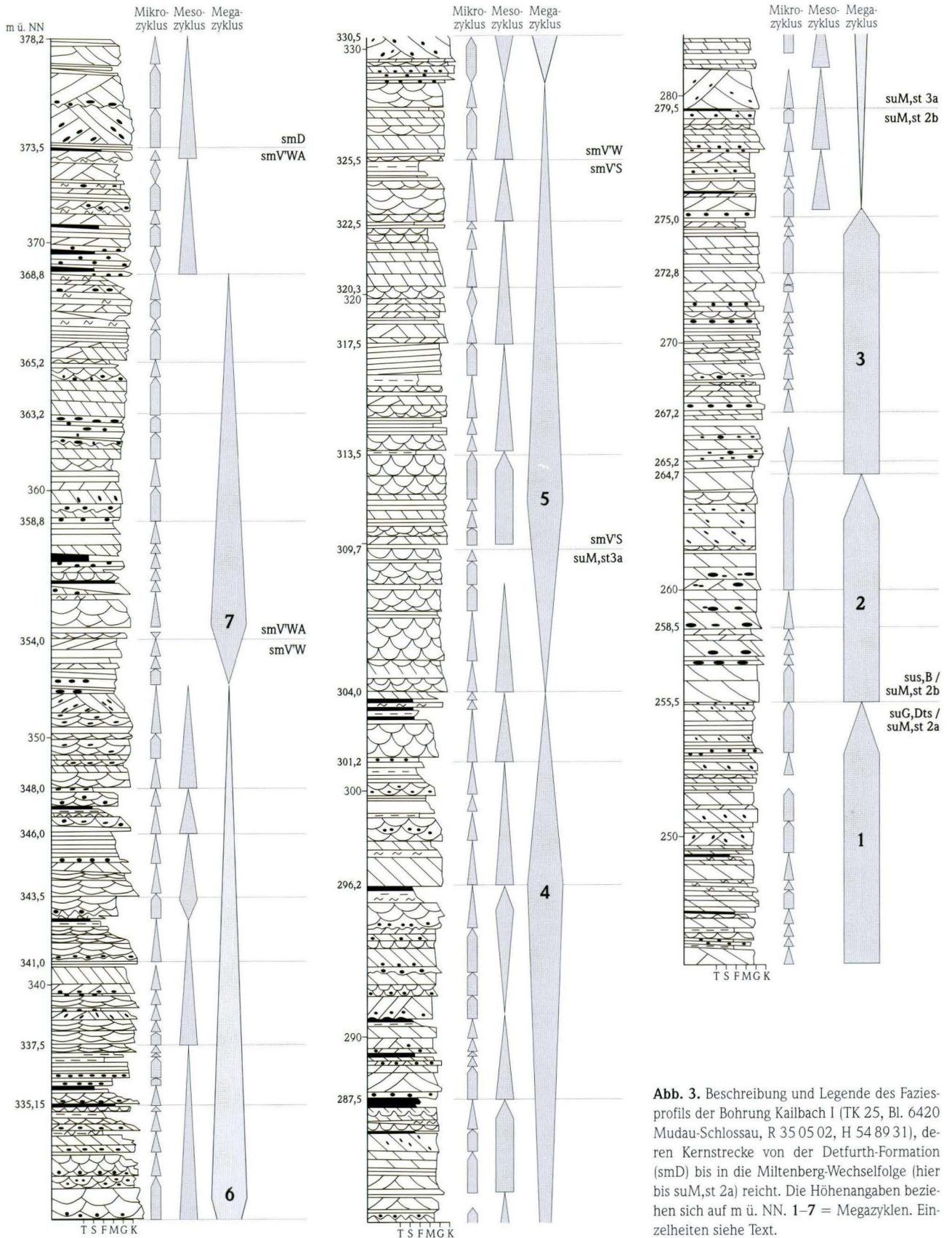


Abb. 3. Beschreibung und Legende des Faziesprofils der Bohrung Kailbach I (TK 25, Bl. 6420 Mudau-Schlossau, R 35 05 02, H 54 89 31), deren Kernstrecke von der Detfurth-Formation (smD) bis in die Miltenberg-Wechselfolge (hier bis suM, st 2a) reicht. Die Höhenangaben beziehen sich auf m ü. NN. 1–7 = Megazyklen. Einzelheiten siehe Text.

Korngrößen von 1 mm. Einige scharfkantige Gesteinsbrocken im Bohrgut weisen auf eine Verkieselung der Sandsteine hin; die Mittelsandkörner sind gut gerundet.

Von der Feldkartierung ist der Felssandstein vor allem durch die die Hänge bedeckenden m³-großen Blöcke bekannt. Sie sind eingekieselt und zeigen gut ausgeprägte laterale Schrägschichtung und eine lagenweise Anreicherung von Geröllen. Herausgewitterte Tongallen verursachen eine auffallende Löcherigkeit. Auf Bl. 6220 Wörth am Main findet man an der Basis des Felssandsteins eine 0,5–1 m starke Lage eines gleichkörnig feinkiesigen (1–4 mm) und wenig verkitteten Sandsteins mit gut gerundeten Körnern (BACKHAUS & STOLBA 1967: Abb. 2).

Der hier beschriebene Felssandstein entspricht dem Hauptgeröllhorizont (sm5) der alten hessischen Gliederung. Er wird dem „Kristallsandstein“ des Spessarts und dem „Kugelsandsteinhorizont“ der Pfalz gleichgesetzt und als eigenständige Sedimentationseinheit am Top der Hardeggen-Formation betrachtet.

Hardeggen-Wechselfolge und Hardeggen-Sandstein (Hardeggen-Formation i.e.S., smH'W und smH'S); 36–38 m

Diese Schichtenfolge ist in den beiden Gamma-Logs der Erbacher Bohrungen gut erkennbar und an Strahlungsseinschnitten in vier größere Einheiten zu untergliedern. Die Basis liegt in Bohrung Erbach V bei 122 m u. AP, in der Erbach H bei 120 m. Die im Regelfall kleine asymmetrische Sohlbankzyklen anzeigenden Straten fallen auch im Bohrgut der Bohrung Erbach H durch gröberes, stellenweise Geröllgröße erreichendes Korn an der Basis und feinkörniges Material am Top auf. Grobsandzonen trifft man unterhalb 85–88 m, besonders bei 90 m, und angereichert zwischen 96–98 m u. AP.

Bei einer Untergliederung der Hardeggen-Formation im Gamma-Log bietet es sich an, bei 99 m (Erbach V) bzw. 98 m u. AP (Erbach H) die Basis der Hardeggen-Wechselfolge anzunehmen.

Obwohl der Abschnitt von 98–120 m u. AP in Bohrung Erbach H (in Erbach V von 99–122 m) durch das Strahlungsmaximum bei 108 m im Gamma-Log deutlich zweigegliedert ist, spricht vieles dafür, die gesamten 22 m bzw. 23 m als Hardeggen-Sandstein einzuordnen.

Im Bohrgut der Bohrung Erbach H ist von 103–108 m u. AP der Grobsandanteil (0,6–0,8 mm Ø) wieder relativ hoch, um dann nach einer 1 m mächtigen Schluffzone nochmals stärker angereichert zu sein. Unterhalb von 114 m sind in einzelnen Lagen bis zu 1,5 mm große Gerölle vorhanden.

Bei der Aufnahme des Bohrprofils – bei in regelmäßigen Abständen von 1 m entnommenen Proben – kommt eine Sedimentationsrhythmik mit ca. 2 m-mächtigen Sequenzen zum Ausdruck, die nur selten noch schluffige Komponenten zeigen; meist enden sie im feinsandigen Mittelsand.

Detfurth-Formation (smD); 32,5 m

Der in Bohrung Erbach H von 120–152,5 m u. AP reichende Abschnitt der Detfurth-Formation ist im Gamma-Log durch eine stärker strahlende Zone signifikant von der Hardeggen-Formation

getrennt. Im Bohrgut der Bohrung Erbach H fehlen die zuvor beschriebenen Grobsandanteile. Stattdessen dominieren feinsandige, oben auch schluffige Mittelsande. Erst bei 127–129 m findet man vereinzelt Grobsandkörner in den Mittelsanden, im Abschnitt zwischen 132–135 m werden Grobsande häufiger; es sind jetzt sogar Gerölle bis zu 3 mm Ø nachzuweisen.

Bei 128 m u. AP wird das Gamma-Log strahlungsärmer, zeigt aber in sich ein ausgeprägteres Relief. In der lagenweisen Anreicherung von Grobsanden bis Feinkieseln im Bohrgut der Bohrung Erbach H – etwa zwischen 141–143 m, bei 145 m und bei 147 m – kann man den petrographischen Beleg dafür sehen.

Im Gamma-Log der Bohrung Erbach V erscheint es möglich, an der Basis der Detfurth-Formation zwei niedrig strahlende 4 m und 3 m mächtige Zonen und – nach einer 2 m mächtigen Zwischenzone – eine weitere 3 m mächtige Zone bis 143 m u. AP als Doppelbank des **Detfurth-Sandsteins (smD'S)** von der **Detfurth-Wechselfolge (smD'W)** abzutrennen. Insgesamt sind damit 12,5 m (in Bohrung Erbach H 11,5 m) als Detfurth-Sandstein zu definieren; der Rest der Detfurth-Formation mit 21 m (bzw. 20 m) bildet die Detfurth-Wechselfolge.

Volpriehausen-Formation (smV); 63,5–65,5 m

Die Volpriehausen-Formation ist in den Gamma-Logs der Bohrungen Erbach V und H als ein 63,5 m (V) bzw. 65,5 m (H) mächtiger Abschnitt zwischen 154,5 m bzw. 152,5 m bis 218 m u. AP auszuscheiden. Er ist zu untergliedern in einen oberen Teilabschnitt, der recht monoton kleinrhythmisch aufgebaut ist und in den Logs bis 179,5 bzw. 179,0 m u. AP reicht und ist 25 m bzw. 26,5 m mächtig. Es folgt nach unten bis 186 m bzw. 187,5 m ein rund 8 m mächtiger mittlerer Teilabschnitt, der von etwas stärker strahlenden Zonen begrenzt wird. Der nach unten folgende untere Teilabschnitt bis zur Basis bei 218 m u. AP besteht nach Interpretation der Gamma-Logs, aber auch des Bohrguts der Bohrung Erbach H, aus mehr sandigeren Schüttungskörpern. Man kann ihn bei Meter 201 noch einmal untergliedern (s.u.).

Diese Untergliederung der Volpriehausen-Formation im Gamma-Log stimmt gut mit der im Folgenden beschriebenen, in Hessen üblichen Gliederung in Obere und Untere Volpriehausen-Wechselfolge und Volpriehausen-Sandstein überein.

Obere Volpriehausen-Wechselfolge (smV'WA); 25–26,5 m

Der in den Erbacher Gamma-Logs 25–26,5 m mächtige obere Teilabschnitt der Volpriehausen-Formation ist bei Kartierarbeiten stets ausgeschieden und teilweise der Detfurth-Formation oder – bei den von BACKHAUS betreuten Arbeiten – als oberer Teil der Volpriehausen-Formation ausgehalten worden. In BACKHAUS et al. (2002) wurde er in gedanklicher Anlehnung an die Verhältnisse in Nordhessen als smV'Wechselfolge „Avicula-Sandstein“ benannt.

Im Bohrgut der Bohrung Erbach H sind die oberen 12 m der Oberen Volpriehausen-Wechselfolge im Wesentlichen mittelsandig mit geringen Anteilen an Feinsand und Schluff, aber auch

Grobsand bis 0,8 mm Korngröße (gelegentlich bis 1,2 mm) ist vorhanden. Die Körner sind durchweg gut gerundet. Nach unten folgen in den Abschnitten bei 168–169 m, 171–173 m und 175–179 m drei stärker grobsandige Mittelsandsteine mit Körnungen bis 1,0 mm. Vor allem im trockenen Zustand entspricht das Material wegen der guten Rundung der Körner dem bei der Kartierung als typisch für die Volpriehausen-Formation angesehenen „Kaviar“-Sandstein. Zu vergleichen ist dieser Abschnitt mit dem in BACKHAUS et al. (2002) im Bahneinschnitt bei Neckargerach und unterhalb der Minneburg als smV^{WA} gekennzeichneten.

Untere Volpriehausen-Wechselfolge (smV^W); 21,5–22 m

Die Untere Volpriehausen-Wechselfolge umfasst den in den Gamma-Logs ausgeschiedenen mittleren Teilabschnitt und die obere Hälfte des unteren Teilabschnitts (s.o.).

Das Bohrgut des im Gamma-Log der Bohrung Erbach H von 179–187,5 m u. AP reichenden mittleren Teilabschnitts besteht vorwiegend aus Mittelsanden. Man kann eine 2 m starke grobsandige Basis und am Top eine Schluffzone nachweisen. Im Liegenden wird dieser Teilabschnitt von einem fast 1 m starken, mehr schluffigen Bereich begrenzt. Bei 183 m kann man im Bohrgut auf bräunlichen, schluffigen Feinsandstein-Bruchstücken einen violetten Anflug beobachten.

Unterhalb 187,5 m u. AP herrschen im Bohrgut der Bohrung Erbach H Mittelsande vor, deren Korngrößen selten über 0,4 mm hinausgehen. Die Rundung der Körner ist gut. Die Mittelsande werden mehr oder weniger durch feinsandige Zonen und gelegentlich auch durch Schlufflagen untergliedert. Die basalen 2 Meter enthalten Grobsandkörner bis zu 1 mm Korngröße.

Die Basis der Unteren Volpriehausen-Wechselfolge wird in den Gamma-Logs beider Bohrungen durch eine geringfügig höhere Strahlung bei 201 m u. AP erkennbar.

Volpriehausen-Sandstein (smV^S); 17 m

Die in beiden Gamma-Logs von 201 bis 218 m u. AP reichende, somit 17 m mächtige, in sich rhythmisch aufgebaute Zone kann wegen des stärker werdenden Grobsandanteils im Bohrgut der Bohrung Erbach H als der basale Volpriehausen-Sandstein ausgeschieden werden. Bei 207 m und 216 m konnten Gerölle bis zu 2,5 mm nachgewiesen werden. Die basalen 2 Meter bestehen aus einem Mittelsand mit deutlich hervortretenden gut gerundeten Einzelkörnern, der von einem strahlungsintensiven, schluffig-mittelsandigen Feinsandbereich unterlagert wird.

2.1.3 Unterer Buntsandstein (su)

Die Gamma-Logs der beiden Erbacher Bohrungen enden bei 229 m (Erbach V) resp. 230 m u. AP (Erbach H). Das Bohrgut der Bohrung Erbach H liegt bis zur Endteufe von 234 m u. AP vor und besteht hauptsächlich aus Mittelsandstein, der neben Feinsand aber durchaus noch Grobsandkörner (bis 1 mm Korngröße)

und sogar vereinzelt Gerölle enthalten kann. Man kann auch im Bohrgut noch zwei 5–6 m mächtige Kleinzyklen ausmachen, wie sie bereits durch die Gamma-Strahlungskurven angedeutet werden.

2.2 Bohrung und Gamma-Logs in Bad König

Mineralwasserbohrung Bad König (1972/1992), TK 25, Bl. 6220 Wörth am Main, R 35 00 470, H 55 11 830

Die Mineralwasserbohrung Bad König setzt in der Volpriehausen-Wechselfolge des Mittleren Buntsandsteins an, durchteuft den gesamten Unteren Buntsandstein, den Zechstein und das Rotliegend und endet im Kristallin. Dieses Profil schließt damit genau an das der beiden Erbacher Bohrungen an.

Die folgende Beschreibung der Einheiten des Buntsandsteins und des Zechsteins stützt sich auf die Interpretation der vorliegenden Gamma-Logs aus den Jahren 1989 und 1992, die beide im tiefsten Zechstein (z1) enden, sowie auf die vorhandenen Bohrproben. Bis 367 m u. AP (Top Rotliegend) liegt zerkleinertes Bohrgut vor, darunter bis zur Endteufe von 464 m u. AP Kerne. Die hier vorgenommene Gliederung und Interpretation der Gamma-Logs wird verglichen mit der stratigraphischen Einstufung durch BÖKE & DIEDERICH (1972), die auf der sog. Spessart-Gliederung nach DIEDERICH & LAEMMLEN (1964) beruht. Das Gamma-Log von 1992 ist zusammen mit den diskutierten Einstufungen in Abb. 2 zu sehen.

2.2.1 Mittlerer Buntsandstein (sm)

Volpriehausen-Formation (smV); > 28 m

In den oberen 45 Metern überlappt die Strahlungskurve des Gamma-Logs der Bohrung Bad König die der beiden etwa 10 km entfernt stehenden Bohrungen Erbach V und H, sodass ein stratigraphischer Vergleich möglich ist. Damit ist eine Zuordnung des oberen Teils der Bohrung Bad König zur Volpriehausen-Formation sicher zu führen.

Unterhalb der 7 m mächtigen Quartärbedeckung sind in Bad König Grob- und Mittelsandsteine vorhanden; das Material ist grobsandiger als im Erbacher Raum. Man könnte hier den smV^S als 28 m mächtig sehen und keine Volpriehausen-Wechselfolge abtrennen. Von 16,5–35 m reicht hier jedoch der mit dem Erbacher Raum vergleichbare, 18,5 m mächtige Volpriehausen-Sandstein, so dass bei 16,5 m die Grenze zwischen (Unterer) Volpriehausen-Wechselfolge (smV^W) und Volpriehausen-Sandstein (smV^S) zu ziehen ist.

Drei größere Sedimentationseinheiten oberhalb 21,5 m im Gamma-Log Bad König entsprechen dem Abschnitt 186–201 m u. AP in den Erbacher Bohrungen. Darunter schließen sich zwischen 21,5 und 35 m u. AP fünf geringer mächtige Einheiten an. Gerölle bis zu 3 mm wurden bislang nur in den basalen 7 m der Volpriehausen-Formation (zwischen 28 und 35 m u. AP) gefunden.

Die Grenze sm/su ist im Gamma-Log der Bohrung Bad König bei 35 m u. AP zu ziehen. Kartiertechnisch ist diese Grenze mit

dem allmählichen morphologischen Anstieg, dem markanten Bewuchs und auch petrographisch durch den kaviarartigen Sandstein leicht zu erkennen.

2.2.2 Unterer Buntsandstein (su)

Im Unteren Buntsandstein wird im Folgenden die im Odenwald übliche Standardgliederung in Miltenberg-Formation, Eck'schen Geröllsandstein und Heigenbrücken-Sandstein nach BACKHAUS (1975) angewendet. Ein bloßes Ersetzen dieser Formationsnamen durch die Gliederungsschemata Bernburg- und Calvörde-Formation bzw. Salmünster- und Gelnhausen-Formation ist nicht ohne weiteres möglich, sondern würde neue Fehler schaffen und Gliederungsmöglichkeiten einschränken. Mögliche Korrelationen zwischen diesen drei genannten Gliederungsmöglichkeiten werden an den jeweiligen Stellen im Text aufgezeigt und sind der Abb. 2 zu entnehmen.

Miltenberg-Formation (suM); 138 m

Die Miltenberg-Formation wird unterteilt in Miltenberg-Sandstein und Miltenberg-Wechselfolge, die den Einheiten sm2 und sm3 der alten hessischen Gliederung entsprechen.

Miltenberg-Wechselfolge (suM,st); 80,5 m

Im Gegensatz zu den beiden unterhalb der su/sm-Grenze noch recht grobsandigen Schüttungskörpern, die im Raum Erbach über 10 m im Gamma-Log (16 m Bohrgut der Bohrung Erbach H) ausmachen, ist die Strahlung im Gamma-Log Bad König etwas intensiver und das Bohrgut feinsandiger. Die oberste, 8 m mächtige Zone der Miltenberg-Wechselfolge enthält in Bad König auch Schluffsteine und lässt sich im Gamma-Log gegen das Liegende abgrenzen. Hier könnte man die Grenzschichten des Tonlagen-Sandsteins der Profilbeschreibung nach BÖKE & DIEDERICH (1972) (suS,Tst, nach DIEDERICH & LAEMMLEN 1964) aushalten (Abb. 2, Spalten d und e). Im gleichen Niveau ließ sich eine über 10 m Höhendifferenz gehende Verflachungszone bei Kartierungen im nördlich anschließenden Raum aushalten (STAHL 1993, KREUTZ 1994).

Zusammen mit drei im Liegenden bis 56 m u. AP folgenden sandigeren Schüttungskörpern erhält man einen 21 m mächtigen Sohlbankzyklus, der überwiegend aus Feinsandsteinen mit Schluffsteinlagen aufgebaut ist und an der Basis eine Vergrößerung zum Mittelsandstein aufzeigt. In der Gliederung von BACKHAUS (1975) gehört dieser Bereich der **Zone 3a** der Miltenberg-Formation (suM,st 3a) an. Wenn er überhaupt in ein bisher übliches Gliederungsschema einzupassen ist, dann vielleicht als Sandstein-Tonstein-Schichten (suS,Ts) im Tonlagensandstein (DIEDERICH & LAEMMLEN 1964) (Abb. 2).

Über weitere 21 m ist in Gamma-Log und Bohrgut von Bad König bis 77 m u. AP eine relativ gleichmäßig rhythmisch aufgebaute Zone von mittelsandigen Feinsandsteinen im Wechsel mit Schluffsteinen erkennbar. Die Zäsur-Marke bei 64 m im Log ist auf die Häufung von Schluffsteinen zurückzuführen; daher setzt

hier in Hangprofilen eine Verflachung im Anstieg ein. Bei Kartierungen in der Miltenberg-Wechselfolge ist die Grenze zwischen den Zonen 3a und 2b zu ziehen.

Bei dreifacher Untergliederung der **Zone 2b** der Miltenberg-Wechselfolge (suM,st 2b) gemäß BÖKE & DIEDERICH (Abb. 2e) kann man bei 95 m u. AP die Basis der „Basisschichten“ (suS,Bs) und damit ihrer hier 60 m mächtigen Salmünster-Formation sehen. Nach der Gliederung DIEDERICH & LAEMMLEN (1964) müsste man bei 89 m u. AP die Grenze zwischen dem Tonlagensandstein und den Basisschichten (suS,Ts/suS,Bs) der Salmünster-Formation festlegen (Abb. 2d).

Im Vergleich mit den von FREUDENBERGER (in Vorber.) angegebenen 62 m für den Spessart und den aus der Profilaufnahme von BÖKE & DIEDERICH gewonnenen 62 m ergibt sich eine gute Übereinstimmung.

Für den untersten Abschnitt der Miltenberg-Wechselfolge, die **Zone 2a** der Gliederung BACKHAUS (1975), verbleibt in Bohrung Bad König der Bereich von 95–115,5 m u. AP, also 20,5 m (Abb. 2). Die Miltenberg-Wechselfolge ist somit 80,5 m mächtig.

Die heute im norddeutschen Raum bei der Zweiteilung des Unteren Buntsandsteins festgelegte Grenze Bernburg-/Calvörde-Formation ist mit der Grenze Miltenberg-Wechselfolge-/Sandstein nicht identisch. Letztere ist in Abb. 2 gemäß der Auffassung von BACKHAUS bei 115,5 m eingetragen. Nach freundlicher schriftlicher Mitteilung von KÄDING müsste die Grenze Bernburg-/Calvörde-Formation bei 125 m u. AP liegen.

Miltenberg-Sandstein (suM,s); 57,5 m

Im Gamma-Log der Bohrung Bad König umfasst der Miltenberg-Sandstein den Abschnitt von 115,5–173,0 m (Abb. 2a). BÖKE & DIEDERICH sahen abweichend davon im Bohrgut erst bei 119 m die Obergrenze ihrer „Dickbankigen Sandstein-Schichten“ des Dickbank-Sandsteins (Abb. 2e).

Der Miltenberg-Sandstein (der eigentliche Dickbank-Sandstein mit „Pseudomorphosen“ bei BÖKE & DIEDERICH) wird aus vielfältigen Kartiererfahrungen von BACKHAUS dreifach unterteilt in die Horizonte 1bo, 1bm und 1bu (von oben nach unten).

Von 115,5–134 m reicht im Bohrgut der Bohrung Bad König eine Feinsandstein-Zone mit tonig-schluffigen Lagen. Diese Zone weist im Gamma-Log (hier 115,5–136,5 m) mehrere ausgeprägte Strahlungsmaxima auf und setzt sich deutlicher vom Liegenden als vom Hangenden ab. Der **1bo-Horizont** des Miltenberg-Sandsteins (suM,s 1bo) erreicht danach eine Mächtigkeit von 18,5 m. Im Gelände ist er nicht so steilwandig ausgebildet wie der tiefere Teil des Miltenberg-Sandsteins.

Der dreigeteilte eigentliche Miltenberg-Sandstein endet im Gamma-Log Bad König bei 165 m u. AP. In Anlehnung an die Kartiererfahrung kann man bei 148,0 m u. AP noch die Grenze zwischen dem **1bm-Horizont** und dem **1bu-Horizont** ziehen. Der vorwiegend mittelsandige, nach unten gröber werdende und vereinzelt Kiese enthaltende Miltenberg-Sandstein i.e.S. nach BACKHAUS (1975) umfasst somit rund 50 m (134,0–165,0 m u. AP).

Traditionell wird aber der relativ mürbe **1a-Horizont**, der in

früheren Jahren nicht besonders beachtet wurde, noch zum Miltenberg-Sandstein hinzugerechnet. Im Gamma-Log Bad König reicht er bis 173 m u. AP, ist also 8 m mächtig. Bei BÖKE & DIEDE- RICH werden in etwa diesem Niveau, von 159–178 m, die damit 19 m mächtigen Sandstein-Tonstein-Schichten des Dickbank-Sandsteins ausgewiesen.

Alle vier Horizonte zusammen ergeben somit eine Mächtigkeit des Miltenberg-Sandsteins von 58 m in Bohrung Bad König.

Miltenberg-Sandstein und -Wechselfolge (= sm2 und sm3 der alten hessischen Gliederung) erreichen in Bohrung Bad König nur eine Mächtigkeit von 138 m; für den bayerischen Spessart gibt FREUDENBERGER (in Vorber.) 147 m an.

Eck'scher Geröllsandstein (suE); 52,5 m

Genetisch wird der 1a-Horizont des Miltenberg-Sandsteins als auslaufende Topstrata dem liegenden Sedimentationszyklus, dem Eck'schen Geröllsandstein, zugerechnet, zumal man bei der Kartierung darin gelegentlich noch Gerölle im schluffigen Feinsandstein findet (Raum Höchst i. Odenw., TK 25, Bl. 6120 Obernburg am Main, KREUTZ 1994: Abb. 10).

Bis 218,5 m reicht im Gamma-Log der Bohrung Bad König ein 45,5 m mächtiger einheitlich wirkender Komplex, der durchaus in mehrere Meter starke Einheiten zu untergliedern ist. Im Bohrgut fallen in dem rötlichen Fein- bis Mittelsandstein die zahlreichen Gerölle von 3–4 mm, gelegentlich sogar 5 mm Korngröße auf, vor allem bei 180–184 m und bei 214–218,5 m. Gerölle sind aber auch noch bis 228 m hinab anzutreffen; wie weit es sich dabei um Nachfall handelt, muss dahingestellt bleiben.

Bei der Kartierung ist im morphologisch zweigegliederten 50–60 m mächtigen Eck'schen Geröllsandstein eine ausgeprägtere Geröllführung in zwei Zonen anzutreffen: die eine 10–15 m unter der Oberkante (Abb. 2c), die andere ca. 10–15 m über der auskartierten Basis. Der oberen Geröllführung entspricht das Vorkommen im Bohrgut der Bohrung Bad König zwischen 180–184 m u. AP, der unteren das bei 214–218,5 m.

Der morphologischen Zweiteilung im Gelände dürfte die Zäsur bei 200 m u. AP im Gamma-Log entsprechen.

Aus der Kartiererfahrung, nach der die ersten stärkeren Gerölllagen im Eck'schen Geröllsandstein erst nach 10–15 m auftreten, reicht diese Schichtenfolge in der Bohrung Bad König bis 225,5 m; damit umfasst der Eck'sche Geröllsandstein hier 52,5 m.

Heigenbrücken-Sandstein (suH); 15,5 m

Von 225,5 m bis 235 m u. AP, d.h. über 9,5 m, nimmt die Strahlungsintensität im Gamma-Log Bad König in einzelnen Sprüngen allmählich zu. Diese Tendenz setzt sich bis 241 m verstärkt fort und ist auch im Gelände erkennbar. Gamma-Spektroskopische Untersuchungen im Unteren Buntsandstein dieses Raumes durch KREUTZ (1994) weisen für den Heigenbrücken-Sandstein gegenüber den sandigen Partien im Hangenden des übrigen Unteren Buntsandsteins ein erhöhtes Kalium-/Uran-Aktivitätsverhältnis aus.

Man kann in dieser Strahlungstendenz eine dachbankzykli-

sche Entwicklung, d.h. eine ins Hangende zunehmende Versandung dieses Bereiches sehen. Dieser Bereich wird als Äquivalent des Heigenbrücken-Sandsteins angesehen und auch kartiert. Es ist der oberste Teil des Schloss-Sandsteins der Gliederung von BACKHAUS (1960, vgl. HASEMANN 1928) und damit das Äquivalent zum „Oberen Tigersandstein“ (Abb. 2d). Der Heigenbrücken-Sandstein klassischer Spessart-Gliederung entspricht dagegen nach der in vorliegender Arbeit aufgestellten Gliederung weitgehend dem unteren Teil des Eck'schen Geröllsandsteins (Kap. 3 und Abb. 2c–e).

Bei der Kartierung ist unterhalb des Steilanstiegs des Eck'schen Geröllsandsteins meist eine 10 (–20) m mächtige flache Anstiegszone über dem „Bröckelschiefer“ auszuhalten. Es ist die Zone des su2 der alten Gliederung im Odenwald. Dieser im Nordodenwald als 15 m mächtiger Heigenbrücken-Sandstein ausgeschiedene Abschnitt ist durch eine weißgraue/weinrote Farbbänderung in der Größenordnung zwischen 0,4–10 mm gekennzeichnet (KREUTZ 1994, Abb. 4). Aus diesem Bereich beschrieb BACKHAUS (1960: 297) bereits 10 mm große Quarzgerölle vom Bl. 6119 Groß-Umstadt – evtl. vergleichbar mit Geröllen, die bei 240 m u. AP in der Bohrung Bad König beobachtet wurden.

2.2.3 Zechstein (z)

Bei 241 m wurde in Bohrung Bad König eine Zone erreicht, die KÄDING als Obergrenze der Fulda-Folge „z7“ definiert (früher Bröckelschiefer-Folge zB oder „Bänderschiefer“); das ist definitionsgemäß laut Beschluss der Subkommission Perm-Trias (1991) die Basis der Calvörde-Formation: die Grenze Buntsandstein/Zechstein.

Im Bereich des nach unten folgenden Zechsteins (Mächtigkeit 123 m) wird in Abb. 2 die von KÄDING (freundl. schriftl. Mitteilung) erstellte Untergliederung dieses Schichtenabschnittes für die Bohrung Bad König wiedergegeben, die mit der aus der Bohrung Kraichgau 1002 (KÄDING & KULICK 1992) übereinstimmt.

Im Gamma-Log Bad König beginnen die Zechstein-Schichten neuer Definition bei 241 m u. AP. Im Bohrgut reicht die Fazies des Heigenbrücken-Sandsteins noch bis 242, evtl. 243/244 m hinab.

Die sandige Basis der **Oberen Fulda-Folge** (z7o, früher Obere Bröckelschiefer-Folge) liegt bei 248 m u. AP (= 7 m mächtig), die der **Unteren Fulda-Folge** (z7u, früher Untere Bröckelschiefer-Folge) bei 259 m (= 11 m mächtig). Die Fulda-Folge (KÄDING 1978, 2000) umfasst hier also nach heutigem Verständnis rund 18 m. Im Bohrgut fallen die weißgrauen Feinsandsteine an der Basis von Oberer und Unterer Fulda-Folge zwischen den bräunlichen Schluffsteinen auf.

Die **Friesland-Folge** (z6) ist mit 4 m, die **Ohre-Folge** (z5) mit 2,5 m und die **Aller-Folge** (z4) mit 5 m im Gamma-Log Bad König nachzuweisen. Die Untergrenzen liegen jeweils bei 263 m, 265,5 m und 270,5 m u. AP im Profil.

Innerhalb der bis 275,5 m reichenden **Leine-Folge** (z3) wird mit kalkhaltigen Schluffsteinen im Bohrgut zwischen 272–

274,5 m die Vertretung des Plattendolomits (Ca3) über dem „T3“ ausgemacht. Die Leine-Folge ist hier demnach 5 m mächtig.

Die in Bohrung Bad König tonig ausgebildete **Staßfurt-Folge** (z2) kann bis 281,5 m u. AP ausgehalten werden, ist also 6 m mächtig.

In der **Werra-Folge** (z1) weichen die Mächtigkeiten zwischen Bohrung Kraichgau 1002 (KÄDING & KULICK 1992) und Bohrung Bad König sehr stark von einander ab: 22 m Werra-Folge im Kraichgau entsprechen in Bad König 82,5 m. Bei 293 m u. AP endet das Gamma-Log der Bohrung Bad König (Abb. 2). Hier wird bis 290,5 m u. AP noch der Obere Werra-Ton (T1r) mit der Vertretung der Tonmittel des NaI gamma-Steinsalzes erfasst.

Anhand des älteren Gamma-Logs, das bis 362 m u. AP reicht, und der Bohrgutbeschreibung von BÖKE & DIEDERICH sind in Bad König unterhalb des Oberen Werra-Tons noch 8,5 m Dolomit (Ca1D), der als Riff-Fazies am Top des Zechsteinkalks zu sehen ist, vertreten. Darunter folgen 59 m Dolomite und Mergel und schließlich 5 m Werra-Karbonat (Zechsteinkalk, Ca1). Zwischen 363 m und 364 m u. AP kann im tonig-schluffigen Bohrgut eine Vertretung des Kupferschiefers (T1) oberhalb des gekernten Rotliegenden gesehen werden.

Die hier angegebene Dolomitmächtigkeit ist fast doppelt so groß wie die im 5 km westlich gelegenen Böllsteiner Odenwald (BACKHAUS 1961). Sie stimmt hingegen gut mit den Angaben zur Bohrung Groß-Wallstadt (Bl. 6120 Obernburg am Main) – ca. 20 km nordöstlich von Bad König – überein (MARELL 1989: 88).

Somit ergibt sich für den Raum Bad König unter Einschluss der Fulda- bis Ohre-Folge (des Bröckelschiefers alter Fassung) eine Mächtigkeit des Zechsteins von 123 m.

2.3 Hangprofil und Bohrungen am Hohberg

Hangprofil am Hohberg, TK 25, Bl. 6420 Mudau-Schlossau;
Bohrung Kailbach I: R 350502, H 548931, 456,45 m ü. NN, E.T. 211,7 m, Bl. 6420 Mudau-Schlossau;
Bohrung Kailbach II: R 350466, H 548880, 281,28 m ü. NN, E.T. 54,1 m, Bl. 6420 Mudau-Schlossau;
Bohrung Kailbach III: R 350450, H 548911, 298,3 m ü. NN, E.T. 56,7 m, Bl. 6420 Mudau-Schlossau.

Am Hohberg auf Bl. 6420 Mudau-Schlossau ist ein fast vollständiges Buntsandstein-Profil vom Plattensandstein des Oberen Buntsandsteins (Röt-Formation) bis in die Miltenberg-Wechselfolge des Unteren Buntsandsteins durch Kernbohrungen und durch Detailkartierungen belegt. Dieses ca. 15 km südwestlich von Erbach gelegene Profil erlaubt den Anschluss der Profile Bad König und Erbach an die Profile des südlichen Odenwaldes (BACKHAUS et al. 2002).

Das Gebiet des Hohbergs wurde von F. ÖHLSCHLÄGER neu aufgenommen. Eine Veröffentlichung seiner Arbeit liegt allerdings nicht vor. Zur Einstufung des Profils dienen seine Gesteinsansprachen, gemeinsame Geländebegehungen mit ihm und eine sedimentologisch-fazielle Bearbeitung der Kernbohrung Kail-

bach I südlich des Gehöfts Hohberg durch M. BINDIG mit studentischen Hilfskräften 1993 (Abb. 3).

Am SW-Hang des Hohbergs nahe der Ortschaft Kailbach wurden 1961 insgesamt 10 Kernbohrungen niedergebracht, von denen die drei tieferen Kailbach I–III in die folgenden Betrachtungen einbezogen werden: Die Bohrung Kailbach I, nahe dem Top des Hohbergs bei 456,45 ü. NN angesetzt und bis 244,75 m ü. NN abgeteuft, konnte aus technischen Gründen zwischen 440,4–377,7 m ü. NN nur gemeißelt werden. Für diese Bohrung liegt kein Gamma-Log vor. Die Bohrung Kailbach II geht von 281,3–236,55 m ü. NN und die Bohrung Kailbach III von 298,3–241,6 m ü. NN; beide sind gut mit der Bohrung Kailbach I zu korrelieren. Die Kerne der Bohrungen Kailbach I und III befinden sich im Kernlager des HLUG.

2.3.1 Oberer Buntsandstein (so)

Die Hangkartierung geht vom Plattensandstein am Top des Hohbergs aus. Abwärts kann bei 462 m ü. NN der Karneolhorizont, den auch SCHOTTLER (1908) kartierte, mit nach unten folgender Rippe des Solling-Sandsteins (Solling-Formation, soS) nachgewiesen werden. Es treten hier helle, schaumig-poröse, eingekieselte Sandsteine auf, die SCHOTTLER (1908: 34) den „Zwischenschichten“ (= soR 2) zurechnete. Die Solling-Formation reicht bis 455 m ü. NN.

2.3.2 Mittlerer Buntsandstein (sm)

Hardeggen-Formation (smH); ca. 50 m

Zwischen 455 und 445 m ü. NN waren am Hohberg m³-große Grob-/Mittelsandstein-Blöcke mit zahlreichen, bis zu 1 cm großen Geröllen und ausgeprägt planaren Schüttungsflächen, auf denen weißgraue Tongallen angereichert sind, vorhanden. Diese gebleichten Sandsteine entsprechen dem Gesteinstyp, der auf den alten hessischen Odenwaldkarten als „Hauptgeröllhorizont“ (sm 5) bezeichnet wird. Er wird der pfälzischen Kugelfelszone, dem badischen Kristallsandstein und dem bayerischen Felssandstein (smH^F) gleichgesetzt.

Unterhalb 445 m ü. NN folgt eine etwa 40 m mächtige Zone aus gleichmäßig kiesigen Mittelsanden, die besonders in den oberen 15 Metern sehr steile Hänge bildet. Am westlichen hangparallelen Weg bei 435 m ü. NN und etwas weiter vorne, in einer kleinen Verebnung bei 425 m ü. NN (vermutlich Störung mit max. 10 m nach Süden abschiebender Sprunghöhe dazwischen), findet man die in diesem Bereich üblichen 2–4 cm großen Kugeln. Bei 430 m ü. NN häufen sich Geröll führende Gesteine mit ausgeprägtem planarem Gefüge, wie es dem „Oberen Geröllsandstein“ (c2 auf den badischen Karten) auf GK 25, Bl. 6620 Mosbach, entspricht. Darunter verflacht das Gelände etwas (430–420 m ü. NN).

Die als Hardeggen-Formation (smH) eingestufteten Schichten enden bei 405 m ü. NN, sind also am Hohberg rund 50 m mächtig. Im Vergleich zu den Bohrungen Erbach mag, da kein direkter

Aufschluss nähere Erkenntnisse zulässt, die Mächtigkeit des Felssandsteins durchaus zu Lasten des liegenden Abschnitts der Hardegsen-Formation um 5 m zu erhöhen sein (Tab. 2).

Tab. 2. Mächtigkeiten an den einzelnen Bearbeitungspunkten im Vergleich mit den Nachbarregionen Spessart und Kraichgau. Die Abkürzungen für die einzelnen Schichtenabschnitte ergeben sich aus dem Text. (*+ Ziffer) bezeichnet nicht voneinander trennbare Einheiten.

Schichten	Mittlerer Spessart (FREUDENBERGER) [m]	Südlicher Odenwald Erbach/Bad König [m]	Odenwald Margarethenschlucht/Hohberg [m]	Kraichgau (SAVAS, LEIBER) [m]
Oberer Buntsandstein				
so 4	32	30	ca. 28	
Rötquarzit	8	>5	5	
so 3 oben	(*+)	16–17	12	ca. 70
so 3 unten	22)	13, 5–16	4	
so 2	25	17, 5–16	23	
so 1	2	5, 5–6, 5	1	
soS	5	7/9–8,5	5	6
so (gesamt)	94	ca. 95	ca. 80	ca. 76
Mittlerer Buntsandstein				
smH'F	22	16, 5–16	5/10	20
smH'W	27	15–14	(*+)	(*+)
smH'S	18	23–22	28/40)	28)
smH (gesamt)	67	54,5–52	33/50	48
smD'W	15	21–20	12	
smD'S	23	11,5–12,5	16	
smD (gesamt)	38	32,5	28/32	ca. 30
smV'WA	16	25–26,5	18/19,5	
smV'W	36	21,5–22	29/28,5	
smV'S	26	17/18,5	>12/16	
smV (gesamt)	78	63,5–65,5	ca. 64	ca. 69
sm (gesamt)	183	ca. 150	ca. 130/145	ca. 147
Unterer Buntsandstein				
suM'st 3a	38	29	30	
suM'st 2b	24	31	24	
suS (gesamt)	62	60	54	
(su Bernburg)		(80 resp. 90)		(70)
suM'st 2a	(*+)	20,5		
suM's b	(*+)	49,5		
suM's a	86)	8		
suM (gesamt)	148	138		
suE (o)	24	27		43
suE (u)	33	25,5		25
suE (gesamt)	57	52,5		68
su (gesamt)	218	190,5		226
„Oberer Tigersandstein“	15,5		42	
Zechstein (Detail s. 2.2.3)		123		ca. 75

Detfurth-Formation (smD); ca. 30 m

Von 405 m bis 375/370 m ü. NN hinab schließt sich am Hohberg-Hang ein relativ flachbuckeliger Bereich an, dessen rund 30 m der Detfurth-Formation zugerechnet wird. Der Kernmarsch der Bohrung Kailbach I (Abb. 3) beginnt bei 378,2 m ü. NN.

Die Basis der Detfurth-Formation kann in der Bohrung bei 373,5 m ü. NN angesetzt werden. Diese Grenzziehung ergibt sich wegen der großdimensionalen planaren Schrägschichtung im unteren Mesozyklus (Abb. 3) und der sohlbankzyklischen Ausbildung, zumal die Mikrozyklen im liegenden 5 m mächtigen Abschnitt mit den zahlreichen Topstrata eher für das Ende eines größeren Sedimentationszyklus sprechen.

Die Einheit der Detfurth-Formation kann insgesamt als ein Großzyklus angesehen werden mit Fein- bis Grobkies im unteren Bereich und nach oben zunehmendem Mittelsandanteil, also insgesamt als „Oben-fein-Sequenz“, die deutlich in zwei Teilsequenzen (Mesozyklen) zu unterteilen ist.

Der untere Mesozyklus ist aus mehreren 0,5–1,5 m mächtigen Mikrozyklen aufgebaut, die aufgrund der zahlreichen Tongerölle als Aufarbeitungshorizonte zu interpretieren sind. Planar schräg geschichtete Sandsteine (Faziestyp Sp) herrschen vor; gleichfalls sind horizontal geschichtete Sandsteine (Faziestyp Sh) häufig.

Gedeutet werden kann dieses Faziesbild als ein ephemeres verflochtenes Flusssystem mit zeitweise geringer Wasserbedeckung (Platte-River-Typ nach MIALL 1985); im tieferen Teil herrschten unruhigere Sedimentationsbedingungen.

Volpriehausen-Formation (smV); 64 m

Die unterhalb etwa 375/370 m ü. NN anschließende Hangpartie des Hohbergs lässt eine mehrfache morphologische Untergliederung zu. In der obersten, bis ca. 360 m ü. NN reichenden Zone fanden sich an einem Weganschnitt bei 355 m kleine Kugeln, wie sie auch in der Bohrung Kailbach I bei 306 m ü. NN auftraten. Nach unten schließen sich in der Hangmorphologie zwischen 345–335 und 315 m noch einmal zwei Buckel an, ehe der Hang bei ca. 305 m ü. NN zu verflachen beginnt.

Da fast die gesamte Volpriehausen-Formation aus grobsandigen Mittelsandsteinen besteht, die bei 330 m ü. NN in Bohrung Kailbach I sogar 4 cm große Gerölle enthalten, ist die Untergliederung dieser Formation nach der Petrographie allein weniger erfolgversprechend. Die Grobsandführung reicht in Bohrung Kailbach I bis 309,7 m ü. NN hinab.

Üblicherweise wird die Basis des Volpriehausen-Sandsteins (smV'S) nicht mit der ersten Gerölllage, sondern schon etwas tiefer angesetzt, sodass eine erste Grobsandlage bei 305,5 m ü. NN, verbunden mit deutlicher Aufarbeitung, in Bohrung Kailbach I als Beginn der Volpriehausen-Formation angesehen werden könnte. Aber auch in den Erbacher Bohrungen treten Grobsande im Liegenden des Volpriehausen-Sandsteins in zwei 5 m mächtigen Sequenzen auf. Da die in Bohrung Kailbach I darüber folgenden Sedimentationseinheiten mit denen im Log von Bad König übereinstimmen, wird die Grenzziehung bei 309,7 m ü. NN vorgenommen; die Volpriehausen-Formation ist damit am Hohberg 64 m mächtig.

Die Volpriehausen-Formation kann in Bohrung Kailbach I in drei Untereinheiten untergliedert werden (Abb. 3), sodass auch Parallelisierungen mit den Verhältnissen in den Bohrungen Er-

bach und Aufschlüssen am Neckar (BACKHAUS et al. 2002) möglich sind.

Obere Volpriehausen-Wechselfolge (smV^{WA}); 19,5 m

Eine erste größere Einheit in der Volpriehausen-Formation der Bohrung Kailbach I ist der Abschnitt zwischen 373,5 und 354 m ü. NN. Es handelt sich um einen Oben-fein-Megazyklus im Feinkies- bis Mittelsandstein-Bereich (Megazyklus 7 in Abb. 3).

Die Untergliederung in vier jeweils 4–6 m mächtige Sequenzen (Mesozyklen) lässt zumeist 0,5–1 m starke Oben-fein-Mikrozyklen erkennen, die in den beiden oberen Abschnitten eine Häufung von Rippelfeldern und anderen Topstrata-Bildungen aufweisen. Der untere der vier Mesozyklen ist hingegen aus zahlreichen kleineren Mikrozyklen aufgebaut.

Interpretiert werden kann dieser Abschnitt als Anhäufung ephemere verflochtener Flusssysteme bei geringer Wasserbedeckung, so dass es kaum zur Ausbildung von echten Rinnensystemen kam.

Bei der Kartierung kann dieser Bereich ebenfalls ausgehalten werden, so wurde er auf dem benachbarten Bl. 6419 Beerfelden von NAGY (1993) als Obere Rohrbrunn- (= Volpriehausen-) Formation ausgeschieden.

Untere Volpriehausen-Wechselfolge (smV^W); 28,5 m

Bis 325,5 m ü. NN, also über 28,5 m, erstreckt sich in Bohrung Kailbach I ein mehrfach untergliederbarer Megazyklus (6 in Abb. 3), dessen Sequenzen ebenfalls in der Größenordnung von 4–6 m Mächtigkeit liegen. Von besonders ausgeprägtem mikrozyklischen Aufbau mit feinkörnigen Topstrata-Elementen ist der Abschnitt zwischen 346–335 m ü. NN. Dieser Abfolge könnte der Bereich zwischen 179 und 187 m u. AP in der Bohrung Erbach V – wie auch in den Abschnitten B und C bei Neckargerach (BACKHAUS et al. 2002) – entsprechen.

Zusammenfassend kann man diesen Abschnitt als einen Oben-fein-Zyklus im Mittelkies- bis Grobsand-Bereich ansehen und darin verflochtene Flussformen mit etablierten Rinnen und Nebenfließrinnen sehen; vorherrschend sind trogförmig schräg geschichtete Sandsteine (Faziestyp St), wenige Sandsteine sind planar schräg geschichtet oder horizontal geschichtet (Sp und Sh). Sandbänke sind selten, subaquatische Dünen kommen schon eher vor, sodass dieses System dem Donjek- bis South-Saskatchewan-Typus nach MIALL (1985) zuzuordnen ist.

Volpriehausen-Sandstein (smV^s); 16 m

Da entschieden wurde, die Basis der Volpriehausen-Formation bei 309,7 m ü. NN anzusetzen (s.o.), verbleiben von 325,5 m bis 309,7 m ü. NN 16 m als Mächtigkeit des Volpriehausen-Sandsteins. Es dominieren die Faziestypen St und Sp in den verflochtenen Flüssen mit stabilen Rinnen, aber durchaus noch ephemere Charakter. Reaktivierungsflächen sind häufig zu erkennen. In tieferen Bereichen der Flüsse bestanden größere Sandbänke.

Würde man, wie diskutiert, die Untergrenze bei 304 m ziehen, dann wäre damit der Megazyklus 5 der Abb. 3 eingeschlos-

sen. Megazyklus 5 ist wieder ein deutlicher Oben-fein-Zyklus mit etwa 2–5 m mächtigen Sequenzen, wobei nicht verborgen bleiben soll, dass die Gliederung in Zyklen mitunter etwas Erzwungenes haben kann.

2.3.3 Unterer Buntsandstein (su)

Miltenberg-Formation (suM); > 54 m

Von der Miltenberg-Formation wird in Bohrung Kailbach I nur der obere Teil, die Miltenberg-Wechselfolge, durchteuft.

Abgesehen von einzelnen Grobsandlagen bei ca. 306 und 302 m ü. NN innerhalb trogförmig geschütteter Substratum-Sedimente ist die Miltenberg-Wechselfolge in Bohrung Kailbach I im Wesentlichen aus Fein- und Mittelsandsteinen aufgebaut. Die Abfolge lässt sich in Mesozyklen gliedern, die zumeist als Oben-fein-Zyklen von 1–3 m Mächtigkeit ausgebildet sind. Dies gilt vor allem für den Abschnitt ab 275 m ü. NN nach oben (Megazyklus 4 in Abb. 3).

Am Top von Mesozyklen verfeinern die Partien bis zu Schlufflagen, die in manchen Fällen auch Netzleisten erkennen lassen. Während im oberen Teil der durchteuften Miltenberg-Wechselfolge planar schräg geschichtete Sandsteine (Sp) dominieren, sind unten häufiger trogförmig schräg geschichtete (St) als Basis eines Mesozykus anzutreffen.

Zu interpretieren ist dieser Abschnitt im unteren Teil am ehesten als ein etabliertes verflochtenes Rinnensystem (South Saskatchewan-Typ nach MIALL 1985), das nach oben in mäandrierende Rinnen übergeht.

Die Untergliederbarkeit der Miltenberg-Wechselfolge in Mikro- bis Megazyklen ist in Abb. 3 abzulesen. Es erscheint möglich, die Mesozyklen des höchsten Megazyklus 4 mit denen aus dem Gamma-Log Bad König in Übereinstimmung zu bringen (Abb. 2 und 3). So mag die Markierung bei 301,2 m ü. NN in Bohrung Kailbach I mit der 8 m mächtigen Zone von 35–43 m u. AP im Gamma-Log der Bohrung Bad König, die den Grenzschichten von BÖKE & DIEDERICH (1972) zugeordnet werden, identisch sein. Die Basis des Mesozykus bei 296,2 m ü. NN in Bohrung Kailbach I mag mit der intensiveren Strahlung bei 48 m u. AP im Gamma-Log Bad König übereinstimmen, und die Aufarbeitungszone bei 287,5 m ü. NN in Bohrung Kailbach I könnte der Zäsur im Gamma-Log Bad König bei 56 m u. AP entsprechen.

Der in Abb. 3 von 309,7–275 m ü. NN ausgewiesene Megazyklus 4 mit einer Gesamtmächtigkeit von rund 30 m umschreibt in etwa die Einheit 3a der Miltenberg-Wechselfolge (suM, st 3a) der Gliederung von BACKHAUS (1975), die in Bohrung Kailbach I bis 279,5 m ü. NN reicht. Im Gamma-Log Bad König wird bei 64 m u. AP die Untergrenze der Zone suM, st 3a (Abb. 2c) angenommen.

Unterhalb 279,5–275 m werden die Sedimentationszyklen kürzer.

Im Megazyklus 3 zwischen 275 m und 264,7 m ü. NN dominieren die Mikrozyklen von weniger als 1 m Mächtigkeit. Demgemäß sind auch Erosionshorizonte sehr häufig. Im gleich blei-

benden Fein- bis Mittelsandstein herrscht der Faziestyp Sp vor. Die Wasserbedeckung dürfte in diesem ephemeren verflochtenen Flusssystem ohne feste Rinnen, aber mit ausgeprägten Sandbänken sehr gering gewesen sein (Platte-River-Typus nach MIALL 1985).

Der Megazyklus 2 (264,7–255,5 m ü. NN) lässt sich bei 260 m ü. NN untergliedern, dies entspräche der Basis der Schüttung bei 89 m u. AP im Gamma-Log Bad König. Eine weitere Marke bei 255,5 m ü. NN in Bohrung Kailbach I wäre einem Punkt bei ca. 95 m u. AP im Gamma-Log Bad König gleichzusetzen. An dieser Marke wird hier wie dort die Basis der Zone suM_{st} 2b und damit die Basis der Salmünster-Folge gesehen.

Im Megazyklus 2 werden keine Meso-, sondern nur Mikrozyklen mit im unteren Teil Mittel- bis Grobsand, oben mehr Mittel- bis Feinsand erkannt; es scheinen keine etablierten Rinnen bestanden zu haben. Der vorherrschende Faziestyp sind planar schräg geschichtete Sandsteine (Sp).

Die restlichen, in Bohrung Kailbach I noch gekernt 10,75 m können als Teil eines Oben-grob-Megazyklus 1 gesehen werden, der unten häufiger Schlufflagen aufweist und nach oben zunehmend Fein- und Mittelsand enthält. Die Mikrozyklen nehmen nach oben an Mächtigkeit von 0,5 auf 1,5 m zu. In der Klassifikation von MIALL (1985) handelt es sich hier um einen Platte-River- bis Bijou-Creek-Zyklus.

Die Endteufe der Bohrung Kailbach I wäre im Gamma-Log Bad König bei ca. 102,5 m u. AP einzuordnen. Nach den herkömmlichen Gliederungsschemata im mittleren Odenwald wäre damit der Endpunkt der Bohrung Kailbach I in den Tonstein-Sandstein-Schichten des Dickbank-Sandsteins (suG_{Dts} sensu DIEDERICH & LAEMMLEN 1964) bzw. in die Zone 2a der Miltenberg-Wechselfolge (suM_{st} 2a) nach BACKHAUS (1975) einzupassen (Abb. 2c–e). Im Vergleich mit Bad König fehlen von der Endteufe der Bohrung Kailbach I bei 256 m ü. NN bis zur Oberkante des Miltenberg-Sandsteins noch etwa 20 m.

3. Vergleichende und zusammenfassende Betrachtung

3.1 Entwicklung der Flusstypen im Buntsandstein

Aus den hier beschriebenen Bohr- und Hangprofilaufnahmen ergibt sich ein lückenloses Sammelprofil des Buntsandsteins und Zechsteins für den mittleren Odenwald. Die Interpretation der Flusstypen der einzelnen stratigraphischen Einheiten zeigt, wie sich der Ablagerungsraum im Laufe des Buntsandsteins verändert hat.

Der Heigenbrücken-Sandstein zeigt aufgrund seiner dachbankzyklischen Ausbildung eine ins Hangende zunehmende Versandung des Ablagerungsraumes an.

Die hier nicht detailliert sedimentologisch beschriebenen Schichten des Eck'schen Geröllsandsteins und des Miltenberg-Sandsteins sind ähnlich wie die am Hohberg untersuchte Miltenberg-Wechselfolge in verflochtenen Flusssystemen abgelagert worden. Channelartige Ablagerungen mit Kiesbetten nehmen nach oben ab, und ausgeprägte Topstrata fehlen im gesamten Bereich weitgehend.

Am Top der Miltenberg-Formation des Unteren Buntsandsteins macht die mikrozyklische Ausbildung mit zahlreichen Netzleisten das Ende eines Oben-fein-Mesozyklus deutlich (Abb. 3). Ein verflochtenes Rinnensystem geht hier nach oben in ein mäandrierendes Flusssystem über.

Die durch Mesozyklen in drei Oben-fein-Zyklen gliederbare Volpriehausen-Formation zeigt in jedem der Zyklen an der Basis einen kleinen Oben-grob-Abschnitt. Treten Mikrozyklen auf, so weisen sie in den Topstrata größere Rippelfelder auf. Während im Volpriehausen-Sandstein und auch noch in der Unteren Volpriehausen-Wechselfolge die ephemeren Rinnen in den verflochtenen Flüssen stabil sind, kommt es in der Oberen Volpriehausen-

sen-Wechselfolge bei geringerer Wasserbedeckung kaum noch zu einer Lagekonstanz der Flussrinnen.

Der Detfurth-Sandstein tritt als sohlbankzyklischer Makrozyklus mit großdimensionaler planarer Schrägschichtung deutlich hervor. Hier bestand ein ephemeres verflochtenes Flusssystem mit zeitweise nur geringer Wasserbedeckung. Besonders im tieferen Teil der Detfurth-Formation herrschten unruhige Sedimentationsbedingungen.

Die Sedimentation in verflochtenen Flüssen setzt sich bis in die Solling-Formation fort.

Mit dem Röt treten mäandrierende Flussformen auf, und am Ende des Buntsandsteins bildet sich ein Playa-System aus.

3.2 Stratigraphische Vergleiche

Ein Vergleich der hier beschriebenen Bohr- und Hangprofilaufnahmen mit älteren geologischen Karten und Veröffentlichungen zum Buntsandstein und Zechstein des mittleren Odenwaldes zeigt zum Teil gute Übereinstimmungen, zum Teil werden aber auch Unterschiede bzw. neue Interpretationsmöglichkeiten deutlich.

Die sich ergebenden Mächtigkeiten der Buntsandstein- und Zechstein-Einheiten aus dem Betrachtungsgebiet sind in Tab. 2 zusammengestellt.

Die Bohrungen Erbach V und H und Bad König sind – abgesehen von den unterschiedlichen Gliederungsschemata bei DIEDERICH & LAEMMLEN (1964) in vorliegender Arbeit – im Bereich des alten hessischen sm3 (= Salmünster-Folge, ungefähr Miltenberg-Wechselfolge) mit den Darstellungen auf den geologischen Karten Hessens in Übereinstimmung zu bringen.

Dagegen wird es schwierig, die Schichtenfolge vom Hohberg mit der Gliederung auf den älteren geologischen Karten abzu-

stimmen (GK 25, Bl. 6419 Beerfelden, Bl. 6420 Mudau-Schlossau, Bl. 6519 Eberbach und Bl. 6520 Waldbrunn-Zwingenberg).

Den mit seiner Oberkante bei 265 m ü. NN liegenden ehemaligen Sandstein-Aufschluss an der Südspitze des Hohbergs (neben der Bahnstrecke) ordnete SCHOTTLER (1908) dem sm2 („Pseudomorphosen-Sandstein“, entspricht ungefähr dem heutigen suM,s) zu, dessen Oberkante er bei 290 m ü. NN kartierte. Darüber fasste SCHOTTLER die hessischen Einheiten sm3 (heute suM,st) und sm4 (heute smV bis smH ohne smH'F) zusammen.

Im Hangprofil des Hohbergs lässt sich aber bei ca. 280 m ü. NN der Übergang eines morphologisch hervortretenden Bereichs im Liegenden gegen eine Zone stärkerer Verflachung im Hangenden aushalten. Hier wäre kartiertechnisch die Grenze zwischen sm2 und sm3 zu ziehen, also 10 m tiefer als SCHOTTLER (1908). Er hat also anscheinend nur die obersten 20 m des sm3 mit dem sm4 zusammengefasst. Nach den Ergebnissen aus der Kernbohrung Kailbach I mit der Grenze sm/su bei ca. 310 m ü. NN würden von 310 bis 280 m ü. NN nur knapp 30 m der Miltenberg-Wechselfolge, d.h. dem Horizont suM,st3a sensu BACKHAUS (1975) vorliegen. Bei ca. 280 m ü. NN wurde in der Bohrung die Oberkante des suM,st2b-Horizontes (sensu BACKHAUS 1975) gesetzt, der noch etwa 24 m tiefer bis ca. 256 m ü. NN reicht.

Die von SCHOTTLER kartierte Grenze sm2/sm3+sm4 entspricht also nicht der Grenze zwischen Miltenberg-Sandstein und Miltenberg-Wechselfolge, sondern vermutlich der Grenze zwischen den Horizonten 2b und 3a der Miltenberg-Wechselfolge.

Offiziell wurden in Baden die Einheiten sm2 + sm3 der alten hessischen Gliederung als sm1 (Pseudomorphosen-Sandstein) und der alte hessische sm4 als sm2 (Hauptbuntsandstein) kartiert (HASEMANN 1928). Im Blattschnitt aller vier o.g. Blätter an der Landesgrenze zwischen Hessen und Baden-Württemberg, z.B. an der Hohen Warte, kommt es infolgedessen zum Widerspruch, der hier nicht weiter diskutiert werden soll. Festzuhalten ist lediglich, dass die trotz der unterschiedlichen Bezeichnungen auf den badischen Blättern ausgewiesenen Mächtigkeitsangaben – abgesehen von lokalen Abweichungen – in den Mittelwerten sich mit den in Bohrung Bad König ermittelten 138 m für die Miltenberg-Formation (badisch sm1, alt-hessisch sm2 + sm3) weitgehend decken (Tab. 2).

An der Hirschhorner Steige liegt auf der GK 25, Bl. 6519 Eberbach, die badische sm1/sm2-Grenze (heutige su/sm-Grenze) bei 250 m ü. NN, was nach der Kartierung (BACKHAUS 1960) der Basis der Volpriehausen-Formation (damals Detfurth benannt) entspricht. Der liegende Teil wird in Baden (SAVAS 1998) als „su-Bausandstein“ benannt. Dabei ist bei einer ins Liegende weiterführenden Kartierung, z.B. auf TK 25, Bl. 6419 Beerfelden (NAGY 1993), durchaus noch eine Untergliederung des Unteren Buntsandsteins möglich. 1960 wurde noch eine ca. 40 m mächtige Wechselfolge morphologisch-petrographisch auskartiert, wie sie am Hohberg vorgefunden wird.

Im Gegensatz zur weitgehenden Übereinstimmung der Mächtigkeiten im Unteren Buntsandstein fällt die bei SAVAS (1998) auf

100 m ansteigende Mächtigkeit seines smc2u (entspricht der Volpriehausen-Formation) aus dem Rahmen. Nach der Kartierung legt ein weiterer Grobhorizont nach 75 m über der Basis des smc2u nahe, dass es sich hier bereits um den Basishorizont des von SAVAS im Regelfall als smc2m beschriebenen (entspricht der Detfurth-Formation) handelt. Die Grenzen von SAVAS müssen daher um eine Formation nach unten verschoben werden: Sein 100 m mächtiger smc2u würde der Volpriehausen- und der Detfurth-Formation entsprechen, sein 33 m mächtiger smc2m der Hardeggen-Formation i.e.S., und die 17 m seines smc2o (Oberer Geröllhorizont) dem alten hessischen sm5 und damit dem Kristallsandstein resp. Felssandstein als eigenständige Einheit der Hardeggen-Formation.

Der Eindruck, die Mächtigkeit im Buntsandstein des Odenwaldes nehme nach SW zu, ist nur in geringem Maße zutreffend. Richtig ist vielmehr, dass im Bereich der GK 25, Bl. 6620 Mosbach (Raum Neckargerach, BACKHAUS et al. 2002), eine Reduzierung der Mächtigkeit im oberen Teil der Hardeggen-Formation und auch im Oberen Buntsandstein vorliegt, während ansonsten die Mächtigkeiten im Buntsandstein relativ konstant sind. Die Reduzierung der Mächtigkeiten im höheren Buntsandstein wird auf eine Schwellenlage zurückgeführt (BACKHAUS et al. 2002). Die größeren Schwierigkeiten bestehen in der Abgrenzung der einzelnen Formationen gegeneinander wegen der faziellen Veränderung (Versandung gegen Süden). Eine deutliche Mächtigkeitszunahme erfolgt erst nach NE in Franken (FREUDENBERGER, in Vorber.). Nach Süden im Kraichgau bleibt die Mächtigkeit im Oberen und Mittleren Buntsandstein (SAVAS 1998) relativ konstant, während sie dort im Unteren Buntsandstein (LEIBER, in Vorber.) höher ist (Tab. 2).

Aus den regionalen Vergleichen der Schichtenfolgen im höheren Mittleren Buntsandstein ergibt sich eine Gleichsetzung des badischen Kristallsandsteins mit dem bayerischen Felssandstein (smH'F) und dem hessischen Oberen Geröllhorizont (sm5) bis hin zur Kugelfelszone in der Pfalz. Dagegen sind der „Obere Geröllhorizont“ (c2) des badischen Odenwaldes und die Hardeggen-Formation im Spessart und Odenwald gleich.

Also sind der sm5 der alten hessischen Gliederung und stellenweise der höhere Teil des „Oberen Geröllhorizontes“ auf den badischen Karten im kleinen Odenwald von der Hardeggen-Formation zu trennende Einheiten, deren Geröllführung in Richtung NE nachlässt. Diese grobkörnige, geröllführende Zone ist im Odenwald weitgehend plio-/pleistozän gebleicht.

Bereits in dem Kartierbericht zur GK 25, Bl. 6519 Eberbach (HASEMANN 1928: 28), werden die graugrünen und weißen Sandsteine zwischen „Hauptkonglomerat“ und „Karneolhorizont“ besonders erwähnt, den Basissandsteinen im alten hessischen „so“ gleichgesetzt und könnten daher auch Äquivalente der Solling-Formation sein.

Eine aufgrund der neuen Einordnung nicht zu lösende Diskrepanz besteht dann aber in der Stellung und Mächtigkeit des „Oberen Tigersandsteins“. Er entspricht im Südoedenwald und Kraichgau dem obersten Teil des „Schloß-Sandstein“ (= Heigen-

brücken-Sandstein) und ist im Nordodenwald und im Spessart dem gesamten Heigenbrücken-Sandstein äquivalent.

Durch die Definition der Obergrenze des Zechsteins in der Bohrung Bad König (Abb. 2) und in der Bohrung Kraichgau 1002 durch KÄDING & KULICK (1992) ergibt sich zwischen beiden Orten ein beachtlicher Unterschied in der Mächtigkeit des „Tigersandsteins“: In Bad König ist der der Fazies nach als „Oberer Tigersandstein“ bezeichnete Schichtenabschnitt 15,5 m und in der Bohrung Kraichgau 1002 (Tab. 2) 42 m mächtig.

Laut Beschluss der Subkommission Perm/Trias wird der „Bröckelschiefer“ dem Zechstein zugeordnet. Im Spessart und Odenwald sind von alters her die Schichten des Heigenbrücken-Sandsteins das Hangende davon und damit die Basis des Buntsandsteins (= Calvörde-Formation). Das Geologische Landesamt (heute LGRB) Baden-Württemberg definiert seinerseits den Eck'schen Geröllsandstein (inkl. suH = oberer Tigersandstein) als Basis der Calvörde-Formation. Der untere „Schloß-Sandstein“ wird dem Zechstein zugeordnet.

Fasst man nun den „Oberen Tigersandstein“ mit dem Eck'schen Geröllsandstein zusammen, so zeigt sich eine klare Diskrepanz. Diese vom LGRB auch angewendete Zusammenfassung liegt aber insofern nahe, da im südlichen Odenwald die Fazies

des Unteren Eck'schen Geröllsandsteins ebenfalls (HASEMANN 1928) als mürber, fleckiger Sandstein beschrieben wird.

Es ergibt sich dann aber für den mittleren Odenwald als Summe aus „Oberem Tigersandstein“ (= Heigenbrücken-Sandstein = Oberer Schloß-Sandstein) und Eck'schem Geröllsandstein 68 m und für den Kraichgau 110 m Mächtigkeit (Abb. 2). Unter Berücksichtigung der Tatsache, dass die Mächtigkeiten im Unteren und Mittleren Buntsandstein ansonsten recht ausgeglichen sind (Tab. 2), steht damit infolge der neuen Einordnung eine Mächtigkeitsdifferenz von 42 m zur stratigraphischen Disposition. Unter der Voraussetzung, dass die Einstufung der Zechsteinschichten an beiden Orten korrekt ist, ist eine Entscheidung der Subkommission unumgänglich. Dabei ist zu berücksichtigen, dass der „Obere Tigersandstein“ im südlichen Odenwald (HASEMANN 1928: 15) den Tigersandstein lediglich als den oberen Teil dessen beschreibt, was als „Unterer Bausandstein“ (= Schloß-Sandstein) aufgefasst wird.

Danksagung: Die Autoren danken den Herren Dr. M. BINDIG (Heidelberg), Dr. K.-Ch. KÄDING (Kassel) und F. ÖHLSCHLÄGER für die Überlassung von Unterlagen und die Einstufung von Gamma-Logs, Herrn Dr. KÄDING und Herrn Dr. BINDIG für die kritische Durchsicht des Manuskriptes.

4. Schriftenverzeichnis

- BACKHAUS, E. (1960): Zur Neugliederung des Odenwälder Buntsandsteins und ein Vergleich mit Nordhessen und Thüringen. – N. Jb. Geol. Paläontol., Mh. 1960: 292–313, 2 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- BACKHAUS, E. (1961): Das fossilführende Zechsteinvorkommen von Forstel-Hummetroth (Nordodenwald) und Bemerkungen zur südwestdeutschen Zechsteingliederung. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 89: 187–202, 4 Abb.; Wiesbaden.
- BACKHAUS, E. (1975): Der Buntsandstein im Odenwald. – Aufschluß, Sonderband 27: 299–320, 5 Abb.; Heidelberg.
- BACKHAUS, E. (1981): Der marin-brackische Einfluß im Oberen Röt Süddeutschlands. – Z. dt. geol. Ges., 132, 1: 361–382, 5 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- BACKHAUS, E. & STOLBA, R. (1967): Junge Bruchschollentektonik im unteren Maintal zwischen Rüdenau und Trennfurt (Oberrburger Graben). – Jb. u. Mitt. Oberrh. Geol. Ver., N.F. 49: 147–156, 5 Abb.; Stuttgart.
- BACKHAUS, E. & HEIM, D. (1995): Die fluvio-lakustrine Fazies des Übergangsbereichs Platensandstein/Rötquarzit (Oberer Buntsandstein) im mittleren Odenwald unter besonderer Berücksichtigung der violetten Zonen. – Geol. Jb. Hessen, 123: 49–83, 11 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- BACKHAUS, E., BÄHR, R. & BINDIG, M. (2002): Faziesbild und stratigraphische Einstufung des Mittleren und Oberen Buntsandsteins am unteren Neckar (TK 25, Blatt 6620 Mosbach). – Geol. Jb. Hessen, 129: 79–101, 18 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- BÖKE, E. & DIEDERICH, G. (1972): Schichtenverzeichnis der Bohrung Bad König, 0–363 m. – Archiv des Hessischen Landesamtes für Umwelt und Geologie, Archiv-Nr. 6220/54; Wiesbaden (unveröff.).
- DIEDERICH, G. & LAEMMLEN, M. (1964): Das obere Biebental im Nordspessart. Neugliederung des Unteren Buntsandstein, Exkursionsführer und geologische Karte. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 48: 34 S., 2 Abb., 5 Tab., 4 Taf., 1 Kt.; Wiesbaden.
- FREUDENBERGER, W. (in Vorber.): 8.9 Bayern. – In: Stratigr. Komm. Deutschland, Stratigraphie von Deutschland III, Buntsandstein. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg; Frankfurt a.M.
- HASEMANN, W. (1928): Erl. geol. Kt. B.-Württemberg 1:25 000, Bl. 6519 Eberbach: 62 S., 2 Taf.; Freiburg i.Br.
- KÄDING, K.-CH. (1978): Die Grenze Zechstein/Buntsandstein in Hessen, Nordbayern und Baden-Württemberg. – Jber. Mitt. Oberrh. geol. Ver., N.F. 60: 233–252, 8 Abb.; Stuttgart.
- KÄDING, K.-CH. (2000): Die Aller-, Ohre-, Friesland- und Fulda-Folge (vormals Bröckelschiefer-Folge). – Kali und Steinsalz, 13 (14): 86–96; Kassel.
- KÄDING, K.-CH. & Kulick, J. (1992): Bohrung Kraichgau 1002, Zechstein – Vorläufiges Kurzprofil. – Protokoll gemeins. Sitzung der AG's Zechstein + Buntsandstein, 25.09.1992; Freiburg i.B. (unveröff.).
- KREUTZ, S. (1994): Geologische Neuaufnahme und gammastruktroskopische Untersuchungen im östlich der Mümling gelegenen Buntsandsteingebiet zwischen Höchst und Bad König. – Unveröff. Diplomarb. TH Darmstadt: 180 S., 63 Abb., 15 Tab., 7 Anl.; Darmstadt.
- LEIBER, J. (in Vorber.): 8.8 Kraichgau-Senke und südwestdeutsche Randfazies (Baden-Württemberg). – In: Stratigr. Komm. Deutschland, Stratigraphie von Deutschland III, Buntsandstein. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg; Frankfurt a.M.
- MARELL, D. (1989): Das Rotliegende zwischen Odenwald und Taunus. – Geol. Abh. Hessen, 89: 128 S., 57 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- MIALL, A.W. (1985): Architectural-Element Analysis. A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. – Earth Sci. Rev., 22: 261–308, 20 fig.; Amsterdam.
- NAGY, M.-I. (1993): Stratigraphie und Tektonik des Buntsandsteins zwischen Ulfenbach- und Finkenbachtal unter Einsatz einer EDV-gestützten Luftbilddauswertung. – Unveröff. Diplomarb. TH Darmstadt: 210 S., 102 Abb., 4 Tab., 22 Prof., 4 Beil.; Darmstadt.
- SAVAS, Ü. (1998): Stratigraphische Synopsis des rechts- und linksrheinischen Hauptkonglomerats (sm c2) des höheren Mittleren Buntsandsteins (sm) im südlichen Buntsandsteinbecken. – Freiburger Geow. Beitr., 12: XI+214 S., 92 Abb., Beih. S. 215–331, Abb.

93–247, 12 Taf., 26 Fig.; Freiburg i.Br.
SCHOTTLER, W. (1908): Erl. geol. Kt. Großherzogtum Hessen 1 : 25 000, Bl. 6420 Mudau-Schlossau: 59 S.; Darmstadt.

STAHL, S. (1993): Fazies und Struktur des Unteren Buntsandsteins südlich Großostheim (TK 25, Bl. 6020 Aschaffenburg, Bl. 6120 Obernburg a. Main). – Unveröff. Diplomarb. TH

Darmstadt: 111 S., 50 Abb., 5 Anl.; Darmstadt.

Manuskript eingegangen am 14.05.2002, angenommen am 21.06.2002

Jens Westrup †



Auf tragische Weise starb unser Kollege Dr. Jens Westrup in der Nacht vom Ostersonntag zum Ostermontag (19.–20. April) 2003 in seinem Elternhaus in Fiestel bei Lübbecke/Westfalen. Hier sollte eigentlich nach Beendigung der Altersteilzeit im Juli für ihn ein weiterer Lebensabschnitt beginnen, für den er als Grundvoraussetzung das Haus ausbauen und renovieren wollte.

Herr Westrup wurde am 31.08.1940 in Hannover geboren und begann nach dem Abitur im Jahr 1960 an der Philipps-Universität in Marburg das Geologiestudium. Nach dem Vordiplom wechselte er 1962 für ein Semester nach München und kehrte nach Marburg zurück, um hier im Mai 1965 sein Diplom-Examen abzulegen. Das Sommersemester 1965 in Innsbruck diente der Kartiertätigkeit in den Lechtaler Alpen, um diese Kenntnisse dann wieder in Marburg, zum Schluss als wissenschaftlicher Assistent, in seine Doktorarbeit „Geologie der südlichen Lechtaler Alpen zwischen Schnann und Imsterau (Tirol)“¹ einfließen zu lassen.

Im Februar 1970 nahm Herr Westrup seine Tätigkeit im Hessischen Landesamt für Bodenforschung auf. Er wurde nach der sechsmonatigen Probezeit in das Beamtenverhältnis übernommen und zum Regierungsrat z. A. ernannt, ein Jahr später in das Beamtenverhältnis auf Lebenszeit übernommen und im Herbst 1979 zum Geologieoberrat befördert.

Im Laufe seiner mehr als 32-jährigen Dienstzeit war Herr Westrup in den verschiedensten Fachgebieten tätig. Er begann mit der Bearbeitung überwiegend ingenieurgeologischer Fragestellungen zu Vorhaben des Hoch- und Tiefbaues sowie des Verkehrswegebau (Straßenbau, DB-Neubaustrecke Hannover–Würzburg). Ab Mitte der 70er Jahre erweiterte sich sein Aufgabengebiet um das Problemfeld „Eingriffe in das Grundwasser und Entstehung von Folgeschäden (Tagebau- und Wasserwerksbetrieb)“ und in der Folge des außergewöhnlichen Trockenjahres 1976 um den Bereich „Schäden an Bauwerken und Verkehrswegen“ im Hessischen Ried und im Vogelsberg. Insgesamt waren mehr als 400 Schadensmeldungen von ihm zu begutachten.

Mit Beginn der 80er Jahre übernahm er für den Bereich der Ingenieurgeologie die Bearbeitung der Deponie-Planungen. Der eine oder die andere wird sich noch an Erörterungsverfahren von teils außergewöhnlichem Schwierigkeitsgrad erinnern, bei denen er zusammen mit Kollegen aus anderen Fachgebieten die Interessen des Landes nachhaltig vertreten hat. Er galt als der Fachmann für Deponieabdichtungen und Rekultivierungsmaßnahmen.

Nach Abstechern in die Hydrogeologie und den damit verbundenen vielfältigen Aufgaben holte ihn Anfang der 90er Jahre sein Ruf als Experte für Setzungsschäden ein. Bis 1994 bearbeitete er nochmals 180 Schadensmeldungen, um sich dann bis zum Ende seiner aktiven Dienstzeit mehr oder weniger gänzlich den ingenieurgeologischen Fragestellungen zu widmen. Aber auch in der Zeit wurde er immer wieder zur Entlastung der Hydrogeologie in die Bearbeitung von Einzelvorhaben eingeschaltet, immer im Zusammenhang mit Grundwasserförderung und möglichen begleitenden Setzungen.

Er war so vielseitig interessiert und vor allem informiert, dass es mir manchmal schon fast unheimlich war. Sein Geheimnis bestand in einer privaten Archivierung von für ihn interessanten Informationen. Ein Griff ins Regal und er konnte mir sagen, dass ein Nachtfrost mit -4 °C auf der Eisernen Hand in Wiesbaden, wo ich wohne, im Mai nichts Außergewöhnliches sei. Seine Wetteraufzeichnungen reichten in die 70er Jahre zurück und er wusste natürlich, wann und wo es um diese Zeit noch kälter war.

Sein Fachwissen war enorm; es wurde nicht nur von den Kolleginnen und Kollegen abgefragt, auch draußen bei unseren Kunden – in der Hauptsache waren das bei ihm die Vertreter der hessischen Staatsbauämter und der Abteilungen Staatliche

¹ Diss. Marburg, Februar 1970

Umweltämter – war er ein gefragter Experte und gern gesehener Fachmann, weil es nach seinem Besuch auf der Baustelle oder nach seinem Rat in der Sache weiter ging.

Herr Westrup und ich lernten uns durch die Zusammenlegung unserer beider Dienststellen kennen. Er kam aus dem schon fast mit historischem Hintergrund behafteten Landesamt für Bodenforschung, ich dagegen aus der wesentlich jüngeren Landesanstalt für Umwelt. Dass ich dann als Nicht-Ingenieur-geologe sein Vorgesetzter wurde, war eher ein Problem für mich als für ihn. Er wusste, aus welchem Wissensfundus er schöpfen konnte und das machte ihn unglaublich sicher und selbstbewusst.

Diese Grundhaltung zeigte sich bei ihm auch, wenn er gelegentlich über sein Kartiergebiet erzählte – nie von sich aus und nur dann, wenn andere die Sprache darauf brachten. Manche, ich möchte fast sagen, viele seiner Kollegen scheinen mit den Kartenblättern, die sie im Rahmen ihrer Diplomarbeit und ggf. auch späteren Doktorarbeit kartiert und beschrieben hatten, verheiratet zu sein. Wenn er über sein Promotionsthema erzählte, standen die Erlebnisse mit seinem VW-Käfer – natürlich ein

Standard mit Zwischengas zu fahren – im Vordergrund und die zwischenmenschlichen Kontakte in den verschiedensten Hütten im Kartiergebiet.

Unsere gemeinsame Zeit war mit knapp drei Jahren viel zu kurz. Sie wäre jetzt mit Antritt seines Urlaubs auch zu Ende gegangen. Er hatte vor, nach seinem Urlaub noch mal kurz ins Büro zu kommen, sein Zimmer aufzuräumen, mit uns einen Umtrunk zu halten und dann „Adieu“ zu sagen.

Alle seine Zukunftsperspektiven kannten wir nicht, aber doch einige: Das Elternhaus in Espelkamp bzw. Fiestel zu richten, wieder in die USA zu fahren und vor allem, dem aktiven Dienst den Rücken zu kehren, nicht im Groll, aber wohl wissend, dass es noch viel zu tun gibt, womit er sich gut beschäftigen konnte und wollte. So hat er vieles in seinem Leben geplant und es schien für ihn auch durchführbar.

Aber leider gibt es Schritte, die nicht vorhersehbar sind, wie wir schmerzlich erfahren mussten.

Bernhard Spichalsky

Seite 73

D. RAMBOW & F. LEMMER:
Zur Genese der Tertiärsen-
ken südöstlich von Kassel -
Tektonik oder Subrosion ?

Seite 91

E. BACKHAUS † & S. SCHWARZ
Ein Sammelprofil des Bunt-
sandsteins und Zechsteins
im mittleren Odenwald an-
hand von Bohrungen und
Gamma-Logs

Seite 109

B. SPICHALSKY
Nachruf Jens Westrup