

## Inhalt

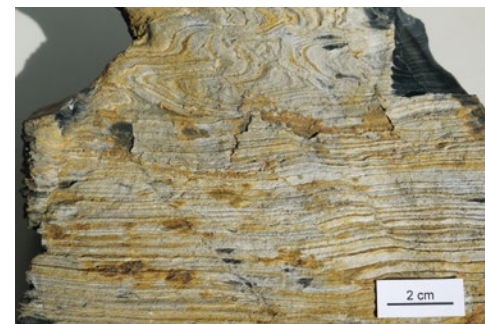
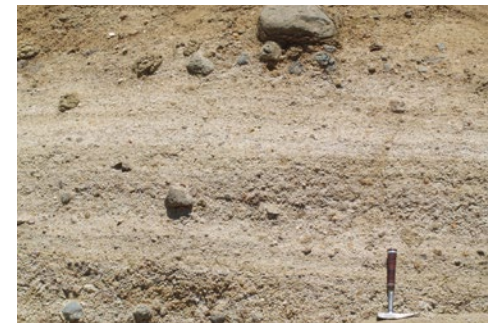
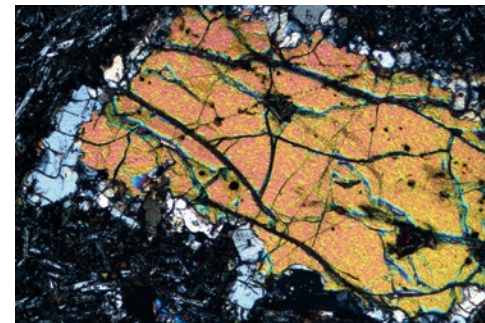
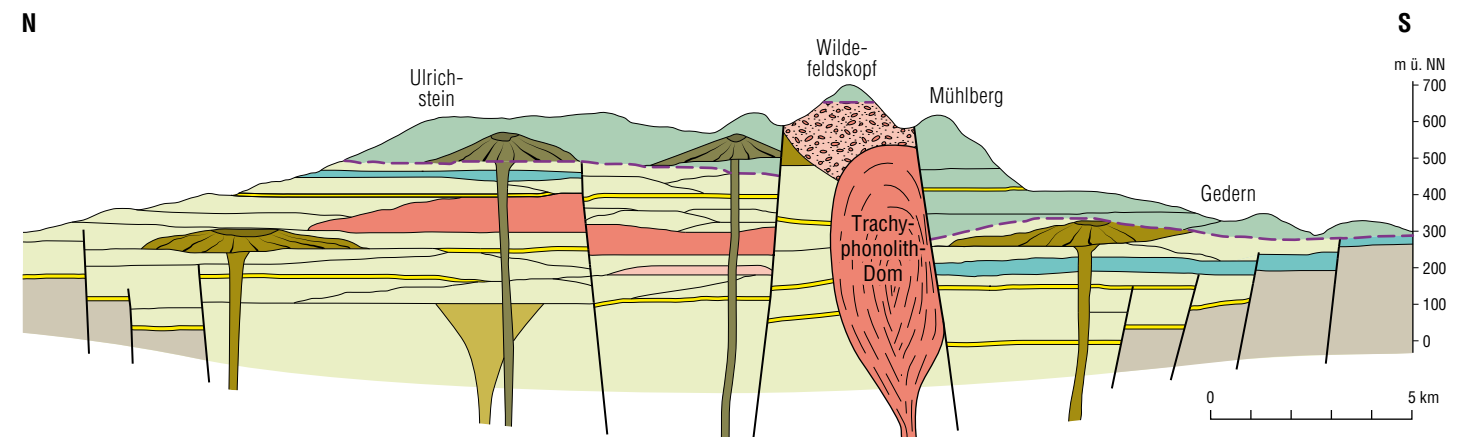
- Seite 5**  
HEINZ-DIETER NESBOR  
Das Vulkangebiet Vogelsberg
- Seite 43**  
THOMAS AGRICOLA, ANDREAS JUNGE & THOMAS GÜNTHER  
Großskalige Dipol-Dipol Geoelektrik im Umfeld der Forschungsbohrung Sichenhausen-Eschwald im Hohen Vogelsberg
- Seite 61**  
ALEXANDER LÖWER & ANDREAS JUNGE  
Audiomagnetotellurik an der Forschungsbohrung Sichenhausen-Eschwald im Hohen Vogelsberg
- Seite 71**  
MATTHIAS KRACHT  
Anwendungsbeispiele für geoelektrische Messungen des HLNUG im Umfeld der Bohrung Sichenhausen-Eschwald im Hohen Vogelsberg
- Seite 85**  
KATJA HESSE & THOMAS WONIK  
Geophysikalische Bohrloch-Untersuchungen in drei Forschungsbohrungen im Oberwald des Vogelsbergs
- Seite 107**  
MARTIN NEUHAUS, CHRISTOPHER VIRGIL, ANDREAS HÖRDT & MARTIN LEVEN  
Dreikomponentige Magnetfeldmessungen in der Bohrung Sichenhausen-Eschwald bei Schotten im Hohen Vogelsberg
- Seite 127**  
ROUWEN LEHNÉ, MARIE MOHR, DANIEL HESS & HEINZ-DIETER NESBOR  
3D-Modellierung zur Visualisierung der großen Maarstruktur Nieder-Ofleiden am NW-Rand des Vogelsbergs

- Seite 139**  
ANNEMARIE MILITZER, HEINZ-DIETER NESBOR, MATTHIAS PIECHA & GÜNTER DROZDEWSKI  
Tholeiitische Subvulkanite des Unterkarbons im Sauerland (Rheinisches Schiefergebirge)
- Seite 159**  
ECKHARD SPEETZEN  
Die Langen Steine bei Unterstoppel südlich von Bad Hersfeld - Relikte eines historischen Sandsteinabbaus
- Seite 175**  
MARC SZPUNER, FELIX KREDEL & PETER PRINZ-GRIMM  
Die nördliche Fortsetzung des Vilbeler Horstes (Blatt 5718 Ilbenstadt / Rodheim)
- Seite 181**  
CHRISTOPH WEIHRAUCH & CHRISTIAN OPP  
Phosphor-Gehalte und -Dynamiken in versauerten Waldböden im Burgwald, Ldkr. Marburg-Biedenkopf
- Seite 201**  
COLLIN WEBER & CHRISTIAN OPP  
Schwermetallverteilung in Böden, Fließgewässern und Grubenwässern im Umfeld des ehemaligen Eisenerzabbaugebietes Dillenburg-Oberscheld, Lahn-Dill-Kreis
- Seite 219**  
GUDRUN RADTKE, EBERHARD KÜMMERLE & THOMAS MAY  
Quarzitische Sandsteine am Wiesbadener Kureck - küstennahe tertiäre Meeresablagerungen auf paläozoischen Taunusgesteinen
- Seite 231**  
BERND LEßMANN  
Nachruf Bernward Hölting
- Seite 237**  
FRED ROSENBERG  
Nachruf Roland Becker



## Band 139

# Geologisches Jahrbuch Hessen



Band 139  
238 Seiten, 162 Abbildungen, 15 Tabellen; Wiesbaden 2018  
ISSN 0341-4027

# Geologisches Jahrbuch Hessen



Hessisches Landesamt für  
Naturschutz, Umwelt und Geologie  
Für eine lebenswerte Zukunft

[www.hlnug.de](http://www.hlnug.de)

Schriftleitung  
Dr. Fred Rosenberg  
Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie  
Rheingastr. 186  
65203 Wiesbaden

**Titelbilder** aus dem Beitrag HEINZ-DIETER NESBOR

Oben: Profil durch das Vulkangebiet Vogelsberg  
Unten, obere Reihe links: Olivinbasalt mit xenomorphem Olivin-Kristall (orange),  
randlich von Orthopyroxen (hellgrau) verdrängt  
Unten, obere Reihe Mitte: Geschichtete alkalibasaltische Tuffbrekzie mit großen Basalt-  
blöcken  
Unten, obere Reihe rechts: Kernstrecke aus Block- und Aschestrom-Ablagerung über  
Surge-Ablagerungen und basaltischen Aschentuffen  
Unten, untere Reihe links: Einkieselte Seesedimente, im oberen Teil mit slumping-  
Strukturen  
Unten, untere Reihe Mitte: Pillowschlauch einer olivinbasaltischen Lava mit ehemals  
glasiger Oberfläche  
Unten, untere Reihe rechts: Pillow mit ehemaliger Glaskruste (dunkelgrün) und typischen  
Speichenrissen, eingebettet in eine Matrix aus Hyaloklasten

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, 70176 Stuttgart.

© Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie, Wiesbaden 2018  
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 schrift-  
licher 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, photoco-  
pying, recording, or otherwise, without permission of the publisher.

Redaktion: Prof. Dr. Adalbert Schraft, Monika Retzlaff

Layout: Monika Retzlaff und ansicht Kommunikationsagentur

Vertrieb: Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie  
Rheingaustraße 186  
65203 Wiesbaden  
Telefon: 0611 6939-111  
Telefax: 0611 6939-113  
E-Mail: vertrieb@hlnug.hessen.de

# Inhalt

HEINZ-DIETER NESBOR Das Vulkangebiet Vogelsberg .....	5
THOMAS AGRICOLA, ANDREAS JUNGE & THOMAS GÜNTHER Großskalige Dipol-Dipol Geoelektrik im Umfeld der Forschungsbohrung Sichenhausen-Eschwald im Hohen Vogelsberg	43
ALEXANDER LÖWER & ANDREAS JUNGE Audiomagnetotellurik an der Forschungsbohrung Sichenhausen-Eschwald im Hohen Vogelsberg .....	61
MATTHIAS KRACHT Anwendungsbeispiele für geoelektrische Messungen des HLNUG im Umfeld der Bohrung Sichenhausen-Eschwald im Hohen Vogelsberg .....	71
KATJA HESSE & THOMAS WONIK Geophysikalische Bohrloch-Untersuchungen in drei Forschungsbohrungen im Oberwald des Vogelsbergs .....	85
MARTIN NEUHAUS, CHRISTOPHER VIRGIL, ANDREAS HÖRDT & MARTIN LEVEN Dreikomponentige Magnetfeldmessungen in der Bohrung Sichenhausen-Eschwald bei Schotten im Hohen Vogelsberg .....	107
ROUWEN LEHNÉ, MARIE MOHR, DANIEL HESS & HEINZ-DIETER NESBOR 3D-Modellierung zur Visualisierung der großen Maarstruktur Nieder-Ofleiden am NW-Rand des Vogelsbergs .....	127
ANNEMARIE MILITZER, HEINZ-DIETER NESBOR, MATTHIAS PIECHA & GÜNTER DROZDZEWSKI Tholeiitische Subvulkanite des Unterkarbons im Sauerland (Rheinisches Schiefergebirge) .....	139
ECKHARD SPEETZEN Die Langen Steine bei Unterstoppel südlich von Bad Hersfeld – Relikte eines historischen Sandsteinabbaus .....	159
MARC SZPUNER, FELIX KREDEL & PETER PRINZ-GRIMM Die nördliche Fortsetzung des Vilbeler Horstes (Blatt 5718 Ilbenstadt / Rodheim) .....	175
CHRISTOPH WEIHRAUCH & CHRISTIAN OPP Phosphor-Gehalte und -Dynamiken in versauerten Waldböden im Burgwald, Ldkr. Marburg-Biedenkopf .....	181
COLLIN WEBER & CHRISTIAN OPP Schwermetallverteilung in Böden, Fließgewässern und Grubenwässern im Umfeld des ehemaligen Eisenerzabbaugebietes Dillenburg-Oberscheld, Lahn-Dill-Kreis .....	201
GUDRUN RADTKE, EBERHARD KÜMMERLE & THOMAS MAY Quarzitische Sandsteine am Wiesbadener Kureck – küstennahe tertiäre Meeresablagerungen auf paläozoischen Taunusgesteinen .....	219
BERND LEßMANN Nachruf Bernward Hölting .....	231
FRED ROSENBERG Nachruf Roland Becker .....	237





HEINZ-DIETER NESBOR<sup>1</sup>

# Das Vulkangebiet Vogelsberg

Meinem ehemaligen Kollegen Dr. Karl-Heinz Ehrenberg gewidmet. Er hat die wissenschaftlichen Grundlagen zur modernen vulkanologischen Erforschung des Vogelsbergs gelegt und mich mit diesem komplexen Vulkangebiet vertraut gemacht.

## Kurzfassung

Im Miozän, vor ca. 18 Ma, entwickelte sich in einer durch humides, subtropisches Klima geprägten Fluss- und Seenlandschaft das Vulkangebiet Vogelsberg. Kennzeichnend sind die für große Intraplatten-Vulkane typische alkalische Magmaserie und daneben die Förderung tholeiitischer Schmelzen. Die vulkanische Tätigkeit begann mit der alkalischen bimodalen Hauptphase, in die sich später mehrfach tholeiitische Laven einschalteten. Nach einer durch Abtragung geprägten Unterbrechung folgte mit der Förderung primitiver Magmen die Spätphase. Die in krustalen Magmakammern veränderten Schmelzen der vor ca. 18–16 Ma aktiven bimodalen Hauptphase bildeten eine Differenzierungsreihe, die von Basaniten und Alkalibasalten bis hin zu Trachyten und Trachyphonolithen reicht. Verbreitet kam es zu phreatomagmatischen Eruptionen und auch zur Entwicklung von Maarstrukturen. Bei nachlassendem Einfluss externen Wassers auf das Eruptionsgeschehen

bildeten sich basaltische Schlackenkegel, Lavaseen und Lavaströme. Aus den trachytisch-phonolithischen Magmen entwickelten sich mächtige Vulkanbauten, die durch großflächige Block- und Aschestrom-Ablagerungen sowie mächtige Domkomplexe dokumentiert sind. Nach dem vorläufigen Ende der vulkanischen Tätigkeit folgte eine intensive Verwitterung und Erosion unter den im Burdigal herrschenden subtropischen und voll humiden Klimabedingungen. Dabei wurden die Vulkanbauten eingeebnet. Der Vulkanismus setzte vor ca. 16 Ma mit der primitiven Spätphase erneut ein. Alkalibasaltische und basanitische Lavaströme überdeckten dabei weiträumig die älteren Vulkanitabfolgen, wodurch beim Vogelsberg der Eindruck eines fast rein basaltischen Vulkangebietes entsteht. Da sich ab dem frühen Langhium vor ca. 16 Ma ein saisonal trockeneres Klima einstellte, sind diese späten vulkanischen Abfolgen heute noch weitgehend frisch erhalten.

## Abstract

The Vogelsberg volcanic field arose on a river and lake landscape during a subtropical humid climate in the Miocene time ca. 18 Ma ago. The volcanic activities comprise both, an alkaline magma series and tholeiitic melts as is typical for large intraplate volcanoes. Volcanism started with an alkaline bimodal main phase, intermittently interrupted by tholeiitic flows. After an erosional episode the final igneous stage is characterized by primitive alkaline melts. The bimodal phase (ca. 18–16 Ma) consists of a complete sequence from basanites and alkali basalts to trachytes and trachyphonolites caused by differentiation processes in crustal magma chambers. Phreatomagmatic eruptions and maar structures were quite frequent. After decreasing influence of external water on the eruption processes

basaltic cinder cones, lava lakes and flows were generated. The highly differentiated melts were erupted in high volcanic edifices as documented by block and ash flow deposits and lava domes. Volcanic activity was followed by subsequent erosion during a subtropical and humid climate in the Burdigalian levelling the volcanic edifices. Volcanic activity started anew at about 16 Ma with a primitive final phase. During this time alkali basaltic and basanitic lava flows covered the older volcanic sequences, suggesting an entirely basaltic volcanic field for the Vogelsberg. The rocks of this final phase are well preserved because of a seasonal rather dry climate since the early Langhian (ca. 16 Ma).

<sup>1</sup> Dr. H.-D. Nesbor, Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie, Rheingastr. 186, 65203 Wiesbaden

## Inhaltsverzeichnis

1. Geologischer Überblick	6
2. Paläogeographie und zeitliche Entwicklung	8
3. Petrologie und Geochemie	10
4. Vulkanologie	11
4.1 Komplexe basaltische Vulkane	11
4.1.1 Hungen-Langd-Vulkan	11
4.1.2 Rehberg-Vulkan	13
4.2 Maare	13
4.2.1 Nieder-Ofleiden-Maar	13
4.2.2 Ober-Widdersheim-Maar	16
4.2.3 Herzrot-Maar	20
4.3 Trachyphonolithische Vulkane	21
4.3.1 Block- und Aschestromablagerungen am Rehberg	21
4.3.2 Eschwald-Domkomplex	23
4.4 Laven	25
4.4.1 Tholeiitische Laven	25
4.4.2 Alkalibasaltische Laven	25
5. Diskussion und Schlussfolgerungen	27
6. Schriftenverzeichnis	29

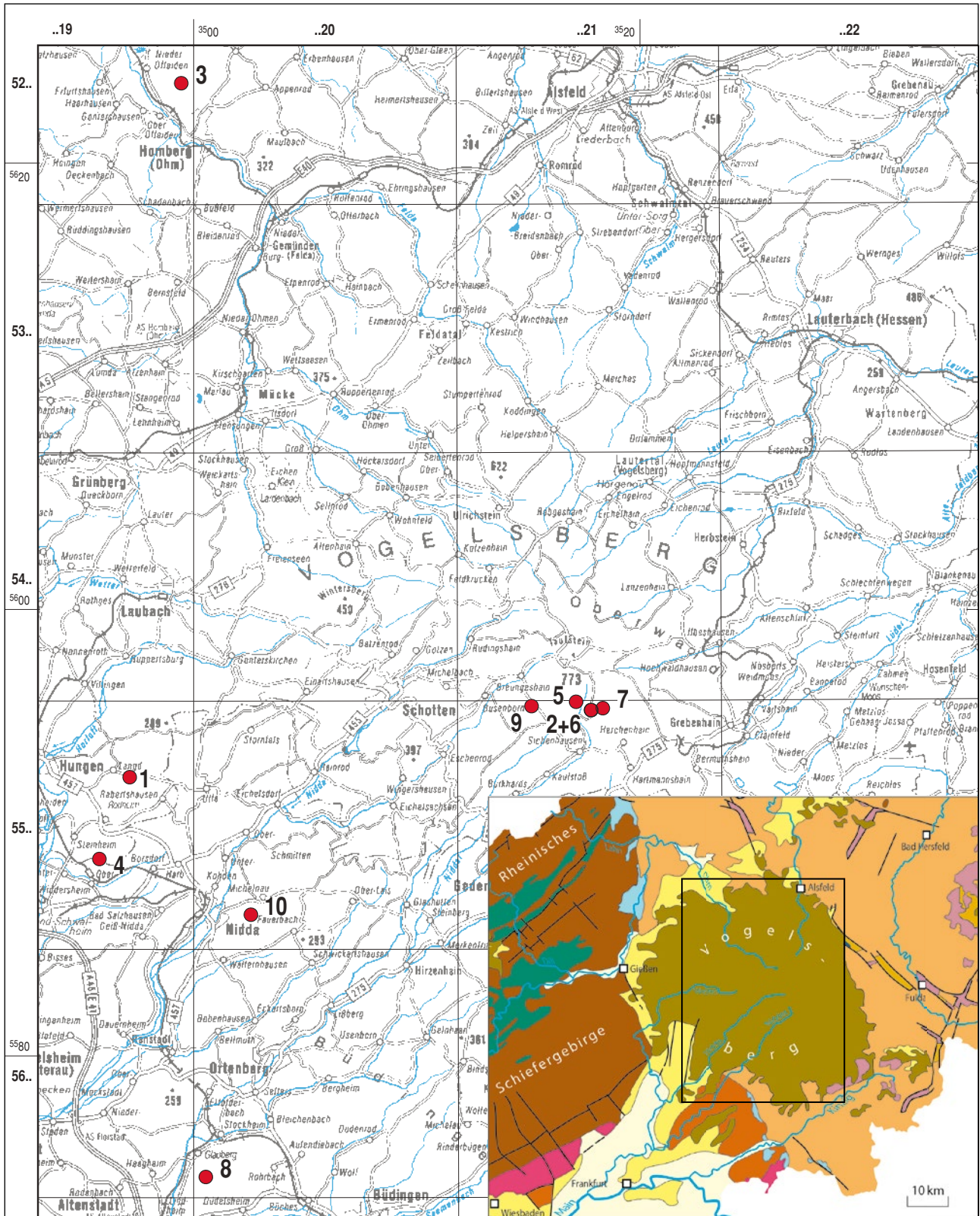
## 1 Geologischer Überblick

Der Vogelsberg im Zentrum von Hessen ist mit einer Fläche von über 2200 km<sup>2</sup> bei einem Durchmesser bis ca. 65 km das größte geschlossene Vulkangebiet Mitteleuropas (Abb. 1). Die ehemals wesentlich größere Ausdehnung wird durch heute isolierte Basaltvorkommen in seinen Randbereichen deutlich. So waren ursprünglich z. B. der bis nach Frankfurt a. M. reichende „Maintrapp“, der Landrücken bei Schlüchtern und das Alsberger Basaltplateau auch Teile des Vogelsbergs. Noch heute erreicht dieser mit dem Taufstein eine maximale Höhe von 773 m. Der Vulkanismus im Vogelsberggebiet war im Miozän, vor ca. 18 bis 15 Ma, aktiv (HORN et al. 1972, KREUZER et al. 1974, HARRE et al. 1975, EHRENBERG et al. 1977, LIPPOLT 1982, TURK et al. 1984, BOGAARD et al. 2001, BOGAARD & WÖRNER 2003).

Das Gesteinsspektrum des Vogelsbergs zeigt die für große Intraplatten-Vulkane typische Zweiteilung. Aus dem Erdmantel stiegen einerseits alkalibasaltische und basanitische andererseits tholeiitische Magmen auf. Besonders die alkalibasal-

tischen und basanitischen Schmelzen wurden in krustalen Magmakammern mehr oder weniger stark verändert, wodurch sich eine charakteristische Differentiationsreihe bis hin zu trachyphonolithischen Magmen entwickelte (EHRENBERG 1986, WITTENBECHER 1992, JUNG & MASBERG 1998, BOGAARD et al. 2001). Die vulkanische Tätigkeit beginnt mit einer alkalischen bimodalen Hauptphase, wird von einer intensiven Abtragung unterbrochen und endet mit einer primitiven Spätphase (Abb. 2).

Zahlreiche Einzelvulkane waren am Aufbau des Vulkangebietes beteiligt, deren Erscheinungsbild und Oberflächenformen durch die unterschiedlichen Eruptionsmechanismen bestimmt wurden. Diese hingen wiederum wesentlich von der Viskosität des Magmas, dem Gehalt der darin gelösten Gase (Fluide) und schließlich vom Einfluss externen Wassers (Grundwasser) auf die aufsteigende Schmelze ab. Entsprechend reichte das Spektrum der vulkanischen Prozesse von effusiv bis hoch explosiv.



**Abb. 1:** Vogelsberg-Vulkangebiet im Zentrum von Hessen, mit Kennzeichnung der beschriebenen Aufschlüsse (rote Punkte). 1: Hungen-Langd-Vulkan, 2: Rehberg-Vulkan, 3: Nieder-Ofeiden-Maar, 4: Ober-Widdersheim-Maar, 5: Herzrot-Maar, 6: Block- und Aschestromablagerungen am Rehberg, 7: Eschwald-Domkomplex, 8: Tholeiitische Laven am Glauberg, 9: Basanitische Laven E Bilstein, 10: Alkalibasaltische Laven bei Nidda.

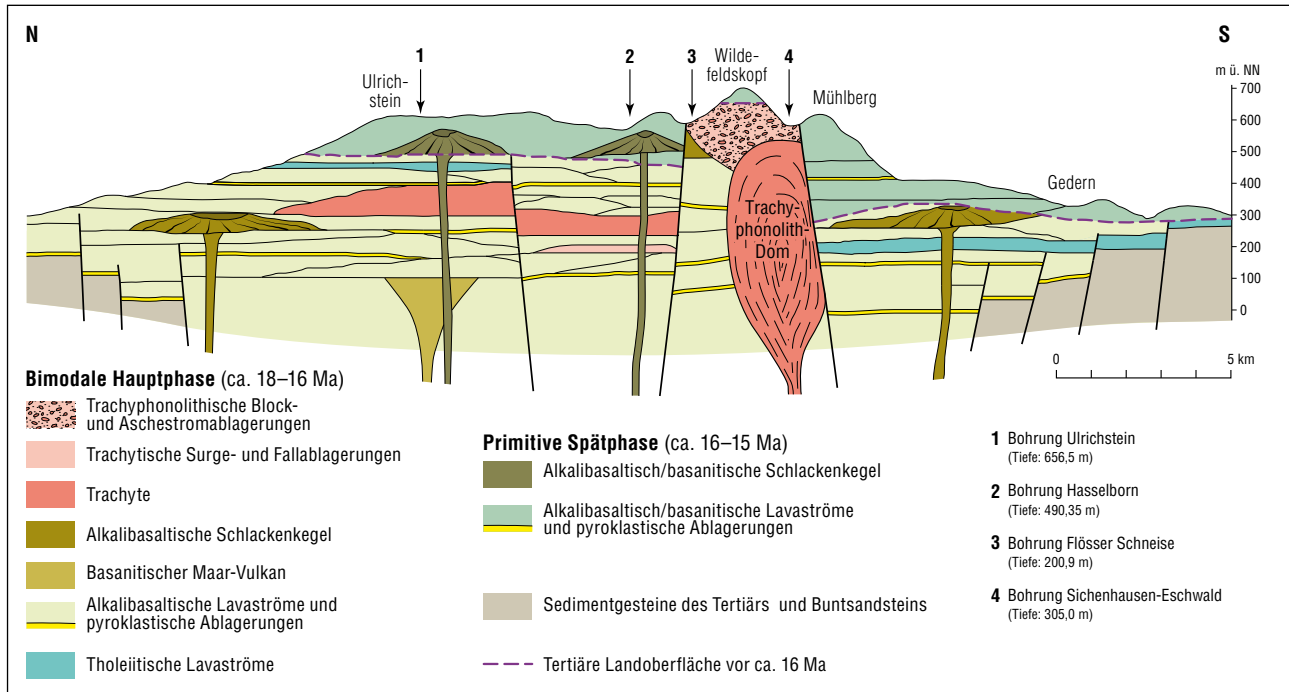


Abb. 2: Schematisches vulkanologisches N–S-Profil durch das Vulkangebiet Vogelsberg.

## 2 Paläogeographie und zeitliche Entwicklung

Das Vulkangebiet des Vogelsbergs entwickelte sich in einer flachen Fluss- und Seenlandschaft, die durch ein humides, subtropisches Klima geprägt war. Der mit der bimodalen Hauptphase einsetzenden Vulkanismus führte zu einer grundlegenden Veränderung der Landschaft. Die aufsteigenden alkalibasaltischen und basanitischen Gesteinsschmelzen durchschlugen verbreitet grundwasserleitende Sedimentgesteinsschichten. Durch den Kontakt des bis 1 200 °C heißen Magmas mit dem Grundwasser kam es verbreitet zu hoch explosiven phreatomagmatischen Eruptionen, die in Form von lithoklastenreichen Tuffbrekzien und Surge-Ablagerungen im Schlotbereich und im Umfeld der Vulkane dokumentiert sind (EHRENBERG 1978b, 1986, ZULAUF 1990). Lokal entstanden Maarstrukturen, in denen sich Kraterseen bildeten, deren Existenz durch Seesedimente belegt ist (z. B. Nieder-Ofleiden-Maar, Kap. 4.2.1). Floss kein Grundwasser mehr in den Schlot nach oder stieg die Förderate der Schmelzen stärker an, änderte sich das Eruptionsverhalten. Der hoch explosive Vulkan wandelte sich zu einem Schlackenvulkan, der durch relativ ruhige Schlackenschwürftätigkeit gekennzeichnet war. Bei primär fehlendem Wassereinfluss entstanden von Anfang an Schlackenvulkane – wohl der häufigste Vulkantyp im Vogelsberg. Nachdem das Magma weitgehend entgast war, bildeten sich in den Kratern Lavaseen, die bei ansteigender Magmasäule überliefen und in großem

Umfang Lavaströme formten. Weiterhin lassen Gangstrukturen mit größerer Längserstreckung auf Spalteneruptionen mit entsprechend voluminösen Förderaten schließen. Die Laven haben sich lokal in bestehende Hohlformen, wie z. B. das Nieder-Ofleiden-Maar, ergossen und diese aufgefüllt. Im Laufe der Zeit entstanden bei andauerndem basaltischem Vulkanismus zahlreiche, sich gegenseitig überlagernde Vulkanbauten. Sukzessive entwickelte sich eine Gesteinsabfolge aus Laven, denen immer wieder Fallablagerungen aus Agglomeraten, Lapilli- und Aschentuffen zwischengeschaltet sind (Abb. 2).

Die in dem höheren Teil der alkalischen Serie eingeschalteten tholeiitischen Lavaströme konnten aufgrund ihrer generell geringen Viskosität weit bis in die Randbereiche des Vulkangebietes fließen. Daher liegen die tholeiitischen Basalte dort verbreitet unmittelbar auf den älteren Sedimentgesteinen.

Der trachytisch/phonolithische Vulkanismus der bimodalen Hauptphase war aufgrund der höheren Gasgehalte der in der Regel hochviskosen Magmen überaus explosiv. Die hochdifferenzierten Schmelzen bauten mehrere 100 bis wahrscheinlich über 1 000 m hohe Vulkane auf, deren ehemalige Existenz durch heute noch erhaltene Lavaströme, exogene Domstrukturen, mächtige Block- und Aschestrom- sowie Ignimbrit-Ablagerungen belegt ist (EHRENBERG et al. 1981, KÖTT et al. 2001, NESBOR & WONIK 2004, NESBOR 2014). Die vul-



kanischen Aktivitäten der bimodalen Hauptphase lassen sich aufgrund von K/Ar-Datierungen an Trachyten und Trachyphonolithen in den Zeitraum zwischen  $18,3 \pm 1,0$  Ma (LIPPOLT et al. 1973) bis  $17,3 \pm 0,3$  (EHRENBERG et al. 1981) einordnen, d. h. in das mittlere Burdigal. Neue radiometrische Datierungen an Zirkonen des Trachyts vom Häuserhof am Südwestrand des Vogelsbergs (Probe 47 867: R 3 496 690, H 5 586 720) ergaben ein Alter von  $17,9 \pm 0,12$  Ma (freundl. Mitt. A. GERDES 2016, Univ. Frankfurt a. M.) und bestätigen damit die oben genannten Datierungen. K/Ar-Datierungen an Basalten aus der 450 m tiefen Kernbohrung B 31, Rainrod 1, Blatt 5520 Nidda, R 3 506 180, H 5 593 200 (KREUTZER et al. 1974) und von Blatt 5 319 Londorf (HARRE et al. 1975) erbrachten jedoch ein Alter von 17,5–15,5 bzw. 16,5–15,5 Ma. Eine weitergehende Evaluierung der vorliegenden Alter der bis nach Frankfurt geflossenen tholeiitischen Lavaströme („Maintrapp“) hat einen Wert von ca.  $16,3 \pm 0,6$  Ma ergeben. Damit ist eine längere Dauer der bimodalen Hauptphase möglich. Die radiometrischen K/Ar- bzw. Ar/Ar-Alter sind jedoch aus methodischen Gründen nicht von bester Qualität. Daher variieren in den bisher erschienenen Publikationen zum Vogelsberg die Angaben über das Einsetzen bzw. das Ende der vulkanischen Aktivitäten innerhalb der genannten Fehlergrenzen.

Auf die bimodale Hauptphase folgte ein Zeitraum intensiver Verwitterung und Erosion, während dem die Vulkanbauten tiefgründig abgetragen wurden. Diese Verwitterungs- und Abtragungsphase verbirgt sich zeitlich innerhalb der oben beschriebenen Ungenauigkeiten der radiometrischen Datierungsergebnisse der beiden vulkanischen Eruptionsphasen und konnte daher erst anhand der im Folgenden vorgestellten neuen Bohrergebnisse erkannt werden. Sie dürfte in einem Zeitintervall zwischen ca. 16,5–15,5 Ma gelegen haben. Von der Verwitterung und Erosion waren die hoch aufragenden und zum großen Teil aus Lockerprodukten bestehenden trachytisch/phonolithischen Vulkane besonders stark betroffen, die unter den im Burdigal herrschenden subtropischen und voll humiden Klimabedingungen (MILLER et al. 1987, ZACHOS et al. 2001, BÖHME 2003) nahezu vollständig eingeebnet wurden. Am Südrand des Oberwaldes im Hohen Vogelsberg sind jedoch in trachyphonolithischen Vulkanitabfolgen der bimodalen Hauptphase über 100 m mächtige Verwitterungsprofile bis heute in situ erhalten geblieben. In den westlichen Randbereichen des Vulkangebietes führte die intensive Verwitterung zur Entstehung von Roterden, Bauxit und Basalteisenstein, die noch bis in die 70er Jahre des letzten Jahrhunderts abgebaut wurden (FRIEDRICH-LAUTZ 1963, SCHELLMANN 1966, WIRTZ 1972). Hiervon ist heute nur noch der Bauxittagebau „Eiserne Hose“ östlich Lich zugänglich (SCHWARZ 1997).

Die Verwitterungs- und Erosionsphase wurde durch die vulkanische Spätphase abgelöst, deren Magmen unmittelbar aus dem Erdmantel aufsteigen und damit primitiv, d. h. unverändert waren. Die Spätphase ist aufgrund radiometrischer Ar/Ar-Altersdatierungen an Plagioklasen basaltischer Proben in

einen Zeitraum vor ca. 16,0–15,2 Ma – innerhalb methodisch bedingter größerer Fehlergrenzen – einzuordnen (BOGAARD et al. 2001). Kennzeichnend sind primitive Alkalibasalte und Basanite, die häufig zahlreiche Mantelxenolithe (meist Spinell-Lherzolithe) führen. Voluminöse Laven überwiegen bei Weitem. Die Magmen durchschlugen die tiefgründig verwitterten und weitgehend abgetragenen Vulkangebäude der bimodalen Hauptphase. Die vulkanischen Abfolgen der Spätphase sind heute noch weitgehend unverwittert erhalten, da sich mit dem Beginn des Langhiums vor ca. 16 Ma ein saisonal trockeneres Klima eingestellt hatte (MILLER et al. 1987, ZACHOS et al. 2001, BÖHME 2003). Sie erreichen im Vogelsberg noch heute Mächtigkeiten von zum Teil weit über 100 Metern. Dabei überdecken sie weiträumig die älteren vulkanischen Gesteine, wodurch beim Vogelsberg heute der Eindruck eines fast rein basaltischen Vulkangebietes entsteht. Dies war die Ursache für die lange Zeit herrschende fälschliche Vorstellung, dass es sich beim Vogelsberg um einen Schildvulkan handele.

Nach dem Ende der vulkanischen Aktivitäten unterlag der Vogelsberg einer flächenhaften Abtragung, die aber wahrscheinlich nur wenige hundert Meter der Abfolge erodierte. Aufgrund dieser Vorgänge stehen heute Schlotte und vulkanische Gänge an der Erdoberfläche an. Das heutige Erscheinungsbild des Vogelsbergs ist durch diese Erosionsfläche geprägt, in die sich im Pleistozän Täler einschneiden. Während der Kaltzeiten wurde der vulkanische Untergrund großflächig von Löss überdeckt.

Die miozäne vulkanische Gesteinsabfolge des Vogelsbergs lagert über einem heterogenen Untergrund aus Sedimentgesteinen des Tertiärs, der Trias (Buntsandstein, Muschelkalk, lokal Keuper), des Perms (Rotliegend, Zechstein) und des Devons sowie vulkanischen Gesteinen des Perms und der Oberkreide. Dieses Erscheinungsbild ist durch die intensive Bruchtektonik bedingt, die schon die prävulkanischen Gesteinsabfolgen in eine Vielzahl einzelner Schollen zerlegt hatte. Diese tektonischen Bewegungsvorgänge setzten sich aber auch in der vulkanischen Abfolge des Miozäns fort, erkennbar an dem Schollenbau des Vogelsbergs (EHRENBERG & HICKETHIER 1985).

Vulkanische Gesteine der Oberkreide mit radiometrischen Altern zwischen 66,7 und 70,3 Ma treten am SW-Rand des Vogelsbergs, zeitgleich aber auch im Sprendlinger Horst nordöstlich Darmstadt und am Katzenbuckel im südlichen Odenwald auf (BOGAARD & WÖRNER 2003, SCHMITT et al. 2007, MARTHA et al. 2014). Am SW-Rand des Vogelsbergs sind sie durch einen Trachytschlot, durch zahlreiche camptonitische Gänge und durch trachytische Xenolith-Klasten in miozänen Pyroklastiten des Vogelsbergs dokumentiert. Der Schlot bei der Ortschaft Bellmuth nordöstlich Ranstadt steckt in den Abfolgen des Unteren Buntsandsteins und stellt die tief erodierten Relikte eines trachytischen Vulkans dar (SCHMITT et al. 2007). Die in Bohrungen im Raum Ranstadt angetroffenen camptonitischen Gänge sind in die Sedimentgesteine des Zechsteins und des Rotliegendes intrudiert (BOGAARD & WÖRNER 2003).

### 3 Petrologie und Geochemie

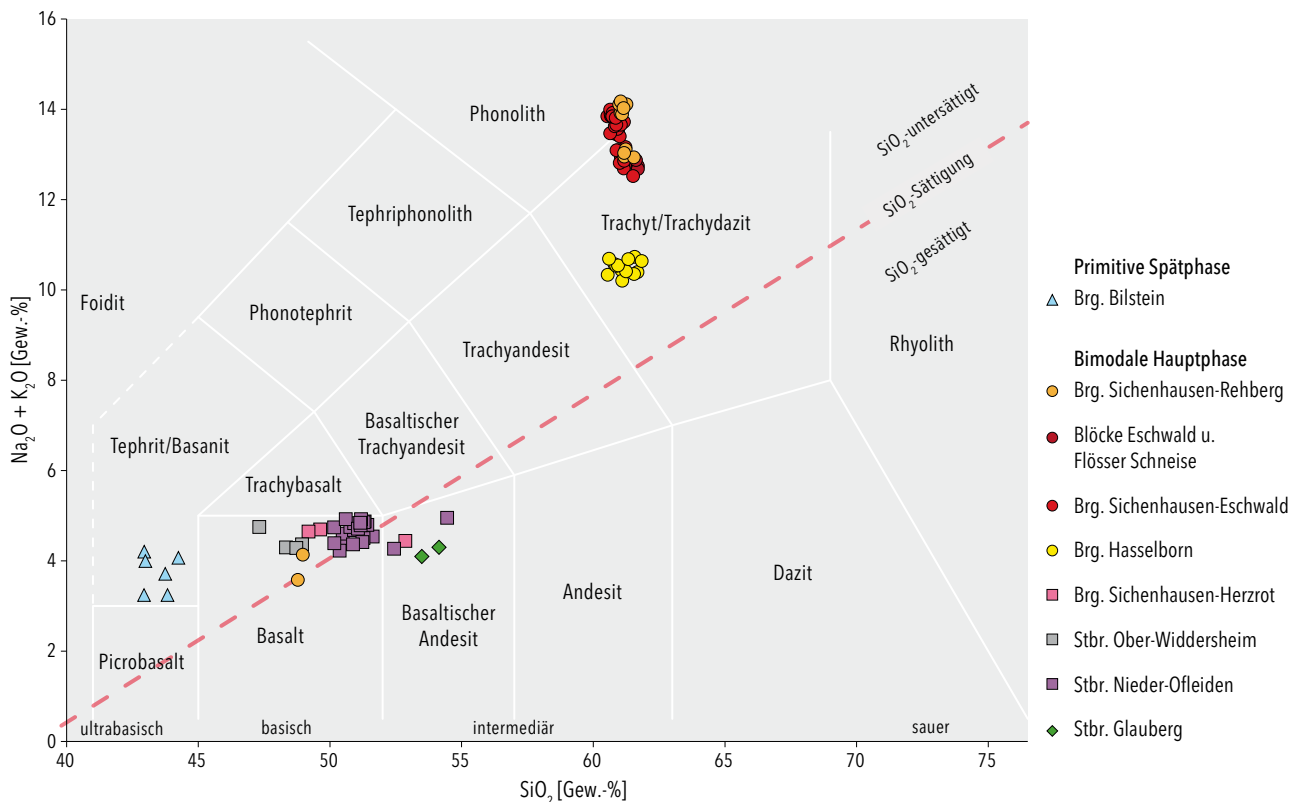
Die Magmen der bimodalen Hauptphase des Vulkanismus im Vogelsberg sind durch unterschiedlich lange Verweilzeiten in kristalen Magmakammern geprägt, in denen die ursprünglich basanitischen und alkalibasaltischen Schmelzen infolge von Kristallfraktionierung mehr oder weniger stark differenziert wurden (EHRENBERG et al. 1981). Dabei entstand eine Differenzierungsreihe, die von Basaniten bis hin zu hoch differenzierten trachytischen und trachyphonolithischen Schmelzen reicht (Abb. 3, Tab. 1 im Anhang). Im TAS-Diagramm liegen die Trachyphonolithe in einer Punktwolke, die vom Trachyfeld in das Phonolithfeld reicht. Trachyte sind z. B. in den Bohrungen Hasselborn und Ulrichstein, die Trachyphonolithe in den Bohrungen Sichenhausen-Rehberg, Sichenhausen-Eschwald und Flösser Schneise (EHRENBERG et al. 1981, KÖTT et al. 2001, NESBOR & WONIK 2004, NESBOR 2014) angetroffen worden (Abb. 2 und Kap. 4.3.1/2).

In mehreren Tiefbohrungen im Vogelsberg sind in den jüngeren Abschnitt der Vulkanitabfolgen der bimodalen Hauptphase tholeiitischen Laven eingeschaltet (EHRENBERG et al. 1981, EHRENBERG 1986, KÖTT et al. 2001). Dadurch ist belegt, dass beide Magmatypen parallel gefördert wurden. Die tholeiitischen Magmen stammen aus einem höher gelegenen

Mantelbereich, der einen stärkeren Aufschmelzgrad erfahren hat (JUNG & MASBERG 1998). Entsprechend ist der Anteil an inkompatiblen Elementen niedrig (z. B.  $K_2O$ , Nb, Zr und die Leichten Seltenen Erden). Im TAS-Diagramm fallen die tholeiitischen Laven in das Feld der basaltischen Andesite (Abb. 3).

Die tholeiitischen Basalte des Vogelsbergs weisen einen relativ hohen Gehalt an  $SiO_2$  und  $Al_2O_3$  bei gleichzeitig niedrigen CaO- und MgO-Werten auf (Tab. 1 im Anhang). Mit letzteren korrespondieren die ebenfalls niedrigen Ni- und Cr-Gehalte. Diese Befunde deuten auf beginnende Differenzierungsprozesse der tholeiitischen Schmelzen in kristalen Magmakammern und/oder auf Krustenkontaminationen hin (WEDEPOHL et al. 1994).

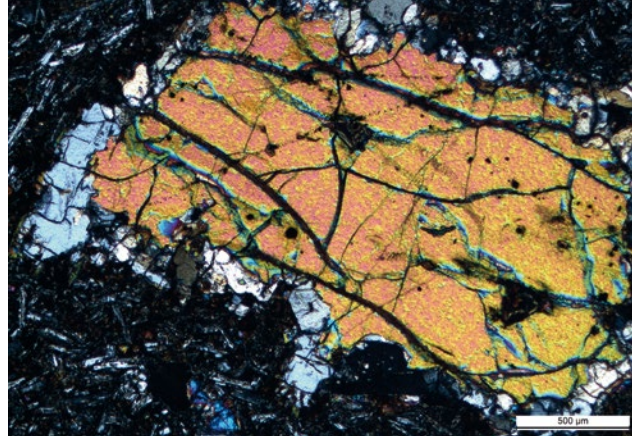
Im Vulkangebiet Vogelsberg tritt ein weiterer Basalttyp auf, der weder eindeutig der alkalibasaltisch/basanitischen, noch sicher der tholeiitischen Serie zugeordnet werden kann. Sein Modalbestand und seine geochemische Zusammensetzung, mit den relativ hohen Gehalten an  $SiO_2$  (im Durchschnitt über 50 Gew.-% in der wasserfreien Probe) und der mäßigen Anreicherung an inkompatiblen Elementen, ist charakteristisch für basaltische Vulkanite, die im Vogelsberg als Olivinbasalt, in der internationalen Literatur als „transitional basalt“ bezeichnet werden (z. B. WILSON 1989). Wie aus dem Namen schon zu



**Abb. 3:** Geochemie der beschriebenen und im Text erwähnten Vulkanitvorkommen des Vogelsbergs dargestellt im TAS-Diagramm von LE BAS et al. (1986).

schließen ist, liegen sie im Feld zwischen den Alkalibasalten und Tholeiiten. Dieser kontinuierliche Übergang von alkalibasaltischen zu tholeiitischen Magmen ist durch einen steigenden Aufschmelzgrad in der betreffenden Mantelquelle interpretierbar. Das Auftreten von Olivinbasalten kann aber auch durch Magma-Mixing unterschiedlicher Schmelzen erklärt werden, die aus verschiedenen Mantelquellen stammen.

Das Ergebnis eines solchen Prozesses ist in einem Olivinbasalt zu beobachten, der in der Bohrung Sichenhausen-Herzrot (Kap. 4.2.3) am SW-Rand des Oberwaldes im Hohen Vogelsberg angetroffen wurde. Die petrographische Zusammensetzung des betreffenden Lavastroms zeigt sowohl typische Merkmale eines Alkalibasalts als auch solche von tholeiitischen Basalten. So ist eine mächtige Topbrekzie entwickelt, die für Alkalibasalte charakteristisch ist, aber bei tholeiitischen Laven fehlt. Gleichzeitig sind die Gehalte an inkompatiblen Elementen im Vergleich zu tholeiitischen Basalten deutlich erhöht. Die Werte sind z. B. bei  $K_2O$  mit 0,8 Gew.-%, Nb mit 35 ppm und La mit 45 ppm gegenüber tholeiitischen Basalten mit durchschnittlichen Gehalten bei  $K_2O$  mit > 0,5 Gew.-%, Nb mit > 15 ppm und La mit > 20 ppm ca. doppelt so hoch. Dennoch führt der in der Bohrung angetroffene Olivinbasalt Orthopyroxen, wie er nur bei tholeiitischen Basalten auftritt. Weiterhin sind unter dem Mikroskop zahlreiche Klinopyroxene sichtbar, die oft aggregiert sind und durch ihre schwach violette Eigenfarbe erhöhte Titan-Gehalte anzeigen – beides wiederum typische Merkmale für Alkalibasalte. Zudem fallen größere xenomorphe Olivin-Kristalle auf, die von Orthopyroxen umwachsen werden (Abb. 4). Sie wurden von der in das Magma intrudierenden alkalibasaltischen Schmelze mitgebracht, sind



**Abb. 4:** Olivinbasalt der Bohrung Sichenhausen-Herzrot im Dünnschliff (Probe 43383, X Pol.): größerer xenomorpher Olivin-Kristall (orange), randlich von Orthopyroxen (hellgrau) verdrängt, eingebettet in eine Grundmasse aus Plagioklas (grau), Klinopyroxen (blau), Magnetit und vulkanischem Glas.

jedoch in einer kieselsäurereichen Schmelze nicht stabil und wurden daher von Orthopyroxen verdrängt (vgl. Bowen & Andersen 1914).

Kennzeichnend für die primitive vulkanische Spätphase sind Basanite und Alkalibasalte (Abb. 3), die häufig zahlreiche Mantelxenolithe (meist Spinell-Lherzolithe) führen. Diese sind bei der Förderung der betreffenden Magmen aus bis zu 80 km Tiefe mitgebracht worden und belegen deren schnellen und unmittelbaren Aufstieg aus dem Erdmantel (WITTENBECHER 1992, JUNG & MASBERG 1998).

## 4 Vulkanologie

### 4.1 Komplexe basaltische Vulkane

#### 4.1.1 Hungen-Langd-Vulkan

Aufgelassener Steinbruch Hungen-Langd (ehemaliger Steinbruch der Firma Maikranz), ca. 500 m ESE Langd, Blatt 5519 Hungen (R 3497 140, H 5592 490). Punkt 1 in Abb. 1.

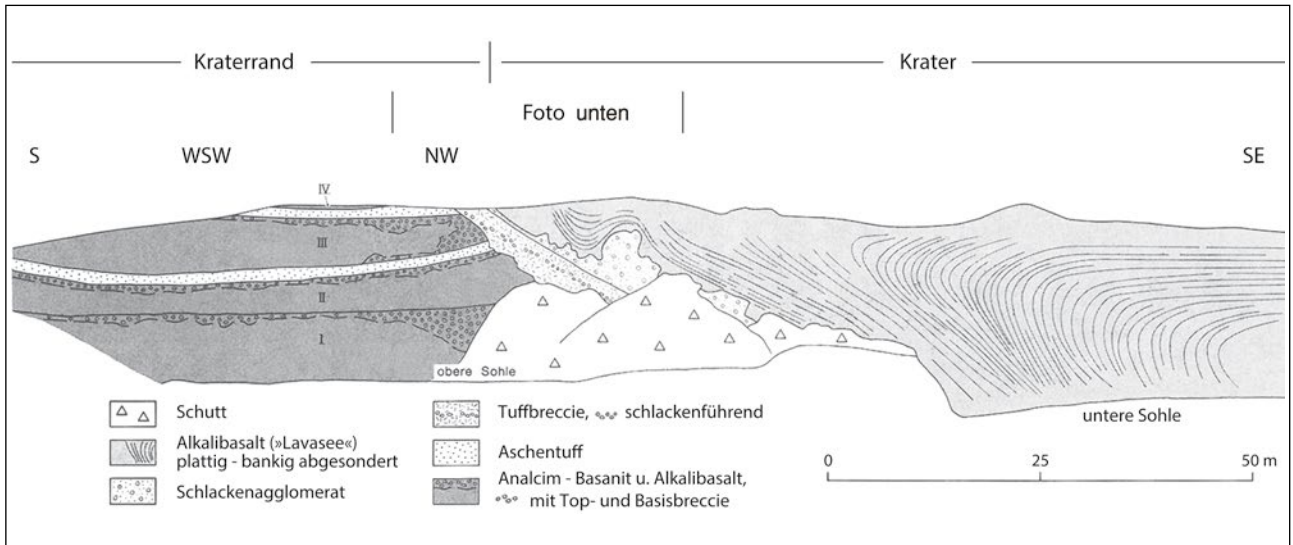
Im aufgelassenen Steinbruch bei Hungen-Langd sind Teile eines ehemaligen Vulkankraters aufgeschlossen (EHRENBERG 1981, DERSCH-HANSMANN et al. 1999, EBHARDT et al. 2001, REISCHMANN & SCHRAFT 2010). Der im westlichen Teil des Geländes sichtbare Kraterand schneidet vier 5–8 m mächtige basanitische Lavaströme an. Sie zeigen jeweils eine massive Kernzone und eine Topbrekzie. Teilweise ist auch eine Basisbrekzie entwickelt. In die Abfolge sind zwei basaltische Aschentufflagen eingeschaltet (Abb. 5). Auf der mit 40–45° nach Südosten einfallenden Innenfläche des Kraters sind bis zu 8 m mächtige pyroklastische Ablagerungen erhalten geblieben.

Bei den unteren max. 4 m mächtigen Pyroklastiten handelt es sich um eine basaltische Tuffbrekzie, die bis 1 m große Basanitblöcke enthält. Darüber folgen 0,5–4 m mächtige basaltische Schlackenagglomerate aus überwiegend hoch blasigen vulkanischen Bomben, eingebettet in eine Lapilli- bis Aschen-Matrix. Die pyroklastische Abfolge wird von einem Alkalibasalt überlagert, der durch ein ± parallel zur Innenfläche des Kraters orientiertes plattiges Absonderungsgefüge gekennzeichnet ist. Weiter östlich biegt diese ausgeprägte Plattung in eine fast horizontale Lage um.

#### Interpretation:

Die im W-Teil aufgeschlossenen basanitischen Lavaströme zeigen deutlich entwickelte Brekzienzonen, wie sie für alkalibasaltische und basanitische Laven typisch sind. Sie unterscheiden sich damit grundsätzlich von den gering viskosen tholeiitischen Laven, bei denen solche Brekzien fehlen (vgl. Kap. 4.4). Die Brekzien entstehen beim Fließen der visko-





**Abb. 5:** Vulkankrater, gefüllt mit einem ehemaligen Lavasee:

- a) Profildarstellung aus EHRENBERG (1981) mit Kennzeichnung des Ausschnitts in Abb. 5b.  
 b) Aufschlussbild des zentralen Teils. Aufgelassener Steinbruch ca. 500 m ESE Hungen-Langd, N-Wand.

sen Schmelze an der Stirn, den Seiten und auf der Oberfläche des Stroms (Topbreccie). Beim Vorrücken der Lavafront löst sich vom Stirnbereich die brekziierte Lava, fällt nach unten, wird überfahren und so zur Basisbreccie.

Die im E-Teil des Steinbruchs angeschnittene Gesteinsabfolge weist die für den Vogelsberg typische Entwicklungsge-

schichte eines basaltischen Vulkans auf: Ein aus der Tiefe aufsteigendes alkalibasaltisches Magma war mit Grundwasser führenden Schichten in Kontakt gekommen. In der Folge kam es zu hoch explosiven phreatomagmatischen Eruptionen, die das umgebende Nebengestein zertrümmerten und einen Krater aus der basanitischen Lavaserie herausprengten. Die unmittelbar

auf der Innenfläche des Kraters aufliegende basaltische Tuffbrekzie repräsentiert diese Initialphase. Nachdem kein Grundwasser mehr zufließt oder die Förderate der Schmelzen stärker ansteigt, ändert sich das Eruptionsverhalten hin zu einer mehr oder weniger ruhigen Schlackenwurfaktivität, die durch die explosive Entgasung des Magmas gesteuert wurde. Nachdem die alkalibasaltische Schmelze weitgehend entgast war, stieg sie weiter auf und füllte den Krater. Bei der Erstarrung des Lavasees entwickelte sich aufgrund des Volumenverlustes das plattige Absonderungsgefüge. Dieses zeichnet die konische Form des Kraters nach, wie durch geomagnetische Messungen nachgewiesen werden konnte (SCHMIDT & ZULAUF 1991).

#### 4.1.2 Rehberg-Vulkan

Rehberg, ca. 2 km NNE Sichenhausen, Blatt 5521 Gedern (R 3517802, H 5595497). Punkt 2 in Abb. 1.

Der Rehberg besteht aus einem massiven Basanitkörper, an dessen NE-Rand in mehreren Klippen pyroklastische Gesteine aufgeschlossen sind (EHRENBERG 1986). Der Modalbestand des Basanits umfasst Olivin und Klinopyroxen, die auch als Einsprenglingsphasen vertreten sind, weiterhin Plagioklas, Nephelin, Analcim, Biotit, Apatit und Magnetit. Unterhalb des Basanits sind mehrere Meter mächtige violett-rote Schlackenagglomerate aufgeschlossen, die auch am W-Hang des Rehbergs nachgewiesen wurden. Sie setzen sich aus hoch blasigen vulkanischen Bomben zusammen, die in eine Matrix aus Lapilli



**Abb. 6:** Phreatomagmatische Tuffbrekzie der primitiven Spätphase aus basanitischen juvenilen Pyroklasten und zahlreichen basaltischen sowie wenigen trachyphonolithischen Blöcken und Lapilli. Bildbreite ca. 10 m. E-Hang Rehberg, ca. 2 km nordöstlich Sichenhausen.

eingebettet sind. Die oben genannten Felsklippen bestehen vollständig aus einer basanitischen Tuffbrekzie, die eine Mächtigkeit von über 18 m erreicht (Abb. 6). Die darin enthaltenen juvenilen basanitischen Pyroklasten führen nur wenige Mikroblassen. Auffallend sind die zahlreichen xenolithischen Lithoklasten, bei denen es sich überwiegend um bis zu 1,5 m große Basaltblöcke mit unterschiedlicher Zusammensetzung handelt. Hinzu kommen wenige, oft plattige Trachyphonolithblöcke, die eine Größe von mehreren Dezimetern erreichen können. Die gesamte vulkanische Abfolge zeigt keinerlei Verwitterungserscheinungen. Nur das vulkanische Glas der juvenilen Pyroklasten ist in Sekundärminerale umgewandelt worden.

Der Rehberg ist von einer trachyphonolithischen Tuffbrekzie umgeben, die in einer Kernbohrung bis zu einer Teufe von 110,1 m unter Geländeoberkante nachgewiesen ist (NESBOR & WONIK 2004, NESBOR 2014). Die betreffenden Gesteine sind intensiv chemisch verwittert, während die basanitische Vulkanitabfolge des Rehbergs keine sichtbare Verwitterung erfahren hat (siehe Kap. 4.3.1).

#### Interpretation:

Der Rehberg stellt die Reste eines basanitischen Vulkans der primitiven Spätphase des Vulkanismus im Vogelsberg dar, dessen Krater sich in die älteren, tiefgründig abgetragenen und verwitterten trachyphonolithischen Pyroklastite der bimodalen Hauptphase eingetieft hat (Kap. 4.3.1). Die basanitische Tuffbrekzie entstand während der phreatomagmatischen Initialphase des Rehberg-Vulkans, deren hoch explosive Prozesse durch den Kontakt des aufsteigenden basanitischen Magmas mit dem Grundwasser gesteuert wurden. Dabei wurde neben der fragmentierten Schmelze in großem Umfang auch zertrümmertes Nebengestein aus älteren basaltischen und trachyphonolithischen Vulkaniten gefördert. Diese Tuffbrekzie blieb z. T. auf der Kraterinnenfläche liegen. Reste davon bilden heute die markanten Felsen am Fuße des Rehbergs. Anschließend entwickelte sich im Krater ein Schlackenvulkan, dessen Eruptionstätigkeit durch die explosive Entgasung des Magmas gekennzeichnet war. Externes Wasser spielte nun keine Rolle mehr. Am Schluss stieg das weitgehend entgaste Magma bis in den Krater auf und bildete dort einen Lavasee. Die zu Basanit erstarrte Füllung des Lavasees wurde aufgrund der großen morphologischen Härte des Gesteins im Zuge der jüngeren Abtragungsgeschichte des Vogelsbergs herauspräpariert. Durch Reliefumkehr bildet die ursprünglich morphologisch tiefer gelegene Kraterfüllung heute einen Berg, an dessen Rändern die Gesteine der ersten beiden Ausbruchphasen zu finden sind.



## 4.2 Maare

### 4.2.1 Nieder-Ofleiden-Maar

Steinbruch Nieder-Ofleiden (Firma Mitteldeutsche Hartstein-Industrie AG), ca. 500 m südöstlich Nieder-Ofleiden, Blatt 5219 Amöneburg (R 3499450, H 5623580). Punkt 3 in Abb. 1.

Im Steinbruch Nieder-Ofleiden, der eine vulkanische Struktur mit einem rundlichen Umriss und einem Durchmesser von ca. 1 km anschnidet, wird ein feldspatreicher Olivinbasalt (transitional basalt, Abb. 3, Tab. 1 im Anhang) abgebaut (BLANCKENHORN 1930, REISCHMANN & SCHRAFT 2010). Die über 100 m mächtige Abfolge ist durch ein ausgeprägtes säuliges Absonderungsgefüge charakterisiert. Sie bildet einen mehr oder weniger homogenen Gesteinskörper, in dessen oberem Teil nur wenige, lokal eng begrenzte Hornstein-Lagen und -Linsen sowie umgelagerte Pyroklastite eingeschaltet sind. Der Basalt ist generell mittelkörnig entwickelt, lokal treten jedoch sehr grobkörnige, doleritische Schlieren auf. Das Gestein setzt sich aus Olivin, auch als Einsprenglingsphase, Plagioklas, Klinopyroxen, Magnetit und Ilmenit zusammen. Bei den grobkörnigeren Varianten ist in den Zwickeln der Plagioklasleisten überwiegend eine zweite Generation aus Plagioklas und Klinopyroxen vorhanden, der aufgrund des höheren Ti-Gehalts eine deutlich bräunlich-violette Eigenfarbe aufweist.

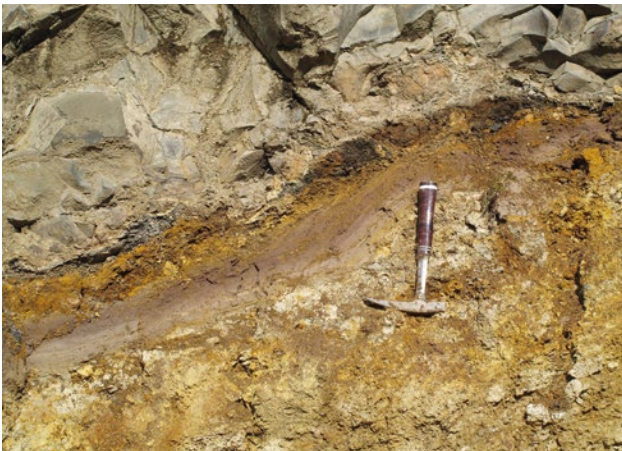
Am Top der vulkanischen Abfolge sind zwei geringmächtige tholeiitische Lavaströme aufgeschlossen, die auch in Bohrungen angetroffen wurden (Abb. 3). Darüber wurden durch den Steinbruchbetrieb mehrere Meter mächtige, weiß gefärbte Diatomite angeschnitten, die Anfang des 20. Jahrhunderts in Abbau standen (BLANCKENHORN 1930). Durch den im Liegenden folgenden tholeiitischen Lavaström haben sie im basalen

Bereich eine Kontaktwirkung erfahren, die sich in einer Stauchung und teilweisen Schrägstellung dieser feinlaminierten Sedimente äußert.

BLANCKENHORN (1930) ging bei dem Vorkommen Nieder-Ofleiden von einem mit Basalt gefüllten Vulkanschlott aus. Durch den fortschreitenden Abbau stellte sich jedoch zunehmend heraus, dass sich der Basalt zur Tiefe hin nicht fortsetzt, sondern von einer Tonschicht und schließlich von einer pyroklastischen Abfolge unterlagert wird. Meist ist der Ton stark verwittert und oxidiert, wodurch er eine violette oder gelbliche Färbung annimmt (Abb. 7). Dieses Sediment ist mittlerweile durch großflächige Aufschlüsse und in zahlreichen Kernbohrungen im gesamten Steinbruchgelände nachgewiesen.

In einem kleinen temporären Aufschluss in der SE-Ecke des Steinbruchgeländes war die betreffende Tonschicht jedoch unverwittert. Diese Dezimeter dicke Lage ist dort durch eine ausgesprochene Feinschichtung gekennzeichnet. Die Tonschicht ist tief schwarz gefärbt (Abb. 8) und weist einen hohen  $C_{org}$ -Gehalt auf, der bis zu 8,2 Gew.-% erreicht (freundl. Mitt. Dr. R. SCHULZ, Univ. Bremen, 2003). Unmittelbar unter der fein laminierten Tonschicht folgen hoch blasige Schlackenagglomerate.

Darüber hinaus sind in dem betreffenden Bereich des Steinbruchs an der Basis des Olivinbasalts Pillowlaven zu beobachten. Die einzelnen unregelmäßig geformten Pillowschlüuche erreichen einen Durchmesser bis zu 0,5 m. Ihre Oberfläche wird von einer rissigen Kruste aus ursprünglich vulkanischem Glas gebildet, das durch Sekundärminerale verdrängt wurde (Abb. 9). Lokal sind in dem tiefsten Teil des Basalts unmittelbar über dem Liegendkontakt mehrere Zentimeter lange und wenige Millimeter breite röhrenförmige Gasblasen (pipe vesicles) entwickelt, die senkrecht zur Basisfläche orientiert sind.



**Abb. 7:** Feingeschichtete Seesedimente (violett oxidiert) über zersetzter alkalibasaltischer Tuffbrekzie (hellbraun), überflossenen von olivinbasaltischer Lava. Steinbruch ca. 500 m südöstlich Nieder-Ofleiden, E-Wand.



**Abb. 8:** Feingeschichtete Seesedimente (schwarz,  $C_{org}$ -reich) über hochblasigen vulkanischen Bomben eines alkalibasaltischen Schlackenvulkans. Steinbruch ca. 500 m südöstlich Nieder-Ofleiden, südöstlicher Steinbruchrand.

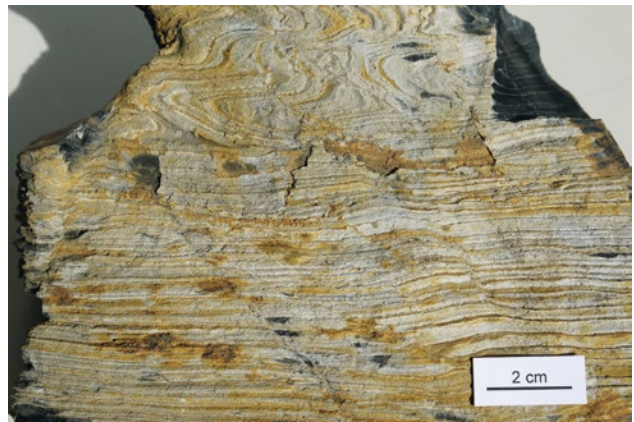
Im Rahmen der Erstkartierung des unmittelbar östlich an die vulkanische Struktur anschließenden Kartenblattes GK25 5 220 Kirtorf (DERSCH-HANSMANN & NESBOR 2003) wurde im Sommer 2004 durch das HLUG zur weiteren Klärung der geologischen Situation eine Kernbohrung abgeteuft (C/04-B3-2004). Die Bohrung stand in dem oben beschriebenen temporären Aufschluss des Steinbruchs Nieder-Ofleiden und setzte ca. 2 m im Liegenden der fein laminierten Tonschicht unmittelbar unter den alkalibasaltischen Schlackenagglomeraten an. Zunächst wurde eine alkalibasaltische Serie ungeschichteter und geschichteter Tuffbrekzien im Wechsel mit geschichteten Lapillituffen angetroffen. Die Ablagerungen führen neben gering blasigen bis blasenfreien juvenilen Pyroklasten zahlreiche xenolithische Lithoklasten. Größtenteils handelt es sich dabei um Blöcke und Lapilli aus Basalt, untergeordnet auch um Sedimentgesteinsklasten und Sandkörner. Vereinzelt kommen cm-große Mantelxenolithe hinzu. Die pyroklastischen Ablagerungen sind in der Regel durch eine sehr schlechte Sortierung gekennzeichnet, einzelne Lagen sind jedoch auch gut sortiert. Bei einer Teufe von 34,15 m erreichte die Forschungsbohrung eine sedimentäre tertiäre Abfolge aus Sanden und Tonen, musste aber aus technischen Gründen bei 39,4 m eingestellt werden.

Auf der Ostwand im südöstlichen Bereich des Steinbruchs wurde in der folgenden Zeit durch den fortschreitenden Abbau ebenfalls die Basis des plagioklasreichen Olivinbasalts erreicht. In dessen Liegendem ist dort nun ebenfalls die laminierte Tonschicht aufgeschlossen. Sie wird lokal von geringmächtigen tertiären Sandschüttungen überlagert, die jedoch lateral nur wenige Meter weit aushalten. Unter der Tonschicht sind mächtige alkalibasaltische Schlackenagglomerate angeschnitten, die nach Norden und nach Süden hin auskeilen. Diese oft rot-violett gefärbten pyroklastischen Gesteine bestehen aus hoch blasigen vulkanischen Bomben, die in eine Matrix aus Lapilli eingebettet sind. Die Bomben können eine Größe bis zu einem Meter erreichen und führen ebenfalls bis mehrere Zentimeter große Mantelxenolithe. Die Agglomerate überlagern die oben beschriebenen Tuffbrekzien und Lapillituffe, die mittlerweile auch in weiteren neuen Lagerstättenbohrungen nachgewiesen sind.

In letzter Zeit wurde auf der neu aufgefahrenen Tiefsohle im Liegenden des im Abbau befindlichen Basalts ebenfalls die oben beschriebene Tonschicht aufgeschlossen. Sie ist dort stellenweise völlig eingekieselt, wobei in diesen tief schwarz gefärbten Hornstein-Aggregaten die ausgeprägte Feinschichtung besonders deutlich wird (Abb. 10a). An der Abfahrt zur Tiefsohle sind unter der Basaltbasis anstatt der Tonschicht laminierte Karbonate vertreten (Abb. 10b).



**Abb. 9:** Ehemals glasige Oberfläche eines Pillowschlauches der olivinbasaltischen Lava. Steinbruch ca. 500 m südöstlich Nieder-Ofleiden, südöstlicher Steinbruchrand.



**Abb. 10a:** Einkieselte feingeschichtete Seesedimente, im oberen Teil mit slumping-Strukturen. Das tief schwarze Gestein (frischer Anbruch oben rechts) weist eine hellbraune Verwitterungsrinde auf. Steinbruch ca. 500 m südöstlich Nieder-Ofleiden, Tiefsohle.



**Abb. 10b:** Laminierte Karbonate unter dem Olivinbasalt an der Abfahrt zur Tiefsohle.



### Interpretation:

Im Westteil des Steinbruchs bei Nieder-Ofleiden ist durch den fortschreitenden Abbau der Top-Bereich einer großen Maarstruktur aufgeschlossen. Die Füllung des Maars setzt sich aus alkalibasaltischen Tuffbrekzien und Lapillituffen zusammen, die durch phreatomagmatische Eruptionen gefördert wurden. Auslöser dieser vulkanischen Ereignisse war der Kontakt eines aus der Tiefe aufsteigenden alkalibasaltischen Magmas mit dem Grundwasserleiter (vgl. z. B. LORENZ 1973, 2007). Bei diesen hoch explosiven phreatomagmatischen Prozessen wurde die Schmelze, aber auch das Nebengestein fragmentiert und ausgeworfen. Letzteres bestand aus tertiären Lockersedimenten und den darüber folgenden basaltischen Gesteinen, woraus sich der hohe Gehalt an Sandkörnern und Basaltklasten in den betreffenden pyroklastischen Ablagerungen erklärt. Die phreatomagmatische Phase dauerte längere Zeit an, wodurch ein zunehmend tieferes und damit auch breiteres Maar-Diatrem entstand. Von Zeit zu Zeit rutschten große Schollen von Nebengestein in den sich entwickelnden Trichter. Eine solche Scholle aus tertiären Sedimenten wurde in der 2004 durch das HLOG abgeteuften Kernbohrung in der SE-Ecke des Steinbruchgeländes im Liegenden der pyroklastischen Abfolge angetroffen. Später wurde die phreatomagmatische Phase durch einen strombolianischen Eruptionsmechanismus abgelöst, durch den sich in der Maarstruktur ein Schlackenkegel entwickelte.

Nach dem Ende der vulkanischen Aktivitäten bildete sich in dem Maar ein See, der eine beträchtliche Tiefe erreicht haben muss. Nur so konnten die  $C_{org}$ -reichen See-Sedimente entstehen, deren Bildung anoxische Bedingungen erfordert. Die große Tiefe des Sees war die Folge von Setzungs Vorgängen in der aus pyroklastischen Lockerprodukten bestehenden Füllung des Maars, wodurch der schüsselförmige Querschnitt der Struktur entstand (detaillierte 3 D-Modellierung der Struktur in LEHNÉ et al. 2018, in diesem Band). Vom Rand des Maars wurden immer wieder klastische Sedimente in den See eingetragen, die als kleinräumige Schüttungskörper über den feingeschichteten Seesedimenten erhalten sind.

Nach einem längeren Zeitraum ereignete sich in einiger Entfernung eine Vulkaneruption, bei der große Mengen olivinbasaltischer Magmen gefördert wurden. Die Laven erreichten das Maar, füllten die Hohlform sukzessive auf und bildeten einen Lavasee. Zu Beginn muss das Maar noch mit Wasser gefüllt gewesen sein, da an der Basis der Basaltabfolge Pillowstrukturen entwickelt sind, deren Entstehung ein Fließen der Lava unter Wasserbedeckung erforderte. Die Füllung der Hohlform ist in mehreren Schüben erfolgt, da im höheren Teil der Lava-Abfolge immer wieder geringmächtige Hornstein-Lagen und -Linsen sowie umgelagerte Pyroklastite eingeschaltet sind. In die durch den Steinbruchbetrieb am Top der vulkanischen Abfolge angeschnittenen Diatomite hat sich später ein geringmächtiger tholeiitischer Lavastrom lateral hineingeschoben und im Kontaktbereich die hangenden feinlaminierten Sedimente gestaut

und teilweise schräg gestellt. Diese intravulkanischen Sedimente wurden während längerer Förderpausen in kleinräumigen Tümpeln abgelagert, die sich infolge von Setzungs Vorgängen in der Füllung des Maar-Diatrems entwickeln konnten.

Das von außen in den Maarsee hineingeflossene Magma unterschied sich in seiner petrographischen und geochemischen Zusammensetzung markant von dem des Maar-Vulkans. Während die pyroklastische Abfolge der Diatremfüllung aus einer relativ primitiven alkalibasaltischen Schmelze hervorgegangen ist, handelt es sich bei der späteren Füllung der Maar-Hohlform um einen plagioklasreichen Olivinbasalt mit deutlich höherem  $SiO_2$ -Gehalt (Tab. 1 im Anhang).

### 4.2.2 Ober-Widdersheim-Maar

Steinbruch Ober-Widdersheim (Firma Nickel), Blatt 5519 Hungen (R 3 495 780, H 5 588 150). Punkt 4 in Abb. 1.

Der Steinbruch Ober-Widdersheim gliedert sich in einen weitgehend abgebauten Altaufschluss, der sich in N-S-Richtung erstreckt, und einen Neuaufschluss im Nordosten des Steinbruchgeländes (Abb. 11a). Der **Altaufschluss** schließt an seiner etwa 400 m langen E-Wand eine ca. 65 m mächtige Abfolge aus zwei alkalibasaltischen Lavaströmen auf (EHRENBERG 1986, DERSCH-HANSMANN et al. 1999, EBHARDT et al. 2001, REISCHMANN & SCHRAFT 2010). Darunter folgen geschichtete pyroklastische Gesteine, die vor allem aus Bohrungen bekannt



**Abb. 11a:** Vulkanische Gesteinsabfolge im Steinbruch Ober-Widdersheim: Steinbruchgelände, mit Kennzeichnung der Position von Abb. 11b (=A), 11c (=B) sowie Abb. 12 und 13.



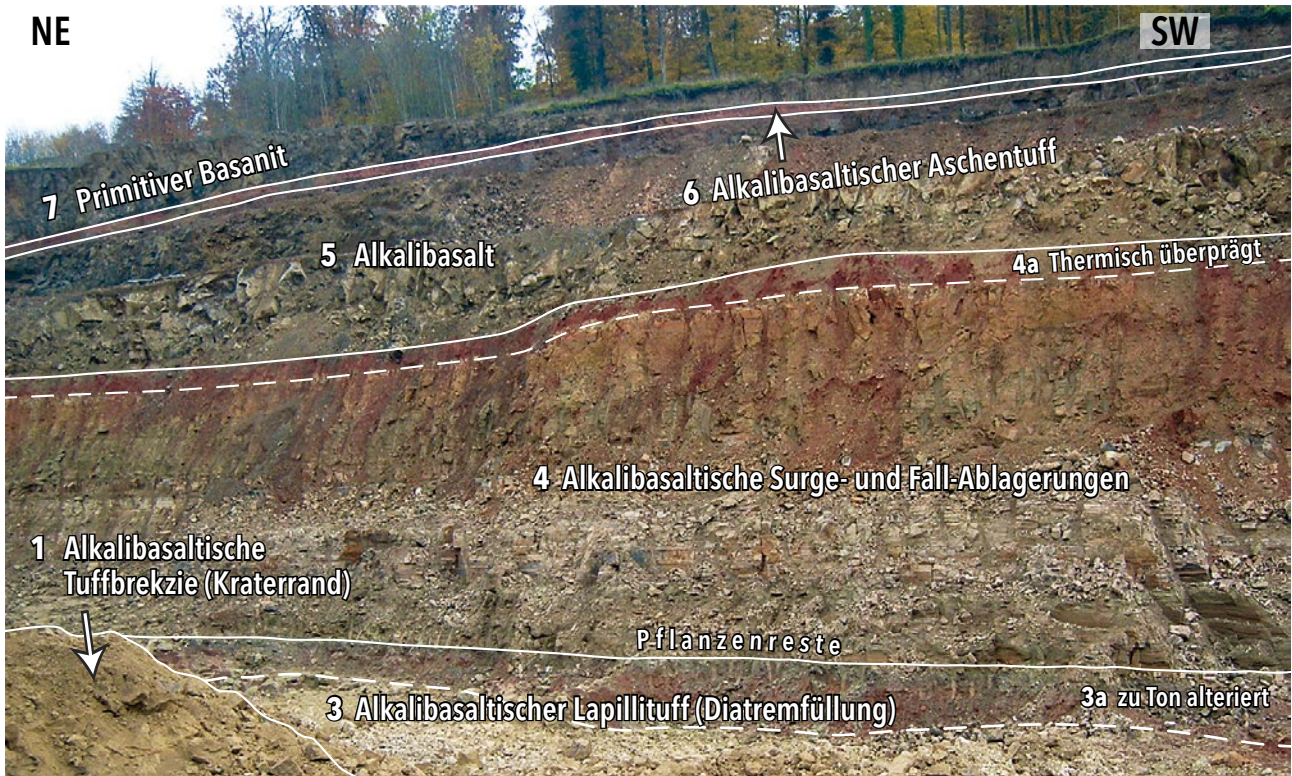


Abb. 11b: Vulkanische Abfolge aus phreatomagmatischen Pyroklastiten überlagert von basaltischen Laven. Neuaufschluss A, SSE-Wand (Abb. 11a), NE-Teil Steinbruch Ober-Widdersheim. Bildbreite ca. 90 m.



Abb. 11c: Auflager der alkalibasaltischen Lava auf der Tuffbrekzie des Kraterrandes. Darüber vulkanische Abfolge aus phreatomagmatisch entstandenen Pyroklastiten wie in Abb. 11b. Neuaufschluss B, E-Wand (Abb. 11a), NE-Teil Steinbruch Ober-Widdersheim. Bildbreite ca. 30 m.



sind (EHRENBERG 1978a). Die alkalibasaltischen Lavaströme weisen teilweise die für viskose Aa-Lava charakteristische Dreiteilung in Basisbrekzie, Kernzone und Topbrekzie auf. Über den Laven folgt eine gut geschichtete Serie aus alkalibasaltischen Aschen- und Lapillituffen. Sie setzt sich aus einer distalen Wechselfolge aus schlecht sortierten Base Surge- und gut sortierten Fallablagerungen zusammen, die überwiegend in situ erhalten sind. Die feinkörnigen Aschentuff-Lagen führen zum Teil zahlreiche akkretionäre Lapilli (EHRENBERG 1986). Im tiefsten Teil der Abfolge sind Reste von Pflanzen erhalten, bei denen es sich überwiegend um Abdrücke von Blättern, aber auch um z. T. diskordant eingebettete Äste und Stämme handelt. Über die pyroklastische Serie ist eine basanitische Lava geflossen, die durch zahlreiche Mantelxenolithe gekennzeichnet ist. Durch die thermische Einwirkung wurde der höchste Abschnitt der pyroklastischen Abfolge kontaktmetamorph überprägt, erkennbar an deren intensiven Rotfärbung und dem feinsäuligen Absonderungsgefüge.

Der im Nordosten des Steinbruchgeländes in letzter Zeit aufgefahrene **Neuaufschluss** schneidet an seiner SSE-Wand eine komplexe vulkanische Abfolge an, die generell mit ca. 20° nach Osten einfällt (A in Abb. 11a und Abb. 11b). Sein tiefster Abschnitt reicht von seinem Niveau her bis in den Topbereich der im Altaufschluss sichtbaren Abfolge aus alkalibasaltischen Lavaströmen hinunter, die jedoch in dem Neuaufschluss A nicht angetroffen wurden. Stattdessen sind in diesem Abschnitt großflächig sehr schlecht sortierte Lapillituffe aufgeschlossen (Nr. 3 in Abb. 11b). Sie bestehen aus blasenarmen bis blasenfreien juvenilen Pyroklasten mit alkalibasaltischem Chemismus (Tab. 1 im Anhang) und zu einem hohen Anteil aus xenolithischen Lithoklasten. Diese massigen, beige gefärbten Pyroklastite weisen keinerlei Schichtungsmerkmale auf (Abb. 12).

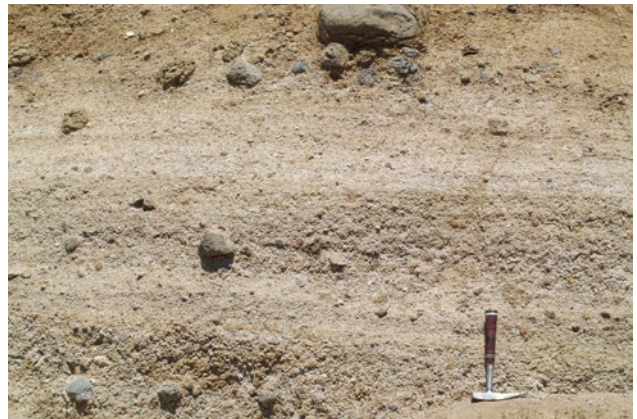
In den obersten 1,5-2,0 Metern ist diese pyroklastische Einheit völlig vertont und fällt durch ihre violett-roten, lokal auch

grünen Farbtöne auf (Nr. 3a in Abb. 11b). Ehemalige Partikel und Ablagerungsgefüge sind in dieser Schicht aufgrund der starken Verwitterung nicht mehr zu identifizieren. Die alkalibasaltischen Lapillituffe grenzen in nordwestlicher Richtung unmittelbar an eine geschichtete alkalibasaltische Tuffbrekzie aus schlecht sortierten Surge- und gut sortierten Fall-Ablagerungen (Nr. 1 in Abb. 11b). Sie setzt sich aus blasenarmen bis blasenfreien juvenilen Pyroklasten und einem hohen Anteil an xenolithischen Lithoklasten in Lapillifraktion zusammen. Darin eingebettet treten bis Dezimeter-große, ballistisch transportierte Basaltblöcke auf (Abb. 13). Die xenolithischen Lithoklasten beider Ablagerungstypen beinhalten ein weites Gesteinsspektrum, das von basaltischen Lapilli und Blöcken unterschiedlicher Zusammensetzung, über Trachytlasten mit einem Oberkreide-Alter bis hin zu Xenolithen aus dem paläozoischen Grundgebirge reicht (MARTHA et al. 2014).

Infolge des fortschreitenden Abbaus wurde die vulkanische Abfolge zuletzt auch am N-Ende der E-Wand des Altabbaus angeschnitten (B in Abb. 11a und Abb. 11c). Dadurch ist nun erkennbar, dass der in der gesamten E-Wand sichtbare Alkalibasalt (Nr. 2 in Abb. 11c) der oben genannten alkalibasaltischen Tuffbrekzie aus Surge- und Fallablagerungen (Nr. 1 in Abb. 11b, c) auflagert. Über der mehrere Meter mächtigen Topbrekzie des Lavastroms folgen die oben beschriebenen, massigen alkalibasaltischen Lapillituffe, die im höheren Teil wiederum in den violett-roten Ton und schließlich in einen mittelbraunen Bodenhorizont übergehen (Nr. 3, 3a in Abb. 11b, c). Unmittelbar im Hangenden liegt mit diskordantem Kontakt die gleiche, gut geschichtete Serie aus alkalibasaltischen Aschen- und Lapillituffen auf (Tab. 1 im Anhang), die im gesamten Steinbruchgelände zu sehen ist (Nr. 4 in Abb. 11b, c). Auch treten in einzelnen Lagen wiederum zum Teil zahlreiche akkretionäre Lapilli und im tiefsten Teil der Abfolge verbreitet Pflanzenreste auf. Das ehemalige vulkanische



**Abb. 12:** Ungeschichteter und schlecht sortierter alkalibasaltischer Lapillituff, zusammengesetzt aus blasenarmen juvenilen Lapilli und zahlreichen xenolithischen Lithoklasten. NE-Teil Steinbruch Oberwiddersheim, Tiefsohle (Position in Abb. 11a).



**Abb. 13:** Geschichtete alkalibasaltische Tuffbrekzie der Kraterand-Fazies aus schlecht sortierten Surge- und gut sortierten Fall-Ablagerungen mit bis Dezimeter-großen Basaltblöcken. NE-Teil Steinbruch Oberwiddersheim, N-Wand (Position in Abb. 11a).



Glas der pyroklastischen Gesteine ist durchweg, die xenolithischen Lithoklasten nur teilweise in Tonminerale umgewandelt worden.

Über der gut geschichteten Serie ist im Bereich des Neuaufschlusses ein alkalibasaltischer Lavastrom sichtbar (Nr. 5 in Abb. 11b, Tab. 1 im Anhang), der deren höchsten Abschnitt kontaktmetamorph überprägt hat – deutlich erkennbar an der intensiven Rotfärbung (Nr. 4a in Abb. 11b). Dieser schon auf der GK 25 von SCHOTTLER (1921) dargestellte Vulkanit ist in der großen E-Wand des Altaufschlusses nicht angeschnitten. Er weicht in seinem Erscheinungsbild von den übrigen Alkalibasalten ab, indem er senkrecht und waagrecht orientierte Entgasungsstrukturen aufweist, wie sie eher für Tholeiite kennzeichnend sind. Daher wurde dieser Vulkanit von SCHOTTLER als „Trappbasalt“ angesprochen. Der Mineralinhalt setzt sich aus Plagioklas, Klinopyroxen, der auch als Einsprenglingsphase vertreten ist, Olivin und Magnetit zusammen. Die häufig sternförmig aggregierten Klinopyroxene fallen durch eine bräunlich-violette Eigenfarbe und deutliche Sanduhrstrukturen auf. Das Hangende des alkalibasaltischen Lavastroms bildet ein geschichteter alkalibasaltischer Aschentuff, der über die gesamte Aufschlusswand eine Mächtigkeit von ca. 1 m beibehält (Nr. 6 in Abb. 11b). Umlagerungsstrukturen sind in dieser Ablagerung nicht zu erkennen. Der Aschentuff wurde durch einen darüber geflossenen basanitischen Lavastrom stark thermometamorph überprägt, erkennbar an der intensiven Rotfärbung und der Verhärtung des Gesteins (Nr. 7 in Abb. 11b). Bei dieser basanitischen Lava, die zahlreiche Mantelxenolithe führt, handelt es sich um denselben Strom, der bereits in der großen E-Wand des Altaufschlusses zu Tage tritt. Sein Mineralbestand umfasst Olivin, Klinopyroxen (Salit), der auch Einsprenglinge bildet, Nephelin, Analcim und Titanomagnetit. An der Basis des Lavastroms sind lokal pilzförmige Apophysen aus gefrittetem Aschentuffmaterial zu beobachten, die bis ca. 1 m senkrecht nach oben in den Basanit hineinreichen.

### Interpretation:

Im Steinbruch Ober-Widdersheim sind Teile zweier Vulkane aufgeschlossen, die nacheinander in relativ kurzem zeitlichen Abstand tätig waren. Zunächst öffneten phreatomagmatische Eruptionen einen großen Krater, dessen Rand in der lithoklastenreichen Tuffbrekzie erhalten ist (Nr. 1 in Abb. 11b, c und Abb. 13). Deren hoher Anteil an xenolithischen Lithoklasten sowie der geringe Gehalt an Gasblasen in den juvenilen Pyroklasten belegen die phreatomagmatische Genese dieser pyroklastischen Ablagerung. Nach der initialen Maarphase flossen alkalibasaltische Laven in den geschaffenen Krater und füllten diesen auf (Nr. 2 in Abb. 11c). Die von EHRENBERG (1978a) im Altaufschluss im Liegenden der Alkalibasalte beobachteten oder dort auch in Bohrungen angetroffenen geschichteten pyroklastischen Gesteine stützen diese Deutung.

Nach diesem ersten explosiven Ereignis entwickelte sich am E-Rand des mit Lava aufgefüllten Kraters eine Maarstruk-

tur. Der Toppereich der Füllung dieses Maars ist im tiefsten Abschnitt auf der SSE-Wand des Neuaufschlusses freigelegt worden (Abb. 11b). Sie besteht aus einem massigen schlecht sortierten Lapillituff ohne Schichtungsmerkmale (Nr. 3 in 11b, c und Abb. 12). Das Maar-Diatrem hatte sich in die oben beschriebene mächtige Abfolge aus alkalibasaltischen Lavaströmen eingetieft, die auf der gesamten E-Wand des Altaufschlusses sichtbar ist. Die phreatomagmatische Genese des alkalibasaltischen Lapillituffs leitet sich aus dem geringen Blasengehalt der juvenilen Pyroklasten und dem hohen Anteil an xenolithischen Lithoklasten ab. So konnten sich infolge der raschen Abkühlung der Schmelze beim Kontakt mit dem Grundwasser und dem dadurch verursachten rapiden Anstieg der Viskosität keine oder nur wenige Gasblasen entwickeln. Außerdem wurde Nebengestein im Zuge der phreatomagmatischen Prozesse in großem Umfang fragmentiert und gefördert. Nach dem Ende der Eruptionstätigkeit setzte eine rasche Verwitterung ein, die die obersten 1,5–2,0 m des in dem Neuaufschluss zugänglichen Lapillituffs in Ton umwandelte (Nr. 3a in Abb. 11b, c). Infolge der starken Durchwurzelung durch den sich schnell entwickelnden Pflanzenbewuchs wurden die in dem Lapillituff vorhandenen Strukturen völlig ausgelöscht. Durch die überwiegend violett-rote Farbe des Tons und das Fehlen von Seesedimenten ist belegt, das sich zumindest in dem im Steinbruch Ober-Widdersheim zurzeit aufgeschlossenen Bereich kein tieferer See befand, sondern wahrscheinlich nur dessen flache Uferregion angeschnitten ist.

Relativ kurze Zeit, d. h. wenige Jahre bis Jahrzehnte später fand in größerer räumlicher Entfernung ein weiteres phreatomagmatisches Eruptionereignis statt, von dem die gut geschichtete Serie aus distalen alkalibasaltischen Aschen- und Lapillituffen stammt (Nr. 4 in Abb. 11b, c). Bei diesen großflächig im gesamten Steinbruchgelände Ober-Widdersheim angeschnittenen Pyroklastiten handelt es sich durchweg um primäre Base Surge- und Fall-Ablagerungen, mit Ausnahme weniger umgelagerter Schichten. Folglich sind diese pyroklastischen Gesteine in dem zurzeit aufgeschlossenen Bereich subaerisch abgelagert worden. Bei einer Sedimentation in einem See wären die typischen primären Ablagerungsgefüge nicht entstanden. Auch ist es schwer vorstellbar, dass die zahlreich vorhandenen, sehr fragilen akkretionären Lapilli eine Sedimentation in einem See überstanden hätten. Die in dem Ablagerungsraum mittlerweile gewachsenen Pflanzen wurden zusammen mit dem von den Base-Surges mitgerissenen Pflanzenmaterial durch die Tephra eingedeckt und blieben somit erhalten. Über die geschichtete Serie floss in relativ kurzem zeitlichen Abstand ein alkalibasaltischer Lavastrom (Nr. 5 in Abb. 11b), über dem wiederum alkalibasaltische Aschentuffe abgelagert wurden. Diese Fall-Ablagerungen überfloss schließlich ein primitiver basanitischer Lavastrom (Nr. 7 in Abb. 11b). Dabei heizte die heiße basanitische Schmelze die unterlagernden, wasserhaltigen und schon stark verwitterten Aschentuffe

(Nr. 6 in Abb. 11b) derart auf, dass sie pilzförmig in die noch flüssige Basanitlava intrudierten.

Der Zeitraum zwischen den vulkanischen Ereignissen war sicher relativ kurz, da ansonsten die pyroklastischen Lockerprodukte abgetragen oder zumindest umgelagert worden wären. Er war jedoch lang genug, um eine vollständige Umwandlung des vulkanischen Glases in Tonminerale zu erlauben. Dabei ist zu berücksichtigen, dass unter den damals herrschenden voll humiden, subtropischen Klimaverhältnissen die sehr instabilen Gesteinsgläser in einigen Monaten bis wenigen Jahren umgewandelt wurden. Auffallend ist, dass die gesamte oben beschriebene pyroklastische Abfolge ungestört ist und keine synsedimentären Rutschungsgefüge oder Mächtigkeitschwankungen aufweist, obwohl sie generell mit ca. 20° nach Osten einfällt. Das lässt auf eine ursprünglich horizontale Ablagerung der Abfolge schließen. Das heutige Einfallen ist als Folge von Setzungsvorgängen in der mächtigen, aus pyroklastischen Lockerprodukten bestehenden Füllung des Maar-Diatremms zu interpretieren. Daher ist davon auszugehen, dass das Zentrum des Maars in östlicher Richtung liegen muss. Eine ca. 300 m ENE des Neuaufschlusses festgestellte negative Schwerkraftanomalie stützt diese Annahme (SCHMIDT 1988). Durch die Kompaktionsvorgänge wurde die Diatremfüllung (Nr. 3 in Abb. 11b) gegenüber den pyroklastischen Ablagerungen des älteren Kraterrandes (Nr. 1 in Abb. 11b, c) versetzt. Dadurch befindet sich die Tuffbrekzie der Kraterrandfazies (Abb. 13) heute im Niveau der erst später abgelagerten gut geschichteten pyroklastischen Serie (Nr. 4 in Abb. 11b).

Als Ursache für die Entstehung der beiden vulkanischen Strukturen bei Ober-Widdersheim könnte das Verteilungsmuster der tektonischen Strukturen in diesem Raum in Betracht gezogen werden (FETISSOW 2001). Diese haben bei der Förderung der aufsteigenden Magmen sicherlich eine entscheidende Rolle gespielt, indem sie als Wegsamkeiten für die Schmelzen dienten. Dabei ist die Verlagerung der Eruptionszentren entlang solcher tektonischer Lineamente ein häufig zu beobachtendes Phänomen in zahlreichen Vulkangebieten (AMIN & VALENTINE 2017).

#### 4.2.3 Herzrot-Maar

Bohrung Sichenhausen-Herzrot B3/08, SE-Hang Hoherodskopf, ca. 2,2 km N Sichenhausen, Blatt 5521 Gedern (R 3517 137, H 5595 869). Punkt 5 in Abb. 1.

Im Rahmen der Erstkartierung von Blatt 5521 Gedern wurde 2007 eine Forschungsbohrung am N-Rand des Blattgebietes abgeteuft (detailliertes Bohrprofil mit den geophysikalischen Bohrloch-Logs in HESSE & WONIK 2018, in diesem Band). Zunächst wurden unter 1,5 m quartären Fließerden 19 m eines Leuko-Alkalibasalts durchfahren. An der Basis befindet sich eine geringmächtige Brekzienzone von 0,7 m, die durch Kernverlust abgeschnitten ist. Der hohe Plagioklasgehalt des Ge-

steins wird schon im Handstück durch die helle Farbe deutlich. Nach den 0,8 m Kernverlust folgte bis 26,8 m ein olivinbasaltischer Lavastrom. Während die Untergrenze dieses Lavastroms sehr scharf entwickelt ist und keine Brekzierung zeigt, geht der obere Teil in eine ca. 4 m mächtige Topbrekzie über. Deren Interpartikelraum zwischen den stark blasigen Basaltklasten ist mit einer Aschentuff-Matrix gefüllt. Sie wurde durch den im Hangenden folgenden mächtigen Lavastrom thermometamorph überprägt, erkennbar an der intensiven Rotfärbung.

Im Liegenden des olivinbasaltischen Lavastroms wurde bis zur Endteufe von 61,0 m eine pyroklastische Serie durchteuft, die stark verwittert ist. In einer Teufe von 49,2–49,5 m ist eine Braunkohlelage eingeschaltet. Über der Kohlelage ist die Abfolge sehr heterogen aus alkalibasaltischen Lapilli- und Aschentuffiten sowie -tuffen zusammengesetzt. Das Liegende der Braunkohlelage geht nach wenigen Metern alkalibasaltischer Lapilli-Aschentuffite in relativ homogene trachytische Lapillituffe und -tuffite über. Deren juvenile Pyroklasten bestehen aus ehemaligem trachytischem Glas, in dem winzige Mikrolithe aus überwiegend Biotit- und Alkalifeldspat sowie wenig Amphibol schwimmen. Hinzu kommen größere Einsprenglinge der genannten Minerale, die auch als isolierte Kristalle in der feinkörnigen Aschematrix auftreten. Der überwiegende Teil des Gesteins setzt sich jedoch aus xenolithischen Lithoklasten zusammen, wobei holokristalline Trachytklasten dominieren, die z. T. Alkalifeldspat-Einsprenglinge führen. Daneben sind wenige basaltische Xenolith-Lithoklasten zu beobachten. Anhand geoelektrischer Untersuchungen konnte eine großflächige laterale Verbreitung der beschriebenen pyroklastischen Gesteinsserie nachgewiesen werden (KRACHT 2018, in diesem Band).

#### Interpretation:

Die Bohrung Sichenhausen-Herzrot hat den oberen Bereich einer Maarstruktur erreicht. Das aufsteigende trachytische Magma kam mit dem Grundwasserleiter in Kontakt, wodurch ein hoch explosiver Vulkanismus einsetzte. Entsprechend enthalten die juvenilen Pyroklasten der Ablagerungen aufgrund der schnellen Abkühlung der Schmelze und dem damit verbundenen rapiden Anstieg der Viskosität nur wenige Gasblasen oder sind blasenfrei. Gleichzeitig ist in den betreffenden Pyroklastiten der Anteil an xenolithischen Lithoklasten hoch und deren Gesteinsspektrum heterogen, wobei Trachyt-Klasten dominieren. Die trachytische Füllung des Maar-Diatremms ist in der tiefsten Einheit der Bohrung dokumentiert. Nach dem Ende der vulkanischen Tätigkeit wurden alkalibasaltische Pyroklastite und Tuffite in der entstandenen Hohlform abgelagert. Sie stammten von explosiven Vulkanausbrüchen in der Umgebung des Maars. In der folgenden Zeit entwickelte sich ein Maarsee, der zunehmend verlandete. Später wurde die Struktur mit einer heterogenen Abfolge vulkaniklastischer Gesteine aufgefüllt, die zunächst ein olivinbasaltischer und dann schließlich ein alkalibasaltischer Lavastrom überfloss.

### 4.3 Trachyphonolithische Vulkane

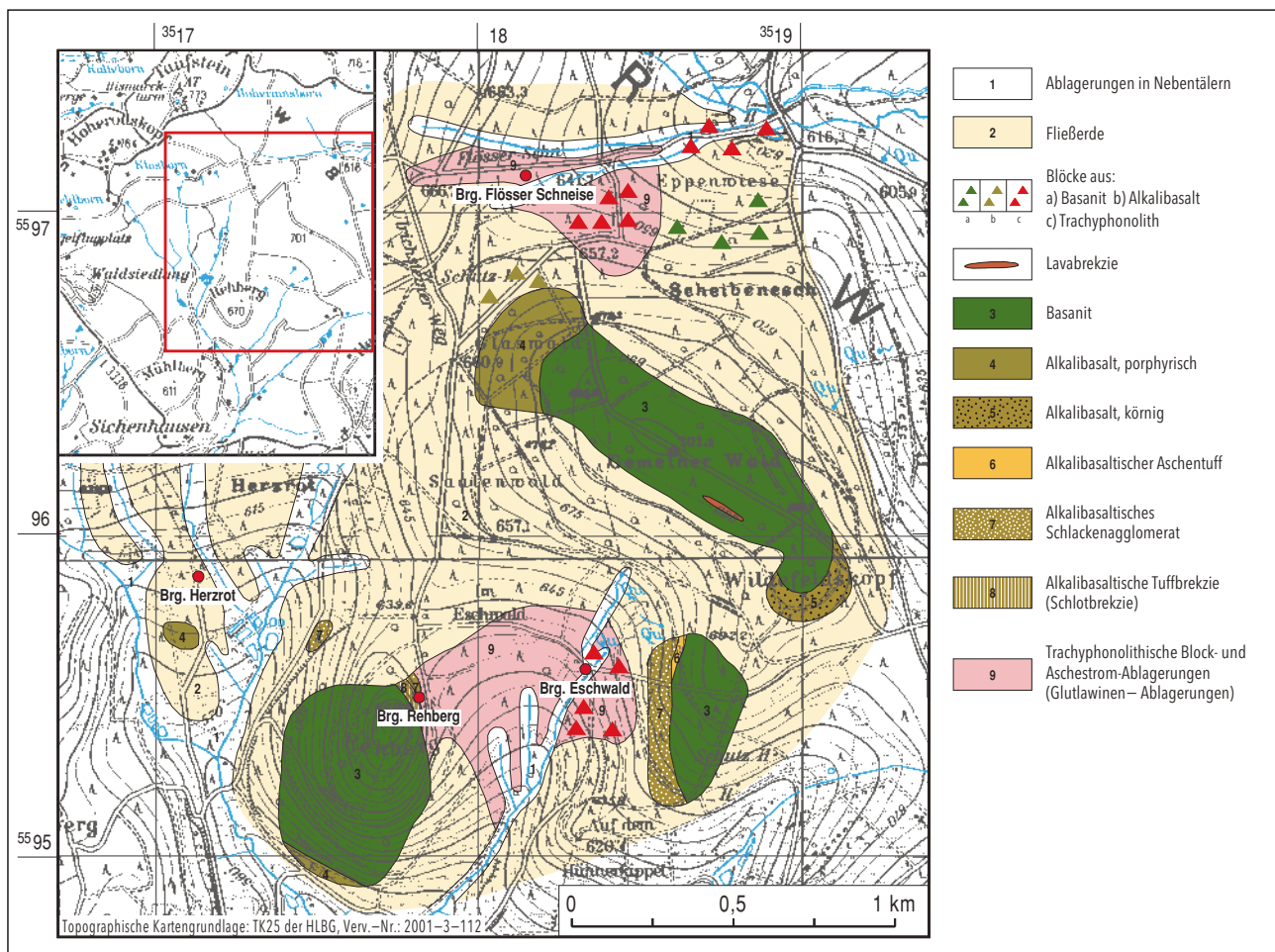
#### 4.3.1 Block- und Aschestromablagerungen am Rehberg

Bohrung Sichenhausen-Rehberg C/03-B3, ca. 2 km NNE Sichenhausen, Blatt 5 521 Gedern (R 3517820, H 5 595 495). Punkt 6 in Abb. 1.

Zur Klärung der geologischen Verhältnisse im Umfeld des in Kap. 4.1.2 beschriebenen Rehberg-Vulkans wurde durch das Hessische Landesamt für Umwelt und Geologie (HLUG) im Sommer 2003 im Rahmen der Erstkartierung von Blatt 5521 Gedern eine Kernbohrung bis zu einer Endteufe von 125,6 m

niedergebracht (Brg. Sichenhausen-Rehberg, Abb. 14). Der Bohrpunkt lag unmittelbar vor den in Kap. 4.1.2 beschriebenen Felsklippen, um die dort anstehende basanitische Tuffbrekzie sicher zu erfassen.

Die Bohrung erbrachte jedoch eine Abfolge aus trachyphonolithischen Pyroklastiten (Abb. 3, Tab. 1 im Anhang). Den Hauptteil bildete eine Tuffbrekzie aus trachyphonolithischen Komponenten, die bis 110,1 m unter Geländeoberkante reicht (NESBOR & WONIK 2004). Die Tuffbrekzie besteht aus blasenfreien Trachyphonolithblöcken und -lapilli, die bis cm-große Feldspat-Einsprenglinge führen und in eine trachyphonolithische Aschentuff-Matrix eingebettet sind. Die Größe der Blöcke



**Abb. 14:** Verbreitungsgebiet der Block- und Aschestrom-Ablagerungen am SE-Hang des Hoherodskopfs im Hohen Vogelsberg, mit Kennzeichnung der Forschungsbohrungen Sichenhausen-Rehberg, Sichenhausen-Eschwald, Sichenhausen-Herzrot und Flösser Schneise. Erstkartierung Blatt 5521 Gedern, HLNUG in Kooperation mit Univ. Würzburg.

reicht von wenigen Zentimetern bis zu zwei Metern an der Basis der Abfolge (Abb. 15). Die Trachyphonolith-Klasten weisen folgenden Modalbestand auf: In einer feinkörnigen Matrix aus oft fluidal eingeregelteten Alkalifeldspat-Leisten, untergeordnet auch Na-reichem Klinopyroxen sowie etwas Apatit, Titanit und Magnetit, schwimmen wenige Einsprenglinge aus Alkalifeldspat, Na-reichem Klinopyroxen, kaersutitischer Hornblende und Titanit.

Unter der mächtigen Tuffbrekzie folgen 0,4 m sehr schlecht sortierte trachyphonolithische Aschen-Lapillituffe aus Trachyphonolith- und wenigen Basaltklasten in einer basaltischen Aschentuff-Matrix, die intensiv thermometamorph überprägt wurde. Dieses pyroklastische Gestein ist feingeschichtet, wobei die einzelnen Schichten häufig auskeilen (Abb. 15). Im Liegenden der trachyphonolithischen Abfolge wurden basaltische Pyroklastite angetroffen, zunächst Aschen- und Lapillituffe (110,5–111,95 m) und darunter bis zur Endteufe von 125,6 m alkalibasaltische Agglutinate. Die gesamte Gesteinsabfolge der oben beschriebenen Bohrung ist intensiv chemisch verwittert worden.

### Interpretation:

Der Rehberg-Vulkan (Kap. 4.1.2) ist großflächig von einer mächtigen trachyphonolithischen Tuffbrekzie umgeben (Abb. 14), die in nördlicher Richtung bis in das nächste Quertal der „Flösser Schneise“ (Blatt 5421 Ulrichstein) durch Kernbohrungen, aber auch durch Oberflächenaufschlüsse nachgewiesen ist (EHRENBERG et al. 1981, EHRENBERG 1986). An diesen Gesteinen der bimodalen Hauptphase wurden K/Ar-Datierungen durchgeführt, die eine Altersspanne von  $18,3 + 1,0$  Ma (LIPPOLT et al. 1973) bis  $17,3 + 0,3$  (EHRENBERG et al. 1981) erbrachten.

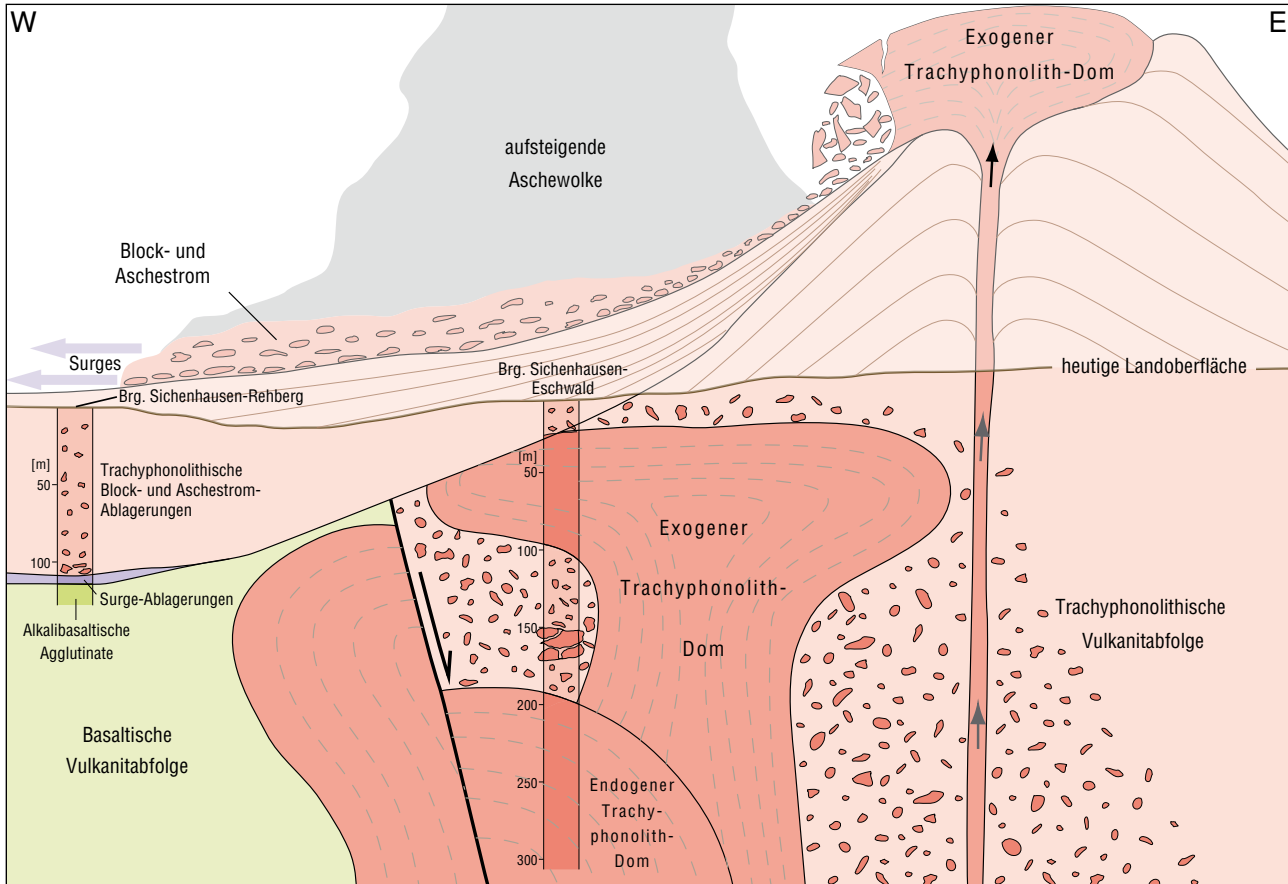
Die trachyphonolithische Tuffbrekzie wird als Ablagerung von Block- und Ascheströmen interpretiert (NESBOR & WONIK 2004), die heute noch eine Mächtigkeit von 110,1 m erreicht (Brg. Sichenhausen-Rehberg, Abb. 16). Eine vergleichbare Ablagerung in dieser großen Mächtigkeit ist bisher im Vogelsberg nicht bekannt gewesen, folglich wurde in der Vergangenheit die Bedeutung hochdifferenzierter Magmen in diesem Vulkangebiet unterschätzt. Da nicht bekannt ist, wieviel davon mittlerweile abgetragen wurde und welchen Betrag die Kompaktion der ursprünglich lockeren pyroklastischen Ablagerung erreicht, ist jedoch von einer wesentlich größeren ursprünglichen Mächtigkeit auszugehen. Derart mächtige Abfolgen mit Meter großen Trachyphonolithblöcken erfordern bei ihrer Entstehung eine entsprechend hohe Reliefenergie, die nur durch die Existenz hoher Vulkangebäude gegeben ist. Im Kraterbereich eines solchen Vulkans hatte sich aus einer hoch viskosen trachyphonolithischen Schmelze ein exogener Dom entwickelt, der schließlich kollabierte und in Form von Glutlawinen die Hänge des Vulkans hinunterfloss. Diese Block- und Ascheströme folgten den



**Abb. 15:** Kernstrecke aus der Bohrung Sichenhausen-Rehberg von der Basis der Block- und Aschestrom-Ablagerung mit großen Trachyphonolith-Blöcken in einer trachyphonolithischen Matrix (106,0–110,1 m), über stark thermisch überprägten Surge-Ablagerungen (110,1–110,5 m) und basaltischen Aschentuffen (110,5–111,0 m). E-Hang Rehberg, ca. 20 m östlich Felsaufschluss in Abb. 6.

Taleinschnitten und füllten vorhandene Hohlformen wie Täler und Krater im Vorland des Vulkans auf. Die deutliche thermische Überprägung (Frittung) der unterlagernden pyroklastischen Gesteine belegt, dass der Block- und Aschestrom bei seiner Ablagerung noch heiß war (Abb. 15). Die im unmittelbar Liegenden der Tuffbrekzie angetroffenen, sehr schlecht sortierten Aschen-Lapillituffe werden als Surge-Ablagerungen gedeutet, die als Jets von der Front solcher Block- und Ascheströme ausgehen (vgl. SCHMINCKE 2004). Bei diesem sehr turbulenten Fließvorgang wurde auch basaltisches Material aus dem Untergrund mit aufgenommen, das bereits stark verwittert war. Die nachfolgenden Block- und Ascheströme überfuhren die geringmächtigen, sehr gut geschichteten Ablagerungen dieser Surges und überprägten den zuvor inkorporierten basaltischen Aschenanteil thermisch (Abb. 15, 16).

Die trachyphonolithischen Vulkane und deren Förderprodukte sind nach dem Ende der bimodalen Hauptphase tiefgründig abgetragen worden. Da im Burdigal subtropische und voll humide Klimabedingungen herrschten, erfuhren die Vulkanitabfolgen eine intensive und tiefreichende chemische Verwitterung. Dies betrifft auch die trachyphonolithischen Gesteine im Oberwald des Hohen Vogelsbergs, wie in den Bohrungen nachgewiesen wurde. Die in unmittelbarer Nachbarschaft aufgeschlossenen jüngeren Gesteine des Rehberg-Vulkans dagegen, die während der primitiven Spätphase entstanden waren, sind weitgehend unverwittert erhalten geblieben. Grund dafür ist eine Änderung des Klimas, das mit dem Beginn des Langhiums, vor ca. 16 Ma, saisonal trockener wurde (MILLER et al. 1987, ZACHOS et al. 2001, BÖHME 2003).



**Abb. 16:** Modell zur Entwicklung der vulkanischen Abfolge der bimodalen Hauptphase des Vulkanismus im Vogelsberg im Bereich der Bohrungen Sichenhausen-Rehberg und Sichenhausen-Eschwald, ca. 2 km nordöstlich Sichenhausen.

### 4.3.2 Eschwald-Domkomplex

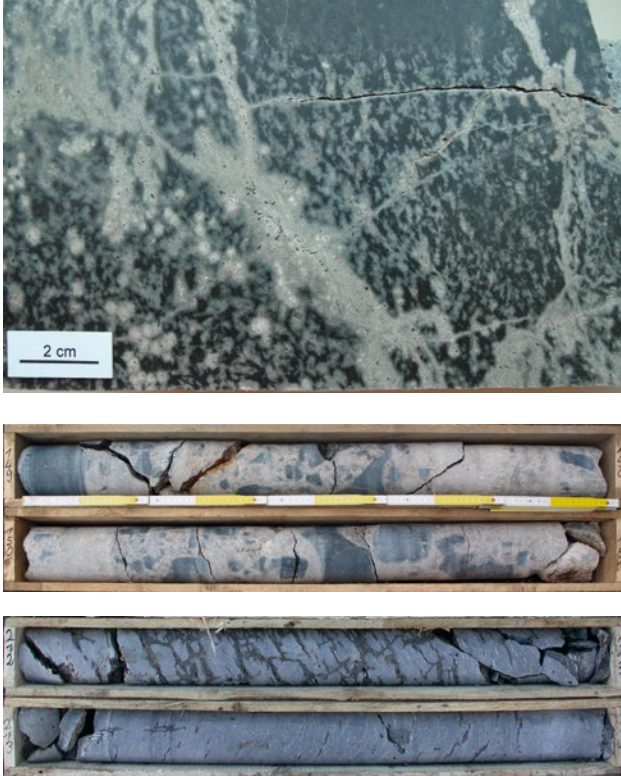
Bohrung Sichenhausen-Eschwald BK2-2007, ca. 2 km NE Sichenhausen, Blatt 5521 Gedern (R 3518335, H 5595582). Punkt 7 in Abb. 1.

Im Sommer 2007 wurde ca. 500 m östlich der unter Kap. 4.3.1 beschriebenen Bohrung Sichenhausen-Rehberg durch das HLUG eine weitere Kernbohrung bis auf 305,0 m Endteufe niedergebracht (Brg. Sichenhausen-Eschwald, Abb. 14). Dabei wurden unter geringmächtigen quartären Fließerdern (0-1,15 m) zunächst stark verwitterte und daher weiß gefärbte Block- und Aschestrom-Ablagerungen durchteuft, bevor bei 22,5 m ein mächtiger Trachyphonolith-Domkomplex erreicht war (detailliertes Bohrprofil mit den geophysikalischen Bohrloch-Logs in HESSE & WONIK 2018, in diesem Band). Dessen oberer Teil besteht bis 112,0 m aus einem massiven mittelgrauen Trachyphonolith. Dieser ist durch fleckige Entfärbungsbereiche gekennzeichnet, die oft von Rissen im Gestein ausgehen (Abb. 17 oben). Unter dem Mikroskop sind in den entfärbten Bereichen zahlreiche fein verteilte submikroskopische Opakmi-

nerale erkennbar, die in den mittelgrauen Arealen fehlen. Zusätzlich ist der Trachyphonolith mit nach unten abnehmender Intensität bis zu einer Tiefe von ca. 52 m verwittert, erkennbar an der dort weißen bis hellgrauen Farbe. Am Top der Einheit fällt eine rötliche Färbung auf.

Von 112–196 m unter Gelände ist das Gestein als Trachyphonolith-Brekzie entwickelt. Wenige zentimeter- bis hausgroße Klasten und Blöcke schwimmen chaotisch verteilt in einer feinkörnigen Matrix. Die Klasten und Blöcke sind generell kantig und blasenfrei (Abb. 17 Mitte), z. T. weisen sie eine ausgeprägte Fluidaltextur auf. Diese ist im Dünnschliff jedoch nur an wechselnden Gehalten winziger, mikroskopisch nicht mehr auflösbarer Opakminerale nachzuvollziehen. Häufig zeigen die Klasten einen deutlich heller gefärbten Reaktionssaum. Sie sind, ebenso wie die Matrix, generell voll kristallin entwickelt. Bei ca. 196 m wurde ein massiver Trachyphonolith erreicht. Der Übergang zu den Brekzien im Hangenden ist fließend. Das mittelgraue Gestein ist bis zur Endteufe von 305,0 m sehr homogen. Immer wieder treten engscharige Trennungsgefüge auf, die sich durch eine hellere Farbe vom übrigen Gestein abhebenden (Abb. 17 unten).





**Abb. 17:** Exemplarische Kernstrecken aus den drei Gesteinseinheiten der Bohrung Sichenhausen-Eschwald:

**Oben:** Fleckiger Trachyphonolith mit oft von Rissen ausgehenden Entfärbungen (62,7–62,9 m).

**Mitte:** Trachyphonolith-Brekzie (Domkollaps-Brekzie) aus generell kantigen und blasenfreien Klasten in einer trachyphonolithischen Aschenmatrix (149–151 m).

**Unten:** Trachyphonolith mit engscharigem Trennungsgefüge (212–214 m).

Die im Anschnitt welligen Risse schneiden das ältere magmatische Fließgefüge (THIEMEYER 2010).

Die gesamte Domstruktur weist eine vergleichbare mineralogische Zusammensetzung wie die der Trachyphonolith-Klasten in der Bohrung am Rehberg auf. Jedoch zeigt das geochemische Muster bei einigen Elementen Abweichungen. Bemerkenswert ist, dass auch in dieser Bohrung die oberen 52 m eine starke, nach unten abnehmende chemische Verwitterung erfahren haben, im Handstück schon erkennbar an der hellgrauen bis weißen Farbe.

#### Interpretation:

Das erbohrte Vorkommen Sichenhausen-Eschwald stellt einen trachyphonolithischen Domkomplex dar, dessen laterale Erstreckung und Untergrenze durch geophysikalische Untersuchungen nachgewiesen ist (AGRICOLA et al. 2018, LÖWER & JUNGE 2018, beide in diesem Band). Über dieser Struktur sind 21,5 m der in der Bohrung Rehberg angetroffenen Block- und Aschestrom-Ablagerungen noch erhalten geblieben. Darunter

folgt bis 112 m ein massiver Trachyphonolith, der als höherer Teil eines exogenen Doms interpretiert wird (Abb. 16). Dessen Top muss nach der Abkühlung schon länger der Verwitterung ausgesetzt gewesen und somit teilweise kaolinisiert worden sein, bevor er später von dem heißen Block- und Aschestrom überlagert wurde. Nur so lässt sich die dort vorhandene rötliche Färbung erklären, die auf eine thermometamorphe Überprägung des in diesem Bereich tonhaltigen Gesteins zurückzuführen ist. Zwischenzeitlich war der E-Teil des Domkomplexes wahrscheinlich an einer synvulkanischen Störung abgesunken.

Die im Liegenden des Trachyphonoliths bis in 196 m Teufe nachgewiesenen Domkollaps-Brekzien entstanden durch das Abbrechen übersteilter Bereiche des in unmittelbarer Nähe langsam wachsenden exogenen Doms. Die sehr hohe Viskosität des fragmentierten Magmas wird durch die kantige Form der Klasten und das Fehlen von Gasblasen belegt, die sich in der extrem zähen Schmelze nicht entwickeln konnten (Abb. 17 Mitte).

Der bei einer Tiefe von ca. 196 m erreichte massive Trachyphonolith-Körper wird als endogener Anteil des Domkomplexes gedeutet. Gestützt wird diese Interpretation durch die Ergebnisse aus den geophysikalischen Untersuchungen, die eine thermische Einwirkung des massiven Lavadoms auf die unteren 20 m der im Hangenden folgenden Domkollaps-Brekzien belegen (NEUHAUS et al. 2018, in diesem Band). Darüber hinaus zeigt der kontinuierliche Übergang in die hangenden Brekzien und die fehlenden Kontaktwirkungen, dass die Struktur insgesamt sehr heiß war.

Bei den hohen Temperaturen und dem entsprechenden Fluidgehalt wurden besonders die Domkollaps-Brekzien im Hangenden des endogenen Doms metasomatisch überprägt – makroskopisch erkennbar an dem heller gefärbten Reaktionssaum der einzelnen Klasten. Ebenso erfolgte eine metasomatische Überprägung des im Hangenden folgenden exogenen Doms, die besonders in der Bleichung des Gesteins entlang von Rissen sichtbar wird (Abb. 17 oben).

Nach den ermittelten Gefügedaten wurde die endogene Domstruktur durch die Bohrung Sichenhausen-Eschwald an ihrem E-Rand getroffen (THIEMEYER 2010). Sie zeigen eine Dominanz der steilen und abgeplatteten (oblaten) Gefüge im unteren Abschnitt und eine Verflachung der Ellipsoide im oberen Teil der Bohrung. Die während der letzten Abkühlungsphase entstandenen engscharigen Mikrorisse schneiden das ältere magmatische Fließgefüge (Abb. 17 unten). Die als Kontraktions- und Entlastungsstrukturen gedeuteten Risse sind typischerweise schalenförmig nach dem äußeren Umriss endogener Dome orientiert. In der Bohrung zeigen sie ein generelles Einfallen nach Nordosten (HESSE & WONIK 2018, in diesem Band), wodurch die Position der Bohrung am E-Rand der endogenen Domstruktur bestätigt wird.

## 4.4 Laven

### 4.4.1 Tholeiitische Laven

#### Steinbruch Glauberg

Aufgelassener Steinbruch SW-Hang Glauberg, ca. 800 m südöstlich Ortschaft Glauberg, Blatt 5620 Ortenberg (R 3500550, H 5574580). Punkt 8 in Abb. 1.

In dem aufgelassenen Steinbruch am SW-Hang des Glaubergs sind tholeiitische Laven aufgeschlossen (Abb. 3, Tab. 1 im Anhang), deren Mächtigkeit mehrere Meter erreicht. Die Oberflächen der Lavaströme sind runzelig entwickelt und fallen durch ihre rote Farbe auf. Sie zeigen die für gering viskose Pahoehoe-Lavaströme typische Dreiteilung in Basis-, Kern- und Topzone. Eine Brekzierung ist nicht erkennbar. Damit unterscheiden sie sich deutlich von den viskosen alkalibasaltischen und basanitischen Laven, bei denen Brekzierungszonen an der Basis und am Top vorhanden sind (vgl. Kap. 4.1.1 und 4.4.2). Die geringmächtige Basiszone der tholeiitischen Lavaströme ist stark blasig. Die Größe der Gasblasen reicht von 0,5 bis 1,5 cm. Lokal sind mehrere Zentimeter lange und wenige Millimeter breite röhrenförmige Gasblasen (pipe vesicles) entwickelt. Diese nur im tiefsten Teil des Lavastroms auftretenden Gasblasen sind senkrecht zur Basisfläche orientiert oder leicht in Fließrichtung geneigt. Die Kernzone dagegen enthält keine größeren Blasen, aber zahlreiche weniger als 1 mm kleine Mikroblasen. Die Anzahl und Größe der Gasblasen in der Topzone, die eine Mächtigkeit von über einem Meter erreichen kann, entspricht wiederum der in der Basiszone. Das Gestein weist in frischem Zustand generell eine mittelgraue Farbe auf, angewittert dominieren braune bis rötlichbraune Farbtöne.

In die Abfolge sind bis wenige Dezimeter dicke, sich gegenseitig überlagernde Lavazungen mit intensiv rot gefärbten Oberflächen eingeschaltet, die seitlich oder aus dem Stirnbereich der Lavaströme herausgeflossen sind (Abb. 18). Sie sind stets stark blasig und weisen konvexe Oberflächenformen auf. Teile der Lavazungen gehen lokal in wenige Zentimeter dünne blasenfreie subhorizontale Bänder über, die auf eine Länge von meist unter einem Meter in die stark blasigen Zonen der mächtigeren Lavaströme hineinreichen (PRÖHL 2014). Sie sind schwarz gefärbt, überwiegend gewölbt oder auch verfaltet und durch einen hohen Gehalt an vulkanischem Glas gekennzeichnet. Bei diesen Bändern handelt es sich wahrscheinlich ebenfalls um Oberflächen von Lavaströmen bzw. -zungen, die in den noch flüssigen Lavaström eingesenken sind und daher keine roten Oxidationsfarben aufweisen.

Die tholeiitischen Basalte im Steinbruch Glauberg haben folgenden Modalbestand: Plagioklas, Olivin (+ iddingsitisiert), Orthopyroxen, Klinopyroxen, Magnetit und Ilmenit. Vulkanisches Glas ist in wechselnden Anteilen stets vorhanden. Das Gefüge ist in den Kernzonen der Lavaströme intersertal, in den rasch abgekühlten glasreichen Bereichen hyaloophitisch.



**Abb. 18:** Anschnitt einer ca. 10 cm mächtigen Lavazunge (rechts der Hammerspitze) aus blasigem Tholeiit mit roter ehemaliger Glaskruste. Aufgelassener Steinbruch, S-Hang Glauberg, ca. 800 m südöstlich Ortschaft Glauberg.

### 4.4.2 Alkalibasaltische Laven

#### Bohrung Bilstein

Bohrung C/04-B2 am E-Hang des Bilsteins, ca. 500 m W Waldsiedlung, ca. 1,3 km SSE Breungeshain, Blatt 5521 Gedern (R 3515143, H 5595675). Punkt 9 in Abb. 1.

Die im Sommer 2004 bis zur Endteufe von 90,2 m niedergebrachte Kernbohrung Bilstein hat eine Abfolge basanitischer Laven und pyroklastischer Ablagerungen aufgeschlossen. Die Lavaströme zeigen die für viskose Schmelzen typische Dreiteilung in Basisbrekzie, Kernzone und Topbrekzie. Die Klasten der Brekzierungszonen sind meist blasig, die Kernzonen dagegen in der Regel blasenfrei. In frischem Zustand weisen die Basanite eine dunkelgraue Farbe auf. Kleine Olivin- und Pyroxen-Einsprenglinge sind bereits im Handstück erkennbar. Die bis 1,5 mm großen Olivin-Einsprenglinge sind weitgehend frisch erhalten und nur randlich durch Iddingsit verdrängt worden. Bei den gleichgroßen Klinopyroxen-Einsprenglingen ist mikroskopisch generell ein Zonarbau erkennbar, wobei die schwach violette Eigenfarbe auf einen erhöhten Titan-Gehalt deutet. Die Grundmasse setzt sich aus Klinopyroxen, Olivin (meist iddingsitisiert) und Magnetit zusammen. Hinzu kommen geringe Mengen an Plagioklas, Nephelin und Analcim.

Die Klasten der Basis- und der Topbrekzien sind in eine Aschen- oder Lapilli-Matrix eingebettet. Diejenigen an der Basis wurden beim Fließvorgang der Lava in die liegenden Pyroklastite eingepresst. Die Hohlräume zwischen den locker gelagerten Klasten der Topbrekzien dagegen sind nachträglich durch pyroklastische Fallablagerungen gefüllt worden, die von weiter entfernten explosiven Vulkanausbrüchen stammten. Eine thermische Kontaktwirkung der basanitischen Schmelze auf die pyroklastischen Gesteine im Liegenden ist besonders bei den mäch-



tigeren Lavaströmen deutlich entwickelt (Abb. 19). Da frische pyroklastische Ablagerungen nicht kontaktmetamorph überprägt werden können, müssen sie zumindest teilweise zu Ton verwitert gewesen sein, bevor der nächste Lavastrom folgte.

### Steinbruch Nidda

Steinbruch ca. 2 km E Nidda (Basaltwerk Nidda GmbH), Blatt 5 520 (R 3 502 570, H 5 586 330) und Bohrung Nidda-Liebhölzchen, KB2-2010/334 (R 3 502 736, H 5 585 987). Punkt 10 in Abb. 1.

Im Steinbruch östlich Nidda ist eine Serie alkalibasaltischer Lavaströme aufgeschlossen, die sich aus Topbrekzie, Kernzone und Basisbrekzie zusammensetzen. Die Kernzonen weisen z. T. ein säuliges Absonderungsgefüge auf. Die einzelnen Lavaströme sind teilweise durch feinklastische Sedimente und Braunkohlelagen getrennt. In den feinklastischen Sedimenten lassen sich lokal Wurzelhorizonte beobachten. Im unmittelbar Liegenden der Laven ist eine geringmächtige Kontaktzone entwickelt, in der die Braunkohle in Glanzkohle umgewandelt wurde (Abb. 20).

Weiter südöstlich, am S-Rand des Steinbruchgeländes wurden im tieferen Abschnitt zweier Lagerstättenbohrungen Pillowlaven und dazugehörige Pillowfragment-Brekzien angetroffen (Abb. 21). Die einzelnen Pillows weisen in ihren Randbereichen eine Abschreckungszone aus ehemals vulkanischem Glas (Sideromelan) auf, die nach wenigen Millimetern in ein tachylithisches Glas mit zahlreichen winzigen Kristall-Mikrolithen und schließlich in zunehmend kristallisierten Alkalibasalt übergeht. Die Pillowfragment-Brekzien setzen sich überwiegend aus Pillowrandbruchstücken und wenigen intakten Pillows zusammen, die in eine Matrix aus alterierten Hyaloklasten (Fragmente aus ehemals vulkanischem Glas) eingebettet sind. Der Interpartikelraum des Gesteins ist mit Montmorillonit/Smektit-Zement gefüllt.

### Interpretation:

Eine Folge alkalibasaltischer Lavaströme hat sich im Laufe eines längeren Zeitraums in einen See ergossen, der sich in kleinräumigen Beckenstrukturen innerhalb der vulkanischen Abfolge gebildet hatte. Während längerer Pausen zwischen den einzelnen Lavaschüben wurden feinklastische Ablagerungen sedimentiert. In den Randbereichen des dort verlandenden Sees entwickelte sich eine dichte Vegetation, die durch Braunkohlelagen dokumentiert ist. Beim Überfließen durch mächtigere alkalibasaltische Lavaströme wurden die ehemaligen Torfschichten thermometamorph in Glanzkohle umgewandelt.

In tieferen Bereichen des Sees flossen die Laven in Form von Pillowströmen weiter. Bei diesem subaquatischen Fließvorgang bildeten sich Pillowfragment-Brekzien. Deren Interpartikelraum wurde später, wahrscheinlich über eine Gel-Phase als Zwischenschritt, durch Tonminerale zementiert. Für diesen Tonmineralzement ist in der regionalen Literatur der Begriff „Bulus“ gebräuchlich.



**Abb. 19:** Kernstrecke aus der Bohrung Bilstein mit typischer Basisbrekzie eines basanitischen Lavastroms (67,6–68,5 m) und deutlicher Kontaktwirkung (Rotfärbung) auf die liegende pyroklastische Abfolge (68,5–71,5 m). Im tiefsten Abschnitt ist die Topbrekzie des darunter folgenden Lavastroms erkennbar (71,5–72,0 m).



**Abb. 20:** Glanzkohle unmittelbar im Liegenden eines mächtigen alkalibasaltischen Lavastroms. Steinbruch ca. 2 km E Nidda, SE-Wand.



**Abb. 21:** Pillow mit alterierter ehemaliger Glaskruste (dunkelgrün) und typischen Speichenrissen, eingebettet in eine Matrix aus Hyaloklasten. Ehemaliger Interpartikelraum mit Tonmineral-Zement („Bulus“) gefüllt. Durchmesser des Bohrkerns: 10 cm. Bohrung Nidda-Liebhölzchen, SE Steinbruch Nidda, (KB2-2010/334, 78,8–78,95 m).

## 5 Diskussion und Schlussfolgerungen

Das heute noch großflächig aufgeschlossene **miozäne Vulkangebiet** des Vogelsbergs war bereits in den 30er Jahren des letzten Jahrhunderts Gegenstand wissenschaftlicher Untersuchungen und wurde in größeren Teilbereichen kartiert (z. B. SCHOTTLER 1924, 1931). Dabei ging SCHOTTLER aufgrund seiner Beobachtungen davon aus, dass die vulkanischen Tätigkeiten in mehreren, voneinander getrennten Phasen stattfanden. Aufgrund fehlender Bohrungen und radiometrischer Datierungen war ihm jedoch eine folgerichtige Einordnung der betreffenden Gesteinseinheiten nicht möglich.

Weitere Kartierungen und wissenschaftliche Untersuchungen unter modernen petrographischen und geochemischen Gesichtspunkten, vornehmlich im Südteil des Vogelsbergs, ermöglichten eine Gliederung der vulkanischen Gesteine in eine alkalische und eine tholeiitische Serie (EHRENBERG 1971, 1977, 1978a, 1988). Darüber hinaus konnte anhand der Ergebnisse von Forschungsbohrungen und der Auswertung zahlreicher weiterer Kernbohrungen die stratigraphische Position der verschiedenen vulkanischen Gesteinseinheiten sowie der interne Aufbau des Vogelsbergs weitgehend geklärt werden (EHRENBERG et al. 1981, EHRENBERG & HICKETHIER 1985). Dadurch wurde z. B. nachgewiesen, dass der Oberwald des Hohen Vogelsbergs nicht eine Horststruktur darstellt (SCHOTTLER 1937), sondern die Basis der vulkanischen Gesteinseinheiten zum Zentrum des Vulkangebiets hin staffelförmig abfällt. Auch konnte gezeigt werden, dass die trachytisch/phonolithischen Gesteine nicht die Basis der vulkanischen Abfolge bilden. Sie liegen vielmehr in ihrem höheren Teil. Gleiches gilt für die tholeiitischen Laven. Beide Erkenntnisse sind für die Interpretation der Magmengenese von großer Bedeutung. Die stratigraphische Einordnung der verschiedenen Gesteinseinheiten des miozänen Vulkanismus im Vogelsberg-Vulkangebiet wurde durch zahlreiche radiometrische Datierungen untermauert (LIPPOLT et al. 1973, KREUTZER et al. 1974, HARRE et al. 1975, EHRENBERG et al. 1981, BOGAARD et al. 2001).

In jüngerer Zeit durchgeführte radiometrische Altersdatierungen am SW-Rand des Vogelsberg-Vulkangebiets haben jedoch gezeigt, dass bereits in der **Oberkreide** – über 50 Ma vor dem im Miozän tätigen Vogelsberg – etwa in gleicher Position ein Vorläufer des miozänen Vulkangebiets mit vergleichbarem bimodalen Vulkanismus existierte, das in der Folgezeit jedoch tiefgründig bis in subvulkanisches Niveau abgetragen worden war (SCHMITT et al. 2007). Im Bereich des Vogelsbergs ist der kretazische Vulkanismus durch tief erodierte Relikte eines trachytischen Vulkans aus dieser Zeit belegt. Zeitgleich waren der Katzenbuckel-Vulkan östlich Heidelberg und der Sporneiche-Vulkan im Sprendlinger Horst tätig. Der Schlot am Südrand des Vogelsbergs befindet sich bei der Ortschaft Bellmuth NE Ranstadt und steckt in den Abfolgen des Unteren Buntsandsteins. Weiterhin sind in Bohrungen im Raum Ranstadt in der Wetterau camptonitische Gänge mit einem Ober-

kreide-Alter angetroffen worden, die in die Sedimentgesteine des Zechsteins und des Rotliegend intrudiert waren (BOGAARD & WÖRNER 2003). Sie sind als die Füllung von Förderspalt zu interpretieren, in denen die alkalibasaltischen Schmelzen zu den darüber liegenden Vulkanen aufstiegen.

Trachytische Xenolith-Klasten mit einem radiometrischen Oberkreide-Alter, die durch phreatomagmatische Eruptionen eines im Steinbruch Ober-Widdersheim angeschnittenen miozänen Vulkans gefördert wurden, belegen ebenfalls die vulkanische Tätigkeit während der Oberkreide. Sie stammen von trachytischen Gängen oder einem Trachyt-Dom, die in der Oberkreide in die Sedimentgesteine intrudiert waren (MARTHA et al. 2014). Ein weiterer Hinweis auf ein großes Vulkangebiet in dieser Zeit gibt eine große positive Schwereanomalie, die in ca. 3 km Tiefe SW des heutigen Vogelsbergs nachgewiesen wurde (PUCHER et al. 2001). Sie wird als krustale basaltische Magmakammer interpretiert, in der die hoch differenzierten Schmelzen des oberkretazischen Vulkanismus entstanden sind.

Hinsichtlich des Vulkanismus im **Miozän** haben mehrere kartierbegleitende Forschungsbohrungen, die in letzter Zeit im Südteil des Oberwalds im Hohen Vogelsberg abgeteuft wurden, neue Erkenntnisse zum zeitlichen Verlauf der vulkanischen Aktivitäten gebracht. Anhand der gewonnenen Daten aus diesen Bohrungen konnte eine Trennung des miozänen Vulkanismus in zwei deutlich getrennte Phasen nachgewiesen werden. Nach diesen Ergebnissen begann der Vulkanismus mit der bimodalen Hauptphase (ca. 18 und 16 Ma), während der in Magmakammern fraktionierte alkalibasaltische und basanitische sowie trachytisch/phonolithische Schmelzen gefördert wurden. Zum Ende dieser Phase stiegen daneben tholeiitische Magmen auf, die aus einem seichteren Mantelbereich mit erhöhtem Aufschmelzgrad stammten. Die tholeiitischen Laven hatten generell eine geringe Viskosität und konnten daher sehr weit bis in die Randbereiche des Vulkangebietes fließen. Daher liegen die tholeiitischen Basalte dort verbreitet unmittelbar auf den älteren Sedimentgesteinen und wurden folglich bisher fälschlicherweise der Frühphase des Vulkanismus zugeordnet.

Auf die bimodale Hauptphase folgte eine relativ lange Unterbrechung der vulkanischen Tätigkeit, während der unter subtropischen und voll humiden Klimabedingungen eine intensive Verwitterung und tiefgreifende Abtragung der Vulkangebäude stattfand. Reste der Abtragungsprodukte sind am Rand des Vogelsbergs als Montmorillonit/Smektit-Vorkommen erhalten geblieben und werden z. B. NW Alsfeld abgebaut bzw. wurden in Bohrungen angetroffen (z. B. Brg. Strebendorf, Blatt 5321 Stordorf, R 3516830, H 5617220).

Der Zeitraum dieser Verwitterungs- und Erosionsphase ist durch die vorliegenden radiometrischen Datierungen nicht zu erfassen. Der Grund hierfür liegt in den methodisch bedingten Ungenauigkeiten der Altersbestimmungen, die zu einer scheinbaren zeitlichen Überschneidung der beiden vulkani-



schen Phasen führen und damit einen lückenlosen Anschluss der vulkanischen Aktivitäten vortauschen. Daher konnte die Unterbrechung der vulkanischen Tätigkeit erst anhand der neuen Bohrergebnisse nachgewiesen werden. Ein Vergleich mit zurzeit aktiven Vulkangebieten auf der Erde zeigt, dass die vulkanischen Ereignisse dort in der Regel relativ kurz sind, während die Ruhephasen längere Zeit andauern. Daher ist davon auszugehen, dass dieses zeitliche Verteilungsmuster auch auf das Vogelsberg-Vulkangebiet zutrifft. Folglich dürfte die intensive Verwitterung und tiefgreifende Abtragung der Vulkangebäude in dem Zeitraum zwischen ca. 16,5 und 15,5 Ma stattgefunden haben – wobei eine Verschiebung zu höheren oder niedrigeren Werten möglich ist.

Nach dieser Unterbrechung setzte der Vulkanismus mit einer primitiven Spätphase erneut ein, die überwiegend Basanite oft unmittelbar aus dem Erdmantel lieferte – erkennbar an den von dem Magma aus dem Erdmantel mitgebrachten Gesteinsbruchstücken (Mantelxenolithe). Diese vulkanische Tätigkeit fand, innerhalb der oben beschriebenen, methodisch bedingten Fehlergrenzen, in einen Zeitraum zwischen ca. 16 und 15 Ma statt. Die nur geringe Verwitterung der vulkanischen Produkte dieser Phase spiegelt eine mittlerweile erfolgte Änderung des Klimas wieder, hin zu saisonal deutlich trockeneren Verhältnissen (MILLER et al. 1987, ZACHOS et al. 2001, BÖHME 2003).

Das zu Beginn der vulkanischen Aktivitäten und während der gesamten bimodalen Hauptphase herrschende voll humide Klima beeinflusste maßgeblich den Eruptionsmechanismus. So dominieren aus diesem Zeitraum pyroklastische Gesteine, die aus phreatomagmatischen Eruptionen hervorgegangen sind. Zahlreiche Maarstrukturen entstanden, die oft an der Basis der vulkanischen Abfolge liegen. Sie waren zum Teil schon wieder stark erodiert und eingeebnet, bevor sie von nachfolgenden Laven überdeckt wurden (EHRENBERG 1988). Maare sind jedoch generell wegen ihrer nur eingeschränkten Erhaltungsfähigkeit und der Überdeckung durch Sedimente des Quartärs kartiertechnisch schwer erfassbar. Daher sind sie, wie generell die pyroklastischen Gesteine, auf den geologischen Karten unterrepräsentiert und können nur in Steinbrüchen und Kernbohrungen zweifelsfrei nachgewiesen werden. Beispiele sind die Maare von Nieder-Ofeiden, Ober-Widdersheim und Herzrot (Kap. 4.2 und Abb. 1). Eine weitere Maarstruktur wurde in der Forschungsbohrung bei Ulrichstein angetroffen (Blatt 5421 Ulrichstein, R 3515695, H 5602370, KÖTT et al. 2001), in der von 600,5 bis zur Endteufe von 656,5 m eine phreatomagmatische Tuffbrekzie unter einer mächtigen vulkanischen Abfolge erbohrt wurde (vgl. Abb. 2). Der höhere Teil dieser Diatrembrekzie hat eine intensive Verwitterung erfahren und das Hangende wurde erodiert, bevor nachfolgende Lavaströme die Struktur überdeckten. Geophysikalisch war in der Bohrung die Untergrenze der vulkanischen Abfolge nicht erkennbar, bedingt durch die Trichterform des Maars (PUCHER et al. 2001).

Phreatomagmatische Prozesse spielten aber auch bei den häufig vertretenen komplexen Vulkanen eine beachtliche Rolle

(Kap. 4.1). Diese sind durch eine initiale Maarphase geprägt, während der die Kraterhohlform herausgesprengt wurde. Die initiale Phase dauerte mangels nachfließendem Grundwasser oder infolge eines stärkeren Anstiegs der Förderrate der Schmelzen jedoch nicht länger an. In der Folge änderte sich der Eruptionsmechanismus hin zu einer explosiven Entgasung der Schmelze und Schlackenvulkane entstanden. Später stieg das nun weitgehend entgaste Magma bis in die Krater auf und es bildeten sich Lavaseen. Dieser Vulkantyp ist aufgrund der morphologischen Härte der basaltischen Kraterfüllung gut erhaltungsfähig. Der sehr homogene Basalt ist als Lagerstätte gefragt und wird im Vogelsberg in mehreren Steinbrüchen abgebaut. Als Beispiele sind in Kapitel 4.1 der Hungen-Lang- und der Rehberg-Vulkan beschrieben (Abb. 1). Als weitere Vorkommen dieses Typs sind der Brauerschwend-, Ortenberg- und Bergheim-Vulkan zu nennen (EHRENBERG 1978a, 1986, ZULAUF 1990).

Schlackenkegel sind sicherlich die häufigste Vulkanform im Vogelsberg-Vulkangebiet. Exponiertestes Beispiel ist der Michelnau-Vulkan nordöstlich von Nidda (EHRENBERG 1978a, 1986). Solche Strukturen sind jedoch kartiertechnisch ebenfalls schwerer fassbar und daher auf den geologischen Karten unterrepräsentiert. Daher sind sie besonders in Steinbrüchen aufgeschlossen und zahlreich in Kernbohrungen angetroffen worden (vgl. auch Abb. 2).

Hoch differenzierte Gesteine sind in einer größeren Fläche nur am S-Rand des Oberwaldes im Hohen Vogelsberg aufgeschlossen (SCHOTTLER 1931, EHRENBERG 1986). Ein kleineres Vorkommen befindet sich am SW-Rand des Vogelsberg-Vulkangebiets östlich des Weilers Häuserhof, das sich geochemisch jedoch deutlich von den Trachyten und Trachyphonolithen des Hohen Vogelsbergs unterscheidet. In dessen Umfeld wurden weitere Trachytvorkommen in Bohrungen angetroffen (EHRENBERG 1986, KIRNBAUER 2012).

Das sporadische Auftreten dieser Gesteine liegt im heutigen Erosionsniveau begründet, das tiefere Stockwerke noch nicht anschneidet. Entsprechend sind mächtige trachytische Lavaströme, aber auch pyroklastische Ablagerungen nur in Tiefbohrungen (z. B. Kernbohrung B 31, Rainrod 1, Blatt 5520 Nidda, R 3506180, H 5593200 und Forschungsbohrung bei Ulrichstein) angetroffen worden (EHRENBERG et al. 1981, KREUTZER et al. 1974, KÖTT et al. 2001). In jüngster Zeit wurde NE Sichenhausen am SE-Hang des Hoherodskopfes ein mächtiger trachyphonolithischer Domkomplex erbohrt, der aus einem endogenen und einem exogenen Teil besteht (Kap. 4.3.2). Die Struktur sitzt wahrscheinlich auf einer synvulkanischen Störung, die sie in zwei Teile trennt (Abb. 16). Nach geophysikalischen Untersuchungsergebnissen befindet sich ein zweiter massiver Vulkanitkörper ca. 1 km südwestlich dieses Domkomplexes (AGRICOLA et al. 2018, LÖWER & JUNGE 2018, beide in diesem Band). Eine weitere Domstruktur ist in 5 km Entfernung, östlich Bermuthshain, unter einer ca. 1000 x 800 m großen Scholle aus Gesteinen des Buntsandsteins und Muschelkalk erbohrt

worden (ZIMMERMANN 1910, KÖBRICH 1926, EHRENBURG & HICKETHIER 1985). Die Zusammensetzung dieses Domes wird als trachytisch beschrieben. Die beiden Vorkommen könnten als Rand einer kleinen Caldera im südlichen Hohen Vogelsberg gedeutet werden. Dazu passen mächtige trachyphonolithische Block- und Aschestrom-Ablagerungen, die NNE Sichenhausen durchteuft wurden (Kap 4.3.1). Ihre Entstehung erfordert eine entsprechende Reliefenergie, d.h. hohe und damit große Vulkangebäude, wodurch die nötige kinetische Energie zur Verfügung steht.

Neben den vulkanologischen und paläogeographischen Themen waren in jüngerer Zeit auch Fragen zur Magmengenese Gegenstand wissenschaftlicher Untersuchungen. So entwickelten JUNG & MASBERG (1998) und BOGAARD et al. (2001) anhand geochemischer Analysen und Isotopendaten Modelle zur Magmenentstehung, nach denen die Schmelzen des Vogelsberg-Vulkanismus in zeitlicher Abfolge aus verschiedenen Mantelquellen gefördert wurden – generiert durch den Aufstieg eines heißen Mantelplumes. Darüber hinaus modellierten JUNG & MASBERG (1998) anhand von Spurenelement-Daten den Aufschmelzgrad des lithosphärischen Mantels für alkalische Magmen mit 2–3 Vol.-% und den für tholeiitische Schmelzen mit 5–7 Vol.-%.

Ein weiteres Modell zur Magmengenese stellten REISCHMANN & SCHRAFT (2010) vor. Danach stieg zunächst heißes Asthenosphären-Material aus tieferen Erdmantelbereichen auf. An der thermischen Grenze im Bereich der Basis der Lithosphäre kam es dadurch zur Bildung von Magmen, wobei der Aufschmelzgrad gering blieb. Die so entstandenen alkalibasaltischen und basanitischen Schmelzen stiegen weiter auf und wurden im Folgenden in krustalen Magmakammern fraktioniert, wodurch die in Kap. 3 beschriebene, von basanitischen bis trachytisch/phonolithischen Vulkaniten reichende Differentiationsreihe entstand. Während diese veränderten Schmelzen in großen Mengen gefördert wurden, stiegen gleichzeitig nur geringe Mengen primitiver Schmelzen unmittelbar aus dem Mantel bis zur Erdoberfläche auf. Durch den in der Folgezeit weiteren Aufstieg des heißen Asthenosphären-Materials in den oberen Bereich des lithosphärischen Mantels kam es bei

erhöhtem Aufschmelzgrad zunehmend zur Bildung tholeiitischer Magmen. Sie wurden vor ihrem weiteren Aufstieg zur Erdoberfläche vergleichsweise nur wenig in Magmakammern differenziert und zeitgleich neben der alkalischen Serie gefördert. Nach einer längeren Unterbrechung der vulkanischen Aktivität wurden abschließend bei geringem Aufschmelzgrad des Mantels ausschließlich basanitische und alkalibasaltische Schmelzen geliefert, die überwiegend primitiv waren.

Hinsichtlich der auslösenden Faktoren des miozänen Vulkanismus im Vogelsberg und darüber hinaus werden verschiedene Modelle kontrovers diskutiert. Eines dieser Modelle macht einen Hotspot als Ursache für die Entstehung der Magmen verantwortlich, über den sich die kontinentale Kruste im Laufe des Tertiärs bewegt haben soll. Das Vogelsberg-Vulkangebiet wird dabei als Teil einer von der Eifel bis nach Niederschlesien reichenden Vulkankette interpretiert, die über dem Hotspot entstanden sein soll. Dagegen spricht jedoch die zeitliche Reihenfolge der vulkanischen Ereignisse in den betreffenden Vulkangebieten, die der Deutung einer kontinuierlichen Wanderung der kontinentalen Platte über den vermuteten Hotspot entgegensteht. Plausibler erscheint dagegen ein von REISCHMANN & SCHRAFT (2010) diskutiertes Modell, dass die vulkanischen Ereignisse im Vogelsberg in engem Zusammenhang mit großräumigen geodynamischen Prozessen und dem daraus resultierenden miozänen Spannungsfeld gestanden haben. Dabei dürften die Entstehung des Alpenbogens und die Öffnung des Nord-Atlantiks eine wesentliche Rolle gespielt haben. Die Position des miozänen Vogelsberg-Vulkangebiets im Bereich der nördlichen Ausläufer des Oberrheingrabens im Übergang zur im Norden sich anschließenden Niederhessischen Senke unterstützt diese Deutung.

**Danksagung:** Das Manuskript wurde von Herrn Prof. Dr. Thomas Reischmann (HLNUG) kritisch durchgesehen und diskutiert. Frau Kerstin Bär (DVG e. V., Nidda) steuerte wertvolle Hinweise zu den beschriebenen Aufschlüssen bei. Die Gesteinsanalysen führte Herr Prof. Dr. Gerhard Wörner (GZG Univ. Göttingen) durch. Frau Martina Schaffner (HLNUG) erstellte die Grafiken. Allen Genannten sei auch an dieser Stelle gedankt.

## 6 Schriftenverzeichnis

- AGRICOLA, T., JUNGE, A. & GÜNTHER, T. (2018): Großskalige Dipol-Dipol Geoelektrik im Umfeld der Forschungsbohrung Sichenhausen-Eschwald im Hohen Vogelsberg. – *Geol. Jb. Hessen*, **139**: 43–59, 12 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- AMIN, J. & VALENTINE, G. A. (2017): Compound maar crater and co-eruptive scoria cone in the Lunar Crater Volcanic Field (Nevada, USA). – *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **339**: 41–51, 10 Fig.; Amsterdam.
- BLANCKENHORN, M. (1930): Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern 1:25 000, Blatt Amöneburg-Homberg a.d. Ohm. – Erläuterungen, Lfg. 299: 83 S.; Berlin (Preuß. Geol. L.-Anst.).
- BOGAARD, P.J.F. & WÖRNER, G. (2003): Petrogenesis of basanitic to tholeiitic volcanic rocks from the Miocene Vogelsberg, central Germany. – *J. Petrol.*, **44** (3): 569–602, 13 Fig., 6 Tab.; Oxford.
- BOGAARD, P.J.F., WÖRNER, G. & HENJES-KUNST, F. (2001): Chemical stratigraphy and origin of volcanic rocks from the drill-core “Forschungsbohrung Vogelsberg 1996”. – In: HOPPE, A. & SCHULZ, R. (Hrsg.): Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – Einblicke in ei-

- nen miozänen Vulkankomplex. – Geol. Abh. Hessen, **107**: 69–99, 7 Fig., 4 Tab., 1 Annex; Wiesbaden.
- BÖHME, M. (2003): The Miocene Climatic Optimum: evidence from ectothermic vertebrates of Central Europe. – *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **195**: 389–401, 5 Fig., 1 Tab.; Amsterdam.
- BOWEN, N.L. & ANDERSEN, O. (1914): The binary system MgO–SiO<sub>2</sub>. – *Am. J. Sci.*, Ser. 4, 37 (222): 487–500; New Haven, Conn.
- DERSCH-HANSMANN, M., EHRENBERG, 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: Hoppe, A. & Steininger, F.F. (Hrsg.): Exkursionen zu Geotopen in Hessen und Rheinland-Pfalz sowie zu naturwissenschaftlichen Beobachtungspunkten Johann Wolfgang von Goethes in Böhmen. – *Schr.-R. dt. geol. Ges.*, **8**: 69–126, 43 Abb.; Hannover.
- DERSCH-HANSMANN, M. & NESBOR, H.-D. (2003): Geologische Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 5220 Kirtorf; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Umwelt Geol.).
- EBHARDT, G., EHRENBERG, K.-H., HOTTENROTT, M., KÖTT, A., LESSMANN, B. & NESBOR, H.-D. (2001): Geologie und Hydrogeologie des südwestlichen Vogelsberges und seiner Umrahmung (Exkursion C am 19. April 2001). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, N.F. **83**: 65–87, 11 Abb.; Stuttgart.
- EHRENBERG, K.-H. (1971): Vulkanische Gesteine. – In: EHRENBERG, K.-H. & HICKETHIER, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 5623 Schlüchtern. – 2. Aufl.: 85–128, Abb. 21–30, Tab. 4–6; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.).
- EHRENBERG, K.-H. (1977): Vulkanische Gesteine. – In: DIEDERICH, G. & EHRENBERG, K.-H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 5721 Gelnhausen: 70–107, Abb. 18–26, Tab. 2–5, 1 Taf.; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.).
- EHRENBERG, K.-H. (1978a): Vulkanische Gesteine. – In: EHRENBERG, K.-H. & HICKETHIER, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 5620 Ortenberg: 88–137, Abb. 18–27, Tab. 3–5; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.).
- EHRENBERG, K.-H. (1978b): Exkursion A in den südlichen Vogelsberg am 30. März 1978. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, N.F. **60**: 33–54; Stuttgart.
- EHRENBERG, K.-H. (1981): Ein tertiärer Vulkankrater bei Hungen-Langd (Vogelsberg). – *Geol. Jb. Hessen*, **109**: 103–113, 4 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.
- EHRENBERG, K.-H. (1986): Vulkanische Bildungen im Vogelsberg. – *Fortschr. Mineral.*, **64**, Beih. 2: 1–34, 3 Abb., 18 Tab.; Stuttgart.
- EHRENBERG (1988): Vulkanische Gesteine. – In: DIEDERICH, G., EHRENBERG, K.-H. & HICKETHIER, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 5621 Wenings: 49–94, Abb. 8–10, Tab. 2–6; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.).
- EHRENBERG, K.-H., FROMM, K., GRUBBE, K., HARRE, W., HENTSCHEL, G., HÖLTING, B., HOLTZ, S., KREUZER, H., MEISL, S., NÖRING, F., PLAUMANN, S., PUCHER, R., STRECKER, G., SUŠIĆ, M. & ZSCHAU, H.-J. (1981): Forschungsbohrungen im Hohen Vogelsberg (Hessen) – Bohrung 1 (Flösser-Schneise) – Bohrung 2/2A (Hasselborn). – *Geol. Abh. Hessen*, **81**: 166 S., 89 Abb., 17 Tab., 9 Taf.; Wiesbaden.
- EHRENBERG, K.-H., HARRE, W. & KREUZER, H. (1977): Datierungen nach der K/Ar-Methode. – In: DIEDERICH, G. & EHRENBERG, K.-H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 5721 Gelnhausen: 107–110, Tab. 6; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.).
- EHRENBERG, K.-H. & HICKETHIER, H. (1985): Die Basaltbasis im Vogelsberg – Schollenbau und Hinweise zur Entwicklung der vulkanischen Abfolge. – *Geol. Jb. Hessen*, **113**: 97–135, 2 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- FETISSOW, I. (2001): Fotolineationskarte des Vogelsberges. – In: HOPPE, A. & SCHULZ, R. (Hrsg.): Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex. – *Geol. Abh. Hessen*, **107**: 197–199, 1 Abb.; Wiesbaden.
- FRIEDRICH-LAUTZ, I. (1963): Zusammensetzung und Entstehung der Brauneisenerzlagerstätten in den Tagebauen der Gewerkschaft Louise bei Merlau/Oberhessen. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **91**: 277–317, 12 Abb., Taf. 25–26; Wiesbaden.
- HARRE, W., KREUZER, H., MÜLLER, P., PUCHER, R. & SCHRICKE, W. (1975): Datierungen nach der K/Ar-Methode und Paläomagnetik. – In: SCHRICKE, W.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 5319 Londorf: 67–73, Abb. 23, Tab. 3–4; Wiesbaden.
- HESSE, K. & WONIK, T. (2018): Geophysikalische Bohrloch-Untersuchungen in drei Forschungsbohrungen im Oberwald des Vogelsberges. – *Geol. Jb. Hessen*, **139**: 85–106, 16 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- HORN, P., LIPPOLT, H. J. & TODT, W. (1972): Kalium-Argon-Altersbestimmungen an tertiären Vulkaniten des Oberrheingrabens. I. Gesamtgesteinsalter. – *Ecolae geol. Helv.*, **65**: 131–156, 4 Fig., 2 Tab.; Basel.
- JUNG, S. & MASBERG, P. (1998): Major- and trace-element systematics and isotope geochemistry of Cenozoic mafic volcanic rocks from the Vogelsberg (Central Germany) – Constraints on the origin of continental alkaline and tholeiitic basalts and their mantle sources. – *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **86**: 151–177, 11 Fig., 4 Tab.; Amsterdam.
- KIRNBAUER, T. (2012): Der Horst von Bad Salzhausen im Vogelsberg und dessen Mineralquellen (Bl. 5519 Hungen). – *Jber. wett. Ges. ges. Naturkunde*, **162**: 173–243, 11 Abb., 1 Tab.; Hanau.
- KÖBRICH, C. (1926): Die Tiefbohrungen nach Salz in Oberhessen in den Jahren 1905/07. – *Notizbl. Ver. Erdkde. u. hess. geol. L.-Anst. Darmstadt*, (V) **8**: 197–223, 3 Tab.; Darmstadt.
- KÖTT, A., NESBOR, H.-D. & EHRENBERG, K.-H. (2001): Schichtenverzeichnis der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996. – In: HOPPE, A. & SCHULZ, R. (Hrsg.): Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex. – *Geol. Abh. Hessen*, **107**: 15–47, 18 Abb.; Wiesbaden.
- KRACHT, M. (2018): Anwendungsbeispiele für geophysikalische Messungen des HLNUG im Umfeld der Bohrung Sichenhausen-Eschwald im Hohen Vogelsberg. – *Geol. Jb. Hessen*, **139**: 71–84, 15 Abb.; Wiesbaden.
- KREUZER, H., KUNZ, K., MÜLLER, P. & SCHENK, E. (1974): Petrologie und Kalium/Argon-Daten einiger Basalte aus der Bohrung 31, Rainrod I (Vogelsberg). – *Geol. Jb.*, **D 9**: 67–84, 6 Abb., 4 Tab.; Hannover.
- LE BAS, M. J., LE MAITRE, R. W., STRECKEISEN, A. & ZANETTIN, B. (1986): A chemical classification of volcanic rocks based on the



- Total Alkali-Silica Diagram. – *J. Petrol.*, **27** (3): 745–750, 3 Fig., 1 Tab.; Oxford.
- LEHNÉ, R., MOHR, M., HESS, D. & NESBOR, H.-D. (2018): 3D-Modellierung zur Visualisierung der großen Maarstruktur Nieder-Olfelden am NW-Rand des Vogelsbergs. – *Geol. Abh. Hessen*, **139**: 127–137, 10 Abb.; Wiesbaden.
- LIPPOLT, H. J. (1982): K/Ar Age Determinations and the Correlation of Tertiary Volcanic Activity in Central Europe. – *Geol. Jb.*, **D 52**: 113–135, 3 Fig.; Hannover.
- LIPPOLT, H. J., TODT, W. & BARANYI, I. (1973): Kalium-Argon-Altersbestimmungen zum Spessart- und Vogelsberg-Vulkanismus. – 125. Hauptvers. Dt. Geol. Ges.: 17–18; Frankfurt a. M. (unveröff.).
- LORENZ, V. (1973): On the Formation of Maars. – *Bull. Volcanologique*, **37** (2): 183–204, 6 Fig.; Napoli.
- LORENZ, V. (2007): Syn- and post-eruptive hazards of maar-diatreme volcanoes. – *J. Geotherm. Res.*, **159**: 285–312, 5 Fig.; Amsterdam.
- LÖWER, A. & JUNGE, A. (2018): Audiomagnetotellurik an der Forschungsbohrung Sichenhausen-Eschwald im Hohen Vogelsberg. – *Geol. Jb. Hessen*, **139**: 61–70, 8 Abb.; Wiesbaden.
- MARTHA, S.O., ZULAUF, G., DÖRR, W., NESBOR, H.-D., PETSCHICK, R., PRINZ-GRIMM, P. & GERDES, A. (2014): The Saxothuringian-Rhenohercynian boundary underneath the Vogelsberg volcanic field: evidence from basement xenoliths and U-Pb zircon data of trachyte. – *Z. dt. Ges. Geowiss.*, **165** (3): 373–394, 15 Fig., 5 Tab.; Stuttgart.
- MILLER, K.G., FAIRBANKS, R.G. & MOUNTAIN, G.S., (1987): Tertiary oxygen isotope synthesis, sea level history, and continental margin erosion. – *Paleoceanogr.*, **2** (1): 1–19; Washington D.C.
- NESBOR, H.-D. & WONIK, T. (2004): Mächtige trachytische Block- und Aschenstromablagerungen im Hohen Vogelsberg – Gesteinsabfolge und Bohrlochgeophysik der Bohrung Rehberg. – *Z. angew. Geol.*, **50** (2): 50–51, 2 Abb.; Hannover.
- NESBOR, H.-D. (2014): Der Vogelsberg – Vulkanologische und petrologische Entwicklung eines großen miozänen Intraplatten-Vulkangebiets in Mitteleuropa – The Vogelsberg – Volcanic and Petrologic development of a large Intraplate Volcanic Field of Miocene age in Central Europe). – In: RÖHLING, H.-G. (Hrsg.): *GeoFrankfurt 2014 – Dynamik des Systems Erde / Earth Systems Dynamic – Exkursionsführer / Excursion guide.* – Exk.-Führer u. Veröff. dt. Ges. Geowiss., **252**: 22–39, 14 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- NEUHAUS, M., VIRGIL, C., HÖRDT, A. & LEVEN, M. (2018): Dreikomponentige Magnetfeldmessungen in der Bohrung Sichenhausen-Eschwald bei Schotten im Hohen Vogelsberg. – *Geol. Jb. Hessen*, **139**: 107–126, 15 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- PRÖHL, S. (2014): Petrographische und geochemische Untersuchungen der Vulkanitfolge am Glauberg in Hessen. – *Dipl.-Arb. Univ. Jena*: 87 S.; Jena (unveröff.).
- PUCHER, R., WONIK, T. & SCHULZ, R. (2001): Eine dreidimensionale Modellierung der magnetischen Anomalien des Vogelsberges. – In: HOPPE, A. & SCHULZ, R. (Hrsg.): *Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex.* – *Geol. Abh. Hessen*, **107**: 119–140, 7 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden.
- REISCHMANN, T. & SCHAFT, A. (2010): Der Vogelsberg – Geotope im größten Vulkangebiet Mitteleuropas. – 2. Aufl.: 252 S., zahlr. Abb.; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Umwelt, Geol.).
- SHELLMANN, W. (1966): Die Bildung von Roterde und Bauxitknollen im Vogelsberg. – *N. Jb. Mineral., Mh.*, **11**: 321–341, 8 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- Schmidt, H. (1988): Geologische und geophysikalische Untersuchungen im Raum Ober-Widdersheim (westlicher Unterer Vogelsberg, Blatt 5519 Hungen). – *Dipl.-Arb. u. -Kartierung, J. W. Goethe- Univ. Frankfurt a.M.*: 220 S.; Frankfurt a. M. (unveröff.).
- Schmidt, H. & Zulauf, G. (1991): Geomagnetische Anomalien im Bereich eines tertiären Vulkankraters bei Hungen-Langd (Vogelsberg). – *Geol. Jb. Hessen*, **119**: 229–233, 2 Abb.; Wiesbaden.
- Schmincke, H.-U. (2004): *Volcanism.* – X, 324 S.; Berlin (Springer).
- SCHMITT, A.K., MARKS, M.A.W., NESBOR, H.-D. & MARKL, G. (2007): The onset and origin of differentiated Rhine Graben volcanism based on U-Pb ages and oxygen isotopic composition of zircon. – *Eur. J. Mineral.*, **19**: 849–857, 4 Fig., 1 Tab.; Stuttgart.
- SCHOTTLER, W. (1921): Geologische Karte von Hessen 1:25 000, Blatt Hungen. – *Erläuterungen*: 106 S.; Darmstadt (Hess. Staatsverl.).
- SCHOTTLER, W. (1924): Geologische Karte von Hessen 1:25 000, Blätter Nidda und Schotten. – *Erläuterungen*: 132 S.; Darmstadt (Hess. Staatsverl.).
- SCHOTTLER, W. (1931): Geologische Karte von Hessen 1:25 000, Blatt Ulrichstein. – *Erläuterungen*: 107 S.; Darmstadt (Hess. Staatsverl.).
- SCHOTTLER, W. (1937): Der Vogelsberg. – *Notizbl. hess. geol. L.-Anst. Darmstadt, (V)* **18**: 3–86, 2 Abb., Taf. 26 u. 27; Darmstadt.
- SCHWARZ, T. (1997): Lateritic bauxite in central Germany and implications for Miocene palaeoclimate. – *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **129**: 37–50; Amsterdam.
- THIEMEYER, N. (2010): Gefügekundliche Untersuchungen der Forschungsbohrung Sichenhausen-Eschwald (Vogelsberg). – *Masterarb. Goethe-Universität Frankfurt a.M.*: 84 S.; Frankfurt a. M. (unveröff.).
- TURK, P.-G., LOHSE, H.-H., SCHÜRSMANN, K., FUHRMANN, U., & LIPPOLT, H. J., (1984): Petrographische und Kalium-Argon-Untersuchungen an basischen tertiären Vulkaniten zwischen Westerwald und Vogelsberg. – *Geol. Rdsch.*, **73**: 599–617, 4 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- WEDEPOHL, K. H., GOHN, E. & HARTMANN, G. (1994): Cenozoic alkali basaltic magmas of western Germany and their products of differentiation. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **115**: 253–278, 7 Fig., 8 Tab.; Berlin.
- WILSON, M. (1989): *Igneous Petrogenesis – A Global Tectonic Approach.* – 2. Aufl., 488 S.; Dordrecht (Springer).
- WIRTZ, R. (1972): Beitrag zur Kenntnis der Paläosole im Vogelsberg. – *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **61**: 159 S., 2 Abb., 21 Tab.; Wiesbaden
- WITTENBECHER, M. (1992): Geochemie tholeiitischer und alkaliovin-basaltischer Gesteine des Vogelsberges. – *Geol. Abh. Hessen*, **97**: 52 S., 12 Abb., 9 Tab.; Wiesbaden.
- ZACHOS, J., PAGANI, M., SLOAN, L., THOMAS, E. & BILLUPS, K. (2001): Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. – *Sci.*, **292** (5517): 686–693; Washington, D.C.
- ZIMMERMANN, E. (1910): Schichtenverzeichnisse Bermuthshain I u. II. – In: Keilhack, K.: *Ergebnisse von Bohrungen.* – *Jb. kgl. preuss. geol. L.-Anst. u. Bergakad. (für 1907)*, **28**: 929; Berlin.
- ZULAUF, G. (1990): Die kraternahen vulkanischen Bildungen des Steinbruchs „Rauher Berg“ NNE Brauerschwend (NE-Rand des Vogelsberges). – *Geol. Jb. Hessen*, **118**: 199–209, 5 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.

Tab. 1: Geochemische Analysen aus den beschriebenen Aufschlüssen. Analytik: G. WÖRNER, Univ. Göttingen.

Blatt	5521 Gedern												
Lokalität	Bohrung Rehberg												
Rechtswert	3517820												
Hochwert	5595495												
Gestein	Trachyphonolith											alkalibasaltisches Agglutinat	
Probe		39992	43346	43347	43348	39993	43349	39995	43353	39996	43354	39997	39998
Teufe	m	64,80-64,90	64,80-64,90	69,15-69,25	69,70-69,80	81,65-81,75	81,65-81,75	107,25-107,35	107,35-107,45	109,40-109,50	109,50-109,70	117,40-117,50	125,30-125,40
SiO <sub>2</sub>	Gew.-%	60,28	58,95	59,76	58,80	60,25	60,10	58,41	57,99	58,67	57,42	43,60	44,34
TiO <sub>2</sub>	Gew.-%	0,52	0,50	0,48	0,49	0,46	0,46	0,30	0,29	0,31	0,30	2,48	2,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Gew.-%	19,61	19,30	19,51	19,22	19,65	19,69	19,78	19,78	19,83	19,63	16,18	16,59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t	Gew.-%	2,70	2,71	2,71	2,70	2,64	2,71	2,30	2,31	2,31	2,30	10,86	10,13
MnO	Gew.-%	0,11	0,11	0,12	0,12	0,12	0,12	0,13	0,13	0,13	0,13	0,18	0,18
MgO	Gew.-%	0,30	0,31	0,33	0,33	0,27	0,29	0,57	0,55	0,36	0,37	4,67	4,39
CaO	Gew.-%	1,18	1,15	1,21	1,22	1,05	1,07	1,53	1,44	1,37	1,30	7,34	8,00
Na <sub>2</sub> O	Gew.-%	7,48	7,29	7,60	7,27	7,49	7,61	6,70	6,64	6,52	6,67	2,00	2,38
K <sub>2</sub> O	Gew.-%	6,35	6,12	6,23	6,14	6,39	6,35	5,75	5,64	5,82	5,63	1,21	1,37
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Gew.-%	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,03	0,03	0,03	0,03	0,89	0,84
Summe	Gew.-%	98,58	96,50	98,01	96,35	98,36	98,46	95,48	94,80	95,33	93,78	89,38	90,55
Ba	ppm	500	486	380	487	271	303	137	176	498	590	847	1399
Co	ppm	38	1	2	1	42	<1	13	1	19	1	43	34
Cr	ppm	3	2	2	3	2	4	5	3	3	3	65	51
Cu	ppm	<1	<1	3	<1	<1	1	<1	<1	<1	<1	28	25
Ga	ppm	27	25	26	26	28	27	31	29	30	29	22	22
Nb	ppm	116	110	111	109	116	113	108	107	109	107	94	78
Ni	ppm	5	2	3	2	4	4	2	2	2	2	67	52
Pb	ppm	9	10	8	9	11	10	11	10	13	10	7	2
Rb	ppm	169	157	159	157	175	169	190	183	179	170	15	23
S	ppm		21	83	26		35		120		159		
Sc	ppm	2	2	4	2	<1	2	3	2	2	1	12	13
Sr	ppm	170	181	160	184	152	156	295	340	208	171	764	2905
V	ppm	16	16	15	15	14	12	12	9	9	10	106	101
Y	ppm	18	15	16	16	17	14	15	12	15	12	29	22
Zn	ppm	84	88	89	88	85	91	99	100	96	98	126	124
Zr	ppm	517	520	542	521	545	561	672	694	664	680	411	320
Mo	ppm	4,61	3,94	4,58	5,47	4,86	6,18	4,74	5,63	6,08	8,54	0,14	0,30
Cs	ppm	4,09	3,92	2,09	5,57	11,62	9,88	1,78	1,93	1,64	1,96	0,78	1,75
La	ppm	6,88	66,59	81,08	78,50	6,79	73,72	18,41	81,18	7,95	79,96	86,60	82,69
Ce	ppm	11,57	86,21	95,11	96,79	10,45	93,01	24,42	88,86	11,56	88,07	161,32	150,21
Pr	ppm	1,07	7,56	8,54	8,78	1,01	7,94	2,17	6,69	0,96	6,61	18,14	17,26
Nd	ppm	3,24	22,36	24,61	25,68	3,01	22,61	5,70	17,13	2,56	17,00	67,82	64,33
Sm	ppm	0,48	2,97	3,16	3,41	0,42	2,90	0,74	2,00	0,34	1,97	11,60	10,80
Eu	ppm	0,13	0,88	0,93	1,05	0,11	0,82	0,17	0,49	0,08	0,67	3,49	3,30
Gd	ppm	0,44	3,20	3,48	3,64	0,38	3,22	0,71	2,58	0,36	2,59	10,61	9,90
Tb	ppm	0,07	0,47	0,50	0,54	0,06	0,47	0,11	0,35	0,06	0,35	1,24	1,18
Dy	ppm	0,48	2,18	2,37	2,47	0,41	2,16	0,78	1,69	0,43	1,71	6,63	6,27
Ho	ppm	0,11	0,42	0,47	0,50	0,10	0,44	0,19	0,38	0,11	0,38	1,19	1,12
Er	ppm	0,36	1,48	1,63	1,70	0,32	1,52	0,63	1,40	0,39	1,39	2,75	2,63
Tm	ppm	0,06	0,20	0,22	0,23	0,05	0,21	0,11	0,21	0,07	0,21	0,36	0,34
Yb	ppm	0,47	1,46	1,58	1,60	0,40	1,51	0,87	1,61	0,58	1,60	2,21	2,18
Lu	ppm	0,08	0,21	0,23	0,23	0,06	0,22	0,14	0,25	0,09	0,24	0,31	0,31
Hf	ppm	10,59	10,76	12,42	12,25	11,08	12,42	13,33	16,64	12,72	15,88	5,80	5,55
Ta	ppm	0,47	7,59	8,71	8,94	0,17	8,34	0,35	6,69	0,43	6,38	1,25	1,30
W	ppm	165,02	1,59	1,73	1,58	138,00	2,08	59,93	2,89	57,13	3,45	56,49	28,04
Th	ppm	1,98	14,28	17,92	16,03	2,09	16,24	6,50	23,15	3,34	21,29	10,04	9,70
U	ppm	0,36	3,61	3,91	4,13	0,36	4,38	0,69	4,80	0,44	4,49	2,28	2,32

Das Vulkangebiet Vogelsberg

Blatt Lokalität Rechtswert Hochwert		5521 Gedern Blöcke Eschwald			5421 Ulrichstein Blöcke Flösser Schneise			
		3518359 5595642	3518355 5595517	3518350 5595610	3518402 5596944	3518409 5597123	3518404 5597138	3518764 5597242
Gestein		Trachyphonolith			Trachyphonolith			
Probe		42401	42403	42404	42406	42407	42408	42409
Teufe	m							
SiO <sub>2</sub>	Gew.-%	59,46	60,07	59,83	60,50	57,81	60,87	61,14
TiO <sub>2</sub>	Gew.-%	0,57	0,58	0,57	0,49	0,47	0,50	0,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Gew.-%	19,44	19,59	19,49	18,70	17,91	18,82	18,82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t	Gew.-%	2,80	2,82	2,83	3,53	3,41	3,57	3,60
MnO	Gew.-%	0,12	0,12	0,12	0,13	0,13	0,14	0,14
MgO	Gew.-%	0,69	0,41	0,47	0,58	0,52	0,59	0,55
CaO	Gew.-%	1,68	1,50	1,51	1,51	1,48	1,54	1,57
Na <sub>2</sub> O	Gew.-%	6,66	7,16	7,10	7,10	6,79	7,11	7,32
K <sub>2</sub> O	Gew.-%	6,12	6,26	6,19	5,40	5,18	5,40	5,46
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Gew.-%	0,08	0,08	0,08	0,13	0,13	0,13	0,13
Summe	Gew.-%	97,61	98,59	98,19	98,07	93,82	98,67	99,23
Ba	ppm	903	934	931	1080	1027	1085	1058
Co	ppm	2	2	2	3	3	4	2
Cr	ppm	<1	<1	<1	<1	1	<1	<1
Cu	ppm	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Ga	ppm	25	25	25	24	23	25	24
Nb	ppm	102	102	103	110	105	111	109
Ni	ppm	2	2	2	2	<1	2	3
Pb	ppm	9	8	10	9	10	10	8
Rb	ppm	177	177	168	156	152	152	154
S	ppm	21	29	18	13	13	14	15
Sc	ppm	<1	2	3	1	2	2	<1
Sr	ppm	299	285	297	273	254	280	276
V	ppm	18	16	18	13	13	12	13
Y	ppm	17	19	17	19	18	20	19
Zn	ppm	87	87	88	97	94	98	98
Zr	ppm	517	508	515	586	557	590	582
Mo	ppm	3,39	4,65	4,05	9,99	9,53	9,98	10,15
Cs	ppm	2,12	4,10	2,60	1,65	1,31	1,84	1,61
La	ppm	75,18	77,37	74,57	82,48	80,43	82,68	79,60
Ce	ppm	110,73	98,43	99,36	147,52	144,47	145,35	142,67
Pr	ppm	9,48	9,45	9,40	10,78	10,45	10,73	10,43
Nd	ppm	29,59	29,90	29,32	34,27	33,50	34,33	33,42
Sm	ppm	4,05	4,01	3,93	4,63	4,59	4,71	4,68
Eu	ppm	1,10	1,10	1,08	1,29	1,28	1,25	1,26
Gd	ppm	3,45	3,60	3,47	3,98	4,08	4,05	4,02
Tb	ppm	0,49	0,50	0,49	0,55	0,54	0,55	0,54
Dy	ppm	2,84	2,89	2,80	3,20	3,14	3,24	3,14
Ho	ppm	0,56	0,58	0,55	0,63	0,61	0,63	0,61
Er	ppm	1,82	1,89	1,77	2,04	1,95	2,05	1,99
Tm	ppm	0,24	0,25	0,23	0,28	0,27	0,28	0,27
Yb	ppm	1,70	1,73	1,71	2,02	1,95	1,98	1,91
Lu	ppm	0,25	0,25	0,25	0,31	0,29	0,30	0,29
Hf	ppm	11,29	10,96	11,35	12,43	11,99	12,39	12,08
Ta	ppm	6,33	6,28	6,44	8,17	7,99	8,19	8,08
W	ppm	4,35	5,87	7,21	9,11	9,08	11,35	6,22
Th	ppm	11,01	10,81	11,28	15,38	15,49	16,24	23,54
U	ppm	2,64	2,98	3,04	3,77	3,41	3,33	3,77



Blatt		5521 Gedern											
Lokalität		Bohrung Eschwald											
Rechtswert		3518335											
Hochwert		5595582											
Gestein	Trachyphonolith												
Probe		42420	42421	42422	42423	42424	42425	42448	42426	42427	42428	42429	42430
Teufe	m	56,60- 56,85	66,35- 66,60	80,70- 81,0	90,75- 90,95	97,88- 98,0	105,83- 106,0	110,20- 110,30	126,80- 127,0	141,75- 142,0	148,77- 148,95	153,85- 154,0	156,90- 157,0
SiO <sub>2</sub>	Gew.-%	59,22	59,60	59,19	58,77	58,36	59,22	59,57	59,25	59,89	59,72	59,44	59,32
TiO <sub>2</sub>	Gew.-%	0,57	0,57	0,57	0,57	0,57	0,57	0,57	0,57	0,57	0,57	0,56	0,56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Gew.-%	19,39	19,52	19,45	19,22	19,15	19,43	19,54	19,41	19,61	19,53	19,48	19,44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	Gew.-%	2,79	2,84	2,82	2,79	2,80	2,81	2,85	2,81	2,83	2,81	2,80	2,78
MnO	Gew.-%	0,11	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12
MgO	Gew.-%	0,61	0,65	0,39	0,50	0,39	0,39	0,40	0,43	0,41	0,37	0,43	0,36
CaO	Gew.-%	1,62	1,70	1,84	1,56	1,60	1,49	1,48	1,45	1,45	1,45	1,44	1,48
Na <sub>2</sub> O	Gew.-%	6,54	6,63	6,94	6,92	7,26	7,33	7,13	6,87	7,19	7,42	7,10	7,46
K <sub>2</sub> O	Gew.-%	5,94	6,19	6,21	6,16	6,09	6,19	6,22	6,15	6,25	6,27	6,14	6,23
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Gew.-%	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,07	0,08	0,08
Summe	Gew.-%	96,87	97,90	97,61	96,68	96,41	97,62	97,96	97,13	98,39	98,33	97,58	97,82
Ba	ppm	927	941	920	926	901	957	919	919	910	888	919	896
Co	ppm	1	2	1	2	2	1	2	1	1	<1	2	2
Cr	ppm	<1	<1	<1	1	2	<1	1	<1	<1	1	<1	<1
Cu	ppm	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Ga	ppm	25	25	25	25	25	25	26	25	25	25	25	25
Nb	ppm	99	102	103	101	103	104	104	104	103	104	102	101
Ni	ppm	2	1	2	1	1	2	2	2	1	2	1	2
Pb	ppm	8	9	9	9	9	9	9	10	8	9	8	7
Rb	ppm	162	160	157	157	153	156	160	153	157	158	156	166
S	ppm	28	29	30	32	41	58	38	62	46	29	44	68
Sc	ppm	1	1	1	2	1	2	3	2	1	2	1	2
Sr	ppm	347	259	237	261	223	242	237	270	241	216	237	228
V	ppm	19	20	20	18	20	20	19	18	19	17	18	18
Y	ppm	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17
Zn	ppm	85	87	87	85	86	87	87	88	88	87	88	86
Zr	ppm	501	523	522	505	518	530	524	523	520	514	514	516
Mo	ppm	5,57	7,01	9,82	7,59	6,55	7,63	9,44	5,84	6,45	7,72	6,18	8,94
Cs	ppm	1,80	1,77	1,85	1,77	1,69	1,76	1,74	1,87	2,15	1,90	1,93	2,20
La	ppm	71,30	73,66	73,90	73,86	74,42	74,25	73,35	75,18	74,66	73,64	74,33	74,27
Ce	ppm	94,87	97,97	98,65	98,97	99,18	97,97	97,72	100,79	98,86	97,99	97,95	98,48
Pr	ppm	8,96	9,20	9,32	9,32	9,38	9,22	9,15	9,49	9,23	9,19	9,13	9,13
Nd	ppm	27,74	28,66	29,11	29,25	29,21	28,39	29,05	29,40	28,39	28,34	28,17	28,46
Sm	ppm	3,88	3,96	4,05	4,07	4,04	3,94	3,94	4,02	3,90	3,90	3,78	3,78
Eu	ppm	1,07	1,09	1,10	1,12	1,12	1,10	1,27	1,12	1,09	1,06	1,07	1,09
Gd	ppm	3,39	3,53	3,63	3,58	3,60	3,61	3,83	3,65	3,65	3,56	3,58	3,67
Tb	ppm	0,45	0,46	0,47	0,47	0,47	0,47	0,55	0,47	0,46	0,46	0,46	0,47
Dy	ppm	2,66	2,77	2,77	2,75	2,80	2,71	2,79	2,77	2,72	2,68	2,71	2,73
Ho	ppm	0,52	0,53	0,54	0,54	0,55	0,53	0,53	0,55	0,54	0,53	0,54	0,54
Er	ppm	1,64	1,73	1,74	1,71	1,74	1,73	1,75	1,74	1,75	1,72	1,74	1,75
Tm	ppm	0,22	0,23	0,23	0,23	0,24	0,24	0,23	0,23	0,24	0,24	0,23	0,24
Yb	ppm	1,53	1,55	1,59	1,55	1,61	1,59	1,71	1,60	1,62	1,61	1,66	1,63
Lu	ppm	0,23	0,24	0,24	0,24	0,24	0,24	0,24	0,25	0,24	0,24	0,24	0,24
Hf	ppm	10,65	11,05	11,36	10,67	11,18	11,19	11,23	11,20	11,21	10,91	11,34	11,36
Ta	ppm	6,06	6,27	6,42	6,30	6,35	6,32	6,28	6,47	6,28	6,34	5,32	5,14
W	ppm	5,38	5,58	8,89	8,18	5,25	7,07	8,89	5,07	6,87	7,75	6,02	7,77
Th	ppm	11,53	12,18	12,44	12,03	12,27	12,62	12,18	12,32	12,45	11,92	12,41	12,32
U	ppm	3,04	3,15	3,52	3,23	3,46	3,44	3,39	3,13	3,25	3,15	3,25	3,44

Das Vulkangebiet Vogelsberg

Blatt		5521 Gedern											
Lokalität		Bohrung Eschwald											
Rechtswert		3518335											
Hochwert		5595582											
Gestein		Trachyphonolith											
Probe		42431	42432	42433	42434	42435	42436	42438	42439	42441	42442	42443	42444
Teufe	m	160,0-160,30	167,50-167,75	183,0-183,20	186,55-186,75	191,75-192,0	198,80-199,0	216,90-217,0	227,75-227,90	243,0-243,25	252,25-252,45	260,80-260,0	272,0-272,15
SiO <sub>2</sub>	Gew.-%	59,95	60,30	59,75	59,32	59,16	59,91	58,97	59,35	59,68	58,88	58,97	58,64
TiO <sub>2</sub>	Gew.-%	0,57	0,57	0,57	0,57	0,57	0,57	0,56	0,57	0,57	0,55	0,53	0,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Gew.-%	19,63	19,75	19,56	19,43	19,34	19,65	19,30	19,43	19,49	19,22	19,30	19,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t	Gew.-%	2,82	2,83	2,82	2,81	2,81	2,87	2,79	2,82	2,81	2,76	2,72	2,60
MnO	Gew.-%	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12
MgO	Gew.-%	0,41	0,34	0,42	0,37	0,75	0,53	0,57	0,60	0,64	0,72	0,58	0,62
CaO	Gew.-%	1,49	1,43	1,48	1,51	1,73	1,47	1,57	1,58	1,62	1,65	1,59	1,47
Na <sub>2</sub> O	Gew.-%	7,48	7,41	7,43	7,40	6,43	6,15	6,85	6,36	6,68	6,48	6,92	6,55
K <sub>2</sub> O	Gew.-%	6,19	6,28	6,19	6,20	6,00	6,05	6,24	6,12	6,13	6,01	6,12	6,06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Gew.-%	0,08	0,07	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,07	0,07	0,07	0,06
Summe	Gew.-%	98,73	99,10	98,41	97,80	96,98	97,40	97,04	97,03	97,81	96,46	96,92	95,79
Ba	ppm	912	837	906	896	942	920	941	920	858	839	697	361
Co	ppm	3	2	2	1	1	1	2	1	2	2	1	1
Cr	ppm	1	<1	<1	1	1	1	<1	1	<1	<1	1	1
Cu	ppm	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Ga	ppm	25	26	26	25	25	26	26	25	25	25	25	26
Nb	ppm	102	104	103	103	101	103	100	101	103	102	102	103
Ni	ppm	1	2	2	1	2	2	2	2	2	1	1	1
Pb	ppm	9	8	9	10	9	10	8	9	10	9	9	9
Rb	ppm	157	156	156	160	155	154	170	171	157	155	156	163
S	ppm	29	27	21	28	40	17	28	23	34	23	43	18
Sc	ppm	1	1	2	2	3	2	2	2	<1	2	1	1
Sr	ppm	235	210	231	233	256	259	274	325	253	250	194	122
V	ppm	19	17	18	18	18	18	18	19	18	17	17	14
Y	ppm	16	17	17	17	17	17	17	17	17	17	16	15
Zn	ppm	87	87	86	86	86	89	85	86	87	86	87	88
Zr	ppm	517	523	523	517	511	522	500	500	509	511	519	557
Mo	ppm	6,43	7,56	6,71	9,28	5,93	6,53	6,95	6,65	6,57	6,87	6,96	6,44
Cs	ppm	2,13	2,39	1,77	1,93	1,77	2,05	1,98	3,93	1,72	1,55	1,64	1,59
La	ppm	72,62	72,69	73,72	74,03	71,54	72,57	71,10	71,16	71,16	71,46	72,03	71,93
Ce	ppm	96,49	96,18	98,28	98,93	96,21	96,20	95,16	94,34	96,08	94,66	94,51	91,38
Pr	ppm	8,98	8,94	9,17	9,24	9,02	8,89	8,88	8,85	9,00	8,76	8,63	8,02
Nd	ppm	27,86	27,65	28,42	29,00	28,70	27,74	27,99	27,86	28,01	26,90	26,44	23,76
Sm	ppm	3,83	3,70	3,81	3,89	3,83	3,75	3,78	3,81	3,90	3,69	3,55	3,08
Eu	ppm	1,07	1,00	1,04	1,07	1,06	1,21	1,25	1,24	1,23	1,18	1,10	0,83
Gd	ppm	3,61	3,49	3,52	3,73	3,63	5,08	4,58	4,38	4,11	3,79	3,54	3,19
Tb	ppm	0,46	0,45	0,46	0,47	0,47	0,54	0,54	0,53	0,54	0,53	0,50	0,44
Dy	ppm	2,71	2,66	2,70	2,82	2,82	2,81	2,78	2,75	2,79	2,66	2,57	2,32
Ho	ppm	0,53	0,52	0,53	0,54	0,54	0,53	0,53	0,53	0,54	0,52	0,50	0,47
Er	ppm	1,71	1,70	1,72	1,76	1,74	1,72	1,71	1,72	1,72	1,67	1,64	1,54
Tm	ppm	0,23	0,23	0,23	0,24	0,23	0,23	0,23	0,24	0,23	0,23	0,22	0,22
Yb	ppm	1,61	1,61	1,63	1,68	1,63	1,73	1,67	1,67	1,65	1,64	1,62	1,58
Lu	ppm	0,23	0,24	0,23	0,24	0,23	0,24	0,23	0,24	0,24	0,23	0,23	0,23
Hf	ppm	11,06	10,97	11,18	11,19	10,90	11,14	10,96	10,97	11,10	11,11	11,09	11,80
Ta	ppm	5,89	6,11	6,17	6,16	6,15	6,07	6,07	5,86	6,36	0,88	5,97	5,81
W	ppm	8,83	8,41	7,95	9,79	5,74	3,96	4,99	3,62	4,82	4,34	6,43	4,98
Th	ppm	11,99	11,78	12,13	12,14	11,60	12,38	11,91	11,84	11,82	11,87	12,24	12,81
U	ppm	3,23	3,19	3,32	3,41	3,28	2,47	3,19	2,63	3,09	3,18	3,37	3,18

Blatt Lokalität Rechtswert Hochwert	5521 Gedern Bohrung Eschwald 3518335 5595582						5421 Ulrichstein Bohrung Hasselborn 3520810 5598890						
	Gestein	Trachyphonolith						Trachyt					
Probe		42445	42446	42447	44252	44253	43339	44255	43340	43341	43343	44256	43344
Teufe	m	283,80- 284,0	293,75- 294,0	303,30- 303,55	254,40- 254,60	255,40- 255,50	257,0- 257,20	266,50- 267,0	268,60- 268,80	269,20- 269,50	270,90- 271,10	274,30- 274,50	279,90- 280,10
SiO <sub>2</sub>	Gew.-%	59,85	59,87	59,25	58,78	58,83	57,80	58,97	58,59	58,46	58,57	58,73	58,39
TiO <sub>2</sub>	Gew.-%	0,43	0,48	0,56	1,02	1,03	1,01	0,98	0,96	0,96	0,97	0,93	0,97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Gew.-%	19,71	19,58	19,34	18,70	18,55	18,28	18,33	18,29	18,16	18,31	18,44	18,31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t	Gew.-%	2,56	2,64	2,79	3,94	3,97	4,38	3,74	4,18	4,16	4,19	3,58	4,17
MnO	Gew.-%	0,12	0,12	0,12	0,15	0,16	0,15	0,16	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15
MgO	Gew.-%	0,43	0,58	0,83	1,06	1,01	1,10	1,09	1,09	1,12	0,98	0,86	0,92
CaO	Gew.-%	1,27	1,35	1,63	2,55	2,58	2,63	2,76	2,86	2,75	2,70	2,42	2,51
Na <sub>2</sub> O	Gew.-%	7,27	7,15	6,22	5,41	5,64	5,36	5,67	6,01	5,84	5,75	5,34	5,52
K <sub>2</sub> O	Gew.-%	6,16	6,25	6,08	4,41	4,54	4,51	4,36	4,33	4,33	4,39	4,56	4,46
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Gew.-%	0,05	0,06	0,07	0,19	0,24	0,25	0,24	0,23	0,23	0,23	0,21	0,22
Summe	Gew.-%	97,86	98,08	96,89	96,21	96,55	95,47	96,29	96,69	96,16	96,23	95,22	95,62
Ba	ppm	225	368	860	1906	1990	1897	1937	2073	2140	2042	2111	1993
Co	ppm	1	1	2	4	4	4	3	3	2	2	3	3
Cr	ppm	<1	1	<1	2	<1	1	1	1	2	<1	1	1
Cu	ppm	<1	<1	<1	7	7	4	4	4	2	1	2	4
Ga	ppm	27	27	27	24	24	24	24	23	24	23	23	23
Nb	ppm	102	104	102	134	134	124	139	130	130	131	143	132
Ni	ppm	1	1	1	7	4	4	6	3	4	2	4	3
Pb	ppm	9	9	8	10	10	8	10	9	9	10	9	8
Rb	ppm	167	166	157	95	111	111	119	106	107	115	113	109
S	ppm	25	26	19	17	7	25	13	33	31	26	13	38
Sc	ppm	2	<1	2	4	3	4	2	4	4	3	3	3
Sr	ppm	93	113	236	673	732	670	788	1006	912	833	543	695
V	ppm	12	13	18	17	17	30	31	33	31	28	22	26
Y	ppm	14	15	16	32	31	30	30	30	30	31	32	31
Zn	ppm	89	89	86	103	111	109	112	111	112	111	109	114
Zr	ppm	575	564	511	488	479	477	485	490	487	490	496	500
Mo	ppm	6,06	6,64	5,58	0,24	0,27	0,97	0,72	3,73	2,77	1,48	0,75	0,84
Cs	ppm	1,73	1,61	1,51	0,38	0,44	0,55	3,51	0,98	1,01	1,49	1,09	0,54
La	ppm	72,31	70,60	70,86	112,93	104,82	104,86	102,80	106,81	106,43	100,79	103,22	99,38
Ce	ppm	89,59	90,34	94,63	168,62	165,48	161,33	159,13	163,82	163,15	154,53	162,70	152,77
Pr	ppm	7,66	7,90	8,81	18,71	17,42	17,15	17,08	17,26	17,14	16,18	17,46	16,13
Nd	ppm	22,07	23,49	27,78	66,88	62,29	60,52	60,71	60,41	60,29	56,92	62,35	56,60
Sm	ppm	2,70	2,93	3,69	10,17	9,49	9,39	9,22	9,38	9,32	8,88	9,37	8,93
Eu	ppm	0,71	0,83	1,21	2,83	2,62	3,16	2,62	3,22	3,25	3,10	2,58	3,05
Gd	ppm	3,04	3,15	3,75	7,93	7,42	7,84	7,23	7,88	7,87	7,64	7,31	7,55
Tb	ppm	0,41	0,44	0,51	1,01	0,94	1,29	0,93	1,28	1,28	1,24	0,94	1,24
Dy	ppm	2,17	2,30	2,68	5,97	5,58	5,61	5,49	5,59	5,59	5,37	5,58	5,35
Ho	ppm	0,43	0,46	0,51	1,06	0,99	0,99	0,98	1,00	0,99	0,96	1,01	0,96
Er	ppm	1,49	1,52	1,68	3,23	3,00	3,15	2,95	3,20	3,19	3,06	3,03	3,08
Tm	ppm	0,22	0,21	0,23	0,39	0,37	0,36	0,36	0,37	0,36	0,36	0,37	0,36
Yb	ppm	1,56	1,54	1,67	2,61	2,60	2,64	2,44	2,67	2,69	2,58	2,54	2,65
Lu	ppm	0,24	0,23	0,24	0,36	0,35	0,35	0,34	0,35	0,35	0,34	0,34	0,35
Hf	ppm	12,50	11,67	10,94	10,85	10,96	10,90	10,77	10,86	10,87	10,52	11,09	10,59
Ta	ppm	4,10	0,57	6,21	8,18	1,50	11,50	8,46	11,79	0,34	11,43	8,12	11,50
W	ppm	4,65	5,29	4,83	1,22	1,00	1,48	2,10	2,67	2,34	1,92	2,00	1,56
Th	ppm	13,14	12,32	11,73	15,55	15,75	15,72	15,17	15,39	15,76	15,46	15,78	16,02
U	ppm	3,57	3,18	2,93	1,77	2,21	3,55	4,07	4,21	4,29	4,17	3,87	4,34

Das Vulkangebiet Vogelsberg

Blatt	5421 Ulrichstein					5521 Gedern		
Lokalität	Bohrung Hasselborn					Bohrung Herzrot		
Rechtswert	3520810					3517137		
Hochwert	5598890					5595869		
Gestein	Trachyt					Leukoalkalibasalt		Olivinbasalt (transitional basalt)
Probe		44257	43342	43345	44258	43381	43382	43383
Teufe	m	281,0-281,60	284,40-284,70	284,85-285,10	285,45-285,80	9,0-9,20	15,90-16,0	26,40-26,60
SiO <sub>2</sub>	Gew.-%	59,38	59,02	59,24	58,77	48,51	48,22	50,55
TiO <sub>2</sub>	Gew.-%	0,96	0,90	0,91	0,96	2,02	2,00	1,77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Gew.-%	18,41	18,40	18,75	18,49	13,94	13,72	13,87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t	Gew.-%	3,69	3,86	3,91	3,73	11,23	11,14	10,38
MnO	Gew.-%	0,15	0,14	0,14	0,15	0,16	0,16	0,11
MgO	Gew.-%	0,79	0,81	0,77	0,85	8,49	9,20	6,85
CaO	Gew.-%	2,22	2,25	2,36	2,44	8,38	8,61	7,55
Na <sub>2</sub> O	Gew.-%	5,56	5,66	5,77	5,47	3,19	3,20	3,44
K <sub>2</sub> O	Gew.-%	4,66	4,63	4,55	4,42	1,40	1,36	0,81
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Gew.-%	0,21	0,19	0,19	0,21	0,44	0,44	0,31
Summe	Gew.-%	96,03	95,86	96,59	95,49	97,75	98,05	95,63
Ba	ppm	2413	2426	2335	2212	450	425	290
Co	ppm	3	2	2	4	47	47	40
Cr	ppm	4	1	1	5	326	325	252
Cu	ppm	3	4	4	3	44	44	35
Ga	ppm	23	23	23	23	19	18	20
Nb	ppm	142	134	134	142	45	44	26
Ni	ppm	10	3	3	8	206	202	143
Pb	ppm	5	7	8	8	3	3	1
Rb	ppm	112	113	110	106	32	33	31
S	ppm	26	36	26	20	<1	6	1
Sc	ppm	2	5	3	3	22	20	21
Sr	ppm	599	623	685	657	564	591	438
V	ppm	27	24	31	30	184	182	152
Y	ppm	31	31	31	31	25	23	26
Zn	ppm	103	112	111	108	108	105	117
Zr	ppm	489	496	497	496	199	193	124
Mo	ppm	1,05	1,41	1,93	1,64	1,99	1,94	1,19
Cs	ppm	0,47	0,72	0,63	0,61	0,25	0,30	1,15
La	ppm	102,68	106,11	97,93	103,11	39,61	37,46	23,47
Ce	ppm	161,43	165,23	152,78	157,23	63,74	61,92	38,75
Pr	ppm	17,34	17,54	16,02	17,33	7,65	7,21	4,89
Nd	ppm	61,86	61,15	56,03	61,36	31,86	30,21	22,84
Sm	ppm	9,35	9,43	8,71	9,24	6,48	6,14	5,57
Eu	ppm	2,60	3,38	3,15	2,54	2,09	1,99	1,88
Gd	ppm	7,37	7,92	7,64	7,01	5,79	5,56	5,33
Tb	ppm	0,95	1,29	1,22	0,92	0,87	0,83	0,83
Dy	ppm	5,61	5,59	5,25	5,49	4,74	4,51	4,63
Ho	ppm	1,01	0,99	0,94	0,99	0,85	0,81	0,85
Er	ppm	3,03	3,15	3,05	2,98	2,40	2,27	2,33
Tm	ppm	0,37	0,37	0,35	0,36	0,27	0,26	0,27
Yb	ppm	2,44	2,54	2,59	2,40	1,83	1,71	1,75
Lu	ppm	0,33	0,33	0,34	0,33	0,24	0,23	0,24
Hf	ppm	11,10	10,59	10,43	11,00	5,09	4,93	3,41
Ta	ppm	9,14	11,93	11,85	8,74	0,18	2,52	1,40
W	ppm	1,49	7,94	1,56	1,74	2,25	3,99	1,70
Th	ppm	15,59	14,38	16,23	15,40	5,01	4,76	2,66
U	ppm	3,88	3,72	3,37	4,02	1,31	1,23	0,63



Blatt		5519 Hungen						
Lokalität		Steinbruch Ober-Widdersheim						
Rechtswert		3495780						
Hochwert		5588150						
Gestein	Alkalibasalt, Altaufschluss				Alkalibasalt (Nr. 5 in Abb. 11b)	alkalibasaltische Lapillituffe (Nr. 3 in Abb. 11b)		alkalibasaltische Aschen- und La- pillituffe (Nr. 4 in Abb. 11b)
	Probe	43173	43174	43175	44296	44429	44430	44431
Teufe	m							
SiO <sub>2</sub>	Gew.-%	47,60	46,42	47,73	43,31	45,34	47,97	55,20
TiO <sub>2</sub>	Gew.-%	1,98	1,99	2,02	2,32	1,87	2,08	1,44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Gew.-%	13,66	13,24	13,58	13,69	11,58	12,89	11,23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	Gew.-%	10,56	10,42	10,64	9,09	9,18	9,55	6,25
MnO	Gew.-%	0,16	0,16	0,16	0,16	0,07	0,05	0,06
MgO	Gew.-%	9,08	9,64	9,50	8,41	7,97	4,52	4,32
CaO	Gew.-%	9,44	9,51	9,58	9,40	3,21	1,85	3,84
Na <sub>2</sub> O	Gew.-%	2,73	2,76	2,77	2,05	0,19	0,11	0,21
K <sub>2</sub> O	Gew.-%	1,52	1,37	1,43	2,30	0,96	1,08	1,63
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Gew.-%	0,54	0,55	0,55	0,80	0,26	0,19	1,70
Summe	Gew.-%	97,27	96,05	97,97	91,54	80,62	80,29	85,87
Ba	ppm	619	614	653	1036	473	296	224
Co	ppm	44	45	43	39	41	53	26
Cr	ppm	305	342	331	254	324	356	181
Cu	ppm	41	58	55	62	51	68	46
Ga	ppm	19	18	19	17	15	19	17
Nb	ppm	63	66	67	108	55	67	50
Ni	ppm	192	204	200	203	216	268	119
Pb	ppm	4	6	4	5	8	9	11
Rb	ppm	46	31	33	144	39	71	89
S	ppm	11	15	8	1	14	7	26
Sc	ppm	23	23	23	20	19	20	15
Sr	ppm	898	698	795	1086	117	108	192
V	ppm	183	188	192	191	136	118	108
Y	ppm	24	24	24	27	19	21	35
Zn	ppm	102	99	102	95	78	89	77
Zr	ppm	180	180	186	265	190	244	232
Mo	ppm	2,48	1,88	1,79	2,35	0,39	0,32	0,46
Cs	ppm	0,45	0,61	0,43	0,35	2,08	4,07	5,66
La	ppm	55,89	58,02	59,97	78,21	46,55	56,27	78,32
Ce	ppm	89,00	92,36	95,20	117,43	79,75	101,58	112,20
Pr	ppm	10,12	10,50	10,82	13,85	8,80	10,64	12,96
Nd	ppm	39,98	41,55	42,99	53,17	35,02	41,35	51,03
Sm	ppm	7,83	8,13	8,34	8,95	6,68	7,47	8,96
Eu	ppm	2,52	2,54	2,65	2,69	2,11	2,23	2,52
Gd	ppm	6,43	6,62	6,84	8,37	5,75	6,25	7,77
Tb	ppm	1,01	1,04	1,06	0,96	0,93	0,97	1,20
Dy	ppm	5,01	5,13	5,32	5,47	4,46	4,58	5,81
Ho	ppm	0,87	0,89	0,92	0,96	0,79	0,81	1,07
Er	ppm	2,48	2,52	2,64	2,74	2,27	2,37	3,17
Tm	ppm	0,28	0,28	0,29	0,32	0,26	0,26	0,36
Yb	ppm	1,88	1,93	1,99	2,07	1,74	1,81	2,38
Lu	ppm	0,25	0,25	0,27	0,29	0,23	0,25	0,34
Hf	ppm	5,16	5,27	5,49	5,96	4,72	5,71	4,59
Ta	ppm	4,08	3,14	4,37	6,18	2,21	3,83	0,95
W	ppm	7,08	2,26	3,20	1,74	0,72	3,40	2,61
Th	ppm	6,70	7,12	7,36	9,09	6,54	7,74	8,31
U	ppm	1,54	1,67	1,72	2,29	0,83	1,38	2,08

Das Vulkangebiet Vogelsberg

Blatt	5219 Amöneburg												
Lokalität	Steinbruch Nieder-Ofleiden												
Rechtswert	3499450												
Hochwert	5623580												
Gestein	Olivinbasalt (transitional basalt)												
Probe		43927	43928	43929	43933	43934	43935	43936	43939	43940	43941	43942	43945
Teufe	m												
SiO <sub>2</sub>	Gew.-%	50,15	49,78	49,99	50,44	49,80	49,87	49,56	49,00	50,03	50,13	50,30	50,49
TiO <sub>2</sub>	Gew.-%	2,26	2,31	2,16	2,24	2,23	2,11	2,35	2,30	2,22	2,26	2,33	2,42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Gew.-%	13,39	13,32	13,22	13,41	13,35	13,11	13,22	13,15	13,39	13,47	13,28	13,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	Gew.-%	10,57	10,74	10,68	10,57	10,53	10,84	10,77	10,56	10,57	10,37	10,76	10,67
MnO	Gew.-%	0,15	0,15	0,15	0,15	0,14	0,16	0,15	0,15	0,15	0,15	0,13	0,16
MgO	Gew.-%	7,95	8,28	8,75	8,24	8,37	9,38	8,49	8,31	8,28	7,75	8,10	7,70
CaO	Gew.-%	8,03	8,10	7,99	8,18	7,74	7,96	7,80	7,91	8,19	8,22	7,97	8,29
Na <sub>2</sub> O	Gew.-%	3,37	3,43	3,19	3,40	3,30	3,14	3,31	3,22	3,15	3,30	3,46	3,45
K <sub>2</sub> O	Gew.-%	1,31	1,30	1,12	1,38	1,28	1,14	1,33	1,29	1,25	1,11	1,32	1,41
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Gew.-%	0,36	0,37	0,35	0,35	0,35	0,33	0,37	0,37	0,36	0,36	0,37	0,38
Summe	Gew.-%	97,54	97,77	97,59	98,37	97,10	98,04	97,35	96,26	97,59	97,12	98,02	98,66
Ba	ppm	455	465	440	466	441	425	469	503	527	461	468	497
Co	ppm	40	43	44	43	42	46	43	43	42	39	43	40
Cr	ppm	359	366	395	369	355	421	357	356	364	341	362	335
Cu	ppm	35	37	37	35	36	36	38	34	37	37	35	34
Ga	ppm	20	20	20	20	20	20	20	19	20	20	20	21
Nb	ppm	37	39	35	37	36	34	40	39	37	37	39	40
Ni	ppm	192	198	219	210	199	239	194	198	198	178	197	168
Pb	ppm	4	3	3	3	3	3	3	3	3	4	3	3
Rb	ppm	29	26	21	30	28	23	32	28	26	18	32	30
S	ppm	168	196	141	117	153	165	87	127	131	152	122	126
Sc	ppm	22	20	20	20	19	19	20	20	19	19	22	22
Sr	ppm	525	540	534	543	490	532	509	498	560	547	530	558
V	ppm	180	180	170	175	177	169	182	178	176	178	181	188
Y	ppm	25	25	25	25	25	24	25	25	25	26	26	26
Zn	ppm	116	116	116	117	116	116	117	115	116	115	117	117
Zr	ppm	152	151	147	151	147	142	155	151	151	152	152	159
Mo	ppm	1,59	1,62	1,49	1,64	1,67	1,68	1,23	1,78	1,62	1,54	1,48	1,72
Cs	ppm	0,36	0,08	0,33	0,48	0,16	0,32	0,31	0,14	0,31	0,21	0,19	0,43
La	ppm	28,88	29,73	27,25	28,21	28,14	26,19	29,21	28,72	27,44	28,20	28,05	29,37
Ce	ppm	47,97	49,49	45,21	47,07	47,01	43,66	48,57	47,61	46,20	47,72	46,87	49,40
Pr	ppm	6,09	6,24	5,78	5,97	5,98	5,58	6,12	6,04	5,81	5,97	5,94	6,20
Nd	ppm	27,15	28,00	25,88	26,91	26,73	25,00	27,30	26,93	26,38	26,93	26,56	28,13
Sm	ppm	6,25	6,33	6,07	6,20	6,16	5,80	6,20	6,15	6,03	6,24	6,12	6,50
Eu	ppm	2,11	2,12	2,04	2,09	2,11	1,94	2,08	2,05	2,00	2,07	2,00	2,12
Gd	ppm	5,50	5,58	5,27	5,37	5,36	5,09	5,38	5,34	5,17	5,44	5,27	5,61
Tb	ppm	0,96	0,97	0,93	0,96	0,96	0,89	0,95	0,94	0,92	0,95	0,93	0,98
Dy	ppm	5,21	5,18	4,99	5,12	5,10	4,80	5,01	4,95	4,87	5,07	4,87	5,20
Ho	ppm	0,93	0,92	0,89	0,91	0,91	0,86	0,89	0,88	0,87	0,91	0,87	0,93
Er	ppm	2,57	2,55	2,47	2,54	2,56	2,37	2,48	2,43	2,40	2,50	2,39	2,54
Tm	ppm	0,30	0,30	0,29	0,30	0,30	0,28	0,29	0,29	0,29	0,29	0,28	0,30
Yb	ppm	1,97	1,95	1,95	1,97	1,99	1,86	1,92	1,88	1,87	1,95	1,88	2,00
Lu	ppm	0,27	0,27	0,27	0,28	0,27	0,25	0,26	0,26	0,26	0,27	0,26	0,27
Hf	ppm	4,24	4,27	4,18	4,28	4,30	3,95	4,32	4,23	4,28	4,30	4,33	4,51
Ta	ppm	2,22	0,60	1,19	1,35	1,07	0,22	0,01	0,02	2,13	1,46	1,35	0,94
W	ppm	2,69	1,68	3,94	3,79	2,49	2,15	0,04	0,51	3,73	1,76	2,97	3,88
Th	ppm	2,97	3,06	2,54	2,79	2,82	2,67	3,00	2,92	12,78	2,88	2,69	2,92
U	ppm	0,75	0,77	0,63	0,73	0,65	0,67	0,75	0,74	0,69	0,72	0,69	0,76

Blatt		5219 Amöneburg											
Lokalität		Steinbruch Nieder-Ofleiden											
Rechtswert		3499450											
Hochwert		5623580											
Gestein		Olivinbasalt (transitional basalt)										Tholeiitischer Basalt	
Probe		43946	43947	43950	43951	43952	43953	43957	43958	43959	43960	43948	43961
Teufe	m												
SiO <sub>2</sub>	Gew.-%	49,31	49,70	44,60	51,00	49,59	48,62	48,47	50,25	50,73	49,45	50,94	49,45
TiO <sub>2</sub>	Gew.-%	2,12	2,33	2,12	2,33	2,32	2,37	2,32	2,27	2,33	2,23	1,88	2,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Gew.-%	12,89	13,33	12,09	13,59	13,29	13,24	13,14	13,37	13,51	13,10	13,62	14,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	Gew.-%	11,08	10,83	9,79	10,89	10,73	10,66	10,64	10,71	10,91	11,23	10,44	10,22
MnO	Gew.-%	0,15	0,15	0,13	0,15	0,14	0,15	0,15	0,14	0,15	0,17	0,14	0,08
MgO	Gew.-%	9,81	8,53	8,75	8,34	8,68	8,81	8,93	8,72	8,27	9,51	7,64	3,72
CaO	Gew.-%	8,08	8,14	6,74	8,21	7,89	8,05	7,55	7,96	8,15	8,21	8,02	6,04
Na <sub>2</sub> O	Gew.-%	3,08	3,36	2,65	3,40	3,32	3,15	3,06	3,38	3,42	3,16	3,07	3,16
K <sub>2</sub> O	Gew.-%	1,06	1,48	1,23	1,43	1,32	1,45	1,36	1,26	1,33	1,17	1,08	1,34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Gew.-%	0,33	0,38	0,36	0,37	0,38	0,45	0,41	0,35	0,35	0,36	0,32	0,39
Summe	Gew.-%	97,90	98,23	88,46	99,71	97,67	96,95	96,02	98,41	99,16	98,59	97,15	90,82
Ba	ppm	411	482	442	458	484	536	479	450	468	463	483	591
Co	ppm	48	43	39	43	44	43	43	44	42	46	42	40
Cr	ppm	450	372	331	370	364	348	350	376	360	415	331	405
Cu	ppm	37	37	37	34	40	40	39	37	36	35	25	54
Ga	ppm	19	20	18	21	20	20	20	20	20	19	20	21
Nb	ppm	34	40	38	38	41	48	43	36	37	38	33	40
Ni	ppm	259	202	181	198	200	197	195	205	191	230	136	262
Pb	ppm	2	3	3	3	3	3	3	3	3	3	4	3
Rb	ppm	22	38	28	32	26	35	34	25	29	21	26	26
S	ppm	139	89	55	118	137	97	197	124	114	137	72	1
Sc	ppm	21	19	18	21	22	21	21	20	20	22	20	18
Sr	ppm	522	591	390	536	529	589	483	509	533	573	530	493
V	ppm	170	184	170	185	181	183	184	183	183	178	163	154
Y	ppm	23	25	23	26	25	25	25	25	26	24	24	36
Zn	ppm	117	116	105	119	115	113	114	117	118	116	112	163
Zr	ppm	138	154	140	153	155	168	157	143	153	147	143	160
Mo	ppm	1,46	1,35	1,54	1,70	1,71	1,15	1,66	1,49	1,68	1,65	1,31	0,65
Cs	ppm	0,45	0,24	0,12	0,47	0,24	0,43	0,57	0,08	0,45	0,24	0,45	0,57
La	ppm	24,61	27,95	29,39	27,62	29,24	36,41	31,71	26,99	27,71	27,52	24,28	36,76
Ce	ppm	41,49	46,81	48,81	45,82	48,23	58,86	52,39	45,34	46,17	46,11	41,25	57,68
Pr	ppm	5,23	5,84	6,08	5,82	6,03	7,18	6,45	5,67	5,85	5,75	5,26	7,29
Nd	ppm	23,81	26,47	27,22	26,36	27,07	31,06	28,29	25,35	26,05	25,48	23,76	32,52
Sm	ppm	5,60	6,03	6,09	6,17	6,17	6,72	6,30	5,89	6,13	5,86	5,44	7,34
Eu	ppm	1,84	1,96	1,98	1,99	2,03	2,16	2,04	1,94	2,00	1,93	1,80	2,30
Gd	ppm	4,86	5,22	5,25	5,32	5,29	5,81	5,35	5,03	5,22	4,97	4,72	6,29
Tb	ppm	0,85	0,90	0,91	0,94	0,93	0,98	0,93	0,91	0,93	0,89	0,84	1,10
Dy	ppm	4,53	4,76	4,78	5,04	4,91	5,12	4,91	4,89	5,01	4,76	4,54	5,92
Ho	ppm	0,80	0,85	0,84	0,90	0,87	0,91	0,87	0,86	0,90	0,84	0,81	1,08
Er	ppm	2,19	2,33	2,30	2,43	2,42	2,51	2,40	2,36	2,46	2,32	2,23	3,00
Tm	ppm	0,26	0,28	0,27	0,29	0,29	0,30	0,29	0,28	0,30	0,28	0,27	0,36
Yb	ppm	1,74	1,83	1,79	1,90	1,83	1,96	1,88	1,82	1,92	1,83	1,78	2,39
Lu	ppm	0,24	0,25	0,25	0,26	0,25	0,27	0,26	0,25	0,27	0,25	0,24	0,33
Hf	ppm	3,84	4,23	4,18	4,30	4,29	4,76	4,38	4,10	4,32	4,11	3,92	4,59
Ta	ppm	0,50	0,48	0,06	0,04	0,44	0,89	2,38	0,34	1,00	0,05	0,09	2,55
W	ppm	2,90	2,30	0,88	3,10	4,37	2,43	4,12	0,74	1,62	1,02	2,85	0,56
Th	ppm	2,46	2,75	3,01	2,93	3,03	3,75	3,28	2,88	2,93	2,94	2,50	3,45
U	ppm	0,64	0,55	0,83	0,79	0,77	0,93	0,82	0,43	0,74	0,77	0,59	0,35

Das Vulkangebiet Vogelsberg

Blatt		5620 Ortenberg		5521 Gedern					
Lokalität		Stbr. Glauberg		Bohrung Bilstein (C-04-B2)					
Rechtswert		3500550		3515143					
Hochwert		5574580		5595675					
Gestein		Tholeiitischer Basalt		Basanit					
Probe		44298a	44298b	39999	40000	41201	41202	41203	41205
Teufe	m			12,60-12,70	25,50-25,60	30,40-30,50	55,40-55,50	64,30-64,40	89,70-89,80
SiO <sub>2</sub>	Gew.-%	52,89	51,18	42,02	41,18	41,65	42,25	42,88	43,23
TiO <sub>2</sub>	Gew.-%	2,84	2,94	2,48	2,88	2,88	2,36	2,38	2,55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Gew.-%	14,15	14,60	12,55	13,20	13,29	12,63	12,66	13,33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	Gew.-%	11,56	11,96	12,11	11,81	11,86	11,83	12,09	12,00
MnO	Gew.-%	0,14	0,15	0,20	0,18	0,18	0,18	0,19	0,18
MgO	Gew.-%	4,62	3,91	11,74	10,96	10,81	11,48	12,11	10,74
CaO	Gew.-%	6,86	6,59	11,88	11,84	11,47	11,87	11,40	11,12
Na <sub>2</sub> O	Gew.-%	3,64	3,58	3,30	2,34	3,09	2,55	3,06	3,04
K <sub>2</sub> O	Gew.-%	0,56	0,34	0,61	0,77	0,99	0,58	0,59	0,94
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Gew.-%	0,42	0,45	0,87	0,76	0,78	0,67	0,68	0,59
Summe	Gew.-%	97,69	95,69	97,74	95,91	96,99	96,38	98,02	97,71
Ba	ppm	271	287	809	744	783	707	734	610
Co	ppm	38	40	67	67	64	64	69	71
Cr	ppm	216	226	427	255	259	421	417	431
Cu	ppm	24	32	62	53	50	58	59	56
Ga	ppm	22	22	18	18	19	18	17	19
Nb	ppm	17	17	95	86	87	80	81	71
Ni	ppm	89	92	252	179	175	241	253	206
Pb	ppm	3	2	2	2	2	2	1	2
Rb	ppm	8	3	62	76	31	56	46	62
S	ppm	<1	7						
Sc	ppm	20	19	28	26	28	28	30	27
Sr	ppm	541	555	1077	1053	1384	953	940	786
V	ppm	155	148	239	270	266	241	241	258
Y	ppm	26	25	30	28	28	27	28	28
Zn	ppm	142	147	97	92	96	93	94	92
Zr	ppm	151	156	208	228	241	188	193	187
Mo	ppm	1,37	1,31	3,17	2,08	2,51	1,77	2,60	1,95
Cs	ppm	0,26	0,18	0,70	0,65	0,74	0,69	0,68	0,69
La	ppm	12,21	13,15	72,16	64,29	68,52	62,06	63,49	50,01
Ce	ppm	26,62	29,31	130,75	118,51	125,51	112,22	115,54	93,59
Pr	ppm	4,64	4,92	14,73	13,42	14,00	13,10	12,80	10,68
Nd	ppm	25,95	27,59	55,87	51,52	53,54	47,85	48,81	41,50
Sm	ppm	7,56	7,97	9,98	9,48	9,92	8,76	9,05	7,95
Eu	ppm	2,63	2,84	3,04	2,89	3,02	2,69	2,74	2,48
Gd	ppm	5,80	6,15	9,60	9,28	10,14	9,06	9,29	8,57
Tb	ppm	1,10	1,15	1,14	1,10	1,17	1,06	1,07	1,02
Dy	ppm	5,67	5,87	6,15	5,83	6,20	5,69	5,86	5,57
Ho	ppm	0,98	1,02	1,11	1,03	1,09	1,03	1,06	1,00
Er	ppm	2,60	2,69	2,65	2,43	2,54	2,52	2,56	2,49
Tm	ppm	0,30	0,30	0,34	0,31	0,32	0,33	0,33	0,32
Yb	ppm	1,92	2,00	2,17	1,90	2,00	2,05	2,13	2,04
Lu	ppm	0,25	0,27	0,30	0,26	0,27	0,30	0,30	0,29
Hf	ppm	4,18	4,31	4,69	5,02	5,40	4,34	4,43	4,38
Ta	ppm	1,08	1,13	3,90	3,92	4,08	3,95	3,88	3,50
W	ppm	3,29	2,32	110,20	113,89	121,31	139,57	168,74	188,25
Th	ppm	0,93	1,03	8,17	7,21	7,49	6,64	6,71	5,38
U	ppm	0,24	0,18	1,88	1,72	1,78	1,52	1,54	1,28

Manuskript eingegangen am 13.6.2017, angenommen am 24.8.2017.





THOMAS AGRICOLA<sup>1</sup>, ANDREAS JUNGE<sup>1</sup> & THOMAS GÜNTHER<sup>2</sup>

# Großskalige Dipol-Dipol Geoelektrik im Umfeld der Forschungsbohrung Sichenhausen-Eschwald im Hohen Vogelsberg

## Kurzfassung

Im Juli 2007 wurde damit begonnen, die Forschungsbohrung Sichenhausen-Eschwald im Hohen Vogelsberg abzuteufen. Ziel war es, Informationen über den strukturellen Aufbau des größten geschlossenen Vulkankomplexes Mitteleuropas zu gewinnen. Die Gesteinsansprache der Tiefbohrung lieferte bereits relativ früh Hinweise darauf, dass ein großer magmatischer Körper aufgeschlossen wurde.

Aufgrund der begrenzten räumlichen Aussagekraft der Bohrung und fehlender Geländebefunde war es u.a. nicht möglich, den Mechanismus der Platznahme und die Größe des Körpers näher zu beschreiben. Um diese Lücke zu schließen und ein 3-dimensionales Modell des Untergrundes zu erhalten, wurde eine ausgedehnte geoelektrische Messkampagne durchgeführt.

In dem annähernd quadratischen Untersuchungsgebiet, das eine Fläche von ca. 25 km<sup>2</sup> aufweist, wurden 20 Datenlogger zur Aufzeichnung der elektrischen Spannungen aufgebaut. An jeder Station wurden die elektrischen Spannungen kontinuierlich in zwei, teilweise drei Richtungen aufgezeichnet. Die Empfängerdipole waren zwischen 20 m und 30 m lang.

Insgesamt wurden 36 Stromeinspeisungen mit Stromstärken zwischen 28 A und 40 A an 16 unterschiedlichen Positionen für jeweils 2 bis 3 verschiedene Dipolrichtungen vorgenommen. Eingespeist wurde ein Rechtecksignal, das sich gut von den Störfrequenzen und den natürlichen Spannungen abhebt. Die Einspeisedipole wurden entsprechend den örtlichen Gegebenheiten möglichst parallel zu den Messrichtungen gewählt und waren zwischen 100 m und 300 m lang.

Die Bestimmung der scheinbaren spezifischen Widerstände und ihrer Messfehler wurde an den Fourier transformierten Datenzeitreihen durchgeführt. Hierdurch konnten Störeinflüsse minimiert werden und es wurde möglich, selbst stark verrauschte Datensätze auszuwerten. Insgesamt wurden 1.439 scheinbare spezifische Widerstände berechnet, die als Grundlage für eine Inversion und Modellstudien dienen.

Die Ergebnisse der Modellierungen und der Inversion der Daten zeigen, dass mit der Forschungsbohrung ein dom-artiger Körper angebohrt wurde. Anhand der Ergebnisse kann die räumliche Ausdehnung des Körpers eingegrenzt und ein vorher noch nicht kartierter Gang nachgewiesen werden.

## Abstract

In July 2007, the research drilling Sichenhausen-Eschwald in the Vogelsberg Mountain was started. The aim was the collection of structural informations on the largest coherent volcanic complex of Central Europe. The rocks of the drilling indicated a large magmatic body.

However, it was not possible to describe the mechanism of emplacement and the size of the plutonic body in more detail due to lack of field data and the limited spatial information available from the borehole data. To close this gap and to create a 3-dimensional model of the subsurface, a large scale geoelectric survey was performed.

Geoelectric methods are often used to explore the shallow subsurface. Mostly the transmitter and the receiver electrodes are lined up along a profile of a few hundred meters length resulting in low penetration depths. To obtain a 3-dimensional image of the subsurface and to increase the penetration depth,

20 receiver and 16 transmitter positions were distributed within an area of approximately 25 km<sup>2</sup> size around the borehole location. At each transmitter location a square wave of 28 A and 40 A current amplitude was injected for 2 to 3 different directions with 100–300 m electrode separation. The resulting voltages were recorded simultaneously at each receiver location either in two orthogonal directions or in three oblique directions with 20–30 m bipole length. In total 1,439 apparent specific resistivities were obtained.

The apparent resistivities and their measurement errors were determined from Fourier-transformed current and voltage time series. These procedures enabled the evaluation of records even contaminated with large noise. The data were interpreted by 3D inversions and forward calculations.

The results clearly delineate the extension of a dome-shaped body and reveal a dike which was not discovered previously.

<sup>1</sup> Th. Agricola und Prof. Dr. A. Junge, Goethe Universität Frankfurt, Altenhöferallee 1, 60438 Frankfurt

<sup>2</sup> Dr. Th. Günther, Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik, Stilleweg 2, 30655 Hannover

## Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	44
2. Methodik	45
3. Datenbearbeitung	48
4. Modellierung	52
4.1 Inversion	53
5. Diskussion der Ergebnisse	57
6. Fazit	58
7. Schriftenverzeichnis	58

## 1 Einleitung

Der Vogelsberg ist mit einer Größe von etwa 2300 km<sup>2</sup> das größte geschossene Vulkangebiet Mitteleuropas (EHRENBERG & HICKETHIER 1985). Die vulkanischen Aktivitäten fanden im Miozän, vor 18–15 Ma statt. Die heutige Form des Vogelsbergs, die an einen Schildvulkan erinnert, führte dazu, dass der Vogelsberg auch lange Zeit als Schildvulkan interpretiert wurde. Tatsächlich besteht der Vogelsberg jedoch aus vielen einzelnen Schloten und Förderspalten und weist zwei grundsätzlich verschiedene vulkanische Phasen auf, die von einer längeren Ruhephase unterbrochen wurden (NESBOR 2014 und NESBOR 2018 in diesem Band).

Unter anderem im Rahmen von geologischen Kartierungen wurden mehrere tiefere Forschungsbohrungen abgeteuft und z.T. umfangreiche geophysikalische Untersuchungen im Vogelsberg durchgeführt (EHRENBERG et al. 1981, HOPPE & SCHULZ 2001).

Flächendeckende aeromagnetische Untersuchungen (BGR 1976) belegen, dass der vulkanische Körper eine Mächtigkeit von etwa 1000 m, bis auf wenige Stellen, nicht erreicht oder überschreitet (PUCHER et al. 2001). Weiterhin lässt sich durch die Modellierung der magnetischen Daten belegen, dass sich unter dem südwestlichen und nordöstlichen Teilbereich des Vogelsbergs jeweils magnetische Anomalien befinden. Diese könnten erkaltete tertiäre Magmenkammern darstellen (PUCHER et al. 2001). NESBOR (2014) interpretiert den im Südwesten gelegenen Körper als Magmenkammer vulkanischer Tätigkeiten aus der Oberkreide, die MARTHA et al. (2014) aus diesem Raum beschrieben haben.

Industrielle reflektionsseismische Messungen haben in den 1980er Jahren keine befriedigenden Ergebnisse geliefert, da infolge der stark inhomogenen Lagerung der Gesteine keine Darstellung tiefer Reflektoren möglich war (HOPPE & SCHULZ 2001). Im Rahmen der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 wurden ein vertikales seismisches Profil und ergänzend hierzu reflexionsseismische Messungen auf einem etwa 1,5 km langen Profil durchgeführt. Hierbei konnten zwar Reflektoren bis in eine Tiefe von ca. 830 m aufgelöst werden, diese waren

jedoch nicht durchgängig und können aus diesem Grund nicht als Basaltbasis gewertet werden (BUNESS & WONIK 2001).

Im kleinräumigen Maßstab sind vor allem die geophysikalischen Erkundungen im Vorfeld der Forschungsbohrungen zu nennen, sowie die geophysikalischen Bohrlochuntersuchungen in der Forschungsbohrung Sichenhausen-Eschwald (WONIK 2018 in diesem Band) und der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 (WONIK et al. 2001). Weiterhin wurden im Rahmen der Bachelorarbeit von BUBLITZ (2008) mehrere oberflächennahe geoelektrische Messungen im Umfeld der Forschungsbohrung Sichenhausen-Eschwald mit einer Multi-elektrodenanlage durchgeführt. LÖWER (2009) nahm im Rahmen seiner Diplomarbeit ein etwa 4 km langes und NNW–SSE streichen des audiomagnetotellurisches Profil auf, dessen Mittelpunkt die Forschungsbohrung Sichenhausen-Eschwald ist (LÖWER & JUNGE 2018 in diesem Band). Anhand der Messdaten lassen sich drei Leitfähigkeitszonen im Untergrund unterscheiden:

**Tab. 1.** Vereinfachtes Untergrundmodell aus den audiomagnetotellurischen Messungen von LÖWER (2009).

Schicht	bis Tiefe [m ü. NN]	$\rho$ [ $\Omega$ ]
1	+300	40 bis 120
2	-450	15 bis 30
3	<-600	100

Erste geoelektrische Erkundungen mit dem Schlumberger-Verfahren wurden in den 1970er Jahren durch ZSCHAU (1972) durchgeführt. Es wurde dabei ein Zweischichtfall modelliert mit niedrigen spezifischen Widerständen von etwa 20–60  $\Omega$ m im Hangenden, etwa 150–700  $\Omega$ m im Liegenden und der Grenze zwischen den beiden Schichten in der Tiefe von 450 bis 550 m ü. NN. Eine Interpretation dieser „Schichtgrenze“ könnte sein, dass hier ein Lithologiewechsel von Gesteinen mit relativ hohem Tuffanteil zu Gesteinen mit geringerem Tuffanteil im Liegenden stattfindet (EHRENBERG et al. 1981).

Die geringen oberflächennahen Widerstände wurden von BUBLITZ (2008) bestätigt. Die schlechter leitende Schicht mit der Grenze bei etwa 400 bis 500 m ü. NN im Liegenden bestätigen die Modellrechnungen der audiomagnetotellurischen Messungen von LÖWER (2009) ebenfalls.

In der Forschungsbohrung Sichenhausen-Eschwald wurde unter stark verwitterten trachyphonolithischen Dom-Kollapsbrekzien ab einer Tiefe von etwa 23 m bis 100 m u. GOK zu-

nächst ein exogener Trachyphonolith-Dom erbohrt. Darunter folgen zwischen ca. 100–200 m wiederum Dom-Kollapsbrekzien und schließlich bis zur Endteufe von 305 m ein endogener Trachyphonolith-Dom (NESBOR 2018 in diesem Band). Aufgrund von gefügekundlichen Arbeiten wird vermutet, dass die Forschungsbohrung die Domstrukturen nur seitlich ange- troffen hat (THIEMEYER 2010).

## 2 Methodik

Bei geoelektrischen Messungen wird ein Gleichstrom oder ein niederfrequenter Wechselstrom einer bekannten Stärke (I) über zwei Elektroden (A und B) in den mehr oder weniger leitfähigen Untergrund eingespeist, in dem sich hierdurch ein elektrisches Potentialfeld aufbaut. Dieses Potentialfeld wird durch den spezifischen elektrischen Widerstand ( $\rho$ ) der im Untergrund befindlichen Gesteine beeinflusst. Das Potentialfeld kann durch eine Messung der elektrischen Spannung (U) zwischen zwei Elektroden (M und N) abgetastet werden.

Da das elektrische Potential von der Leitfähigkeitsverteilung im Untergrund beeinflusst wird, kann aus den gemessenen elektrischen Potentialdifferenzen (U), der eingespeisten Stromstärke (I) und einem von der Elektrodenanordnung abhängigen Geometriefaktor (G), nur der scheinbare spezifische Widerstand ( $\rho_a$ ) des Untergrundes bestimmt werden.

$$\rho_a = \frac{U}{I} G \quad (1)$$

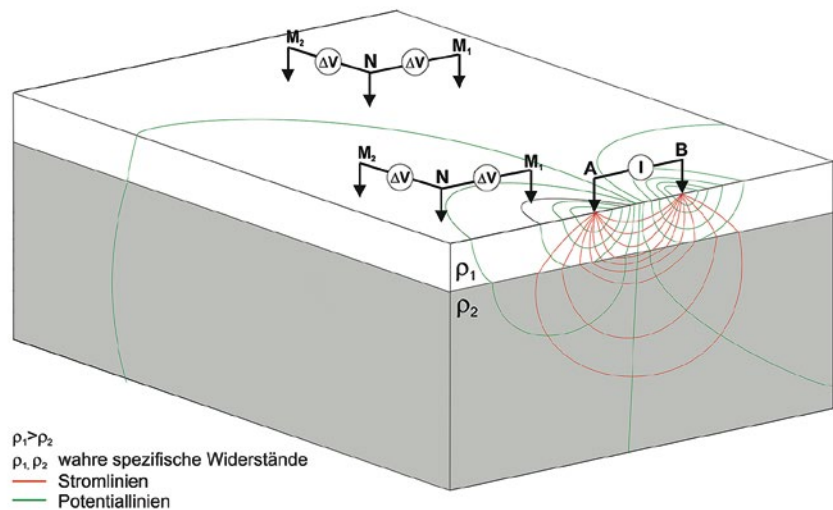
Der scheinbare spezifische Widerstand repräsentiert einen gewichteten Mittelwert aller vom elektrischen Strom durchflossenen Materialien. Je nach der Anordnung der Einspeise- oder Senderelektroden (A und B) und Empfängerlektroden (M und N) variieren die Eindringtiefe und die Zone, die zur Messung die meisten Informationen liefert. Aus diesen Gründen ist die Interpretation des scheinbaren spezifischen Widerstandes hinsichtlich einer Aussage auf den Untergrundaufbau oftmals schwierig.

Bei Dipol-Dipol-Messungen, einer Kombination von jeweils zwei relativ eng benachbarten Sender- und Empfängerlektroden, können die Dipole beliebig positioniert werden. In der vorliegenden Untersuchung wurden Dipol-Dipol-Messungen nicht wie in den Standardmethoden üblich entlang eines Messprofils,

sondern frei über das Untersuchungsgebiet verteilt. Die elektrischen Spannungen wurden gleichzeitig durch mehrere Dipole an verschiedenen Positionen und in verschiedenen Richtungen aufgezeichnet. Dadurch wurde es möglich, Aussagen über die Verteilung des spezifischen Widerstands in allen drei Raumrichtungen zu gewinnen. Die Abb. 1 veranschaulicht diese Anordnung.

In dem ca. 25 km<sup>2</sup> großen, etwa quadratischen Untersuchungsgebiet, in dessen Mitte die Forschungsbohrung Sichenhausen-Eschwald liegt, wurden insgesamt 21 Datenlogger zur Aufzeichnung der elektrischen Spannungen aufgestellt. Der Abstand zwischen den einzelnen Positionen betrug etwa 500 m.

Zur Aufzeichnung der Spannungssignale wurde der Datenlogger Geolore (siehe Abb. 2) verwendet. Dieser wurde an der Johann Wolfgang Goethe-Universität in Frankfurt am Main ursprünglich zur Messung von magnetotellurischen Zeitreihen entwickelt (ROßBERG 2007). In der Messkampagne wurden Geolores mit drei Kanälen verwendet, die jeweils eine Empfindlichkeit von 300 nV im Messbereich zwischen -2 V und



**Abb. 1:** Die elektrische Spannung wird gleichzeitig an mehreren Stationen in verschiedenen Richtungen gemessen. Im Schnitt ist zu erkennen, wie die Strom- (rot) und Potentiallinien (grün) an der Grenze der Widerstandsänderung gebrochen werden (verändert nach KNÖDEL et al. 1997).



+ 2 V besitzen. Um die Datenreihen einfach und schnell miteinander vergleichen zu können, synchronisiert die Geolore die Systemzeit mit dem Zeitsignal der GPS-Satelliten.

An jeder Position wurde die elektrische Spannung kontinuierlich in mindestens zwei, an den meisten Stationen in drei Richtungen mit einer Abtastrate von 4 Hz aufgezeichnet. Zur Messung der elektrischen Potentialdifferenzen wurden Silber/Silberchlorid-Elektroden verwendet (JUNGE 1990). In Abhängigkeit der örtlichen Gegebenheiten, betrug der Abstand zwischen den Elektroden etwa 20 m bis 40 m. Das Elektrodenpaar des ersten Kanals wurde in N-S-, das des zweiten in E-W- und das des dritten in NE-SW-Richtung aufgebaut. Der Abstand zwischen den Empfängerstationen betrug etwa 500 m. Ein Schema der aufgebauten Stationen ist der Abb. 3, die Positionen der Empfängerstationen (Datenlogger) sind der Abb. 4 zu entnehmen.

Für die Geolore 9 (s. Abb. 4) wurde eine Elektrode an der Oberfläche, und je eine Elektrode im Bohrloch der Forschungsbohrung in den Tiefen 130 m und 210 m unter Pegeloberkante zur Messung von vertikalen Potentialdifferenzen verwendet.

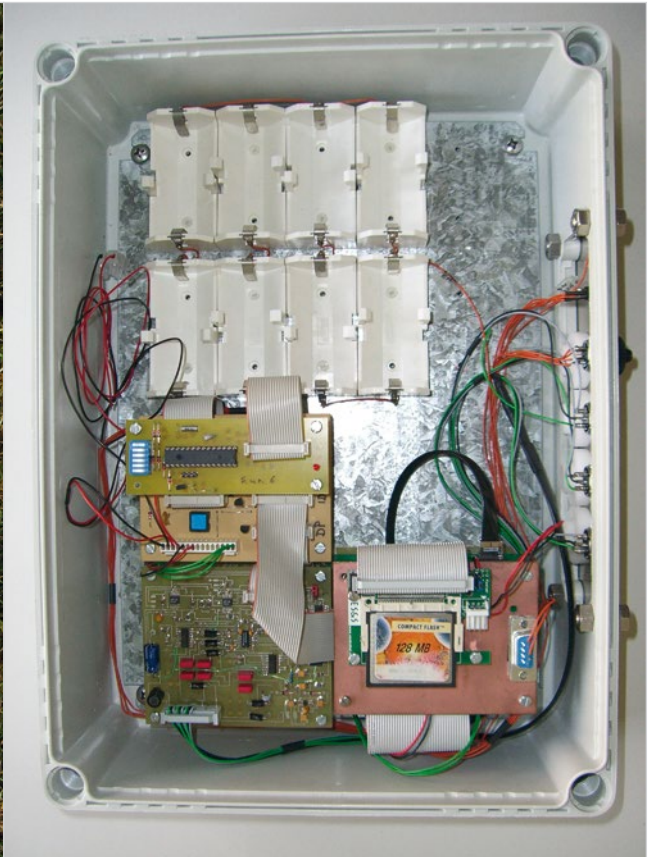
Als Stromquelle diente ein hydraulisch angetriebener, Software gesteuerter Generator (SÜDEKUM et al. 2000), s. Abb. 5. Die Hochstromquelle hatte eine Leistung von bis zu 36 kW

und konnte eine maximale Stromstärke von 50 A mit einer maximalen Spannung von 1300 V erzeugen. In der Kampagne wurden Stromstärken zwischen 28 A und 40 A erreicht.

Insgesamt wurden 36 Stromspeisungen an 16 unterschiedlichen Positionen für verschiedene Dipolrichtungen vorgenommen. Die Einspeiserichtungen wurden entsprechend der örtlichen Gegebenheiten möglichst in Nord-Süd-, Ost-West- oder Nordost-Südwest gewählt. Als Elektroden wurden Stahlbleche verwendet, die Dipollänge betrug 100 m bis 300 m, um hohe Stromdipolmomente zu erreichen.

An der Einspeisepositionen 4 bis 6 (Abb. 4) wurde jeweils ein Pol an der Oberfläche, und je eine Elektrode im Bohrloch der Forschungsbohrung in den Tiefen 130 m und 210 m unter Pegeloberkante zur Einspeisung verwendet.

Um das eingespeiste Stromsignal gut vom Rauschen unterscheiden zu können, ist es wichtig, möglichst hohe Stromstärken einzuspeisen. Die eingespeiste Stromstärke hängt im Wesentlichen vom Übergangswiderstand der Elektrode ab. Zu den wichtigsten Faktoren, die den Übergangswiderstand beeinflussen, zählen unter anderem die Feuchtigkeit und die Beschaffenheit des Bodens. Um diese Faktoren günstig zu gestalten, wurden die Dipole möglichst in Feuchtgebiete bzw. Bäche gelegt.



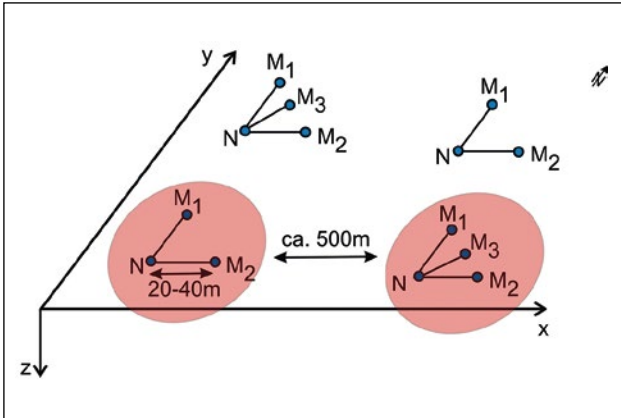
**Abb. 2:** Der Datenlogger Geolore mit einem zur Tarnung verwendeten Plastiksack.



Weiterhin wurde der Übergangswiderstand durch eine flächige Erdung reduziert. Dies wurde durch die Verwendung von mehreren etwa 1,0 x 0,2 m großen, untereinander vernetzten Stahlblechen erreicht. Zusätzlich bzw. alternativ wurden an einigen Stellen circa 1,5 m lange Profilerder in den Untergrund getrieben. Aufgrund der im Vergleich dazu großen

Entfernung zwischen den einzelnen Einspeisepolen können diese als Punktquellen betrachtet werden. (RÜCKER & GÜNTHER 2009–2016).

Außerdem wurde zur besseren Unterscheidung von Störsignalen ein Rechtecksignal eingespeist (s. Abb. 6) mit einer Periode von 11 s und einer Umschaltzeit von ca. 0,5 s.

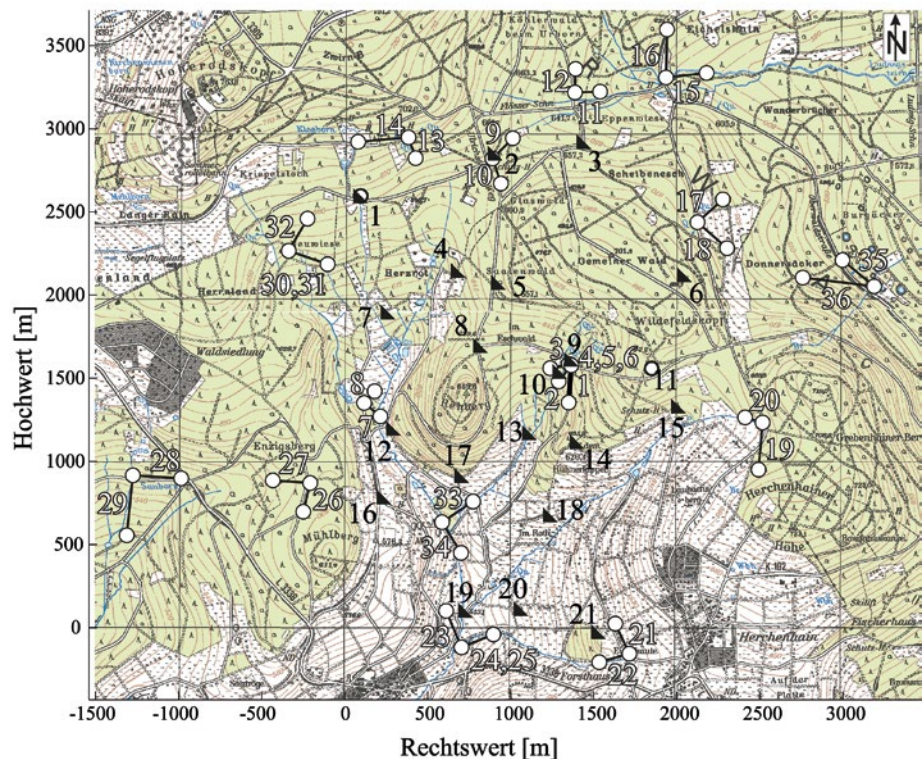


**Abb. 3:** Schematische Darstellung der Stationen zur Aufzeichnung der elektrischen Spannung. Der 3. Kanal wurde nicht an jeder Station realisiert.



**Abb. 5:** Der Generator der Hochstromquelle war auf einem Anhänger montiert und wurde durch die Hydraulik eines Unimogs angetrieben. Die Steuerung erfolgte rechnergestützt aus der Kabine des Unimogs.

**Abb. 4:** Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes mit den Senderelektroden (weiße Punkte) und den Standorten der Empfängerstationen (Geolores, schwarze Dreiecke). Die Forschungsbohrung befindet sich am Geolorestandort 9, die Senderrichtungen 4, 5 sowie 6 befinden sich in der Forschungsbohrung.  
Kartengrundlage: TK25 Blätter 5421 Ulrichstein und 5521 Gernern, Hessische Verwaltung für Bodenmanagement und Geoinformationen.



### 3 Datenbearbeitung

Die aufgezeichneten Datenzeitreihen der elektrischen Spannungen werden z.T. erheblich von Störspannungen ( $U_R$ ) beeinträchtigt. Diese werden im Messgebiet vor allem durch den Bahnstrom (16,7 Hz) hervorgerufen.

Die Störspannungen des für die Versorgung von Industrie, Gewerbe und privaten Haushalten genutzten Stromnetzes (50 Hz), sowie die von LÖWER (2009) im Messgebiet beschriebenen Störungen durch elektrische Weidezäune (1 Hz) sind für die hier betrachteten Zeitreihen unerheblich.

Um ein Signal in einer abgetasteten Zeitreihe richtig darstellen zu können, muss die Abtastfrequenz ( $f_s$ ) mindestens doppelt so groß wie die maximale Frequenz des aufzuzeichnenden Signals ( $f_{\max}$ ) sein. Die minimale Abtastfrequenz ergibt sich demnach aus dem Nyquist-Shannon-Abtasttheorem mit

$$f_s \geq 2 \cdot f_{\max} \quad (2)$$

Ist die Abtastfrequenz kleiner, entstehen Aliasfrequenzen. Die Aliasfrequenzen lassen sich wie folgt berechnen:

$$f_{\text{Alias}} = |n \cdot f_s - f| \quad \text{mit } n \in \mathbb{N} \quad (3)$$

Aus diesem Grund sind die oben genannten Störspannungen (bis auf die Weidezäune) nur als Alias-Effekte in den Daten enthalten. Der Bahnstrom mit der Frequenz von 16,7 Hz erzeugt in den Daten bei 0,7 Hz eine Aliasfrequenz. Die 50 Hz und 25 Hz Störspannungen werden bei 2 Hz bzw. 1 Hz abgebildet. Sie befinden sich damit am Rand des betrachteten Frequenzbands und haben nur einen geringen bzw. keinen Einfluss.

Um die starken Einflüsse durch den Bahnstrom zu minimieren, wurden die aufgezeichneten Datenreihen mit einem Bandstoppfilter (9. Ordnung; untere Grenze 0,6446 Hz; obere Grenze 0,7316 Hz) gefiltert. Da die Störfrequenz in unmittelbarer Nähe einer Harmonischen des eingespeisten Rechtecksignals liegt, wurde eine hohe Ordnung gewählt, um eine möglichst große Steilheit der Filterflanke zu erreichen. Zusätzlich wurden die Daten mit einem Hochpassfilter bearbeitet, um langwellige Störfrequenzen zu minimieren. Mit der Filterung der Daten sollte vor allem eine visuelle Kontrolle der Auswertung ermöglicht werden. In Abb. 6 ist die Wirkung der Filter beispielhaft dargestellt.

Zur Reduktion des Einflusses der oben beschriebenen Störsignale wurden die Datenzeitreihen im Frequenzbereich ausgewertet. Hierzu wurden die Signale Fourier transformiert und für die Berechnung des scheinbaren spezifischen Widerstands

die Amplitude der 1. Harmonischen des Stromsignals ( $\widetilde{I}_{H1}$ ) sowie des Spannungssignals ( $\widetilde{U}_{H1}$ ) verwendet. Der scheinbare spezifische Widerstand ( $\rho_a$ ) kann analog zu (1) wie folgt bestimmt werden:

$$\rho_a = \frac{\widetilde{U}_{H1}}{\widetilde{I}_{H1}} G \quad (4)$$

Grundsätzlich wird durch das Hintergrundrauschen der Energiegehalt des Signals überschätzt. Die durchschnittlichen Amplituden des Hintergrundrauschens wurden deshalb für den Frequenzbereich zwischen der 1. und 3. Harmonischen ( $0,22 \text{ Hz} \leq f \leq 0,25 \text{ Hz}$ , s. Abb. 7) abgeschätzt ( $\widetilde{U}_R$  und  $\widetilde{I}_R$ ) und jeweils von den rechnerischen Energiegehalten des Spannungs- und des Stromsignals vor der Bestimmung des scheinbaren spezifischen Widerstands abgezogen:

$$\rho_a = \frac{\widetilde{U}_{H1} - \widetilde{U}_R}{\widetilde{I}_{H1} - \widetilde{I}_R} G \quad (5)$$

Zur Abschätzung des Fehlers der Messdaten wird davon ausgegangen, dass das Verhältnis der 1. Harmonischen und der 3. Harmonischen bei Strom- und Spannungssignal annähernd gleich ist:

$$\frac{\widetilde{I}_{H1}}{\widetilde{I}_{H3}} = \frac{\widetilde{U}_{H1}}{\widetilde{U}_{H3}} \quad (6)$$

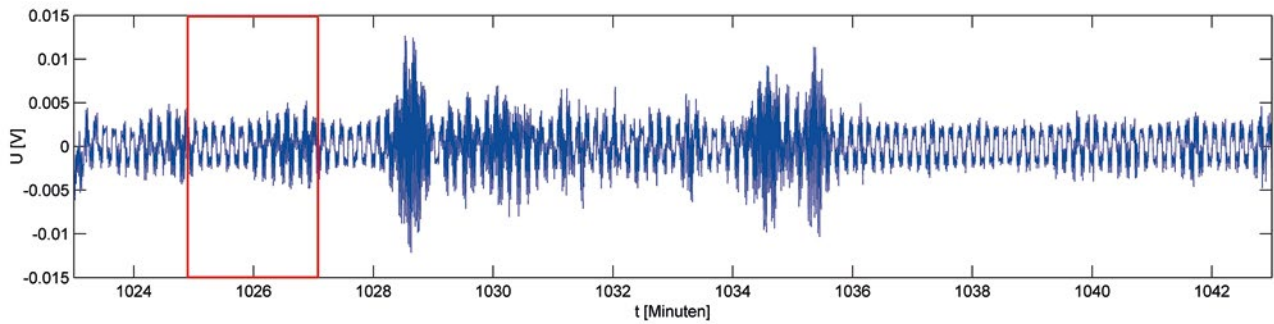
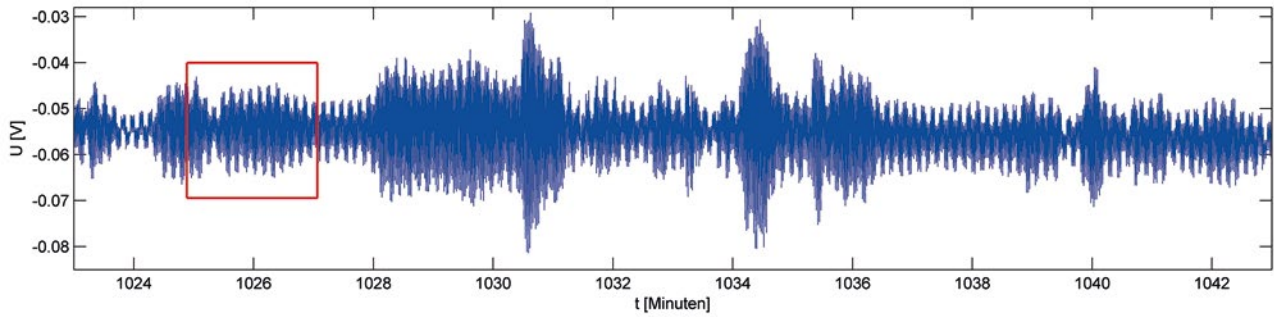
Mit der weiteren Annahme, dass der Messfehler des Stromsignals gegenüber dem des Spannungssignals vernachlässigbar ist und die Fehler der Harmonischen eine ähnliche Varianz besitzen, gilt

$$\Delta \widetilde{U}_{H1} \approx \Delta \widetilde{U}_{H3} \quad (7)$$

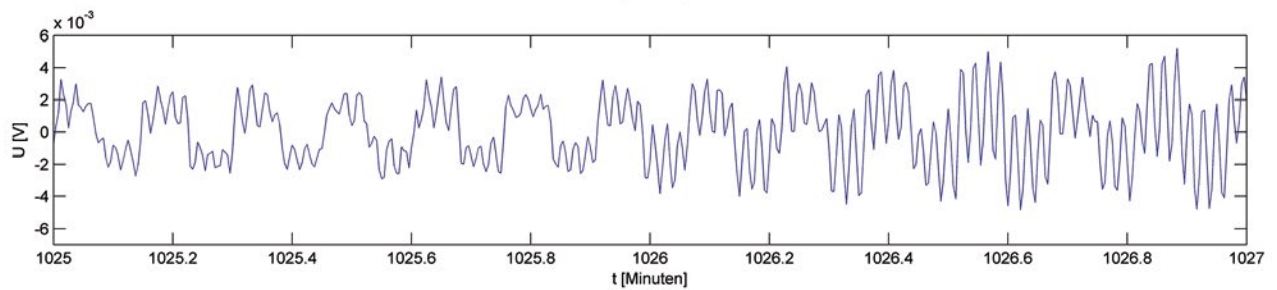
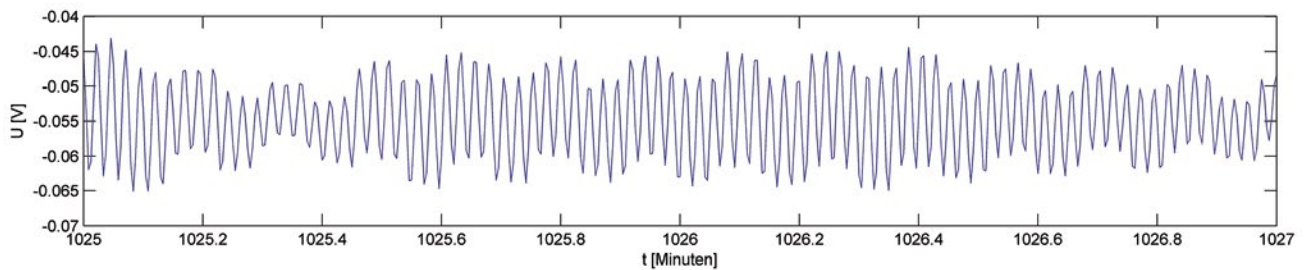
$$\frac{\widetilde{I}_{H1}}{\widetilde{I}_{H3}} \approx \frac{\widetilde{U}_{H1} + \Delta \widetilde{U}_{H1}}{\widetilde{U}_{H3} + \Delta \widetilde{U}_{H3}} \quad (8)$$

Daraus lässt sich der Fehler  $\Delta \widetilde{U}_{H1}$  über folgende Formel abschätzen:

$$\Delta \widetilde{U}_{H1} \approx \Delta \widetilde{U}_{H3} \approx \frac{\widetilde{U}_{H1} \cdot \widetilde{I}_{H3} - \widetilde{I}_{H1} \cdot \widetilde{U}_{H3}}{\widetilde{I}_{H1} - \widetilde{I}_{H3}} \quad (9)$$

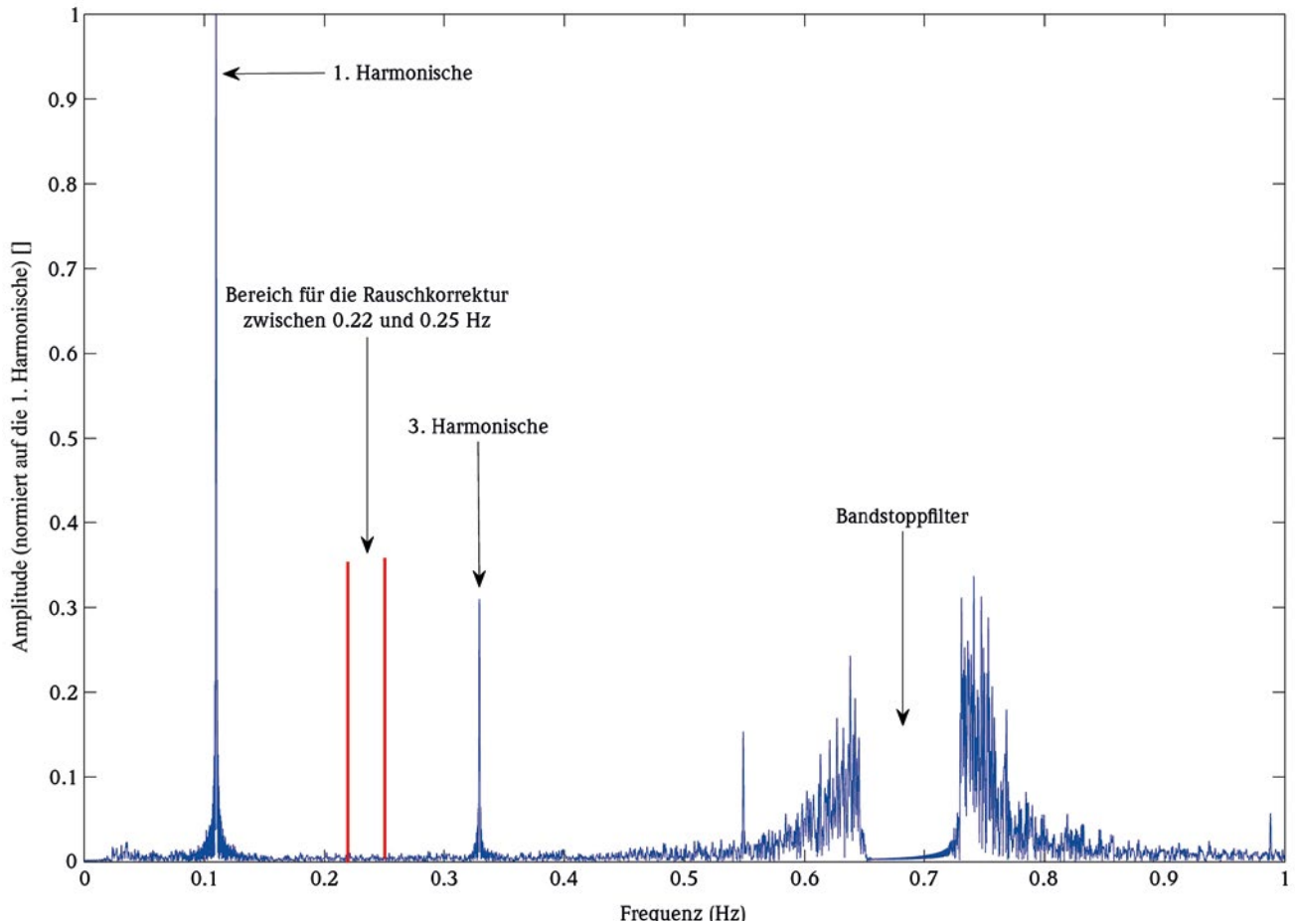


**Abb. 6a:** Oben: Beispiel einer ungefilterten Spannungszeitreihe. Unten: Nach der Filterung ist das Rechtecksignal der Einspeisung zumindest abschnittsweise gut erkennbar. Man beachte die unterschiedliche Skalierung der Ordinate in den beiden Abbildungen!



**Abb. 6b:** Oben: Ausschnitt der ungefilterten Zeitreihe aus Abb. 6.a. im Abschnitt  $t = 1025$  bis 1027 Minuten (roter Rahmen in Abb. 6a). Unten: Nach der Filterung ist das Rechtecksignal erkennbar, weist jedoch immer noch Störsignale auf. Man beachte die unterschiedliche Skalierung der Ordinate in den beiden Abbildungen!

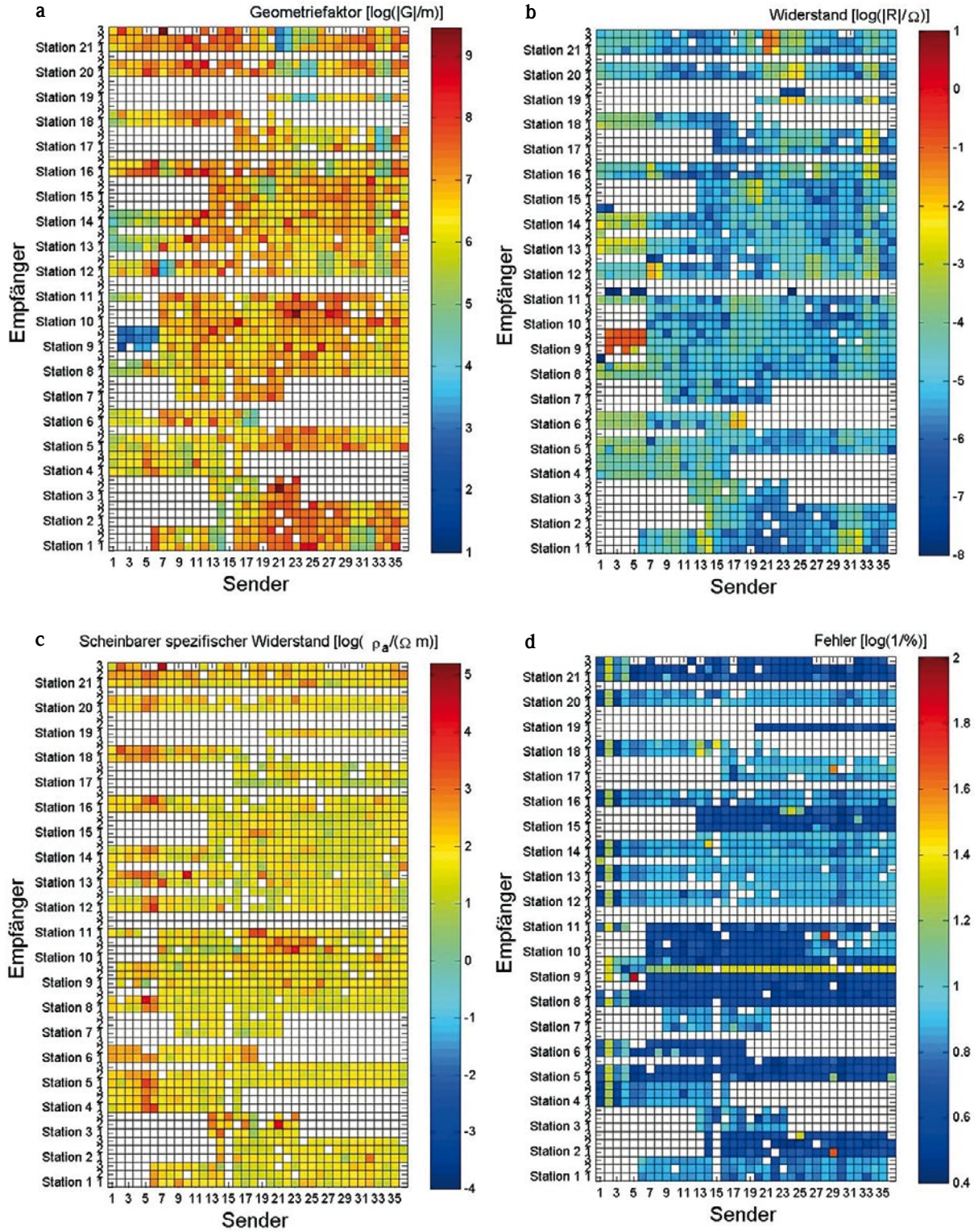




**Abb. 7:** Spektrum der Zeitreihe einer Station mit den Harmonischen der Einspeisung und dem Frequenzbereich, der für die Rauschkorrektur verwendet wurde. Im Bereich der Störungen der Aliasfrequenz von 16,7 Hz, die durch die Deutsche Bahn hervorgerufen werden, liegt der Bandstoppfilter.

Die vorliegenden Aufzeichnungen erlauben die Bestimmung von maximal 2268 scheinbaren spezifischen Widerständen. Aufgrund von Störeinflüssen, dem Ausfall von Elektrodenstrecken (Beschädigungen durch Landwirtschaft und Wildverbiss) sowie anderer Faktoren konnten jedoch nur 1439 scheinbare spezifische Widerstände berechnet werden. Um die erhobenen scheinbaren spezifischen Widerstände übersichtlich darzustellen, wurde eine tabellarische Darstellung gewählt (Abb. 8). In der Darstellung werden die Positionen der Sender- und der Empfängerdipole gegeneinander aufgetragen. Soweit

möglich, wurden benachbarte Empfängerdipole im Gelände nebeneinander dargestellt. Nicht realisierte, bzw. aufgrund von hohen Fehlern ausgeschlossene Kombinationen, werden als weißes Kästchen dargestellt. Durch die Darstellung wird es erleichtert, räumliche Muster in den berechneten scheinbaren spezifischen Widerständen zu erkennen. So können z.B. die hohen scheinbaren spezifischen Widerstände der Senderposition 5 und 6 auf ungünstige Geometriefaktoren ( $G$ , s. Gleichung 1) zurückgeführt werden.



**Abb. 8:** Grafische Darstellung der Beträge der Geometriefaktoren (a), der ohmschen Widerstände (b), der scheinbaren spezifischen Widerstände (c) und der Fehler der scheinbaren spezifischen Widerstände (d). Auf der Abszisse sind jeweils die Senderpositionen aus Abb. 4 aufgetragen, auf der Ordinate jeweils die Positionen der Empfänger. Die Farbskala zeigt jeweils den Logarithmus zur Basis 10 an.



## 4 Modellierung

Um die aus den gemessenen Strom und Spannungssignalen berechneten scheinbaren Widerstände sowie die oben eingeführte grafische Darstellung der Daten und die Inversionsergebnisse (s. Kapitel 4.1) zu verifizieren sind mit dem Programmpaket BERT 2 (GÜNTHER & RÜCKER, 2009–2016) beispielhafte Modellierungen für das Messgebiet durchgeführt worden.

### Verifizierung der grafischen Darstellung der Daten

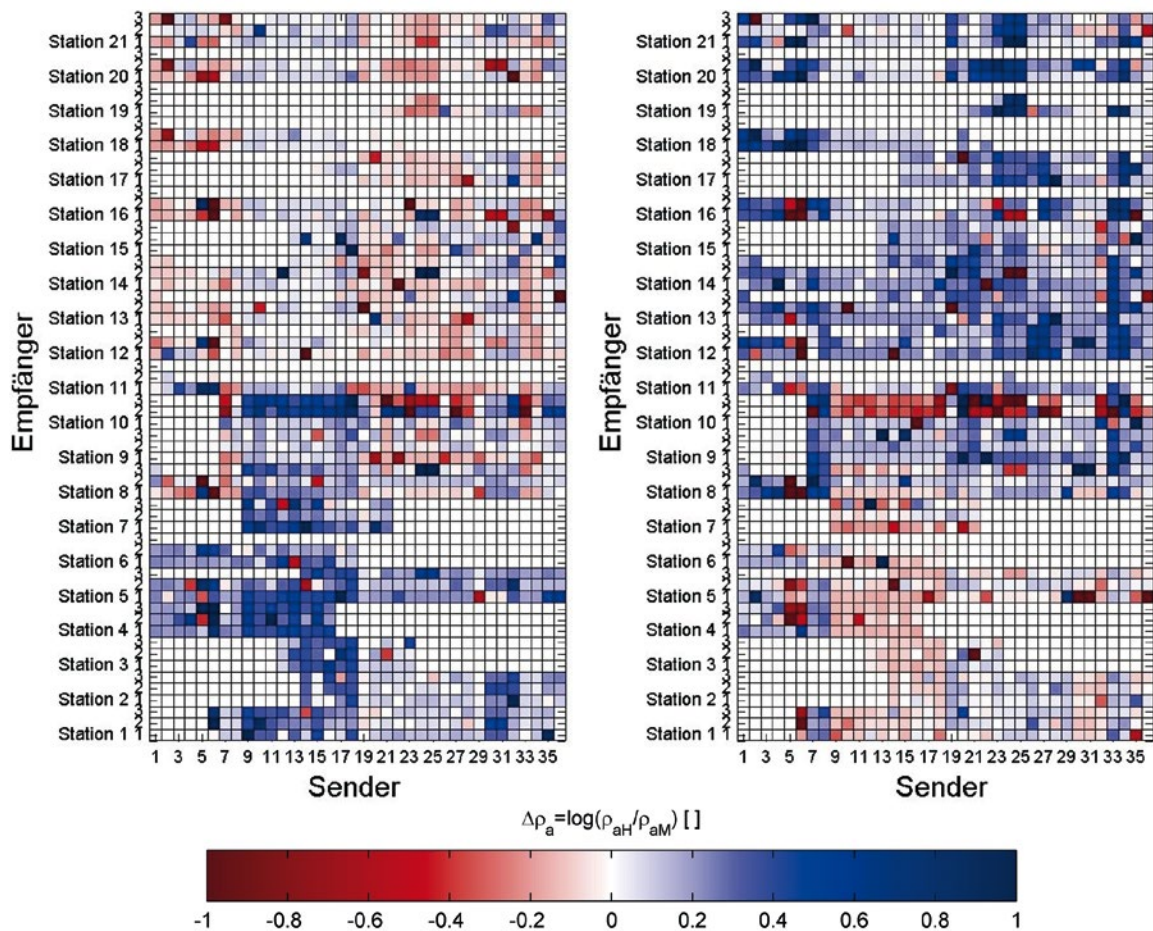
Im ersten Schritt wurde unter Berücksichtigung der Topografie eine 100 m mächtige Platte, die sich über das gesamte Messgebiet erstreckte, in verschiedenen Tiefenlagen mit verschiedenen elektrischen Widerständen modelliert. Die Tiefe der Oberkante der Platte wurde in 100 m Schritten von -900 m ü. NN bis +400 m ü. NN variiert, ihre spezifischen Widerstände variierten zwischen 5 Ωm und 200 Ωm. Der Hinter-

grundwiderstand von 60 Ωm entspricht in etwa dem Mittelwert der beobachteten scheinbaren spezifischen Widerstände.

In weiteren Schritten wurde die oben erwähnte Platte in zwei Bereiche bzw. vier Bereiche aufgeteilt, denen unterschiedliche spezifische Widerstände zugeordnet wurden. Auch die Tiefenlagen der unterteilten Platten wurden variiert.

Um die Auswirkung der Störkörper darzustellen, wurde die Differenz der Logarithmen aus den modellierten scheinbaren spezifischen Widerständen eines homogenen Modells (ohne Störkörper,  $\rho_{aH}$ ) und die modellierten scheinbaren Widerstände der Modelle mit Störkörpern ( $\rho_{aM}$ ) betrachtet:

$$\Delta\rho_a = \log\left(\frac{\rho_{aH}}{\rho_{aM}}\right) \quad (10)$$



**Abb. 9:** Grafische Darstellung der Modellierungsergebnisse für Modelle mit einer schlecht leitenden Platte im Süden und einer gut leitenden Platte im Norden (links) sowie einer schlecht leitenden Platte im Norden und einer gut leitenden Platte im Süden (rechts) in einer Tiefenlage von jeweils +400 m ü. NN. Die unterschiedlich gut leitenden Bereiche heben sich mehr oder wenig deutlich ab.

Die Differenz der Logarithmen ( $\Delta\rho_a$ ) aus den einzelnen Modellierungen wurde grafisch mit der oben eingeführten Darstellungsmethode ausgewertet. Aus diesen Darstellungen konnten folgende Erkenntnisse gewonnen werden:

- Bei gut leitfähigen Körpern sind bei Tiefenlagen oberhalb von -400 m ü. NN deutliche Veränderungen in den Darstellungen zu erkennen. Bei schlecht leitfähigen Körpern dagegen erst oberhalb ca. -300 m ü. NN.
- Veränderungen der Leitfähigkeiten im Untergrund lassen sich für die angewendete Messkonfiguration in der gra-

fischen Darstellung in Form von Clustern erkennen (vgl. Abb. 9). Die räumliche Zuordnung von Störkörpern ist in der grafischen Darstellung nicht möglich, da auch unmittelbar benachbarte Messwerte grundlegend verschiedene Sender-Empfänger-Kombinationen repräsentieren können.

- Gut bzw. schlecht leitende Strukturen in der Nord- bzw. Südhälfte des Messgebietes äußern sich in Clustern in den entsprechenden Hälften der tabellarischen Darstellung (vgl. Abb. 9). Änderungen in der Ost- bzw. Westhälfte führen zu weniger deutlichen Clustern.

## 4.1 Inversion

Eine Inversion hat das Ziel, durch eine plausible Verteilung von Modellparametern ( $\vec{m}$ ) innerhalb eines physikalischen Modells ( $\vec{F}$ ) die gemessenen Daten ( $\vec{d}$ ) zu erklären. Für die Inversion wurde ebenfalls das Programmpaket BERT 2 genutzt.

Im ersten Schritt wird die Modelgeometrie (Topografie, Elektrodenstandorte) durch unregelmäßige Tetraeder diskretisiert. Die Verwendung unregelmäßiger Tetraeder ermöglicht die Anpassung des Rechengitters an beliebige Geometrien. Mittels des so erzeugten Rechengitters wird eine Vorwärtsrechnung durchgeführt (Finite-Elemente-Methode). Das Ergebnis (Modellantwort) wird nun verwendet um die Modellparameter anzupassen und damit das Modell zu verbessern.

Um eine möglichst einfache Lösung dieses mathematischen Problems zu erlangen, sollen die Modellparameter möglichst wenige und geringe Kontraste, sowie eine große Glattheit aufweisen. Diese Eigenschaften der berechneten Modellparameter werden durch die Glattheits-Nebenbedingungen wesentlich beeinflusst. Gesteuert werden diese durch den Regularisierungsparameter  $\lambda$ . Ist dieser ungünstig gewählt, kann dies z.B. zu großen Rechenzeiten oder einem geologisch unrealistischen Modell führen. Eine nähere Beschreibung des Verfahrens ist GÜNTHER et al. (2006) zu entnehmen.

### Anpassung der Inversionsparameter

Als allgemeine Studie zur Detektierbarkeit von Störkörpern im Messgebiet wurden die im Folgenden beschriebenen Modellierungen an ebenen Modellen durchgeführt. Dafür wurde das Messgebiet zunächst in einen gut leitfähigen Bereich im Osten und einen schlecht leitfähigen Bereich im Westen aufgeteilt. Die modellierten Daten wurden künstlich mit einem zufälligen Rauschen von  $\pm 3\%$  verrauscht und als Grundlage für eine Inversion verwendet. Das Ergebnis der Inversion wurde nun mit dem ursprünglichen Modell verglichen.

Im ersten Schritt wurde u. a. durch Anpassen der Regularisierung ( $\lambda$ ) versucht, ein möglichst optimales Inversionsergebnis hinsichtlich der Rechenzeiten sowie der zu erkennenden Strukturen zu erzielen. Mittels dieses Verfahrens konnten für

die Inversionen der realen Daten optimale Eingangsparameter bestimmt werden.

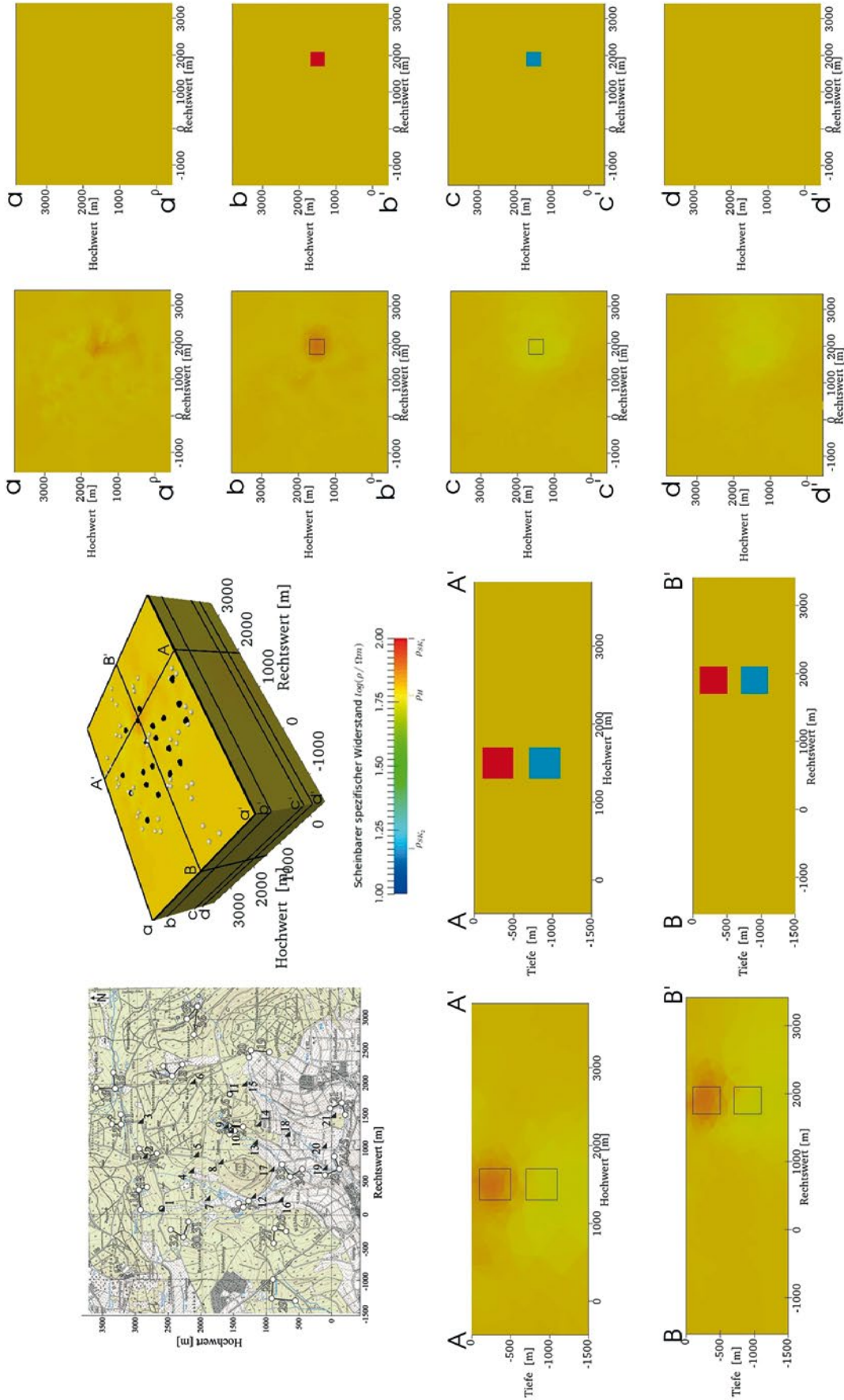
### Verifizierung von Inversionsergebnissen

Danach wurden verschiedene Modelle mit zwei quaderförmigen Störkörpern erstellt. Hierbei wurden gezielt die Leitfähigkeiten, die Lage (Tiefe, Entfernung zueinander, Lage im Messgebiet) und die Größe der Quader variiert. Mit den gewählten Geometrien sollten gezielt ähnliche geologische Verhältnisse, wie sie im Messgebiet vorkommen, nachvollzogen werden. Das in Abb. 10 dargestellte Modell spiegelt die Fragestellung wider, ob ein gut leitender Körper unter dem schlecht leitenden Trachyphonolith-Dom erkennbar ist.

Durch diese Modelle konnten folgende Erkenntnisse gewonnen werden:

- Befindet sich ein schlecht leitender Körper hinter oder unter einem gut leitenden Körper, ist dessen Einfluss auf das Inversionsergebnis deutlich geringer. Bei einem schlecht leitenden Körper ist dieser Effekt weniger stark ausgeprägt.
- Befindet sich ein Körper unterhalb eines großen oberflächennahen Körpers, ist der tiefere Körper im Inversionsergebnis nicht zu erkennen.
- Eine scharfe Eingrenzung des Störkörpers hinsichtlich Ausdehnung und Tiefenlage ist bei den verwendeten Elektrodenabständen nicht möglich. Die ursprüngliche Geometrie wird nur unscharf abgebildet.
- Gut leitende Körper werden in der Ausdehnung häufig überschätzt, schlecht leitende Körper dagegen unterschätzt.
- Die im Modell vorgegebenen Leitfähigkeitskontraste werden im Inversionsergebnis verwaschen abgebildet und fallen deutlich geringer aus als im vorgegebenen Modell.
- Ein Würfel muss im Modell in einer Tiefe von 500 m u. GOK eine Kantenlänge von etwa 200 m haben, um im Inversionsergebnis gut abgebildet zu werden.
- Körper, die mehr als etwa 600 m unter der Oberfläche liegen, werden nicht mehr gut abgebildet.





**Abb. 10:** Darstellung eines Inversionsergebnisses von einem Modell mit zwei übereinanderliegenden Kuben (Kantenlänge 400 m, Hintergrundwiderstand 60  $\Omega m$ , Widerstand des oberen Körpers 100  $\Omega m$  und des unteren Körpers 15  $\Omega m$ , Mittelpunkt 1. Körper -300 m, Mittelpunkt 2. Körper -900 m). Oben links ist ein Schrägblick auf das Inversionsergebnis dargestellt, in dem die dargestellten Schnitte eingezeichnet sind. Im Schrägbild sind die Empfängerelektroden als schwarze Punkte, die Sendelektroden als weiße Punkte dargestellt. Vertikale Schnitte sind mit großen Buchstaben, horizontale Schnitte mit kleinen Buchstaben bezeichnet. Die jeweils linke Spalte der Schnitte zeigt das Inversionsergebnis, die rechte Spalte zeigt das zu Grunde liegende Modell. Die Störkörper sind als schwarze Umrisse in den Schnitten des Inversionsergebnisses eingezeichnet.

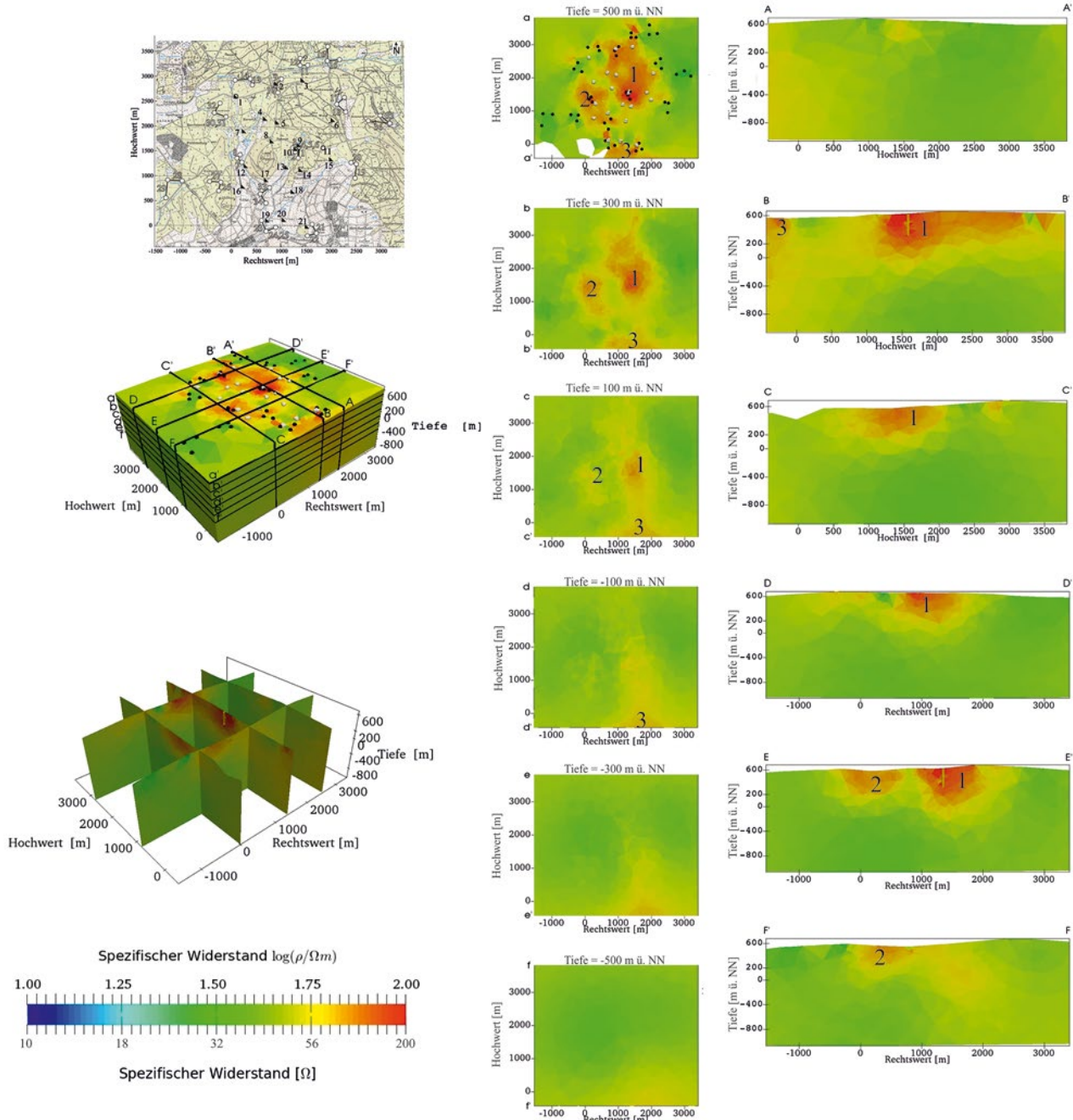
### Inversion der Messdaten

Für die Inversion wurden nur scheinbare spezifische Widerstände größer  $2 \Omega\text{m}$  sowie mit einem Fehler kleiner  $80\%$  verwendet. Diese Kriterien erfüllten 1348 scheinbare Widerstände.

Aufgrund der starken Höhenunterschiede im Messgebiet (Minimum  $452 \text{ m ü. NN}$ , Maximum  $731 \text{ m ü. NN}$ ) wurde bei der Inversion das Gelände berücksichtigt. Hierfür wurde ein digitales Geländemodell mit einer Maschenweite von  $20 \text{ m}$

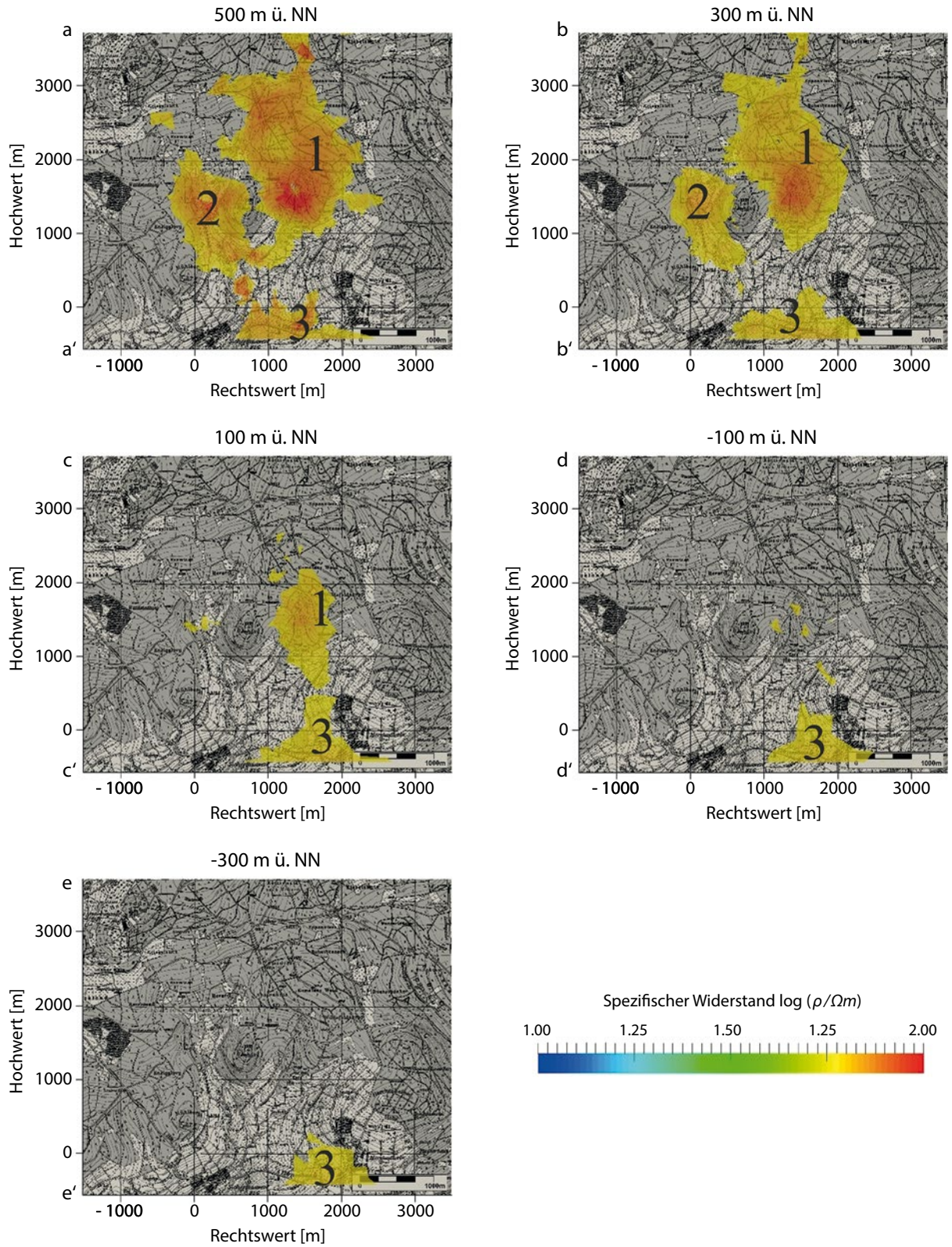
verwendet (Quelle: Hessische Verwaltung für Bodenmanagement und Geoinformationen). An den Elektrodenpositionen wurde jeweils ein zusätzlicher Stützpunkt in das digitale Geländemodell eingefügt.

In Abb. 11 sind Tiefenschnitte und Profile durch das Inversionsergebnis dargestellt. Zur besseren Orientierung sind die schlechtleitenden Strukturen in Tiefenschnitten auf die Topografische Karte projiziert worden.



**Abb. 11:** Tiefenschnitte und Vertikalschnitte durch das Inversionsergebnis. In den Schnitten sind drei schlecht leitende Bereiche zu erkennen. Diese sind der Trachyphonolith (1), ein Körper westlich des Rehbergs (2) sowie ein Körper im Süden des Messgebietes (3). Die Forschungsbohrung ist in den Schnitten B–B' sowie E–E' gelb eingetragen.





**Abb. 12:** Projektion der schlecht leitenden Strukturen auf die Topografische Karte. Die horizontalen Schnitte entsprechen den Schnitten in Abb. 11. Die Tiefenlage ist jeweils über den Schnitten in m ü. NN angegeben.

Im Inversionsergebnis lassen sich drei schlechter leitende Körper (Nr. 1 bis 3) erkennen. Diese sind ein Körper im Bereich der Forschungsbohrung (Nr. 1), ein Körper westlich des Rehbergs (Nr. 2) sowie ein Körper am südlichen Rand des Messgebietes (Nr. 3). Der Körper Nr. 3 ist im Inversionsergebnis in allen Tiefenschnitten enthalten. Dagegen ist Körper

Nr. 1 nur bis in eine Tiefe von etwa 100 m ü. NN und Körper Nr. 2 bis in eine Tiefe von ca. 300 m ü. NN zu erkennen. Die Körper Nr. 1 und Nr. 2 weisen eine Nord-Süd gerichtete Elongation auf, der Körper Nr. 3 weist diese erst in Tiefen ab 100 m ü. NN auf.

## 5 Diskussion der Ergebnisse

Die Leitfähigkeit von Festgesteinen hängt im Wesentlichen von der Wassersättigung, dem Chemismus der Porenwasser und der Lithologie ab (KNÖDEL et al. 1997). In den Forschungsbohrungen Sichenhausen-Eschwald und Rehberg wurde vor allem Trachyphonolith sowie die dazugehörigen pyroklastischen Gesteine angetroffen, in den Bohrungen in der näheren Umgebung ausschließlich Basalte und basaltische Pyroklastite (NESBOR 2014). Die im Messgebiet weit verbreiteten pyroklastischen Gesteine sind weitgehend in Tone umgewandelt worden und zeichnen sich daher durch eine bessere Leitfähigkeit (kleinere Widerstände) im Vergleich zu den massigen Vulkaniten (Basalt, Trachyphonolith) aus, die eher Kluffundwasserleiter bilden.

Die mittleren spezifischen Widerstände des Inversionsergebnisses passen gut zu den ersten beiden Schichten des vereinfachten Untergrundmodells aus den audiomagnetotellurischen Messungen von LÖWER (2009) und LÖWER & JUNGE (2018) in diesem Band (vgl. Tabelle 1).

Mit dem Inversionsergebnis der vorliegenden Untersuchung konnten drei größere schlecht leitende Körper nachgewiesen werden. Der größte Körper (Nr. 1) ist der durch die Forschungsbohrung aufgeschlossene Trachyphonolith-Körper. THIEMEYER (2010) vermutete aufgrund von gefügekundlichen Hinweisen, dass die Bohrung die Domstrukturen nur randlich angetroffen hat. Diese Aussage kann durch das Inversionsergebnis bestätigt werden.

Der Trachyphonolith-Körper besitzt in Nord-Süd-Richtung eine Ausdehnung von etwa 1500 m und in Ost-West-Richtung von etwa 600 m. Eine Begrenzung des Trachyphonolith-Körpers zur Oberfläche hin ist aufgrund der schlechten Auflösung in diesem Bereich nicht möglich (vgl. Tiefenschnitte in Abb. 11 und 12). Dies wird auch durch die Studie zu Inversionen von vorgegebenen Körpern (vgl. Abb. 10) bestätigt.

Die Eingrenzung des Domkörpers in der Tiefe, bzw. die Bestimmung der Lage und der Dimension eines potentiellen Förderkanals, ist anhand der Ergebnisse nur bedingt möglich. Das begründet sich zum einen darin, dass aufgrund der Messanordnung Aussagen in den relevanten Tiefenbereichen nur eingeschränkt möglich sind, und zum anderen darin, dass der große schlecht leitende Trachyphonolith-Dom einen darunter befindlichen, eher schmalen Körper wahrscheinlich verdeckt (vgl. Kapitel 4.1).

Aufgrund der hohen spezifischen Widerstände im Inversionsergebnis, in Verbindung mit der großen Sensitivität des Modells im Bereich des Körpers Nr. 3 bei Empfängerstation 21 (vgl. Abb. 4), wurde bereits in einer frühen Auswertephase eine schlecht leitende oberflächennahe Struktur vermutet. Auf Grundlage dieser Hinweise wurde gezielt in diesem Bereich geologisch kartiert und ein basaltischer Gang entdeckt. Damit kann belegt werden, dass auch oberflächennahe Strukturen auffindbar sind. Anhand der Tiefenschnitte lässt sich vermuten, dass der Gang ein eggisches Streichen (NNW-SSE) aufweist und zumindest oberflächennah nach Norden begrenzt ist.

In den Tiefenschnitten größerer Tiefe (Abb. 12, 100 m ü. NN) verschmelzen die schlecht leitenden Körper des Doms (Nr. 1) und des Gangs (Nr. 2). Dies kann darauf hindeuten, dass der wahrscheinlich später eingedrungene Gang den Domkörper in diesem Bereich durchschlägt. Westlich der Forschungsbohrung, im Bereich des Rehbergs, wurde eine rundlich bis ovale Struktur mit einem Durchmesser von etwa 200 m (vgl. Abb. 12) festgestellt. Der Rehberg ist ein ehemaliger Vulkan, bei dem durch Reliefumkehr nur noch die ehemalige basaltische Schlotfüllung vorhanden ist. Bei einer Bohrung am Fuß des Rehbergs wurden in einer Tiefe von ca. 1100 m unter Geländeoberkante im Liegenden einer trachyphonolithischen Abfolge aus Block- und Aschenstrom-Ablagerungen basaltische Vulkanite angebohrt (NESBOR & WONIK 2004). Da die basaltische Vulkanitabfolge in der Forschungsbohrung Sichenhausen-Eschwald nicht nachgewiesen wurde, verläuft zwischen den beiden Bohrungen höchstwahrscheinlich eine Störung. Aufgrund der ähnlichen spezifischen Widerstände des Trachyphonolith-Doms (Nr. 1) und des westlich des Rehbergs befindlichen Körpers (Nr. 2) ist es denkbar, dass es sich hier ebenfalls um einen Trachyphonolith handelt. Es ist möglich, dass der Körper Nr. 2 einen ehemaligen Teil des Doms (Nr. 1) darstellt, der tektonisch abgetrennt wurde.

Da alle Körper die größte Ausdehnung in Nord-Süd-Richtung besitzen, liegt die Vermutung nahe, dass diese mit einem eggischen Störungssystem (160–180°) korrespondieren. Demnach ist es denkbar, dass der Dom an diesem Störungssystem aufgestiegen ist und bei einer Reaktivierung des Störungssystems zerschnitten wurde (Entstehung des Körpers Nr. 2). In der Spätphase des Vogelsbergvulkanismus sind an diesem Störungssystem erneut Magmen aufgestiegen und es bildete



sich der Rehbergvulkan. Danach hat der oben genannte basaltische Gang (Nr. 3) die Gesteinsabfolge durchschlagen.

Hinweise auf die Tiefenlage der Basaltbasis, die von EHRENBERG & HICKETHIER (1985) im Untersuchungsgebiet zwischen 0 m ü. NN und 50 m ü. NN vermutet wird, sowie der in größeren Tiefen erbohrten Solewässer (z.B. 10 km nordöstlich der Forschungsbohrung Sichenhausen-Eschwald in Herbstein

bei ca. 600 m unter NN) konnten nicht gefunden werden. Leitfähigkeitskontraste des im Liegenden anstehenden Buntsandsteins mit den deutlich besser leitenden Tonsteinen oder der Solewässer sind nicht erkennbar. Dies kann daran liegen, dass aus diesem Tiefenbereich nur noch geringe Informationen stammen.

## 6 Fazit

Die im Rahmen der Messkampagne erhobenen Messwerte konnten trotz relativ großer Störeinflüsse ausgewertet und scheinbare spezifische Widerstände berechnet werden. Mit diesen konnte durch eine Inversion ein Modell der Leitfähigkeitsverteilung im Bereich der Forschungsbohrung Sichenhausen-Eschwald erstellt werden.

Im Inversionsergebnis sind drei große schlecht leitfähige Körper zu erkennen, die ein eggisches Streichen (160–180°

aufweisen. Körper Nr. 1 ist der durch die Forschungsbohrung Sichenhausen-Eschwald angebohrte Trachyphonolith-Dom. Der westlich des Rehbergs gelegene Körper (Nr. 2) ist möglicherweise durch eine eggisch streichende Störung vom Dom abgetrennt worden. Der dritte Körper (Nr. 3) repräsentiert einen anstehenden basaltischen Gang.

## 7 Schriftenverzeichnis

- BGR, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (1976): Karte der Anomalien der Totalintensität des erdmagnetischen Feldes in der Bundesrepublik Deutschland 1 : 500 000. – Hannover.
- BUBLITZ, A. (2008): Multielektroden-Geoelektrik zur Vorerkundung für Bohrungen am Rehberg/Vogelsberg. – Bachelorarb. Johann Wolfgang-Goethe-Universität, Frankfurt a. M.: 42 S.; Frankfurt a. M.
- BUNESS, H. & WONIK, T. (2001): Seismische Reflektoren im Bereich der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996. – In: HOPPE, A. & SCHULZ, R. (Hrsg.): Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex. – Geol. Abh. Hessen, **107**: 141–150, 6 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.
- EHRENBERG, K.-H., FROMM, K., GRUBBE, K., HARRE, W., HENTSCHEL, G., HÖLTING, B., HOLTZ, S., KREUZER, H., MEISL, S., NÖRING, F., PLAUMANN, S., PUCHER, R., STRECKER, G., SUŠIĆ, M. & ZSCHAU, H.-J. (1981): Forschungsbohrungen im Hohen Vogelsberg (Hessen) – Bohrung 1 (Flösser-Schneise) – Bohrung 2/2A (Hasselborn). – Geol. Abh. Hessen, **81**: 166 S., 89 Abb., 17 Tab., 9 Taf.; Wiesbaden.
- EHRENBERG, K.-H. & HICKETHIER, H. (1985): Die Basaltbasis im Vogelsberg. Schollenbau und Hinweise zur Entwicklung der vulkanischen Abfolge. – Geol. Jb. Hessen, **113**: 97–135, 2 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- EHRENBERG, K.-H. (1986): Vulkanische Bildungen im Vogelsberg. – Fortschr. Mineral., **64**, Beih. 2: 1–34, 3 Abb., 18 Tab.; Stuttgart.
- GÜNTHER, T., RÜCKER, C. & SPITZER, K. (2006): Three-dimensional modelling and inversion of dc resistivity data incorporating topography – II: Inversion. – Geoph. J. Int., **166** (2): 506–517; Oxford.
- GÜNTHER, T. & RÜCKER, C. (2009–2016): Boundless Electrical Resistivity Tomography – BERT 2 – the user tutorial: 68 S., 41 Fig. – [<http://www.resistivity.net/download/bert-tutorial.pdf>]
- HESSE, K. & WONIK, T. (2018): Geophysikalische Bohrloch-Untersuchungen in drei Forschungsbohrungen im Oberwald des Vogelsbergs. – Geol. Jb. Hessen, **139**: 85–106, 16 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden 2018.
- HOPPE, A. & SCHULZ, R. (2001): Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – Einführung und Ergebnisse. – In: HOPPE, A. & SCHULZ, R. (Hrsg.): Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex. – Geol. Abh. Hessen, **107**: 5–14, 2 Abb.; Wiesbaden.
- JUNGE, A. (1990): A New telluric KCl probe using Filloux's AgAgCl electrode. – PAGEOPH, **134** (4): 589–598; Basel.
- KNÖDEL, K., KRUMMEL, H. & LANGE, G. (Hg.) (1997): Geophysik – Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien und Altlasten. – Bd. **3**: XXVIII, 1063 S.; Berlin (Springer).
- LÖWER, A. (2009): Audiomagnetotellurik im Hohen Vogelsberg. – Dipl.-Arb. Johann Wolfgang Goethe-Univ. Frankfurt a. M.
- MARTHA, S.O., ZULAUF, G., DÖRR, W., NESBOR, H.-D., PETSCHICK, R., PRINZ-GRIMM, P. & GERDES, A. (2014): The Saxothuringian-Rhenohercynian boundary underneath the Vogelsberg volcanic field: evidence from basement xenoliths and U-Pb zircon data of trachyte. – Z. dt. Ges. Geowiss., **165** (3): 373–394, 15 Fig., 5 Tab.; Stuttgart.
- NESBOR, H.-D. & WONIK, T. (2004): Mächtige trachytische Block- und Aschenstromablagerungen im Hohen Vogelsberg – Gesteinsabfolge und Bohrlochgeophysik der Bohrung Rehberg. – Z. angew. Geol., **50** (2): 50–51, 2 Abb.; Hannover.
- NESBOR, H.-D. (2014): Der Vogelsberg – Vulkanologische und petrologische Entwicklung eines großen miozänen Intraplatten-Vulkangebotes in Mitteleuropa. – In: RÖHLING, H.-G. (Hrsg.): GeoFrankfurt

- 2014 – Dynamik des Systems Erde/Earth System Dynamics – Exkursionsführer/Excursion guide. – Exk.-Führer u. Veröff. dt. Ges. Geowiss., **252**: 22–39, 14 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- NESBOR, H.-D. (2018): Das Vulkangebiet Vogelsberg. – Geol. Jb. Hessen, **139**: 5–41, 21 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden 2018.
- PUCHER, R., WONIK, T. & SCHULZ, R. (2001): Eine dreidimensionale Modellierung der magnetischen Anomalien des Vogelsberges. – In: HOPPE, A. & SCHULZ, R. (Hrsg.): Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex. – Geol. Abh. Hessen, **107**: 119–140, 7 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden.
- ROßBERG, R. (2007): Geolore: Migration from an experiment to a versatile instrument – In: RITTER, O. & BRASSE, H. (Hrsg.): Protokoll über das Kolloquium Elektromagnetische Tiefenforschung, 22. Kolloquium, Děčín, Tschech. Rep., 1.–5. Okt. 2007: 221–224; Potsdam (Dt. Geophysikal. Ges.).
- RÜCKER, C. & GÜNTHER, T. (2011): The simulation of finite ERT electrodes using the complete electrode model. – Geophys., **76** (4): F227–F238; Tulsa, Okla.
- SÜDEKUM, W., BROST, G., SAUER, J., WORZYK, P. & GRINAT, M. (2000): Eine programmierbare Hochstromquelle – mit 50A von DC bis AC. – Hannover (Leibniz-Inst. Angew. Geophysik; unveröff.).
- THIEMEYER, N. (2010): Gefügekundliche Untersuchungen der Forschungsbohrung Sichenhausen-Eschwald (Vogelsberg) – Masterarb. Goethe-Univ. Frankfurt a. M.
- WONIK, T., BÜCKER, C. & GORLING, L. (2001): Geophysikalische Eigenschaften der in der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 erbohrten vulkanischen Gesteine. – In: HOPPE, A. & SCHULZ, R. (Hrsg.): Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex. – Geol. Abh. Hessen, **107**: 49–67, 8 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- ZSCHAU, H.-J. (1972): Geoelektrische Untersuchungen bei Lanzenhain/Vogelsberg. – Hannover (Niedersächs. L.-Amt Bodenforsch.; unveröff.: Arch.-Nr. 5983).

Manuskript eingegangen am 13.7.2016, angenommen am 6.10.2016.



ALEXANDER LÖWER & ANDREAS JUNGE<sup>1</sup>

# Audiomagnetotellurik an der Forschungsbohrung Sichenhausen-Eschwald im Hohen Vogelsberg

## Kurzfassung

Zur geophysikalischen Erkundung trachyphonolithischer Lavadomstrukturen, die vom Hessischen Landesamt für Umwelt und Geologie in der Forschungsbohrung Sichenhausen-Eschwald im Hohen Vogelsberg bis zur Endteufe von 305 Metern angetroffen wurden, erfolgten in den Jahren 2008/2009 elektromagnetische Sondierungen durch die Goethe Universität Frankfurt. Dieser Artikel befasst sich mit der Methode der Audiomagnetotellurik (AMT), die im Messgebiet mit engem Messraster durchgeführt wurde und durch die Messungen im Frequenzbereich zwischen 16 kHz und 0,1 Hz eine Tiefenaufklärung von etwa 25 bis 800 Meter erlaubt. Aufgrund der Sensitivität einer passiven Messmethode auf anthropogene Störsignale, die durch naheliegende Siedlungen im Messgebiet prominent vorhanden sind, mussten bei der Auswertung der Signale Maßnahmen zur Verbesserung des Signal/Rausch-Ver-

hältnisses durchgeführt werden, die über den Rahmen einer Standardauswertung hinaus gehen. Durch das hier vorgestellte Verfahren konnten aus den Daten sowohl ein- als auch dreidimensionale Modelle der elektrischen Leitfähigkeitsverteilung des Untergrundes entwickelt werden, mit denen sich sowohl die laterale als auch die vertikale Ausdehnung verschiedener Gesteinskörper und Strukturen abschätzen lassen. Die Ergebnisse der AMT können des Weiteren als Tiefenergänzung zu einer großskaligen Geolektrik-Messung, die ebenfalls in der Umgebung der Forschungsbohrung durchgeführt wurde, herangezogen werden. Beide Methoden zeigen Strukturen, die auf den Lavadom hindeuten. Diese Strukturen zeigen in der AMT eine laterale Ausdehnung von mehr als 2 km in E-W- und 1 km in N-S-Richtung bei einer Mächtigkeit von etwa 300 Metern.

## Abstract

In 2008/2009 a geophysical survey was carried out by Goethe University Frankfurt to investigate the structure of a trachyphonolitic lavadom which was encountered during the research drilling project Sichenhausen-Eschwald in the region Hoher Vogelsberg by the Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie. The dome extends the final drilling depth of 305 meter. This article is addressing the method of audiomagnetotellurics (AMT), which was performed on a dense grid within a frequency band of 16 kHz to 0.1 Hz. This allows a vertical resolution of geological structures from approximately 25 to 800 meter. The post processing had to be extended beyond standard level to increase the signal to noise ratio as the passive AMT measurement method is highly sensitive to an-

thropogenic noise generated by the nearby settlements. Using the processing technique presented in this article one dimensional and three dimensional models of the subsurface conductivity distribution were developed. Those allow the estimation of lateral and vertical extension of different rock bodies and structures. Furthermore, the AMT results can be used to extend the data gained within a big scale geoelectric survey carried out in the area of the research drill earlier. Both methods show the existence of geological structures which might be aligned with the endogenous lava dome. In AMT, these structures seem to extend in more than 2 km E-W and 1 km in N-S direction having a thickness of more than 300 meter.

## Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	62
2. Messgebiet	62
3. Auswertung	64
4. 1D- und 3D-Modelle	67
5. Fazit	68
6. Schriftenverzeichnis	70

<sup>1</sup> Dr. A. Löwer und Prof. Dr. A. Junge, Institut für Geowissenschaften, Goethe-Universität Frankfurt, Altenhöferallee 1, 60438 Frankfurt am Main



## 1 Einleitung

Der Vogelsberg ist mit einer Fläche von etwa 2300 Quadratkilometern das größte geschlossene Vulkangebiet Mitteleuropas und Teil einer im Tertiär aktiven vulkanischen Zone, die sich von der Eifel bis nach Schlesien erstreckt (EHRENBERG & HICKETHIER 1985, REISCHMANN & SCHRAFT 2009). Vor ca. 18 Millionen Jahren setzte die Förderung der Schmelzen aus über 100 km Tiefe ein und war ca. vier Millionen Jahre lang im Miozän aktiv. Die eruptive Tätigkeit des Vogelsberges erstreckte sich über ein großflächiges Gebiet. Zahlreiche sich gegenseitig überlappende Vulkane förderten neben pyroklastischen Produkten mehr als 500 km<sup>3</sup> Lava. Heute stellen die vulkanischen Gesteine des Vogelsberges einen der bedeutendsten Grundwasserspeicher Hessens dar.

Im Jahr 2007 wurde die Forschungsbohrung Sichenhausen-Eschwald in der Nähe des Hoherodskopfes abgeteuft (NESBOR 2008, 2014). In dieser Bohrung wurde unter stark verwitterten trachyphonolithischen Dom-Kollapsbrekzien ab einer Tiefe von etwa 23 m bis 100 m u. GOK zunächst ein exogener Trachyphonolith-Dom angetroffen. Darunter folgten zwischen

ca. 100–200 m wiederum Dom-Kollapsbrekzien und schließlich bis zur Endteufe von 305 m ein endogener Trachyphonolith-Dom (NESBOR 2018 in diesem Band).

Um die laterale Ausdehnung dieses Körpers genauer zu untersuchen, wurde 2008 durch das Hessische Landesamt für Umwelt und Geologie (HLUG), das Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik (LIAG) und die Goethe-Universität Frankfurt am Main geophysikalische Messungen mit der Methode großskalige Geoelektrik durchgeführt.

Ergänzend dazu wurden im November 2008 audiomagnetotellurische (AMT) (siehe z.B. CHAVE & JONES 2012 oder SCHMUCKER & WEIDELT 1975) Messungen an 15 Standorten durchgeführt. Dabei wurden die natürlichen Variationen des elektrischen und magnetischen Feldes der Erde im Frequenzbereich zwischen etwa 0,1 Hz und 16,4 kHz aufgezeichnet. Neben der Erkundung der lateralen Ausdehnung des Lavadoms sollen durch die AMT die Messungen der großskaligen Geoelektrik (AGRICOLA 2018 in diesem Band) verifiziert werden.

## 2 Messgebiet

Das Messgebiet (Abb. 1) mit einer Größe von 3 x 4 km<sup>2</sup> liegt rund um den Rehberg, ca. 10 km östlich der Stadt Schotten. Im Zentrum des Gebietes wurde die Forschungsbohrung Sichenhausen-Eschwald abgeteuft. Das Gebiet wurde direkt über der vermuteten Ausdehnung der Lavadomstrukturen gewählt.

Da die Messungen unter anderem als Tiefenergänzung zur großskaligen Geoelektrik von AGRICOLA 2018 herangezogen werden sollen, wurden an viele Stationsstandorte der Geoelektrik abermals Messungen durchgeführt. Um ein aussagekräftiges Messraster für die angestrebte Zieltiefe von 1500 m zu erhalten wurde ein mittlerer Stationsabstand von 500 m gewählt. Die Aufzeichnung der elektromagnetischen Felder erfolgte mit dem Metronix ADU07 System und wurde über eine Dauer von bis zu 12 Stunden je Station durchgeführt. Die Auswertung der aufgenommenen Daten erfolgte im Frequenzbereich von 10 Hz bis 2500 Hz. Für die Messung der horizontalen elektrischen Felder wurden mit einer gesättigten Kaliumchlorid-Wasser-Lösung befüllte Sonden verwendet, in denen sich potential-

freie Silber-Silberchloridelektroden (AgAgCl/KCl-Elektroden; JUNGE 1990) befanden. Die elektrischen Feldvariationen ergeben sich aus den Spannungsdifferenzen eines Elektrodenpaares. Innerhalb eines Elektrodenpaares wurde eine Mindestauslagenlänge von 10 Metern eingehalten um eine ausreichende Signalstärke der hochfrequenten Feldvariationen zu erhalten.

Die zeitlichen Variationen der magnetischen Felder wurden in alle drei Raumrichtungen mit Induktionsspulen (Metronix MFS-05) aufgezeichnet. Um eine hinreichend feine Tiefenauflösung im Bereich 100 m–1500 m zu erreichen, wurde eine hochfrequente Messung (HF) mit einer Abtastrate von 16384 Hz und eine niederfrequente Messung (LF) mit einer Abtastrate von 2048 Hz aufgenommen. Aufgrund anthropogener Störquellen in unmittelbarer Nähe wurden lange Zeitreihen angestrebt. Als Minimum wurden 5 Minuten im HF- und 60 Minuten im LF-Bereich gewählt. Dies ermöglicht das gezielte Auswählen ungestörter Zeitabschnitte im Rahmen der Auswertung ohne Einbußen in der Frequenzauflösung.

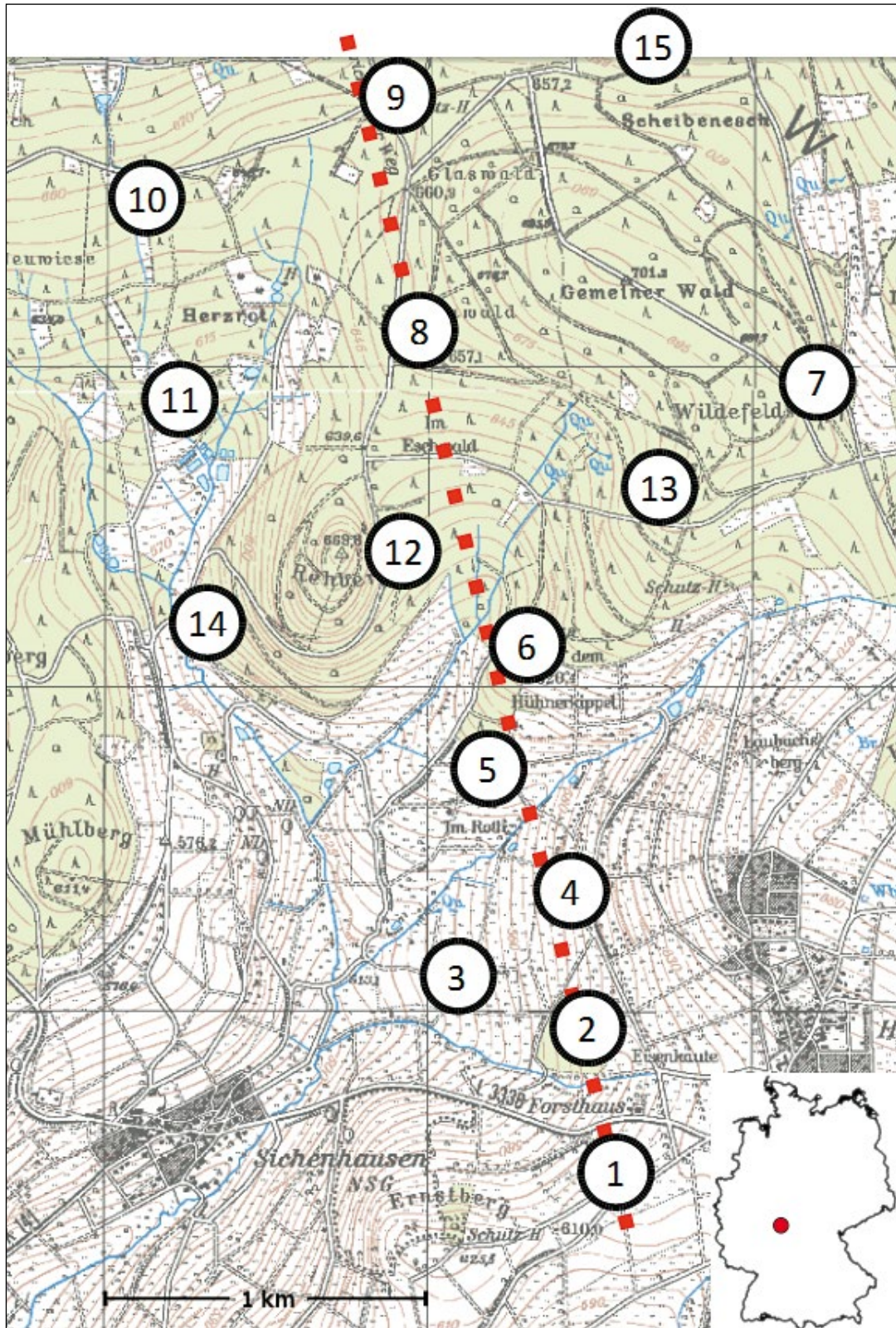


Abb. 1: Übersicht der Stationsstand-orte mit Profil der Auswertung (rote Linie). Kartengrundlage: TK25 Hessische Verwaltung für Bodenmanagement und Geoinformationen.



### 3 Auswertung

Die gemessenen Signale im Bereich des Vogelsberges sind durch die unmittelbare Nähe von Elektrozäunen und einzelner Siedlungen stark von anthropogenen Störsendern geprägt. Sie können grob in zwei Kategorien eingeteilt werden: Harmonische Störer, die durchgehend mit einer festen Frequenz präsent sind und gepulste Störer, denen keine feste Frequenz zugeordnet werden kann. Beide Arten anthropogener Störsignale bewirken meist ein Abfallen der Phase der gestörten Frequenzen (vgl. JUNGE 1996). Im Rahmen der Auswertung wurde eine Strategie angewandt um den Einfluss der Störsignale auf die Qualität der magnetotellurischen Übertragungsfunktionen zu minimieren.

#### Harmonische Störsignale

Harmonische Störsignale können im Energiedichtespektrum gut erkannt werden, da sie sich dort als scharfer Peak darstellen (Abb. 2b). Deutlich erkennbar sind die 16,7 Hz Störfrequenzen der Bahn sowie die 50 Hz Netzstromfrequenz und deren Multiplen. Natürliche Signale werden von diesen Störfrequenzen überlagert und sind im Zeitbereich visuell nur schwer erkennbar (Abb. 2a), da ihre natürlichen Amplituden deutlich geringer sind als die der dominanten anthropogenen Störer.

Um eine visuelle Datenauswahl zu ermöglichen, werden die stark gestörten Frequenzbänder im Frequenzbereich eliminiert,

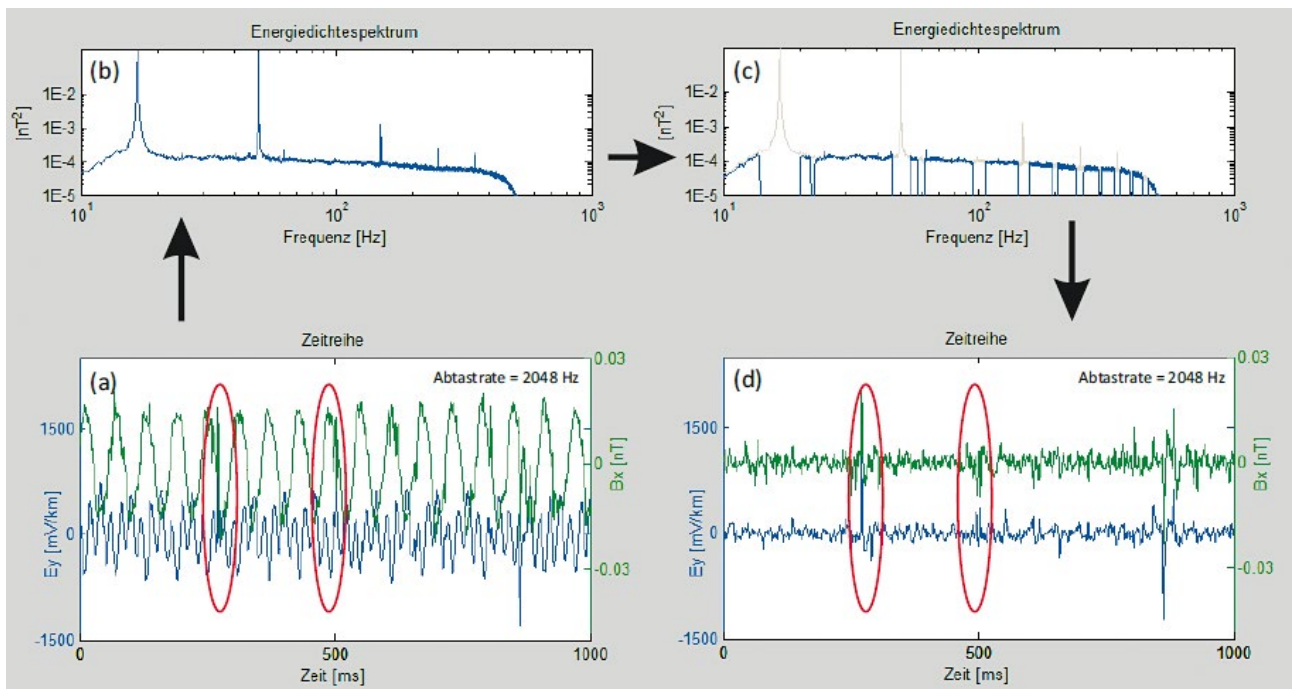
indem die Energie des entsprechenden Bandes gleich Null gesetzt wird (vgl. LÖWER 2009). Dieses Verfahren kann ohne negative Beeinflussung der Qualität der Übertragungsfunktionen  $\underline{Z}$  durchgeführt werden, da diese über einen bivariaten Ansatz (Gl. (i)) im Frequenzbereich berechnet werden.

$$(i) \quad \begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} B_x \\ B_y \end{pmatrix}$$

Da alle Größen frequenzabhängig sind, wird diese Abhängigkeit nicht separat aufgeführt. Durch eine Rücktransformation in den Zeitbereich wird eine Zeitreihe erzeugt, die nahezu frei vom Einfluss harmonischer Störer ist (Abb. 2d). Die rücktransformierte Zeitreihe findet lediglich zur Elimination der gepulsten Störsender Verwendung (s.u.).

#### Gepulste Störsignale

Gepulste Störsender können im Energiedichtespektrum im Allgemeinen nicht direkt identifiziert werden, da es sich um Deltapulse handelt. Diese verschmieren beim Überführen in den Frequenzbereich über das komplette Spektrum. Durch die Elimination der harmonischen Störsignale können die gepulsten Störsignale in der Rücktransformierten Zeitreihe sichtbar gemacht und nicht betroffene Zeitabschnitte selektiert werden (Abb. 3).



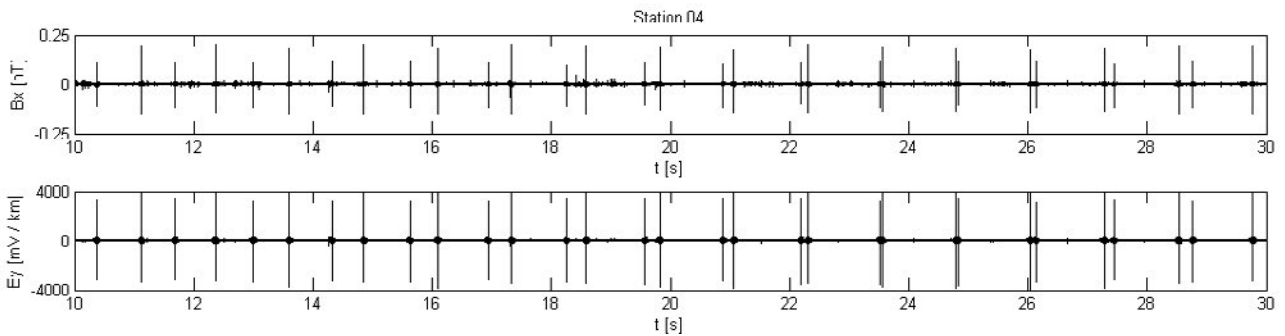
**Abb. 2:** Bearbeitung harmonischer Störsignale (im Verlauf von a bis d) am Beispiel der magnetischen Nordkomponente ( $B_x$ ) und der elektrischen Ostkomponente ( $E_y$ ) der Station 09. Das Energiedichtespektrum bildet nur das Magnetfeld ( $B_x$ ) ab.

Nach dem gezielten Auswählen ungestörter Zeitbereiche können aus den entsprechenden Bereichen der Originalzeitreihe Übertragungsfunktionen berechnet werden, die weder von gepulsten Störsignalen noch von den Artefakten der Rücktransformation (vgl. Abb. 2d) beeinflusst sind.

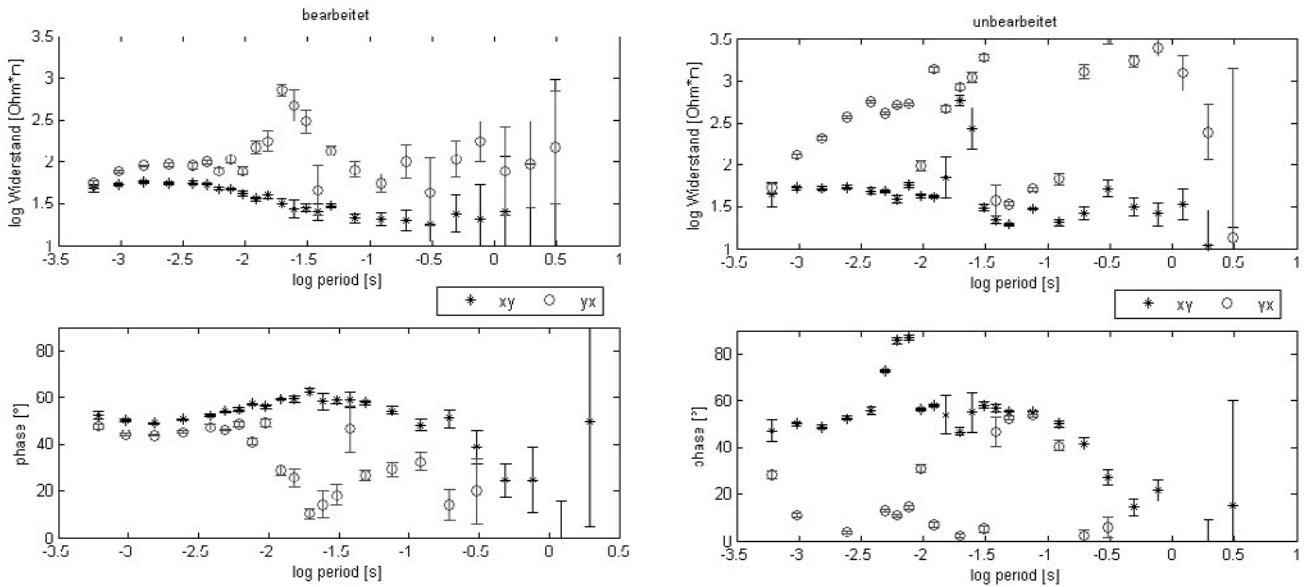
**Ergebnisse**

Am Beispiel der Verläufe der scheinbaren spezifischen Widerstände und Phasen des Impedanztensors  $\underline{Z}$  an Station 01 (Abb. 4) gegenüber der Frequenz wird deutlich, dass durch die Vermeidung gestörter Zeitbereiche und Elimination der harmonischen Störsignale die Qualität der Übertragungsfunktionen gegenüber der Auswertung nach einem robusten Standardaus-

werteverfahren (vgl. JUNGE 1992) verbessert werden kann. Die manuelle Datenauswahl brachte an dieser Station bei hohen Frequenzen  $f > 150$  Hz eine deutliche Verbesserung. Durch einen Vergleich der  $\rho_a$ - und Phasenkurven von Station 01 und denen anderer Stationen (Abb. 5) stellen sich Unterschiede in den Übertragungsfunktionen rund um die vermutete Lage des Lavadoms heraus. Bei Station 11 ist beispielsweise die Phasenaufspaltung bei hohen Frequenzen stärker ausgeprägt. Außerdem liegt die  $xy$ -Komponente der Phase  $\phi_{xy}$  unterhalb der  $yx$ -Komponente  $\phi_{yx}$ . Bei Station 05 ist dies umgekehrt. Eine Aufspaltung der Phase der beiden Komponenten deutet auf eine laterale Änderung der Leitfähigkeit hin.



**Abb. 3.** Zwei gepulste Störsender mit Periode um 1s am Beispiel der Bx- und Ey- Komponente von Station 04.



**Abb. 4:**  $\rho_a$  (oben) und Phasen (unten) der  $xy$ - (schwarz) und  $yx$ - (grau) Komponente des Impedanztensors gegenüber der log. Periode am Beispiel der Station 01. **Links:** Zeitreihe von harmonischen und gepulsten Störsendern bereinigt. **Rechts:** unbereinigte Zeitreihe mit robustem Standardauswerteverfahren.



Das Abfallen der Phasen beider Komponenten ab einer Periode von 0,1 Sekunden kann auf die geringe natürliche Anregungsenergie in diesem Bereich, das sogenannte dead-band (vgl. SIMPSON & BAHR 2005), und ein dementsprechend schlechtes Signal zu Rauschen-Verhältnis zurückgeführt wer-

den (LÖWER 2009). Da keine Aufzeichnungen langperiodischer magnetotellurischer Daten an den jeweiligen Stationen vorliegen, wurden die Impedanztensoren für die 1D-Modellierungen nur bis 5 Hz betrachtet.

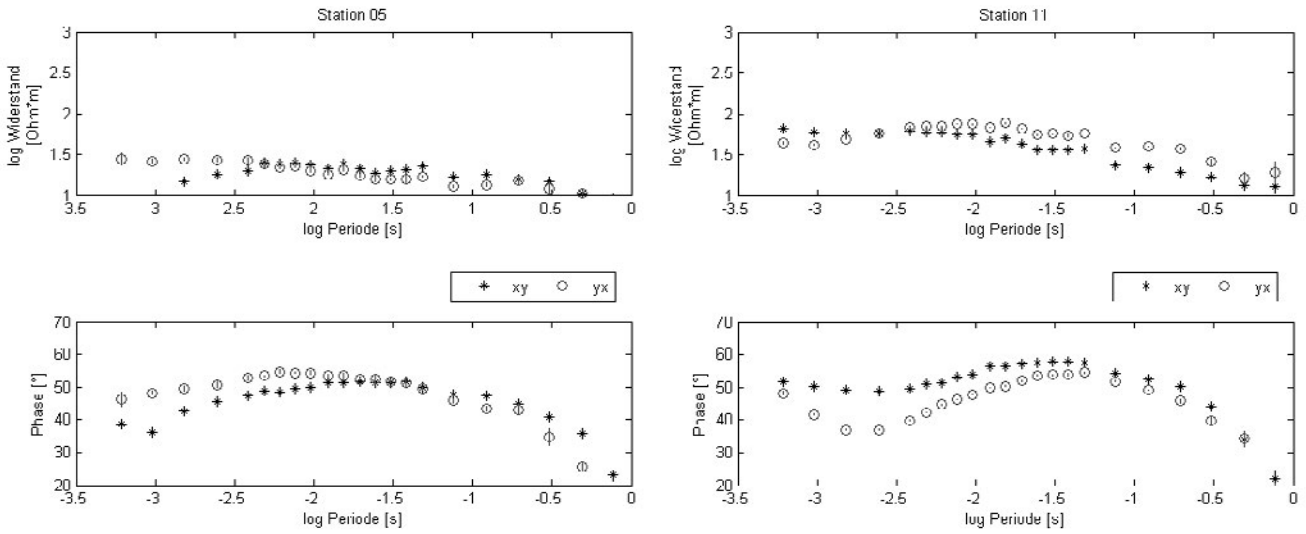


Abb. 5: Rhoa- (oben) und Phasenkurve (unten) der Stationen 05 (links) und 11 (rechts).

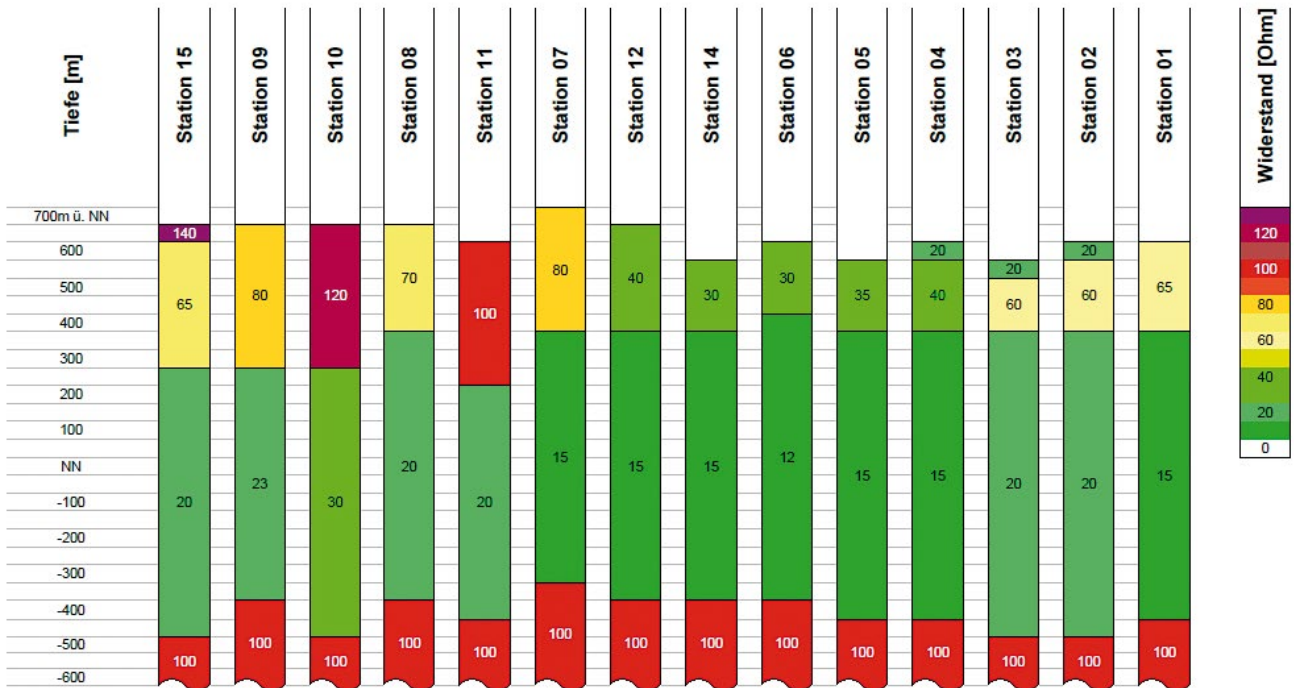


Abb. 6: Grafische Darstellung der 1D-Modelle projiziert auf ein Nord-Süd Profil.

## 4 1D- und 3D-Modelle

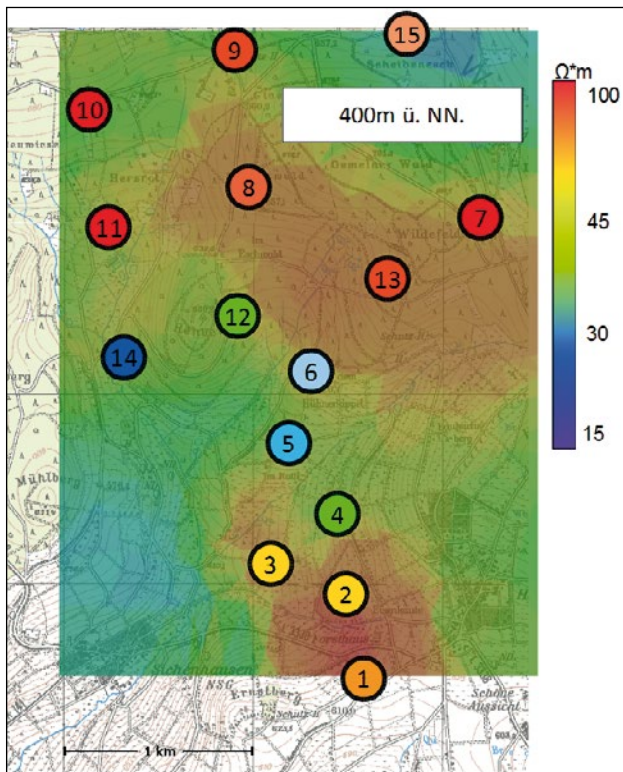
### Interpretation durch 1D-Modelle

Um eine schnelle Analyse der aufgenommenen Daten zu ermöglichen, wurden zunächst unter der Annahme eines geschichteten Halbraumes für jede Station voneinander unabhängige 1D-Vorwärtsmodellierungen nach WAIT (1953) durchgeführt.

Als Datengrundlage der 1D-Modellierung wurde die Berdichevski-Invariante ( $Z_B$ )

$$Z_B = \frac{1}{2} (Z_{xy} - Z_{yx})$$

verwendet. Diese erlaubt eine Näherung von Übertragungsfunktionen über inhomogenen Widerstandsstrukturen an einen 1D-Fall. Die 1D-Modelle (Abb. 6) zeigen, unter Berücksichtigung der Topographie, eine gut leitende, ca. 1 km mächtige Schicht ab einer Tiefe von 350 m ü. NN. Unterschiede



**Abb. 7:** Vergleich AMT 1D-Interpretation (Kreise) mit Inversionsergebnissen der Geoelektrik (Hintergrund). Die Farbfüllung der Kreise spiegelt die spezifischen Widerstände wieder. Kartengrundlage: TK25 Hessische Verwaltung für Bodenmanagement und Geoinformation.

in den berechneten Leitfähigkeiten treten hauptsächlich in der oberen Schicht auf. In der Mitte des Messgebietes von Station 12 bis Station 04 zeichnet sich ein oberflächennaher guter Leiter ab, wohingegen der spezifische elektrische Widerstand am Profil Anfang und Ende um einen Faktor  $> 2$  höher liegt.

Um einen Vergleich zu den von AGRICOLA et al. (2018) mit der Methode der großskaligen Geoelektrik erhobenen Daten zu schaffen, wurde in Abb. 7 ein Tiefenschnitt der 1D-Modelle bei 400 m ü. NN. über den entsprechenden Tiefenschnitt der 3D-Geoelektrikinversion gelegt.

Die Werte der AMT-Modelle werden durch die Hintergrundfarbe der entsprechenden Stationsnummern dargestellt. Beiden Methoden liegt die gleiche Farbskala zugrunde. Beide Messmethoden zeigen, bis auf leichte Abweichungen im Norden, dieselbe Verteilung der elektrischen Leitfähigkeitsstrukturen. In der Mitte des Messgebietes ergeben die Modellierungen für eine Höhe von 400 m ü. NN einen gut leitenden Bereich. Die Abweichungen zwischen den Modellen der AMT und denen der Tiefengeoelektrik lassen sich wie folgt erklären:

Der Hauptunterschied der beiden Darstellungen ist, dass die AMT-Modellierung einen gemittelten spezifischen Widerstand für einen Körper von 300 Metern Mächtigkeit zeigt, die Inversion der Geoelektrik hingegen die Widerstandsverteilung in einer festen Tiefe von ca. 250 Meter. Die starke Abweichung am nördlichen Rand des Messgebietes (Station 15) kann auf eine schlechtere Auflösung der Geoelektrikdaten aufgrund mangelnder Stationsabdeckung in den Randbereichen des Messgebietes zurückgeführt werden. Da magnetotellurische Messungen eine Tiefensondierung darstellen, ist dieser Bereich von der AMT besser aufgelöst.

### 3D-Modellierung

Auf Basis der durch die AMT-1D- und Geoelektrik-3D-Modellierung gewonnenen Erkenntnisse wurde ein Modell einer dreidimensionalen Leitfähigkeitsverteilung erstellt und die entsprechenden Übertragungsfunktionen für eine Stationsverteilung analog der AMT-Messungen im Frequenzbereich zwischen 2 Hz und 1000 Hz berechnet. Diese Modellstudie wurde mit der Software X3D (AVDEEV et al. 1997) durchgeführt.

Die verwendeten Modellparameter sind in Abb. 8 (unten) dargestellt. Der Hintergrundwiderstand der jeweiligen Schicht ist aus Gründen der Übersichtlichkeit in weiß abgebildet. Dieser beträgt bis zu einer Tiefe von 325 m  $45 \Omega\text{m}$ , darunter folgt bis 725 m ein Hintergrund von  $35 \Omega\text{m}$ . In Tiefen größer als 725 m schließt sich ein homogener Halbraum mit  $1000 \Omega\text{m}$  an. Die gewählten Zellgrößen des FD-Gitters liegen im Bereich des Messgebietes (ausschließlich quadratische Zellen) bei 15 m für die höchsten und 125 m für die niedrigsten Frequenzen bei logarithmisch äquidistantem Anstieg der Zellmächtigkeit.

Der Modellaufbau beschreibt eine 25 m mächtige, gutleitende Deckschicht, die im nordöstlichen Messgebiet und kleinräumig im Südosten in einen 300 m mächtigen schlechten Leiter mit einem spezifischen Widerstand bis zu 150  $\Omega\text{m}$  übergeht. Darunterliegend sinken die Widerstände im gesamten Gebiet auf 35  $\Omega\text{m}$  ab. Für eine großflächige, dreidimensionale Anpassung der Daten ist zudem ein schmales Band hohen Widerstandes (1000  $\Omega\text{m}$ ) notwendig. Dieses erstreckt sich im östlichen Messgebiet gänzlich von Nord nach Süd bei einer Ost–West–Ausdehnung von lediglich 120 m. Das Band stellt eine Verbindung zwischen den beiden oberflächennahen hochohmigen Bereichen dar, die durch die geologischen Gegebenheiten vermutet werden kann.

Der Vergleich zwischen gemessenen und modellierten Daten wird über die Ellipsendarstellung des Phasentensors  $\underline{\phi}$  (nach CALDWELL et al. 2004) gezeigt. Diese Auswertgröße geht aus den Phasenbeziehungen des Impedanztensors hervor  $\underline{\phi} = (\Re\underline{Z})^{-1}(\Im\underline{Z})$ . Die Ausrichtung der Halbachsen der Ellipse gibt Aufschluss über die Streichrichtung eines Kontrastes der elektrischen Leitfähigkeit, das Verhältnis der Halbachsenlängen zueinander spiegelt die Stärke des Kontrastes

wider. Abbildung 8 zeigt einen Vergleich der Phasentensor-ellipsen der gemessenen Daten (oben) und der berechneten Übertragungsfunktionen (unten) entlang eines NNW–SSO–Profils (vgl. Abb. 1). Bei der Darstellung der gemessenen Daten sind alle Stationen auf das Profil projiziert, wohingegen in das Profil des 3D-Modells nur Stationen in 100 m Abstand zum Profil einbezogen sind.

Aus Abbildung 8 kann eine Übereinstimmung der Phasentensoren zwischen gemessenen und modellierten Daten in der Profilmitte entnommen werden. Der Verlauf der Abplattung der Ellipsen, die durch den Kontrast der Länge der kleinen und großen Ellipsenhalbachse herrührt, kann in diesem Bereich gut nachgebildet werden. Auch ein Anstieg der minimalen Phasen (kleine Ellipsenhalbachse) hin zu längeren Perioden ist gut zu erkennen. Ein Anstieg der maximalen Phasen (große Halbachse) im Süd-Osten des Profils im Frequenzbereich um 100 Hz, modellseitig vom kleineren südlichen Störkörper hervorgerufen, kann ebenfalls gut nachgebildet werden. Die südlichen Stationen 02 und 04 wurden aufgrund ihrer stark gestörten elektrischen Ost–West-Komponente nicht in den Vergleich mit dem 3D-Modell mit einbezogen.

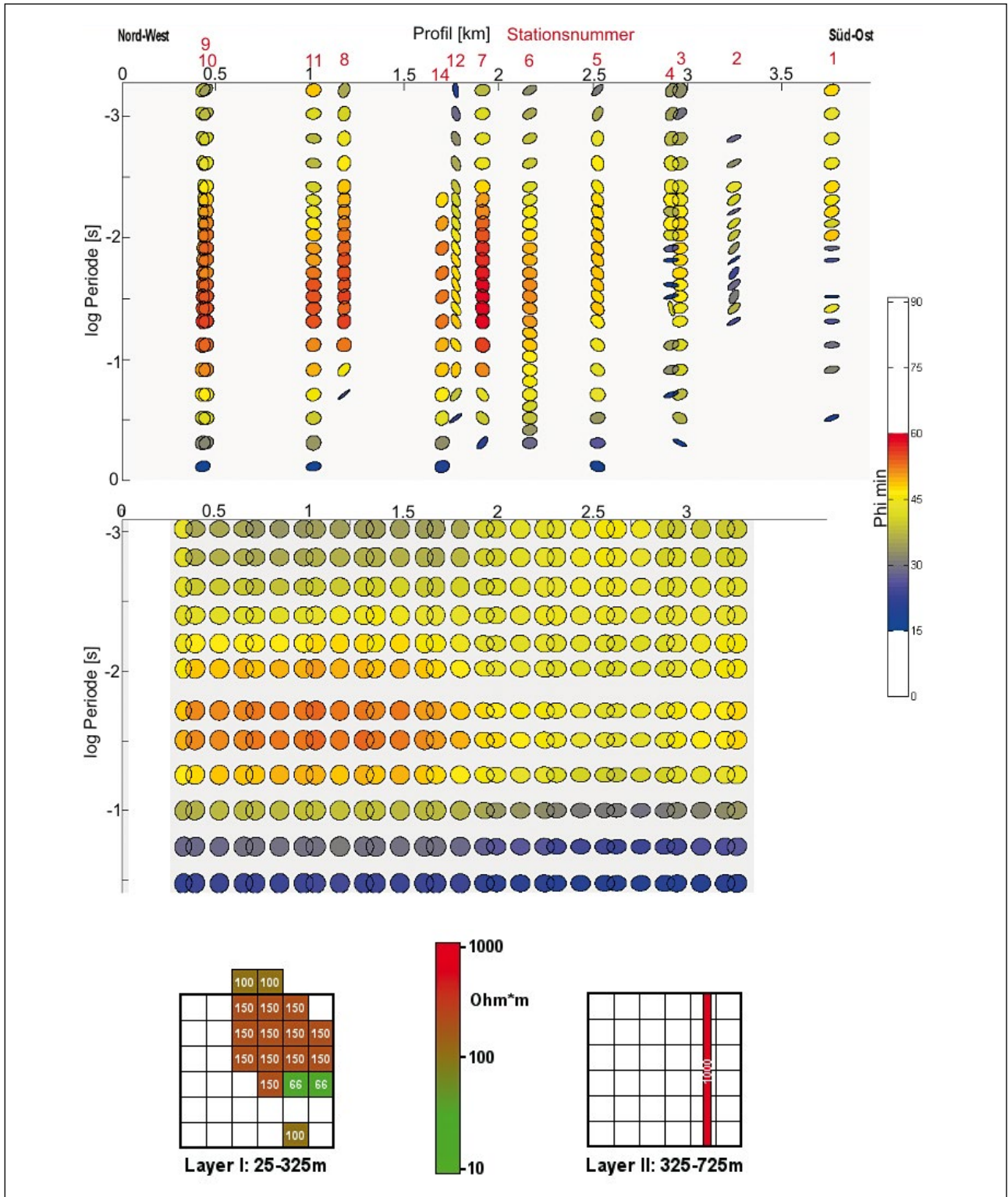
## 5 Fazit

Durch das Eliminieren der harmonischen Störsignale kann, bei Datensätzen mit hohem Anteil anthropogenen Rauschens, eine visuelle Datenauswahl ermöglicht werden. Diese kann zum Auswählen ungestörter Zeitbereiche bei Daten mit Einflüssen gepulster Störsender genutzt werden. Eine Kombination beider Verfahren führt zu einer maßgeblichen Verbesserung der Qualität der berechneten Übertragungsfunktionen bei stark verrauschten Messdaten.

Sowohl die 1D- als auch die 3D-Modellierungen der audiomagnetotellurischen Daten zeigen eine gute Übereinstimmung mit dem 3D-Inversionsergebnis der großskaligen Geoelektrik (AGRICOLA 2016) bis zu einigen hundert Metern Tiefe. Somit können die audiomagnetotellurischen Sondierungen zur Veri-

fikation und Tiefenergänzung der Methode der großskaligen Geoelektrik herangezogen werden.

Mit der AMT ist zudem ein Leitfähigkeitsunterschied erkennbar, dessen Ausdehnung als Interpretationsgrundlage für die laterale Größe der trachyphonolithischen Domstrukturen herangezogen werden kann. Die Ausdehnung dieses Doms kann nicht vollständig eingegrenzt werden, da die Randbereiche der Leitfähigkeitsanomalien die nordöstliche Grenze des Messgebietes überragen. Aus den Ergebnissen der 1D- und 3D-Modellierung deutet sich an, dass sich der Lavadom in lateraler Richtung über mehr als 2 km E–W und 1 km in N–S Richtung erstreckt und in einer Tiefe von etwa 25–325 m liegt.



**Abb. 8:** Vergleich der Phasentensorellipsen des 3D-Modells (mitte) mit denen der gemessenen Daten (oben). Farbfüllung der Ellipsen entspricht dem Wert der minimalen Phasen  $\phi_{min}$ ; Darstellung der Widerstandsverteilung des Modells (unten). Dargestellte Gittergröße entspricht 500 x 500 m.



## 6 Schriftenverzeichnis

- AGRICOLA, T. (2018): Großskalige Dipol-Dipol Geoelektrik im Umfeld der Forschungsbohrung Sichenhausen-Eschwald im Hohen Vogelsberg. – *Geol. Jb. Hessen*, **139**: 43–59, 12 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden 2018.
- AVDEEV, D. B., KUVSHINOV A. V., PANKRATOV, O. V. & NEWMAN, G. A. (1997): High-Performance Three-Dimensional Electromagnetic Modelling Using Modified Neumann Series – Wide-Band Numerical Solution and Examples. – *J. Geomag. Geoelectr.*, **49** (11/12): 1519–1539; Tokyo.
- CALDWELL, T.G., BIBBY, H. M. & BROWN, C. (2004): The magnetotelluric phase tensor. – *Geophys. J. Int.*, **158** (2): 457–469; Oxford.
- CHAVE, A. D. & JONES, A., G. (Eds.) (2012): *The Magnetotelluric Method – Theory and Practice*. – XVII, 552 S.; Cambridge (Cambridge Univ. Pr.).
- EHRENBERG, K.-H. & HICKETHIER, H. (1985): Die Basaltbasis im Vogelsberg – Schollenbau und Hinweise zur Entwicklung der vulkanischen Abfolge. – *Geol. Jb. Hessen*, **113**: 97–135; 2 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- JUNGE, A. (1990): A New telluric KCl probe using Filloux's AgAgCl electrode. – *PAGEOPH*, **134** (4): 589–598; Basel.
- JUNGE, A. (1992): Erweiterte Auswerteverfahren in Göttingen. – In: HAAK, V. & RODEMANN, H. (Hrsg.): Protokoll über das 14. Kolloquium „Erdmagnetische Tiefenforschung“ Borkheide vom 25.5.–29.5.1992: 149–158; Potsdam (Dt. Geophysikal. Ges.).
- JUNGE, A. (1996): Characterization of and correction for cultural noise. – *Surv. in Geophys.*, **17** (4): 361–391; Dordrecht.
- LÖWER, A. (2009): Audiomagnetotellurik im Hohen Vogelsberg – Dipl.-Arb. Goethe-Univ. Frankfurt a. M.
- NESBOR, H.-D. (2008): Bohren auf dem Vulkan – Die Forschungsbohrung Sichenhausen-Eschwald im Hohen Vogelsberg. – *Jber. hess. L.-Amt Umwelt Geol.*, **2007**: 151–155, 7 Abb.; Wiesbaden.
- NESBOR, H.-D. (2014): Der Vogelsberg – Vulkanologische und petrologische Entwicklung eines großen miozänen Intraplatten-Vulkangebiets in Mitteleuropa (The Vogelsberg – Volcanic and Petrologic development of a large Intraplate Volcanic Field of Miocene age in Central Europe). – In: RÖHLING, H.-G. (Hrsg.): *GeoFrankfurt 2014 – Dynamik des Systems Erde / Earth Systems Dynamic – Exkursionsführer / Excursion guide*. – Exk.-Führer u. Veröff. dt. Ges. Geowiss., **252**: 22–39, 14 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- NESBOR, H.-D. (2018): Das Vulkangebiet Vogelsberg. – *Geol. Jb. Hessen*, **139**: 5–41, 21 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden 2018.
- REISCHMANN, T. & SCHRAFT, A. (2009): *Der Vogelsberg – Geotope im größten Vulkangebiet Mitteleuropas Teil I: Die Geologie des Vogelsberges*: 9–23, 6 Abb., 2 Tab.; Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Wiesbaden.
- SCHMÜCKER, U. & WEIDELT, P. (1975): *Electromagnetic Induction in the Earth*. – Lecture Notes: 178 S.; Aarhus.
- SIMPSON, F. & BAHR, K. (2005): *Practical Magnetotellurics*. – XV, 254 S.; Cambridge (Cambridge Univ. Pr.).
- WAIT, J. R. (1953): Propagation of radio waves over a stratified ground. – *Geophys.*, **18** (2): 416–422; Tulsa, Okla.

Manuskript eingegangen am 13.7.2016, angenommen am 8.8.2016.

MATTHIAS KRACHT<sup>1</sup>

# Anwendungsbeispiele für geophysikalische Messungen des HLNUG im Umfeld der Bohrung Sichenhausen-Eschwald im Hohen Vogelsberg

## Kurzfassung

Die Kartierung von geologischen Karten wird von der Facheinheit Geophysik beim Hessischen Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie (HLNUG) fachlich begleitet, wie auch bei der GK 25 Blatt 5521 Gedern im Oberwald des Vogelsberges. Zur Vorbereitung der Bohrungen erfolgten je nach Fragestellung geoelektrische Messungen durch das HLNUG, die u. a. zur Festlegung der Bohrpunkte dienten. Durchgeführt wurde dies bei der Bohrung Sichenhausen-Eschwald und bei den flacheren Bohrungen wie der Bohrung Sichenhausen-Herzrot. Für spezielle geophysikalische Fragestellungen wurden in diesem Zusammenhang mit verschiedenen geophysikalischen Institutionen zusammengearbeitet (siehe die Veröffentlichungen in diesem Band).

Je nach Bohrfortschritt wurden geophysikalische Bohrlochmessungen begleitend vom HLNUG durchgeführt. Dies wurde gemacht, um die sicher zu stellen, dass vor einem möglichen Nachfall gemessen wurde. Die Bohrung Sichenhausen-Eschwald im Hohen Vogelsberg, die seit 2007 bis zur Endteufe von 305 m befahrbar ist, wurde nach Bohrende und in den Jahren danach regelmäßig vom HLNUG gemessen. Dabei wurde der zeitliche Verlauf der Temperatur und Leitfähigkeit im Bohrloch bestimmt.

## Abstract

The mapping of geological maps is accompanied by the “Facheinheit Geophysik” of the Hessian Agency of Natureprotection, Environment and Geology (HLNUG) as in the course of mapping GK page 5521 Gedern located in the Oberwald region of the Vogelsberg mountain. Geoelectrical measurements were carried out to solve different questions like in the context of drilling sites in this area. This was undertaken at the drilling site Sichenhausen-Eschwald and at the shallower drilling sites like the Sichenhausen-Herzrot drilling. In the case of special geophysical problems it was cooperated with different geophysical institutions (see different papers in this publication).

Depending on the progress of drilling geophysical logging was organized and measured by the HLNUG. This was carried out to measure in the drilling in the case of drilling instability. Since 2007 the drilling site Sichenhausen-Eschwald in the Vogelsberg could be logged till the final depth at 305 m, which was repeated by the HLNUG in the following years. In this case the timedependent process of temperature and electrical conductivity of the drillhole was determined.

## Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	72
2. Geophysikalisches Umfeld der Bohrung Sichenhausen-Eschwald im Hohen Vogelsberg	72
3. Geoelektrische Messungen	76
4. Bohrlochgeophysikalische Messungen des HLNUG an der Bohrung-Sichenhausen-Eschwald	81
5. Schriftenverzeichnis	84

<sup>1</sup> Dr. M. Kracht, Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie, Rheingastr. 186, 65203 Wiesbaden

## 1 Einleitung

Im Sommer 2007 wurde die Forschungsbohrung Sichenhausen-Eschwald im Auftrag des HLOG bis zu einer Tiefe von 305 m niedergebracht. Die Bohrung hatte eine im Vogelsberg bisher weitgehend unbekannte vulkanische Gesteinsabfolge erschlossen, die nicht aus den im Vogelsberg weit verbreiteten Basalten besteht, sondern eine trachyphonolithische Zusammensetzung aufweist. Trachyte und Phonolithe sind vulkanische Gesteine, die hauptsächlich aus Feldspat bestehen und daher, im Gegensatz zu den schwarzen Basalten, hellgrau gefärbt sind. Den oberen Teil der erbohrten Gesteinsabfolge bildet ein trachyphonolithischer Lavadom, der bis 112 m Tiefe reicht. Darunter folgen bis 197 m unter Geländeoberkante Domkollapsbrekzien und danach wiederum ein massiver Trachyphonolithkörper, in dem bis zur Endtiefe weitergebohrt wurde (NESBOR 2018, in diesem Band).

Durch die Bohrung wurden Forschungsaktivitäten verschiedener Disziplinen angestoßen, die bereits vor den Bohrarbeiten begannen, danach intensiviert wurden und weiter ausgebaut wurden (KRACHT & NESBOR 2008, AGRICOLA et al. 2009). Daran beteiligt waren die Universitäten Frankfurt, Würzburg und Göttingen sowie das Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (GGA-Institut, jetzt Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik, LIAG) in Hannover und das Institut für Geophysik und extraterrestrische Physik der TU Braunschweig. Durch die Zusammenarbeit der verschiedenen geowissenschaftlichen Teilbereiche wurden einige der noch offenen Fragen zur Entschlüsselung der letzten Geheimnisse des Vulkangebietes Vogelsberg beantwortet.

Voraussetzung für die Festlegung des Bohrpunktes war eine eingehende geologische Kartierung und geoelektrische Messungen des infrage kommenden Gebietes. Eine weitere wichtige Grundlage lieferten die vom HLOG ermittelten Geophysik-Altdata aus der Umgebung der anvisierten Bohrstelle. Dazu wurden Daten aus der Bohrlochgeophysik sowie aus kleinräumigen Erkundungen mittels Seismik, Magnetik und Geoelektrik ausgewertet.

Nach erfolgreichem Abschluss der Bohrarbeiten in 2007 wurden vom LIAG und HLOG umfangreiche geophysikalische Bohrlochuntersuchungen und Kamerabefahrungen (siehe auch HESSE & WONIK 2018, in diesem Band) durchgeführt. Weiterhin wurde die Bohrlochmagnetometersonde (GBM) der Projektgruppe Bohrlochmagnetik durch das Institut für Geophysik und extraterrestrische Physik der TU Braunschweig eingesetzt (siehe NEUHAUS et al. 2018, in diesem Band). Diese Sonde zeichnet sich durch ihr einzigartiges Orientierungssystem aus, das die Magnetfelder im Bohrloch extrem genau messen und in echte geographische Koordinaten umgerechnet kann. Die so gewonnenen Daten dienen dann als Grundlage für die Modellierung von magnetisierten Bereichen innerhalb des Trachyphonolithkörpers.

In der Folge wurde vom Institut für Geowissenschaften der Goethe Universität in Frankfurt eine großskalige Gleichstromelektrik eingesetzt, die die Geometrie des erbohrten Trachyphonolithkörpers bis in eine Tiefe von mehreren Hundert Metern sichtbar machte (siehe AGRICOLA et al. 2018, in diesem Band). Anhand dieser Ergebnisse und weiterer geoelektrischer Messungen des HLOG und der Universität Frankfurt wurden im Sommer 2008 fünf flache Bohrungen durchgeführt, die das weitere Umfeld des geophysikalisch nachgewiesenen Störkörpers erkundeten. Zur Festlegung der Bohrpunkte erfolgten gemeinsame geoelektrische und geomagnetische Voruntersuchungen durch das Institut für Geowissenschaften der Universität Frankfurt und durch das HLOG. Außerdem wurden diese Ergebnisse mit einer anderen Arbeit zur Audiomagnetotellurik durch die Universität Frankfurt verglichen (siehe auch LÖWER & JUNGE 2018, in diesem Band).

Die geophysikalischen Messorte der Messungen des HLOG (Datenbestand Geophysik (2017)) sind in Abb. 1 dargestellt. Durchgeführt wurden Seismik, Magnetik, Geoelektrik sowie Bohrlochgeophysik (Gamma Log, Temperatur und Salinität).

## 2 Geophysikalisches Umfeld der Bohrung Sichenhausen-Eschwald im Hohen Vogelsberg

Bei der Betrachtung des geophysikalischen Umfeldes der Bohrung Sichenhausen-Eschwald im Hohen Vogelsberg werden gravimetrische und magnetische Karten des HLOG herangezogen. In diesem Zusammenhang sind Ende 2011 beim HLOG zwei geophysikalische Potenzialkarten „Anomalien des erdmagnetischen Totalfeldes von Hessen 1:300 000“ (HLOG, BGR & LIAG 2011) und „Schwerekarte / Bouguer-Anomalien von Hessen 1:300 000“ (HLOG & LIAG 2011) veröffentlicht worden, die 2012 dann auch der Fachöffentlichkeit vorgestellt

wurden (KRACHT & GABRIEL 2012) und KRACHT et al. 2012) sowie KRACHT (2014).

Zur Erkundung tektonischer oder geologischer Strukturen können Schwerekarten einen wichtigen Beitrag liefern. Die Anomalien sind Ausdruck von lateralen Dichteveriationen im Untergrund und lassen sich geologischen Strukturen zuordnen, wobei Maxima eine gegenüber einem Normalmodell erhöhte Dichte anzeigen, Minima dagegen eine verringerte Dichte. Grundlage für diese Karte der hessischen Bouguer-Anomalien

ist die vom Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik (LIAG, Hannover) hergestellte Schwerekarte für das gesamte Gebiet der Bundesrepublik Deutschland (SKIBA & GABRIEL 2010).

Die vom HLUUG herausgebrachte Karte der hessischen Schwereanomalien weicht in der Darstellung von der Karte des LIAG für das Gesamtgebiet der Bundesrepublik Deutschland ab. Um die markanten Strukturen in Hessen besser darstellen zu können, wurde eine leicht modifizierte Farbskala gewählt. Damit sind Einzelstrukturen in dem hier gewählten Maßstab (1:300 000) besser erkennbar.

In Abbildung 2 lässt sich die Verlängerung des gravimetrischen Minimums des Oberrheingrabens über die Wetterausenke bis zur Niederhessischen Tertiärsenke deutlich verfolgen. Eine detaillierte gravimetrische Studie aus dem Bereich Wetterau/Vogelsberg wurde durch VON BRAUNMÜHL (1975)

gefertigt. Dabei entspricht die Breite der hier gemessenen und interpretierten Anomalie der Hälfte derjenigen des Oberrheingrabens und einem Betrag von etwa einem Drittel der dort gemessenen Werte. Seine Modellrechnungen deuten darauf hin, dass sich der Oberrheingraben bis in diesen Bereich fortsetzt.

In Abb. 2 ist die Lage der bekannten Seismiklinien dargestellt. Dabei handelt es sich um Industrieseismik. Lediglich nördlich des Bohrpunktes findet man eine kleine Linie, die im Zusammenhang mit der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 (BUNESS & WONIK 2001) aufgezeichnet wurde. Das DEKORP-Profil 2–S verläuft südlich außerhalb des Kartenausschnittes in Abb. 2.

In Abb. 3 wird ein Ausschnitt aus der Karte „Anomalien des erdmagnetischen Totalfeldes von Hessen 1:300 000“ dargestellt. Der Ausschnitt entspricht dem in Abb. 2 gewählten

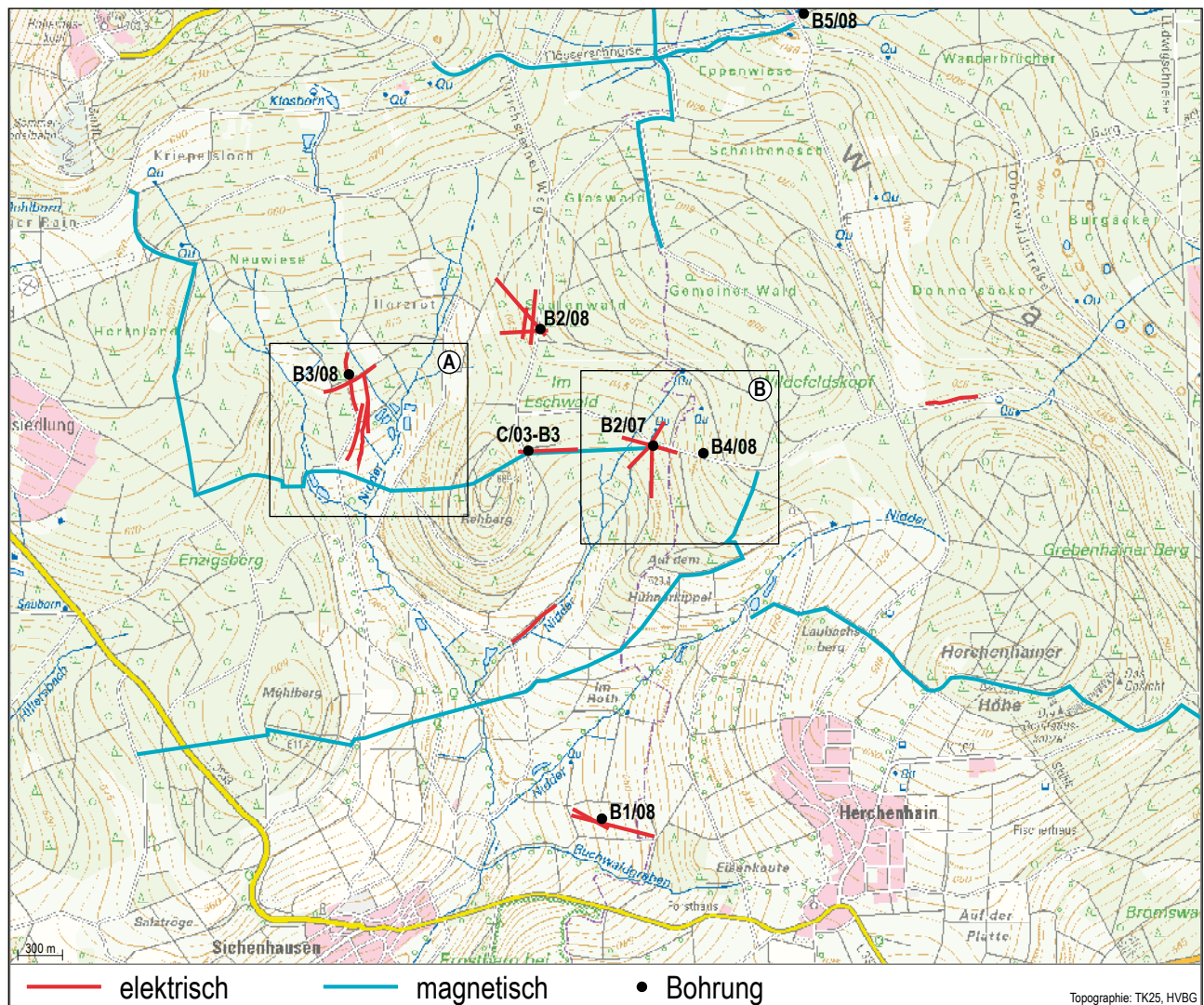


Abb. 1: Lageplan der geophysikalischen Messungen durch das HLUUG sowie die vom HLUUG beauftragten Bohrungen im Bereich Sichenhausen (Ausschnitt A siehe Abb. 8, Ausschnitt B siehe Abb. 4).



Ausschnitt. Grundlage für diese Karte der hessischen Magnetfeldanomalien ist die vom Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik (LIAG, Hannover) gemeinsam mit der Firma Geophysik GGD (Leipzig) hergestellte Karte der magnetischen Totalfeldanomalien für das gesamte Gebiet der Bundesrepub-

lik Deutschland mit einer Gridgröße von 100 m (GABRIEL & VOGEL 2010). Für Hessen wurde die von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) zur Verfügung gestellten Befliegungen Westdeutschlands in 1000 m über NN und durch das LIAG veranlasste Messungen entlang der ehe-

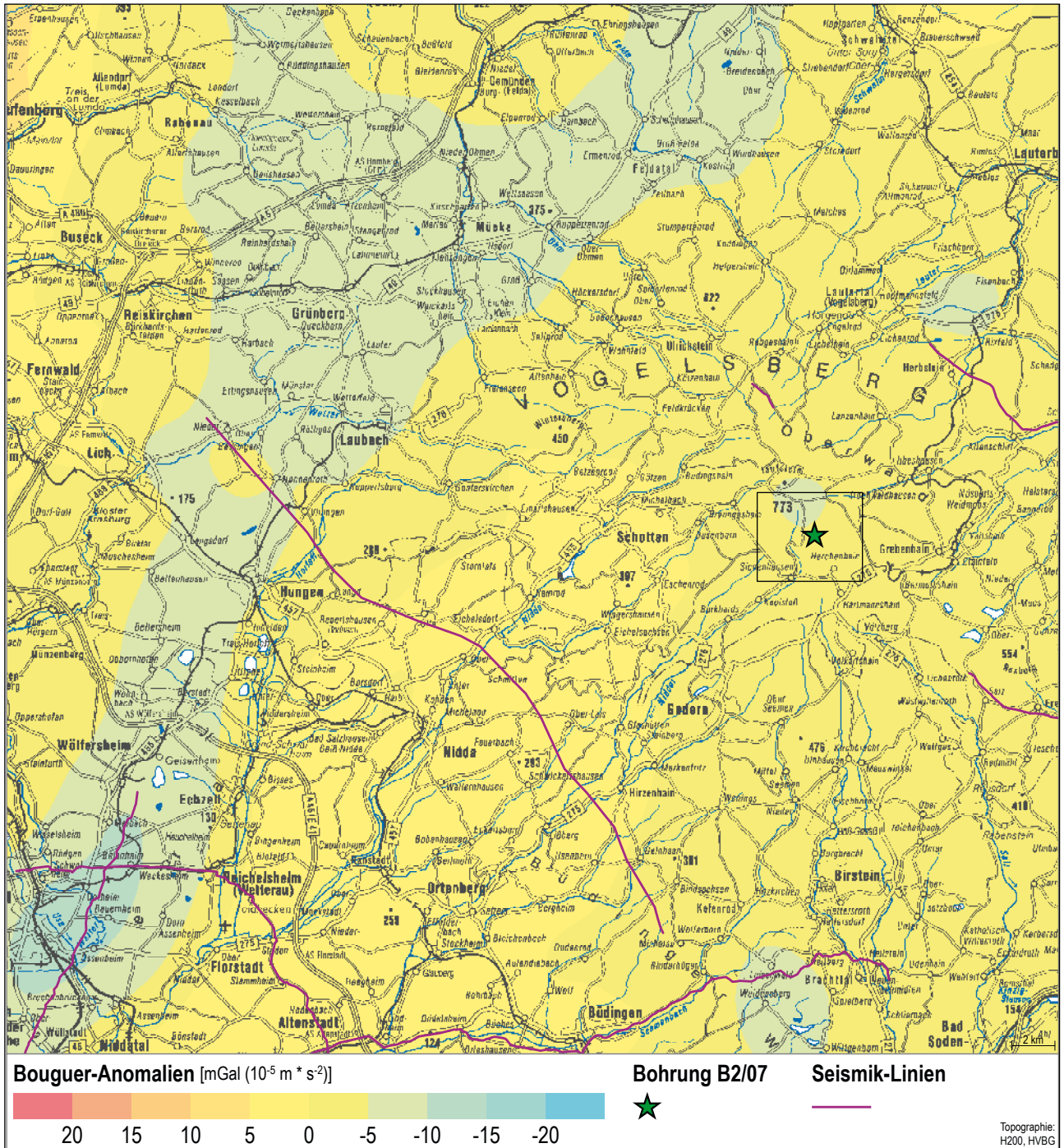


Abb. 2: Ausschnitt aus der „Schwerkarte/Bouguer-Anomalien von Hessen 1:300000“ im Bereich Vogelsberg mit Kennzeichnung des Ausschnitts um den Bohrungspunkt Sichenhausen-Eschwald (Abb. 1). Rote Linien entsprechen der Lage der in diesem Gebiet aufgezeichneten Seismikprofile.

maligen innerdeutschen Grenzen auf ein einheitliches Höhenniveau und Bezugssystem umgerechnet.

PUCHER et al. (2001) haben magnetische Anomalien im Vogelsberg modelliert. Dabei wird das Bezugsniveau in 1000 m, 2000 m, 4000 m und 8000 m betrachtet, um die langwelligen

gen von den kurzwelligen Anteilen des magnetischen Anomalienbildes getrennt voneinander betrachten zu können. Es wird vermutet, dass es sich bei der Anomalie im Südwesten um eine in ca. 2 km Tiefe liegende erkaltete Magmakammer handelt.

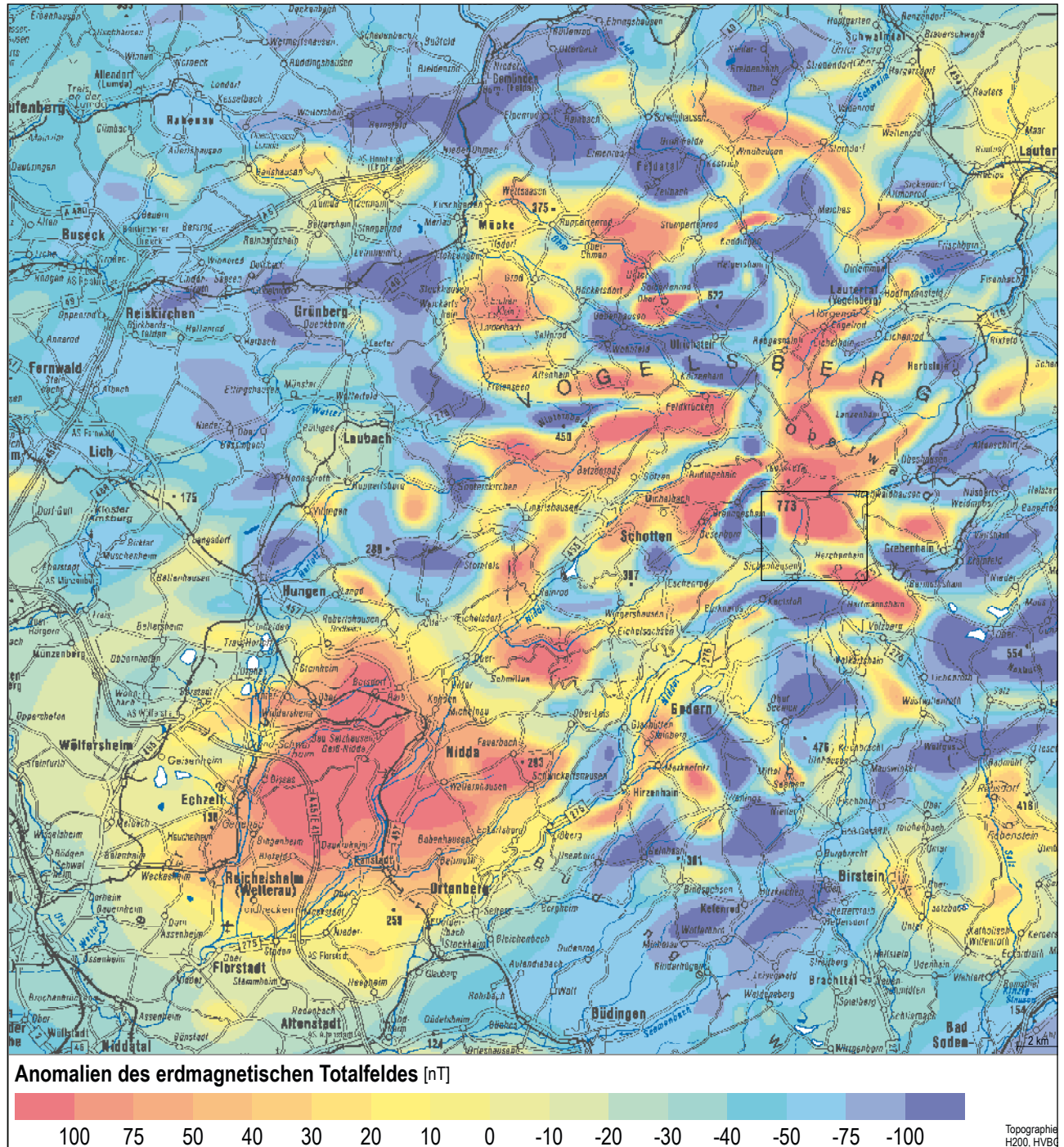


Abb. 3: Ausschnitt aus der Karte „Anomalien des erdmagnetischen Totalfeldes von Hessen 1:300 000“ im Bereich Vogelsberg.



### 3 Geoelektrische Messungen

Im Umfeld der Bohrung Sichenhausen wurden geoelektrische Profile mit verschiedenen Fragestellungen gemessen. Ziel der Messungen waren die Festlegung eines geeigneten Bohrpunktes für die spätere Forschungsbohrung Sichenhausen-Eschwald im Hohen Vogelsberg sowie die Auswahl weiterer Bohrpunkte für flachere Bohrungen, die im Umfeld der For-

schungsbohrung gebohrt wurden. Nach Bohrende der flachen Bohrungen wurden weitere geoelektrische Messungen an der Bohrung Sichenhausen-Herzrot durchgeführt. Auf den folgenden Abbildungen werden die Ergebnisse der geoelektrischen Modellierungen gezeigt.

#### Bohrlokation Sichenhausen-Eschwald im Hohen Vogelsberg

Im Vorfeld der Bohrung wurden geoelektrische Tomographiemessungen durchgeführt, um einen günstigen Bohrsatzpunkt vorzuschlagen. Im Frühjahr 2007 wurden die hier beschriebenen geoelektrischen Tomographiemessungen mit einer Syscal-Apparatur der Fa. Iris in Multielektrodeentechnik durchgeführt. Bei jedem Profil werden die 48 Elektroden mit 5 m Abstand zu den möglichen Wenneranordnungen (äquidistanten Vierpole) mit 5, 10, 15, ....., 60 m Abständen zusammengeschaltet, was insgesamt in jeweils 360 Einzelmessungen resultierte.

Die Messdaten wurden mit RES2DINV (Geotomo Software) invertiert und grafisch dargestellt. Die modellierten Ergebnisse für die Profile 707, 708 und 709 zeigen jeweils einen Schnitt, der den mittels Interaktionen ermittelte Ergebnis, den resultierenden Widerstands-Tiefenschnitt, darstellt (siehe Abb. 6 bis 8). Der angegebene Fehler (RMS-Error) gibt dabei an, wie gut das gefundene Modell die Messwerte wiedergibt. Dieser Wert sollte für eine stabile Interpretation unter 5 % liegen. Bei diesen Profilen wurden die Ergebnisse in logarithmischen Widerstandsmaßstäben dargestellt, um die Strukturen möglichst gut aufzulösen.

Für die hier angesprochene Fragestellung wurden drei Profile gemessen (siehe Abb. 4).

Im Einzelnen sind dies:

**Profil Oberwaldtop707:** Messrichtung von Südost nach Nordwest, östlich des Rehberges (siehe Abb. 5).

Das Profil, das parallel zu einem Weg gemessen wurde, zeigt starke topographische Unterschiede auf. Im Bereich 0 bis ca. 120 m fällt das Gelände von ca. 645 m auf 630 m ü NN ab, von 120 m bis zum Messende ist das Gelände flach. Die Schnittlinien bzw. -punkte zu den anderen Profilen und der geplante Bohrsatzpunkt sind eingezeichnet.

In dem ansteigenden Bereich ist der Untergrund heterogen aufgebaut: Eine hochohmige Schicht (mit Werten von über 500  $\Omega\text{m}$ ) im Bereich 40 bis 90 m (die bei ca. 90 m auf 630 m ü NN Höhe austreicht) wird von einer niederohmigen Schicht (mit Werten von um 100  $\Omega\text{m}$ ) unterlagert. Diese Schicht, die bei 80 m von einer „Aufwölbung“ unterbrochen wird, zieht sich bis an den Rand der Messung. Sie wird im Südosten wie im Nordwesten von zwei hochohmigen Bereichen unterlagert. Lediglich in der Mitte (von 100 bis 140 m) ist ein niederohmiger Trog zu finden.

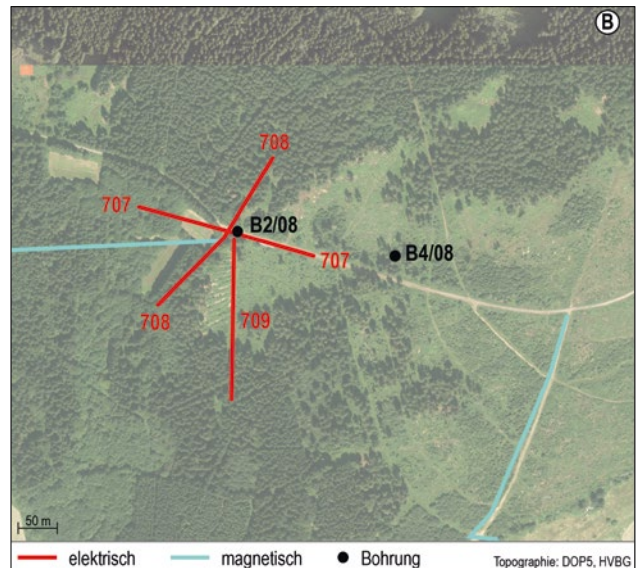


Abb. 4: Lageplan der geoelektrischen Messungen im Bereich der Bohrung Sichenhausen-Eschwald.

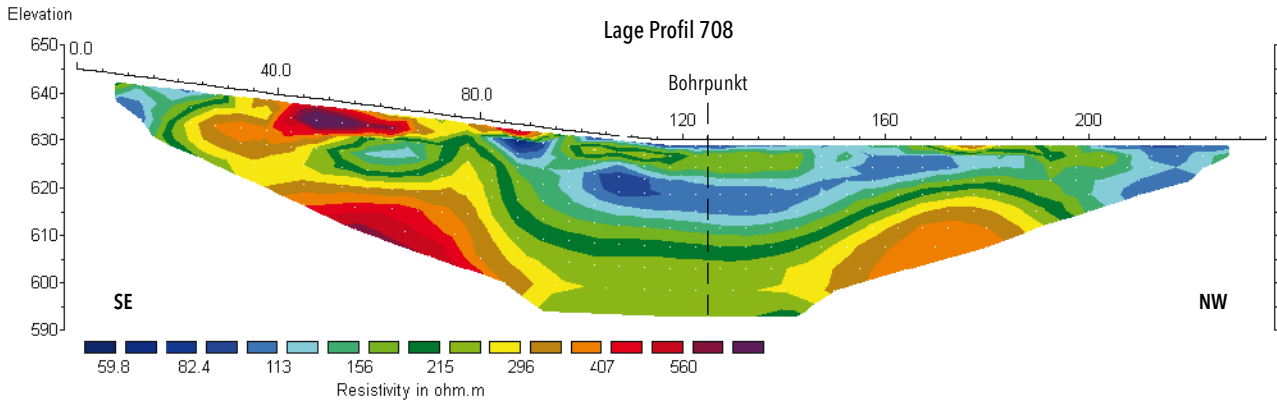


Abb. 5: Profil Oberwaldtopo707, Bohrung Sichenhausen-Eschwald.

**Profil Oberwaldtopo708:** Messrichtung von Nordost nach Südwest, östlich des Rehberges (siehe Abb. 6)

Das Profil verläuft fast senkrecht zu Profil 707 (siehe Abb. 1). Das Profil fällt 20 Meter von NE nach SW ab (von ca. 640 auf 620 m ü NN). Die Höhendifferenz fließt in das Modell und die Modellergebnisse mit ein. Geprägt wird das Profil von ei-

nem großen Bereich mit relativ niedrigen Widerständen (70 bis 140  $\Omega$ m). Unterhalb von 610 m ü NN im Bereich des geplanten Bohransatzpunktes steigen die Widerstandswerte auf mehrere 100  $\Omega$ m an. Hierbei handelt es sich wahrscheinlich um anstehendes vulkanisches Gestein (Trachyphonolith).

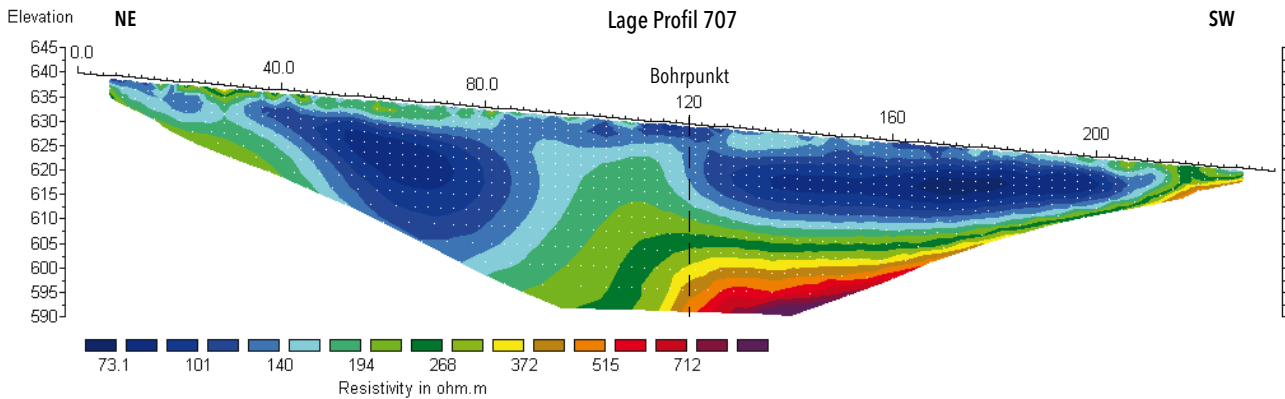


Abb. 6: Profil Oberwaldtopo708, Bohrung Sichenhausen-Eschwald.

**Profil Oberwaldtopo709:** Messrichtung von Nord nach Süd, östlich des Rehberges (siehe Abb. 7)

Das Profil verläuft ziemlich genau in NS-Richtung (siehe Abb. 1). Der Beginn des Profils ist fast auf den Schnittpunkten der Profile 707 und 708 in der Nähe des geplanten Bohransatzpunktes gelegt worden. Das Profil fällt 10 Meter von N

nach S ab (von ca. 630 auf 620 m ü NN). Wie schon in Profil 708 steigen die Widerstandswerte unterhalb von 610 m ü NN auf mehrere 100  $\Omega$ m an. Allerdings sind die beiden Bereiche (nieder- bzw. hochohmig) anders verteilt. Der hochohmige Bereich keilt nach Süden hin aus.



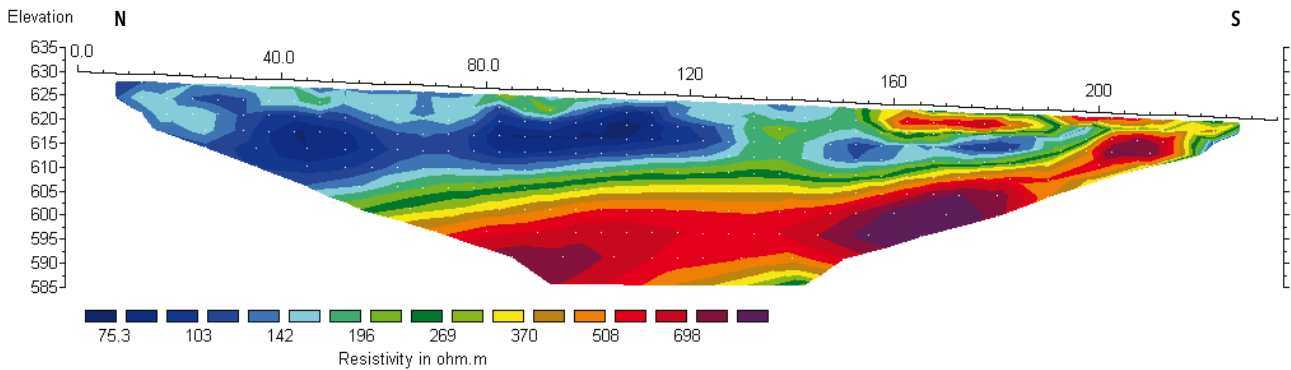


Abb. 7: Profil Oberwaldtopo709, Bohrung Sichenhausen-Eschwald.

Die Fragestellung für die geoelektrischen Tomographiemessungen im Bereich der späteren Bohrung Sichenhausen-Eschwald war: Ist der geplante Bohransatzpunkt sinnvoll bzw. sollte ein anderer vorgeschlagen werden? Es war nicht gewünscht in einen hochohmigen basaltführenden Bereich direkt hineinzubohren und andererseits sollte auch nicht in mächtige niederohmige Fließerden gebohrt werden. Damit konnte Profil 709 sowie der östliche Teil von Profil 707 ausgeschlossen werden. Bei Profil 708 wurde der Schnittpunkt mit

Profil 707 etwas weiter in Richtung Norden für den Bohransatzpunkt gewählt. Damit bleibt im Bereich der gemessenen Profile nur Profil 707: Hier ist in der Mitte (von 100 bis 140 m) ein niederohmiger Trog zu finden. Am westliche Rand dieses Troges neben dem Weg wurde dann der Bohransatzpunkt empfohlen, gewählt und die Ergebnisse der Geoelektrik sind mit denen der Bohrlochgeophysik vergleichbar (siehe auch HESSE & WONIK 2018, in diesem Band: Abb. 3. Lithologie und Werte der Bohrung).

## Bohrlokation Sichenhausen-Herzrot sowie Geoelektrik an 4 möglichen Bohrpunkten

Zur Festlegung der Bohrplätze für die flachen Bohrungen im Umfeld der Bohrung Sichenhausen-Eschwald wurden geoelektrische Messungen durch die Goethe Universität und durch das HLUG durchgeführt. Zur Festlegung für die Bohrungen, die mit einer Teufe von ca. 50 m vorgegeben waren, war von Interesse, ab welcher Tiefe anstehendes festes vulkanisches Gestein anzutreffen ist. Sedimente bzw. Fließerden sollten ausgeschlossen werden. Im Rahmen einer Bachelorarbeit (BU-BLITZ 2008) der Goethe Universität Frankfurt wurden an 3 Lokationen in der Nähe der Bohrung Sichenhausen-Eschwald neun geoelektrische Profile gemessen, um Standorte für weite-

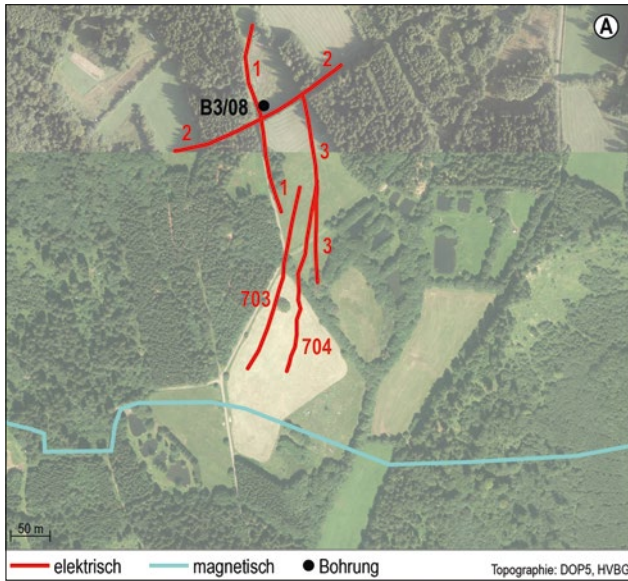
re flache Bohrungen auszuweisen (siehe Abb. 1). Vom HLUG wurden in Ergänzung zu den geoelektrischen Messungen der Goethe Universität in diesem Bereich und im weiteren Umfeld neun geoelektrische Profile gemessen. Bei der Interpretation wird bei den niederohmigen Bereichen mit Widerständen um  $50 \Omega\text{m}$  von Fließerden ausgegangen. Hochohmigere Bereiche mit Widerstandswerten mit  $400 \Omega\text{m}$  und mehr deuten auf anstehendes Gestein hin. Insgesamt wurden im Anschluss vier Bohrlokationen für die flachen Bohrungen festgelegt (siehe Abb. 1).

### Bohrung Sichenhausen-Herzrot:

Bei der Bohrung Sichenhausen-Herzrot wurden drei Profile (Profil1, Profil2 und Profil 3) vor der Bohrung und 2 Profile (Profil703 und Profil704) nach der Bohrung gemessen (Lageplan siehe Abb. 8). Die Profile 1 und 2 konnten mit den Bohrlochlogs und der geologischen Ansprache verglichen werden. Bei diesen Profilen wurden die Ergebnisse nicht wie bei der Bohrung Sichenhausen-Eschwald in logarithmischen Widerstandsmaßstäben dargestellt, sondern linear mit vergleichbaren

abgestuften Werten. Damit sind die modellierten Profile hier vergleichbar und die Strukturen werden gut aufgelöst dargestellt.

**Profil 1** wurde parallel zu einem Wirtschaftsweg mit leichtem Gefälle von NNW nach SSE gemessen. Die Schnittpunkte zu den anderen Profilen sind auf den Abbildungen zu sehen, um einen räumlichen Eindruck erhalten. Bei diesem Profil ist der hochohmige Bereich besonders auffällig mit Werten von



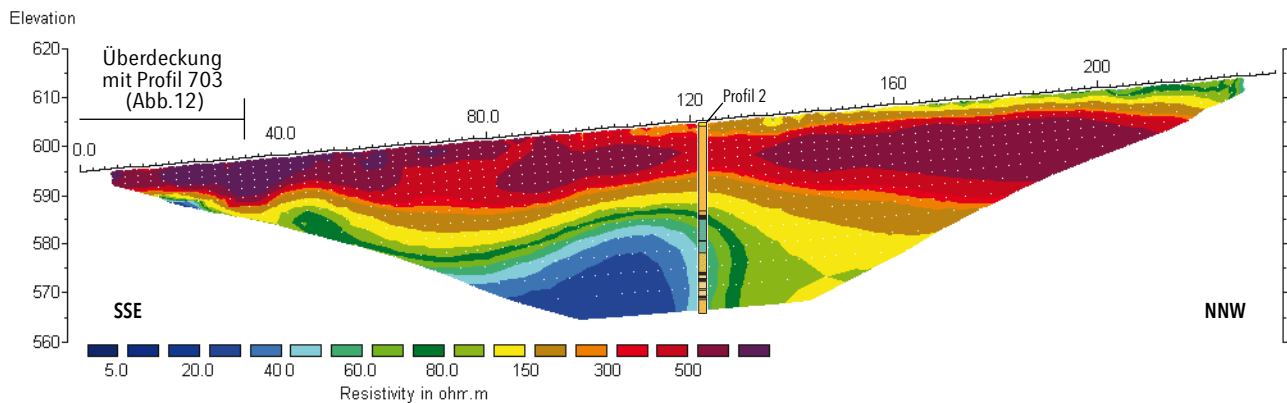
**Abb. 8:** Lageplan der geoelektrischen Messungen im Bereich der Bohrung Sichenhausen-Herzrot.

mehreren 100  $\Omega\text{m}$  dem ein niederohmiger Bereich unterlagert. Die geoelektrischen Profile passen gut zu der geologischen Ansprache und der detaillierten Bohrlochgeophysik (siehe auch NESBOR 2018 und HESSE & WONIK 2018, in diesem Band).

**Profil 2** wurde parallel zu einem Wirtschaftsweg fast senkrecht zu Profil 1 von Nordost nach Südwest gemessen. Auch hier ist besonders auffällig, dass der hochohmige Bereich mit Werten von mehreren 100  $\Omega\text{m}$  einem niederohmigen Bereich unterlagert. Interpretiert werden die Ergebnisse der Geoelektrik zusammen mit den aufgenommenen Bohrprofilen. Dabei handelt es sich in den obersten 2 Metern um niederohmige Fließerden, unter denen ein hochohmiger (fester) Leuko-Alkalibasalt liegt. Unter diesem Alkalibasalt liegen wiederum die Topbrekzie eines Olivinbasaltes sowie in größerer Tiefe niederohmige pyroklastische Gesteine (in der Geoelektrik der grüne und blaue Bereich). Da die Eindringtiefe der Geoelektrik mit ca. 35 m begrenzt ist, kann für tiefere Lagen keine Aussage getroffen werden.

**Profil 3** wurde parallel zu Profil 1 von NNW nach SSE gemessen. Allerdings zieht sich dieses Profil mehr in die Talauwe hinein, was den Geländebeziehungen geschuldet war. Auch hier findet sich wieder der oberliegende hochohmige Bereich der allerdings bei 120 m unterbrochen ist und bei ca. 55 m endet (siehe Abb. 11). Hier keilt der niederohmige Bereich mit Werten von 40  $\Omega\text{m}$  aus.

**Profil 703** ist als Verlängerung von Profil 1 zu sehen und wurde auch von NNE nach SSW gemessen (siehe Lageplan in Abb. 8). Dieses Profil zieht sich weiter in die Talauwe hinein. Die Topographie des Geländes ist abschüssig mit mehreren Stufen.



**Abb. 9:** Bohrpunkt 3 Profil 1 Bohrung Sichenhausen-Herzrot.

Ein oberflächennaher Bereich, der sich im Untergrund als bis zu 10 m mächtige hochohmige Schicht abbildet, liegt oberhalb eines extrem niederohmigen Bereiches (mit Werten von wenigen  $\Omega\text{m}$ ). Unter diesem niederohmigen Bereich befindet sich wieder ein hochohmiger Bereich, der in etwa der Geländeoberfläche folgt, allerdings in steilerem Winkel abtaucht.

**Profil 704** ist als Verlängerung von Profil 3 zu sehen, wurde parallel zu Profil 703 von NNE nach SSW gemessen (siehe La-

geplan in Abb. 8). Dieses Profil zieht sich weiter in die Talauwe hinein. Die Topographie des Geländes ist analog zu Profil 703 abschüssig mit mehreren Stufen. Der oberflächennahe Bereich, der sich im Untergrund als hochohmige Schicht bis zu 10 m mächtig in Profil 703 abbildet, ist im Profil 704 nur im unteren Bereich gut ausgebildet.

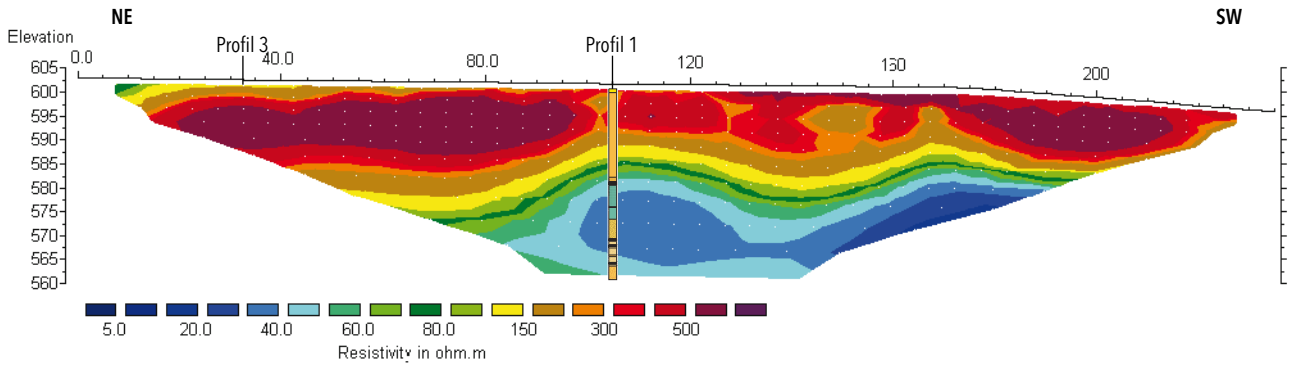


Abb. 10: Bohrpunkt 3 Profil 2 Bohrung Sichenhausen-Herzrot.

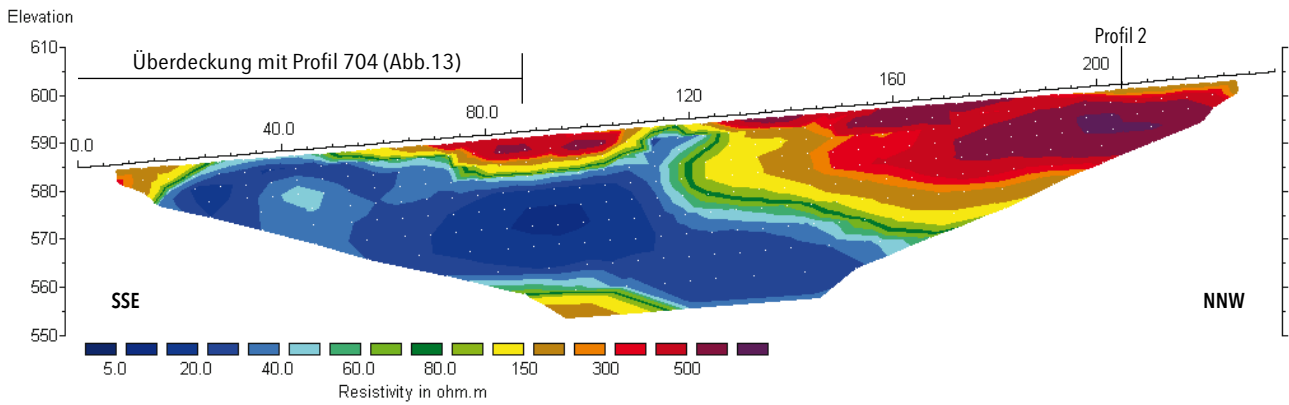


Abb. 11: Bohrpunkt3 Profil 3 Bohrung Sichenhausen-Herzrot.

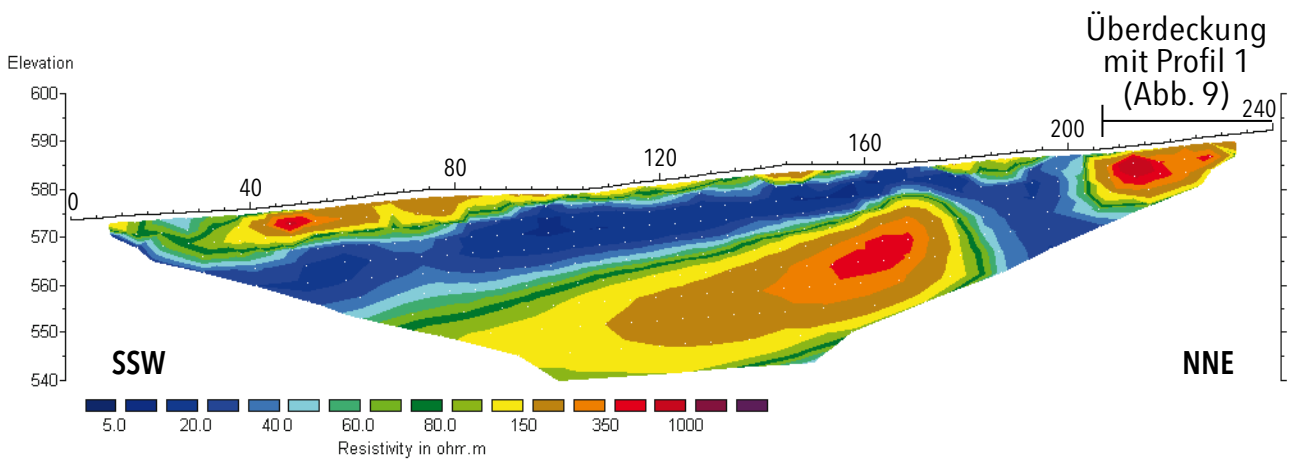


Abb. 12: Profil 703 Bohrung Sichenhausen-Herzrot.

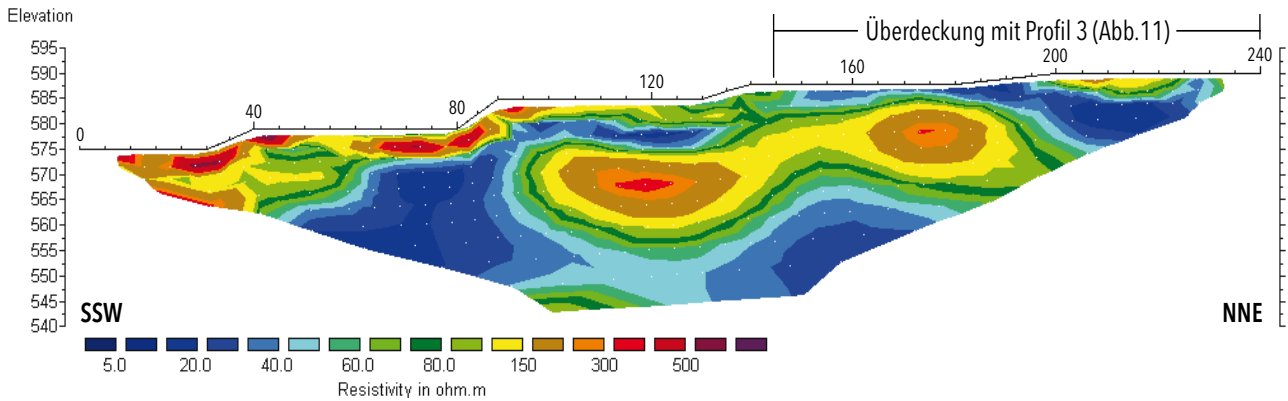


Abb. 13: Profil 704 Bohrung Sichenhausen-Herzrot.

## 4 Bohrlochgeophysikalische Messungen des HLNUG an der Bohrung Sichenhausen-Eschwald

Am HLNUG gibt es für bohrlochgeophysikalische Messungen eine in einem Messfahrzeug festinstallierte Multisonde mit 3 Aufnehmern in einem Gehäuse, die an einem Messkabel mit einer elektrischen Winde bis zu 500 m tief kontinuierlich Messwerte aufzeichnen kann. Beobachtet werden mit dieser Apparatur die natürliche Gammastrahlung, die Temperatur und die elektrische Leitfähigkeit bzw. ihr Kehrwert, der elektrische Widerstand.

An der Bohrung Sichenhausen-Eschwald im Hohen Vogelsberg wurde mehrmals während und nach dem Bohren ein Gammalog gemessen, um die geologische Ansprache der Bohrung mit einem genauen teufenabhängigen Wert (natürliche Radioaktivität) einhängen zu können. Außerdem wurde die Bohrung während des Bohrfortschrittes mehrmals gemessen, um im Falle einer Havarie oder einer Bohrlochinstabilität teufenbezogene Messwerte zur Verfügung stellen zu können. Alle anderen Bohrungen (siehe Abb. 1), die in diesem Band beschrieben werden, wurden vom HLUG bzw. HLNUG bohrlochgeophysikalisch gemessen. Allerdings wird hier nicht weiter auf diese Bohrungen eingegangen (bis auf die Bohrung Sichenhausen-Eschwald).

Nach dem Bohrende am 13.09.2007 wurde die Bohrung Sichenhausen-Eschwald im Hohen Vogelsberg mehrmals vom HLUG und anderen Institutionen gemessen (siehe auch HESSE & WONIK 2018 sowie NEUHAUS et al. 2018, in diesem Band) und dabei verschiedenen Fragestellungen nachgegangen. Bei der Bohrung liegen ideale Bedingungen vor, da hier 305 m unverrohrt, standfest und gekernt vorliegen. Da die Gammamessungen, die auch mit den Gammamessungen des GGA-Instituts vergleichbar sind, keiner zeitlichen Veränderung unterliegen, werden hier die Temperatur- und Salinitätsmes-

sungen ausführlicher betrachtet. Der Wasserspiegel wurde bei den verschiedenen Messungen bei ca. 8 bis 15 m angetroffen. Zwei Tage vor Bohrende wurde ein **Temperaturlog** durch das HLNUG gemessen (siehe Abb. 14 Messkurve 1). Durch das Bohren hat sich eine verfälschte Temperatur eingestellt (Wärmeabfuhr an der Bohrlochwand, die Bohrsuspension hat eine einheitliche Temperatur und keine tiefenbezogene Temperaturzunahme). Ein stationärer Zustand nach Abschluss der Bohrarbeiten stellt sich frühestens nach der Faustformel „Bohrzeitraum = Zeitraum zum Einstellen der stationären Temperaturverhältnisse“ ein. FRICKE & SCHÖN 1999) beschreiben, dass auf die Messung der Gebirgstemperatur besonderes Augenmerk zu richten ist. Die gemessenen Temperaturwerte entsprechen oft nicht der Gebirgstemperatur, da die Standzeit zwischen letztem Spülungsumlauf und Temperaturmessung zu kurz ist. Die erforderliche Standzeit zur vollständigen Angleichung der Bohrlochtemperatur an die Gebirgstemperatur beträgt je nach Bohrloch-Endteufe und Dauer der Bohrarbeiten mehrere Monate, bei sehr tiefen Bohrungen mehr als ein Jahr. Bei den Messkurven 2 (16 Tage nach Bohrende), Messkurve 3 (ca. 1 Monat nach Bohrende) und Messkurve 4 (4 Monate nach Bohrende) hat sich noch kein Gleichgewicht eingestellt. Dies gilt auch für den hier in Abb. 14 nicht dargestellten tieferen Bereich im Bohrloch (100 bis 305 m Teufe). In den darauffolgenden Jahren hat sich ein Temperaturgleichgewicht eingestellt, das nur noch möglicherweise jahreszeitlich leicht in den oberen 40 m beeinflusst wird.

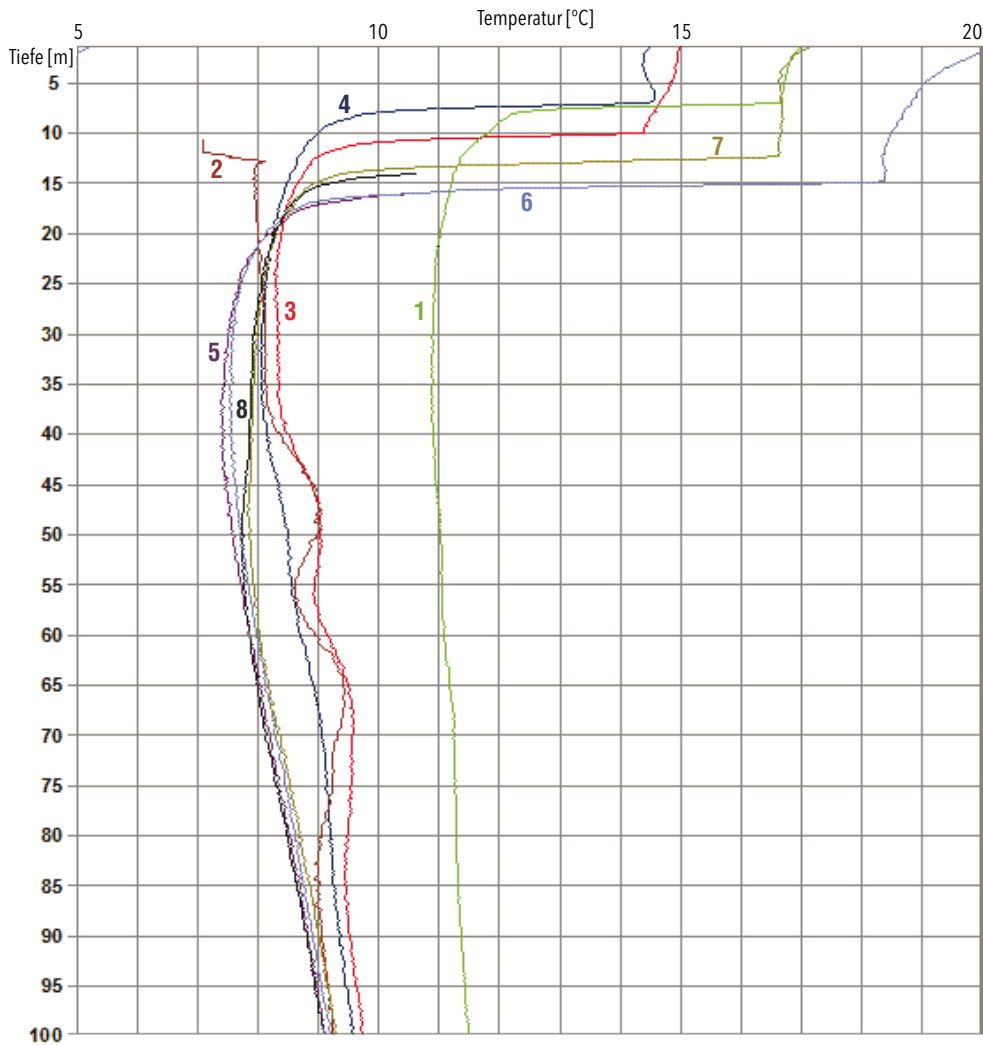
Das am 24.10.2007 gemessene **Salinitätslog** (siehe Abb. 15, Messkurve 1) weist in einer Teufe von 55 m einen leichten Anstieg der Salinität und in 70 m einen leichten Rückgang der Salinität auf. Oberhalb dieser Stellen konnten anfäng-



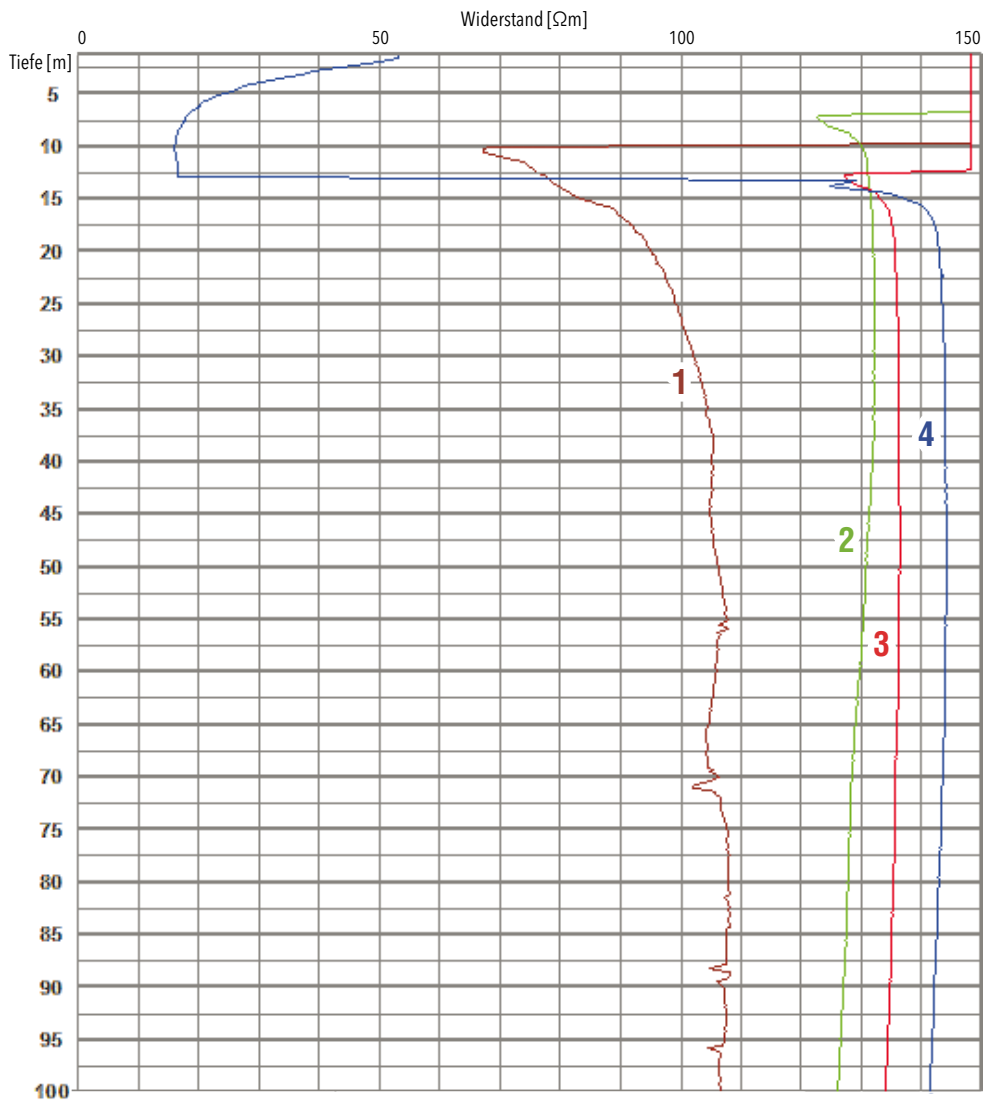
lich (siehe auch Abb. 14, Messkurve 2 und 3) auch leichte Temperaturerhöhungen nachgewiesen werden. Dies korreliert auch mit den Kaliberausbrüchen (siehe auch HESSE & WONIK 2018, in diesem Band). Nach einem Jahr und im weiteren Verlauf nach 6 bzw. 10 Jahren sind diese schichtbezogenen Unregelmäßigkeiten, die als wasserführende Schichten interpretiert werden, nicht mehr nachgewiesen worden. Lediglich

das Gesamtniveau der Salinität stieg von 2007 bis 2008 um ca. 15  $\Omega\text{m}$  und von 2008 bis 2013 um ca. 7  $\Omega\text{m}$  an, was auch in dem nächsten Zeitintervall von 4 Jahren beobachtet wurde.

Da die Bohrung Sichenhausen-Eschwald seit 2007 unverrohrt und standfest befahrbar ist, wurde die zeitliche Veränderung der Messparameter in der Bohrung und auch die Funktionsweise der Bohrlochsonden mit Erfolg genutzt.



**Abb. 14:** Temperaturlog Bohrung Sichenhausen-Eschwald: Bohrende 13.9.2007; Messkurve 1 (11.09.2007), Messkurve 2 (19.09.2007, vom GGA-Institut gemessen), Messkurve 3 (24.10.2007), Messkurve 4 (22.01.2008), Messkurve 5 (05.07.2010), Messkurve 6 (26.05.2011), Messkurve 7 (24.04.2013), Messkurve 8 (22.08.2017); Messkurven 1 und 3 bis 8 vom HLUg bzw. HLNUG gemessen.



**Abb. 15:** Salinitätslog Bohrung Sichenhausen-Eschwald: Messkurve 1 (24.10.2007), Messkurve 2 (22.01.2008), Messkurve 3 (24.04.2013), Messkurve 4 (22.08.2017); Messkurven vom HLUG bzw. HLNUG gemessen. Werte in 10er Schritten von 0 bis 150 OHM-M.-

## 5 Schriftenverzeichnis

- AGRICOLA, T., GÜNTHER, T., JUNGE, A., KRACHT, M., NESBOR, D. (2009): „Dem Trachytdom im Hohen Vogelsberg mit großskaliger Tiefengeoelektrik auf der Spur“. – Tag.-Bd. 69. Jahrestag. Dt. Geophysikal. Ges. in Kiel 23. – 26. März 2009: 180–181; Kiel (Dt. Geophysikal. Ges.).
- AGRICOLA, T., JUNGE, A. & GÜNTHER, T. (2018): Großskalige Dipol-Dipol Geoelektrik im Umfeld der Forschungsbohrung Sichenhausen-Eschwald im Hohen Vogelsberg. – Geol. Jb. Hessen, **139**: 43–59, 12 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden 2018.
- BRAUNMÜHL, W. V. (1975): Gravimetrische Untersuchungen im Vogelsberg. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **103**: 327–338, 8 Abb.; Wiesbaden.
- BUBLITZ, A. (2008): Multielektroden-Geoelektrik zur Vorerkundung für Bohrungen am Rehberg/Vogelsberg. – Bachelorarb. Johann Wolfgang Goethe-Univ. Frankfurt a.M.: 42 S.
- BUNESS, H. & WONIK, T. (2001): Seismische Reflektoren im Bereich der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996. – Geol. Abh. Hessen, **107**: 141–150, 6 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.
- Datenbestand Geophysik (2017): Unveröffentlichtes Archiv von geophysikalischen Messungen des HLNUG; Wiesbaden.
- FRICKE, S. & SCHÖN, J. (1999): Praktische Bohrlochgeophysik. – 254 S., 31 Tab.; Stuttgart (Enke).
- GABRIEL, G. & VOGEL, D. (2010): Anomalien des erdmagnetischen Totalfeldes der Bundesrepublik Deutschland 1:1 000 000. – Hannover (Leibnitz-Inst. Angew. Geophysik).
- GABRIEL, G., VOGEL, D., SCHEIBE, R., LINDNER, H., PUCHER, R., WONIK, T. & KRAWCZYK, C.M. (2011): Anomalies of the Earth's total magnetic field in Germany – the first complete homogenous data set reveals new opportunities for multiscale geoscientific studies. – Geophys. J. Int., **184** (3): 1113–1118; Oxford.
- HESSE, K. & WONIK, T. (2018): Geophysikalische Bohrloch-Untersuchungen in drei Forschungsbohrungen im Oberwald des Vogelsbergs – Geol. Jb. Hessen, **139**: 85–106, 16 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden 2018.
- HLUG – Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, LIAG – Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik & BGR – Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (2011): Anomalien des erdmagnetischen Totalfeldes von Hessen 1:300 000. – Wiesbaden (HLUG).
- HLUG – Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie & LIAG – Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik (2011): Schwerekarte / Bouguer-Anomalien von Hessen 1:300 000. – Wiesbaden (HLUG).
- KRACHT, M. & NESBOR, H.-D. (2009): Den Geheimnissen des größten mitteleuropäischen Vulkangebietes auf der Spur – Ein interdisziplinäres geowissenschaftliches Forschungsprojekt im Hohen Vogelsberg. – Jber. hess. L.-Amt Umwelt Geol., **2008**: 139–142, 4 Abb.; Wiesbaden.
- KRACHT, M. & GABRIEL, G. (2012): Karte „Anomalien des erdmagnetischen Totalfeldes von Hessen 1:300 000“. – Tag.-Bd. 72. Jahrestag. Dt. Geophysikal. Ges. 5. –8. März 2012 in Hamburg: 195–196; Hamburg (Dt. Geophysikal. Ges.).
- KRACHT, M., GABRIEL, G. & SKIBA, P. (2012): „Karte „Schwerekarte/Bouguer-Anomalien von Hessen 1:300 000“. – Tag.-Bd. 72. Jahrestag. Dt. Geophysikal. Ges. 5. –8. März 2012 in Hamburg: 189–190; Hamburg (Dt. Geophysikal. Ges.).
- KRACHT, M. (2014): Anwendungen von zwei neuen hessischen geophysikalischen Potenzialkarten. – Jber. hess. L.-Amt Umwelt Geol., **2013**: 101–108, 4 Abb.; Wiesbaden
- LÖWER, A. & JUNGE, A. (2018): Audiomagnetotellurik an der Forschungsbohrung Sichenhausen-Eschwald im Hohen Vogelsberg. – Geol. Jb. Hessen, **139**: 61–70, 8 Abb.; Wiesbaden 2018.
- NESBOR, H.-D. (2018): Das Vulkangebiet Vogelsberg. – Geol. Jb. Hessen, **139**: 5–41, 21 Abb.; 1 Tab.; Wiesbaden 2018.
- NEUHAUS, M., VIRGIL, C., HÖRDT, A. & LEVEN, M. (2018): Dreikomponentige Magnetfeldmessungen in der Bohrung Sichenhausen-Eschwald bei Schotten im Hohen Vogelsberg. – Geol. Jb. Hessen, **139**: 107–126, 15 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden 2018.
- PUCHER, R., WONIK, T. & SCHULZ, R. (2001): Eine dreidimensionale Modellierung der magnetischen Anomalien des Vogelsberges. – Geol. Abh. Hessen, **107**: 119–140; Wiesbaden.
- SKIBA, P. & GABRIEL, G. (2010): Schwerekarte der Bundesrepublik Deutschland 1 : 1 000 000 – Bouguer-Anomalien. – Hannover (Leibnitz-Inst. Angew. Geophysik).

Manuskript eingegangen am 28.12.17, angenommen am 15.01.18

KATJA HESSE & THOMAS WONIK<sup>1</sup>

# Geophysikalische Bohrloch-Untersuchungen in drei Forschungsbohrungen im Oberwald des Vogelsbergs

## Kurzfassung

Im Zuge der Erstkartierung der GK 25 Blatt 5521 Gedern im Vogelsberg wurden am Südrand des Oberwaldes zwischen 2003 und 2007 drei Forschungsbohrungen bei Sichenhausen (Rehberg, Eschwald und Herzrot) abgeteuft und geophysikalisch vermessen. Die Ergebnisse der Messungen wurden zusammengestellt und diskutiert. Dabei wurde vor allem auf die Integration der Bohrlochmessungen mit dem Kernmaterial Wert gelegt. Auf Grundlage von Temperatur und weiteren geophysikalischen Messungen wurden thermische Parameter wie Temperaturgradient, Wärmeproduktionsrate und Wärmestromdichte ermittelt. Abschließend werden fazielle, strukturelle und tektonische Merkmale aus Kamerabefahrungen der Bohrungen Eschwald und Herzrot vorgestellt und ausgewertet.

Die Block- und Aschenstromablagerungen der Bohrung Sichenhausen-Rehberg, die 2003 aufgeschlossen wurden, sind bereits von NESBOR & WONIK (2004) geophysikalisch beschrieben. Die Auswertung der Bohrlochbilder ergab keine einheitliche Ausrichtung der Klasten und strukturellen Merkmale. Die wenigen Klüfte zeigen einen NNW-SSE Trend der Streichrichtung. Ab den Surge-Ablagerungen bei 109 m bis 110,8 m sind Ausbrüche in den Bohrlochwänden in Ost-West-Richtung sichtbar.

Die Bohrung Sichenhausen-Eschwald wurde 2007 abgeteuft und zeigt eine trachyphonolithische Domstruktur und deren proximale Kollapsbrekzie (NESBOR 2014, NESBOR 2018 in diesem Band). Vor allem im oberen Bereich ergibt sich eine gute Korrelation der Klufthäufigkeit, die anhand der Bohrloch-Images und den weiteren Loggingdaten wie Widerstände und Dichte bestimmt wurde. Das Streichen der Klüfte streut stark

mit einer leichten NW-SE Vorzugsrichtung. Die Bohrlochbilder und Kamerafahrten ermöglichen das Erkennen einer zeitlichen Abfolge verschiedener Klüfte. So sind durchgehende Klüfte älter als jene die durch eine Kluffläche begrenzt werden und sich somit nur auf einer Seite der schon existierenden Kluffläche sichtbar sind. Auffällig ist der Bereich von 208–212 m mit einer Anhäufung von Mikrorissen, die aufgrund der Kontraktion der Domstruktur im Laufen der Abkühlung entstanden sind.

Der Temperaturgradient beträgt zwischen 180 m und 305 m Teufe im Bereich des endogenen Trachyphonolith-Doms im Mittel 35 K/km und ist mit 31 K/km in der Domkollapsbrekzie leicht geringer. Die mittlere Wärmestromdichte schwankt zwischen 20 mW/m<sup>2</sup> und 40 mW/m<sup>2</sup>. Der Anteil des Wärmeflusses, der durch den Zerfall der langlebigen Radionuklide Uran, Thorium und Kalium entsteht, ergibt eine radiogene Wärmeproduktion von 2,4–2,8 µW/m<sup>3</sup> und beträgt damit 1,7% des gesamten Wärmeflusses.

Die Bohrung Sichenhausen-Herzrot von 2007 durchteufte Maarablagerungen (NESBOR 2018 in diesem Band). Die verschiedenen Fazies lassen sich gut im Kern und während der Kamerafahrt erkennen. Innerhalb der Abfolge alkalibasaltischer Aschentuffe und Lapillituffite können Bereiche mit Trachytklasten an erhöhten Gamma Ray und spez. Widerständen erkannt werden. Der Übergang vom Olivinbasalt (transitional basalt) zur Topbrekzie ist durch einen Abfall in Gamma Ray, Dichte und Widerstand sichtbar. Besonderheit dieser Bohrung ist das bei 48,8 m aufgeschlossene Kohleflöz, das sowohl auf den Loggingdaten als auch bei der Kamerafahrt gut erkennbar ist.

## Abstract

In the course of mapping GK page 5521 Gedern located in the Oberwald region of the Vogelsberg mountain, three research boreholes were drilled and logged extensively with geophysical equipment between 2003 and 2007 near Sichenhausen (Rehberg, Herzrot and Eschwald). The geophysical logging results are presented and discussed here. A big focus was on the integration of geophysical logging data, borehole images and core measurements. Based on temperature and additional geophysical measurements, thermal parameters such as temperature gradient, heat production rate and heat flow density

were determined. Finally, facies, structural and tectonic characteristics derived from video recordings of the two boreholes (Eschwald and Herzrot) are shown and evaluated.

The geophysical properties of the block and ash flow deposits of Sichenhausen-Rehberg, which were cored in 2003, were described by NESBOR & WONIK (2004). The borehole image analysis did not reveal a predominant orientation of clasts or other structural characteristics, however, the few fractures that could be identified showed a NNW-SSE trend. Within the surge deposits and underlying formations in a depth range of

<sup>1</sup> K. Hesse & Dr. T. Wonik, Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik, Stilleweg 2, 30655 Hannover



109 to 110,8 m borehole breakouts are presenting showing an E-W orientation.

The borehole Sichenhausen-Eschwald was drilled in 2007 and revealed a trachy-phonolithic dome structure and its proximal collapse breccia (NESBOR 2014, NESBOR 2018 in this issue). The upper part of the sequence shows a good correlation between the abundance of fractures and additional logging data like resistivity and density. The strike direction of fractures is highly variable with a minor NW-SE trend. From acoustic borehole images and video recordings within the borehole it is possible to derive a chronological order of several fractures. Continues fracture are older than fracture terminated fracture. The interval from 208-212 m shows a remarkable abundance of micro cracks that were caused by the contraction of the dome structure during the cooling process.

The mean temperature gradient in the area of the endogen trachy-phonolithic dome from 180 to 305 m is 35 K/km. The

dome collapse breccia is characterised by a marginally smaller gradient of 31 K/km. The mean heat flow density ranges from 20 mW/m<sup>2</sup> to 40 mW/m<sup>2</sup>. The proportion of heat flow generated by the decay of the long-lasting radionuclides uranium, thorium and potassium results in a radiogenic heat production of 2,4 -2,8 µW/m<sup>3</sup> and contributes 1,7% to the total heat flow.

Sichenhausen-Herzrot was drilled in 2007 and penetrated a sequence of maar sediments (NESBOR 2018 in this issue). The variation in facies is well visible in the core and during the camera run. Within the sequence of alkaline basaltic ash tuff and lapilli tuffite, layers of higher clast content are characterised by an increase in gamma ray and resistivity. The transition of olivine basalt to the top breccia is gradual and shows a decrease in gamma ray, density and resistivity. The coal layer which is exposed at 48,8 m is a unique feature of this borehole that is easily identifiable on the logging data and during the camera run.

## Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	86
2. Geophysikalischen Bohrlochmessungen	86
3. Prozessing der akustischen Messungen	92
4. Thermische Eigenschaften	94
5. Image Interpretation	96
6. Kamerafahrt	103
7. Schriftenverzeichnis	106

## 1 Einleitung

Der Vogelsberg spielt bei der Erkundung des tertiären Vulkanismus in Deutschland eine zentrale Rolle. In den letzten 25 Jahren wurden zahlreiche Bohrungen abgeteuft, um die vulkanischen Abfolgen zu erkunden und ihre Entstehung zu

verstehen. Viele Wissenschaftler haben sich mit ihrer Forschung am Vogelsberg beschäftigt, so z.B. ERNST et al. (1970), EHRENBERG et al. (1981) und HOPPE & SCHULZ (Hrsg., 2001).

## 2 Geophysikalische Bohrlochmessungen

In dieser Veröffentlichung werden drei Forschungsbohrungen am Südrand des Oberwaldes im Hohen Vogelsberg betrachtet, die zwischen 2003 und 2007 im Rahmen der Erstkartierung der GK 25 Blatt 5521 Gedern abgeteuft und im Anschluss geophysikalisch vermessen wurden. Es handelt sich um die Bohrungen Sichenhausen-Rehberg (2003), Sichenhausen-Eschwald (2007) und Sichenhausen-Herzrot (2009), die weniger als 1 000 m voneinander entfernt liegen (Abb. 1). Alle drei Bohrungen durchteufen sehr unterschiedliche Fazies vulkanischer Sequenzen und sind daher nicht direkt vergleichbar.

Eine Übersicht der durchgeführten geophysikalischen Messung zeigt Tab. 1. Die verwendete Messapparatur wurde von WONIK & SALGE (2000) beschrieben. Neben Basismessungen wie natürlicher Gammastrahlung (GR) und spez. Widerständen wurden auch akustische und optische Bohrlochbilder aufgezeichnet.

Die Forschungsbohrung Sichenhausen-Rehberg wurde von Juli bis August 2003 abgebohrt und erreichte eine maximale Teufe von 126,6 m. Das erbohrte Gestein wurde lückenlos gekernt und archiviert. Die Kerne wurden im Anschluss gesägt

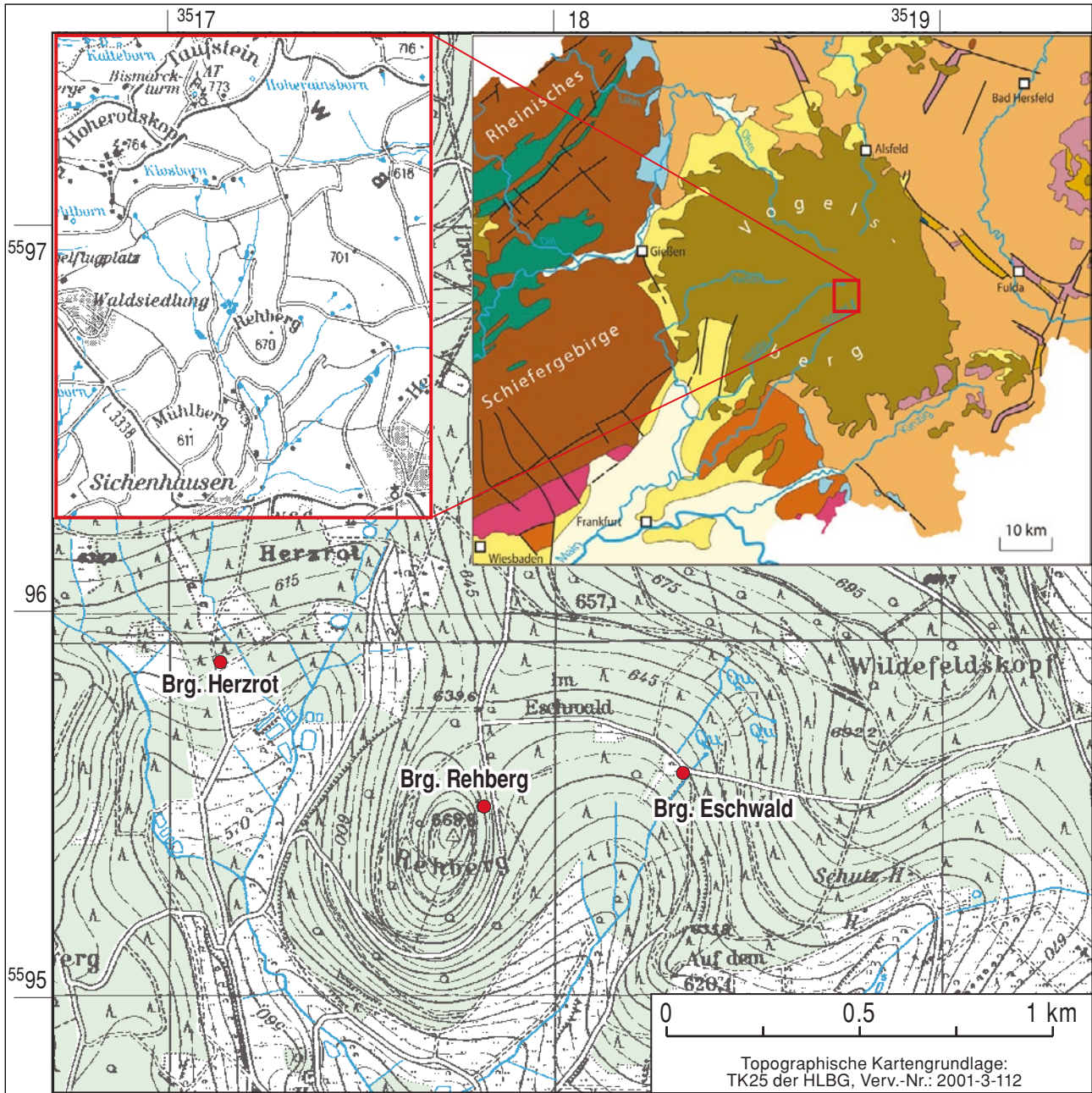


Abb. 1: Lage der Bohrungen Sichenhausen-Rehberg, Sichenhausen-Eschwald und Herzrot am Südrand des Oberwaldes im Hohen Vogelsberg.

und fotografisch dokumentiert. Nach Erreichen der Endteufe erfolgten die geophysikalischen Bohrlochmessungen im August und Oktober 2003. Erste geologische, stratigraphische und geophysikalische Ergebnisse wurden durch NESBOR & WONIK (2004) publiziert. Die vulkanische Abfolge besteht generell aus pyroklastischen Ablagerungen. Abb. 2 zeigt einen Überblick über die vorhandenen geophysikalischen Messungen und die Lithologie.

Die Forschungsbohrung Sichenhausen-Eschwald wurde im Sommer 2007 niedergebracht und erreichte eine Endteufe von 305 m. Das gesamte Intervall wurde gekernt und für weiterführende geowissenschaftliche Analysen genutzt. Nach Erreichen der Endteufe wurde das Bohrloch über mehrere Tage im September 2007 und März 2008 geophysikalisch vermessen. Die Mehrzahl der Messungen wurde auf einem Plot zusammengefasst und ist gemeinsam mit der lithologischen Anspra-

che des Hessischen Landesamts für Naturschutz, Umwelt und Geologie (HLNUG) in Abb. 3 zu sehen.

Bei den Ablagerungen handelt es sich vor allem um einen Trachyphonolith-Dom und dessen Kollapsprodukten (NESBOR 2014, NESBOR 2018 in diesem Band). Die GR-Werte sind vor allem durch einen großen Anteil an Kalium hoch und schwanken zwischen 160 API und 190 API. Der endogene Trachyphonolith-Dom zeigt eine relativ konstant hohe Dichte und niedrige Porosität. Zum Top des Domes hin nimmt die Dichte leicht ab und die Porosität zu. Dies geht einher mit einem Anstieg der Kluftdichte im Bereich von 212 – 235 m. Auffällig sind auch die Verringerung der Dichte und der Anstieg der Porosität von 208 – 213 m, sowie der Abfall der spez. Widerstände. Die Ursachen werden im Zuge der Imageinterpretation (siehe Kap. 5) näher betrachtet. Innerhalb der überlagernden Domkollapsbrekzie korrelieren spez. Widerstände, Dichte, Porosität und Laufzeiten untereinander, schwanken allerdings generell sehr stark. Dies zeugt von Änderungen im Gehalt an größeren Trachyphonolith-Klasten, in der Gesteinsporosität und dem damit verbundenen Wassergehalt und der Kluftdichte. Vor allem in den trachyphonolitischen Ablagerungen oberhalb von 110 m Teufe korrelieren die Kluftdichte mit den Bohrlochmessdaten. So sind von 110 – 80 m bei niedriger Kluftdichte der spez. Widerstand und die Dichte hoch, die Porosität niedrig und die Wellenausbreitung im Gestein schnell. Oberhalb von 80 m sinken der spez. Widerstand und die Dichte, die Porosität steigt an und die Laufzeit im Gestein verlangsamt sich.

Die Bohrung Sichenhausen-Herzrot wurde im März 2009 begonnen und erreichte im April bei 60 m ihre Endteufe. Wie auch die o.g. Bohrungen wurde sie vollständig gekernt und im Anschluss geophysikalisch vermessen. Die Ergebnisse der Messungen sind zusammen mit der lithologischen Ansprache des HLNUG in Abb. 4 dargestellt. An diesem Standort wurden zunächst alkalibasaltische und olivinbasaltische Lavaströme durchbohrt. Darunter folgten alkalibasaltische Lapilli- und Aschentuffe/-tuffite und schließlich eine Braukohlenlage. Im Liegenden der Braunkohle dominieren trachytische Lapillituffe und -tuffite (NESBOR 2018 in diesem Band).

Die trachytischen Lapillituffe/-tuffite an der Basis der erbohrten Abfolge zeichnet sich durch hohe GR-Werte mit einem erhöhten Anteil an Kalium und Thorium aus. Die spez. Widerstände sind mit 50 – 60  $\Omega\text{m}$  relativ niedrig, und die mittlere Dichte liegt bei 2,2  $\text{g}/\text{cm}^3$ . Die Porosität variiert stark. Darüber folgt eine alkalibasaltische Sequenz aus Lapilli-Aschentuffiten mit geringer GR von 40 – 70 API, durchschnittlichen spez. Widerständen von 50 – 70  $\Omega\text{m}$  und einer Dichte, die zwischen 2,0  $\text{g}/\text{cm}^3$  und 2,2  $\text{g}/\text{cm}^3$  variiert.

Auffällig ist eine Braunkohlelage von 49,2 m bis 49,5 m. Hier unterscheiden sich die geophysikalischen Messdaten auffallend von den umgebenden Sequenzen. Die Werte für GR, Thorium und Kalium sowie die spez. Widerstände sind hoch. Die Dichte steigt auf 2,2  $\text{g}/\text{cm}^3$  und die Porosität sinkt. Zum Hangenden hin folgt ein alkalibasaltischer Lapillituffit mit geringem GR, niedriger Dichte, niedrigen spez. Widerständen und hoher scheinbarer Porosität. Überlagert wird dieser von einem trachytischen Lapillituffit, der sich durch ein hohes GR mit großem Anteil an Kalium und Thorium und hohe spez. Widerstände auszeichnet. Seine Dichte liegt bei 2,2  $\text{g}/\text{cm}^3$ .

Darüber schließt sich eine Abfolge alkalibasaltischer Lapilli- und Aschentuffe/-tuffite an, die in Abschnitten Trachytklasten enthält. Die GR-Werte schwanken zwischen 30 API und 70 API und sind beim Vorhandensein von Trachytklasten leicht erhöht. Auch der spez. Widerstand zeigt in Bereichen mit Klasten einen leichten Anstieg.

Bei 26,5 m Tiefe erfolgt der Übergang zum Olivinbasalt (transitional basalt), der zum Hangenden hin in eine Topbrekzie übergeht. Die GR-Werte sind mit 20 API sehr gering, und die spez. Widerstände liegen mit 100  $\Omega\text{m}$  bis 180  $\Omega\text{m}$  im mittleren Bereich. Die Dichte ist an der Basis mit dem massiven Basalt mit 2,7  $\text{g}/\text{cm}^3$  hoch und sinkt im Bereich der Topbrekzie auf 2,0 – 2,1  $\text{g}/\text{cm}^3$  ab. Auf die Topbrekzie folgt oberhalb von 20 m Tiefe ein Leuko-Alkalibasalt mit gut entwickelter Basisbrekzie. Die GR-Werten steigen in diesem Lavastrom vom Liegenden zum Hangenden graduell von 50 API auf 70 API an.

Tab. 1: Übersicht über die geophysikalischen Bohrlochmessungen in den drei Bohrungen bei Sichenhausen.

Well	Sichenhausen-Eschwald	Sichenhausen-Rehberg	Sichenhausen-Herzrot B03
Hochwert	5595588	5595490	5595856
Rechtswert	3518340	3517810	3517134
Höhe m ü NN	630	630	650
Bohrzeitraum	Sommer 2007	Jul/Aug 2003	März/Apr. 2009
Endteufe	305 m	126.6 m	60
Logging	Sept 2007/März 2008	Aug/Okt 2003	März/Apr. 2009
Spectral GR (U, K, Th)	x	x	x
Suszeptibilität	x	x	x
Microsuszeptibilität	x	x	
Widerstand (Deep and Shallow)	x	x	x
Widerstand (Induktion)		x	x
Sonic (Vp/DT)	x	x	x
Dichte	x	x	x
Porosität (PNP)	x	x	x
Elementbestimmung (EBS)	x	x	x
Milieu			x
Induzierte Polarität	x		
Temperatur	x	x	x
Salinität	x	x	
Durchflussrate (Flow)	x	x	
Akustischer TelevIEWER (Kaliber, Neigung, Azimut)	x	x	x
Optischer Imager (Neigung, Azimut)	x		
Dipmeter (Kaliber, Neigung, Azimut)	x	x	x



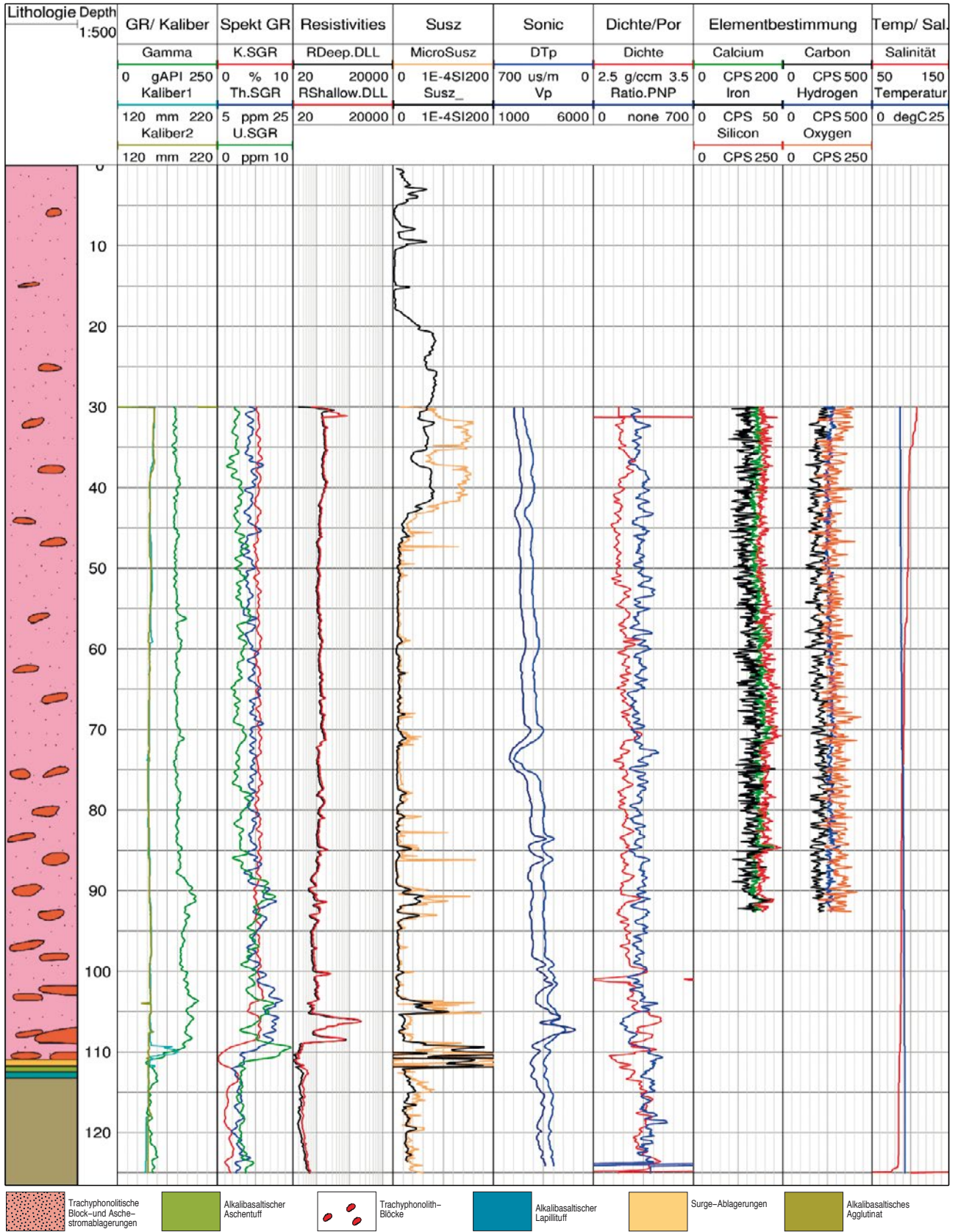


Abb. 2: Bohrung Sichenhausen-Rehberg – Übersichtsdarstellung der geophysikalischen Bohrlochmessungen.

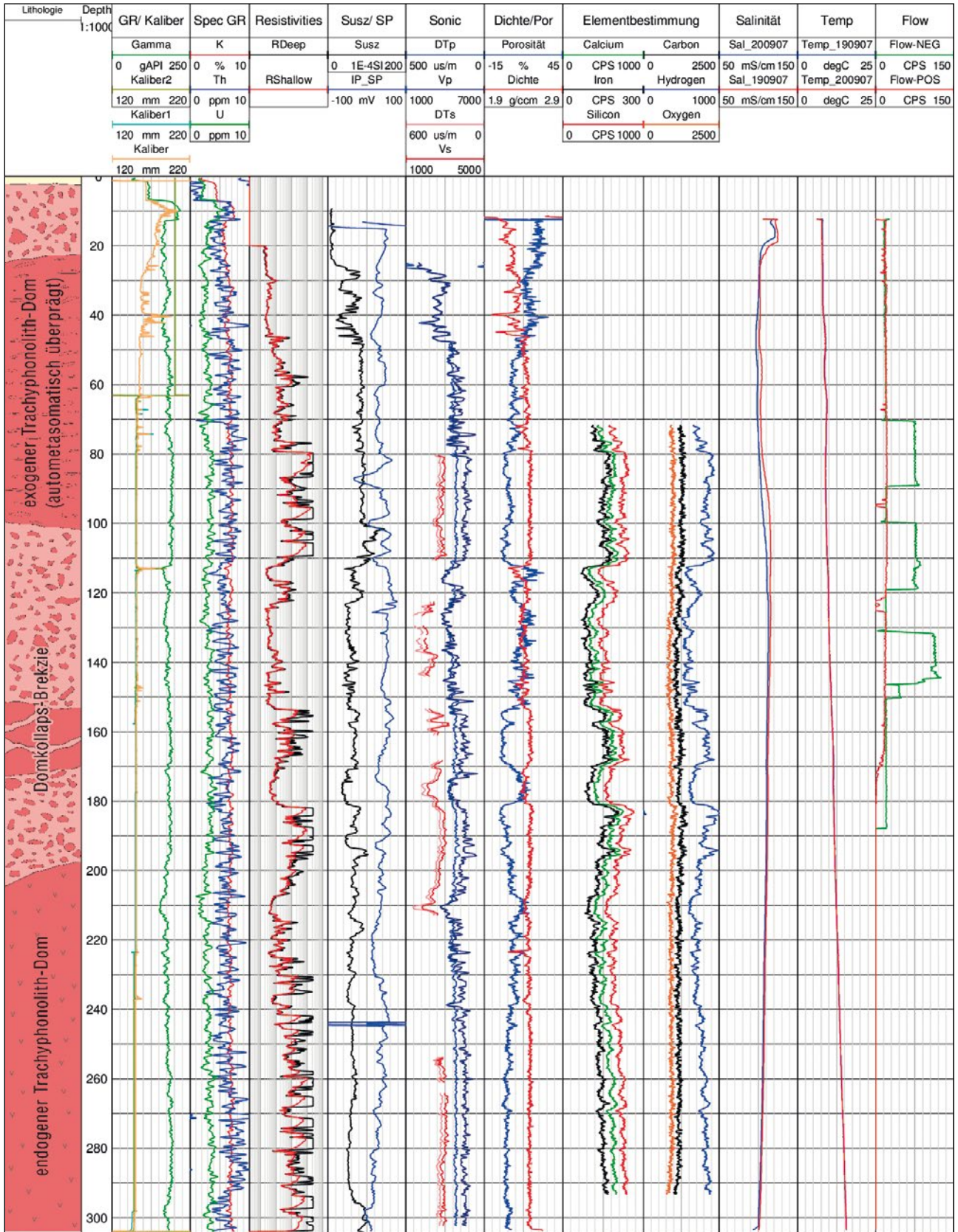


Abb. 3: Bohrung Sichenhausen-Eschwald – Übersichtsdarstellung der geophysikalischen Bohrlochmessungen.



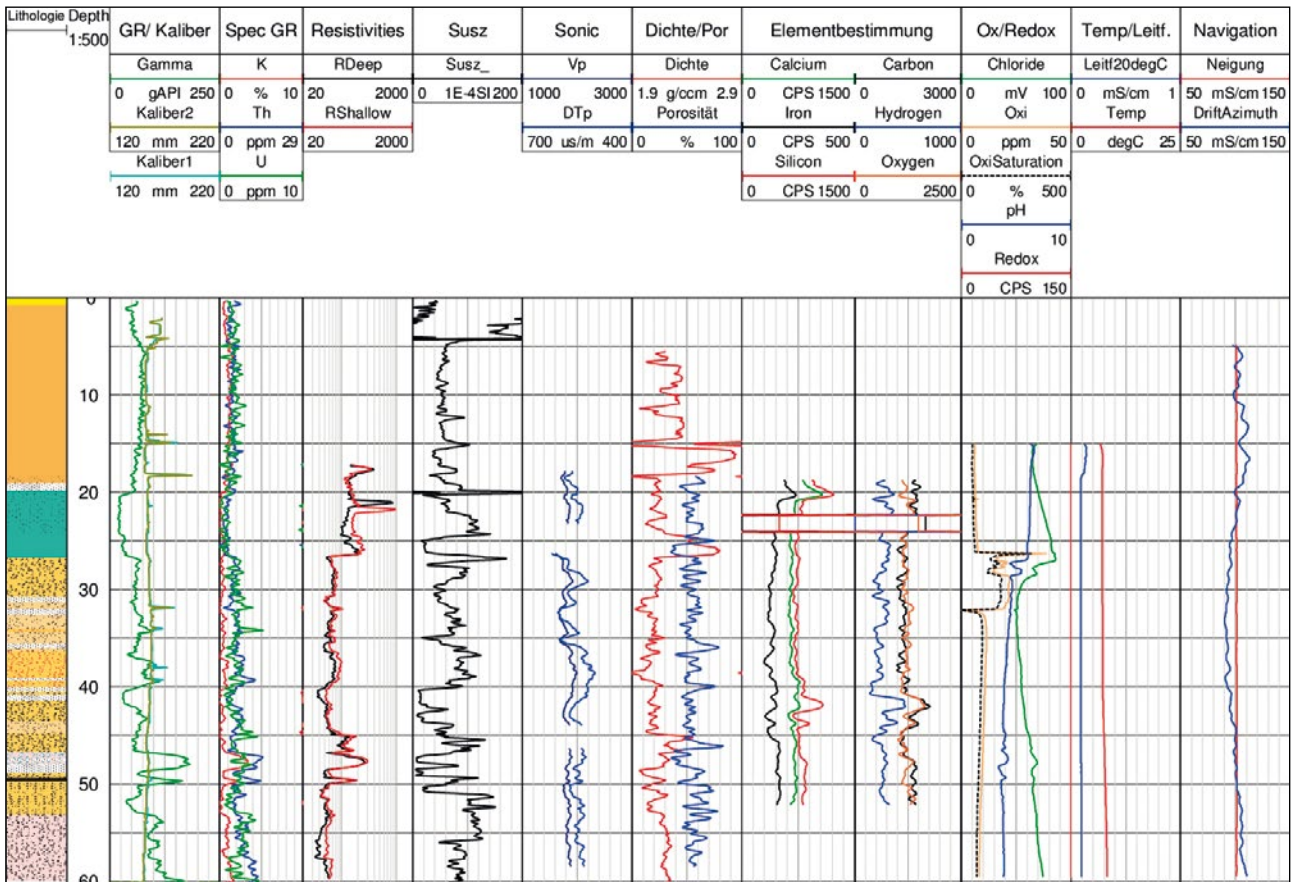
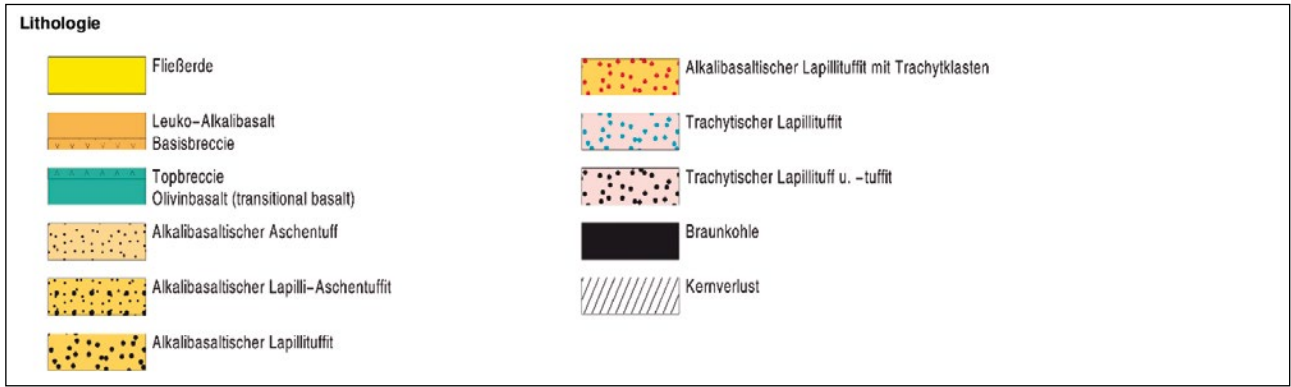


Abb. 4: Bohrung Sichenhausen-Herzrot – Übersichtsdarstellung der geophysikalischen Bohrlochmessungen.

### 3 Prozessing der akustischen Messungen

Die akustischen Messdaten in den drei Bohrungen sind folgendermaßen prozessiert worden: Der Ersteinsatz der Wellenzüge wurde abgegriffen und eine Semblance Analyse durchgeführt, bei der die statistische Korrelation der Wellenzüge errechnet wird. Dies erlaubt sowohl die Bestimmung

der Primärwelle sowie, falls vorhanden, der Sekundärwelle. Abb. 5 zeigt diese Auswertung am Beispiel der Bohrung Sichenhausen-Eschwald. Die Ergebnisse sind als Primärwellengeschwindigkeit (Vp) und Sekundärwellengeschwindigkeit (Vs) in Spalte 5 dargestellt.

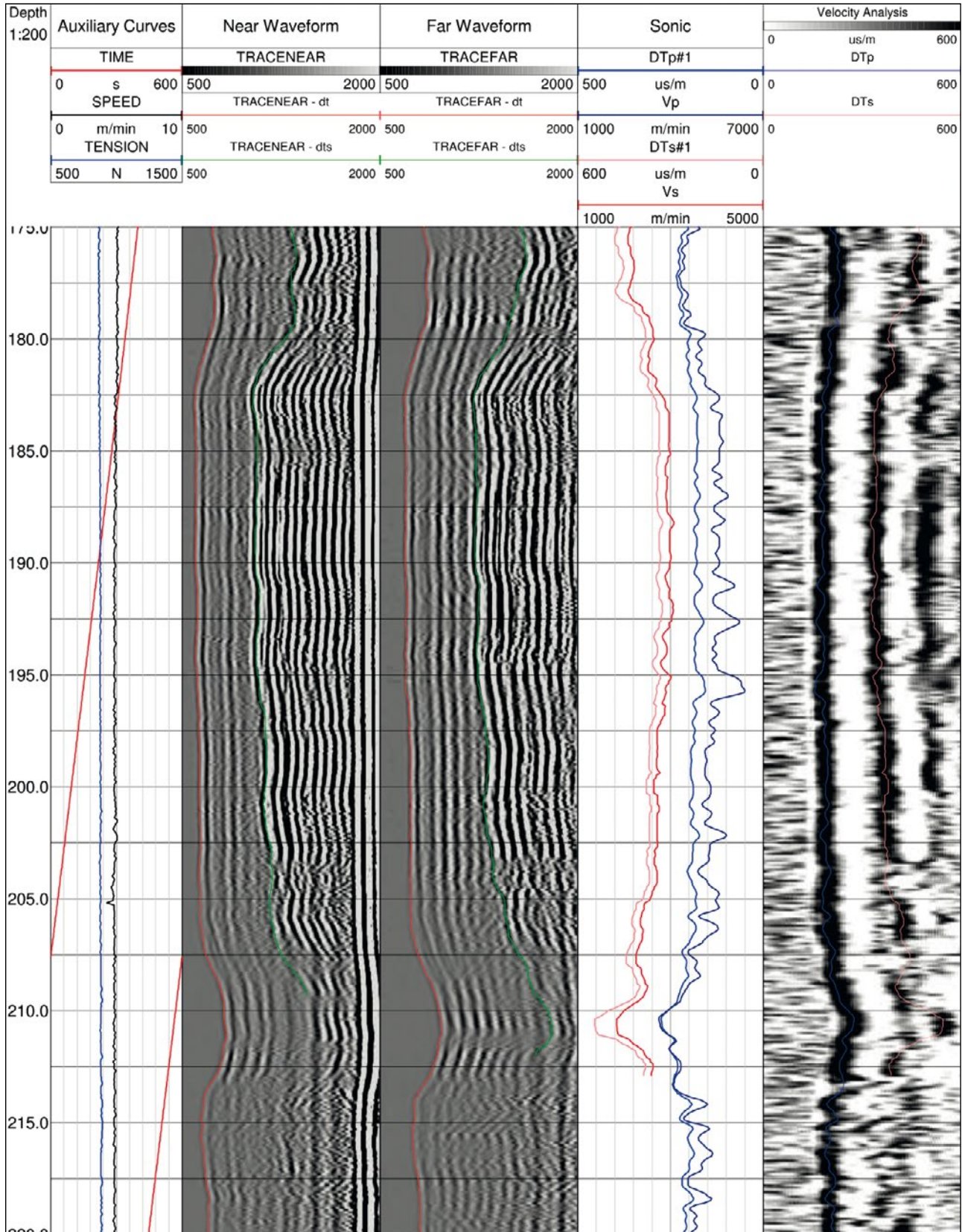


Abb. 5: Bohrung Sichenhausen-Eschwald – Beispiel für die Auswertung der akustischen Laufzeitmessung.



## 4 Thermische Eigenschaften

GRUBBE (1981) bestimmte in einigen Gebieten im Vogelsberg mittlere Temperaturgradienten von 40 K/km. Für die Bohrungen Sichenhausen-Rehberg, Sichenhausen-Herzrot und Sichenhausen-Eschwald liegen Temperaturmessungen vor, die im Folgenden für thermische Berechnungen verwendet wurden.

Sichenhausen-Rehberg: Am 13.10.2003 wurde die Temperatur gemessen, also ca. zwei Monate nach Beendigung der Bohrung, d.h. die Temperaturfeldstörungen durch den Bohrvorgang sind vernachlässigbar. Deutlich erkennt man eine Dreiteilung der Temperaturkurve: Der mittlere Bereich zwischen 106 m und 66 m Teufe weist eine nahezu konstante Temperatur von 8,7 °C auf. Dieser Wert steigt im unteren Intervall bis in 121 m Endteufe auf 10,2 °C an, was einem hohen mittleren Gradienten von 85 K/km entspricht. Im oberen Intervall zwischen dem Wasserspiegel (22 m) und 66 m Teufe nimmt die Temperatur mit einem Gradienten von 41 K/km von 6,9 °C auf 8,7 °C zu.

Bei der Interpretation dieses Temperaturverlaufs ist der nach dem Bohrende erfolgte Ausbau des Bohrlochs mit einem PVC-Rohr zu berücksichtigen. In folgenden Intervallen sind Filterstrecken eingebaut worden: 66 - 82 m, 102 - 118 m und 121 - 127 m. In Abb. 2 ist darüber hinaus die Kalibermessung vom 07.08.2003 unmittelbar nach Erreichen der Endteufe dargestellt. In 104 m Teufe, also ca. 5 m oberhalb der Grenze zwischen pyroklastischer Tuffbrekzie und basaltischem Agglutinat, markiert eine auffällige Kaliberverengung die Stelle, an der Wasser in die Bohrung durch die Filterstrecke eintritt. Wasser verlässt die Bohrung bei 66 m Teufe mitten im Bereich der pyroklastischen Tuffbrekzie an der Oberkante der Filterstrecke ohne eine erkennbare Kaliberveränderung. Das obere Intervall (< 66 m) im Bereich des PVC-Vollrohres zeigt den ungestörtesten Temperaturverlauf; in diesem Bohrlochabschnitt ist keine Wasserbewegung festzustellen.

Sichenhausen-Herzrot: Einige andere im Umkreis von einigen Kilometern gelegenen, in dieser Veröffentlichung nicht behandelten Flachbohrungen (< 100 m Tiefe) weisen entweder sehr tiefe Wasserspiegel oder stark gestörte Temperaturen auf. In der Bohrung Sichenhausen-Herzrot nimmt die Temperatur mit der Tiefe erst ab einer Teufe von rund 40 m zu und erreicht im Bohrloch tiefsten von 59 m eine Temperatur von 8,2 °C. Zwischen dem Wasserspiegel in 15 m und 40 m Teufe beträgt die Temperatur konstant 7,1 °C, was der mittleren Jahrestemperatur im Vogelsberg entspricht.

Sichenhausen-Eschwald: In der 305 m tiefen, unverrohrten Bohrung Sichenhausen-Eschwald liegen gute Voraussetzungen vor, um die thermischen Eigenschaften des erbohrten Trachyphonoliths zu untersuchen. Die Temperaturmessungen (Abb. 6) wurden am 19.09. und 20.09.2007, also 16 bzw. 17 Tage nach Ende der rund zweimonatigen Bohrphase, jeweils als erste Messung des Tages, durchgeführt. Der Wasserspiegel wurde an beiden Messtagen bei ca. 12 m angetroffen. Die gemessenen

Werte kommen den ungestörten Bohrlochtemperaturen schon sehr nahe: Die Differenz zwischen den beiden Messungen beträgt maximal 0,15 K, wobei die Bohrung am 20.09.07 niedrigere Temperaturen aufweist. Unterhalb von 200 m Teufe sind die Temperaturen an beiden Tagen identisch. Im Bohrloch tiefsten ist ein Wert von 15,5 °C gemessen worden. Der Verlauf der Temperatur weist einige signifikante Anomalien auf, die durch in die Bohrung eintretendes oder verlassendes Wasser verursacht werden und meist mit Kaliberausbrüchen korrelieren. Im Bereich zwischen 166 m und 177 m findet keine Temperaturänderung statt; die Temperatur beträgt hier konstant 11,5 °C. Bei 113 m Teufe markiert ein 0,3 m mächtiger Kaliberausbruch von 6“ auf 7“ eine Zone, in der ein erhöhter Temperaturgradient zu verzeichnen ist. Zwischen 36 m und 79 m Teufe im Bereich des oberen exogenen Trachyphonolith-Doms sind die größten Temperaturanomalien und Kaliberausbrüche zu beobachten. Bei 63 m ist dabei mit ca. 0,7 K die größte Differenz zwischen der gemessenen und der ohne Wasserzutritt zu erwartenden Temperatur festzustellen. Auch die mit den akustischen und optischen Imager-Sonden gewonnenen Daten (siehe Kap. 5) zeigen in diesem Abschnitt ein sehr stark geklüftetes Gebirge an.

Abb. 6 zeigt außerdem den Verlauf des Temperaturgradienten, der zwischen 180 m und 305 m Teufe im Bereich des endogenen Trachyphonolith-Doms im Mittel 35 K/km beträgt. Im Bohrlochabschnitt 88 m bis 165 m, der überwiegend aus trachyphonolithischen Domkollapsbrekzien besteht, ist ein leicht verringerter, mittlerer Gradient von 31 K/km zu beobachten. Für das darüber liegende Intervall bis zum Wasserspiegel lässt sich auf Grund der starken Temperaturanomalien kein sinnvoller mittlerer Gradient berechnen.

Eine weitere wichtige Größe zur Beschreibung der thermischen Eigenschaften von Gesteinen ist die Wärmestromdichte  $q$  [mW/m<sup>2</sup>], die den natürlichen Wärmefluss pro Fläche beschreibt. Sie entspricht dem Produkt aus der Wärmeleitfähigkeit  $\lambda$  und dem Temperaturgradienten. Da keine Werte für  $\lambda$  in der Bohrung Sichenhausen-Eschwald vorliegen, wird auf den von GRUBBE (1981) ermittelten Wert für Trachyt in der 8 km entfernten Bohrung Hasselborn zurückgegriffen. Der dort in einer Tiefe von 269,3 m angetroffene Trachyt weist ein  $\lambda$  von 1,43 W/m·K auf. Nimmt man diesen Wert als repräsentativ für das in der Bohrung Sichenhausen-Eschwald erbohrte Gestein an, ergeben sich mittlere Wärmestromdichten  $q$ , die im Mittel zwischen 20 mW/m<sup>2</sup> und 40 mW/m<sup>2</sup> schwanken. Laut BÄR (2012) liegt die Wärmestromdichte in Hessen im Mittel zwischen 55 mW/m<sup>2</sup> und 65 mW/m<sup>2</sup>. GRUBBE (1981) hat für sieben Bohrungen im Vogelsberg den Mittelwert der terrestrischen Wärmestromdichte mit  $67 \pm 10$  mW/m<sup>2</sup> bestimmt. Er deutet diesen Wert als nicht anormal und schließt daraus, dass die Erhitzung durch die vulkanische Aktivität im Miozän vollständig abgeklungen ist. Dies gilt umso mehr für

den Trachyphonolith in der Bohrung Sichenhausen-Eschwald, dessen Wärmestromdichten deutlich unter den Literaturwerten liegen.

Der Wärmefluss ist das aufsummierte Produkt der Wärmeleitfähigkeit mit dem Temperaturgradienten für jede Tiefe und beträgt für die Bohrung Sichenhausen-Eschwald 48 mW/m<sup>2</sup>. Der Anteil des Wärmeflusses, der durch den Zerfall der langlebigen Radionuklide Uran, Thorium und Kalium entsteht, lässt sich mit Hilfe des spektralen GR- und Dichte-Logs berechnen (RYBACH, 1986). Es ergibt sich eine radiogene Wärmeproduktion von 2,4 ± 0,2 µW/m<sup>3</sup> (Abb. 6: Kurve A-SGR). Integriert man diesen Wert über die gesamte Bohrlochstrecke von 305 m, so erhält man 0,7 mW/m<sup>2</sup>. Da die von RYBACH (1986)

entwickelte Formel nur für Sedimente gilt, wurde außerdem der Ansatz von BÜCKER & RYBACH (1996) verwendet, der nicht nur für Sedimente, sondern auch für vulkanische Gesteine entwickelt wurde. In diese Berechnung geht nur die Summen-Gammastrahlung ein. Die radiogene Wärmeproduktion liegt hier für die gesamte Bohrlochstrecke bei 2,8 ± 0,2 µW/m<sup>3</sup> (Abb. 6: Kurve A-GR). Damit ist sie um 0,4 µW/m<sup>3</sup> höher als die mit dem Ansatz von RYBACH (1986) ermittelte. Hieraus ergibt sich ein radiogener Wärmefluss von 0,8 mW/m<sup>2</sup>. Der prozentuale Anteil der radiogenen Wärmeproduktion am gesamten Wärmefluss beträgt in der Bohrung Sichenhausen-Eschwald somit nur rund 1,7 %.

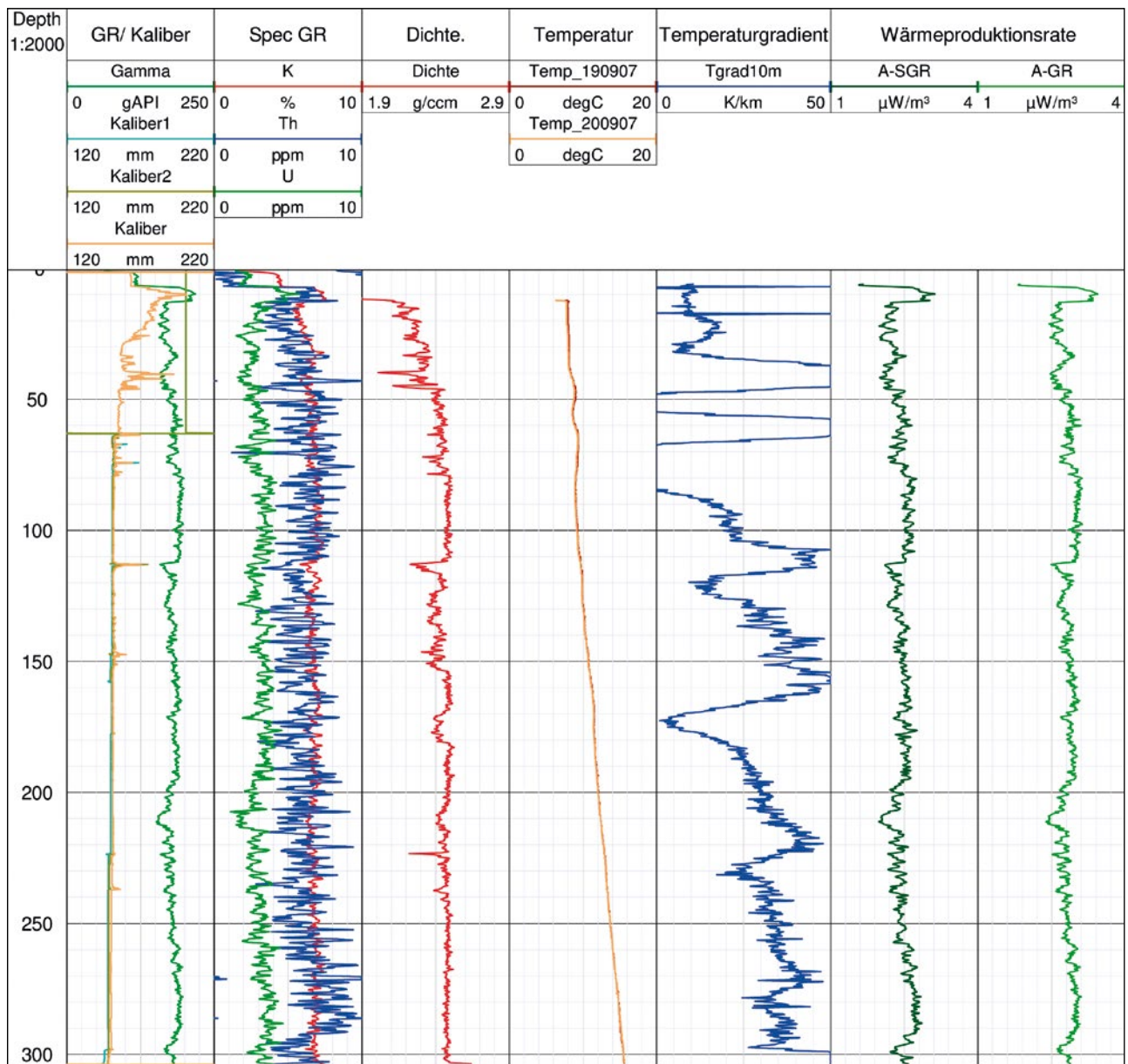


Abb. 6: Bohrung Sichenhausen-Eschwald – Thermische Berechnungen.

## 5 Image Interpretation

In allen drei Forschungsbohrungen um Sichenhausen wurden akustische Bohrlochimages gemessen. Die akustischen Messungen liefern Bilder der Amplitude und der Laufzeit. Diese können mit Hilfe von Neigungs- und Richtungsmessung im Raum orientiert werden. Zur Optimierung der Bildqualität wurden die Bilder zum Teil bzgl. der Dezentralisation der Bohrlochsonde korrigiert und die Kontraste dynamisch verstärkt. Die bildgebenden Verfahren ermöglichen die visuelle Identifikation geologischer Merkmale, wie z.B. strukturelle und tektonische Charakteristika. Diese beinhalten unter anderem lithologische Übergänge, Diskordanzen, Fließgefüge, Bohrlochausbrüche und Klüfte. Die Auswertung erfolgt direkt am nach Norden orientierten Bohrlochimage, wo das scheinbare Einfallen planarer Strukturen als Sinuskurve dargestellt wird und Oberflächenstrukturen wie Bohrlochausbrüche als Vierecke. Die Umrechnung des scheinbaren in das wahre Einfallen erfolgt mittels Bohrlochazimut und -neigung.

Die Qualität der Bohrlochbilder ist in den einzelnen Bohrlochern sehr unterschiedlich. Dies ist durch die stark unterschiedlichen Ablagerungen zu erklären. Die akustischen Bohrlochimages der Bohrungen Sichenhausen-Eschwald und Sichenhausen-Rehberg sind von sehr guter Qualität (Abb. 7 - 11) und zeigen viele strukturelle und tektonische Details, die sich auch im Kern wieder finden. In der Bohrung Sichenhausen-Eschwald wurde zusätzlich ein optischer Imager eingesetzt, der ebenfalls für die Interpretation herangezogen wurde.

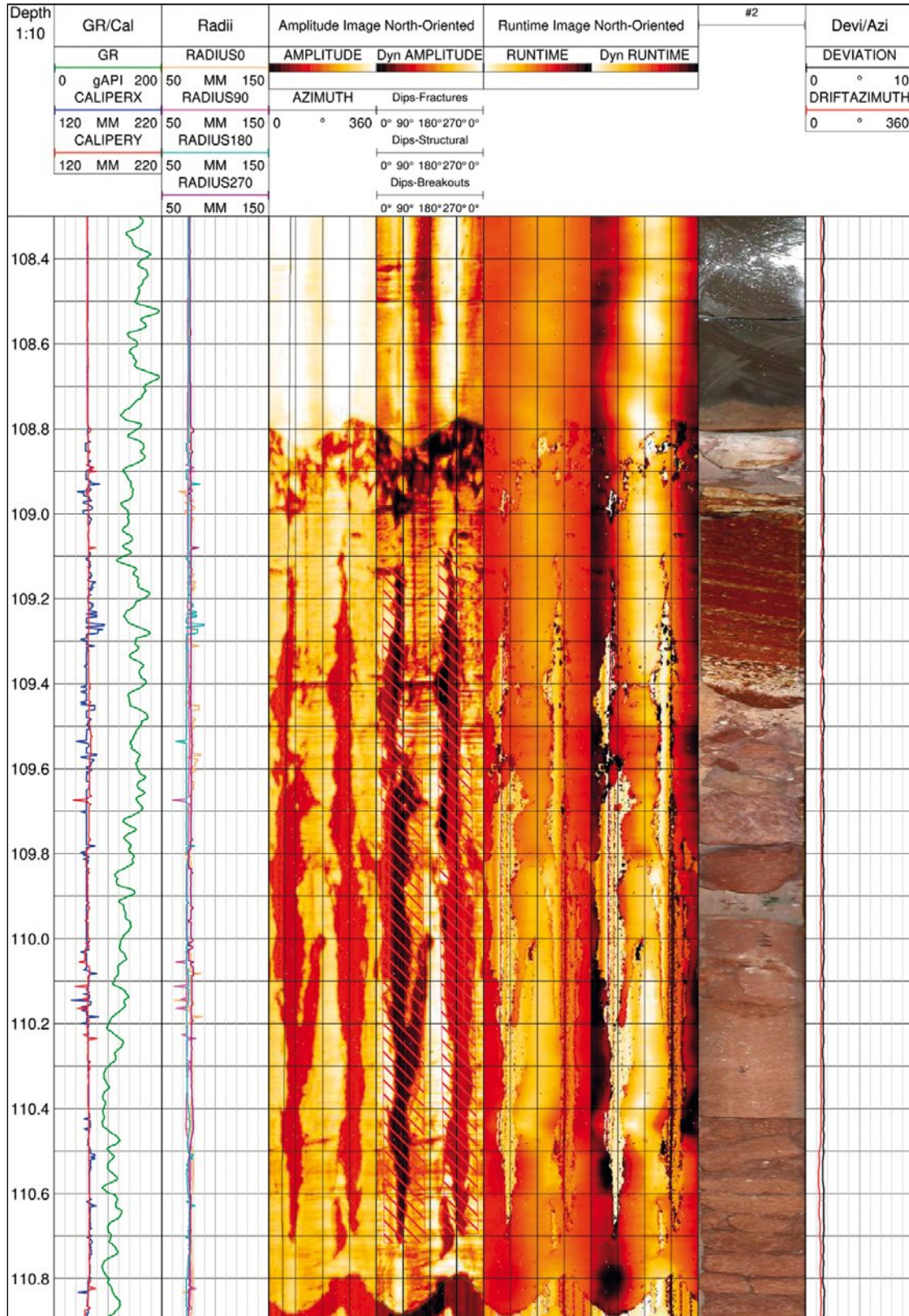
Im Zuge der Interpretation wurden Fotos der Kernstrecken der Teufe der Bohrlochdaten angepasst. Sie halfen vor allem unterstützend bei der Klassifizierung der identifizierten Strukturen. Die Ergebnisse der Imageauswertung wurden in Rose Plots und Häufigkeitsplots zusammengefasst (Abb. 9, Abb. 12).

Die Bohrung Sichenhausen-Rehberg ist durch mächtige pyroklastische Block- und Aschestromablagerung von trachyphonolithischem Chemismus gekennzeichnet (NESBOR & WONIK 2004). Im Bohrlochimage zeigen die oberen 50 m dieser Sequenz starke Streuungen in der Laufzeit und Amplitude. Es wurden keine strukturellen Merkmale identifiziert. Unterhalb von 50 m verbessert sich die Qualität des Bohrlochbildes. Vereinzelt können Klüfte identifiziert werden, deren Ausrichtung variiert. Die Auswertung des strukturellen Einfallens der Block- und Aschestromablagerung bis 110 m Tiefe ergibt keine Vorzugsrichtung (Abb. 9). Vereinzelt sind Klüfte vorhanden. Der Übergang zu den unterlagernden Surges ist in Abb. 7 erkennbar. Die feine Schichtung, die man in den Kernfotos von 109 - 109,4 m erkennen kann, wird in den akustischen Images nicht wiedergespiegelt. Allerdings sind ab dieser Teufe bis 110,8 m Bohrlochausbrüche in Ost-West-Richtung sichtbar.

Bohrlochausbrüche deuten generell auf einen erhöhten Gebirgsdruck hin, der den hydrostatischen Druck der Bohrlochflüssigkeit überschreitet. Die Rose Plots in Abb. 9 zeigen eine Zusammenfassung aller an den Bohrlochbildern identifizierten Merkmale in der Bohrung Sichenhausen-Rehberg und deren Richtung. Bei den strukturellen Merkmalen handelt es sich vor allem um das Einfallen von Klüften und Faziesübergängen. Eine Vorzugsrichtung lässt sich nicht erkennen. Unterhalb von 70 m bis Endteufe wurden insgesamt 21 Klüfte identifiziert. Ihr Streichen lässt einen Trend Richtung N-S bis NNW-SSE erkennen. Eine Anhäufung von Klüften ist in Abb. 8 zu sehen.

Die Bohrung Sichenhausen-Eschwald hat zunächst einen exogenen Trachyphonolith-Dom und dessen Kollapsbrekzien angetroffen, bevor sie bei ca. 200 m einen endogenen Trachyphonolith-Dom erreichte (NESBOR 2014, NESBOR 2018 in diesem Band). In dieser Bohrung wurden sowohl akustische als auch optische Bohrlochbilder gemessen, die in Detailarbeit in der Teufe angeglichen wurden (Abb. 10, Abb. 11). Die Kombination beider Messmethoden ermöglicht die Identifikation zusätzlicher Strukturen. Abb. 12 zeigt die Zusammenfassung der Imageinterpretation der Bohrung Sichenhausen-Eschwald. Im Gegensatz zur Bohrung Sichenhausen-Rehberg ist die Abfolge stark geklüftet. Insgesamt wurden 609 Klüfte interpretiert, die über fast den gesamten Messbereich von 20 m bis 303 m verteilt sind. Das Streichen der Klüfte streut stark. Ein leichter NW-SE-Trend ist erkennbar. Die meisten Klüfte fallen mit  $60^\circ$  -  $80^\circ$  relativ steil ein. Eine Häufung von Klüften ist im Bereich von 20 - 80 m, 142 - 170 m, 212 - 235 m und von 280 - 290 m zu beobachten. Von 33 m bis 43 m Tiefe gibt es zusätzlich viele nichtplanare Risse, die bei der Imageinterpretation statistisch nicht erfasst werden konnten. Die Auswertung der Bohrlochbilder ermöglicht es, die primären Klüfte in den Kernen von den durch den Bohrvorgang entstandenen Brüchen zu unterscheiden und deren Richtung zu bestimmen. Neben Klüften wurden Strukturen zwischen 208 m und 213 m identifiziert (Abb. 11), die einen NE-Trend der Einfallrichtung (Abb. 12) aufweisen. Der mittlere Einfallwinkel liegt bei  $50^\circ$ . Auffällig ist, dass die Strukturen nicht durchgehend sind sondern durch feine Risse eine Richtung nachgezeichnet wird. Diese Strukturen sind sowohl auf den Bohrlochbildern, als auch in den Kernen zu erkennen und werden von NESBOR (2018, in diesem Band) als im Zuge der Abkühlung entstandene Kontraktionsrisse interpretiert.

In der Bohrung Sichenhausen-Herzrot konnten keine nennenswerten strukturellen Merkmale in den Bohrlochimages identifiziert werden.



**Abb. 7:** Bohrung Sichenhausen-Rehberg – Übergang zwischen strukturellen Einheiten im Bohrlochbild und am Kern bei 108,8 m sowie Bohrlochausbrüche (in rot markiert) zwischen 109,0 m und 110,8 m.



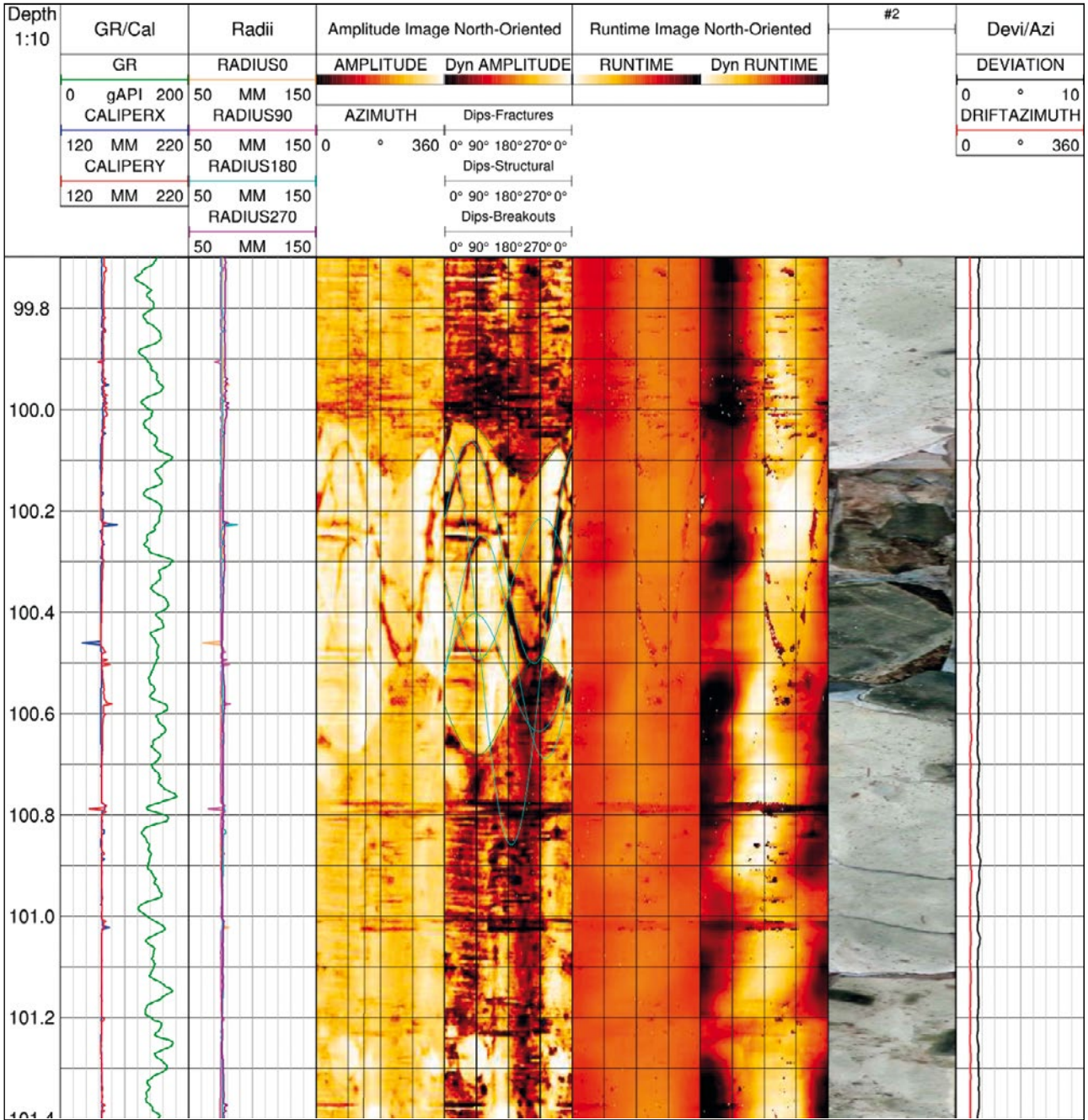


Abb. 8: Bohrung Sichenhausen-Rehberg – Bestimmung des Klufteinfallens mithilfe von Bohrlochbildern und Vergleich mit Kerndaten.

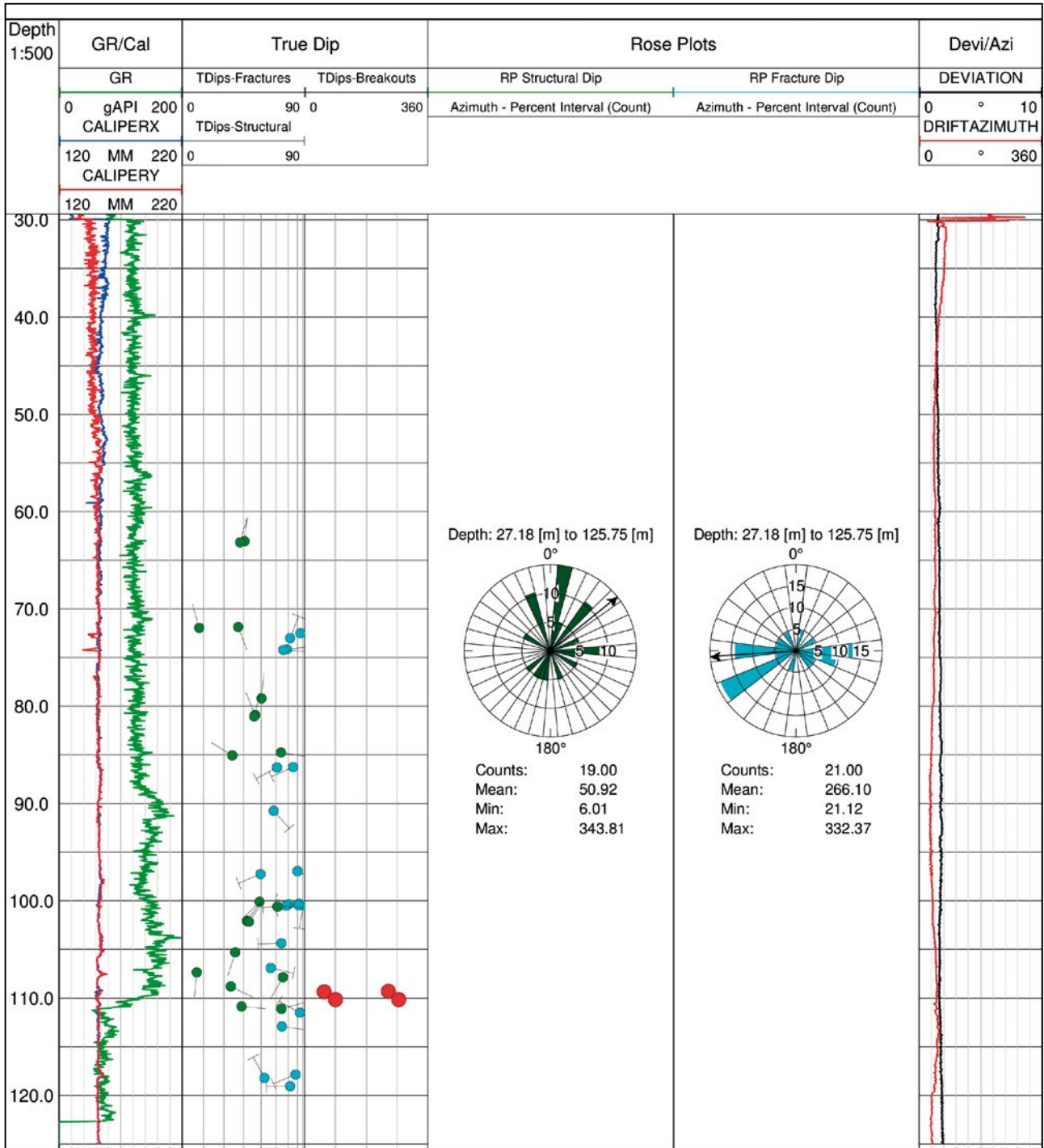
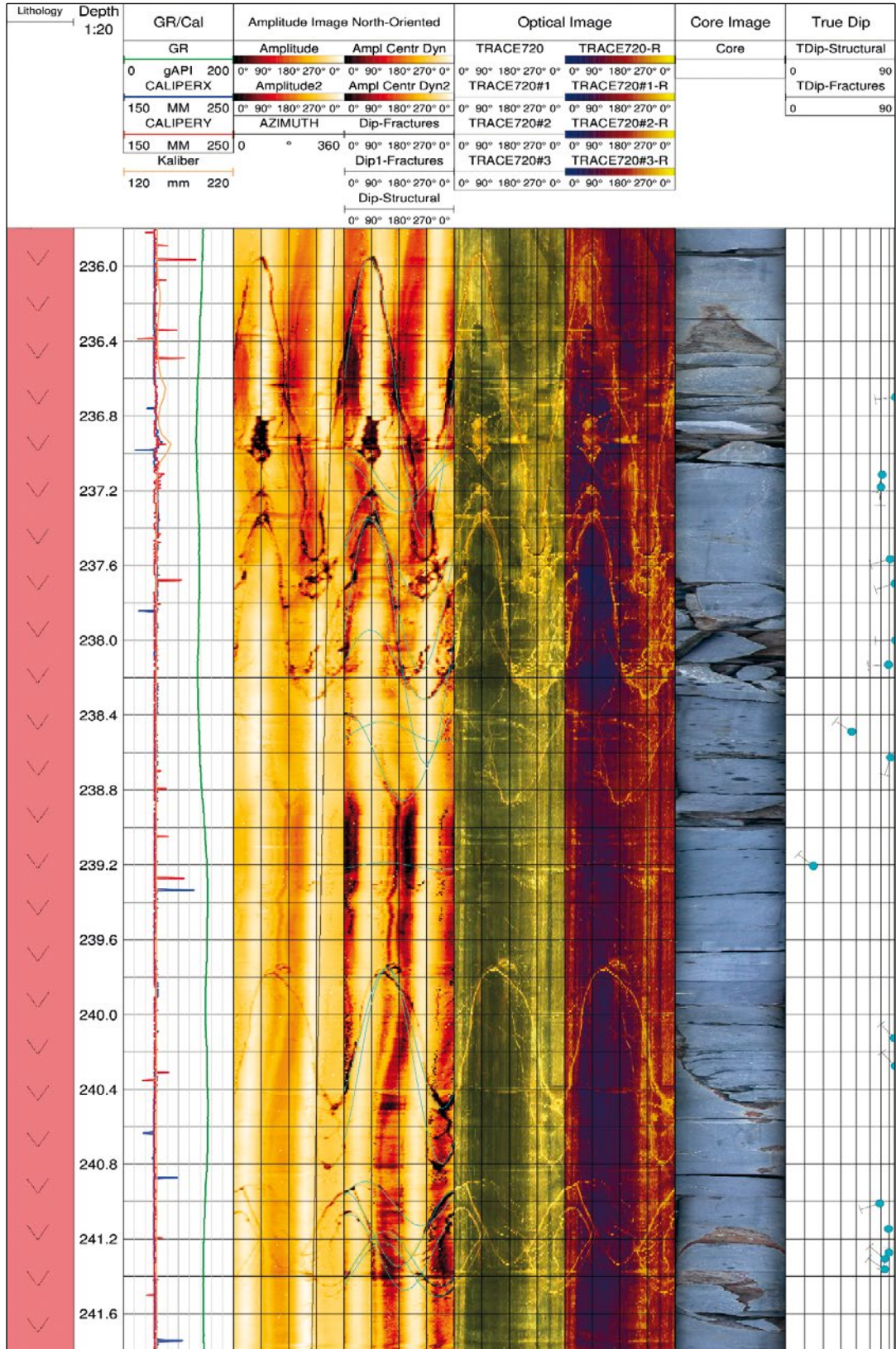


Abb. 9: Zusammenfassung der Klüfte und strukturellen Merkmale basierend auf der Image-Auswertung der Bohrung Sichenhausen-Rehberg.





**Abb. 10:** Bohrung Sichenhausen-Eschwald – Akustisches und Optisches Bohrloch-Image ermöglichen die Bestimmung des Kluffeinfallens und die Korrelation mit Kerndaten.



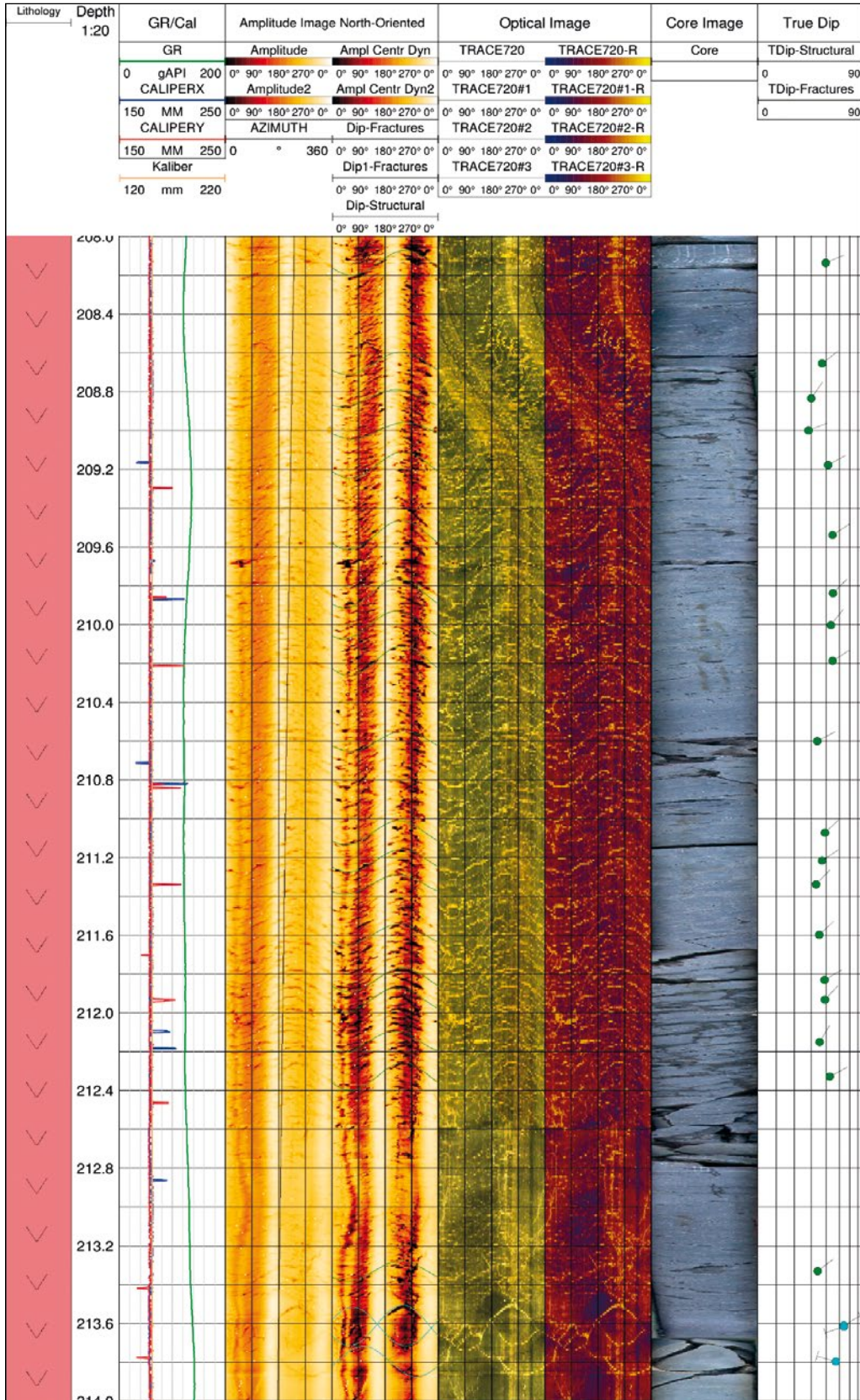


Abb. 11: Bohrung Sichenhausen-Eschwald - Abkühlungsstrukturen auf den Bohrloch-Images und im Kern.



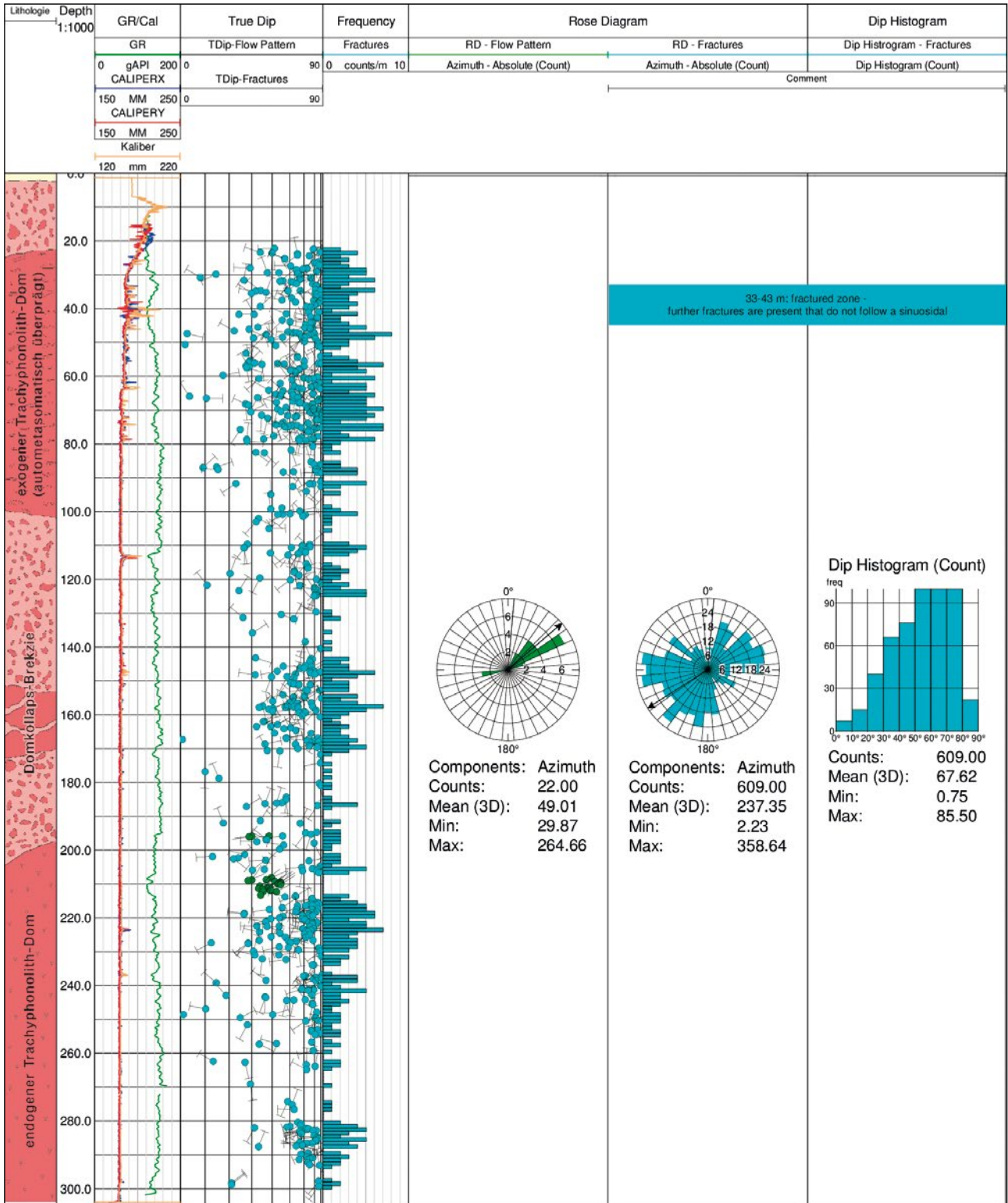


Abb. 12: Zusammenfassung der Klüfte und strukturellen Merkmale basierend auf der Image-Auswertung der Bohrung Sichenhausen-Eschwald.

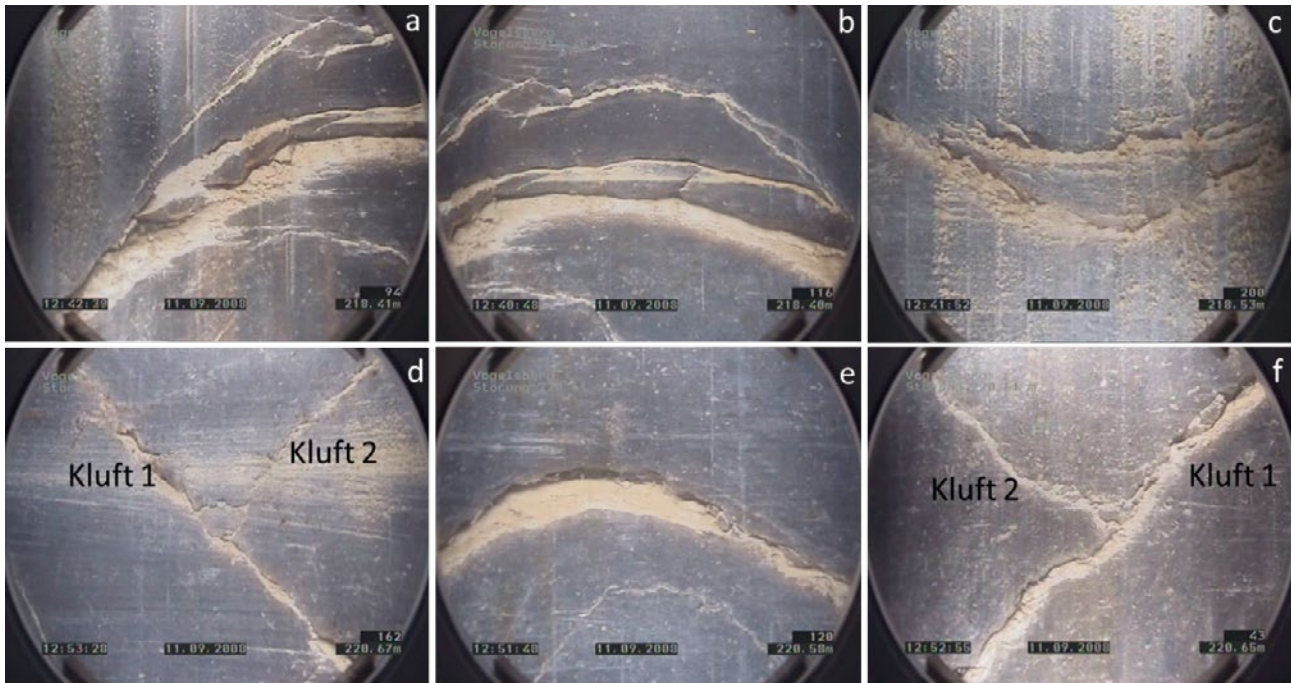
## 6 Kamerafahrt

Zusätzlich zu den geophysikalischen Messungen wurden die beiden Forschungsbohrungen Sichenhausen-Eschwald und Sichenhausen-Herzrot mit einer Kamera befahren. Die Aufnahmen erfolgten im oberen Bohrlochabschnitt in Luft und unterhalb des Wasserspiegels in klarem Wasser bei guter Sicht.

Die Bohrung Sichenhausen-Eschwald wurde dreimal mit einer Kamera befahren: Die Aufnahmen erfolgten am 10., 11. und 19.03.2008. Die ersten Befahrungen dienten der Aufnahme der Gesamtsituation im Bohrloch über die Teufe. Später wurden Messungen an einzelnen Teufen über 360° vorgenommen, um spezielle strukturelle und tektonische Besonderheiten entlang ihres Verlaufes zu dokumentieren. Die Bohrung Sichenhausen-Eschwald zeichnet sich durch eine Vielzahl kleiner und größerer Klüfte aus. Einige Beispiele aus dem Bereich von 118 – 122 m sind in Abb. 13 und Abb. 14 zu sehen. Abb. 13a – c zeigen eine Kluft, die im oberen und

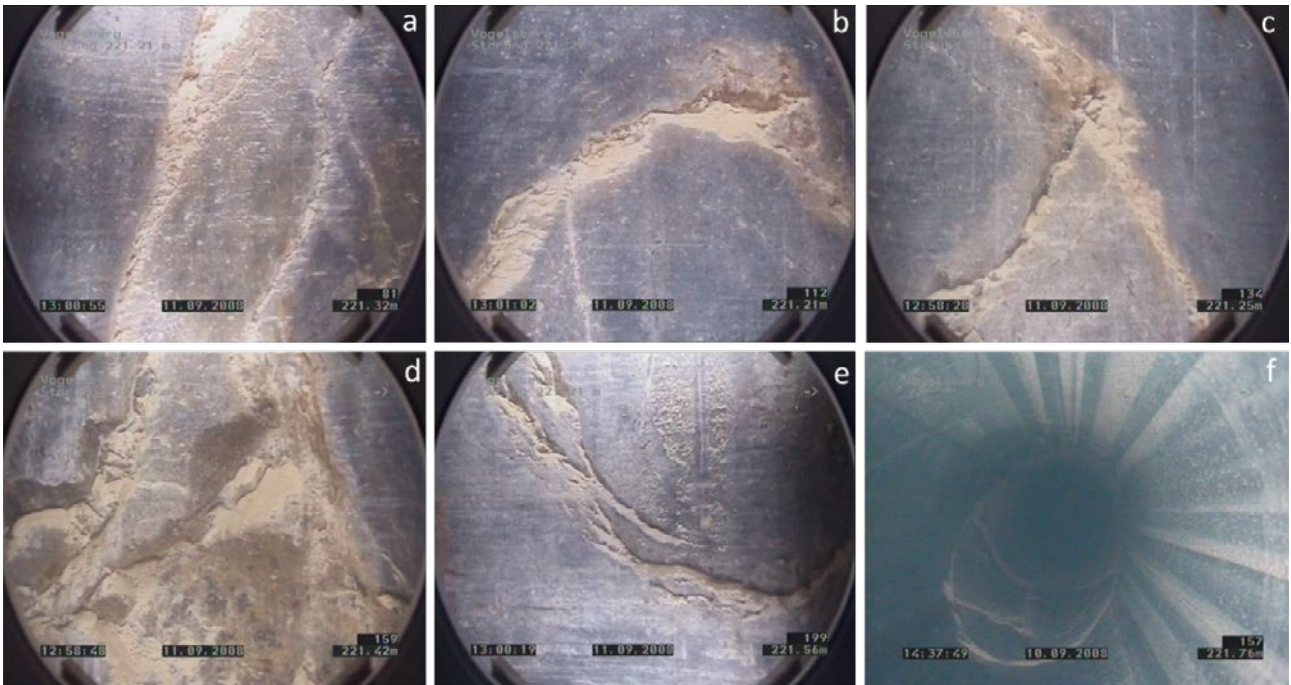
unteren Bereich aufgefächert ist. Abb. 13d – f zeigt Kluft 1 bei 220,6 m. Diese Kluft ist eine durchgehende Fläche und kann über 360° entlang der Bohrlochwand verfolgt werden. Kluft 2 hingegen ist durch die Kluftfläche von Kluft 1 begrenzt und ist somit jünger als Kluft 1. Ähnliches ist in Abb. 14 zu sehen. Abb. 14f zeigt einen Blick nach unten ins Bohrloch, wo ein großer Teil der Kluft zusammenhängend zu sehen, während die Bilder in Abb. 14a – e Ausschnitte der 360°-Ansicht zeigen.

Abb. 15 zeigt eine Besonderheit der Bohrung Sichenhausen-Eschwald im Bereich von 208 – 213 m als Abbild der Bohrlochwand und entlang des Bohrloches. Es handelt sich um Abkühlungsklüfte im oberen Bereich des endogenen Trachyphonolith-Doms, die in Abb. 11 im akustischen und optischen Bohrlochbild dargestellt sind. Abb. 15c zeigt die gleichen Strukturen aus diesem Bereich anhand eines Teils des Bohrkerns.

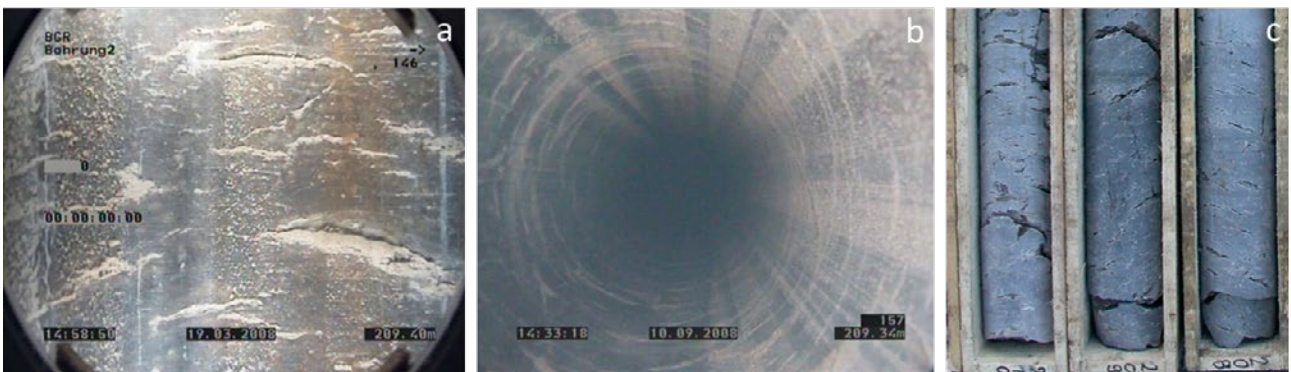


**Abb. 13:** Kamerafahrt in der Bohrung Sichenhausen-Eschwald: a – c: Kluft bei 218,5 m in verschiedenen Richtungen; d – f: Kluft bei 220,6 m in verschiedenen Richtungen.





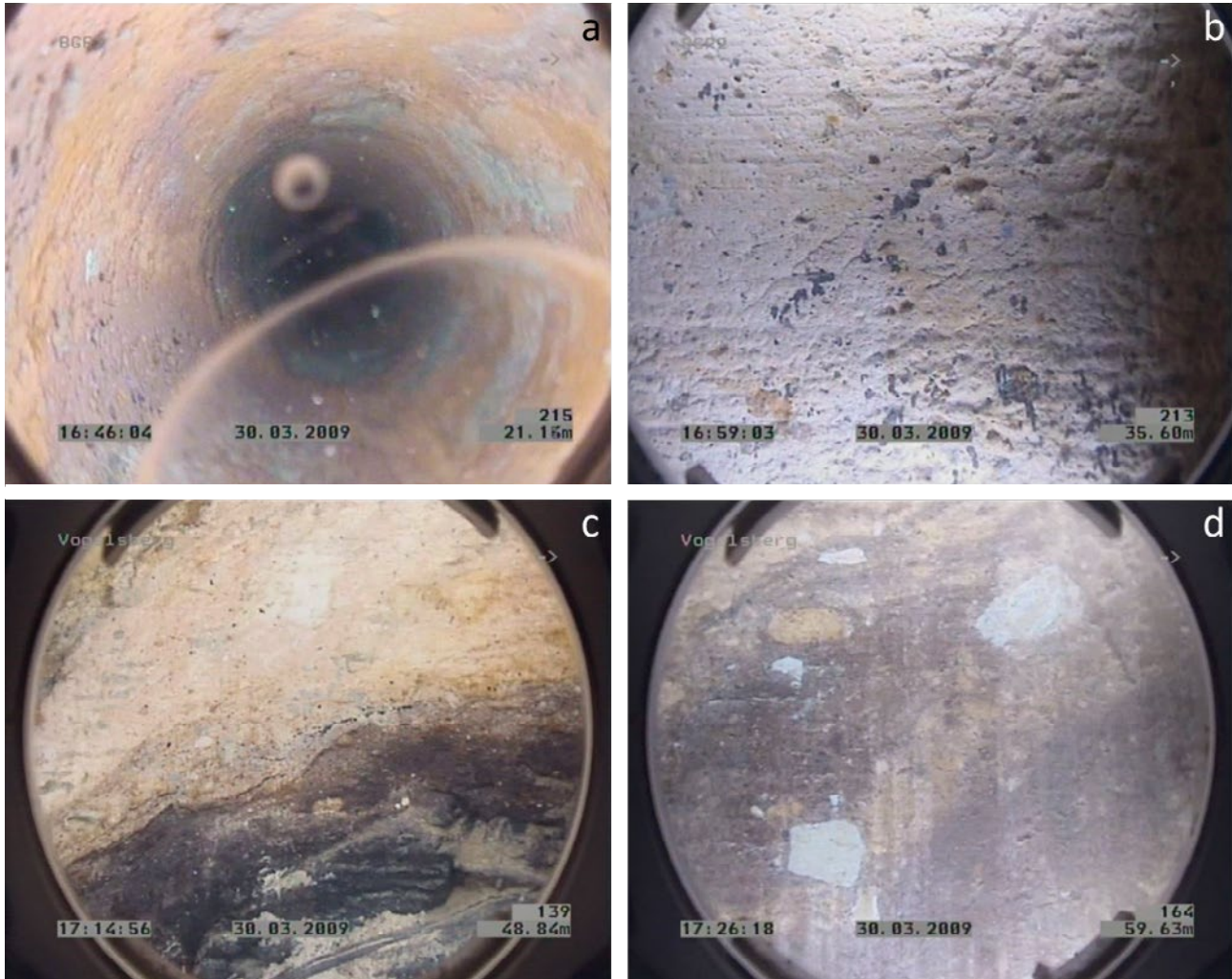
**Abb. 14:** Kamerafahrt in der Bohrung Sichenhausen-Eschwald: a – f: Kluft bei 221,3 m in verschiedenen Richtungen.



**Abb. 15:** Kamerafahrt in der Bohrung Sichenhausen-Eschwald: a – b: Abkühlungsklüfte bei 209,0 m; c: Teile der Kernfotos zwischen 207,6 m und 210,0 m.

Die Kamerafahrt in der Bohrung Sichenhausen-Herzrot erfolgte am 30.03.2009. Diese Bohrung zeichnet sich durch verschiedene, meist pyroklastische Ablagerungen aus, während Klüfte eher selten vorkommen. Abb. 16 zeigt eine Auswahl der Faziestypen, die bei der Befahrung dokumentiert

wurden. Hier handelt es sich um eine basaltische Topbrekzie (Abb. 16a) und Lapillituffe und -tuffite alkalibasaltischen und trachytischen Chemismus (Abb. 16b und d). Bei 48,8 m Tiefe (laut Kern- und Loggingdaten 49,2 m) wurde der Top eines Kohleflözes angetroffen.



**Abb. 16:** Kamerafahrt in der Bohrung Sichenhausen-Herzrot: a: Basaltische Topbrekzie, b: Alkalibasaltischer Aschentuff, c: Top Braunkohle, d: Trachytischer Lapillituffit.



## 7 Schriftenverzeichnis

- BÄR, K. (2012): Untersuchung der tiefengeothermischen Potenziale von Hessen. – Diss. TU Darmstadt: XXVI, 268 S., 111 Abb., 28 Tab.; Darmstadt.
- BÜCKER, C. & RYBACH, L. (1996): A simple method to determine heat production from gamma-ray logs. – *Marine Petroleum Geol.*, **13** (4): 373–375; Amsterdam.
- EHRENBERG, K.-H., FROMM, K., GRUBBE, K., HARRE, W., HENTSCHEL, G., HÖLTING, B., HOLTZ, S., KREUZER, H., MEISL, S., NÖRING, F., PLAUMANN, S., PUCHER, R., STRECKER, G., SUŠIĆ, M. & ZSCHAU, H.-J. (1981): Forschungsbohrung im Hohen Vogelsberg (Hessen) – Bohrung 1 (Flösser-Schneise) – Bohrung 2/2A (Hasselborn). – *Geol. Abh. Hessen*, **81**: 166 S., 89 Abb., 17 Tab., 9 Taf.; Wiesbaden.
- ERNST, T., KOHLER, H., SCHÜTZ, D. & SCHWAB, R. (1970): The volcanism of the Vogelsberg (Hesse) in the north of the Rhinegraben Rift System. – In: ILLIES, J.H. & MUELLER, S. (Eds.): *Graben Problems – International Upper Mantle Project, Sci. Rep.*, **27**: 143–146; Stuttgart.
- GRUBBE, K. (1981): Die terrestrische Wärmestromdichte im Gebiet des Vogelsberges. – *Geol. Abh. Hessen*, **81**: 150–158, Abb. 85–88, Tab. 14–16; Wiesbaden.
- HOPPE, A. & SCHULZ, R. (Hrsg.) (2001): Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex. – *Geol. Abh. Hessen*, **107**: 215 S., 69 Abb., 21 Tab., 4 Taf.; Wiesbaden.
- NESBOR, H.-D. & WONIK, T. (2004): Mächtige trachytische Block- und Aschenstrom-Ablagerungen im Hohen Vogelsberg – Gesteinsabfolge und Bohrlochgeophysik der Bohrung Rehberg. – *Z. angew. Geol.*, **50** (2): 50–51, 2 Abb.; Hannover
- NESBOR, H.-D. (2014): Der Vogelsberg – Vulkanologische und petrologische Entwicklung eines großen miozänen Intraplatten-Vulkangebiets in Mitteleuropa – The Vogelsberg – Volcanic and Petrologic development of a large Intraplate Volcanic Field of Miocene age in Central Europe. – In: RÖHLING, H.-G. (Hrsg.): *GeoFrankfurt 2014 – Dynamik des Systems Erde / Earth Systems Dynamic – Exkursionsführer / Excursion guide. – Exk.-Führer u. Veröff. dt. Ges. Geowiss.*, 252: 22–39, 14 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- NESBOR, H.-D. (2018): Das Vulkangebiet Vogelsberg. – *Geol. Jb. Hessen*, **139**: 5–41, 21 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden 2018.
- RYBACH, L. (1986): Amount and significance of radioactive heat sources in sediments. – In: BURRUS, J. (Ed.): *Thermal Modelling in Sedimentary Basins. – Collections Colloques et Seminaires*, **44**: 311–322; Paris.
- WONIK, T. & SALGE, S. (2000): Eine Apparatur für geophysikalische Messungen in kleinkalibrigen Bohrungen bis 1300 m Tiefe. – *Geol. Jb.*, **E 52**: 129–160, 12 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- WONIK, T., BÜCKER, C. & GORLING, L. (2001): Geophysikalische Eigenschaften der in der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 erbohrten vulkanischen Gesteine. – *Geol. Jb. Hessen*, **107**: 49–67, 8 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.

Manuskript eingegangen am 26.7.2017, angenommen am 27.9.2017.

MARTIN NEUHAUS<sup>1</sup>, CHRISTOPHER VIRGIL<sup>1</sup>, ANDREAS HÖRDT<sup>1</sup> & MARTIN LEVEN<sup>2</sup>

# Dreikomponentige Magnetfeldmessungen in der Bohrung Sichenhausen-Eschwald bei Schotten im Hohen Vogelsberg

## Kurzfassung

Die Region Vogelsberg gilt mit einer Ausdehnung von ca. 2300 km<sup>2</sup> als das größte zusammenhängende Vulkangebiet des Tertiärs in Mitteleuropa, dessen Aktivität vor ca. 18 Millionen Jahren (Ma) einsetzte und nach einem Maximum vor ca. 17 Ma mit einer Spätphase vor ca. 15 Ma, endete (NESBOR 2014). Da weiträumige quartäre Überdeckungen die Interpretation der tertiären vulkanischen Abfolge erschweren, wurde im Sommer 2007 im Hohen Vogelsberg östlich von Schotten die Bohrung Sichenhausen-Eschwald abgeteuft. Schon früh zeigte sich, dass das Areal um die Bohrung, im Gegensatz zu den im Vogelsberg vorherrschenden Basalten, von trachyphonolithischen Gesteinen dominiert wird (NESBOR & WONIK 2004). Aus Kernuntersuchungen wurden drei geologische Einheiten abstrahiert: ein verwitterter, ehemals homogener exogener trachyphonolithischer Lavadom (20–100 m), unverschweißte trachyphonolithische Domkollaps-Brekzien in einer feinkörnigen Aschentuffmatrix (100–200 m) und im Liegenden schließlich ein hoch homogener massiver Trachyphonolith-Körper, der als endogener Lavadom identifiziert wurde (200–305 m) (NESBOR 2007).

Um neue Einblicke in die Entstehungsgeschichte der Geologie um die Bohrung Sichenhausen-Eschwald zu erhalten, führten wir im Juli 2013 eine Bohrlochmessung mit dem Göttinger Bohrloch Magnetometer (GBM) aus. Das GBM erfasst neben den drei Komponenten des Magnetfeldes auch die Lage der Sonde im Raum und erlaubt somit die Bestimmung des Vektors des Magnetfeldes entlang der Bohrung im geografischen Referenzsystem. Durchgeführt wurde die Messung mit Unterstüt-

zung des Hessischen Landesamtes für Umwelt und Geologie und dem Leibniz Institut für angewandte Geowissenschaften. Mit Hilfe der dreikomponentigen Bohrlochmagnetikdaten ist es möglich, sowohl die Stärke als auch die Richtung der natürlichen remanenten Magnetisierung (NRM) des die Bohrung umgebenden Gesteins zu ermitteln. Die Verteilung der Magnetisierungsrichtung lässt Rückschlüsse auf die Ablagerungsgeschichte und den geologischen Aufbau der trachyphonolithischen Ablagerungen zu.

Um die erwarteten kleinskaligen Variationen der NRM zu erfassen verwendeten wir einen Inversionsalgorithmus basierend auf einem Schichtmodell mit 0,25 m Dicke. Das Inversionsergebnis zeigt innerhalb der ersten 100 Meter eine starke Variation der Magnetisierung, die mit zunehmender Tiefe bis zur Endteufe von 300 m immer homogener wird. Durch Verwendung eines Clusteralgorithmus konnten wir anhand der relativen Änderung der Magnetisierungsrichtung sechs unterschiedliche Magnetisierungsgruppen identifizieren, die sich in drei räumliche Einheiten gliedern lassen. Die ersten beiden Einheiten geben Aussage über die Ablagerungs- und Verwitterungsprozesse der durchbohrten Formationen. Diese Informationen liegen in guter Übereinstimmung mit dem geologischen Modell, bestimmt durch chemische und optische Interpretation der Bohrkerndaten. Die dritte Einheit repräsentiert den Bereich des endogenen Lavadoms. Hier ist eine differenziertere Unterteilung des Lavakörpers möglich, was Rückschlüsse auf den Abkühlungsprozesses ermöglicht.

## Abstract

The Vogelsberg region with an extent of 2300 km<sup>2</sup> is known as the largest coherent volcanic field of Central Europe in the Tertiary. Its activity initiated 18 million years (Ma) ago and, after a maximum at 17 Ma volcanism ended with a final phase 15 Ma ago (NESBOR 2014). Due to wide-range quaternary coverings the interpretation of the tertiary volcanic sequence in this area turned out to be complicated. It became apparent

that, while the bigger part of the Vogelsberg is dominated by basalts, parts of the region Hoher Vogelsberg consists of trachyphonolitic rocks (NESBOR & WONIK 2004). In 2007 at the Hoher Vogelsberg the well Sichenhausen-Eschwald was drilled down to a depth of 305 m to clarify the geologic setting. Analyses of the cores revealed three geological units: (20 m – 100 m) a weathered former homogenous exogenic trachyphonolitic

<sup>1</sup> M. Neuhaus, Dr. C. Virgil und Prof. Dr. A. Hördt, Institut für Geophysik und extraterrestrische Physik, Technische Universität Braunschweig, Mendelsohnstr. 3, 38106 Braunschweig

<sup>2</sup> Dr. M. Leven, Institut für Geophysik, Universität Göttingen, Friedrich-Hund-Platz 1, 37077 Göttingen

dome; (100 m – 200 m) trachyphonolitic deposits of dome collapse breccia embedded in a fine grained matrix of ash tuff; (200 m – max. depth) highly homogeneous trachyphonolitic body which has been identified as endogenic dome structure.

In order to acquire new insights into the geologic history of the surrounding of the well Sichenhausen-Eschwald a down-hole measurement with the “Göttinger Bohrloch Magnetometer” (GBM) has been conducted in July 2013. The GBM records the three components of the magnetic field as well as the spatial orientation of the tool itself and therefore allows to determine the vector of the magnetic field along the borehole projected into the geographic reference frame. The measurements were supported by the Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie and the Leibnitz Institut für angewandte Geowissenschaften. By the use of three component borehole data it is possible to determine as well the strength as the direction of the natural remanent magnetization (NRM) of the surrounding rock. From the distribution of the magnetization di-

rection it is possible to draw conclusions on the deposition process and the geological structure of the trachyphonolitic rocks.

For comprehension of the small scale variations of the NRM the applied inversion scheme based on a layered horizontal model with a thickness of 0.25 m. The inversion results reveal a strong variation of magnetization within the first 100 m which, with rising depth, shifts into a more and more homogenous distribution at the final depth of 300 m. By using of a cluster algorithm utilizing the relative change in magnetization we have been able to discriminate six different units of magnetization which can be connected to three units. The first two units yield information about the deposition and weathering processes inside the drilled formations. The results coincide well with the geological model derived by chemical and optical interpretation of core data. The third unit represents the reach of the endogenic dome structure. Here a differentiated discrimination of the dome is possible allowing drawing conclusions on the cooling process.

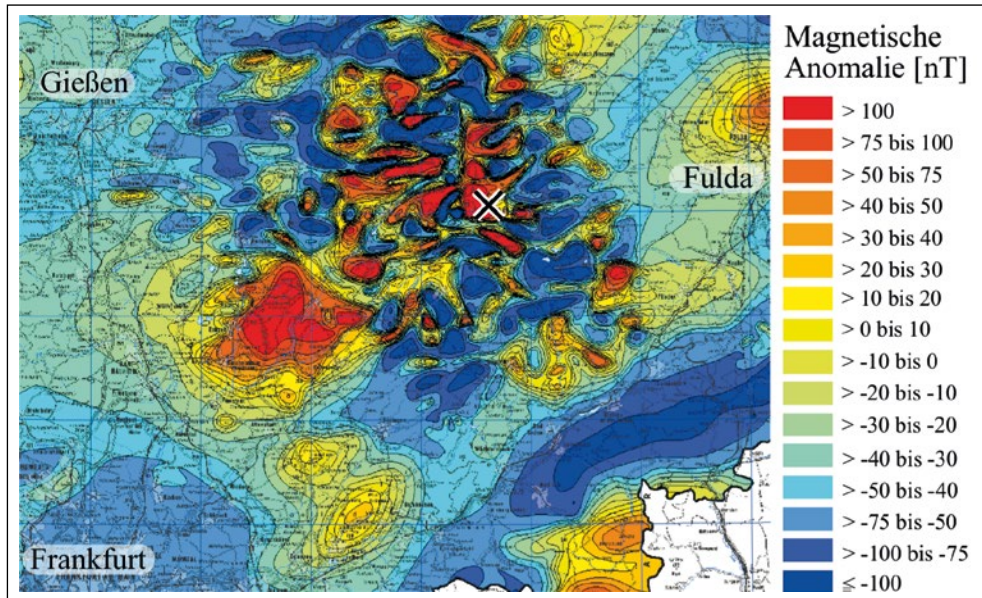
## Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	108
1.1 Lithologie der Bohrung Sichenhausen-Eschwald	109
1.2 Das Göttinger Bohrloch Magnetometer	110
2. Beschreibung der Messungen	110
2.1 Messaufbau und Durchführung	110
2.2 Auswertung der Magnetfeldmessungen	111
3. Berechnung der Magnetisierung	112
4. Interpretation und Vergleich	115
4.1 Verteilung der Vektoren in den drei Einheiten	115
4.2 Anwendung des Clusteralgorithmus	118
4.3 Vergleich mit bisherigen Messungen	121
5. Fazit	121
6. Schriftenverzeichnis	122
7. Anhang	123

## 1 Einleitung

Der 773 m hohe Vogelsberg liegt zwischen Frankfurt am Main, Gießen und Fulda und gilt mit einer Ausdehnung von ca. 2300 km<sup>2</sup> als das größte zusammenhängende Basaltvorkommen des Tertiärs (EHRENBERG & HICKETHIER 1985). Die Förderung von Schmelzen, die aus einer Tiefe von bis zu 100 km aus dem Erdmantel aufstiegen, setzte im Jungtertiär vor ca. 18 Ma ein. Nach einem Maximum vor ca. 17 Ma endete der Vulkanismus mit einer Spätphase vor ca. 15 Ma (NESBOR 2014). Der Vogelsberg wurde in mehreren geophysikalischen Untersuchungen verschiedenster Disziplinen umfassend untersucht: Um den inneren Aufbau des Vogelsbergs zu erkun-

den, führten BUNESS & WONIK (2001) seismische Messungen durch. Ein besonderer Fokus der seismischen Erkundung war die Bestimmung der Unterkante des zugrunde liegenden Basaltkörpers. PLAUMANN (1991) gibt eine gravimetrische Karte von Hessen und der Vogelsberg Region, die allerdings nur kleine Anomalien in der Vogelsbergregion aufzeigt. Differenziertere Ansicht gibt die magnetische Anomalienkarte nach HLUK (2014, modifiziert dargestellt in Abbildung 1), die eine hochvariante magnetische Anomalienstruktur des Vogelsbergs offenbart. Genauer charakterisiert wurden die magnetischen Eigenschaften der Vogelsbergregion durch Entnahme von



**Abb. 1:** Magnetische Anomalienkarte des Totalfeldes des Hohen Vogelsberg. Das Kreuz markiert die Bohrung Sichenhausen-Eschwald. Bearbeiteter Ausschnitt der Karte des HLUG (2014).

Oberflächengesteinsproben zur Bestimmung der NRM (PUCHER et al. 2001, SHERWOOD 1990). Darüber hinaus wurden in der Region mehrere Bohrungen abgeteuft und deren Bohrkerne magnetisch vermessen (PUCHER & FROMM 1981; SCHNEPP et al. 2001). Die Ergebnisse der genannten Messungen wurden von PUCHER et al. (2001) genutzt, um ein dreidimensionales Modell des zu Grunde liegenden Basaltkörpers zu erstellen.

Da weiträumige quartäre Überdeckungen die Interpretation der tertiären vulkanischen Abfolge erschweren (NESBOR 2008; KRACHT & NESBOR 2009), wurde die Bohrung Sichenhausen-Eschwald im Sommer 2007 im Zentrum des Vogelsberges östlich der Gemeinde Sichenhausen am Rehberg auf eine Endteufe von 305 m niedergebracht. Während der Bohrung zeigte sich, dass das Areal nicht von den Vogelsberg typischen Basalten, sondern von trachyphonolithischen Ablagerungen dominiert wird (WONIK 2003; NESBOR & WONIK 2004; NESBOR 2007). Um ein genaueres Bild der magnetischen Eigenschaften

des durchbohrten Gesteins zu erhalten, wurden im Juli 2013 dreikomponentige Bohrlochmagnetikmessungen in der Bohrung Sichenhausen-Eschwald durchgeführt. Die Magnetfeld-daten wurden mit dem Göttinger Bohrlochmagnetometer mit Unterstützung des Hessischen Landesamts für Umwelt und Geologie (HLUG) und dem Leibniz Institut für angewandte Geowissenschaften (LIAG) gemessen. Zur Auswertung werden die Daten zuerst aus dem Bohrloch-Koordinaten System in das geographische Koordinatensystem überführt. Die transformierten Daten werden dann unter Annahme eines horizontalen Schichtmodells, folgend referenziert als Bosum-Modell (BOSUM & REHLI 1985), nach der natürlichen remanenten Magnetisierung (NRM) invertiert. Im abschließenden Schritt werden die Ausrichtung der NRM und ihre Verteilung in Zusammenhang mit der Geologie der Bohrlochumgebung und ihrer Entstehungsgeschichte gebracht. Für diese Analyse der Verteilung wird ein stochastischer Cluster Algorithmus genutzt.

## 1.1 Lithologie der Bohrung Sichenhausen-Eschwald

Aus der Bohrkernfolge lassen sich drei dominierende Einheiten ableiten (NESBOR 2008):

### Einheit 1: 20 m–100 m

Einheit 1 besteht aus einem exogenen Trachyphonolithdom, der im Miozän eine tiefgründige tropisch/subtropische Verwitterung erfahren hat (NESBOR 2014, 2018).

### Einheit 2: 100 m–200 m

Die Einheit 2 wird charakterisiert durch unverschweißte trachyphonolithische Domkollaps-Brekzien. Die Größe der blasenfreien Trachyphonolithblöcke, die in eine feinkörnige trachyphonolithische Aschentuffmatrix eingebettet sind, reicht von wenigen Zentimetern hin bis zu mehreren Metern. (NESBOR 2014, 2018).

### Einheit 3: 200 m–300 m

Die Einheit 3 wird durch einen massiven Trachyphonolithkörper hoher Homogenität gekennzeichnet. NESBOR (2007) nimmt



an, dass der so genannte endogene Lavadom entstand, indem über 700 °C heißes Magma in die Gesteinsfolge eindrang und kontinuierlich zu einem homogenen Gefüge abkühlte.

Nach NESBOR (2008, 2014, 2018) wird folgende zeitliche Abfolge für die Entstehung der einzelnen Schichten angenommen: Zuerst drang trachyphonolithisches Magma an die Erdoberfläche und bildete einen exogenen Lavadom (Einheit 1). Durch wiederholten Kollaps des Lavadomes und anschließendem Niedergang des vulkanischen Materials als Block- und Aschenstrom bildete sich die Einheit 2. Bei anhaltender Förderung aus derselben Quelle schob sich das trachyphonolithische Magma über die Gesteinsfolge der Einheit 2. Gleichzeitig

drang weiteres trachyphonolithisches Magma in die Gesteinsfolge ein. Die Schmelze erreichte aber nicht die Oberfläche, blieb als endogener Lavadom in der Gesteinsfolge stecken und kühlte langsam aus (Einheit 3). Nach der Abkühlung der Domstrukturen wurden die oberen 100 m der Abfolge (Einheit 1) tiefgründig verwittert. Anhand von Geoelektrikmessungen der Goethe-Universität Frankfurt, die nach Abschluss der Bohrarbeiten durchgeführt wurden, konnten die Dimensionen des Lavadomes abgeschätzt und seine Tiefe auf mehrere hundert Meter festgelegt werden (NESBOR 2007). Des Weiteren wurde auch die magnetische Suszeptibilität des durchbohrten Gesteins durch Bohrlochmessungen bestimmt (WONIK 2003).

## 1.2 Das Göttinger Bohrloch Magnetometer

Das Göttinger Bohrlochmagnetometer ist ein drei Komponenten Bohrlochmagnetometer und misst das Magnetfeld in den drei Hauptachsen der Bohrlochsonde. Die Verwendung von drei Komponenten, anstatt der in Bohrlochmagnetik üblichen Totalfeld-Messung, ermöglicht zusätzlich die Bestimmung der magnetischen Inklination und vor allem auch der magnetischen Deklination (z.B. EHMANN 2010).

Das GBM wurde in zahlreichen nationalen und internationalen Messkampagnen eingesetzt: Unter anderem in Outokumpu (VIRGIL 2012) im Rahmen des International Continental Drilling Programs (ICDP), auf der Expedition 330 des Integrated Ocean Drilling Programs (EHMANN 2010) und der Expedition 341 des International Ocean Discovery Programs.

Zur Ermittlung der drei Magnetfeldkomponenten werden im GBM drei senkrecht zueinander angeordnete Fluxgate Magnetometer verwendet. Da das GBM die Komponenten des Magnetfeldes im Sondensystem aufzeichnet, ist es auf-

grund der Drehung der Sonde während der Messung nötig, die Lage des GBM zu jeder Zeit zu kennen, um anschließend eine Transformation der Magnetfelddaten in das geographische Referenzsystem (Nord, Ost, Abwärts) durchführen zu können. Der Transformationsprozess wird im folgenden Reorientierung genannt.

Zur Lageaufzeichnung sind drei senkrecht zueinander angeordnete, faseroptische Kreisel im GBM verbaut, die die Rotation um alle drei Hauptachsen der Sonde aufzeichnen. Diese zeichnen sich im Vergleich zu mechanischen Kreisel durch eine sehr hohe Genauigkeit, geringes Rauschen und nur kleine Driften aus. Darüber hinaus sind zwei, senkrecht zueinander angeordnete Inklinometer verbaut, die die Neigung der Sonde bestimmen. Eine genaue Darstellung der Integration der Daten und der Transformation der Magnetfelddaten des Sondensystems in das geographische System findet sich in VIRGIL (2012).

## 2 Beschreibung der Messungen

Vom 09.07.2013–11.07.2013 wurden in der Bohrung Sichenhausen-Eschwald des Rehbergs vier Messungen mit Unter-

stützung des LIAG und des HLOG durchgeführt. Die Daten wurden mit dem Göttinger Bohrlochmagnetometer aufgezeichnet.

### 2.1 Messaufbau und Durchführung

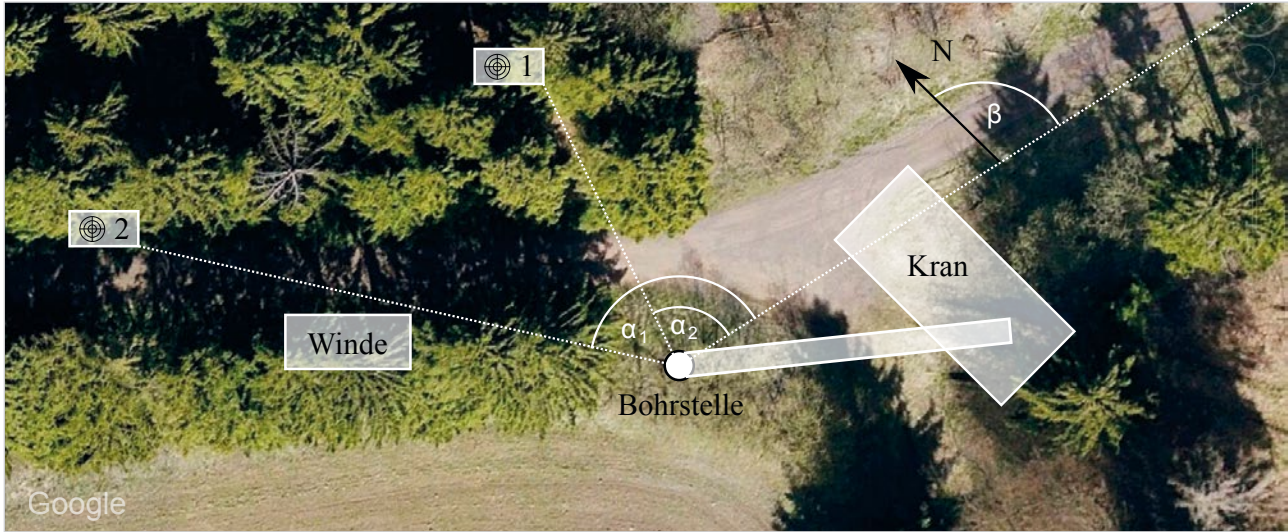
Der Bohrlochkopf befindet sich ca. 2 m entfernt eines geschotterten Weges und war gut zugänglich. Zum Einbringen und Abteufen der Sonde wurde ein Autokran, westlich vom Bohrloch positioniert, verwendet, da ein Dreibein aufgrund der Sondenlänge nicht verwendet werden konnte. Östlich des Bohrloches wurde das Windenfahrzeug positioniert. Eine Aufsicht ist in Abbildung 2 dargestellt.

Um die aufgenommenen Daten später in das geographische Referenzsystem überführen zu können, war es notwendig, die

Orientierung der Sonde im geographischen System zu kennen. Zur Bestimmung der Orientierung wurden vor der ersten Messung Zielplatten aufgestellt und der Azimuth der Strecke zwischen Bohrlochkopf und Zielplatte mittels eines Tachymeters und einer DGPS-Strecke vermessen und so die Orientierung zu geographisch Nord bestimmt. Der genaue Ablauf der Bestimmung der Startausrichtung findet sich in VIRGIL (2012) oder NEUHAUS (2014).

Ein einzelner Messvorgang unterteilt sich in die folgenden Schritte:

1. Justieren der Sonde um Freischweben zu erreichen (dient der Kalibrierung der Neigungssensoren).
2. Ausrichtung der X-Achse der Sonde mit einer der Zielplatten mittels eines Fernrohres.
3. Anfahren der Sonde auf die Oberkante der Bohrung und Nullen des Teufenzählers.
4. Messung bestehend aus Abteufen und Einholen.
5. Erneutes Ausrichten der X-Achse auf eine Zielplatte um spätere Kreiseldriften zu korrigieren.



**Abb. 2:** Aufsichtsskizze des Versuchsaufbaus. Durch 1 und 2 werden die Zielplatten 1 und 2 symbolisiert. Die Linie nach Osten entspricht der GPS-Strecke. Die Winkel  $\alpha_1$ ,  $\alpha_2$  sind die Winkel zwischen der Verbindungsstrecke der jeweiligen Zielplatte zu dem Bohrloch und der GPS-Strecke. Der Winkel  $\beta$  ist der Winkel der GPS-Strecke zu Nord.

## 2.2 Auswertung der Magnetfeldmessungen

Im ersten Bearbeitungsschritt wurden die im Sondensystem aufgenommenen Daten in das geographische Referenzsystem überführt, im Folgenden Reorientierung genannt. Eine genaue Beschreibung der Prozedur inklusive der Kalibrierungsmaßnahmen findet sich in VIRGIL et al. (2010) und EHMANN (2010). Als Gütekriterium der Orientierung wird die Differenz der Komponenten der Magnetfelddaten zwischen Down- und Up-Log verwendet. Die reorientierten Daten der Messungen 2 bis 4 sind in Abbildung 3 dargestellt. Messung 1 konnte aufgrund von wiederholten Datenübertragungsfehlern, die während der Messung auftraten, nicht hinreichend reorientiert werden.

Messungen 2 bis 4 variieren im Mittel an der Nullposition um 134 nT, untereinander weichen sie maximal um ca. 100 nT voneinander ab. Dies entspricht ca. 0,3 % des Hintergrundfeldes und einer Winkelabweichung von ca. 0,4°. Damit ist die Qualität der Reorientierung als sehr gut zu bezeichnen. In Messung drei kommt es bei ca. 220 m zu einem Sprung in den Daten (sichtbar in der Ostkomponente) der auf einen einzelnen Datenübertragungsfehler zurückzuführen ist. Für alle folgenden Betrachtungen wurde die Messung 4 verwendet, da

sie den umfangreichsten Datensatz und die beste Datenqualität aufweist.

Die Struktur des Magnetfeldes in Einheit 1 von 20 m – 100 m ist im Vergleich zu den anderen Einheiten heterogenerer Struktur und tritt besonders deutlich in den Nord- und Ostkomponenten auf. Die mittlere magnetische Flussdichte ist im Vergleich zu der der anderen Einheiten verschoben und in der Totalfeldstärke niedriger. Dies lässt sich qualitativ mit den in NESBOR (2014, 2018) beschriebenen Verwitterungsprozessen in Verbindung bringen, bei denen die magnetischen Mineralien chemisch alteriert wurden und somit die Magnetisierung des Gesteins auf kleinen räumlichen Skalen großen Schwankungen unterlegen sein kann.

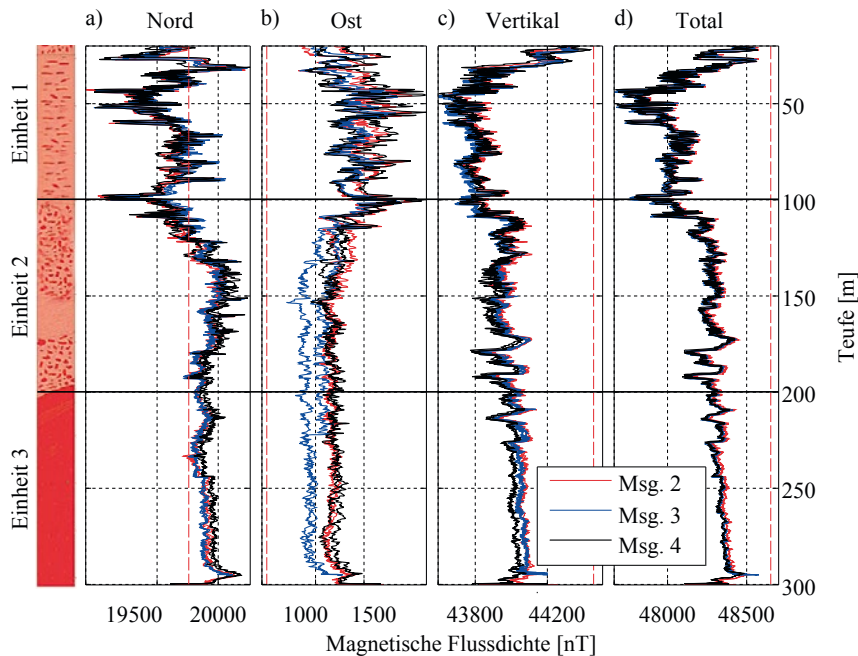
Die Einheit 2 von 100 m – 200 m wird gekennzeichnet durch einen glatteren Magnetfeldverlauf, unterbrochen von stärkeren Anomalien, vor allem in der Vertikalkomponente. Dies korrespondiert mit dem Entstehungsszenario, in dem das Material dieser Einheit heiß deponiert wurde und erst nach der Ablagerung unter den Curiepunkt abkühlte. Somit wurde eine homogene Magnetisierung, und damit homogenes Magnetfeld, aufgeprägt. Die Inhomogenität des Magnetfeldes

lassen sich qualitativ auf die unterschiedliche Blockgröße des magnetisierten Materials zurückführen.

Die Einheit 3 weist den stetigsten Magnetfeldverlauf auf. Dies deutet auf ein homogenes Material mit homogener Magnetisierung hin und stützt die These, dass diese Einheit von einem langsam abgekühlten endogenen Lavadom gebildet wird.

Im Vergleich mit dem International Geomagnetic Reference Field (IGRF) weichen die gemessenen Komponenten, abgese-

hen von der Nord-Komponente der Einheit 1, von den Komponenten des IGRF ab. Dies deutet auf einen lokalen, aber im Vergleich zur Dimension der Bohrung großräumigeren Einfluss der um- und tiefer liegenden Geologie hin, wie zum Beispiel durch den weiter fortgeführten endogenen Lavadom oder dem vermuteten tiefer liegenden Basaltkörper. Die Einflussnahme der umgebenen Formationen wird durch die Anomalienkarte in Abbildung 1 gestützt.



**Abb. 3:** Darstellung der reorientierten Daten der Messung 2 bis 4: a) Nord-Komponente, b) Ost-Komponente, c) Vertikal-Komponente, d) Totalfeld abgebildet. Das IGRF Hintergrundfeld ist in gestrichelt rot dargestellt. Die Grafik links stellt die Geologie dar (nach NESBOR 2007, modifiziert).

### 3 Berechnung der Magnetisierung

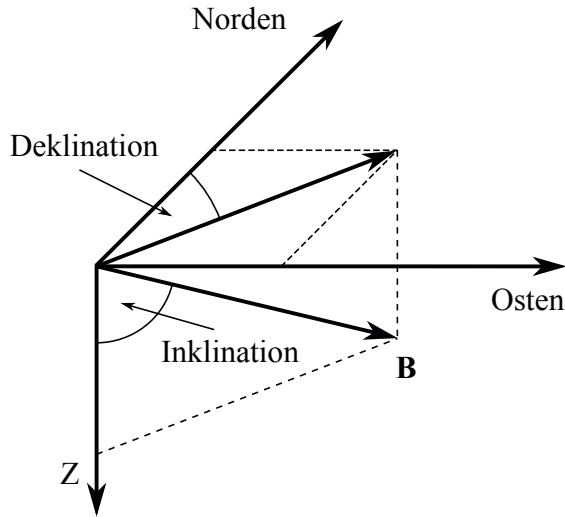
Diese Abhandlung folgt der in der Geophysik üblichen Darstellung der Richtung der Magnetisierung mittels der Inklination und Deklination des Magnetisierungsvektors (Abb. 4). Die Inklination ist der Winkel des Vektors gegen die Nord-Ost-Ebene und die Deklination die Abweichung des Vektors von der Nordachse mit positivem Drehsinn nach Osten. Die Z-Achse zeigt in Richtung des Erdmittelpunktes.

Die Quelle der gemessenen, magnetischen Anomalien wird zurückgeführt auf die in der Gesteinsmatrix eingelagerten remanent und induziert magnetisierten ferromagnetischen Mineralien. Die remanente Magnetisierung ist eine vektorielle Materialeigenschaft und in ihrer Richtung im Gestein fixiert. Im Falle von magmatischen Gesteinen wird die Magnetisierung nach Deposition durch Abkühlung der Formation unter die Curietemperatur erworben und weist entlang des zum Abkühlungszeitpunkt vorherrschenden Magnetfeldes. Typischerweise liegt die Curietemperatur magmatischer Gesteine

bei 550 °C – 675 °C (LOWRIE 2007). Darüber hinaus kann die remanente Magnetisierung durch spätere Hitzeeinwirkung thermisch, durch langfristige Einwirkung eines Magnetfeldes viskos, und durch chemische Prozesse wie Oxidation überprägt werden. Die ursprünglich erworbene Magnetisierung wird natürliche remanente Magnetisierung (NRM) genannt und verwendet, um z.B. Aussagen über Plattenbewegungen, Faltungsprozesse oder das Alter des magnetisierten Gesteins zu treffen.

Die induzierte Magnetisierung ist eine lineare Funktion des Erdmagnetfeldes und über die Suszeptibilität mit diesem verknüpft.

Um Entstehungsgeschichte der die Bohrung Sichenhausen-Eschwald umgebenden Formation zu rekonstruieren und zu analysieren, ermittelten wir die remanenten Anteile der magnetischen Anomalie, indem wir sowohl das Hintergrundfeld, als auch das induzierte Magnetfeld von den gemessenen Bohr-



**Abb. 4:** Der Vektor der Magnetisierung im geographischen Koordinatensystem. Die Inklination ist der Winkel des Magnetfeldvektors gegen die Nord-Ost-Ebene. Die Deklination ist der Winkel zwischen der Nord-Ost-Achse und der Projektion des Magnetfeldvektors in der Nord-Ost-Ebene.

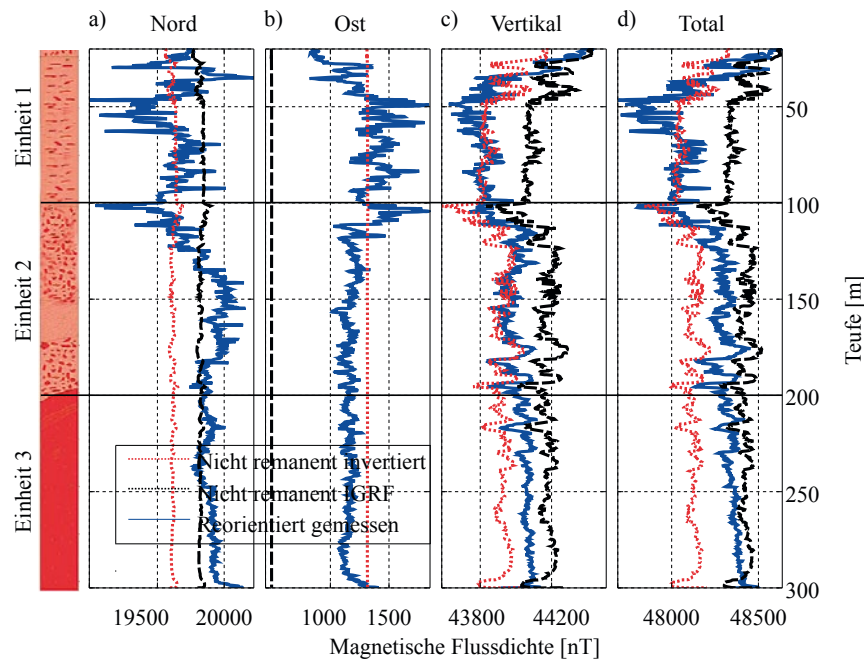
lochdaten subtrahierten. Die remanenten Magnetfeldanteile invertierten wir anschließend nach der Magnetisierung.

Da die Berechnung von statischen Magnetfeldern als Lösung des Potenzialproblems nie eindeutig ist, sprich unterschiedliche Parameter der Geometrie und Magnetisierung identische Magnetfelder erzeugen können, müssen sowohl im Falle ei-

ner Vorwärtsrechnung als auch im Falle der Inversion immer Annahmen über die Geometrie der betrachteten, magnetisch aktiven Formation gemacht werden. Dem Umstand der nicht Eindeutigkeit des Magnetfeldes ist auch geschuldet, dass selbiges selten direkt als Indikator für geologische Prozesse verwendet werden kann, sondern die aufwendiger zu bestimmende NRM genutzt werden muss.

Die Geometrie des von uns genutzten Modells, des so genannten Bosum-Modells (BOSUM & REHLI 1985, siehe Anhang) wird gebildet aus unendlich ausgedehnten, horizontalen Schichten mit vertikaler Durchbohrung und wurde sowohl für die Vorwärtsrechnung der induzierten Magnetfelddaten aus der errechneten induzierten Magnetisierung als auch für die anschließende Inversion verwendet. Dieses Modell entspricht nicht der erwarteten realen Strukturen der durchbohrten Einheiten; diese sind weit komplexer. Gerade Einheit 1 ist sowohl vertikal als auch horizontal sehr inhomogen. Eine exakte Erfassung der Strukturen in der Umgebung der Bohrung ist jedoch nicht möglich, da es keine Möglichkeit gibt, die Lage und Abmessungen der einzelnen Störkörper zu bestimmen. Die Verwendung dieses Modells ermöglicht aber die mittlere, teufenabhängige Magnetisierung zu bestimmen und erlaubt eine statistische Untersuchung der remanenten Magnetisierungen.

Zur Berechnung der induzierten Magnetisierung werden zusätzlich zum gewählten Modell die teufenabhängige Suszeptibilität und das induzierende Feld benötigt. Die Suszeptibilität wurde durch Bohrlochmessungen bestimmt (WONIK 2003). Aufgrund der starken Abweichung der dreikomponentigen



**Abb. 5:** Darstellung der reorientierten Daten in blau gegen die nicht remanenten Feldanteile mit dem invertierten Hintergrundfeld (rot gepunktet) und mit dem IGRF als Hintergrundfeld (schwarz gestrichelt): a) Nord-Komponente, b) Ost-Komponente, c) Vertikal-Komponente, d) Totalfeld. Die Grafik links stellt die Geologie dar (nach NESBOR 2008, modifiziert).



Bohrlochmagnetikdaten vom IGRF kann dieses nicht als induzierendes Feld angenommen werden. Um die lokalen magnetischen Einflüsse zu berücksichtigen, wird das Hintergrundfeld aus den reorientierten Magnetfelddaten berechnet. In WONIK (2003) wird gezeigt, dass die remanente Magnetisierung in der ersten Einheit sehr gering ist. Unter der Annahme, dass die magnetische Anomalie in diesem Bereich durch die induzierte Magnetisierung dominiert wird, können die Magnetfelddaten in diesem Bereich nach dem homogenen Hintergrundfeld invertiert werden. Dieses wird dann für die Berechnung der induzierten Magnetisierung der gesamten Messung, also auch Bereich 2 und 3, verwendet.

Der Einfluss der Wahl des Hintergrundfeldes wird in Abbildung 5 gezeigt. Hier werden die nicht remanenten Feldanteile (Hintergrundfeld plus induzierte Anomalie), einmal berechnet für das IGRF und einmal mit dem invertierten Feld als Hintergrundfeld, dargestellt.

### Auswahl der Modellgeometrie

Um zu überprüfen, inwieweit die Wahl der Geometrie Einfluss auf das Inversionsergebnis hat und für welche Geometrieparameter die belastbarsten Ergebnisse erzeugt werden können, wurden auf Basis des Bosum-Modells drei

verschiedene Modelle unterschiedlicher Schichtdicke invertiert und verglichen. Invertiert und ausgewertet wurde mit den Techniken des linearen Standardmodells (z.B. DRAPER & SMITH 1998). Jedes Modell für sich hatte äquidistante Schichtgrenzen. Jeweils invertiert wurde der Teufenbereich von 20 m–300 m. Zielparameter der Inversion war der Vektor der remanenten Magnetisierung des Gesteins. Die Wichtungsmatrix wurde aus der Varianz der Residuen einer ungewichteten Inversion eines jeden Modells erstellt. Die Wichtung wurde anhand der vorhergegangenen, gewichteten Inversion iterativ verbessert. Als Abbruchkriterium wurde die minimale Änderung der Varianz von  $\sigma^2 < 10^{-12}$  genutzt. Die wichtigsten Inversionsparameter sind in Tabelle 1 dargestellt.

Für alle drei Modelle geht der mittlere Fehler gegen Null. Dies ist für lineare Modelle zu erwarten (DRAPER & SMITH 1998). Die Wurzel des mittleren gewichteten Quadratfehlers (WRMSE) bewegt sich für alle Modelle im Bereich von 1 nT. Der WRMSE wird geringer für eine höhere Parameterzahl (entspricht einer geringeren Schichtdicke), da eine bessere Anpassung an die Daten stattfinden kann. Im Vergleich mit der Größe der Magnetfelddaten ist der Fehler sehr gering und gibt keinem Modell den Vorzug.

**Tab. 1:** Ergebnisübersicht der Inversion der Modelle 1 bis 3. Durch WRMSE wird die Wurzel des mittleren gewichteten Quadratfehlers bezeichnet.

	Modell 1	Modell 2	Modell 3
<b>Anzahl Daten</b>	5 529	5 529	5 529
<b>Anzahl Parameter</b>	280	560	1 120
<b>Schichtdicke [m]</b>	1	0,5	0,25
<b>Mittlerer gewichteter Fehler [1/nT]</b>			
Nord	$17,9 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$-3,6 \cdot 10^{-4}$
Ost	$20,5 \cdot 10^{-4}$	$5,1 \cdot 10^{-4}$	$4,5 \cdot 10^{-4}$
Vertikal	$10,3 \cdot 10^{-4}$	$6,8 \cdot 10^{-4}$	$0,8 \cdot 10^{-4}$
<b>WRMSE [1/nT]</b>			
Nord	0,98	0,98	0,98
Ost	1,07	1,04	1,03
Vertikal	0,64	0,63	0,62
<b>Modelleffizienz</b>			
Nord	0,93	0,95	0,97
Ost	0,88	0,91	0,95
Vertikal	0,90	0,92	0,95
<b>AICc</b>			
Nord	-198 636	-200 266	-203 448
Ost	-200 903	-203 422	-206 485
Vertikal	-204 590	-206 295	-208 891
<b>Max. Konditionsindex</b>	1,17	1,38	1,85

Die Modelleffizienz, im Falle der linearen Regression gleich dem Korrelationskoeffizienten, liegt für alle Modelle in der Größenordnung  $R^2 = 0,5$  und schließt ebenfalls keins der Modelle aus.

Der maximale Konditionsindex ist ein Maß für die lineare Abhängigkeit der Designmatrix und damit ein Maß für die Identifizierbarkeit der Parameter. Der maximale Konditionsindex liegt für keins der Modelle im kritischen Bereich, der nach BELSLEY et al. (2004) zwischen 30 und 100 liegt. Daraus folgt, dass jedes der Modelle identifizierbar und damit die Inversion, unter diesem Gesichtspunkt, durchführbar ist.

Das Aikakekriterium (siehe Anhang) sinkt mit steigender Parameterzahl. Mit Gleichung 8 folgt, dass die Wahrscheinlichkeit, dass die Modelle 1 oder 2 den Datensatz im Vergleich zu Modell 3 erklären, gegen Null geht.

Die Residuenanalyse wird exemplarisch für das Modell 3 gezeigt, wurde aber für alle Modelle durchgeführt. Signifikante Unterschiede zwischen den Modellen gab es nicht. Verfahren, wie Wichtung oder Logarithmierung der Designmatrix hatten auf alle Modelle vergleichbare Wirkung.

Sowohl die Nord- als auch die Ostkomponente zeigen keine Abhängigkeit der Residuen von der Teufe (Fenster a der Abbildungen A2 und A3). Lediglich der Fehler der Vertikalkomponente (Abbildung A4 a) streut mit zunehmender Teufe trotz Wichtung geringfügig stärker. Alle Komponenten zeigen eine Abhängigkeit der Residuen von dem Wert der Zielfunktion, also der magnetischen Flussdichte (Abbildung A2–4 b). Dies deutet darauf hin, dass Fehler nicht additiv, sondern z. B. mul-

tiplicativ, exponentiell oder systematischen Ursprungs sind. Logarithmieren der Designmatrix und der Anpassungswerte verbesserte das Ergebnis nicht. Diese Abweichung muss also z. B. exponentiellem oder systematischem Ursprungs sein.

Aus dem Quantil-Quantil Plot (Abbildung A2–4 c) geht hervor, dass die normalisierte Verteilung der Residuen sich um den Mittelwert wie eine Standardnormalverteilung verhält, an den Rändern aber steiler abfällt. Da aber keines der anderen Modelle eine bessere Übereinstimmung der normierten Fehlerverteilung mit der Standardnormalverteilung erzeugen konnte, wurde das Modell 3 weiterhin verwendet. Auch diese Abweichung scheint systematischen Ursprungs zu sein.

Die Autokorrelationsfunktion zeigt eine Abhängigkeit der Residuen für benachbarte Schichten (Abbildung A2–4 d). Aber auch hier konnte eine Veränderung der Schichtparameter keine Verbesserung erzeugen. Der Ursprung der Abhängigkeit verblieb bisher unbekannt.

Alle genannten Punkte widersprechen nicht einer Annahme des Modells, allerdings ist festzuhalten, dass die starken geometrischen Annahmen des Bosum Modells zu systematischen Fehlern führen und die Inversion noch nicht ideal ist. Aufgrund des Aikakekriteriums und des geringen Unterschiedes in den anderen Kriterien, wurde entschieden, für die weitere Auswertung das Modell 3 zu benutzen. Dieses Modell bietet die höchste Auflösung ohne Verlust der Eindeutigkeit. Weitere Informationen über die angewendeten Techniken finden sich z. B. in DRAPER & SMITH (1998).

## 4 Interpretation und Vergleich

### 4.1 Verteilung der Vektoren in den drei Einheiten

Die Inversionsergebnisse sind in Abbildung 6 dargestellt. In der Einheit 1 von 20 m–100 m ist die Magnetisierung heterogener als in den tieferen Bereichen. Dies zeigt sich besonders in der Deklination, die Schwankungen von  $\pm 180^\circ$  aufweist. Die Inklination schwankt im Maximum zwischen  $\pm 50^\circ$ . Die Schwankung nimmt mit zunehmender Tiefe ab. Um eine robustere Aussage über die Verteilung der Vektoren der NRM in den Einheiten 1–3 zu erhalten, wurden diese einzeln mittels der Fisher Statistik (FISHER 1953) überprüft. Darüber hinaus wurde auf den gesamten Teufenbereich ein Expectation Maximization Clustering (EM-Clustering) angewendet.

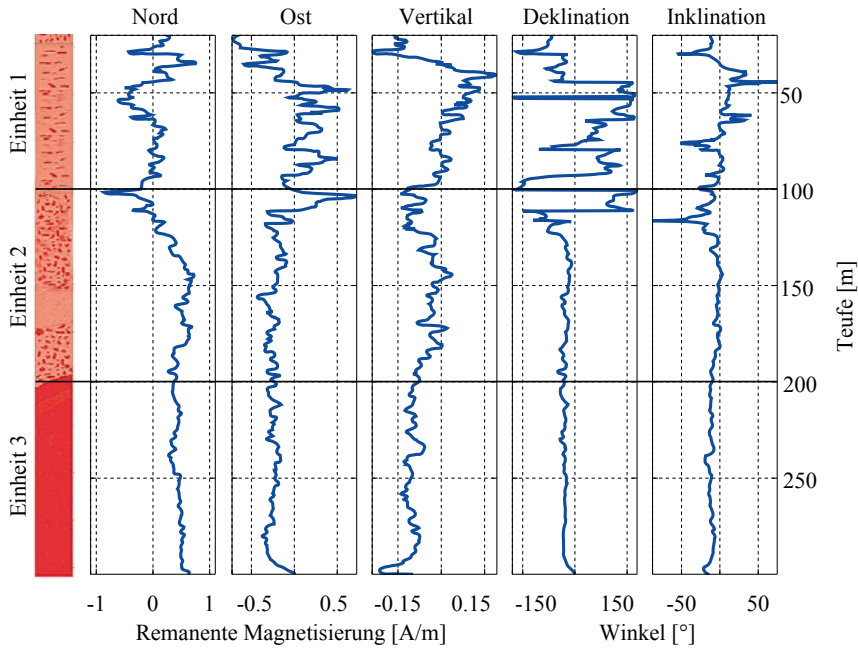
#### Verteilung der remanenten Magnetisierung in der Einheit 1 von 20 m – 100 m

Die Verteilung NRM in der Einheit 1 streut über alle Raumwinkel nahezu gleichmäßig. Während in der Inklination keine Vorzugsrichtung festzustellen ist, treten vermehrt Magnetisierungsvektoren auf, die in Ost oder West-Richtung weisen. Der

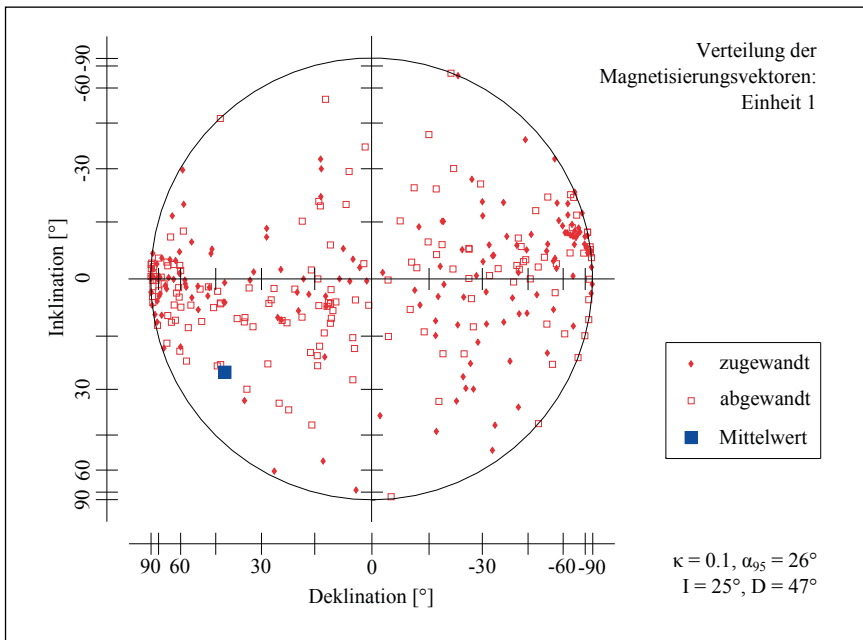
Präzisionsparameter wird auf  $\kappa=0,1$  geschätzt. Der Mittelpunktvektor der Verteilung zeigt nach Südosten und ist unter die Mittelpunktsebene geneigt. Das Fehlen einer eindeutigen Vorzugsrichtung und die ausgeprägte Streuung der Vektoren stehen in Einklang mit der These, dass das ursprünglich homogene Material der Einheit 1 durch Verwitterungsprozesse verändert und die Träger der remanenten Magnetisierung entweder abgebaut oder aber auch umgelagert wurden.

#### Verteilung der remanenten Magnetisierung in der Einheit 2 von 100 m – 200 m

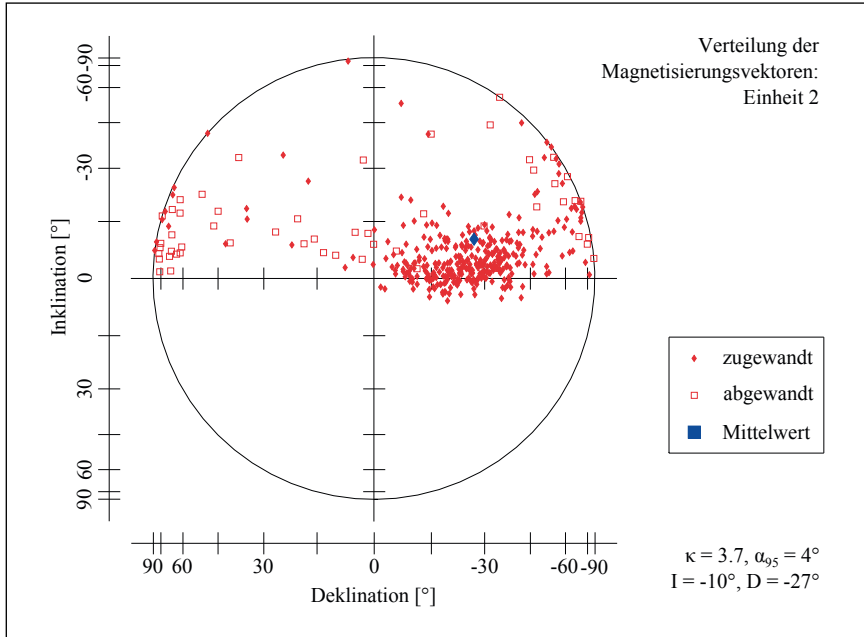
Der Mittelpunktvektor dieses Bereiches weist eine Deklination von  $-27^\circ$  und eine mittlere Inklination von  $-10^\circ$  auf. Die Streuung der Deklination verringert sich im Vergleich zu der Streuung in der Einheit 1 deutlich, dennoch treten auch einzelne Vektoren auf, die um  $\pm 90^\circ$  in der Deklination streuen. In der Inklination tritt eine Inhomogenität in der Verteilung auf. Während ein Großteil der Vektoren um die Inklination  $0^\circ$



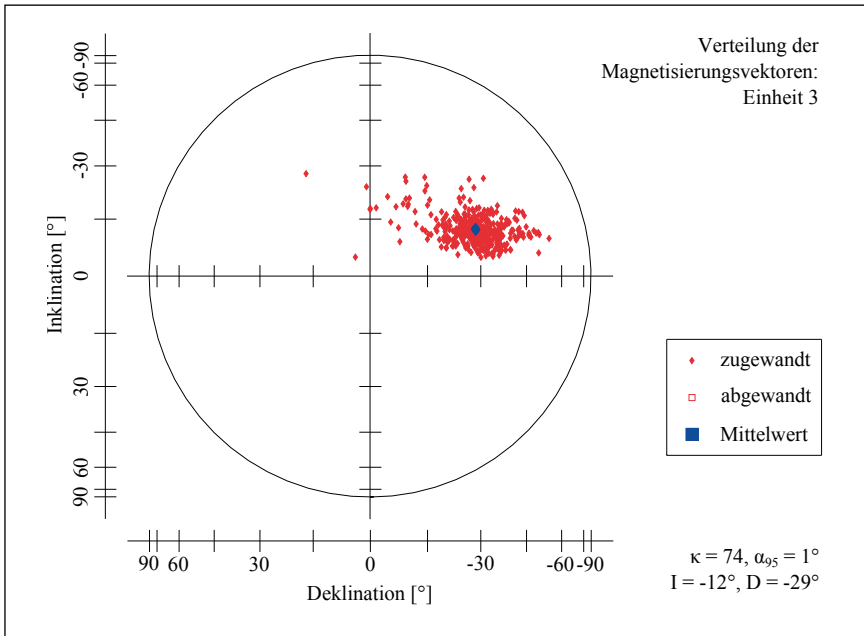
**Abb. 6:** Darstellung der remanenten Magnetisierung in ihren Komponenten und der Winkel der remanenten Magnetisierung. Von links nach rechts ist in blau die Nord-Komponente, die Ost-Komponente die Vertikal-Komponente der remanenten Magnetisierung über der Teufe abgebildet. Rechts davon folgen die Deklination und die Inklination des Vektors der remanenten Magnetisierung. Die Grafik links stellt die Geologie dar (nach NESBOR 2008, modifiziert).



**Abb. 7:** Verteilung der Vektoren in Einheit 1 von 20 m–100 m als Projektion auf eine Kugel. Der zugewandte Mittelpunkt der Kugel zeigt nach Norden. Die gefüllten Rauten entsprechen zugewandten Vektoren, die leeren Quadrate entsprechen abgewandten Vektoren. Das blaue Quadrat ist der Mittelpunktsvektor und liegt auf der abgewandten Seite.



**Abb. 8:** Verteilung der Vektoren in Einheit 2 von 100 m–200 m als Projektion auf eine Kugel. Der zugewandte Mittelpunkt der Kugel zeigt nach Norden. Die gefüllten Rauten entsprechen zugewandten Vektoren, die leeren Quadrate entsprechen abgewandten Vektoren. Die blaue Raute ist der Mittelpunktvektor und liegt auf der zugewandten Seite.



**Abb. 9:** Verteilung der Vektoren in Einheit 3 von 200 m–300 m als Projektion auf eine Kugel. Der zugewandte Mittelpunkt der Kugel zeigt nach Norden. Die gefüllten Rauten entsprechen zugewandten Vektoren. In diesen Bereich treten keine abgewandten Vektoren auf. Die blaue Raute ist der Mittelpunktvektor und liegt auf der zugewandten Seite.



scharf begrenzt ist, streuen die restlichen Vektoren auf bis zu  $-90^\circ$  Inklination. Daher liegt der Mittelpunktvektor oberhalb der erkennbaren Häufung. Die stärkere Lokalisation der Vektoren spiegelt sich im Präzisionsparameter von  $\kappa = 3,7$  wieder. Die geringere Streuung der Parameter steht im Einklang mit dem homogenen Material und stützt die Vermutung, dass das Material der Einheit 2 erst nach Deposition unter den Curiepunkt kühlte. Die verbleibenden Inhomogenitäten lassen sich durch die unterschiedliche Größe der Trachyphonolithblöcke erklären. Darüber hinaus geht das angewendete Modell von einer homogenen Suszeptibilität der einzelnen Schichten aus, wodurch nach Inversion die remanente Magnetisierung über- oder unterschätzt werden kann. Weiter werden Anisotropie Effekte vernachlässigt.

### Verteilung der remanenten Magnetisierung in der Einheit 3 von 200 m – 300 m

Die Einheit 3 weist die geringste Streuung der remanenten Magnetisierung auf und ist eng um den Mittelpunktvektor lokalisiert. Der Mittelpunktvektor dieses Bereiches liegt bei einer Inklination von  $-12^\circ$  und einer Deklination von  $-29^\circ$  und liegt damit ähnlich dem der Einheit 2. Die Streuung der Deklination verringert sich auf wenige Grad um den Mittelpunktvektor. Alle Vektoren liegen oberhalb der Nord–Ost-Ebene. Der Präzisionsparameter steigt auf  $\kappa = 74,2$  und liegt damit um eine Zehnerpotenz höher als in den anderen Einheiten. Dies deutet auf ein sehr homogenes Material hin, das ebenfalls homogen magnetisiert ist, und stimmt mit der These überein, dass es sich um einen langsam abkühlenden, endogenen Lavadom handelt.

## 4.2 Anwendung des Clusteralgorithmus

Die Clustermethode ist eine weitere analytische Methode um Messwerte-Gruppen von gleichen Eigenschaften unabhängig von der subjektiven Einschätzung durch den Menschen zuzuordnen. Dem Clusteralgorithmus liegt ein Expectation Maximation-Clustering (EM-Clustering, z. B. BISHOP 2006) zu Grunde. Im EM-Clustering wird ein jeweiliger Cluster durch eine Wahrscheinlichkeitsverteilung dargestellt. Im Ergebnis werden Datenpunkte den Clustern zugeordnet, in denen die

Wahrscheinlichkeit, sie zu beobachten, am größten ist. Der EM-Clustering Algorithmus benötigt eine vorgegebene Anzahl an Clustern. Das Ergebnis wird durch Variation der Zuordnung und der Parameter der Wahrscheinlichkeitsverteilungen (häufig Mittelwert und Varianz) mit dem Ziel der Maximierung der Log-Likelihood der Überlagerung der Wahrscheinlichkeitsfunktionen, erzielt. Als einzelne Clusterwahrscheinlichkeit dient die Wahrscheinlichkeitsverteilung:

$$CW(\mathbf{M}_e, t | \tilde{\mathbf{t}}_k, \sigma_k, \boldsymbol{\mu}_k, \kappa_k) = \frac{\kappa_k}{4\pi \sinh(\kappa_k)} \cdot \exp(\kappa_k \mathbf{M}_e * \boldsymbol{\mu}_k) \cdot \frac{1}{2\pi\sigma^2} \exp\left(-\frac{(t - \tilde{t}_k)^2}{2\sigma_k^2}\right)$$

Mit  $\boldsymbol{\mu}_k$  dem normierten dreikomponentigen Mittelpunktvektor,  $\mathbf{M}_e$  der die Richtung der Magnetisierung des  $k$ -ten Clusters bestimmt,  $\tilde{\mathbf{t}}_k$  der mittleren Teufe des  $k$ -ten Clusters,  $\sigma_k$  der Standardabweichung der Teufe des  $k$ -ten Clusters und  $\kappa_k$  dem Präzisionsparameter des  $k$ -ten Clusters. Die Wahrscheinlichkeitsverteilung ist ein Produkt aus der Fisher-Verteilung (FISHER 1953), die die Wahrscheinlichkeit, einen bestimmten Vektor abseits des Mittelpunktvektors  $\boldsymbol{\mu}_k$  zu beobachten, und einer Normalverteilung, die die Wahrscheinlichkeit einen bestimmten Datenpunkt abseits der mittleren Teufe  $\tilde{\mathbf{t}}_k$  zu beobachten, beschreibt. Weitere Informationen finden sich in BISHOP 2006 und die genaue Herleitung in NEUHAUS 2014. Es wurden sechs Startclustern verwendet. Die Ergebnisse sind in Abbildung 10 und Tabelle 2 dargestellt.

Die wesentlichen Merkmale der statistischen Analyse des vorhergehenden Abschnittes werden durch die Cluster Analyse bestätigt. So entsprechen die Cluster Magenta und Schwarz der Einheit 1, die Cluster Blau und Cyan der Einheit 2 und die Cluster Gelb und Rot der Einheit 3.

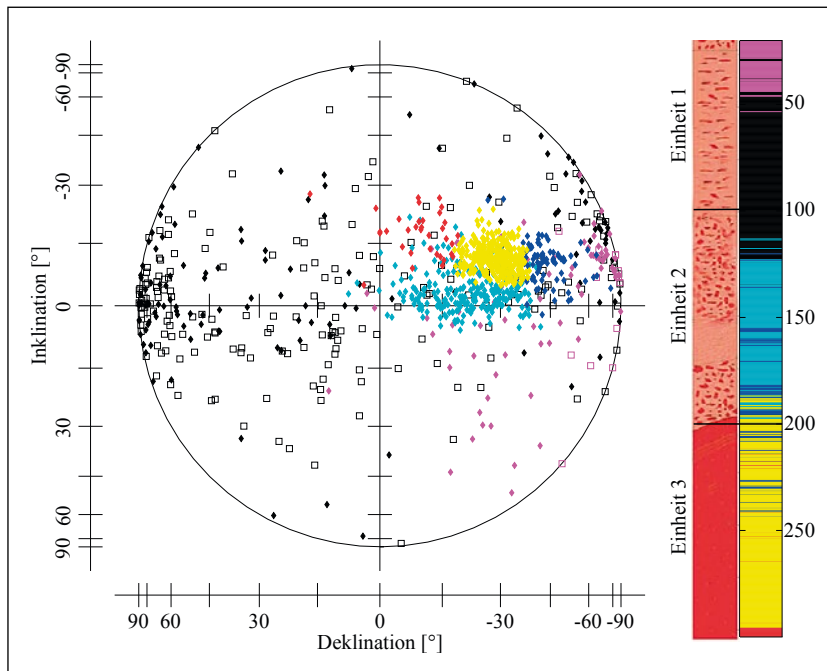
Der Cluster Magenta erstreckt sich im Bereich 20 m – 50 m und wird kaum von Vektoren des Clusters Schwarz durchbrochen. Er weist eine mittlere Deklination von  $-43^\circ$  auf. Der Vektor der NRM zeigt damit nach Nord-Westen. Der Präzisionsindex liegt bei  $\kappa = 3,2$  und ist der zweitniedrigste.

Der Cluster Schwarz schließt an den Cluster Magenta an und reicht ca. von 50 m – 120 m. Dieser Cluster weist die größte Vektorstreuung aller Cluster auf und erreicht in der Deklination Werte von  $-180^\circ$  –  $180^\circ$ . Dies wird durch den niedrigen Präzisionsparameter von  $\kappa = 0,3$  quantifiziert. Im Vergleich der Clustergrenzen Schwarz und Türkis ist die Grenze 20 m tiefer angesiedelt als aus der Geologie zwischen Einheit 1 und Einheit 2 erkennbar. Die starke Streuung der beiden oberen Cluster lässt sich wiederum mit der Verwitterung in Übereinstimmung bringen. Warum die Streuung des oberen Bereiches geringer ist, konnte nicht abschließend geklärt werden, könnte aber an starken oberflächennahen Störquellen wie der Verrohrung oder den Fahrzeugen liegen.

**Tab. 2:** Übersicht über die Inklination und Deklination des mittleren Richtungsvektors der Cluster, sowie die Präzisionsparameter der Cluster. Die Namensgebung entspricht der farblichen Kodierung in Abbildung 10.

Cluster	Inklination	Deklination	$\kappa$
Magenta	-1°	-43°	3,2
Schwarz	-4°	12°	0,3
Türkis	-3°	-22°	30,3
Blau	-10°	-44°	42,8
Gelb	-11°	-29°	107,6
Rot	-17°	-10°	39,2

Der Cluster Türkis erstreckt sich über den Teufenbereich von ca. 120 m–180 m. Und entspricht in etwa den Abgrenzungen der Einheit 2, ist allerdings sowohl in der Abgrenzung zur Einheit 1 als auch zur Einheit 2 um 20 m begrenzter. Dies deutet auf ausgeprägte Übergangsbereiche hin. Die mittlere Deklination der NRM liegt bei -22°. Der Präzisionsindex liegt bei  $\kappa = 30,3$  und damit im mittleren Bereich der gefundenen Ergebnisse. Die im Vergleich mittlere Streuung lässt sich zurückführen auf die in NESBOR (2008) erwähnten Block- und Aschenstrom-Ablagerungen in der Einheit 2: Abkühlung des Materials nach der Deposition erzeugt eine einheitliche Magnetisierung, während verbleibende Anomalien auf die Polydispersität der Größenverteilung der Trachyphonolithblöcke und die Ablagerung in mehreren Events zurückzuführen ist.



**Abb. 10:** Verteilung der Cluster über die gesamte Teufe von 20 m bis 300 m als Projektion auf eine Kugel. Der zugewandte Mittelpunkt der Kugel zeigt nach Norden. Die gefüllten Rauten entsprechen zugewandten Vektoren. Die leeren Quadrate entsprechen abgewandten Vektoren. Die farbliche Kodierung entspricht der in der rechten Grafik. Die mittlere Grafik stellt die Geologie dar. Die rechte Grafik zeigt farblich kodiert die Verteilung der Cluster über der Teufe. Jede Farbe steht für einen Cluster.

Der Cluster Blau durchbricht den Cluster Türkis abschnittsweise im Bereich 150 m–180 m. Die mittlere Deklination liegt bei 44°. Mit einem Präzisionsparameter von  $\kappa = 42,8$  weist dieser Cluster die zweit geringste Streuung auf. Dies deutet auf homogene Quellen hin und stimmt überein mit den aus der Bohrkernanalyse in diesem Bereich gefundenen Trachyphonolithblöcken von bis zu mehreren Metern Größe.

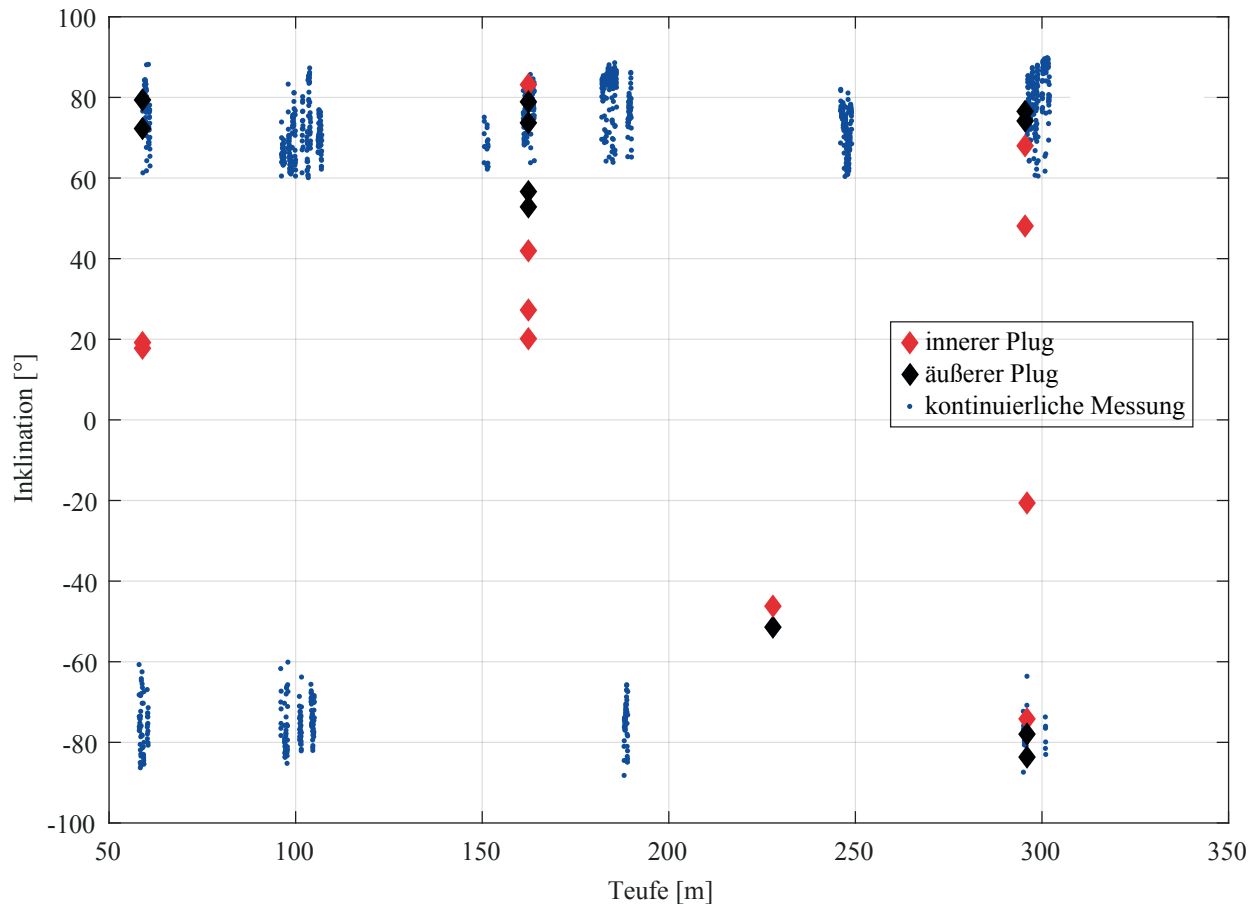
Der Cluster Gelb reicht von 180 m bis knapp 300 m und weist mit einem Präzisionsparameter von  $\kappa = 107,6$  die geringste Streuung aller Cluster auf. Die mittlere Deklination der NRM liegt bei -29°. Damit liegt die Deklination der Cluster Gelb, Blau und Türkis im Rahmen der Ungenauigkeit im sel-

ben Bereich. Dies deutet auf den gleichen Entstehungszeitraum hin. Die sehr geringe Streuung der NRM in diesem Cluster deutet auf homogenes, homogen magnetisiertes Material hin und entspricht der Geologie. Die unterschiedliche Lage der Schichtgrenze im Vergleich zu Geologie, die ihre Grenze bei 200 m anstatt 180 m hat, ließe sich folgendermaßen erklären: Da eine Veränderung des Verschweißungsgrades oder der Materialgrößenverteilung nicht beobachtet wurde (NESBOR 2008, 2018) und das Material dem der Einheit 2 entspricht, muss, um eine Vereinheitlichung der Magnetisierungsvektoren zu erzielen, eine magnetische Überprägung der unteren 20 m der Einheit 2 stattgefunden haben. Da eine chemische oder

viskose Magnetisierung ausgeschlossen werden kann, muss die Überprägung thermischer Natur sein, was die struktureologische Annahme eines endogenen Lavadoms unterstützt. Wir vermuten, dass die Ursache der thermischen Überprägung im Aufstieg des endogenen Lavadomes begründet liegt.

Der Cluster Rot grenzt sich mit einer mittleren Deklination von  $-10^\circ$  von dem oberhalb liegenden Clustern ab. Ebenfalls

nimmt die Streuung des Clusters Rot mit einem Präzisionsparameter von  $\kappa = 39,2$  wieder zu. In diesem Bereich tritt auch eine, bisher lediglich optisch qualifizierte Änderung des Bohrkernmaterials auf. Für alle Cluster liegt die mittlere Inklination im Bereich von  $-1^\circ$  bis  $-17^\circ$  und nimmt mit zunehmender Teufe kontinuierlich zu.



**Abb. 11:** Vorläufige Darstellung der Inklination ausgesuchter Kerne. Die blauen Punkte entsprechen der Inklination aus der kontinuierlichen Messung. Werte größer  $\pm 60^\circ$  wurden abgeschnitten, da sie an den Randbereichen der Kerne gemessen wurden und nicht der Realität entsprechen. Das Vorzeichen der kontinuierlichen Messung wurde nicht entsprechend der Bohrlochorientierung korrigiert. Die rote Raute entspricht der Inklination von Plugs, die dem Inneren der Bohrkerns entnommen wurden, die blaue Raute entspricht der Inklination von Plugs, die dem Rand des Kernes entnommen wurden.

Zusätzlich wurden mit Hilfe des Kernlabors Grubenhagen des LIAG und Unterstützung des HLUg im Frühjahr 2014 die NRM von Teilen der Bohrkerns kontinuierlich und anhand von Plugs vermessen. Die Ergebnisse sind in Abbildung 11 dargestellt. Während die äußeren Kernproben denen der kontinuierlichen Messung entsprechen, neigen die inneren Kernproben zu einer flacheren Inklination. Dies ließe sich auf den Einfluss des Bohrkopfes, dem so genannten Drilling Overprint, zurück-

führen. Die Daten sind vorläufig, da noch nicht alle kontinuierlich vermessenen Kerne entsprechend ihrer Orientierung im Bohrloch korrigiert wurden, Vorzeichenwechsel also nicht unbedingt Reversals entsprechen. In der Größenordnung entsprechen die Inklinationen der inneren, weniger durch den Drilling Overprint beeinflussten Plugs, den mittleren, von uns gefundenen Inklinationen der Einheiten 1 und 2.

### 4.3 Vergleich mit bisherigen Messungen

Die mittlere Deklination des Vogelsbergareales liegt laut SHERWOOD (1990) bei  $D = 358,6^\circ$  und die mittlere Inklination der NRM bei  $I = 64^\circ$ . Dies stimmt laut Sherwood mit der dem Magnetfeld zur Zeit des Tertiärs am Ort des Hohen Vogelsberges überein. PUCHER et al. (2001) gibt für Bohrung Flösserschneise, die sich ungefähr 1,5 km nördlich der Bohrung Sichenhausen-Eschwald befindet, eine mittlere Inklination der NRM von  $I = 70^\circ$  an.

Die von uns bestimmten Werte für die Inklination als auch die Deklination weichen deutlich von den Literaturwerten ab. Für die Deklination liegt die Abweichung im Bereich von  $14^\circ$ – $42^\circ$ , für die Inklination im Bereich von ca.  $60^\circ$ . Gerade in der Inklination ist diese Abweichung auffällig, besonders

da die von SHERWOOD (1990) und auch die von PUCHER et al. (2001) publizierten Werte für die Inklination der NRM nur um ca.  $15^\circ$  variieren.

Ein Grund für diese Abweichungen kann in der Wahl des für die Inversion verwendeten Hintergrundfeldes liegen, das aus den Daten entnommen wurde und daher nicht zwangsweise dem realen Hintergrund entspricht. Die Berechnung der remanenten Magnetisierung reagiert sehr sensitiv auf die Wahl des Hintergrundfeldes, da Fehlschätzungen des Hintergrundfeldes um mehr als 100 nT, je nach Stärke der realen remanenten Magnetisierung zu Fehlschätzungen der invertierten remanenten Magnetisierung von mehreren 10er Grad führen können.

## 5 Fazit

In der Bohrung Sichenhausen-Eschwald wurde erfolgreich dreikomponentige Bohrlochmagnetik Messungen durchgeführt und mehrere vollständige Datensätze guter Qualität gewonnen. Die Überführung der Daten aus dem Sondensystem in das geographische Referenzsystem erzeugten ein einheitliches Bild, das durch die gute Qualität der Messung mit einer maximalen Abweichung der Magnetfelddaten in den Komponenten untereinander von ca. 130 nT, widergespiegelt wird.

Eine qualitative Analyse der Komponenten der Magnetfelddaten zeigt eine gute Übereinstimmung mit den geologischen Gegebenheiten der Bohrung. Besonders deutlich zeigt sich dies im Bereich des endogenen Lavadoms (Einheit 3) und dem verwitterten exogenen Lavadom der Einheit 1.

Die induzierte und remanente Magnetisierung wurden durch Inversion der Magnetfelddaten auf Basis des Bosum-Modells erzeugt. Eine Analyse der Qualitätskriterien zeigte, dass das Bosum-Modell aufgrund seiner starken geometrischen Einschränkung robuste Ergebnisse geringer Unsicherheit produziert. Eine Analyse der Residuen zeigte aber auch die Grenzen des Bosum-Modells, da die geometrischen Einschränkungen dazu führen, dass kleinskalige Anteile der magnetischen Flussdichte nicht erklärt werden und systematische Fehler auftreten.

Die Analyse der Richtung der NRM ließ sich ebenfalls gut mit der Geologie in Übereinstimmung bringen. Dennoch zeigten sich beim Vergleich mit den Literaturdaten deutliche Unterschiede zu den von uns gefundenen Richtungen der NRM mit einer Abweichung der Deklination von bis zu  $40^\circ$  und der Inklination von bis zu  $60^\circ$ . Dies liegt höchstwahrscheinlich an

der falschen Wahl des Hintergrundfeldes, auf die die Inversion von Magnetfelddaten sehr sensibel reagiert. Die Wahl des Hintergrundfeldes bewirkt in erster Linie eine konstante Verschiebung der berechneten Deklination und Inklination der NRM, wirkt sich aber nur schwach auf die statistische Verteilung der Richtungen aus.

Dies wird bestätigt durch die Ergebnisse des EM-Cluster-Algorithmus, mit dem wir nicht nur die aus den Bohrkernen gewonnenen, geologischen Einheiten abbilden, sondern sogar im Meter-Bereich veränderte Strukturen, wie die durchbohrten homogenen Trachyphonolithblöcke oder die Änderung der Materialkomposition im unteren Bereich des Lavadomes, abbilden konnten. Darüber hinaus konnten wir eine thermische Einwirkung des intrudierenden Lavadomes auf die unteren 20 m der im Hangenden folgenden Block- und Aschenstrom-Ablagerungen identifizieren. Dadurch wird die Interpretation dieser Struktur als endogener Lavadom bestätigt.

**Danksagung:** Wir danken dem HLNUG, insbesondere Dr. Heinz-Dieter Nesbor und Dr. Matthias Kracht für die logistische Unterstützung und die Möglichkeit, die Bohrung Sichenhausen-Eschwald befahren zu können, sowie für die Bereitstellung der Kernproben. Dr. Nesbor danken wir außerdem für die umfangreiche Hilfe an diesem Artikel. Weiter danken wir Dr. Thomas Wonik und Thomas Grelle (LIAG) für die technische Unterstützung, sowie Dr. Christian Rolf und Lena Wallbrecht (LIAG) für die Vermessung der Kernproben.



## 6 Schriftenverzeichnis

- AGRICOLA, T., JUNGE, A. & GÜNTHER, TH. (2018): Großskalige Dipol-Dipol Geoelektrik im Umfeld der Forschungsbohrung Sichenhausen-Eschwald im Hohen Vogelsberg. – Geol. Jb. Hessen, **139**: 43–59, 12 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden 2018.
- BISHOP, C. M. (2006): Pattern Recognition And Machine Learning. – 600 S.; New York (Springer).
- BELSLEY, D. A., KUH, E. & WELSCH, R. E. (2004): Regression Diagnostics. – XV, 292 S.; Hoboken, N.J. (Wiley Intersci.).
- BOSUM, W. & REHLI, H.-J. (1985): Bau und Erprobung eines 33-D-Bohrlochmagnetometers. – Geol. Jb., **28**: 191–217, 16 Abb.; Hannover.
- BUNESS, H. & WONIK, T. (2001): Seismische Reflektoren im Bereich der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996. – Geologische Abhandlungen Hessen, **107**: 141–150, 6 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.
- DRAPER, N. R. & SMITH, H. (1998): Applied Regression Analysis. – 3. ed.: XVII, 706 S.; New York (Wiley).
- EHMANN, S. (2010): Messung und Simulation der Signale metallischer Störkörper in dreikomponentigen Magnetfelddaten. – Dipl.-Arb. TU Braunschweig, Inst. Geophysik u. Extraterrestr. Physik; Braunschweig.
- EHRENBERG, K.-H. & HICKETHIER, H. (1985): Die Basaltbasis im Vogelsberg – Schollenbau und Hinweise zur Entwicklung der vulkanischen Abfolge. – Geol. Jb. Hessen, **113**: 97–135, 2 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- FISHER, R. (1953): Dispersion on a Sphere. – Proceedings Royal Soc. London, Ser. A. Mathem. and Physic. Sci., **217**(1130): 295–305; London.
- HLUG – Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie (2014): Anomalien des erdmagnetischen Totalfeldes von Hessen 1:300 000; Wiesbaden.
- KRACHT, M. & NESBOR, H.-D. (2009): Den Geheimnissen des größten mitteleuropäischen Vulkangebietes auf der Spur – Ein interdisziplinäres geowissenschaftliches Forschungsprojekt im Hohen Vogelsberg. – Jber. hess. L.-Amt Umwelt Geol., **2008**: 139–142, 4 Abb; Wiesbaden.
- LÖWER, A. & JUNGE, A. (2018): Audiomagnetotellurik an der Forschungsbohrung Sichenhausen-Eschwald im Hohen Vogelsberg. – Geol. Jb. Hessen, **139**: 61–70, 8 Abb.; Wiesbaden 2018.
- LOWRIE, W. (2007): Fundamentals of Geophysics. – 2. ed.: X; 381 S.; Cambridge (Cambridge Univ. Pr.).
- NESBOR, H.-D. (2008): Bohren auf dem Vulkan – Die Forschungsbohrung Sichenhausen-Eschwald im Hohen Vogelsberg. – Jber. hess. L.-Amt Umwelt Geol., **2007**: 151–155, 7 Abb.; Wiesbaden.
- NESBOR, H.-D. (2014): Der Vogelsberg – Vulkanologische und petrologische Entwicklung eines großen miozänen Intraplatten-Vulkangebiets in Mitteleuropa – The Vogelsberg – Volcanic and Petrologic development of a large Intraplate Volcanic Field of Miocene age in Central Europe. – In: RÖHLING, H.-G. (Hrsg.): GeoFrankfurt 2014 – Dynamik des Systems Erde/Earth Systems Dynamic – Exkursionsführer/Excursion guide. – Exk.-Führer u. Veröff. dt. Ges. Geowiss., **252**: 22–39, 14 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- NESBOR, H.-D. (2018): Das Vulkangebiet Vogelsberg. – Geol. Jb. Hessen, **139**: 5–41, 21 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden 2018.
- NESBOR, H.-D. & WONIK, T. (2004): Mächtige trachytische Block- und Aschenstromablagerungen im Hohen Vogelsberg – Gesteinsabfolge und Bohrlochgeophysik in der Bohrung Rehberg. – Z. angew. Geol., **50** (2): 50–51, 2 Abb.; Hannover.
- NEUHAUS, M. (2014): Durchführung und Interpretation einer 3 komponentigen Magnetfeldmessung in der Bohrung Schotten/Sichenhausen. – Masterarb. TU Braunschweig, Inst. Geophysik u. Extraterrestr. Physik; Braunschweig.
- PLAUMANN, S. (1991): Die Schwerekarte 1:500 000 der Bundesrepublik Deutschland (Bouguer-Anomalien), Blatt Mitte. – Geol. Jb., **E 46**: 16 S., 5 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Stuttgart.
- PUCHER, R. & FROMM, K. (1981): Magnetische Messungen an den Bohrkernen. – In: EHRENBERG, K.-H. et al.: Forschungsbohrungen im Hohen Vogelsberg (Hessen) – Bohrung 1 (Flösser-Schneise) – Bohrung 2/2A (Hasselborn). – Geol. Abh. Hessen, **81**: 129–144, Abb. 72–81, Tab. 11 u. 12; Wiesbaden.
- PUCHER, R., WONIK, T. & SCHULZ, R. (2001): Eine dreidimensionale Modellierung der magnetischen Anomalien des Vogelsberges. – Geol. Abh. Hessen, **107**: 119–140, 7 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden.
- SCHNEPP, E., ROLF, C. & STRUCK, J. (2001): Paläo- und gesteinsmagnetische Untersuchungen an Kernen der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996. – Geol. Abh. Hessen, **107**: 151–169, 8 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- SHERWOOD, G. J. (1990): A paleomagnetic and rock magnetic study of Tertiary volcanics from the Vogelsberg (Germany). – Phys. Earth Planet. Interiors, **62** (1/2): 32–45; Amsterdam.
- VIRGIL, C. (2012): Vorbereitung und Durchführung von dreikomponentigen Magnetfeldmessungen mit dem Göttinger Bohrloch-Magnetometer. – Diss. TU Braunschweig, Inst. Geophysik u. Extraterrestr. Physik; Braunschweig. – [<http://www.digibib.tu-bs.de/?docid=00042924>]
- VIRGIL, C., HÖRDT, A., KLEIN, T., KÜCK, J., LEVEN, M. & STEVELING, E. (2010): High-Precision Orientation of Three-Component Magnetic Downhole Logs. – Scientific Drilling, **9**: 37–40; Göttingen.
- WONIK, T. (2003): Vergleich von magnetischen Messungen in der Bohrung Rehberg im Hohen Vogelsberg. 7. FKPE-Workshop Hannover.

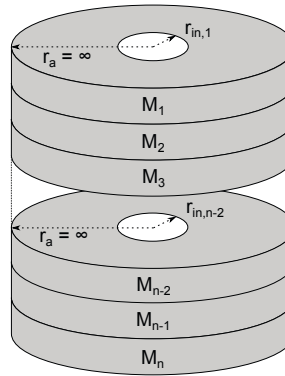
Manuskript eingegangen am 2.9.2016, angenommen am 6.10.2016.

## 7 Anhang

### Das Bosum Modell

Mit Hilfe des Bosum Modelles ist es möglich, die Umgebung eines Bohrloches mittels unendlich ausgedehnter, zylindrisch durchbohrter Platten stückweiser homogener Magnetisierung zu modellieren. Eine Skizze der Geometrie ist in Abbildung A1 zu finden.

Im Folgenden seien  $B_{x,j}$ ,  $B_{y,j}$ ,  $B_{z,j}$  mit  $j \in [1 \dots m]$  mit  $m$  der Anzahl der Beobachtungspunkte innerhalb des Bohrloches, Vektoren, die die  $B_x$ ,  $B_y$ , bzw.  $B_z$  Komponente des Magnetfeldvektors am  $j$ -ten Beobachtungspunkt darstellen. Gleichermäßen seien  $M_{x,i}$ ,  $M_{y,i}$ ,  $M_{z,i}$  mit  $i \in [1 \dots n]$  mit  $n$  der Anzahl der Schichten, Vektoren die die  $M_x$ ,  $M_y$ , bzw.  $M_z$  Komponente der Magnetisierung der  $i$ -ten Schicht darstellen. Dann gilt für das Bosum Modell:



**Abb. A1:** Darstellung des Schichtmodelles. Mit  $r_a$  dem unendlichen Außenradius,  $r_{in}$  dem Bohrlochradius der jeweiligen Schicht und  $M_n$  der Magnetisierung der jeweiligen Schicht.

$$\begin{aligned} B_x &= C_{XY} \cdot M_x \\ B_y &= C_{XY} \cdot M_y \\ B_z &= C_z \cdot M_z \end{aligned}$$

**Gleichung 1**

mit den Sensitivitätsmatrizen:

$$C_{XY} = \begin{pmatrix} C_{XY,11} & \dots & C_{XY,1n} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ C_{XY,m1} & \dots & C_{XY,mn} \end{pmatrix} \text{ und } C_z = \begin{pmatrix} C_{z,11} & \dots & C_{z,1n} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ C_{z,m1} & \dots & C_{z,mn} \end{pmatrix}$$

**Gleichung 2**

Die Einträge berechnen sich nach:

$$\begin{aligned} C_{XY,ij} &= \frac{\mu_0}{4} \frac{(z_{ij} + h_i)}{\sqrt{(z_{ij} + h_i)^2 + r_{in,i}^2}} - \frac{\mu_0}{4} \frac{(z_{ij} - h_i)}{\sqrt{(z_{ij} - h_i)^2 + r_{in,i}^2}} \\ \text{und} \\ C_{z,ij} &= -\frac{\mu_0}{2} \frac{(z_{ij} + h_i)}{\sqrt{(z_{ij} + h_i)^2 + r_{in,i}^2}} + \frac{\mu_0}{2} \frac{(z_{ij} - h_i)}{\sqrt{(z_{ij} - h_i)^2 + r_{in,i}^2}} \end{aligned}$$

**Gleichung 3**

mit  $z_{ij}$  dem Abstand des  $j$ -ten Datenpunktes zu der  $i$ -ten Schicht, der halben Höhe der  $i$ -ten Schicht und  $r_{in,i}$  dem Innendurchmesser der  $i$ -ten Schicht. Das gesamte gemessene Feld  $B_{ges}$  setzt sich zusammen aus dem Hintergrundfeld  $B_h$ , dem Feld der induzierten Magnetisierung  $B_{ind}$  und dem der remanenten Magnetisierung  $B_{rem}$ :

$$B_{ges} = B_h + B_{ind} + B_{rem}$$

**Gleichung 4**

Für die induzierte Magnetisierung gilt:

$$\mathbf{M}(X, Y, Z)_{\text{ind}} = \mathbf{X} \cdot \mathbf{H}(X, Y, Z)$$

**Gleichung 5**

Die Matrix  $X$  ist eine Diagonalmatrix der Dimension  $n$ . Die Diagonalelemente  $X_{ii}$ ,  $i \in [1 \dots n]$  beinhalten die Suszeptibilität der  $i$ -ten Schicht. Einsetzen von Gleichung 4 in Gleichung 5 liefert:

$$\mathbf{C}_{(XY, XY, Z)} \cdot \mathbf{M}(X, Y, Z)_{\text{rem}} = \mathbf{B}(X, Y, Z)_{\text{ges}} - \mathbf{B}(X, Y, Z)_{\text{h}} - \mathbf{C}_{(XY, XY, Z)} \cdot \mathbf{X} \cdot \mathbf{H}(X, Y, Z)$$

**Gleichung 6**

## Aikaike Kriterium oder Informationskriterium

Das (korrigierte) Aikaike Kriterium

$$AIC_c = -2 \ln \Pr(\mathbf{y}|\hat{\mathbf{p}}) + 2n + 2 \frac{n(n+1)}{m-n-1}$$

**Gleichung 7**

mit  $n$  der Zahl der Parameter und  $m$  dem Stichprobenumfang vergleicht die Anzahl der Parameter mit der log-likelihood  $\ln \Pr(\mathbf{y}|\hat{\mathbf{p}})$  des geschätzten Modelles und dient dem Vergleich von Modellen untereinander. Durch

$$P_{\text{rel}} = \exp\left(\frac{AIC_{c,\text{min}} - AIC_{c,\text{max}}}{2}\right)$$

**Gleichung 8**

lässt sich die Wahrscheinlichkeit  $P_{\text{rel}}$  abschätzen, dass das Modell mit dem höheren Wert  $AIC_{c,\text{max}}$  die Daten im Vergleich zu dem Modell mit dem niedrigeren Wert  $AIC_{c,\text{min}}$  erklärt (z.B. DRAPER & SMITH 1998).

## Konditionsindex

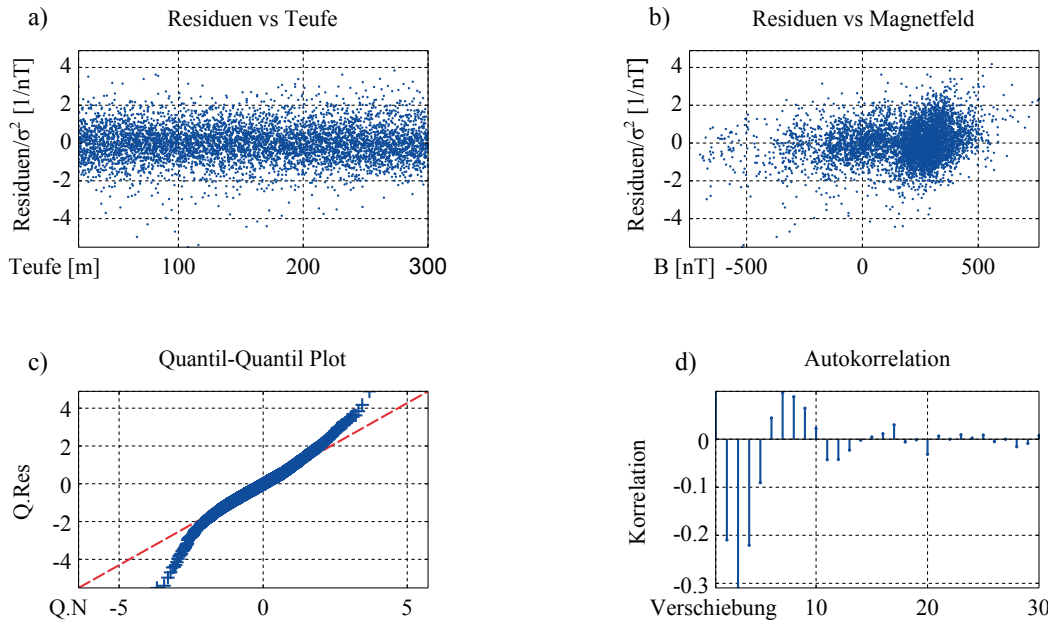
Eine weitere Forderung an die Gültigkeit einer Inversion ist die Eindeutigkeit des Modells, das bedeutet, dass keine zwei unterschiedliche Eingabewerte der Zielfunktion gleiche Funktionswerte zurückgeben dürfen. Dies bedeutet im linearen Fall, dass die Designmatrix  $X$  in den Spalten linear unabhängig sein muss. Die lineare Unabhängigkeit der Spaltenvektoren lässt sich durch Errechnen der Konditionsindizes

$$\eta_i = \sqrt{\frac{\lambda_{\max}(\tilde{\mathbf{U}}^T \tilde{\mathbf{U}})}{\lambda_i(\tilde{\mathbf{U}}^T \tilde{\mathbf{U}})}}$$

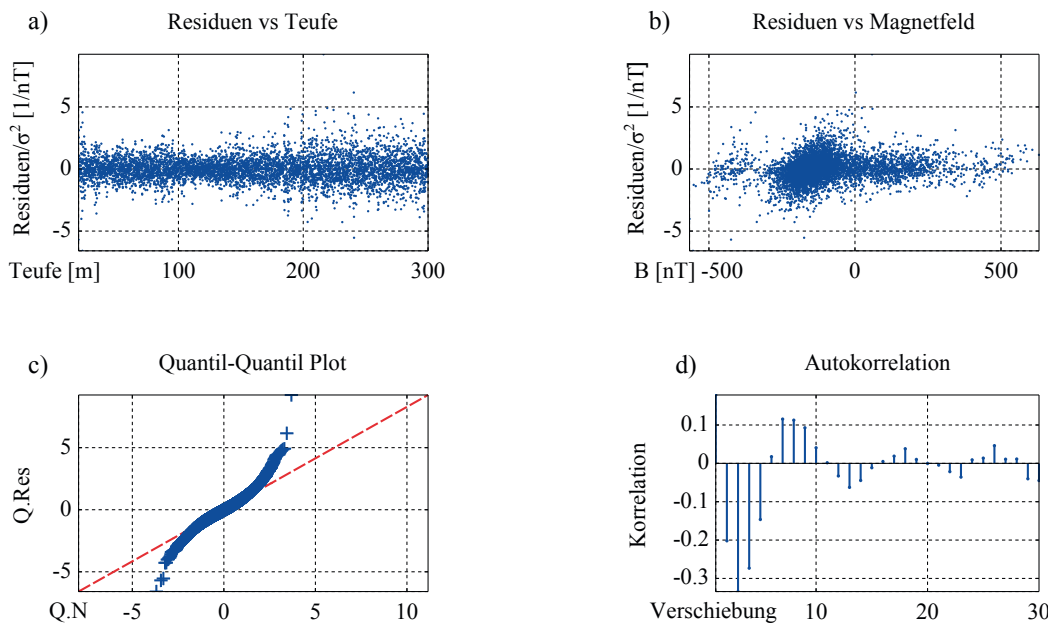
**Gleichung 9**

mit  $\lambda_i$  dem  $i$ -ten Eigenwert der Matrix  $\tilde{\mathbf{U}}^T \tilde{\mathbf{U}}$ , überprüfen. Die Matrix  $\tilde{\mathbf{U}}$  ergibt sich durch Normierung der Spaltenvektoren der Designmatrix  $X$ . Ein Konditionsindex von 30–100 deutet auf eine lineare Abhängigkeit der Spaltenvektoren der Designmatrix  $X$  hin (BELSLEY et al. 2004).

## Residuenanalyse der berechneten Magnetisierung

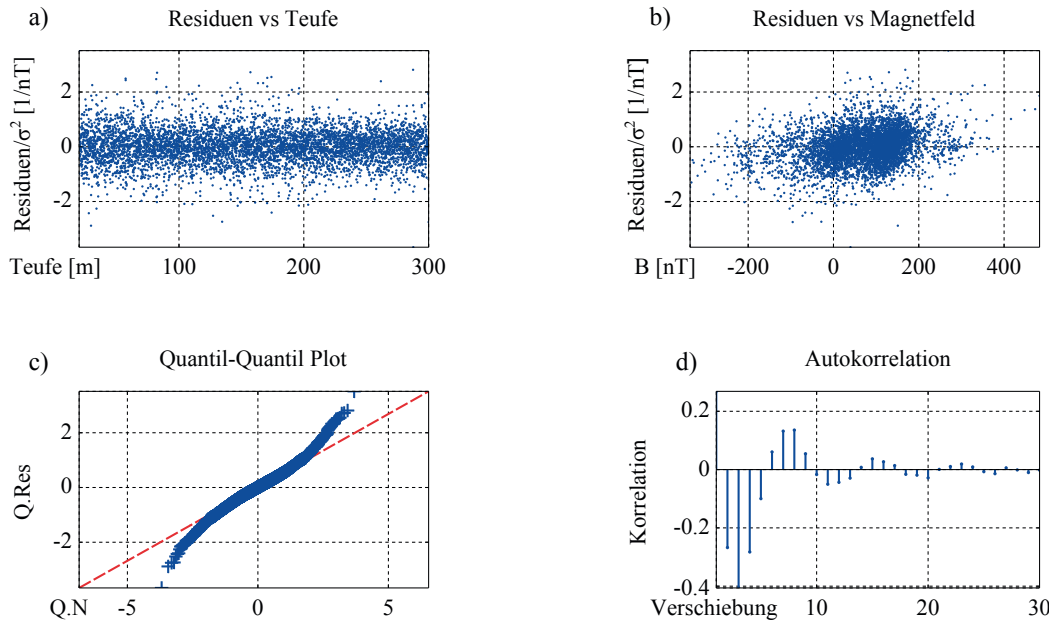


**Abb. A2:** Residuenanalyse der Nord-Komponente. In Fenster a) sind die gewichteten Residuen über die Teufe und in Fenster b) über die abhängige Variable aufgetragen. In Fenster c) ist der Quantil-Quantilplot, in dem die standardisierten Quantile der Residuen über den Quantilen der Standardnormalverteilung aufgetragen sind. In Fenster d) ist die Autokorrelationsfunktion der Residuen dargestellt.



**Abb. A3:** Residuenanalyse der Ost-Komponente. In Fenster a) sind die gewichteten Residuen über die Teufe und in Fenster b) über die abhängige Variable aufgetragen. In Fenster c) ist der Quantil-Quantilplot, in dem die standardisierten Quantile der Residuen über den Quantilen der Standardnormalverteilung aufgetragen sind. In Fenster d) ist die Autokorrelationsfunktion der Residuen dargestellt.





**Abb. A4:** Residuenanalyse der Vertikal-Komponente. In Fenster a) sind die gewichteten Residuen über die Teufe und in Fenster b) über die abhängige Variable aufgetragen. In Fenster c) ist der Quantil-Quantilplot, in dem die standardisierten Quantile der Residuen über den Quantilen der Standardnormalverteilung aufgetragen sind. In Fenster d) ist die Autokorrelationsfunktion der Residuen dargestellt.

ROUWEN LEHNÉ<sup>1</sup>, MARIE MOHR<sup>2</sup>, DANIEL HESS<sup>3</sup> & HEINZ-DIETER NESBOR<sup>1</sup>

# 3D-Modellierung zur Visualisierung der großen Maarstruktur Nieder-Ofleiden am NW-Rand des Vogelsbergs

## Kurzfassung

Der Steinbruch Nieder-Ofleiden nordwestlich Homberg (Ohm) am NW-Rand des Vogelsbergs in Hessen ist mit einer Fläche von 180 ha der größte Basaltabbau Europas. In der vorliegenden Arbeit werden der Steinbruch und seine nähere Umgebung einer geologischen 3D-Modellierung zugeführt, mit dem Ziel, die verschiedenen Einheiten der vulkanischen Struktur zu visualisieren. Als Eingangsdaten für die Modellierung mit der Software GOCAD wurden hauptsächlich Bohrungen, geologische Karten und Schnitte, eigene Messungen im Gelände sowie ein digitales Höhenmodell verwendet. Alle Bohrschichtinformationen wurden zunächst auf Qualität überprüft und dann synthetisiert. Im Ergebnis liegen für das Arbeitsgebiet die durch eine markante bituminöse Tonschicht gekennzeich-

nete ehemalige Oberfläche der vulkanischen Hohlform, deren basaltische Füllung sowie die Steinbruchoberfläche als 3D-Informationen vor. Die basaltische Füllung wird durch mehrere Zwischenhorizonte untergliedert, die ein Fluten der Hohlform durch basaltische Lava in mehreren Schüben belegen, einhergehend mit vulkanischen Ruhephasen und damit einem zeitlichen Hiatus zwischen den einzelnen Basaltströmen. Weiterhin ist eine radiale Abnahme der Basaltmächtigkeit vom Zentrum zum Rand der vulkanischen Struktur zu erkennen. Deren schüsselartige Form wird durch ein generelles Einfallen der Basisfläche des Basalts zur Mitte hin deutlich. Durch die 3D-Modellierung wird die Interpretation zur Entstehung der Lagerstätte als ein mit Basalt verfülltes Maar bestätigt.

## Abstract

Covering an area of about 180 hectares, the quarry Nieder-Ofleiden northwest of Homberg (Ohm) in the northwestern part of the Vogelsberg (Hesse) stands for the biggest basalt exploitation in Europe. In the frame of the project, the quarry and its surroundings have been modelled, aiming to visualize the different units of the volcanic structure in 3D. As input data mainly drillings, geological maps, cross sections, results from fieldwork and a digital elevation model have been used and processed with the software GOCAD. In the process, drillings were checked for quality and subsequently synthesized. Ultimately, the paleo-surface of the volcanic structure, represented by a striking bituminous clay layer, its basaltic fill as well as the

recent surface of the quarry are available as 3D-information. The fill is structured by several intermediate layers, which prove repeated flooding of the volcanic depression by basaltic lava flows, along with volcanic rest phases and thus a temporal hiatus between the basaltic lava flows. Furthermore, a radial decrease of basalt thickness from the center of the volcanic structure towards its margins is given. At the same time the basal plane of the basalt dips towards the center, indicating a bowl-like geometry of the volcanic structure. Overall, the 3D-model confirms the interpretation of the deposit as a maar structure, which has been backfilled with basalt.

<sup>1</sup> Dr. R. Lehné, Dr. H.-D. Nesbor, Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie, Rheingastr. 186, 65203 Wiesbaden

<sup>2</sup> M. Mohr, Am Veilchenhang 26, 35452 Heuchelheim

<sup>3</sup> D. Heß, Bismarckstraße 41a, 64293 Darmstadt

## Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	128
2. Geographischer und geologischer Überblick	129
3. 3D-Modellierung	130
3.1 Methodik	130
3.2 Modellieransatz	130
3.3 Werkzeuge	130
3.3.1 GeOdin	130
3.3.2 ArcGIS	130
3.3.3 GOCAD	131
3.4 Eingangsdaten und Verarbeitung	131
3.4.1 Digitales Geländemodell (DGM)	131
3.4.2 Gewinnungsriß	131
3.4.3 Bohrschichtinformationen	132
4. Ergebnisse	133
4.1 Interngliederung des Basaltkörpers	133
4.2 Basisfläche des Basaltkörpers	134
4.3 Historische Geländeoberfläche	136
5. Interpretation	136
6. Schriftenverzeichnis	137

## 1 Einleitung

Die Lagerstätte bei Nieder-Ofleiden nordwestlich Homberg (Ohm) am NW-Rand des Vogelsbergs in Hessen ist mit ca. 180 ha Betriebsfläche der größte Basaltsteinbruch Europas (Abb. 1). Er wird von der MHI GmbH Homberg (Ohm), einer Tochtergesellschaft der MHI AG, betrieben. Jährlich werden hier etwa 800 000-1 000 000 t Basalt abgebaut. Verwendung findet das Material als Edelsplitt in Asphaltanlagen und als



Abb. 1: Steinbruch bei Nieder-Ofleiden (Geoplan GmbH, 2014).

Gleisschotter. Während lange Zeit davon ausgegangen wurde, dass es sich bei der Lagerstätte um eine vulkanische Schlotfüllung handelt und damit um ein zur Tiefe hin „unendliches“ Vorkommen, haben jüngere Beobachtungen Zweifel an dieser Interpretation aufkommen lassen. So wird das Unterlager des im Abbau befindlichen Basalts flächendeckend von einer markanten bis 30 cm dicken Tonschicht gebildet, bei der es sich um bituminöse, feinflamierte Seesedimente handelt. Deren Liegendes besteht aus pyroklastischen Ablagerungen, die durch phreatomagmatische Eruptionsprozesse entstanden waren (NESBOR 2014 u. NESBOR 2018, in diesem Band).

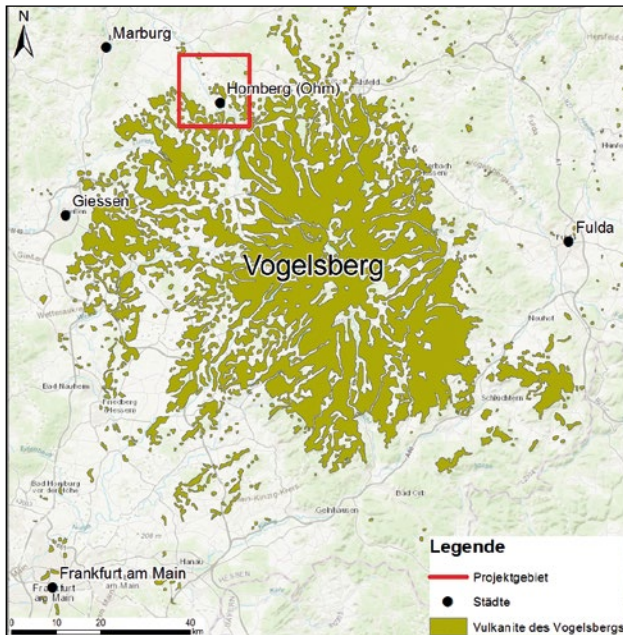
Zur Vertiefung des Kenntnisstandes bezüglich der Genese der Lagerstätte wurde daher durch das Zusammenführen verschiedener zur Verfügung stehender geologischer Daten erstmalig ein 3D-Modell des Untergrundes des Steinbruchs Nieder-Ofleiden und seiner näheren Umgebung erstellt. Insbesondere die räumliche Lage und Ausdehnung des basaltischen Abbaukörpers sollten erarbeitet werden. Damit wird auch die Basisfläche des Basalts visualisiert. Diese entspricht der ehemaligen Oberfläche der vulkanischen Hohlform, die ihrerseits durch die oben genannte markante Tonschicht gekennzeichnet ist.

## 2 Geographischer und geologischer Überblick

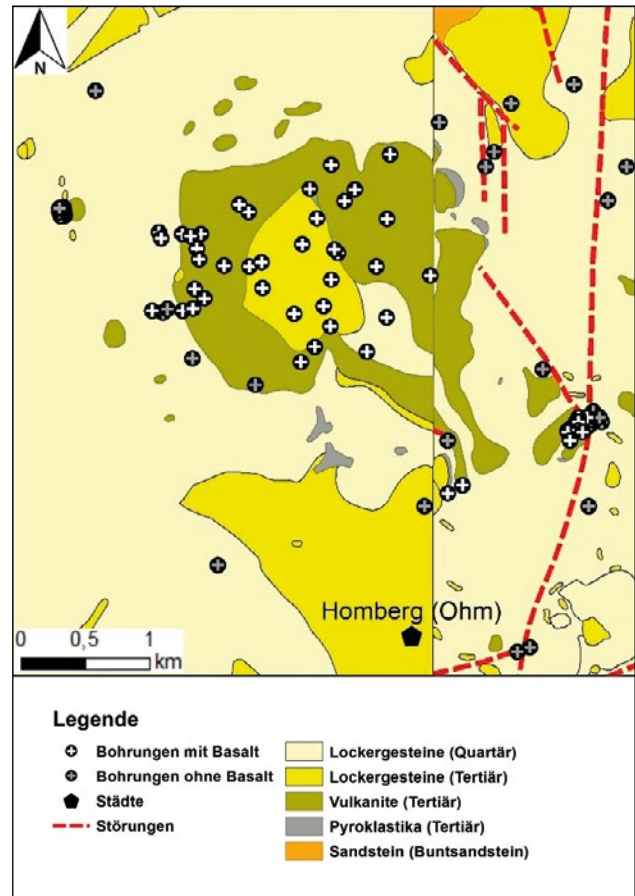
Das ca. 1 km<sup>2</sup> große Arbeitsgebiet befindet sich in den nord-westlichen Ausläufern des Vogelsbergs zwischen den Ortsteilen Nieder- und Ober-Ofleiden NW Homberg (Ohm). Die Städte Marburg und Gießen liegen jeweils ca. 20 km südöstlich bzw. nordöstlich des Steinbruchs (Abb. 2). Das Gebiet wird von der Ohm von SE nach NW durchflossen.

Das Arbeitsgebiet liegt auf den beiden GK25-Blättern 5219 Amöneburg (BLANCKENHORN, 1930) und 5220 Kirtorf (DERSCH-HANSMANN & NESBOR, 2000). Neben tertiären Vulkaniten und Pyroklastika stehen in dem Gebiet Sedimentgesteine des Buntsandsteins und des Tertiärs an, die das Unterlager der vulkanischen Abfolge bilden. Hinzu kommen intravulkanische Seesedimente des Miozäns. Als letztes wurden quartäre Lockergesteine abgelagert, bei denen es sich hauptsächlich um Sande, Schluffe, Tone, Kiese, Löss und Lösslehm handelt.

Die Informationen zur Tektonik begrenzen sich auf die Angaben der geologischen Karten und sind nicht konsistent. So ist das Störungsnetz auf Blatt 5220 Kirtorf (DERSCH-HANSMANN & NESBOR, 2000) detaillierter auskartiert als auf Blatt 5219 Amöneburg (BLANCKENHORN, 1930). Durch das Arbeitsgebiet verläuft eine große Störung in N-S bzw. NNE-SSW-Richtung (Abb. 3). Hinzu kommen weitere kleinere Störungen, die ENE-WSW, NW-SE oder außerhalb des Gebietes auch orthogonal dazu NE-SW streichen. Für die 3D-Modellierung wurden die geologischen Einheiten aggregiert und damit vereinfacht. Zur detaillierteren Beschreibung der regionalen und lokalen Geologie sei auf NESBOR (2018, in diesem Band) verwiesen.



**Abb. 2:** Geographische Lage des Projektgebietes am NW-Rand des Vogelsbergs (Topographie: ESRI Bing Maps Topographic, 2014; Verbreitung vulkanischer Gesteine des Vogelsbergs (Tertiär): HLU, 2007).



**Abb. 3:** Vereinfachte Geologie des Arbeitsgebietes. Deutlich zu erkennen ist der unterschiedliche Bearbeitungs- bzw. Interpretationsstand auf den beiden geologischen Karten. Links: GK 1:25 000, Bl. 5 219 Amöneburg, BLANCKENHORN (1930). Rechts: GK 1:25 000, Bl. 5 220 Kirtorf, DERSCH-HANSMANN & NESBOR (2000).



## 3 3D-Modellierung

### 3.1 Methodik

Die 3D-Modellierung ist eine Methode zur Darstellung räumlicher und topographischer Merkmale sowie der zugrundeliegenden geodynamischen Prozesse. In den letzten Jahren hat dieser methodische Ansatz in der geowissenschaftlichen Forschung erheblich an Bedeutung gewonnen, was durch eine Vielzahl an Veröffentlichungen deutlich wird (u.a. LIU et al., 2012, WANG & HUANG, 2011). Ein Vorteil der 3D-Modellierung ist, dass sie auf jeder beliebigen Skala erfolgen kann, so z. B. von Fossilien wie Ammoniten (MAYRHOFER & LUKENEDER, 2010) bis zu ganzen Bundesländern (ARNDT et al., 2011; HESE, 2011). Die Skalierung eines Projekts ist dabei neben der eigentlichen Fragestellung jedoch insbesondere von Dichte und Qualität der zur Verfügung stehenden Eingangsdaten abhängig.

Die Eingangsdaten, die für eine Modellierung notwendig sind, bestehen in den häufigsten Fällen aus geologischen Karten und Schnitten, Bohrdaten und geophysikalischen Daten (WANG & HUANG, 2011; KAUFMANN & MARTIN, 2008). Durch Fortschritte in der Technik werden zunehmend auch fernerkundlich gewonnene Daten verarbeitet, beispielsweise Laserscans (MAYRHOFER & LUKENEDER, 2010). Eine grundlegende

Herausforderung liegt dabei oft in der Heterogenität der verfügbaren Daten, die ihren Ursprung u.a. in unterschiedlichen Bearbeitern oder Entstehungszeiträumen hat. Die Prüfung und das Prozessieren der Daten spielen deshalb bei der Modellierung eine erhebliche Rolle, um zu einem zufriedenstellenden Ergebnis zu gelangen (KAUFMANN & MARTIN, 2008). Um Bereiche modellieren zu können, in denen nur wenige Informationen vorhanden sind, müssen die Daten mit der Erfahrung und dem Wissen des Bearbeiters ergänzt werden. Auf Grundlage eines Datensatzes können unterschiedliche geologische Hypothesen aufgestellt und auf ihre Plausibilität hin überprüft werden (KAUFMANN & MARTIN, 2008).

Trotz aller Bemühungen bleibt ein Modell in den meisten Fällen jedoch nur eine vereinfachte Sicht der Realität. Die gewählte Skala, die zuvor getroffenen Hypothesen über die geologischen Objekte, die Qualität und Quantität der Daten sowie die zur Verfügung stehende Hard- und Software sind Faktoren, von denen eine Modellierung abhängt und die damit im Ergebnis immer mit Unsicherheiten behaftet ist (CAUMON et al., 2009).

### 3.2 Modellieransatz

Die verfügbaren Bohrschichtinformationen für den Steinbruch Nieder-Ofleiden und seiner Umrahmung sind in ihrer inhaltlichen Beschreibung, dem lokalen Auftreten sowie der vertikalen Mächtigkeit sehr heterogen, was die Ableitung von Homogenbereichen erheblich einschränkt. Unter Berücksichtigung dieser Rahmenbedingungen und mit dem Fokus auf die Geometrie der Lagerstätte werden die Bohrschichtinformatio-

nen daher aggregiert. So werden alle Lockergesteinsschichten des Quartärs als eine Einheit angesprochen, ebenso die Lockergesteinsschichten des Tertiärs. Die erbohrte petrographisch homogene Basaltabfolge lässt sich im östlichen Bereich mithilfe zweier Zwischenhorizonte (ZH1-ZH2) in drei Einheiten gliedern (vgl. Kap. 4.1).

### 3.3 Werkzeuge

#### 3.3.1 GeODin

GeODin ist ein Programm der Firma Fugro Consult GmbH und wird für die Erfassung und Verwaltung von Geodaten aller Art verwendet (FUGRO, 2014). Die verwendete Version GeODin 7.5 ermöglicht es, Bohrdaten in geeigneter Form abzubilden. Schichtenverzeichnisse können angelegt und anschließend als Bohrprofil angezeigt werden. Vorhandene Datenbanken im .mdb-Format können in GeODin geladen, verändert und ergänzt werden. Die Eingabemaske in GeODin variiert,

je nachdem welche Eingabeoption ausgewählt wird. Für die vorliegende Arbeit wurde der Aufschlusstyp Bohrdatenbank HLNUG Hessen gewählt.

#### 3.3.2 ArcGIS

Ein Geoinformationssystem ist eine Anwendung, die die Möglichkeit bietet, Daten in Bezug auf ein definiertes Referenzsystem aufzunehmen, zu editieren, zu organisieren, zu interpolieren, zu verschneiden und zu präsentieren. Das Referenzsystem

renzsysteem wird in Form eines Koordinatensystems definiert. Die GIS-Arbeitsschritte im Rahmen der 3D-Modellierung wurden unter Verwendung der Software ArcGIS Desktop 10.2 (Hersteller: ESRI) ausgeführt. ArcGIS offeriert mit seinen Anwendungen ArcMap, ArcCatalog, ArcToolbox und ArcScene die Möglichkeit, Daten aufzubereiten und sie in geeignete Formate zur Überführung in eine 3D-Modellierungsumgebung umzuwandeln. Des Weiteren ermöglicht ArcGIS die Digitalisierung und Attribuierung von Daten, was wiederum die Voraussetzung schafft, Inhalte nach bestimmten Eigenschaften zu selektieren.

### 3.4 Eingangsdaten und Verarbeitung

#### 3.4.1 Digitales Geländemodell (DGM)

Das digitale Geländemodell (DGM) von Hessen liegt als Rasterdatensatz im Koordinatensystem UTM Koordinatensystem ETRS 1989 Zone 32 N vor. Die Daten des DGMs wurden aus photogrammetrischen Messungen aus Luftbildern im Maßstab 1:13000 sowie Laserscanning gewonnen und werden als bundesweiter Standard angesehen (HVBG, 2014).

Zur Bearbeitung in GOCAD wird das DGM zunächst in der GIS-Umgebung auf das Arbeitsgebiet zurechtgeschnitten (Extract by Mask), anschließend in das Ziel-Koordinatensystem Gauß-Krüger Zone 3 projiziert und weiterhin schließlich in Punkte umgewandelt (Raster to Multipoint). Zur Einbindung in GOCAD werden die Punktinformationen als ASCII-Datei gespeichert, in welcher sowohl die X- und die Y-, als auch die Z-Koordinaten enthalten sind. In GOCAD werden die Punktinformationen dann über eine direkte Triangulation vermascht und damit eine kontinuierliche Geländeoberfläche erstellt.

#### 3.4.2 Gewinnungsriess

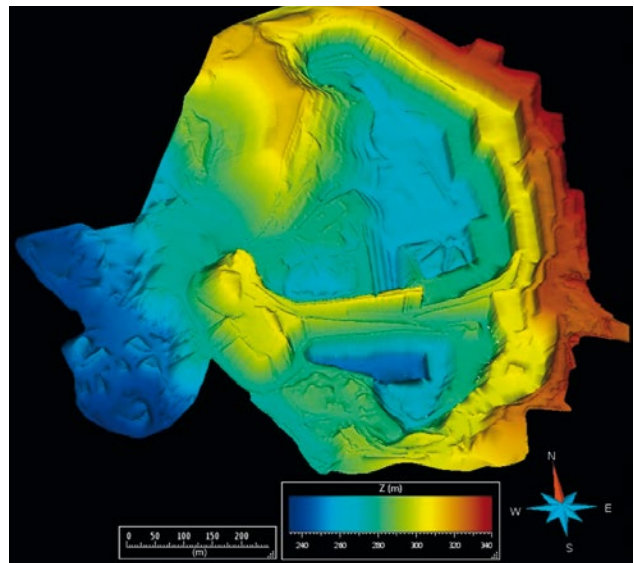
Die Gewinnungsrisse liegen im .dwg-Format vor, welche neben Punkt- und Liniendaten, zusätzlich Polygon-, Annotation- und Multipatchdaten enthalten. Die für die Arbeit relevanten Informationen sind in den Punktdaten und Höhenlinien abgelegt. Die .dwg-Datei wird in ArcGIS in ein Shapefile umgewandelt, da das .dwg-Format in GOCAD nicht unterstützt wird. Im nächsten Schritt werden alle nicht relevanten Informationen (z. B. Leitungen, Straßen, etc.) aus dem Datensatz gelöscht. In GOCAD importiert, wird mit Hilfe einer Interpolation (DSI) bzw. direkter Triangulation eine 3D-Fläche erzeugt, die die Morphologie (= Gewinnungsriess) mit Stand Dezember 2013 repräsentiert (Abb. 4).

Der Steinbruch ist in einen südlichen und einen nördlichen Abbaubereich aufgeteilt, wobei der südliche Bereich wesentlich kleiner ist als der nördliche. Insgesamt hat der Steinbruch eine N-S-Ausdehnung von ca. 1 km und eine maximale Breite von

#### 3.3.3 GOCAD

GOCAD steht für **Geological Objects Computer Aided Design** und wurde speziell für geologische, geophysikalische und ingenieurgeologische 3D-Modellierungen entwickelt (MALLET, 1992). Lizenzgeber ist die Firma Paradigm. Für die vorliegende Arbeit wurde die Version GOCAD 2013.2 verwendet.

ca. 600 m. Im nördlichen Bereich befinden sich drei Abbausohlen, im südlichen vier. Die tiefste Sohle, erkennbar an der blauen Farbe der 3D-Fläche, hatte zum Zeitpunkt der Einmessung eine maximale Abbauteufe von 248,9 m ü. NN. Die Teufe des Tiefgangs variiert von 248,9-250,1 m ü. NN. Sohle 3 (türkis) schwankt etwa zwischen 264 -263 m ü. NN, Sohle 2 (gelb) zwischen 279-282 m ü. NN und Sohle 1 (orange) zwischen 302-305 m ü. NN. Zu bemerken ist, dass die beiden unteren Sohlen geringmächtiger sind als die hangenden. Sie weisen eine ungefähre Mächtigkeit von 15 m auf, die hangenden Sohlen eine Mächtigkeit von über 20 m. Ebenso zu erkennen ist eine Abnahme der Ausdehnung der Sohlen von Hangend zu Liegend in Richtung Süden. Damit geht ein Abfall der Geländeoberfläche von Norden nach Süden einher.



**Abb. 4:** Steinbruchoberfläche auf Grundlage des Gewinnungsriesses 2013 (2-fache Überhöhung). Die Ausgangsdaten wurden von Herbert Mathes & Söhne 2013 zur Verfügung gestellt.

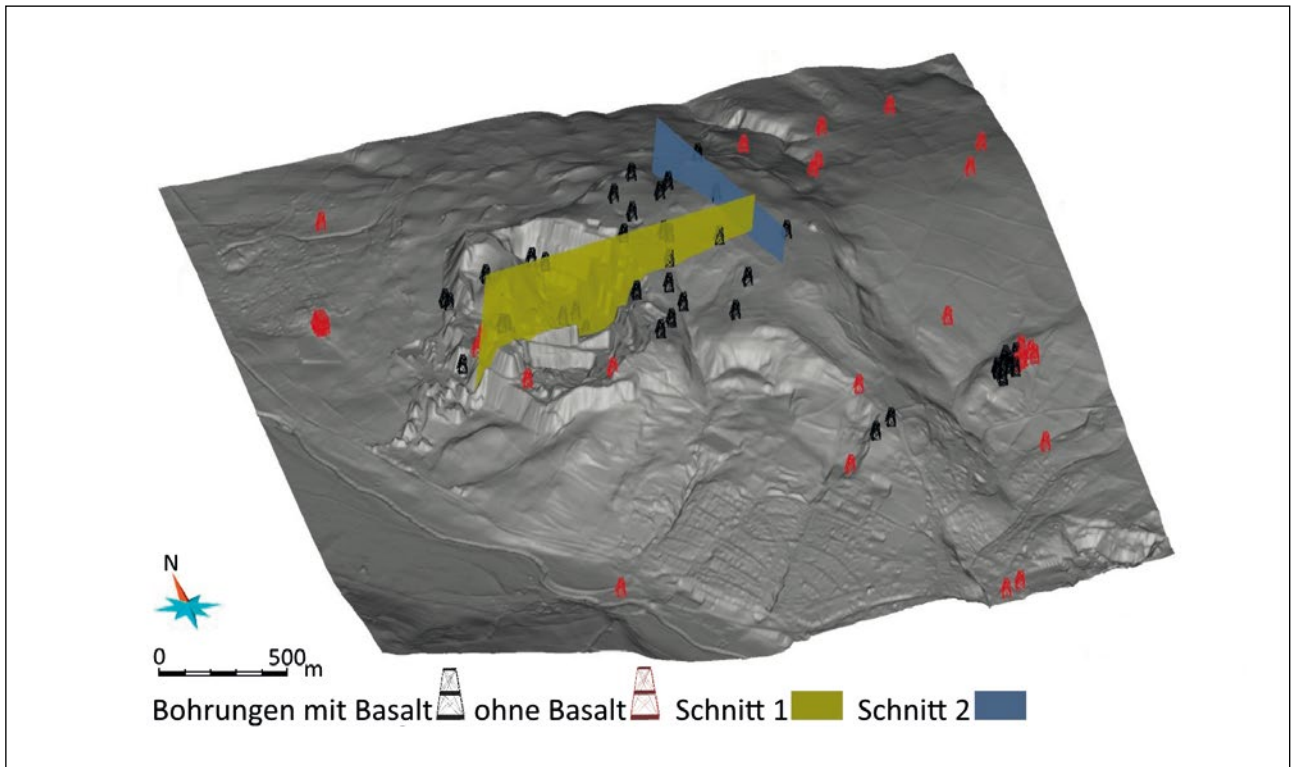
### 3.4.3 Bohrschichtinformationen

Aus der Bohrdatenbank Hessen wurden alle im Arbeitsgebiet liegenden Bohrungen abgefragt und projektspezifisch abgelegt. Während ein Teil der Bohrungen bereits vollständig digitalisiert vorliegt (Stamm- und Schichtdaten), mussten für die verbleibenden Bohrungen die Schichtdaten mit Hilfe der im PDF-Format vorliegenden originalen Schichtenverzeichnisse nachgepflegt werden. Gleichzeitig wurden alle digitalen Schichteinträge mit Hilfe der originalen Schichtenverzeichnisse geprüft und ggf. korrigiert. Aus GeODin heraus werden die Bohrschichtinformationen dann über Zwischenschritte (ArcGIS, Excel) in zwei ASCII-Dateien aufgelöst, die dann von GOCAD verarbeitet werden können.

Für die Modellierung des Arbeitsgebietes stehen insgesamt 84 Bohrungen zur Verfügung, die zwischen 1907 und 2013 abgeteuft wurden. Die erreichten Teufen der berücksichtigten Bohrungen variieren zwischen 2,1 m und 160,40 m. In-

samt kann auf 2278 m an Bohrinformationen zurückgegriffen werden. 50 der Bohrungen enthalten Basalt, 34 Bohrungen sind nicht bis zum Basalt abgeteuft worden oder in ihnen ist kein Basalt angetroffen worden (Abb. 5).

In GOCAD visualisiert erfolgt mit Hilfe des DGMS eine Prüfung der Lagegenauigkeit des Bohransatzpunktes (BAP) in Z-Richtung. Im Ergebnis treten Abweichungen bis zu 10 m auf, die in der Folge mit Hilfe der DGM-Höhen korrigiert werden. Lediglich die Bohransatzpunkte im Steinbruchbereich werden nicht angepasst, da sich das Gelände innerhalb des Steinbruchs in den Jahren stark verändert hat und damit nicht nachvollzogen werden kann, inwiefern die Bohransatzpunkte korrigiert werden müssen. Der Fehler des XY-Lagebezugs variiert entsprechend der verfügbaren Informationen zwischen 0,1-1 m, 1-10 m, 10-100 m und >100 m. Neuere Bohrungen weisen dabei generell einen geringeren Fehler auf als ältere. Berücksichtigung finden nur solche Bohrungen, deren XY-Lagebezug ausreichend genau ist.



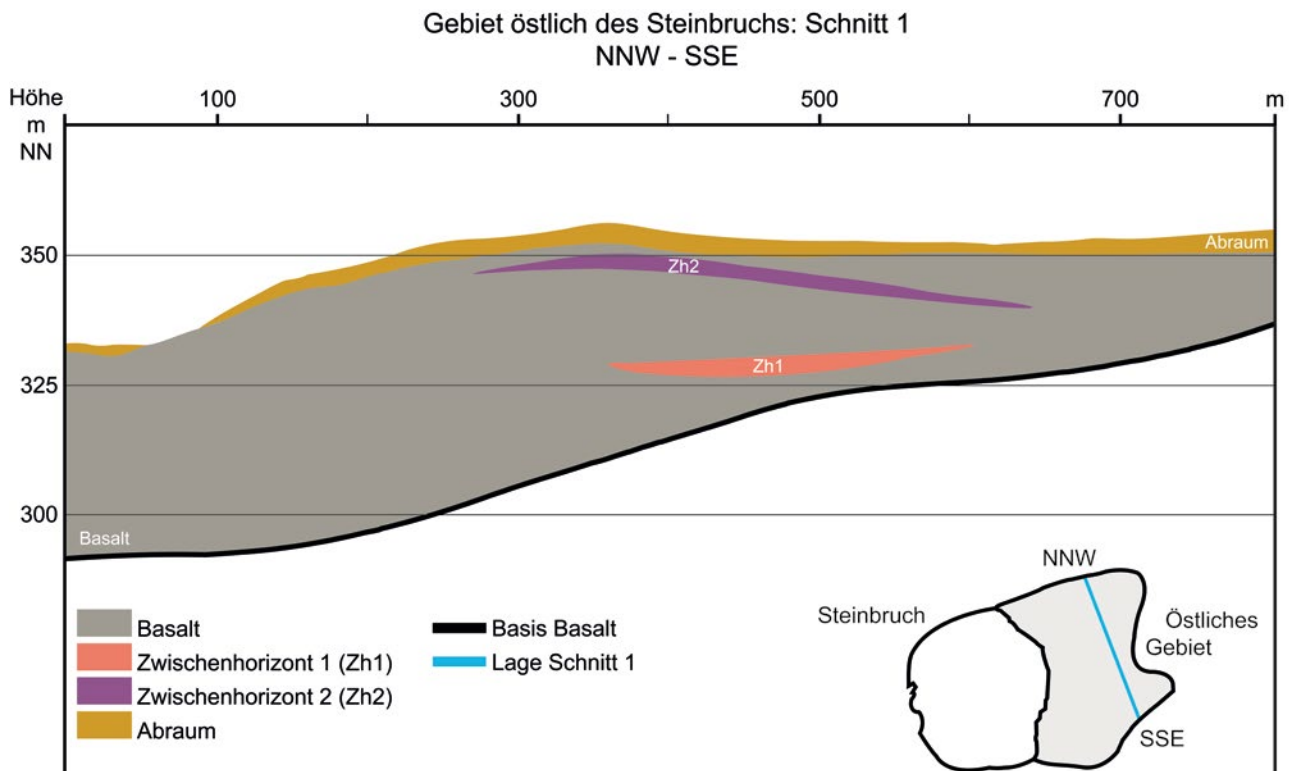
**Abb. 5:** Für die Modellierung berücksichtigte Bohrungen. Schwarz: Bohrungen, in denen Basalt angetroffen wurde, rot: Bohrungen, in denen kein Basalt angetroffen wurde (5-fache Überhöhung).

## 4 Ergebnisse

### 4.1 Intergliederung des Basaltkörpers

Der im Abbau befindliche Basalt besteht aus einem petrographisch und geochemisch homogenen Olivinbasalt (NESBOR, 2018, in diesem Band), der ihn als einheitlichen Körper erscheinen lässt. Dennoch kann er in seinen Randbereichen anhand zweier in den Bohrungen angetroffener Zwischenhorizonte (Zh1 u. Zh2) in drei Einheiten gegliedert werden (Abb. 6a). Die modellierten Zwischenhorizonte zeigen starke Mächtigkeitsschwankungen. Sie bestehen aus klastischen Sedi-

menten, Hornstein-Lagen und umgelagerten Pyroklastiten. Die zwei Horizonte bilden keine durchgehenden Schichten, sondern keilen lateral rasch aus. Im Steinbruch selbst sind sie nicht mehr vorhanden (Abb. 6b). Im Hangenden des Olivinbasalts wurden mehrere Meter mächtige, feingeschichtete Kieselgur-Sedimente angeschnitten, die in einem kleinen See abgelagert worden waren (Teil des Abraums in Abb. 6a, b).



**Abb. 6a:** Schnitt durch den östlichen Bereich des Steinbruchgeländes. Der weiter westlich homogen erscheinende Basaltkörper wird dort durch zwei Zwischenhorizonte in drei Einheiten getrennt. Deutlich zu erkennen ist die nach NNW abfallende Basaltbasis.



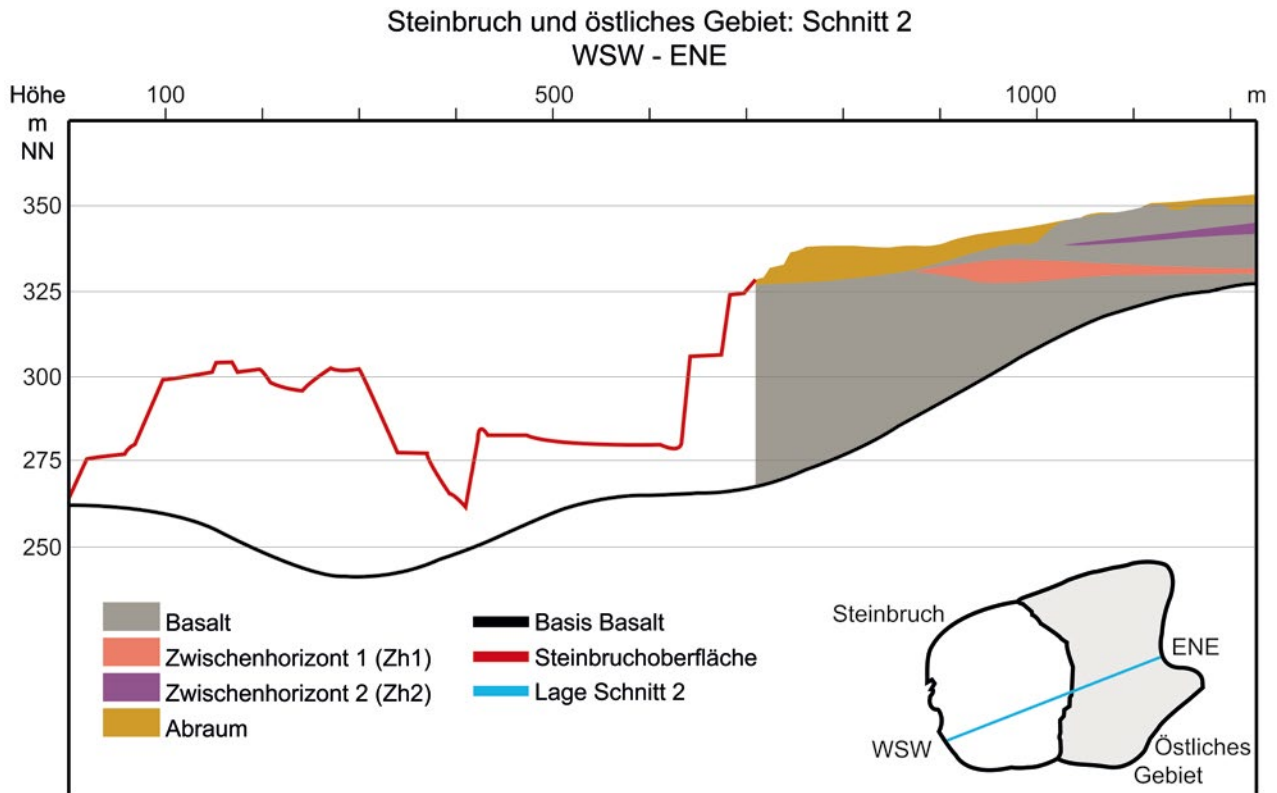


Abb. 6b: WSW-ENE orientierter Schnitt durch den Zentralbereich des Steinbruchgeländes.

## 4.2 Basisfläche des Basaltkörpers

Im Gegensatz zu den nur lokal vorhandenen Zwischenhorizonten wird die modellierte Basaltbasisfläche im zentralen Bereich von einer durchgehenden Sedimentschicht unterlagert. Diese besteht aus fein laminierten, bituminösen Seesedimenten, die eine Mächtigkeit bis zu 30 cm erreichen und zum Randbereich hin auskeilen. Sie zeichnet die Oberfläche einer konkaven Hohlform nach. Die betreffende Grenzfläche steigt stark von ca. 240 m NN im Westen auf über 330 m NN im Osten an und knickt dort dann im südlichen Bereich ab (Abb. 7). Auch von Süden nach Norden steigt die Basaltbasis leicht an (Abb. 8).

Der kontinuierliche Verlauf der Basaltbasis wird von Bereichen durchbrochen, die als kantige Einbuchtungen abgebildet sind (Abb. 7 u. 8). Dabei handelt es sich um Lokationen im Steinbruch, an denen der Basalt durch den Abbau bereits ausgeräumt ist und die markanten bituminösen Seesedimente erreicht sind. Dies wird durch Kombination der gegenwärtigen Abbausituation des Steinbruchs mit der Basisfläche des Basalts noch deutlicher (Abb. 9). Das farbig dargestellte Unterlager des Basalts hebt sich gegen die Abbausituation des Steinbruchs deutlich ab.

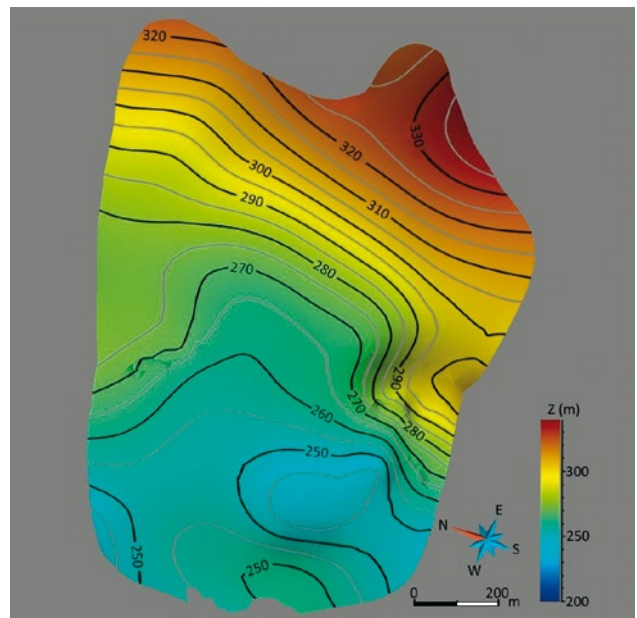
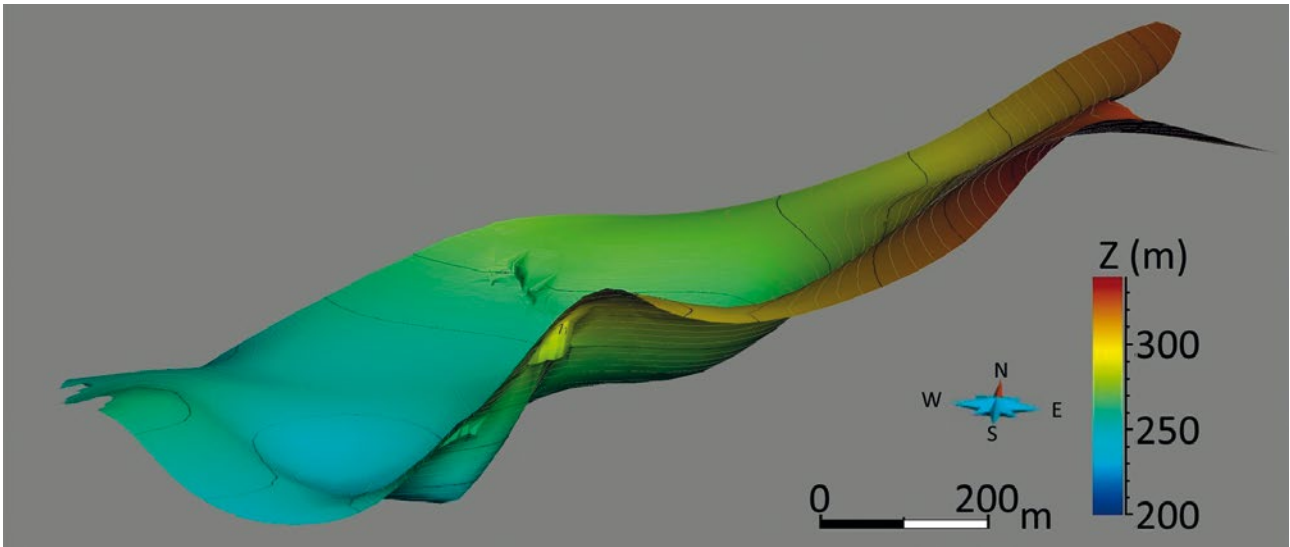
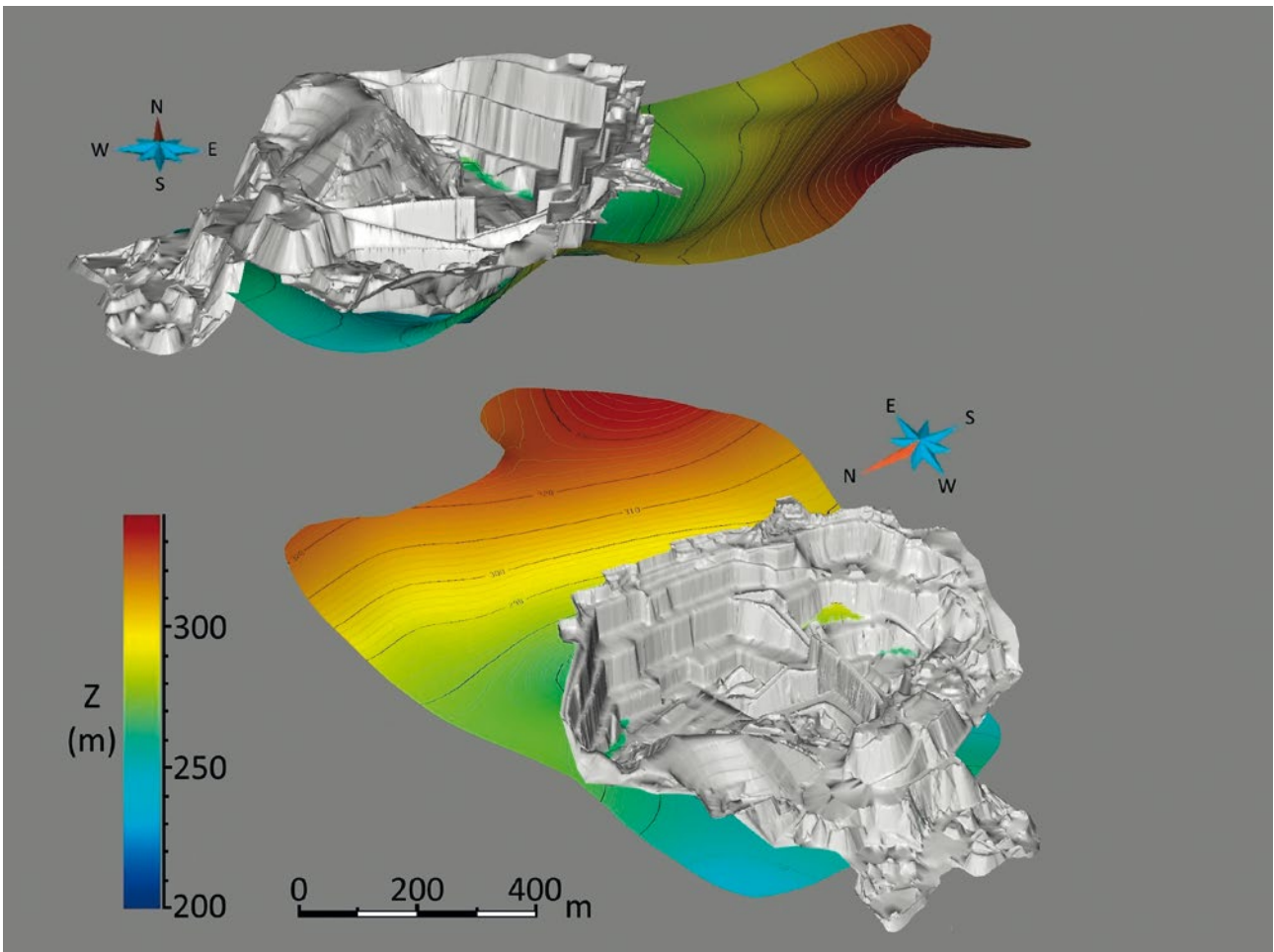


Abb. 7: Basaltbasis in Schrägaufsicht von WSW aus betrachtet (5-fache Überhöhung). Die Fläche steigt von W nach E deutlich an.



**Abb. 8:** Basaltbasis in Seitenansicht von SSE aus betrachtet (5-fache Überhöhung). Die Fläche steigt von W nach E deutlich und von S nach N leicht an.

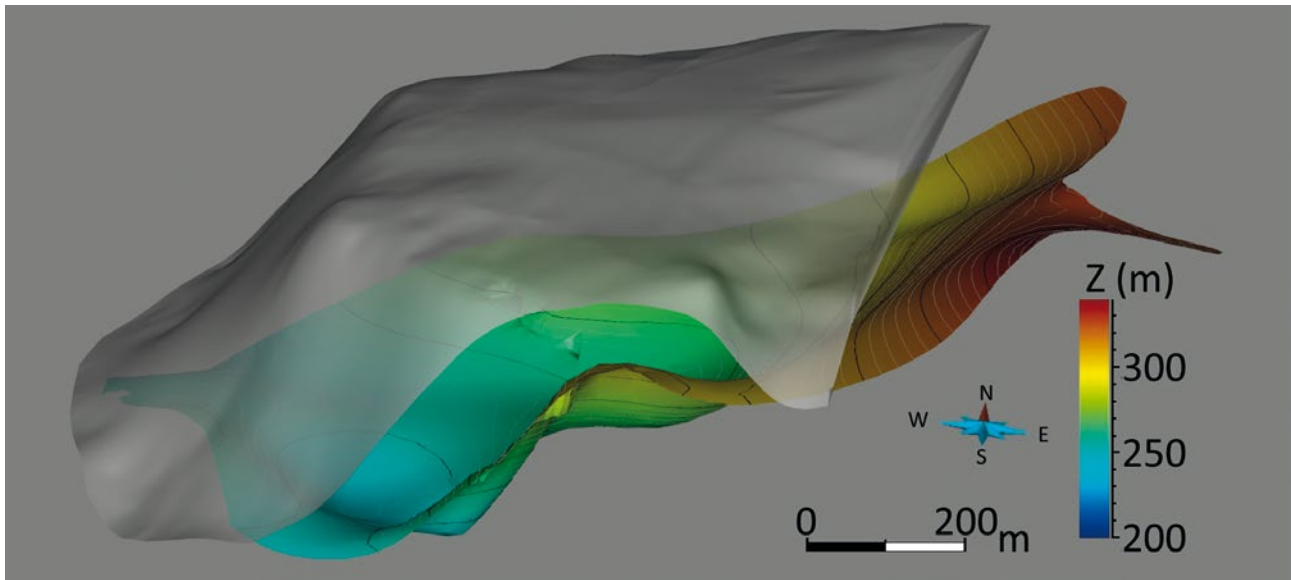


**Abb. 9:** Modellierte Basaltbasisfläche und räumliche Ausdehnung des Basaltsteinbruchs in der Zusammenschau. Deutlich sind Bereiche zu erkennen, in denen durch den Abbaubetrieb die Basaltbasis bereits erreicht wurde (Steinbruchoberfläche nach Herbert Mathes & Söhne, 2013; 3-fache Überhöhung).

### 4.3 Historische Geländeoberfläche

Mit Hilfe historischer topographischer Karten (1:25 000) konnte die Geländeoberfläche, wie sie sich vor dem Beginn des Steinbruchbetriebes darstellte, annähernd rekonstruiert wer-

den (Abb. 10). Diese ehemalige Oberfläche bildet eine Verebnung, die nach Westen steil zur Ohm hin abfällt.



**Abb. 10:** Zusammenschau von rekonstruierter Landoberfläche vor ca. 100 Jahren (grau transparent) und der aus Bohrschichtinformationen abgeleiteten Basaltbasisfläche (farbig).

## 5 Interpretation

Die Entstehung der Lagerstätte in Nieder-Ofleiden wird bisweilen kontrovers diskutiert. Ein Maar, ein Förderschlot, ein Tal – jeweils mit Basalt gefüllt – oder nur eine mächtige Abfolge basaltischer Lavaströme sind vorstellbare Szenarien, die zur Bildung des Basaltkörpers geführt haben könnten.

Eine Schlüsselstellung für die Beantwortung dieser Frage nimmt die modellierte Basaltbasisfläche zusammen mit der unterlagernden Sedimentschicht ein. Diese bituminösen, fein laminierten Seesedimente sind flächendeckend über die gesamte vulkanische Struktur in den Steinbruchaufschlüssen und in Bohrungen nachgewiesen. Die bis zu 30 cm mächtige Schicht zeichnet die Oberfläche einer konkaven Hohlform nach. Die betreffende Grenzfläche steigt stark von ca. 240 m NN im Westen auf über 330 m NN im Osten an und knickt dort dann im südlichen Bereich ab (Abb. 7). Auch von Süden nach Norden steigt die Basaltbasis leicht an (Abb. 8). Generell kann ein Abfallen der Fläche von Ost nach West belegt werden (Abb. 7). Eine starke Vertiefung im Zentrum der Grenzfläche verstärkt den Eindruck einer schüsselartigen Form, die im Westen auf-

grund der von West nach Ost fortschreitenden Erosion abgeschnitten wird.

Die basaltische Füllung der Hohlform durch den petrographisch und geochemisch homogenen Olivinbasalt vermittelt auf den gegenwärtigen Abbauwänden des Steinbruchs den Eindruck eines einheitlichen Gesteinskörpers. In seinen Randbereichen wurden jedoch in Bohrungen zwei Zwischenhorizonte (Zh1 u. Zh2) angetroffen (Abb. 6). Diese bestehen aus klastischen Sedimenten, Hornstein-Lagen und umgelagerten Pyroklastiten. Die zwei modellierten Zwischenhorizonte zeigen starke Mächtigkeitsschwankungen, keilen lateral rasch aus und sind daher im Steinbruch selbst nicht zu sehen. Sie ermöglichen eine Gliederung des Olivinbasalt-Körpers in mindestens drei Einheiten.

Durch diese Interngliederung der Basaltabfolge ist belegt, dass die Platznahme des Basalts nicht kontinuierlich, sondern in Schüben stattgefunden hat. Weiterhin wird deutlich, dass zwischen den einzelnen Schüben eine gewisse Zeit vergangen sein muss. Die mehrere Meter mächtige Kieselgurlage, die am

Top der im Steinbruchgelände aufgeschlossenen Vulkanitabfolge angeschnitten wurde, dokumentiert einen längeren zeitlichen Hiatus, bevor tholeiitische Lavaströme folgten.

Die Rekonstruktion der ursprünglichen Landoberfläche anhand historischer topographischer Karten visualisiert eine ursprüngliche Erhebung, die nach Südwesten hin steil abfällt. Der Verschnitt der historischen Geländeoberfläche vor Beginn des Basaltabbaus mit der Basaltbasis ermöglicht eine annäherungsweise Quantifizierung des gesamten Gesteinsvolumens.

In der Summe visualisieren die vorliegenden Ergebnisse aus der Modellierung der Raumlage der Basaltbasis bzw. der unterlagernden, feinlaminierten Sedimentschicht eine ursprünglich schüsselartige Form. Dadurch werden die Ergebnisse vulkanologischer Untersuchungen bestätigt, die das Vorkommen bei Nieder-Ofleiden als ehemalige Maarstruktur interpretieren (NESBOR 2014 u. 2018, in diesem Band).

Nachdem sich in dem Maar ein See gebildet hatte, der durch die bituminösen Seesedimente dokumentiert ist, wurde die Hohlform in mehreren Schüben von basaltischen Lavaströmen gefüllt und dadurch das Relief ausgeglichen. Während

einer längeren Unterbrechung der vulkanischen Aktivitäten entwickelte sich durch weitere Setzungsvorgänge in der pyroklastischen Füllung des ehemaligen Maar-Vulkans über den basaltischen Lavaströmen eine Senke, die nachfolgend von einem kleinen See gefüllt wurde. Dieser ist durch die mehrere Meter mächtigen Kieselgur-Ablagerungen belegt, die dem Olivinbasalt-Körper im Hangenden folgen. Danach setzte der Vulkanismus erneut mit der Förderung tholeiitischer Laven ein. Während des Quartärs erfolgte eine tiefgründige Abtragung der pyroklastischen Gesteine sowie der klastischen Sedimente in der Umgebung der morphologisch harten basaltischen Füllung der Hohlform. Durch Reliefumkehr entwickelte sich sukzessive eine Erhebung, deren Westteil bereits wieder erodiert wurde.

**Danksagung:** Die Autoren danken der Mitteldeutschen Hartstein-Industrie GmbH (MHI) und hier insbesondere Herrn Dirk Menninger für die Unterstützung des Projektes. Für die kritische Durchsicht des Manuskripts durch Frau Dipl.-Geol. Annemarie Militzer sei auch an dieser Stelle gedankt.

## 6 Schriftenverzeichnis

- ARNDT, D., BÄR, K., FRITSCH, J.-G., KRACHT, M., SASS, I. & HOPPE, A. (2011): 3D Structural Model of the Federal State of Hesse (Germany) for geopotential Evaluation. – *Z. dt. Ges. Geowiss.*, **162** (4): 353–369, 18 Fig., 4 Tab.; Stuttgart.
- BLANCKENHORN, M. (1930): Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern 1:25.000, Blatt Amöneburg-Homburg; Berlin (Preuß. Geol. L-Anst).
- CAUMON, G., COLLON-DROUAILLET, P., LE CARLIER DE VESLUD, C., VISEUR, S. & SAUSSE, J. (2009): Surface-Based 3D Modeling of Geological Structures. – *Math. Geosci.*, **41** (8): 927–945; Heidelberg.
- DERSCH-HANSMANN, M. & NESBOR, H.-D. (2000): Geologische Karte von Hessen 1:25.000, Blatt 5219 Kirtorf; Wiesbaden (Hess. L-Amt Umwelt Geol.).
- FUGRO CONSULT GMBH (2014): [http://www.fugro.de/services/special\\_services/geoinformatik/geodin\\_software](http://www.fugro.de/services/special_services/geoinformatik/geodin_software) (Stand: 19.08.2014).
- HESE, F. (2011): Geologische 3D Modelle des Untergrundes Schleswig-Holsteins – ein Beitrag für Potenzialstudien zur Nutzung von tiefen salinen Aquiferen. – *Z. dt. Ges. Geowiss.*, **162** (4): 389–404, 9 Abb.; Stuttgart.
- HVBG – Hessische Verwaltung für Bodenmanagement und Geoinformation (Hrsg.) (2014): [http://www.hvbg.hessen.de/irj/HVBG\\_Internet?cid=74bac50268276ce43f7739bb06ff96a3](http://www.hvbg.hessen.de/irj/HVBG_Internet?cid=74bac50268276ce43f7739bb06ff96a3) (Stand: 18.09.2014).
- KAUFMANN, O. & MARTIN, T. (2008): 3D Geological Modelling from Boreholes, Cross-Sections and Geological Maps, Application over Former Natural Gas Storages in Coal Mines. – *Computers & Geosci.*, **34** (3): 278–290, 9 Fig.; Amsterdam.
- LIU, L., ZHAO, Y. & SUN, T. (2012): 3D Computational Shape- and Cooling Process-Modeling of Magmatic Intrusion and its Implication for Genesis and Exploration of Intrusion-Related Ore Deposits: An Example from the Yueshan Intrusion in Anqing, China. – *Tectonophys.*, **526–529**: 110–123; 18 Fig., 3 Tab.; Amsterdam.
- MALLET, J.L. (1992): GOCAD: A Computer Aided Design Program for Geological Applications. – In: TURNER, A.K. (Ed.): *Three Dimensional Modeling with Geoscientific Information Systems*. – NATO ASI Series, **354**: 123–141; Dordrecht.
- MAYRHOFFER, S. & LUKENEDER A. (2010): 3D Modellierung eines karnischen Ammoniten-Massenvorkommens – (Taurus, Türkei; FWF P22109-B17). – In: MARSCHALLINGER, R., WANKER, W. & ZOBEL, F. (Hrsg.): *COGeo 2010*. – 12 S., 3 Abb. [http://www.nhm-wien.ac.at/jart/prj3/nhm/data/uploads/mitarbeiter\\_dokumente/lukeneder/2010/Mayrhofer\\_Lukeneder\\_CO-GEO\\_2010.pdf](http://www.nhm-wien.ac.at/jart/prj3/nhm/data/uploads/mitarbeiter_dokumente/lukeneder/2010/Mayrhofer_Lukeneder_CO-GEO_2010.pdf)
- NESBOR, H.-D. (2014): Der Vogelsberg – Vulkanologische und petrologische Entwicklung eines großen miozänen Intraplatten-Vulkangebiets in Mitteleuropa. – *Exk.-Führer u. Veröff. Dt. Ges. Geowiss.*, **252**: 22–39, 14 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- NESBOR, H.-D. (2018): Das Vulkangebiet Vogelsberg. – *Geol. Jb. Hessen*, **139**: 5–41, 21 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden 2018.
- WANG, G. & HUANG L. (2011): 3D Geological Modeling for Mineral Resource Assessment of the Tongshan Cu Deposit, Heilongjiang Province, China. – *Geosci. Frontiers*, **3** (4): 483–491, 9 Fig.; Beijing.





ANNEMARIE MILITZER<sup>1</sup>, HEINZ-DIETER NESBOR<sup>1</sup>, MATTHIAS PIECHA<sup>2</sup> & GÜNTER DROZDZEWSKI<sup>3</sup>

# Tholeiitische Subvulkanite des Unterkarbons im Sauerland (Rheinisches Schiefergebirge)

## Kurzfassung

Die intrusiven Metabasalte des Sauerlandes (nordöstliches Rheinisches Schiefergebirge) wurden bislang wegen ihres Auftretens im Liegenden des givetischen Hauptgrünsteinzugs dem Mitteldevon zugeordnet. Zur genaueren Klärung der Altersstellung sind vier Metadolerit-Steinbrüche der betreffenden Intrusiva zwischen Winterberg und Meschede neu beprobt und analysiert worden. Die Lagergänge intrudierten dort in die Oberen Fredeburg-Schichten bzw. die Unteren und Oberen Selscheid-Schichten (Mitteldevon), die durch das magmatische Ereignis kontaktmetamorph zu Hornfels überprägt wurden. Im Zuge der Variskischen Orogenese wurden die Lagergänge in eine großräumige Faltentektonik miteinbezogen und z. T. überkippt. Die mittel- bis grobkörnigen Subvulkanite bestehen aus den magmatisch kristallisierten Hauptmineralen Plagioklas, Klinopyroxen und Olivin sowie Titanomagnetit als Nebengemengteil. Akzessorisch treten Apatit und Biotit auf. Die magmatische Gefügeentwicklung ist für Subvulkanite typisch und reicht von einem mikroporphyrisch-mikrolithischen Kontakt-

bereich bis zu ophitisch und intergranular geprägten Zentralbereichen. Eine große Anzahl an Sekundärmineralen wie Chlorit, Kalzit, Leukoxen, Albit, Serizit, Aktinolith, Prehnit, Tremolit, Epidot, Titanit und Quarz zeugen von einer intensiven Überprägung durch metasomatische, diagenetische und metamorphe Prozesse. Dennoch lassen sich die Gesteine anhand ihrer mineralogischen Zusammensetzung mit den basaltischen Metavulkaniten des Lahn-Dill-Gebiets parallelisieren. Obwohl die sekundäre Alteration durch Fluide auch zu chemischen Stoffverschiebungen geführt hat, können immobile Elemente wie Ti, P, Y und HFSE zur geochemischen Interpretation herangezogen werden. So wird deutlich, dass die Metadolerite des Sauerlandes eine tholeiitische Signatur aufweisen und ihre Verteilungsmuster der Seltenen Erd-Elemente mit den tholeiitischen Lagergängen des Lahn-Dill-Gebiets weitgehend übereinstimmen. Folglich sind die untersuchten Gesteine in den vulkanischen Zyklus der Unterkarbon-Phase 1 einzustufen.

## Abstract

The intrusive metabasalts of the Sauerland (northeastern Rhenish Massif) were previously considered as Middle Devonian, being the underlying stratum of the Givetian Hauptgrünsteinzug. Four dolerite quarries in those intrusives, which are situated between Winterberg and Meschede, were sampled and analyzed to review this assumption. These sills intruded into Middle Devonian sediments (Upper Fredeburg Formation, Lower and Upper Selscheid Formation), causing a contact-metamorphic overprint. During the Variscan Orogeny, sills and sediments were involved in large-scale folding processes, locally resulting in tilted successions. The medium to coarsely grained subvolcanics contain the magmatic minerals plagioclase, clinopyroxene and former olivine as major constituents as well as minor amounts of Ti-magnetite and accessory apatite and biotite. The fabric development in the profile of the sills is characteristic for subvolcanic suites and varies from micro-

porphyritic to microlithic in the contact zone to ophitic and intergranular in central zones. A vast number of secondary minerals (chlorite, calcite, leucoxene, albite, sericite, actinolite, prehnite, tremolite, epidote, titanite and quartz) are indicative for the intense overprint generated by metasomatism, diagenesis and metamorphism. Nevertheless, the mineralogical composition enables a first correlation with metadolerites in the Lahn-Dill-region. Even though secondary alteration induced by fluids encompassed chemical variation, it is still possible to interpret the geochemical signature using the immobile elements Ti, P, Y, and the HFSE. Element ratios of the metadolerites of the Sauerland show a tholeiitic signature and the rare earth element pattern reveals a predominant congruency with the metatholeiites from the Lahn-Dill-area. Accordingly, the analyzed sills are reclassified as part of the volcanic cycle of Lower Carboniferous-Phase 1.

<sup>1</sup> A. Militzer, Dr. H.-D. Nesbor, Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie, Rheingaustr. 186, 65203 Wiesbaden

<sup>2</sup> Dr. M. Piecha, Geologischer Dienst, Nordrhein-Westfalen, De-Greif-Str. 195, 47803 Krefeld

<sup>3</sup> Dr. G. Drozdzewski, Ertweg 41, 47807 Krefeld

## Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	140
2. Geologische Übersicht	143
3. Paläozoischer Vulkanismus im Rheinischen Schiefergebirge	144
3.1 Metadolerite	144
4. Metadolerite des Sauerlandes	145
4.1 Lage, geologischer Rahmen und Probennahme	145
4.2 Modalbestand	147
4.3 Korngrößenentwicklung und magmatisches Gefüge	148
4.4 Sekundäre Alteration	150
4.5 Geochemie	150
5. Interpretation	154
6. Fazit	156
7. Schriftenverzeichnis	156

## 1 Einleitung

Der NE-Teil des Rheinischen Schiefergebirges wird von Gesteinsabfolgen des Devons und Unterkarbons aufgebaut, die in mehreren Sattel- und Muldenstrukturen zutage treten. Die Region, in der das Untersuchungsgebiet liegt, gehört zum östlichen Sauerland im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge. Sie befindet sich im Bereich des Ostsauerländer Hauptsattels und der südöstlich anschließenden Fredeburger Mulde. Der Ostsauerländer Hauptsattel wird im Nordwesten von der Nuttlarer Mulde begrenzt, die Fredeburger Mulde grenzt im Südosten an den Latrop-Züschener Sattel (Abb. 1). Die paläozoische Schichtenfolge im Sauerland reicht vom Ordoviz im Ebbesattel bis zum Oberkarbon am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges und in der Attendorn-Elsper Doppelmulde. Den Hauptanteil der Abfolge bilden überwiegend mittel- und oberdevonische siliziklastische Gesteine, Kalksteine und Vulkanite kommen seltener vor. In den tonig-sandigen Sedimentgesteinen der Eifel-Stufe des Ostsauerländer Hauptsattels und der Fredeburger Mulde treten lagerförmige Intrusionen grobkörniger Metabasalte auf.

Nach moderner Nomenklatur werden solche Subvulkanite aufgrund ihrer Korngröße und ihres Gefüges als Dolerite oder synonym als Diabase bezeichnet, wobei damit frische, nicht durch diagenetische oder metamorphe Prozesse veränderte Gesteine mit einem  $H_2O + CO_2$ -Gehalt  $< 2$  Gew.-% gemeint sind (LE MAITRE et al. 2002). Die paläozoischen Vulkanite haben jedoch generell zunächst eine diagenetische Alteration und später während der Variskischen Orogenese eine metamorphe Überprägung erfahren (vgl. Diskussion NESBOR et al. 1993). Bei den hier untersuchten Subvulkaniten haben schon zuvor, während der Abkühlung und Kristallisation, autometasomatische Prozesse zu Veränderungen des primären Mineralbestandes geführt. Daher weisen die betreffenden Gesteine einen

$H_2O + CO_2$ -Gehalt von bis zu 10 Gew.-% auf und sind folglich als Metadolerit bzw. Metadiabas zu bezeichnen. Da im deutschsprachigen Raum der Begriff „Diabas“ eine andere Bedeutung hat, d. h. für alterierte Vulkanite ungeachtet ihrer Korngröße und ihres Gefüges gebräuchlich ist, wird hier auf diesen Begriff verzichtet und die Bezeichnung Metadolerit verwendet.

Effusive Metabasalte und die damit vergesellschafteten vulkaniklastischen Gesteine treten im östlichen Sauerland verbreitet am Nordrand des Ostsauerländer Hauptsattels und im nordwestlichen Teil der Waldecker Mulde zwischen Meschede und Adorf auf. Sie sind unter der Bezeichnung Hauptgrünsteinzug zusammengefasst, der eine maximale Mächtigkeit von ca. 100 m erreicht (Abb. 2). Ihre stratigraphische Position ist die obere Givet-Stufe. Kleinere Metabasaltvorkommen finden sich aber auch südlich von Arnsberg im westlichen Sauerland, im Märkischen Sauerland im Raum Lüdenscheid und schließlich auch weit im Westen im Raum Wuppertal im Bergischen Land.

Die hier untersuchten Metadolerite liegen unmittelbar südlich des Hauptgrünsteinzugs und bleiben hauptsächlich auf das östliche Sauerland im Ostsauerländer Hauptsattel und der Fredeburger Mulde beschränkt (Abb. 1). Die geologischen Karten von Blatt 4716 Bödefeld (EBERT 1968) und 4717 Niedersfeld (LEUTERITZ 1981) zeigen, dass im Bereich der Lokalitäten Hildfeld und Silbach der Hauptanteil der Metabasalt-Lagergänge in den 200–300 m mächtigen Oberen Fredeburg-Schichten (Eifel-Stufe) in unterschiedlichen Niveaus liegt. Es kommen aber auch Lagergänge in den Unteren Fredeburg-Schichten (Eifel-Stufe) sowie in den Givet-Schichten östlich einer markanten Störung vor (Abb. 2). Bei den Fredeburg-Schichten handelt es sich um dunkelgraue, geschieferte Ton- und Siltsteine mit örtlichen Einschaltungen geringmächtiger kieselsäurereicher Tuffe. Die Oberen Fredeburg-Schichten unterscheiden

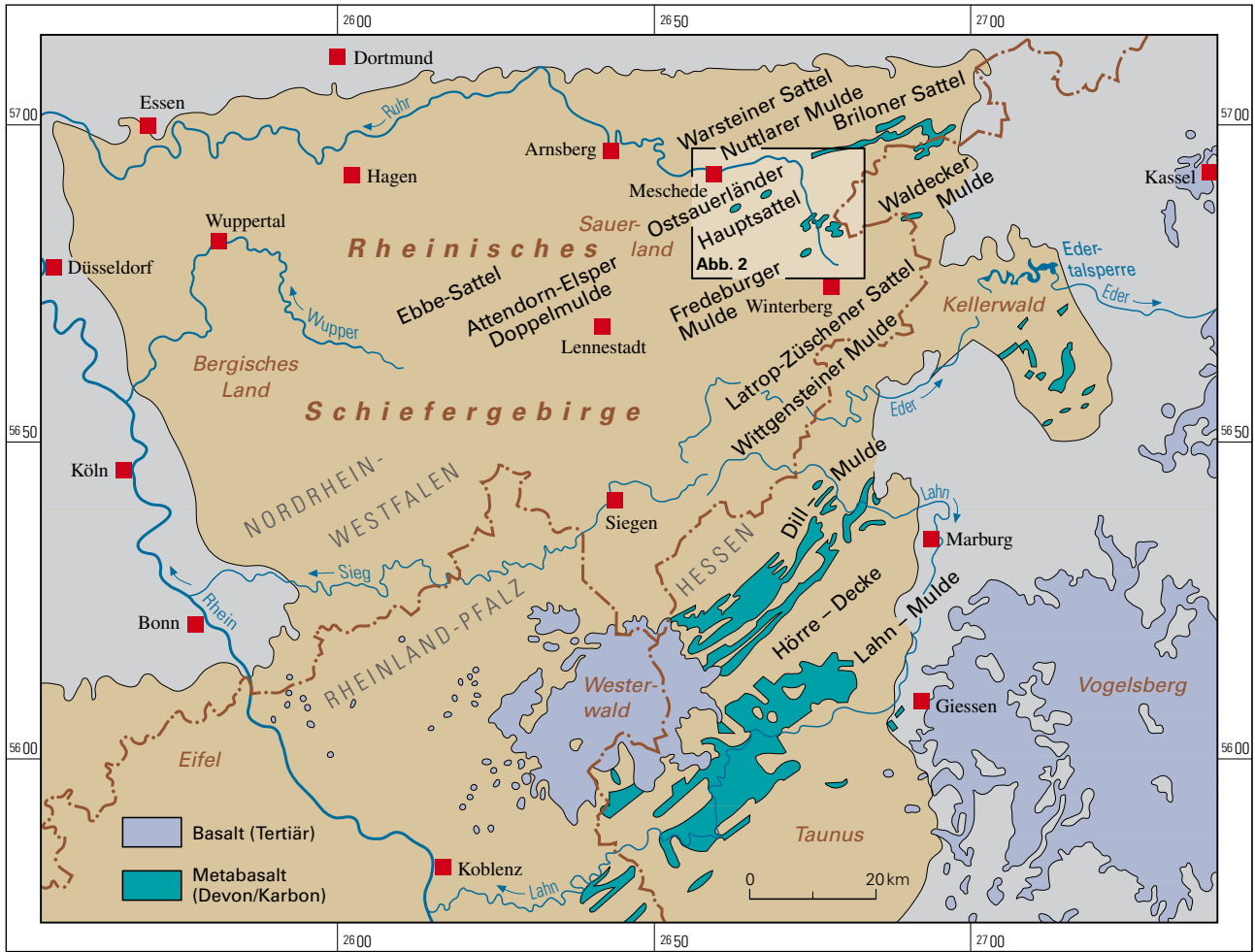


Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge.

sich von den Unteren Fredeburg-Schichten durch die Einlagerung graubrauner, schwach karbonatischer Sandsteine. In den Unteren Fredeburg-Schichten können vereinzelt Kalksteine vorkommen. Die Givet-Schichten werden aus grauen bis blaugrauen, geschieferten Ton- und Siltsteinen mit vereinzelt Einschaltungen quarzitischer Sandsteine oder geringmächtiger Kalksteine aufgebaut. Die weiter nordwestlich gelegenen Lokalitäten Remblinghausen und Halbeswig liegen in den etwas jüngeren Unteren und Oberen Selscheid-Schichten (höhere Eifel-Stufe) (Abb. 2). Diese setzen sich aus dunklen, häufig gebänderten Ton- bis Siltsteinen mit Einschaltungen von teils quarzitischer Sandsteinen zusammen.

Aufgrund ihrer hervorragenden technischen Gesteinseigenschaften haben die Metadolerite eine erhebliche Bedeutung für den Verkehrswegebau in Nordrhein-Westfalen (DROZDZEWSKI 2007). Sie kommen vor allem nördlich Winterberg im Raum Hildfeld – Silbach – Wiemeringhausen sowie südlich Meschede bei Halbeswig vor und wurden in zahlreichen, heute meist stillgelegten Steinbrüchen gewonnen. Derzeit wird im Sauer-

land noch an drei Stellen Metadolerit abgebaut (Abb. 2): Die Gewinnungsstelle Halbeswig, südöstlich Meschede gelegen, besteht aus drei doleritischen Lagergängen innerhalb der Selscheid-Schichten. Südlich Silbach wird ein über 100 m mächtiger, steil südfallender, überkippter Metadoleritkörper abgebaut. Er bildet in seinem Weiterstreichen nach Nordosten die Kuppe des Kühlenbergs. Ein weiteres, 120 m mächtiges Metadoleritvorkommen, das ebenfalls überkippt steil nach Südosten einfällt, tritt nördlich Hildfeld am Clemensberg zutage und wird dort in großem Umfang abgebaut. Die beiden Vorkommen liegen innerhalb der Oberen Fredeburg-Schichten. Darüber hinaus gibt es im Raum Winterberg mehrere stillgelegte Abbaustellen, wie beispielsweise den Steinbruch Remblinghausen und die Steinbrüche Meisterstein und Iberg bei Siedlinghausen, in denen diese Vulkanite in größerem Gesteinsverband aufgeschlossen sind.

SCHERP (1968) schloss aus der parallelen Anordnung der einzelnen NE-SW verlaufenden Lagergänge zwischen der oberen Ruhr und der Neger (Abb. 2) auf das Bild einer Intrusion



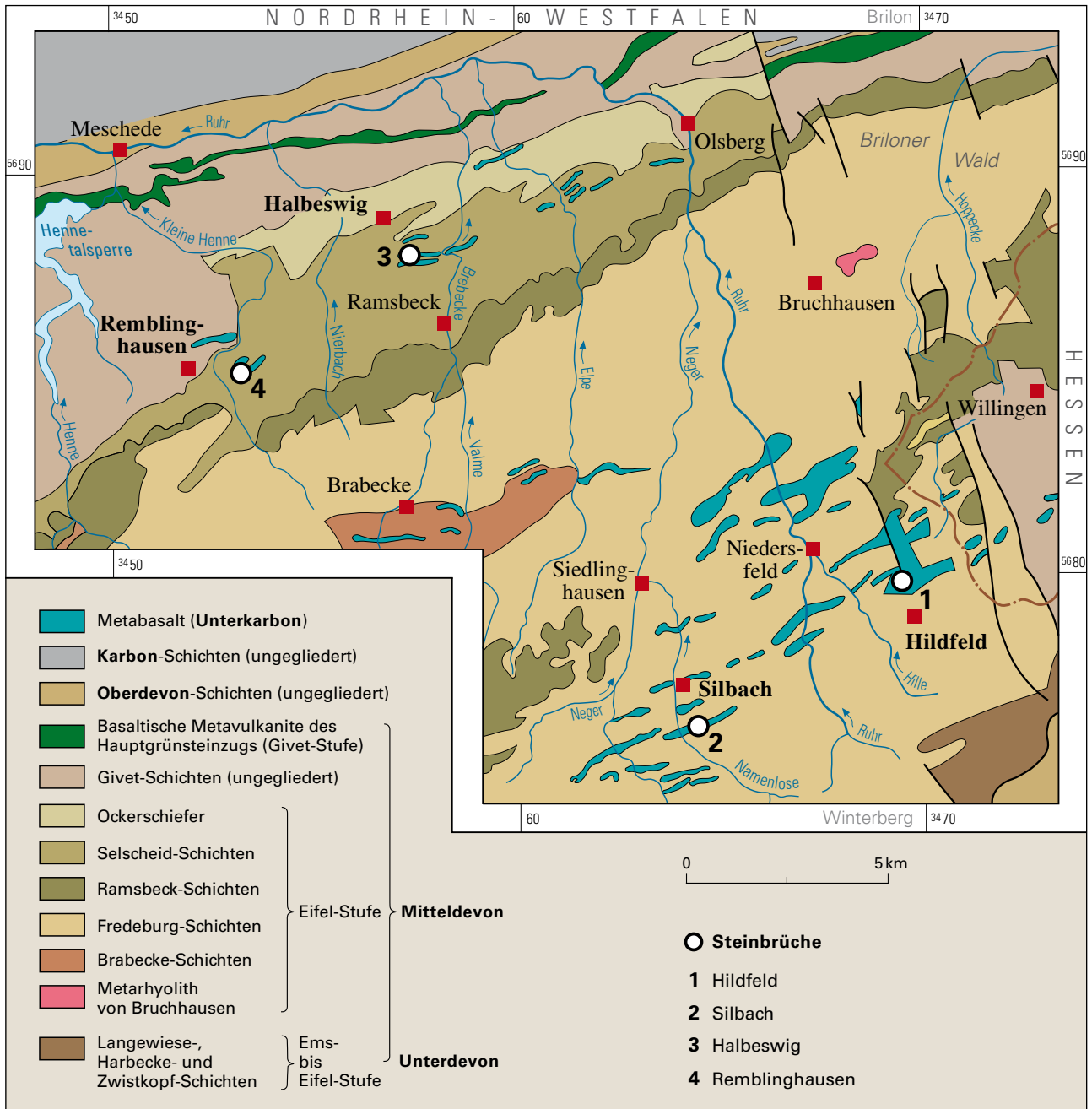


Abb. 2: Lage der untersuchten Steinbrüche 1-4.

nach Art eines „Zedernbaum-Lakkolithen“. Damit ist ein Intrusionskörper gemeint, der von einer mehr oder weniger zentral gelegenen Aufstiegsbahn ausgehend in mehreren Lagergängen und Apophysen in verschiedener Teufe seitlich abzweigt. Die mächtigen Lagergänge dieses Gebietes werden dabei als tiefste Intrusionen dieser Struktur interpretiert und genetisch mit zahlreichen Lagergängen in stratigraphisch höheren Schichten sowie den effusiven Metabasalten des obermitteldevonischen Hauptgrünsteinzuges in Zusammenhang gebracht (AHRENS 1928).

Im Fortstreichen des Vorkommens Hildfeld nach Osten treten jedoch in 10 km Entfernung bei Wellinghausen in der zentralen Waldecker Mulde (s. Abb. 1) Pillowfragmentbreccien

der Deckdiabas-Formation des Unterkarbons auf (HEGGEMANN & KULICK 1997), die alternativ mit den doleritischen Lagergängen im nördlichen Sauerland in Beziehung gesetzt werden könnten. Da die ursprünglich an der Erdoberfläche ausgetretenen Laven und zugehörigen submarinen Vulkanbauten im Hangenden der hier untersuchten doleritischen Lagergänge längst erodiert und nicht mehr rekonstruierbar sind, ist folglich eine eindeutige stratigraphische Zuordnung der betreffenden Subvulkanite nur anhand petrographischer und geochemischer Kriterien möglich. Daher wurden vier Lokalitäten im nördlichen Sauerland beprobt und petrographisch sowie geochemisch untersucht, um das Alter der Metabasalte festzustellen.

## 2 Geologische Übersicht

Das Rheinische Schiefergebirge gehört als Teil der Zentral-europäischen Varisziden zur Rhenoheryznischen Zone, die nördlich an das Saxothuringikum anschließt (KOSSMAT 1927). Das heutige Bild spiegelt eine lange geotektonische Entwicklungsgeschichte wider, die durch die Variskische Orogenese entscheidend geprägt wurde. An diesen Prozessen waren die Großkontinente Laurussia (heutiges Nordeuropa, Grönland und Nordamerika) und Gondwana beteiligt, das sich aus dem heutigen Südamerika, Afrika, Antarktis, Australien und Indien zusammensetzte (s. SCOTSE & MCKERROW 1990, KEPPIE et al. 1996, 2003, TAIT et al. 1997, MURPHY et al. 2002, 2010, STAMPFLI et al. 2002, 2013, NANCE et al. 1996, 2010, TORSVIK & COCKS 2004, 2013, u. a.). Zu den beiden Großkontinenten kommen noch mehrere Mikrokontinente hinzu, die sich ab dem späten Neoproterozoikum als Teil eines magmatischen Bogens (Peri-Gondwana) am Nordrand von Gondwana gebildet hatten. Dazu zählen Avalonia und Armorica, die große Teile Mitteleuropas bilden. Im frühen Ordoviz wurde das Avalonische Terrane von Gondwana abgespalten und driftete nach Norden. Im Zuge der Kaledonischen Orogenese kollidierte Avalonia zuerst mit Baltica (Nordosteuropa) und beide anschließend mit Laurentia (Nordamerika), wodurch der Old-Red-Kontinent (Laurussia) entstand.

Der südliche Schelfbereich des Old-Red-Kontinents lag zu Zeiten des Devons in tropischen Breiten südlich des Äquators. Im Gebiet des rechtsrheinischen Schiefergebirges mündete ein Flusssystem (LANGENSTRASSEN 1982), welches große Mengen siliziklastischer Abtragungsprodukte des Kaledonischen Gebirges in das südlich gelegene Schelfmeer transportierte (LANGENSTRASSEN 1982, 1983, STETS & SCHÄFER 2002, 2009). Ab der oberen Ems-Stufe führte die andauernde Krustendehnung zur Entwicklung mehrerer Halbgräben (MOE 2000), wodurch besonders der äußere Schelfbereich in marine Becken- und Schwellenstrukturen gegliedert wurde. Der im

tiefen Mitteldevon einsetzende Vulkanismus verstärkte diese Entwicklung durch den Aufbau großräumiger Vulkankomplexe noch weiter. Auf diesen Hochschwellen konnten sich Riffe entwickeln. Ebenso entstanden südlich der Küstenlinie im Bereich des inneren Schelfs große Barrier-Riffkomplexe. Auf den Tiefschwällen wurden Flaser- und Cephalopodenkalke abgelagert (RABIEN 1956), in den Beckenbereichen mächtige fossilarme Tone und Sande.

Der durch die Ausdünnung der kontinentalen Kruste in der tiefen Givet-Stufe beginnende Vulkanismus dauerte mit Unterbrechungen etwa 50 Ma (NESBOR et al. 1993, NESBOR 2004). Er führte besonders im Oberdevon zusammen mit den bereits vorhandenen tektonisch bedingten Reliefunterschieden zu einer ausgeprägten, z. T. sehr engräumigen Faziesdifferenzierung, die sich lokal bis in das Unterkarbon hinein auswirkte. Die vulkanischen Aktivitäten werden in einen Mittel-Oberdevon-Zyklus und einen Unterkarbon-Zyklus unterteilt, die jeweils aus mehreren Phasen bestehen und sich in ihrer geochemischen Zusammensetzung grundlegend unterscheiden (HENTSCHEL 1970, NESBOR 2004). Zahlreiche biostratigraphische Datierungen belegen die zeitliche Einstufung der einzelnen vulkanischen Phasen (vgl. NESBOR 2004).

Der unterkarbonische Zyklus wird von einer Flysch-Sedimentation abgelöst, die mit einer weiträumigen Deckentektonik einherging (z. B. ECKELMANN et al. 2014) und ein deutlicher Indikator für das Einsetzen der Variskischen Orogenese ist. Bis zum Perm entstand infolge von Kontinent- und Terrane-Kollisionen der Großkontinent Pangaea. Die zuvor abgelagerten Abfolgen des älteren Paläozoikums wurden infolgedessen gefaltet, herausgehoben und abgetragen. Die orogene Deformation führte im Rheinischen Schiefergebirge zu einer von SE nach NW schwächer werdenden Regionalmetamorphose, sowie zur Ausbildung von NE-SW streichenden tektonischen Strukturen (z. B. AHRENDT et al. 1978, 1983).

### 3 Paläozoischer Vulkanismus im Rheinischen Schiefergebirge

Die Metavulkanite im Rheinischen Schiefergebirge untergliedern sich in einen devonischen und einen unterkarbonischen Zyklus. Der devonische Zyklus lässt sich in zwei Aktivitätsphasen einteilen: die bimodale Hauptphase in der Zeit der Givet- bis Frasn-Stufe und die primitive Spätphase während der Famenne-Stufe (NESBOR 2004). Die bimodale Hauptphase ist die quantitativ dominante vulkanische Phase des Devons und setzte in der unteren Givet-Stufe ein (VENZLAFF 1956, SCHERP 1958, HENTSCHEL 1970, BUGGISCH & FLÜGEL 1992, NESBOR et al. 1993, BENDER et al. 1997, etc.). Charakteristisch ist die ausgeprägte Differentiation der alkalibasaltischen und basanitischen Schmelzen in krustalen Magmakammern, welche bis zur Entwicklung trachytischer und pantelleritischer Magmen führte. Die Schmelzen flossen auf dem Meeresboden als Decken- oder Pillowlaven aus, wobei durch Fragmentierungsprozesse während des Fließvorgangs große Mengen an vulkaniklastischen Ablagerungen entstanden. Auf den Vulkaninseln fanden explosive Eruptionen statt, die in Form pyroklastischer Gesteine dokumentiert sind. Die Vulkaniklastite sind im Lahn-Dill-Gebiet unter dem bergmännischen Begriff „Schalstein“ bekannt. Ein geringer Teil der Magmen intrudierte in Form von Lagergängen in subvulkanischem Niveau (NESBOR & FLICK 1988). In den Förderpausen und während einer längeren Erosionsphase im Anschluss an die bimodale Hauptphase bildeten sich infolge von diagenetischen Alterationsprozessen die Eisenerze vom Lahn-Dill-Typ (FLICK et al. 1990, RAUMER et al. 2016). Die jüngere vulkanische Phase des Oberdevons überdauerte im Lahn-Dill-Gebiet den gesamten Zeitraum der Famenne-Stufe. In diesem Zeitraum wurden immer wieder

geringe Mengen primitiver basaltischer Magmen gefördert, die submarine Pillowvulkane aufbauten. Der Reichtum an Mantelxenolithen indiziert einen direkten und schnellen Aufstieg der Schmelzen aus dem Erdmantel.

Der zweite quantitativ wichtige vulkanische Zyklus ist der des Unterkarbons. Die entsprechenden vulkanischen Produkte sind unter der historischen Bezeichnung „Deckdiabas“ bekannt (KAYSER 1900). In submarinem Milieu wurden während der Unterkarbon-Phase 1 tholeiitische, in der Unterkarbon-Phase 2 kleinere Mengen primitiver alkalibasaltischer Magmen mit Mantelxenolithen gefördert (NESBOR 1997, 2004). Neben den Pillowvulkanen gehören auch schichtparallele doleritische Lagergänge zu diesem Zyklus, die zahlreich in die devonischen und unterkarbonischen Abfolgen eingeschaltet sind (HENTSCHEL 1956; NESBOR & FLICK 1988). Das ehemalige Verbreitungsgebiet unterkarbonischer Vulkanite kann anhand dieser subvulkanischen Lagergänge über das Lahn-Dill-Gebiet hinaus im Taunus, Hunsrück und Sauerland rekonstruiert werden (WEDEPOHL et al. 1983, FLICK & NESBOR 1988, REQUADT et al. 1993).

Die vulkanischen Gesteine des Rheinischen Schiefergebirges wurden synmagmatisch durch eine Autometasomatose und postmagmatisch durch diagenetische Prozesse alteriert (HERRMANN & WEDEPOHL 1970, WEDEPOHL et al. 1983, SCHMINCKE & SUNKEL 1987, FLICK et al. 1990). Anschließend erfolgte im Zuge der Variskischen Orogenese eine leichte regionalmetamorphe Überprägung (MEISL et al. 1982), sodass diese Gesteine mit dem Präfix „Meta-“ versehen werden.

#### 3.1 Metadolerite

Die Metadolerite im Lahn-Dill-Gebiet werden einerseits der Givet-Frasne-Phase des Devon-Zyklus, andererseits der Unterkarbon-Phase 1 des Unterkarbon-Zyklus zugeordnet (NESBOR 2004). Metadolerite der Unterkarbon-Phase 1 sind auch im Kellerwald großflächig vertreten. Die Subvulkanite der Givet-Frasne-Phase weisen eine alkalibasaltische bis basanitische Zusammensetzung auf. Der alkalische Charakter äußert sich in dem Auftreten von Ti-reichem Biotit und Alkali amphibol. Die alkalischen Schmelzen werden durch geringe Aufschmelzungsgrade im oberen Erdmantel erzeugt. Daher sind sie geochemisch u. a. durch deutlich erhöhte Gehalte an inkompatiblen Elementen geprägt. Entsprechend sind die leichten gegenüber den schweren Seltenen Erd-Elementen angereichert. Lagergänge mit größeren Mächtigkeiten zeigen ein grobkörniges, intergranulares bis ophitisches (doleritisches) Gefüge. Eine Anreicherung der mafischen Minerale belegt in einigen der Lagergänge eine in situ Kristallfraktionierung durch gravitatives

Abseigern. Im Kontaktbereich zum Nebengestein wurde das intrudierende Magma abgeschreckt, sodass die ursprüngliche geochemische Zusammensetzung erhalten blieb und infolge der schnellen Abkühlung ein mit den effusiven Meta-Alkalibasalten und -Basaniten vergleichbares Gefüge entstand. Petrographisch zeichnen sich die doleritischen Lagergänge der Givet-Frasne-Phase durch die magmatischen Hauptminerale Klinopyroxen, Plagioklas und sekundär durch Chlorit ersetzten Olivin aus, der z. T. Picotite (Chromspinelle) enthält. Auffällig sind in einigen Vorkommen die außergewöhnlich (bis mehrere Millimeter) großen, titanreichen Biotitkristalle (bis 10 Vol. %), die ophitisch mit Plagioklas verwachsen sind. Als magmatische Nebenminerale treten Amphibol (braune Hornblende und Katophorit), Titanomagnetit sowie z. T. eine große Anzahl an Apatitkristallen auf. Zu den Sekundärmineralen zählen Chlorit, Albit, bisweilen Alkalifeldspat, Stülpnomelan, Epidot, Kalzit, Titanit und Pyrit.

Im Unterschied dazu sind die Metadolerite der Unterkarbon-Phase 1 im Lahn-Dill-Gebiet und im Kellerwald durch eine tholeiitische Zusammensetzung charakterisiert und unterscheiden sich dadurch genetisch grundlegend von den alkalibasaltischen Doleriten der Givet-Frasne-Phase. Infolge von Olivin-Fraktionierung entwickelten sich in mächtigen Lagergängen bisweilen auch Kumulate aus pikritischem Metadolerit und Metapikrit, z. T. bildeten sich auch eigenständige Intrusionen. Die tholeiitischen Schmelzen entstehen im Unterschied zu den alkalibasaltischen Schmelzen im Erdmantel bei erhöhtem Aufschmelzungsgrad, der mit anhaltender Krustendehnung und erhöhtem Wärmefluss im Unterkarbon einherging. Im gesamten Rhenoherynikum sind die tholeiitischen Metabasalte sowohl petrographisch, als auch geochemisch korrelierbar, was auf ein großräumig einheitliches geotektonisches Milieu hindeutet. In den Metadoleriten des Unterkarbons sind die magmatischen Hauptminerale Plagioklas, Klinopyroxen und Olivin (pseudomorph von Chlorit ersetzt) neben untergeordneten Gehalten von Apatit, Titanomagnetit und Ilmenit vertreten. Biotit und Amphibol sind nur selten vorhanden. Neben dem meist gut erhaltenen Klinopyroxen ist ein völlig durch Chlorit verdrängtes Mineral zu beobachten, das in gleicher Weise wie der frische Klinopyroxen ophitisch mit Plagioklas verwachsen ist. Dabei könnte es sich um Pseudomorphosen nach Orthopyroxen handeln (NESBOR 1997). Sekundär treten Chlorit, Albit, Analcim, Prehnit, Pumpellyit, Kalzit, Serizit, Epidot, Talk, Quarz, Titanit und Magnetit auf.

Die devonischen und unterkarbonischen Lagergänge des Rheinischen Schiefergebirges zeigen im Querprofil eine ty-

pische magmatische Gefügeentwicklung (vgl. auch HENTSCHEL 1956 und NESBOR & FLICK 1988). So erstarrte die Schmelze unmittelbar am Kontakt zum Nebengestein zu basaltischem Glas (Sideromelan), das sekundär in ein Gemenge aus Chlorit und Leukoxen umgewandelt wurde. Ab wenigen Zentimetern Abstand zum Kontakt ist das Gestein aufgrund der raschen Abkühlung feinkristallin ausgebildet. Das Gefüge ist in diesen Bereichen bei den devonischen Gesteinen generell porphyrisch mit größeren Einsprenglingen, bei den unterkarbonischen sind dagegen nur Mikroinsprenglinge und Mikrolithe aus Plagioklas und ehemaligem Olivin in der ursprünglich glasigen bis feinkristallinen Grundmasse zu beobachten. Mit zunehmender Entfernung vom Kontakt entwickelt sich zuerst ein hyalophitisches, bzw. durch andauernde langsame Abkühlung und Anreicherung der fluiden Phase schließlich das für basaltische Lagergänge typische ophitische (doleritische) Gefüge. Durch Kristallfraktionierung kommt es in mächtigen Lagergängen zu gravitativer Anreicherung von Olivin im basalen Abschnitt des Lagerganges, während zum Hangenden hin gegenläufig der salische Mineralanteil zunimmt. Dies spiegelt sich analog in der geochemischen Entwicklung im Querprofil eines Lagerganges wider: Gehalte der inkompatiblen Elemente wie Ti, P, Y, Nb und Zr steigen mit zunehmender Differentiation zum Hangenden hin an, während Cr, Co und Ni durch Abseigern der früh ausgeschiedenen Minerale in den liegenden Bereichen erhöht sind. Im oberen Viertel der Lagergänge treten oft schlierenförmig verteilte Spätkristallite auf, die groß- bis riesenkörnig entwickelt sind und ein intergranulares Gefüge mit radialer Verwachsung von Plagioklas und Pyroxen aufweisen.

## 4 Metadolerite des Sauerlandes

### 4.1 Geologischer Rahmen, Lage und Probennahme

Die untersuchten Metadolerit-Vorkommen liegen im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge im Sauerland, etwa zwischen den Städten Winterberg im Südosten und Meschede im Nordwesten (Abb. 1 und 2). Die Region am Oberlauf der Ruhr und dem Ruhrquellgebiet bildet mit dem Langenberg (843 m) und dem Kahlen Asten (841 m) die höchsten Erhebungen des Sauerlandes und auch von Nordrhein-Westfalen. Exemplarisch wurden vier Lokalitäten in dieser Region untersucht (Abb. 2). Drei davon (Punkte 1-3) stehen derzeit noch im Abbau und eine (Punkt 4) ist seit einigen Jahren stillgelegt und heute Naturschutzgebiet.

#### Hildfeld

Nördlich Hildfeld wird am 838 m hohen Clemensberg Metadolerit in großem Umfang abgebaut. Der Intrusivkörper liegt schichtparallel in geschieferten Tonsteinen der Oberen

Fredeburg-Schichten (Eifel-Stufe, Mitteldevon). Die Schichtenfolge ist dort überkippt und fällt zwischen 50° und 70° nach Südsüdost ein. Am Liegendkontakt ist ein bis zu 5 m mächtiger Kontakthof entwickelt, in dem die Tonsteine der Oberen Fredeburg-Schichten zu Hornfels überprägt wurden (Abb. 3 und 4).

Im Steinbruch Hildfeld konnte nur der mittlere und untere Teil des Lagergangquerschnitts beprobt werden (Abb. 3, Tab. 1).

Die vier Proben wurden vom Zentrum bis zum Liegenden genommen, wobei die Probe 41207 aus dem intrusiven Kontaktbereich unmittelbar über den kontaktmetamorphen Oberen Fredeburg-Schichten stammt und die Probe 41208 das metamorphe Sedimentgestein selbst repräsentiert.



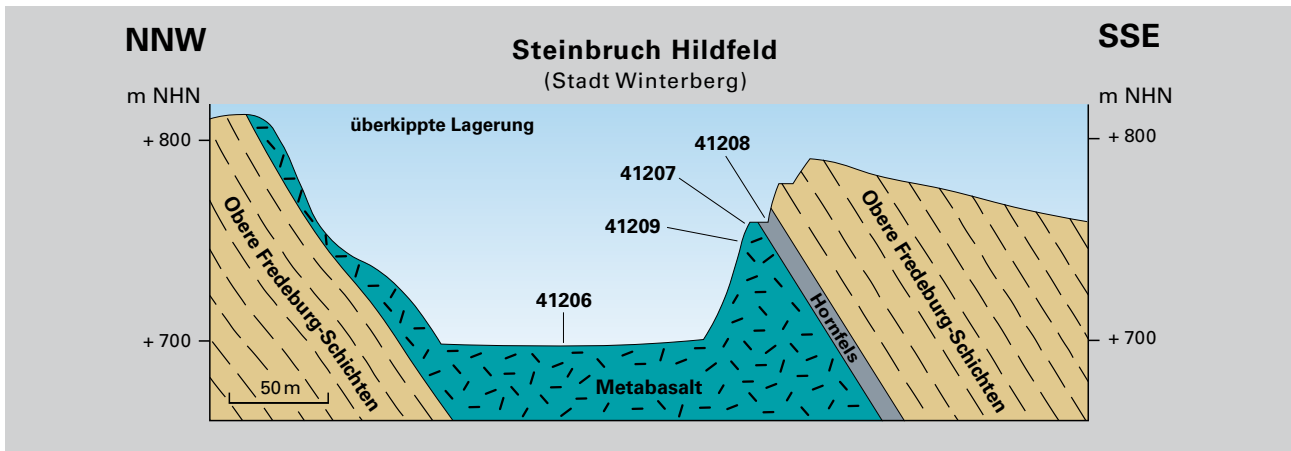


Abb. 3: Querschnitt durch den Steinbruch Hildfeld mit Kennzeichnung der Probennahmepunkte.

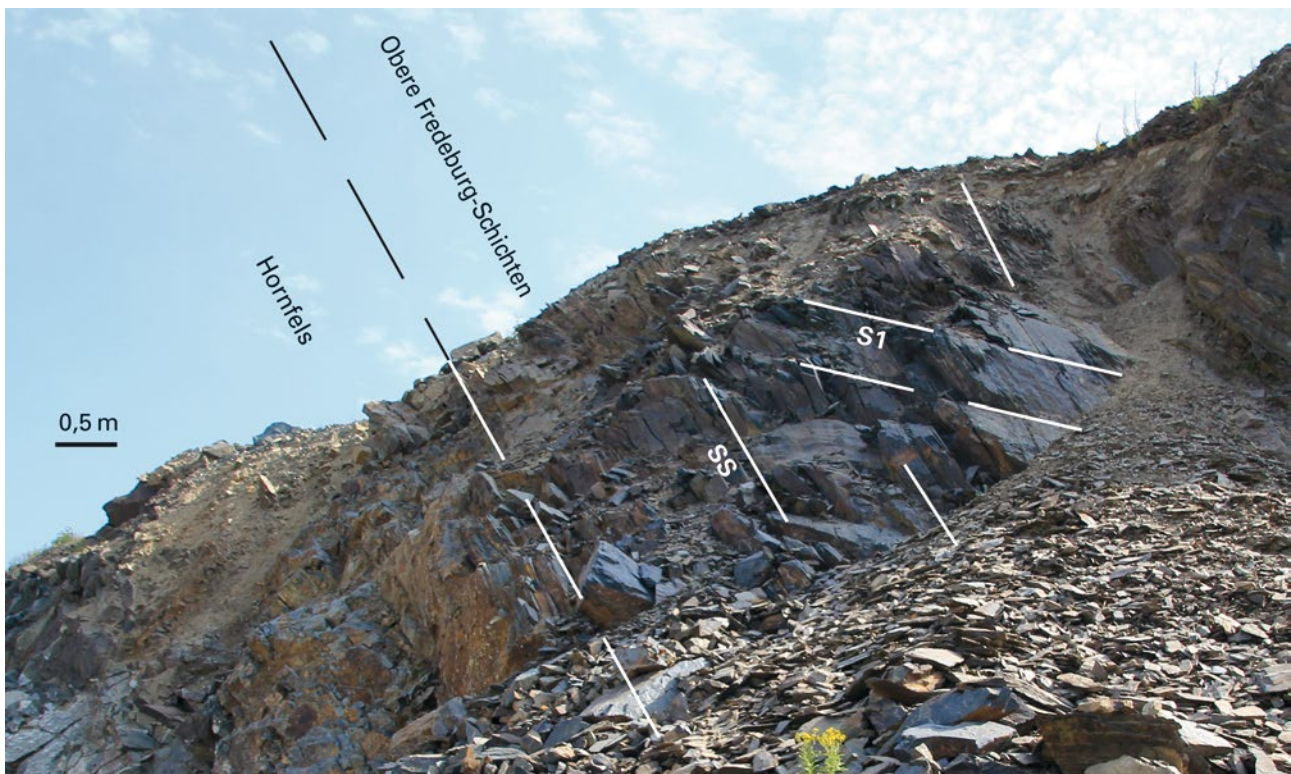


Abb. 4: Überkippte, mit ca. 70° nach Südosten einfallende Obere Fredeburg-Schichten (Eifel-Stufe, Mitteldevon) im Liegenden des doleritischen Lagergangs im Steinbruch Hildfeld mit einem bis zu 5 m mächtigen Kontakthof (Hornfels) am Liegendkontakt. SSE-Wand Steinbruch Hildfeld, R 34 70220, H 56 79950 (SS = Schichtung, S1 = Schieferung).

### Silbach

Südöstlich der Ortschaft Silbach, am westlichen Abhang des 740 m hohen Kuhlenbergs wird Metadolerit abgebaut. Der Intrusivkörper liegt, wie auch in Hildfeld, schichtparallel in den Oberen Fredeburg-Schichten (Eifel-Stufe, Mitteldevon) und ist ebenfalls überkippt (Abb. 5). Der doleritische Lagergang fällt mit ca. 70° nach Südsüdost ein.

Im Steinbruch Silbach wurden vier Proben auf verschiedenen Sohlen vom stratigraphisch Hangenden zum stratigraphisch Liegenden genommen (Abb. 5, Tab. 1), um die Variabilität der Mineralogie und Geochemie im Querprofil des doleritischen Lagergangs zu untersuchen. Die Probe 41214 liegt in unmittelbarer Nähe zum Liegendkontakt.

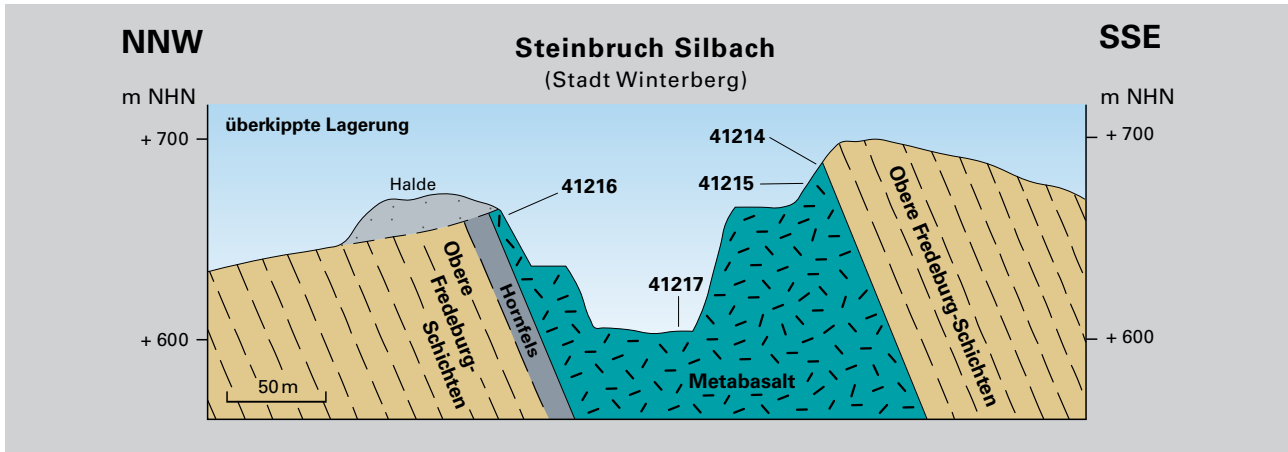


Abb. 5: Querschnitt durch den Steinbruch Silbach mit Kennzeichnung der Probennahmepunkte.

### Halbeswig

Südöstlich der Ortschaft Halbeswig wird seit 1994 am Berg „Auf der Burg“ (635 m) und der Anhöhe nördlich davon Metadolerit abgebaut. Der Lagergang liegt dort in den Unteren und den Oberen Selscheid-Schichten (Eifel-Stufe, Mitteldevon).

### Remblinghausen

Östlich Remblinghausen am Löllinger Berg und westlich davon wurde von 1954 bis 1995 Metadolerit in den Unteren Selscheid-Schichten (Eifel-Stufe, Mitteldevon) abgebaut. Dabei fiel die Spitze des ehemals 580 m hohen Löllinger Bergs dem Abbau zum Opfer. Der Abbau wurde wegen minderwertigen Materials eingestellt. Der Steinbruch wurde renaturiert und ist heute Naturschutzgebiet.

Obwohl der Lagergang von Remblinghausen ebenso wie der von Halbeswig in den Unteren und Oberen Selscheid-Schichten liegt, stehen diese beiden Vorkommen in keiner direkten Verbindung zueinander. In beiden Steinbrüchen wurde jeweils nur eine Probe entnommen.

Tab. 1: Probenlokationen in den Steinbrüchen Hildfeld (Abb. 2, Punkt 1; TK 4717 Niedersfeld), Silbach (Abb. 2, Punkt 2; TK 4716 Bödefeld), Halbeswig (Abb. 2, Punkt 3; TK 4616 Olsberg) und Remblinghausen (Abb. 2, Punkt 4; die Abbaufäche des Steinbruchs liegt im Schnittbereich der TK's 4616 Olsberg, 4615 Meschede und 4714 Eslohe). Probenauflistung vom Hangenden zum Liegenden.

<b>Probe 41206:</b>	Hildfeld, tiefste Sohle, zentraler Bereich des Lagergangs
<b>Probe 41209:</b>	Hildfeld, mittlere Sohle, ca. 10 m über dem Liegendkontakt
<b>Probe 41207:</b>	Hildfeld, oberste Sohle, 2 m über dem Liegendkontakt
<b>Probe 41208:</b>	Hildfeld, Hornfels aus dem Kontakthof, ca. 1 m unter dem Liegendkontakt
<b>Probe 41216:</b>	Silbach, 3. Sohle nahe Hangendkontakt, fein- bis grobkörniger Metadolerit
<b>Probe 41217:</b>	Silbach, 3. Sohle, zentraler Bereich des Gangs
<b>Probe 41215:</b>	Silbach, 8 m im Hangenden von 41214
<b>Probe 41214:</b>	Silbach, oberste (4.) Sohle, unmittelbar am Liegendkontakt
<b>Probe 41218:</b>	Halbeswig, 20 m unter Hangendkontakt
<b>Probe 41219:</b>	Remblinghausen, nordöstlicher Bereich des Steinbruchs, 2. Sohle

## 4.2 Modalbestand

### Hildfeld

Alle Proben enthalten in unterschiedlichen Anteilen die magmatischen Hauptgemengteile Klinopyroxen und Plagioklas sowie als Nebengemengteil Titanomagnetit (z. T. mit Ilmenit-Entmischungslamellen; Abb. 6 und 7) und akzessorisch Apatit. Als weitere magmatische Minerale treten in einigen Proben

vollständig chloritisierter Olivin und eine weitere durch Chlorit verdrängte Mineralphase auf, die vergleichbare Kristallumrisse wie der Klinopyroxen zeigt. Bei diesen Mineralen handelte es sich vermutlich um ehemaligen Orthopyroxen. Leukoxen und Chlorit sind die dominanten Sekundärminerale, während Quarz, Kalzit und Prehnit nur vereinzelt zu beobachten sind.

### Silbach

Die ausgewählten Proben aus dem Vorkommen Silbach enthalten in unterschiedlichen Anteilen als magmatische Hauptminerale Klinopyroxen und Plagioklas sowie untergeordnet Biotit und Titanomagnetit (z. T. mit Ilmenit-Entmischungslamellen). In einigen Proben lässt sich eindeutig ehemaliger Olivin identifizieren (Abb. 7), selten auch Orthopyroxen vermuten. Die magmatisch kristallisierten Minerale wurden maßgeblich von Chlorit verdrängt. Als weitere Sekundärminerale kommen Quarz, Epidot, Prehnit, Tremolit, Titanit und Leukoxen hinzu.

### Remblinghausen und Halbeswig

In den Steinbrüchen Halbeswig und Remblinghausen wurde nur je eine Probe genommen, die petrographisch und mineralogisch mit den zuvor beschriebenen Gesteinen korreliert. Sie enthalten ebenfalls die primär (magmatisch) kristallisierten Minerale Klinopyroxen, Plagioklas und Titanomagnetit sowie die sekundär gewachsenen Minerale Chlorit (z. T. ehemalig Olivin), Quarz und Leukoxen.

## 4.3 Korngrößenentwicklung und magmatisches Gefüge

Die mehrere Zehner bis über 100 m mächtigen doleritischen Lagergänge des Sauerlandes sind in mitteldevonische Tonsteine eingeschaltet. Diese subvulkanischen Intrusivkörper sind mittel- bis grobkörnig, in einigen Bereichen riesenkörnig kristallisiert und in aller Regel blasenfrei. Ausschließlich im Kontaktbereich zum Nebengestein, das durch das Intrusionsereignis thermometamorph zu Hornfels überprägt wurde, ist das Gestein glasig bis feinkörnig ausgebildet. Im Zuge der Variskischen Orogenese im späten Paläozoikum wurden die Lagergänge in die großräumige Faltung mit einbezogen und zum Teil überkippt (siehe Abb. 3, 4 und 5). Makroskopisch ist das Gestein infolge diagenetischer und hydrothermaler Alterationsprozesse durch eine deutliche Grünfärbung gekennzeichnet (Abb. 6), deren Ausprägung jedoch maßgeblich vom Alterationsgrad und der Korngröße abhängt: Die glasig bis feinkörnig kristallisierten Randbereiche des Intrusivkörpers sind intensiv dunkelgrün gefärbt, während die grobkörnigeren Bereiche im Zentrum des Lagergangs durch stärker in den Vordergrund rückende helle Plagioklase eine zunehmend graugrüne Farbe aufweisen.

Mit der oben beschriebenen und für subvulkanische Intrusionen typischen Korngrößenentwicklung ist jeweils ein spezielles Gefüge verknüpft, welches je nach Ausprägung direkt im Handstück erkennbar ist. Das für Lagergänge charakteristische subophitische bis ophitische „doleritische“ Gefüge ist im Sauerland hauptsächlich mittel- bis grobkörnig ausgebildet und lässt sich bereits mit bloßem Auge erkennen. Der Hauptteil der hier betrachteten Metadolerite weist dieses Gefüge auf. In einigen Bereichen zeigen die Lagergänge, einhergehend mit der Kristallisation der magmatischen Spätphase, ein intergranulares, z. T. riesenkörniges Gefüge (Abb. 6). Die meist hypidiomorphen Plagioklase sind weißlich bis grünlich gefärbt. Bei geringerer Korngröße sind die Kristalle leistenförmig entwickelt, in den grobkörnigeren Bereichen der Lagergänge tafelig. In den Proben mit ophitischem Gefüge umschließen rundlich xenomorphe, dunkelgrüne bis grüngraue Pyroxenkristalle poikilitisch deutlich kleinere Plagioklasleisten. Bei intergranularem Gefüge bilden idiomorph bis hypidiomorph tafelige bis leisten-



**Abb. 6:** Metadolerit aus der riesenkörnig kristallisierten Spätphase des doleritischen Lagergangs im Steinbruch Silbach.

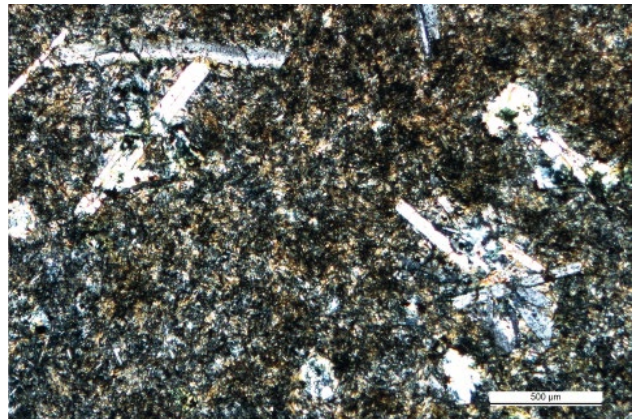
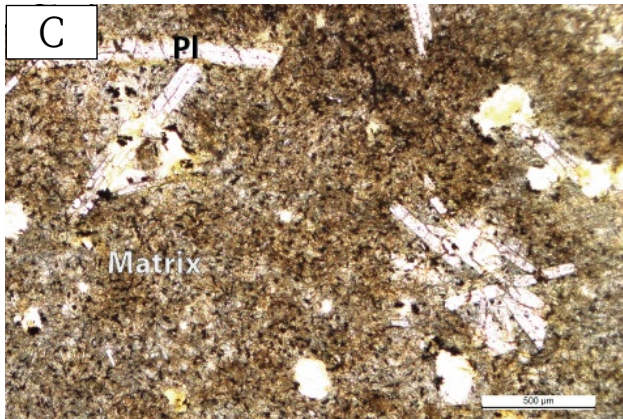
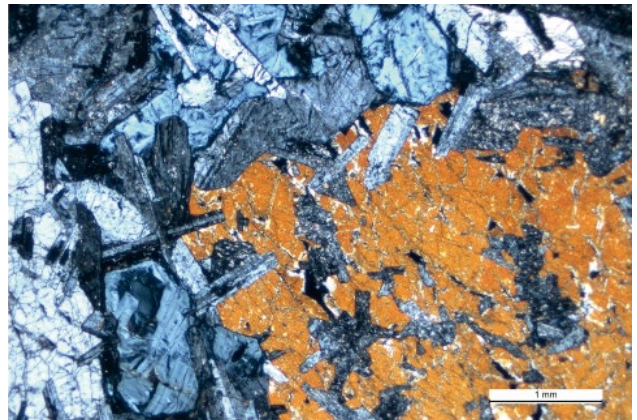
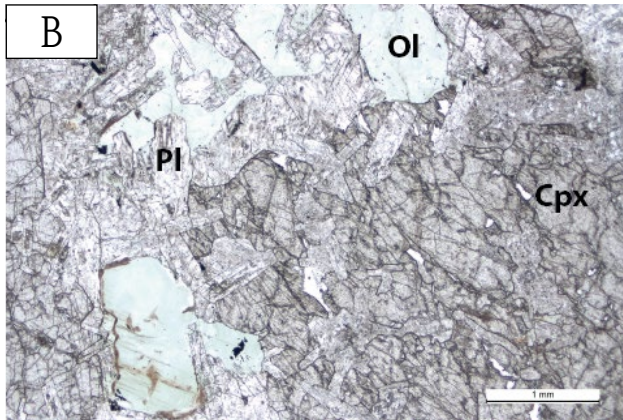
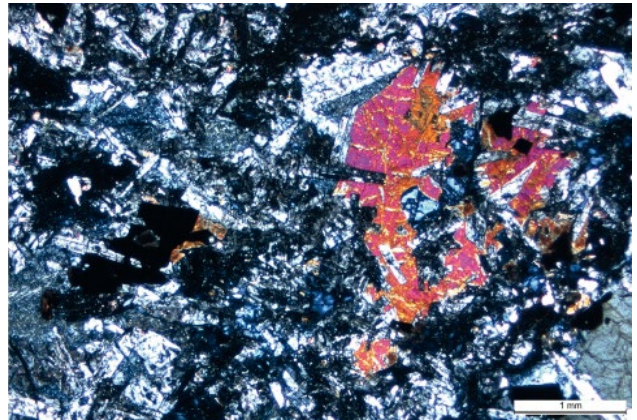
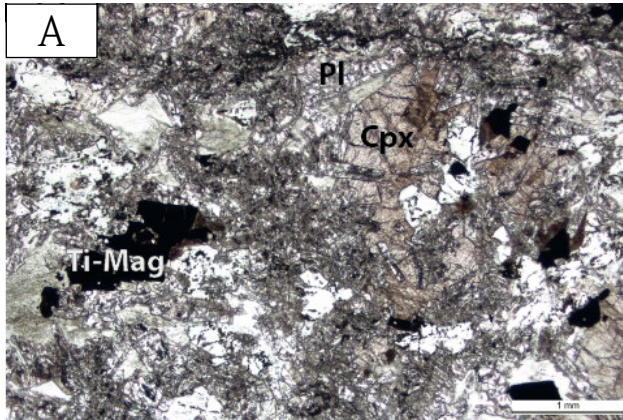
förmige Plagioklase ein sperriges Gerüst, deren Zwickel kleinere idiomorphe bis hypidiomorphe Klinopyroxene füllen. Bei riesenkörnig intergranularem Gefüge werden Plagioklase und Klinopyroxene gleich groß und entwickeln mehrere Zentimeter lange dünntafelige Kristalle. Vereinzelt sind opake Erzminerale erkennbar. In Kontaktnähe ist das Gestein über einige Dezimeter glasig bis feinkörnig kristallisiert, sodass makroskopisch keine einzelnen Kristalle erkennbar sind.

Mikroskopisch zeigen die meisten Proben das charakteristische subophitische bis ophitische Gefüge, mit jeweils unterschiedlichen Mengenanteilen von Plagioklas und Augit (Abb. 7). Neben dem Mengenverhältnis variiert auch das Größenverhältnis von Plagioklas und Pyroxen in jeder Probe. In der Mehrzahl der Dünnschliffpräparate sind jedoch große Pyroxenkristalle (2-5 mm) zu beobachten, die von verhältnismäßig kleinen Plagioklasen (0,2-0,5 mm) durchspießt werden,



während nur in wenigen Proben deutlich größere Plagioklase vorkommen. Teilweise ist auch ein intergranulares Gefüge entwickelt. Allgemein ist zu beobachten, dass die Proben aus dem Zentrum eines Lagerganges deutlich größere Minerale aufweisen als die Proben in der Nähe zum Kontaktgestein. Dort schwimmen zahlreiche Plagioklas- und ehemalige Pyro-

xen-Mikroeingspenglinge und -Mikrolithe in einer ursprünglich glasigen, sekundär zu einem Mineralgemisch aus Chlorit, Leukoxen und Serizit umgewandelten Matrix (Abb. 7c). Große Phänokristalle fehlen generell. Grundsätzlich überwiegt im Kontaktbereich der Plagioklasanteil deutlich gegenüber dem Pyroxenanteil. Vereinzelt sind Titanitnadeln zu finden.



**Abb. 7:** Metadolerite des Sauerlandes im Dünnschliff: A – 41209 Hildfeld, B – 41216 Silbach Zentrum, C – 41214 Silbach Liegend Kontakt. Jeweils links mit einfach polarisiertem Licht, rechts mit gekreuzten Polarisatoren. Cpx: Klinopyroxen, Pl: Plagioklas, Ol: ehemaliger Olivin, durch Chlorit verdrängt, Ti-Mag: Titanomagnetit.



## 4.4 Sekundäre Alteration

Die untersuchten vulkanischen Gesteine des Sauerlandes wurden durch unterschiedliche sekundäre Prozesse alteriert (Kap. 3). Dies führte zu chemischen Stoffverschiebungen und Mineralneubildungen, die sich heute an der typischen Grünfärbung der vulkanischen Abfolgen zeigen. Die Grünfärbung resultiert hauptsächlich aus der Kristallisation von Chlorit. Dieser ersetzte zusammen mit Albit, Kalzit, Serizit, Leukoxen, Prehnit, Tremolit, Epidot und Quarz die magmatischen Hauptminerale in unterschiedlichem Maße sowie die Grundmasse des Gesteins. Chlorit ist sowohl als magnesium- als auch eisenreiche Varietät vorhanden und anhand der typischen anomal braun-grünen bzw. blau-violetten Interferenzfarben zu erkennen. In nahezu allen Proben tritt Chlorit großflächig als Pseudomorphose nach Olivin auf, der eindeutig an der typischen (ursprünglich durch Serpentin gebildeten) Maschenstruktur erkennbar ist. In einzelnen Proben ersetzt Chlorit in ähnlicher Form vermutlich auch Orthopyroxen. Faseriger Aktinolith umwächst Klinopyroxenkristalle in einigen Proben homoaxial und ist dort zudem in Form von fein verteilten Fasern Bestandteil der Grundmasse. Die Plagioklase sind je nach Probe gering bis sehr stark von Alterationsprozessen betroffen. Dies äußert sich hauptsächlich durch die Kristallisation von Serizit, einem unter

K-Zufuhr und niedriggradigen hydrothermal-metasomatischen Bedingungen gebildeten feinschuppigen Hellglimmer. Sogenannte „gefüllte Plagioklase“, in denen der Anorthit-reichere Kern (Ca-Komponente) des Plagioklases stärker umgewandelt ist, sind kaum bis gar nicht zu beobachten. Die Braunfärbung mancher Proben resultiert u. a. von der Bildung von Leukoxen. Dieser ist ein eisen- und titanhaltiges Mineralgemisch (Ilmenit, Rutil, Hämatit etc.), welches als Alterationsprodukt von Titanomagnetit und anderen Fe-Ti-Mineralen entsteht. Bei Proben in Kontaktnähe zum Nebengestein ist die Grundmasse, wie oben erwähnt, zu Chlorit, Leukoxen und Serizit umgewandelt. Kalzit tritt in erster Linie als sekundäre Gangfüllung auf.

Die Proben aus den Metadoleriten des Sauerlandes sind, je nach Position innerhalb des Lagerganges, unterschiedlich stark alteriert bzw. autometasomatisch überprägt. Dabei ist im Querprofil der Lagergänge keine systematische Entwicklung zu erkennen. Im Allgemeinen ist Plagioklas in der Mehrzahl der Proben stärker durch die Kristallisation sekundärer Minerale verdrängt worden, während die Pyroxene häufig noch auffällig frisch sind. Nur in den Proben aus den stark „vergrüneten“ Bereichen sind beide Hauptminerale gleichermaßen betroffen.

## 4.5 Geochemie

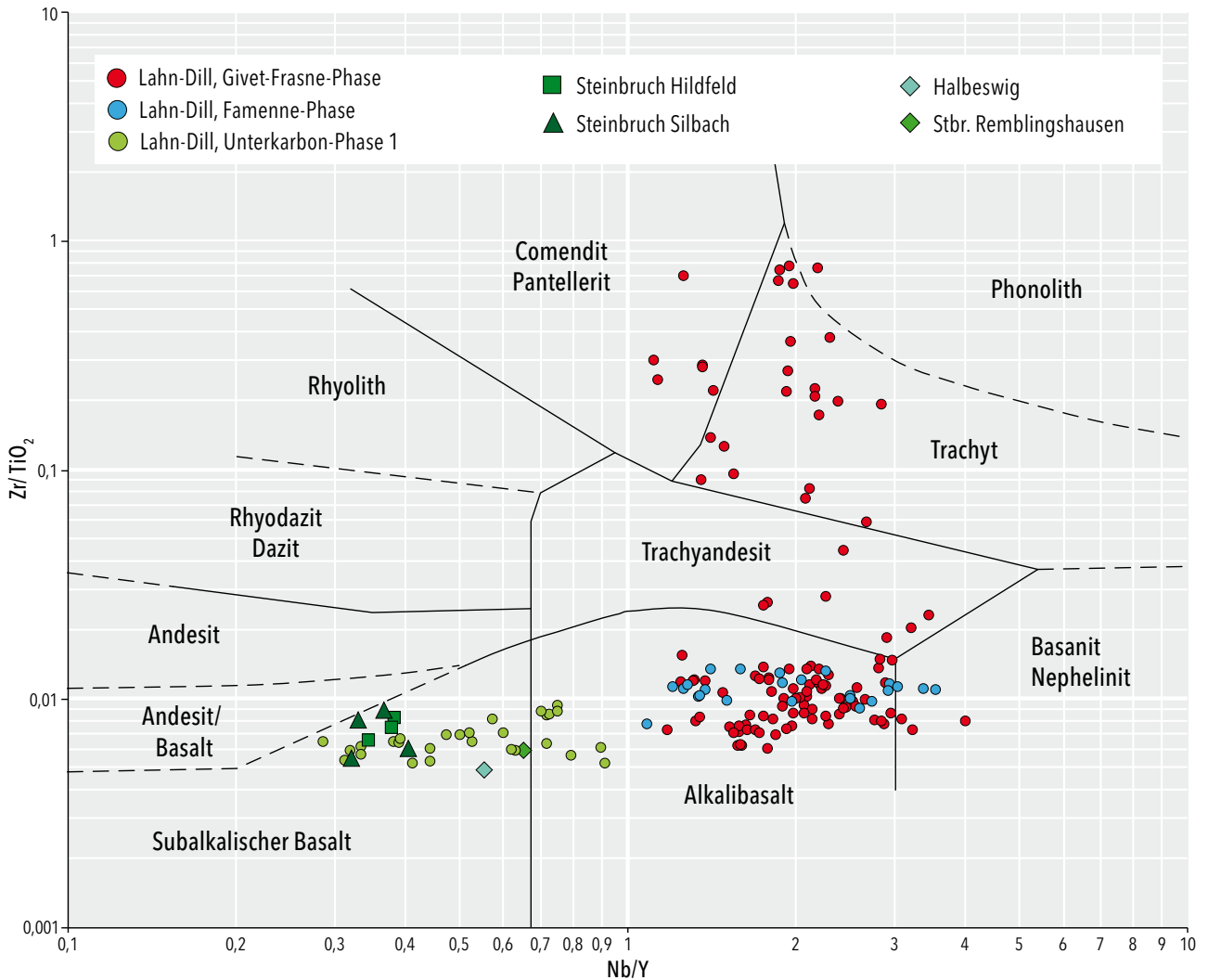
Die ursprüngliche geochemische Zusammensetzung der Metadolerite ist durch weitreichende Stoffverschiebungen modifiziert worden. Bereits während der Abkühlung führten autometasomatische Prozesse, gesteuert durch die in der Gesteinschmelze enthaltenen Fluide, zur Verdrängung weniger stabiler magmatischer Minerale. Damit waren umfangreiche Mineralneubildungen verbunden, die große Teile des Lagergangs betrafen. Weitere Veränderungen erfolgten nach der Abkühlung durch Hydrothermalmetamorphose, Diagenese und schließlich durch eine niedriggradige Metamorphose in der Prehnit-Pumpellyit-Fazies während der Variskischen Orogenese.

Von diesen Prozessen sind in erster Linie die mobilen, in Fluiden leicht löslichen LILE (Large-Ion Lithophile Elements: Cs, Rb, K, Na, Ba, Pb, Sr und Eu) betroffen (Tab. 2). Damit geht die Zuführung im Wesentlichen von CO<sub>2</sub> und OH-Gruppen einher, die in den häufig vertretenen Sekundärmineralen Chlorit und Kalzit gebunden sind, was sich in den hohen Glühverlusten (LOI) ausdrückt. Daher werden bei der Analyse durchweg nur niedrige Summen der Hauptelemente (<95 Gew. %) erreicht. Bei den Hauptelementen wurden besonders die

Si-, Na- und K-Gehalte derart verändert, dass die Gesteine nicht mehr mit dem TAS-Diagramm (Total Alkali – Silica, LE MAITRE et al. 1989) klassifiziert werden können. In vergleichbarer Weise waren auch Mg, Ca und Fe betroffen. Dagegen blieben die Gehalte der immobilen Hauptelemente Ti und P sowie die in Fluiden relativ immobil HFSE (High Field Strength Elements) wie Nb, Zr, Hf, Ta, Th, U und die Seltenen Erden (SEE), aber auch Y mehr oder weniger stabil. Daher werden im Folgenden zur Klassifikation der Metadolerite hauptsächlich die genannten immobilen Spurenelemente herangezogen, wofür sich das Zr/TiO<sub>2</sub> vs. Nb/Y -Diagramm von WINCHESTER & FLOYD (1977) anbietet (Abb. 8). Dieses Diagramm ermöglicht neben der Gesteinsklassifikation auch eine Interpretation des Aufschmelzungsgrades im Erdmantel und der Magmendifferentiation. So ist das zunehmende Nb/Y-Verhältnis ein Indikator für einen abnehmenden Aufschmelzungsgrad. Niedrige Aufschmelzungsgrade im Erdmantel ergeben Gesteine der alkalischen Serie, hohe Aufschmelzungsgrade dagegen solche der tholeiitischen (subalkalischen) Serie.

**Tab. 2:** Geochemische Analysen von Haupt-, Spuren- und Seltenen Erd-Elementen der vier Steinbrüche im Sauerland (Analyse mittels LA-ICP MS und Mikrosonde im Labor des Instituts für Geowissenschaften der Johann Wolfgang Goethe-Universität Frankfurt a. M.).

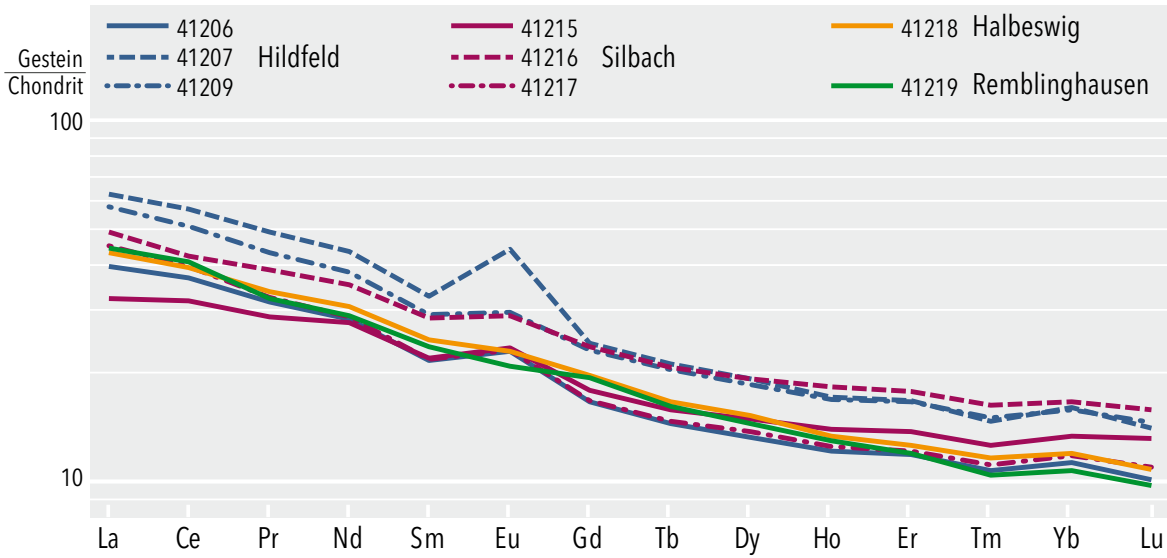
Element	Hildfeld				Silbach				Halbeswig	Remblinghausen
	41206	41207	41208	41209	41214	41215	41216	41217	41218	41219
SiO <sub>2</sub>	42,47	40,79	58,82	43,37	49,48	40,37	47,22	44,73	41,68	45,03
TiO <sub>2</sub>	1,03	1,50	0,73	1,55	2,25	1,15	1,20	0,93	1,45	1,33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,86	15,45	19,82	14,68	15,80	9,44	14,35	17,05	12,15	11,37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,17	11,42	4,44	10,87	11,11	12,72	10,22	7,63	11,14	13,95
MgO	12,96	9,13	3,46	8,38	7,53	19,86	8,30	7,38	8,50	15,74
CaO	7,02	11,39	2,30	7,44	0,78	5,94	8,01	8,02	9,53	6,56
MnO	0,21	0,20	0,09	0,15	0,12	0,22	0,18	0,14	0,19	0,20
Na <sub>2</sub> O	1,46	0,98	7,42	2,91	4,30	0,49	3,54	3,12	2,67	1,04
K <sub>2</sub> O	0,78	1,89	0,90	0,61	0,17	0,02	0,63	1,06	0,05	0,16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,22	0,10	0,20	0,29	0,16	0,16	0,10	0,16	0,15
LOI	7,34	7,30	2,28	10,08	8,89	10,44	6,74	10,26	13,21	5,76
Summe	100,45	100,27	100,36	100,25	100,71	100,80	100,54	100,42	100,73	101,28
Ba	138	340	118	283	75	24	123	315	212	183
Co	71	57	12	59	49	104	54	46	84	101
Cr	495	357	129	275	448	2237	476	375	497	634
Cu	35	66	13	67	29	22	69	83	210	107
Nb	7	9	16	10	9	7	9	7	11	12
Ni	357	230	76	178	252	776	104	121	567	577
Rb	35	137	42	15	5	1	30	52	3	6
Sc	23	29	17	32	45	27	52	31	26	24
Sr	301	222	202	559	223	57	523	643	718	325
V	183	250	145	268	318	205	247	212	200	181
Y	18	26	19	27	22	20	26	19	20	19
Zn	119	71	37	88	78	111	82	61	99	158
Zr	86	99	113	117	138	64	98	83	71	79
La	9,28	14,72	27,05	13,60	7,91	7,56	11,60	10,59	10,18	10,46
Ce	22,38	34,80	62,18	31,07	22,12	19,38	25,70	24,12	23,89	24,81
Pr	2,92	4,53	6,88	3,98	2,86	2,64	3,57	2,98	3,11	2,98
Nd	12,85	19,79	26,04	17,30	13,06	12,54	15,97	12,98	13,85	13,12
Sm	3,18	4,79	4,91	4,27	3,19	3,25	4,18	3,21	3,63	3,48
Eu	1,29	2,46	0,99	1,65	0,85	1,32	1,61	1,29	1,29	1,17
Gd	3,31	4,80	4,17	4,60	3,47	3,55	4,67	3,31	3,91	3,85
Tb	0,52	0,76	0,61	0,73	0,54	0,57	0,74	0,53	0,60	0,58
Dy	3,25	4,71	3,71	4,54	3,59	3,65	4,73	3,37	3,74	3,55
Ho	0,66	0,93	0,76	0,92	0,81	0,76	0,99	0,68	0,72	0,71
Er	1,89	2,66	2,19	2,64	2,61	2,19	2,83	1,93	2,00	1,91
Tm	0,26	0,36	0,31	0,37	0,41	0,31	0,40	0,27	0,29	0,26
Yb	1,81	2,56	2,17	2,54	3,04	2,14	2,67	1,90	1,92	1,72
Lu	0,25	0,35	0,30	0,36	0,49	0,32	0,39	0,27	0,27	0,24
Hf	2,14	2,56	3,24	2,90	3,97	1,97	2,94	2,30	2,11	2,24
Ta	0,42	0,50	1,10	0,82	0,54	0,39	0,80	0,71	0,60	0,70
Pb	1,13	1,10	6,52	3,66	2,74	3,45	1,37	1,03	0,97	3,84
Th	0,80	1,15	11,60	1,14	0,85	0,59	0,95	0,86	1,05	1,27
U	0,25	0,28	2,24	0,27	0,91	0,15	0,23	0,24	0,31	0,43



**Abb. 8:** Metadolerite aus den untersuchten Vorkommen im Sauerland im Vergleich zu den Metavulkaniten des Devons und Unterkarbons im Lahn-Dill-Gebiet (Vergleichsdaten aus NESBOR 2004). Klassifikation im Zr/TiO<sub>2</sub> vs. Nb/Y-Diagramm von WINCHESTER & FLOYD (1977).

Alle untersuchten Dolerite aus dem Sauerland fallen im Diagramm von WINCHESTER & FLOYD (1977) in das Feld der subalkalischen, tholeiitischen Basalte (Abb. 8). Dabei bilden Silbach und Hildfeld ungefähr eine zusammenhängende Punktwolke bei niedrigen Nb/Y-Werten, während die Proben aus Remblingshausen und Halbeswig ein etwas höheres Nb/Y-Verhältnis zeigen. Das Chondrit-normierte Verteilungsmuster der SEE der Sauerlandproben zeigt von den Leichten (LREE) zu den

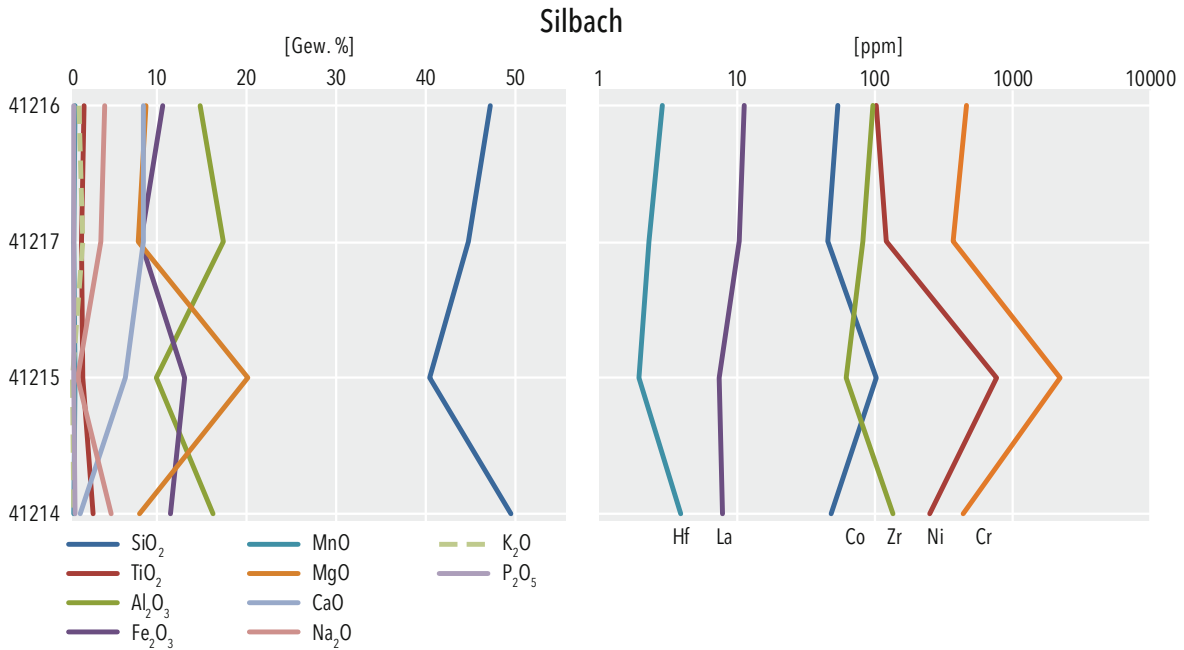
schweren Seltenen Erd-Elementen (HREE) nur eine moderate Abnahme (Abb. 9). In den Kurvenverläufen ist, abgesehen von zwei Proben, eine mehr oder weniger starke positive Eu-Anomalie erkennbar. Die Probe 41214 wurde aufgrund einer starken sekundären Überprägung durch Fluide geochemisch in dem Maße verändert, dass sie nicht zu Interpretationszwecken herangezogen werden kann.



**Abb. 9:** Chondrit-normierte Verteilung der Seltenen Erd-Elemente in den untersuchten Proben der doleritischen Lagergänge im Sauerland. Chondrit-Werte nach MCDONOUGH & SUN (1995).

Im Querprofil des Lagergangs von Silbach werden verringerte Gehalte an  $\text{SiO}_2$  und  $\text{Al}_2\text{O}_3$  im unteren Teil des Lagergangs, aber oberhalb des abgeschreckten Kontaktbereiches, und eine Anreicherung an  $\text{MgO}$  und  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  deutlich (Abb. 10). Entsprechend sind bei den immobilen Spurenelementen die kompatib-

len Elemente Ni, Cr und Co im tieferen Abschnitt des Lagergangs angereichert, während die Gehalte an den inkompatiblen Elementen Zr, La und Hf einen gegenläufigen Trend zeigen. Umgekehrt, aber weniger deutlich verhält es sich zum Hangenden hin.



**Abb. 10:** Elementverteilungen im Steinbruch Silbach vom Liegenden (unten) ins Hangende.



## 5 Interpretation

Bislang wurden die Metadolerite des Sauerlandes als subvulkanisches Äquivalent des givetischen Hauptgrünsteinzuges beschrieben (AHRENS 1928). Vergleicht man jedoch die mineralogische Zusammensetzung, das Gefüge und die Geochemie der betreffenden Gesteine mit denen des Lahn-Dill-Gebiets, wird deutlich, dass diese Auffassung revidiert werden muss. So fehlen in den Metadoleriten des Sauerlandes die typischen Indikatorminerale für die alkalibasaltischen Metadolerite der Givet-Frasne-Phase. Dazu zählen braune Hornblende, Alkali amphibol und vor allem titanreicher Biotit, der in den Vergleichsproben aus dem Lahn-Dill-Gebiet bis zu 10 Vol.-% erreicht (NESBOR 1997). Dagegen tritt in den Gesteinen des Sauerlandes neben einem Ca-reichen Klinopyroxen wahrscheinlich eine weitere, durch Chlorit verdrängte Pyroxen-Phase auf. Dabei dürfte es sich um Orthopyroxen gehandelt haben, wie er für tholeiitische Basalte typisch ist. Dieser ist, ebenso wie Olivin, unter metasomatischen bis hydrothermalen Bedingungen instabil und daher nicht erhaltungsfähig. Somit entspricht der Modalbestand der Metadolerite aus dem Sauerland dem der Gesteine der Unterkarbon-Phase 1 aus dem Lahn-Dill-Gebiet und nicht dem der Givet-Frasne-Phase.

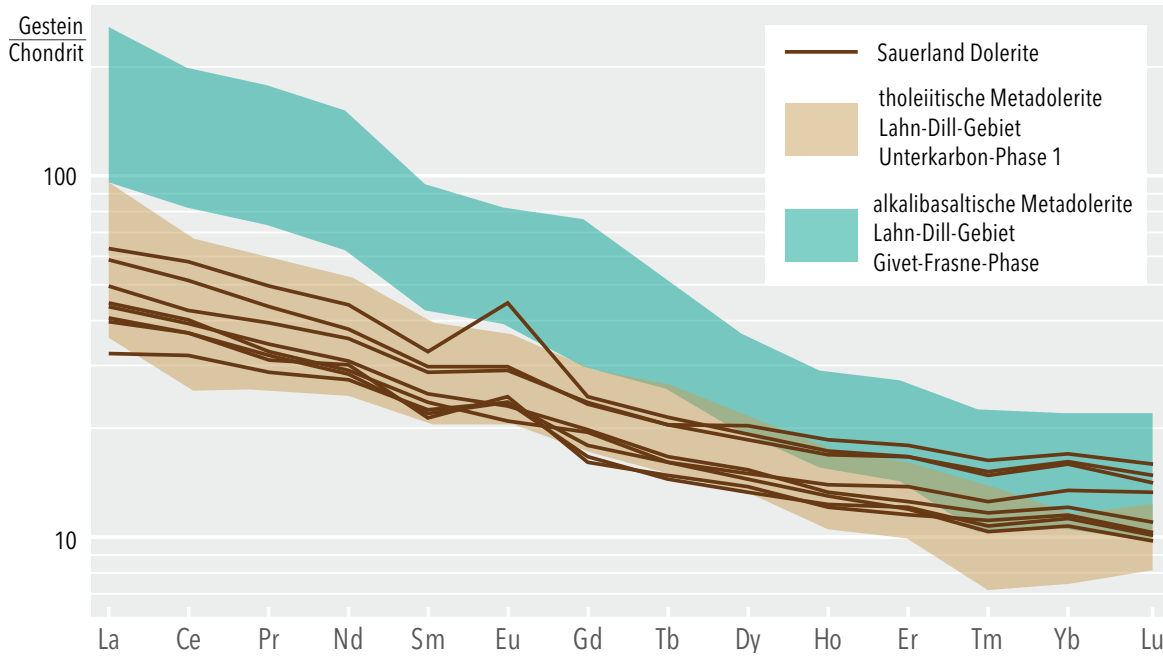
Die Gefügeentwicklung der Dolerite im Sauerland ist typisch für subvulkanische Lagergänge und mit den Äquivalenten des Lahn-Dill-Gebiets kohärent. Sie hängt von der Dauer der Abkühlung ab und wird durch die im Magma gelösten Fluide gesteuert, die bestimmte Elemente (besonders Hauptelemente und LILE, s.u.) lösen und transportieren. Durch die Anreicherung der fluiden Phase in den höheren Bereichen des Lagergangs kristallisierten dort besonders große Minerale (Abb. 6 und 7b). In den Kontaktbereichen gleicht das Gefüge infolge der Abschreckung durch das kalte Nebengestein dem der effusiven Vulkanite. So fehlen in den kontaktnahen Proben aus dem Sauerland generell größere Einsprenglinge, die für die Effusiva der Givet-Frasne-Phase indikativ sind. Lediglich Mikroinsprenglinge und Mikrolithe von Plagioklas, Pyroxen und vermutlich Olivin sind vorhanden, was wiederum ein typisches Merkmal für die tholeiitischen Metabasalte der Unterkarbon-Phase 1 darstellt. Das Gefüge der Gesteine aus dem Sauerland entspricht damit dem der tholeiitischen Metadolerite der Unterkarbon-Phase 1 des Lahn-Dill-Gebiets und nicht dem der Gesteine aus der Givet-Frasne-Phase.

Petrographisch sind Differentiationsvorgänge in den Metadoleriten an der unterschiedlichen mineralogischen Zusammensetzung erkennbar, die insbesondere auf gravitative Kristallfraktionierung zurückzuführen ist. So sind z. B. Olivinkristalle innerhalb des Lagerganges abgeseigert, während zum

Hangenden hin ihr Anteil abnimmt. Diese Differentiationsprozesse spiegeln sich im Idealfall ebenfalls in der Geochemie wider: Cr, Co und Ni sind bevorzugt im basalen Teil der Lagergänge durch Abseigern der früh ausgeschiedenen Minerale angereichert, wohingegen die Gehalte an inkompatiblen Elementen wie Ti, P, Y, Zr und Nb sowie die SEE mit zunehmender Differentiation zum Hangenden hin zunehmen.

Schon während der Abkühlung der Schmelze hatte eine mehr oder weniger intensive Autometasomatose den unter hohen Temperaturen früh kristallisierten Mineralbestand des gesamten Lagergangs stark alteriert und somit auch die ursprüngliche geochemische Zusammensetzung des Gesteins entsprechend verändert. Da Fluide bevorzugt nach oben steigen, überprägten sie besonders die höheren Bereiche der Lagergänge. Allerdings kann nicht damit gerechnet werden, dass eine gleichmäßige metasomatische Überprägung stattfand, sondern dass sich die Fluide besonders in Schwächezonen bewegten. Später, nach weiterer Abkühlung, konnte externes Wasser in den Gesteinskörper eindringen, was zusätzlich zu einer diagenetischen Alteration führte. Schließlich fand während der Variskischen Orogenese noch eine niedriggradige regionalmetamorphe Überprägung statt. Durch diese sekundären Alterationsprozesse wurde der magmatisch entstandene Mineralbestand mehr oder weniger stark durch Sekundärminerale verdrängt.

Der Intraplatten-Vulkanismus im Rhenohercynikum ist im Devon durch eine alkalibasaltisch-basanitische, im Unterkarbon durch eine tholeiitische Zusammensetzung charakterisiert. Bedingt durch den geringeren Aufschmelzgrad sind die alkalibasaltischen bis basanitischen Magmen des devonischen Zyklus im Lahn-Dill-Gebiet, im Vergleich zu den tholeiitischen Schmelzen des unterkarbonischen Zyklus, deutlich an inkompatiblen Elementen angereichert (Abb. 11). Dies äußert sich z. B. in dem höheren Nb/Y- und La/Yb-Verhältnissen, wobei die Metabasalte der primitiven Spätphase des Oberdevons eine Spitzenstellung einnehmen (Tab. 3). Vergleicht man die betreffenden Elementverhältnisse in den untersuchten Metadoleriten des Sauerlandes mit denen aus dem Lahn-Dill-Gebiet, decken sie sich weitgehend mit den Werten der tholeiitischen Vulkanite der Unterkarbon-Phase 1. Ebenso lässt sich das Verteilungsmuster der Seltenen Erd-Elemente der Metadolerite im Sauerland gut mit dem der unterkarbonischen Lagergänge des Lahn-Dill-Gebiets parallelisieren, auch wenn die schweren Seltenen Erd-Elemente deutlich zu höheren Gehalten verschoben sind.



**Abb. 11:** Verteilungsmuster der chondritnormierten SEE in den Metadoleriten des devonischen und unterkarbonischen Zyklus im Lahn-Dill-Gebiet im Vergleich zu dem aus dem Sauerland. Normierung nach MCDONOUGH & SUN (1995).

**Tab. 3:** Nb/Y- und La/Yb-Verhältnisse der Metabasalte im Lahn-Dill-Gebiet (Analysedaten aus NESBOR 2004) im Vergleich zu den Metadoleriten im Sauerland. Die Metadolerite des Sauerlandes ähneln dabei am stärksten den tholeiitischen Metabasalten der Unterkarbon-Phase I im Lahn-Dill-Gebiet.

Gebiet	Vulkanische Phase	Nb/Y	La/Yb
Lahn-Dill	<b>Givet-Frasne</b> (Meta-Alkalibasalte, Trachybasalte, -Basanite)	1,1-4,0 (ø 2,0)	7-29 (ø 19)
	<b>Oberdevon</b> (Meta-Alkalibasalte)	1,1-2,9 (ø 1,5)	13-31 (ø 20)
	<b>Oberdevon</b> (Meta-Basanite)	-3,6 (ø 2,6)	9-35 (ø 25)
	<b>Unterkarbon I</b> (Meta-Tholeiite) <b>Unterkarbon II</b> (Meta-Alkalibasalte)	0,14-0,92 (ø 0,55) 1,2-3,2 (ø 2,1)	5-14 (ø 7) 14-45 (ø 26)
Sauerland	<b>Unterkarbon</b> (Meta-Dolerite)	0,29-0,57 (ø 0,36)	2,6-5,7 (ø 4,7)

## 6 Fazit

Die Untersuchungen an den Metadoleriten aus den vier Steinbrüchen Silbach, Hildfeld, Halbeswig und Remblinghausen im Sauerland zeigen, dass es sich hierbei um tholeiitische Basalte handelt. Alle in dieser Arbeit untersuchten Proben stimmen petrographisch und geochemisch weitgehend mit den entsprechenden tholeiitischen Metavulkaniten der Unterkarbon-Phase 1 des Lahn-Dill-Gebiets überein. Die ehemals an der Erdoberfläche ausgetretenen Laven und zugehörigen submarinen Vulkanbauten sind im Verbreitungsgebiet der Lagergänge im Sauerland längst erodiert und nicht mehr rekonstruierbar. Allerdings treten im Fortstreichen des Vorkommens Hildfeld in 10 km Entfernung in Hessen, bei Wellinghausen und am Ostfuß des Eisenbergs in der Waldecker Mulde, Pillowfragmentbrekzien der Deckdiabas-Formation des Unterkarbons auf (HEGGEMANN & KULICK 1997). Es ist davon auszugehen, dass der Vulkanismus im Rheinischen Schiefergebirge weiträumig einheitlich gewesen ist, zumal bis dato keine Tholeiite im

Mittel- oder Oberdevon gefunden wurden. Daraus folgt, dass die beschriebenen Dolerite nicht wie bislang angenommen im Mitteldevon, sondern erst im Unterkarbon in die mitteldevonischen Oberen Fredeburg-Schichten bzw. Unteren und Oberen Selscheid-Schichten intrudierten. Die Ergebnisse der hier untersuchten Vorkommen belegen, gemeinsam mit den stratigraphisch neu eingestuften Lagergängen von Niedersfeld und Meschede, dass neben den Schwerpunkten im Lahn-Dill-Gebiet und Kellerwald auch im Bereich des Sauerlandes ein bedeutsamer unterkarbonischer Vulkanismus existierte.

**Danksagung:** Das Manuskript wurde von Herrn Prof. Dr. Thomas Reischmann (HLNUG) kritisch durchgesehen und diskutiert. Frau Martina Schaffner (HLNUG) und Frau Ulrike Lux (GD NRW) erstellten die Grafiken. Allen Genannten sei auch an dieser Stelle gedankt.

## 7 Schriftenverzeichnis

- AHRENDT, H., HUNZIKER, J.C. & WEBER, K. (1978): K/Ar-Altersbestimmungen an schwach-metamorphen Gesteinen des Rheinischen Schiefergebirges. – *Z. dt. geol. Ges.*, **129**: 229–247, 3 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Hannover.
- AHRENDT, H., CLAUER, N., HUNZIKER, J. C. & WEBER, K. (1983): Migration of folding and metamorphism in the Rheinische Schiefergebirge deduced from K-Ar and Rb-Sr Age determinations. – In: MARTIN, H. & EDER, F. W. (Eds.): *Intracontinental Fold Belts*: 323–338, 5 Fig., 2 Tab.; Berlin (Springer).
- AHRENS, W. (1928): Die devonischen Eruptivgesteine des östlichen Sauerlandes – 1. Teil: Die Diabase des höheren Mittel- und Oberdevons. – *Jb. preuß. geol. L.-Anstalt*, **49**: 947–994, 18 Fig.; Berlin.
- BENDER, P., LIPPERT, H.-J. & NESBOR, H.-D. (1997): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 5216 Obersched. – 2. Aufl.: 421 S., 41 Abb., 28 Tab., 2 Beibl.; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.).
- BUGGISCH, W. & FLÜGEL, E. (1992): Mittel- bis oberdevonische Karbonate auf Blatt Weilburg (Rheinisches Schiefergebirge) und in Randgebieten: Initialstadien der Riffentwicklung auf Vulkanschwellen. – *Geol. Jb. Hessen*, **120**: 77–97, 6 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- DROZDZEWSKI, G. (2007): Lagerstätten nutzbarer Festgesteine in Nordrhein-Westfalen.: 163 S., 74 Abb., 1 Kt.; Krefeld (Geol. Dienst NRW).
- EBERT, A. (1968): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25 000, Blatt 4716 Bödefeld: 111 S., 14 Abb., 4 Tab., 9 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt NRW).
- ECKELMANN, K., NESBOR, H.-D., KÖNIGSHOF, P., LINNEMANN, U., HOFMANN, M., LANGE, J.-M. & SAGAWA, A. (2014): Plate interactions of Laurussia and Gondwana during the formation of Pangaea – Constraints from U-Pb LA-SF-ICP-MS detrital zircon ages of Devonian and Early Carboniferous siliciclastics of the Rhenohercynian zone, Central European Variscides. – *Gondwana Res.*, **25**: 1484–1500, 9 Fig., 19 Tab.; Amsterdam.
- FLICK, H. & NESBOR, H.-D. (1988): Der Vulkanismus in der Lahnmulde – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, N.F. **70**: 411–475, 26 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- FLICK, H., NESBOR, H.-D. & BEHNISCH, R. (1990): Iron ore of the Lahn-Dill type formed by diagenetic seeping of pyroclastic sequences – a case study on the Schalstein section at Gänsberg (Weilburg). – *Geol. Rdschau.*, **79** (2): 401–415, 11 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- FRANKE, W., DALLMEYER, R.D. & WEBER, K. (1995): XI Geodynamic Evolution. – In: DALLMEYER, R.D., FRANKE, W. & WEBER, K. (Eds.): *Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe*: 579–593, 6 Abb.; Berlin (Springer).
- HEGGEMANN, H. & KULICK, J. (1997): Geologische Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 4718 Goddelsheim; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.).
- HENTSCHEL, H. (1956): Der lagendifferenzierte intrusive Diabas aus der Bohrung Weyer 1. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **84**: 252–284, 5 Abb., Taf. 18–19, 5 Tab.; Wiesbaden.
- HENTSCHEL, H. (1970): Vulkanische Gesteine. – In: LIPPERT, H.-J., HENTSCHEL, H. & RABIEN, A.: *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 5215 Dillenburg*. – 2. Aufl.: 314–374, Tab. 27–36; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.).
- HERRMANN, A.G. & WEDEPOHL, K.H. (1970): Untersuchungen an spilitischen Gesteinen der variskischen Geosynklinalen in Nordwestdeutschland. – *Contr. Mineral. Petrol.*, **29**: 255–274, 4 Abb., 6 Tab.; Berlin.
- KAYSER, E. (1900): Ueber den nassauischen Culm. – *N. Jb. Mineral. Geol. Paläont.*, **1**: 132–134; Stuttgart.

- KEPPIE, J.D., DOSTAL, J., MURPHY, J.B. & NANCE, R.D. (1996): Terrane transfer between eastern Laurentia and western Gondwana in the Early Paleozoic: constraints on global reconstructions. – In: NANCE, R.D., THOMPSON, M.D. (Eds.), *Avalonian and related peri-Gondwanan terranes of the circum-North Atlantic*. – Geol. Soc. Am. Spec. Pap., **304**: 369–380; Boulder, Col.
- KEPPIE, J.D., NANCE, R.D., MURPHY, J.B. & DOSTAL, J. (2003): Tethyan, Mediterranean, and Pacific analogues for the Neoproterozoic–Paleozoic birth and development of peri-Gondwanan terranes and their transfer to Laurentia and Laurussia. – *Tectonophysics*, **365**: 195–219, 8 Fig.; Amsterdam.
- KOSSMAT, F. (1927): Gliederung des varistischen Gebirgsbaus. – *Abh. sächs. geol. L.-Amt*, **1**: 1–39 Leipzig.
- LANGENSTRASSEN, F. (1982): Sedimentologische und biofazielle Untersuchungen an Proben aus der Bohrung Schwarzbachtal 1 (Rheinisches Schiefergebirge, Velberter Sattel). – *Senckenbergiana lithaea*, **63** (1/4): 315–333, 2 Abb., 2 Taf.; Frankfurt am Main.
- LANGENSTRASSEN, F. (1983): Neritic sedimentation of the Lower and Middle Devonian in the Rheinische Schiefergebirge East of the River Rhine. – In: MARTIN, H. & EDER, F.W. (Eds.), *Intracontinental Fold Belts*: 43–76, 8 Fig.; Berlin (Springer).
- LE MAITRE, R. W. (ED.), BATEMAN, P., DUDEK, A., KELLER, J., LAMEYRE, J., LE BAS, M. J., SABINE, P. A., SCHMID, R., SØRENSEN, H., STRECKEISEN, A., WOOLLEY, A. R. & ZANETTIN, B. (1989): A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms – Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. – XI, 193 S., Oxford (Blackwell).
- LE MAITRE, R. W. (ED.), STRECKEISEN, A., ZANETTIN, B., LE BAS, M.J., BONIN, B., BATEMAN, P., BELLINI, G., DUDEK, A., EFREMOVA, S., SØRENSEN, H. & WOOLLEY, A.R. (2002): *Igneous Rocks – A Classification and Glossary of Terms – Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. – 2. ed.: XVI, 236 S., Cambridge (Cambridge Univ. Pr.).
- LEUTERITZ, K. (1981): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25 000, Blatt 4717 Niedersfeld. – 174 S.; Krefeld (Geol. L.-Amt NRW).
- MCDONOUGH, W. F. & SUN, S.-S. (1995): The composition of the Earth. – *Chem. Geol.*, **120**: 223–253; Amsterdam.
- MEISL, S., LIPPERT, H.-J. & STRECKER, G. (1982): Geosynklinalvulkanismus im Lahn-Dill-Gebiet. – *Fortschr. Mineral.*, **60**, Beih. 2: 3–15, 1 Abb.; Stuttgart.
- MOE, A. (2000): Structural development of a volcanic sequence of the Lahn area during the Variscan orogeny in the Rhenohercynian belt (Germany). – *Diss. Univ. Heidelberg*: 170 S., zahlr. Abb. u. Tab., 17 Taf., Anhang A, B u. C.; Heidelberg.
- MURPHY, J.B., EGUILUZ, L. & ZULAUF, G. (2002): Cadomian orogens, peri-Gondwanan correlatives and Laurentia–Baltica connections. – *Tectonophysics*, **352**: 1–9, 2 Fig.; Amsterdam.
- MURPHY, J. B., KEPPIE, J. D., NANCE, R. D. & DOSTAL, J. (2010): Comparative evolution of the Iapetus and Rheic Oceans: A North America perspective. – *Gondwana Res.*, **17** (2/3): 482–499, 8 Fig.; Amsterdam.
- NANCE, R.D. & MURPHY, J.B. (1996): Basement isotopic signatures and Neoproterozoic paleogeography of Avalonian – Cadomian and related terranes in the circum-North Atlantic. – In: NANCE, R.D. & THOMPSON, M.D. (Eds.): *Avalonian and Related Peri-Gondwanan Terranes of the Circum-North Atlantic*. – Geol. Soc. Am. Spec. Pap., **304**: 333–346; Boulder, Colo.
- NANCE, R. D., GUTIÉRREZ-ALONSO, G., KEPPIE, J. D., LINNEMANN, U., BRENDAN MURPHY, J., QUESADA, C., STRACHAN, R. A. & WOODCOCK, N. (2010): Evolution of the Rheic Ocean. – *Gondwana Res.*, **17** (2/3): 194–222, 19 Fig.; Amsterdam.
- NESBOR, H.-D. (1997): Petrographie der vulkanischen Gesteine. – In: BENDER, P., LIPPERT, H.-J. & NESBOR, H.-D.: *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 5216 Oberscheld.* – 2. Aufl.: 159–207, Abb. 8–14, Tab. 16–18; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.).
- NESBOR, H.-D. (2004): Paläozoischer Intraplattenvulkanismus im östlichen Rheinischen Schiefergebirge – Magmenentwicklung und zeitlicher Ablauf. – *Geol. Jb. Hessen* **131**: 145–182, 21 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden.
- NESBOR, H.-D. & FLICK, H. (1988): Alkalibasaltische Intrusionen im Devon der Lahnmulde (südliches Rheinisches Schiefergebirge). – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **17**: 31–52, 21 Abb., 1 Tab.; Mainz.
- NESBOR, H.-D., BUGGISCH, W., FLICK, H., HORN, M. & LIPPERT, H.-J. (1993): Vulkanismus im Devon des Rhenohercyniums – Fazielle und paläogeographische Entwicklung vulkanisch geprägter mariner Becken am Beispiel des Lahn-Dill-Gebietes. – *Geol. Abh. Hessen*, **98**: 3–87, 37 Abb., 8 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- RABIEN, A. (1956): Zur Stratigraphie und Fazies des Ober-Devons in der Waldecker Hauptmulde. – *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **16**: 83 S., 2 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- RAUMER, J. F. V., NESBOR, H.-D. & STAMPFLI, G. M. (2016): The north-subducting Rheic Ocean during the Devonian: consequences for the Rhenohercynian ore sites. – *Int. J. Earth Sci.*, **106** (7): 2279–2296; Heidelberg.
- REQUADT, H., FLICK, H. & NESBOR, H.-D. (1993): Das Profil des Fachinger Grundstollens in der südwestlichen Lahnmulde – eine geologisch-lagerstättenkundliche Neuinterpretation. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **22**: 57–74, 4 Abb., 1 Tab.; Mainz.
- SCHERP, A. (1958): Der Hauptgrünsteinzug im Sauerland zwischen Oberberge und Wehrstapel. – *Geol. Jb.*, **73**: 613–638, Hannover.
- SCHERP, A. (1968): Über die Diabase im Ostsauerländer Hauptsattel und ihre Borsilikat-Mineralisation. – *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westfal.*, **16**: 285–296, 2 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- SCHMINCKE, H.-U. & SUNKEL, G. (1987): Carboniferous submarine volcanism at Herbornseelbach (Lahn-Dill area, Germany). – *Geol. Rdschau*, **76** (3): 709–734, 22 Abb., 9 Tab.; Stuttgart.
- SCOTESE, C. R. & MCKERROW, W. S. (1990): Revised world maps and introduction. – In: MCKERROW, W.S. & SCOTESE, C. R. & (Eds.): *Paleozoic Palaeogeography and Biogeography*. – Geol. Soc. London, Mem., **12**: 1–21; London.
- STAMPFLI, G.M., RAUMER, J.V., BOREL, G.D. (2002): Paleozoic evolution of pre-Variscan terranes: From Gondwana to the Variscan collision. – In: MARTINEZ-CATALAN, J.R., HATCHER, R.D., ARENAS, R. & DÍAZ GARCÍA, F. (Eds.): *Variscan Appalachian Dynamics: the building of the Upper Paleozoic basement*. – Geol. Soc. Am. Spec. Pap., **364**: 263–280, 4 Fig.; Boulder, Col.



- STAMPFLI, G.M., HOCHARD, C., VÉRARD, C., WILHEM, C., RAUMER, J.V. (2013): The formation of Pangea. – *Tectonophys.*, **593**: 1–19, 11 Fig., 1 Tab.; Amsterdam.
- STETS, J. & SCHÄFER, A. (2002): Depositional Environments in the Lower Devonian Siliciclastics of the Rhenohercynian Basin (Rheinisches Schiefergebirge, W-Germany) – Case Studies and a Model. – *Contr. Sedimentol. Geol.*, **22**: IV, 78 S., 35 Fig., 3 Tab.; Stuttgart.
- STETS, J. & SCHÄFER, A. (2009): The Siegenian delta: land-sea transitions at the northern margin of the Rhenohercynian Basin. – In: KÖNIGSHOF, P. (Ed.). *Devonian Change: Case Studies in Paleogeography and Paleocology*. – *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **314** (1–6): 37–72; London.
- TAIT, J. A., BACHTADSE, V., FRANKE, W. & SOFFEL, H. C. (1997): Geodynamic evolution of the European Variscan fold belt: paleomagnetic and geological constraints. – *Geol. Rdschau*, **86**: 585–598, 7 Fig.; Berlin.
- TORSVIK, T.H. & COCKS, L.R.M. (2004): Earth geography from 400 to 250 Ma: a palaeomagnetic, faunal and facies review. – *J. Geol. Soc. London*, **161** (4): 555–572; London.
- TORSVIK, T.H. & COCKS, L.R.M. (2013): Gondwana from top to base in space and time. – *Gondwana Res.*, **24** (3/4): 999–1030, 22 Fig.; Amsterdam.
- VENZLAFF, H. (1956): Das geologische Bild des Hauptgrünsteinvulkanismus im nordöstlichen Sauerland. – *Geol. Jb.*, **72** (1957): 241–293, 9 Abb., Taf. 15 u. 16; Hannover.
- WEDEPOHL, K.H., MEYER, K. & MUECKE, G.K. (1983): Chemical Composition and Genetic Relations of Meta-Volcanic Rocks from the Rhenohercynian Belt of Northwest Germany. – In: MARTIN, H. & EDER, F.W. (Eds.): *Intracontinental Fold Belts: 231–256*, 7 Fig., 8 Tab.; Berlin (Springer).
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. – *Chem. Geol.*, **20**: 325–343, 10 Abb., 3 Tab.; Amsterdam.

Manuskript eingegangen am 02.06.2017, angenommen am 04.10.2017

ECKHARD SPEETZEN<sup>1</sup>

# Die Langen Steine bei Unterstoppel südlich von Bad Hersfeld - Relikte eines historischen Sandsteinabbaus

## Kurzfassung

Bei Unterstoppel, Ortsteil der Marktgemeinde Haunetal etwa 10 km südlich von Bad Hersfeld, liegen in einem Buchenwald vier große Sandsteinquader, die den Namen Lange Steine tragen. Der größte dieser Monolithe weist eine Länge von 13,6 Meter auf. Das Areal ist Teil eines vom Mittelalter bis in die frühe Neuzeit betriebenen Abbaufeldes, in dem Sandsteine der Solling-Formation (Buntsandstein, Trias) zu Bauzwecken gewonnen wurden. Eine ungewöhnliche Kantenlage und die weitgehend parallele Ausrichtung der Langen Steine

weisen auf eine besondere, als Wandfällung bezeichnete Abbaumethode hin. Die Steine wurden sehr wahrscheinlich als Rohmaterial für die Herstellung von monolithischen Säulen für die ab 1038 erbaute Stiftskirche der ehemaligen Reichsabtei Hersfeld erzeugt und liegen vermutlich schon seit fast 1000 Jahren am Ort ihrer Entstehung. Ihre Erhaltung verdanken sie der für den vorgesehenen Zweck nicht ausreichenden Qualität und einer Sicherstellung im Jahr 1738 durch den damaligen Landesherrn.

## Abstract

In a beech forest near Unterstoppel (Haunetal community), approximately 10 km south of Bad Hersfeld, four big ashlars of sandstone are to be found, which are named Lange Steine. The biggest of these monoliths is 13.6 m long. The location is part of a mining area, dating back from medieval times to early modern age. At that place sandstone of the Solling Formation (Bunter, Triassic) has been mined for construction purposes. An unusual edge position and the nearly parallel orientation of the rocks indicate a special mining technique termed wall collapse.

The stones are likely used for the production of monolithic columns for the construction of the cathedral in Hersfeld since 1038. Consequently, they are lying in their position for almost thousand years. The preservation of the stones can be attributed to their low quality which make them unsuitable for the envisaged construction purpose. In addition, they might have been preserved as a result of safeguarding by the sovereign of that time in 1738.

## Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	160
2. Beschreibung der Steine	161
2.1 Lage der Steine	161
2.2 Form der Steine	162
2.3 Größe der Steine	162
2.4 Zusammensetzung der Steine	163
3. Geologische Situation im Bereich der Langen Steine	163
4. Deutung der Langen Steine als Produkt einer Wandfällung	164
5. Modellversuche zur Lage der Steine	165
5.1 Das Modell	165
5.2 Beschreibung der Versuche	166
5.3 Modell und Wirklichkeit	168
6. Ehemaliger Abbau der Sandsteine	169
7. Entstehungszeit der Langen Steine	170
8. Schluss	172
9. Schriftenverzeichnis	173

<sup>1</sup> Dr. E. Speetzen (e-mail: speetzen@web.de), Alleestraße 16, 48565 Steinfurt

## 1 Einleitung

Im östlichen Hessen, etwa 10 km südlich von Bad Hersfeld, gibt es im Bereich der Marktgemeinde Haunetal ein bemerkenswertes und beeindruckendes Natur- und Kulturdenkmal. Etwa 800 Meter westlich des Ortsteils Unterstoppel liegen

in einem Buchenwald am Südwestfuß des 524 Meter hohen Stoppelsbergs riesige Gesteinsblöcke, die den Namen Lange Steine tragen (SPEETZEN 2013, 2014). Der größte dieser Monolithen weist eine Länge von 13,6 Meter auf (Abb. 1 u. 2).



**Abb. 1:** Die Langen Steine bei Unterstoppel (Blick nach Norden: rechts Stein 1, in der Mitte Steine 2 und 3, links Stein 4).



**Abb. 2:** Stein 1, der größte Block der Langen Steine (Blick nach Südosten).

Üblicherweise spricht man von vier Steinen. Da die Steine 2 und 3 aber noch relativ fest miteinander verbunden und lediglich durch eine Schichtfuge voneinander abgesetzt sind, handelt es sich eigentlich nur um drei Steine. Im Text werden die Blöcke 2 und 3 deshalb je nach Zweckmäßigkeit mal als eigenständige Steine gewertet oder auch als ein einheitlicher Block 2/3 angesehen.

Der Ursprung der Steinriesen gibt einige Rätsel auf. Es wird vermutet, dass es sich um zerbrochene und verlagerte Gesteine im Zusammenhang mit dem Aufdringen von Magmahandelt, das heute in erstarrter Form den basaltischen Kern des Stoppelsbergs bildet, auf dessen Kuppe die Ruine der Burg Hauneck liegt (CLASSEN 1981a: 54 u. 55). KAESELITZ (2009: 34 u. 35) sieht die Monolithe im Zusammenhang mit menschlichen Tätigkeiten, wobei die Deutungen „von keltischen Kult-

stätten über mittelalterliche Bautätigkeiten bis zu einem Monumentalbau für einen späteren Regenten der nahen Burg Hauneck“ reichen. Gegen die Annahme, dass die Steine von Menschenhand bewegt und in ihre jetzige Lage gebracht worden sind, spricht allerdings – abgesehen vom Sinn und Zweck – ihr erhebliches Gewicht. FLICK & SCHRAFT (2013: 59) sehen wiederum Argumente für eine natürliche Entstehung der Langen Steine und nicht für ein „Herausarbeiten aus dem anstehenden Fels durch den Menschen“. Ein Zusammenhang zwischen der Bildung der Langen Steine und dem Vulkanismus vom Stoppelsberg erscheint ihnen allerdings wenig plausibel. Eine derartige Beziehung kann sogar ausgeschlossen werden, da im Umfeld der Steine keine ungewöhnlichen Lagerungsstörungen und auch keine magmatischen Gesteine beobachtet wurden.

## 2 Beschreibung der Steine

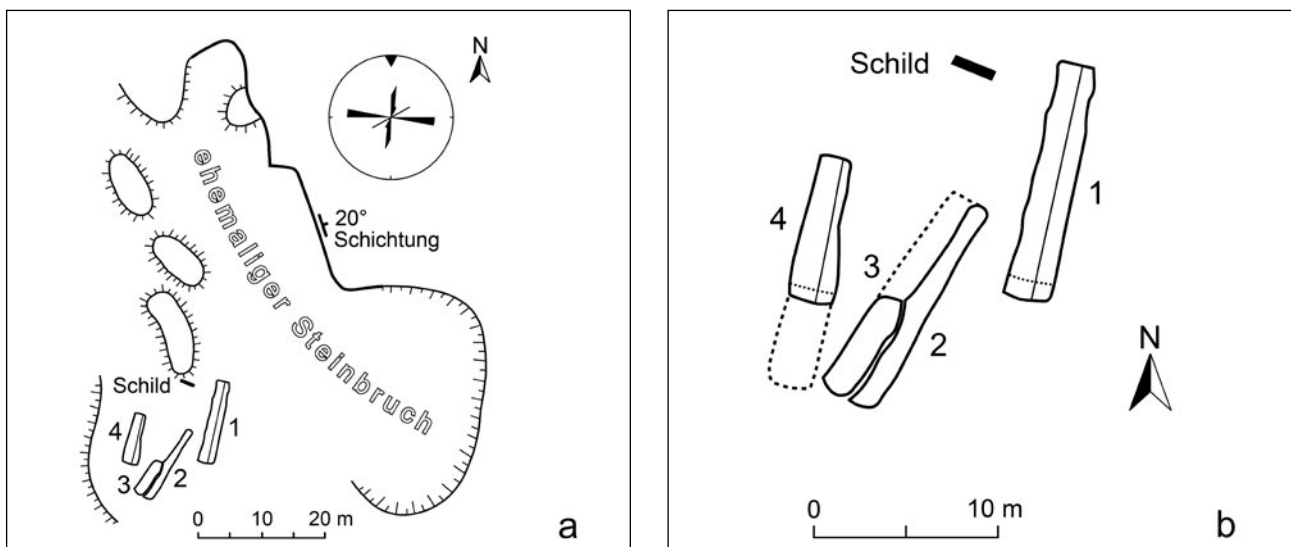
### 2.1 Lage der Steine

Die Langen Steine liegen auf einer eingeebneten Fläche beziehungsweise auf einem kleinen Plateau, das nach Westen mit einer Kante endet. Im Osten schließt sich ein aufgelassener Steinbruch an (Abb. 3).

Die beiden äußeren Steine 1 und 4 sind zueinander parallel ausgerichtet und fassen die beiden inneren, ebenfalls zueinander parallelen Steine 2 und 3 ein. Die Längsachsen der Steine verlaufen in NNO–SSW-Richtung. Die Streichwinkel betragen  $12^\circ$  bis  $14^\circ$  bei den Steinen 1 und 4 und  $34^\circ$  bis  $36^\circ$  bei den Steinen 2 und 3.

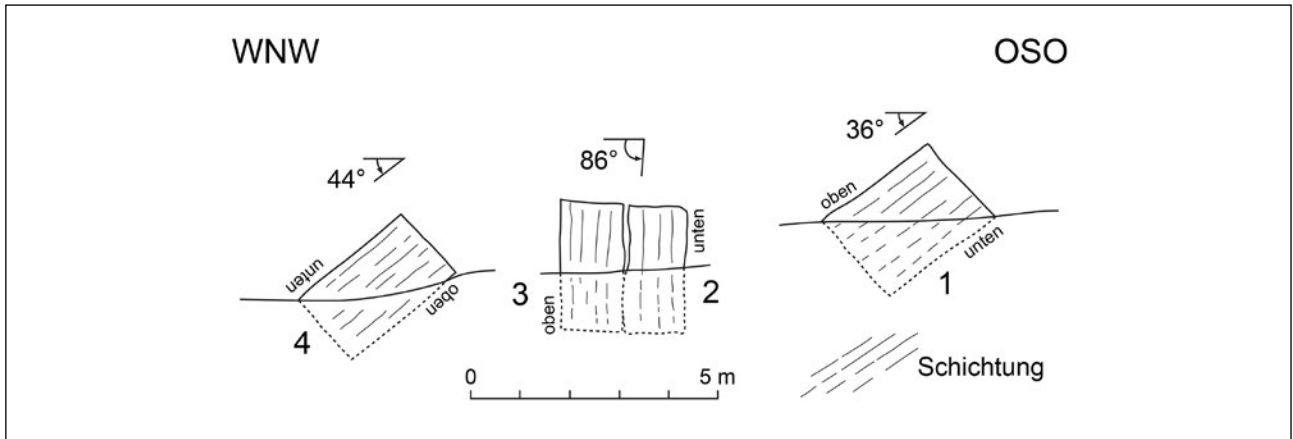
Auffallend ist neben der mehr oder weniger parallelen Lage der Steine eine deutliche Beziehung zu einer Hauptkluftrichtung der in der Umgebung vorkommenden Sandstein-Schichten (siehe Kluftröse in Abb. 3 a). Das in dem Steinbruch mittelbar östlich der Langen Steine gemessene Kluftegefüge zeigt zwei Hauptrichtungen (NNO–SSW und WNW–OSO), wobei die erste der Ausrichtung der Steine sehr ähnlich ist.

Eine weitere Auffälligkeit weisen die Steine 1 und 4 bezüglich der Lage ihrer Außenflächen auf. Sie sind nicht parallel zur Geländeoberfläche beziehungsweise horizontal ausgerichtet,



**Abb. 3:** Lageskizze der Langen Steine – a: Gesamtsituation (Kluftröse aus MOTZKA & LAEMMLEN 1967: Anl. 1), b: Detailbild der Steine mit Keilspuren (punktiert) und Ergänzung abgebauter Teile (gestrichelt); Zeichnung: B. Fister.





**Abb. 4:** Querschnitte durch die Langen Steine (Die Winkel geben die Neigung der Oberfläche an, die Angaben „unten“ und „oben“ beziehen sich auf die ehemalige natürliche Lage der Steine); Zeichnung: B. Fister.

sondern deutlich geneigt (Abb. 4). Da die Steine etwa zur Hälfte im Boden stecken, zeigen sie die Form eines Satteldachs. Im Gegensatz zu den auf einer Kante liegenden Steinen 1 und 4 nehmen die Steine 2 und 3 nachweislich der senkrecht stehenden Schichtung eine Seitenlage ein.

Der Stein 4 zeigt eine zusätzliche Besonderheit, die zunächst nicht erkannt wurde. Er liegt nicht normal entspre-

chend der ursprünglichen Sedimentationsabfolge, sondern ist invers gelagert (Abb. 5). Den ersten Hinweis dazu lieferten Modellversuche zur Lagerung der Steine (siehe 5.2). Eine erneute Begutachtung des Steins 4 und insbesondere seiner Schrägschichtungsstrukturen ergab den eindeutigen Beweis für eine inverse Lagerung.

## 2.2 Form der Steine

Die Steine stellen langgestreckte Quader mit rechteckigem Querschnitt dar, die durch Schichtung (bzw. Schichtflächen) und zwei rechtwinklig zueinander verlaufende Kluftsysteme (bzw. Kluftflächen) begrenzt werden. Die Steine 2 und 4 weichen etwas von dieser Form ab, da die Schichtung dort nicht eben verläuft, sondern überwiegend als Schrägschichtung ausgebildet ist. Das führt zu ungleichmäßigen Absonderungen an der Unterseite des Blocks 2 und zu einer welligen Ausbildung der weitgehend im Boden verborgenen Oberseite des Blocks 4 (Abb. 5 u. Abb. 12).



**Abb. 5:** Invers gelagerter Stein 4 mit Schrägschichtung und Keiltaschen (Blick nach Norden).

## 2.3 Größe der Steine

Die Längenmaße der Steine liegen zwischen 6,0 Meter und 13,6 Meter (Tab. 1). Ursprünglich haben die Gesteinsblöcke wohl alle eine Länge von etwa 13 Meter gehabt. Bei den Steinen 3 und 4 wurden bereits Teilbereiche abgebaut (Abb. 3 b), was sich durch kleine Mulden am Nord- beziehungsweise Südende dieser Steine andeutet.

Die Querschnitte der Blöcke haben Ausmaße von 2,6 bis 2,7 Meter Breite und 1,1 bis 2,0 Meter Höhe. Das Maß senk-

recht zur Schichtung der Steine wurde als Höhe bezeichnet und entspricht der Bankdicke. Die Werte für die Breite und Höhe lassen sich in einigen Fällen nur ungefähr angeben, da die Steine teilweise im Boden verborgen sind. Bei den Steinen 1 und 4 werden die ermittelten Werte ziemlich genau den tatsächlichen Maßen entsprechen. Bei den Steinen 2 und 3 wurden für die Breite nur Minimalwerte genannt, die realen Maße dürften wie bei den übrigen Steinen auch zwischen 2,6 und 2,7 Meter liegen.

**Tab. 1:** Ausmaße, Volumen und Gewicht der Langen Steine (Zur Berechnung des Gewichts wurde eine Rohdichte des Sandsteins von 2,2 t/m<sup>3</sup> angenommen. Die zweifachen Angaben für die Höhe bei Stein 2 sowie für Breite und Höhe bei Stein 4 beruhen auf den ungleichen Maßen an den Enden der Steine).

Maße	Stein 1	Stein 2	Stein 3	Stein 4
Länge	13,6 m	13,0 m	6,0 m	7,8 m
Breite	2,6 m	>1,4 m (2,6 m)	>1,3 m (2,6 m)	2,7 m / 2,0 m
Höhe	2,0 m	1,2 m / 1,1 m	1,4 m	1,6 m / 1,1 m
Volumen	ca. 71 m <sup>3</sup>	ca. 39 m <sup>3</sup>	ca. 22 m <sup>3</sup>	ca. 25 m <sup>3</sup>
Gewicht	ca. 156 t	ca. 86 t	ca. 48 t	ca. 55 t

## 2.4 Zusammensetzung der Steine

Die Langen Steine bestehen aus einem relativ homogenen fein- bis mittelkörnigen, stellenweise auch mittel- bis grobkörnigen Sandstein von braungrauer bis gelblich grauer Farbe. Stellenweise ist ein geringer Glimmeranteil zu beobachten. Außerdem kommen gelbbraune Eisenhydroxidflecken vor. Sie dürften mit den besonders auf den Oberflächen der Steine 1 und 4 auftretenden feinen Löchern in Zusammenhang stehen, bei denen es sich vermutlich um ausgewitterte Flecken handelt.

Die Steine sind mehr oder weniger horizontal, in einigen Bereichen aber auch deutlich schräg geschichtet. Konglome-

ratrische Einschaltung in Form von Fein- bis Mittelkies-Lagen (Durchmesser der Gerölle meistens kleiner als 10 Millimeter) wurden nur an wenigen Gesteinsstücken im Umfeld der Langen Steine beobachtet. Sie selbst enthalten nur vereinzelte Gerölle, die ausschließlich in den schräg geschichteten Bereichen vorkommen. Es handelt sich in allen Fällen um milchig weiße Gangquarze mit eckigen, kantengerundeten und rundlichen Formen. Die Größe liegt meistens zwischen 5 und 20 Millimeter, nur sehr selten treten größere Gerölle mit Längen bis zu 30 Millimeter auf.

## 3 Geologische Situation im Bereich der Langen Steine

Das Gebiet rings um den Stoppelsberg wird von Schichtfolgen des Mittleren Buntsandsteins aufgebaut (VON KOENEN 1886; MOTZKA & LAEMMLEN 1966). Die jüngste Einheit, vorwiegend aus bankigen bis dickbankigen Sandsteinen bestehend, wird als Solling-Formation bezeichnet. Sie bildet oberhalb von 400 m über NN eine Art Plateau, auf dem sich der eigentliche Stoppelsberg erhebt. Der kegelförmige Berg besteht hauptsächlich aus Schichten des Oberen Buntsandsteins, der sich überwiegend aus rötlichen Tonsteinen zusammensetzt. Der Kern und die Kuppe des Stoppelsbergs werden von hartem Basalt gebildet. Er stellt die Schlotfüllung eines im Tertiär beziehungsweise im Miozän tätigen Vulkans dar. Im Schutz dieses festen Gesteins blieben auch die umgebenden überwiegend weichen Schichten des Oberen Buntsandsteins vor der Abtragung bewahrt.

Die Solling-Formation (smS), die die Basis des Stoppelsbergs bildet, hat eine Mächtigkeit von etwa 50 Meter. Sie kann in diesem Bereich in vier kleineren Abfolgen untergliedert werden. Die unteren drei setzen jeweils mit „Geröllhorizonten“ ein, über denen dann Sandsteine in unterschiedlichen Farben und Bankdicken folgen. Die oberste etwa 7 bis 8 Meter mächtige Einheit beginnt mit mürberen stark Glimmer führenden Sandsteinen, die in festere plattige und bankige Sandsteine übergehen. Sie wird dem „Thüringischen Chirotherien-Sand-

stein“ gleichgesetzt (MOTZKA & LAEMMLEN 1967). Zur Vereinfachung werden die Abfolgen in dieser Darstellung mit smS1 bis smS4 bezeichnet (siehe Abb. 13).

Die Solling-Formation lieferte an vielen Stellen gute Naturbausteine. Besonders die um 10 Meter mächtige Abfolge smS3 enthält sehr feste, etwa 1 bis 3 Meter dicke Sandsteinbänke und wird deshalb auch als „Bausandstein“ bezeichnet. Diese Bänke wurden in Steinbrüchen am Nord- und Südabhang des Stoppelsbergs abgebaut und lieferten Quader „von ganz außerordentlichen Dimensionen“ (VON KOENEN 1888).

Die genannten Steinbrüche sind heute noch vorhanden beziehungsweise im Gelände zu erkennen. Der Steinbruch südlich des Stoppelsbergs neben der neuen Festhütte von Unterstoppel ist allerdings weitgehend verfüllt. Zwei weitere ehemalige Steinbrüche, südwestlich und nordnordwestlich des Stoppelsbergs, sind jedoch noch zugänglich. Sie schließen den „Bausandstein“ auf und zeigen auch die auflagernden Schichten des smS4.

Auch das Vorkommen der Langen Steine liegt genau im Ausstrichbereich der Solling-Formation. Dort gab es während des Mittelalters und der frühen Neuzeit einen größeren Steinbruch. Auf einer Nord-Süd-Erstreckung von wenigstens 200 Meter sind noch Spuren der Steingewinnung zu beobachten (CLASSEN 1981a: 55). In der zweiten Hälfte des 18. Jahrhun-

derts scheint dieser Betrieb schon nicht mehr bestanden zu haben. In dem Lager-, Stück- und Steuerbuch der Gemeinde Unterstoppel aus dem Jahr 1773 werden zwar die Langen Steine beschrieben, aber „von einem Steinbruchbetrieb oder gar einer Steinmetzhütte ist dabei nicht mehr die Rede“ (CLASSEN 1981a: 53 u. 54). Das ehemalige Abbaugelände war zu der Zeit wohl schon wieder von Wald überwachsen. Auch auf der ersten Ausgabe der Geologischen Karte 1 : 25 000 Blatt Eiterfeld (VON KOENEN 1886) ist an der Stelle kein Steinbruch verzeichnet. Der Gesteinsabbau wurde vermutlich schon vor der Mitte des 18. Jahrhunderts beendet.

Auf jüngeren Karten ist allerdings unmittelbar nordöstlich der Langen Steine ein Steinbruch eingezeichnet, der sich heute in einem leicht verfallenen Zustand befindet, aber in seinen Ausmaßen noch gut zu erkennen ist (Abb. 3 a). Dieser Steinbruch ist vermutlich nur deutlich weniger als 100 Jahre betrieben worden (CLASSEN 1981a: 55). Der Abbau dauerte bis in die 60er Jahre des 20. Jahrhunderts, wobei das Rohmaterial in einer damals im Steinbruch vorhandenen Steinmetzhütte gleich weiter verarbeitet wurde (Mitteilung von Victor SABO, Haunetal-Neukirchen). Heute ist in diesem Steinbruch noch eine etwa 5 Meter mächtige Schichtfolge aus der Einheit smS4 aufgeschlossen. Sie besteht im oberen Teil aus plattigen bis dünnplattigen mürberen rötlichbraunen Sandsteinen und im unteren Bereich aus helleren gebankten Sandsteinen mit Bankdicken bis zu 60 cm (Abb. 6).

Die Schichtung liegt in diesem Steinbruch nicht horizontal sondern fällt schwach in nordöstliche bis östliche Richtung ein. An einer festen Bank aus dem unteren Bereich wurde ein Einfallen von 20° in Richtung ONO gemessen (Abb. 3 a). Dieser Wert ist ungewöhnlich hoch und deutet auf eine lokale Schichtenverbiegung beziehungsweise auf eine „Schleppung“ an einer Verwerfung hin. Die in der Aufschlusswand anstehenden bankigen Sandsteine entsprechen mit großer Sicherheit nicht – wie von CLASSEN angenommen – den kompakten Sandsteinen der Langen Steine, die Bankdicken von 1,1 bis 2,0 Meter aufweisen und dem „Bausandstein“ (smS3) entstammen. Diese

etwa 10 Meter mächtige Abfolge der dickbankigen Sandsteine tritt im Steinbruch nicht zutage, sie ist erst unterhalb der Steinbruchsohle zu erwarten.

In dem von CLASSEN (1981a: 55) entworfenen und in das Faltblatt „Naturdenkmal Lange Steine“ (Marktgemeinde Haunetal) übernommenen Profilschnitt ist eine Verwerfung vermerkt, an der das Gebiet um die Langen Steine gegenüber dem Bereich des unmittelbar nordöstlich gelegenen Steinbruchs abgesunken sein soll. Eine Verwerfung ist sehr wahrscheinlich vorhanden, aber mit genau umgekehrtem Vorzeichen. Es dürfte in diesem Bereich eine NNW–SSO streichende Störung vorliegen, die parallel zu den großen durch den Stoppelsberg und das Haunetal verlaufenden Verwerfungen (MOTZKA & LAEMMLEN 1967: Anlage 1) ausgerichtet ist und an der die östliche Scholle gegenüber der westlich angrenzenden Scholle um etwa 10 Meter abgesunken ist.



**Abb. 6:** Schichten aus der Abfolge smS4, dem höchsten Teil der Solling-Formation, im ehemaligen Steinbruch unmittelbar nordöstlich der Langen Steine.

## 4 Deutung der Langen Steine als Produkt einer Wandfällung

Die ungewöhnliche Lage und Ausrichtung der Langen Steine lassen an eine besondere Entstehung denken und weisen auf eine im Mittelalter häufig angewendete Abbaumethode hin, die als Wandfällung bezeichnet wird. Für diese Art des Abbaus eignen sich horizontal gelagerte, gut gebankte und mehr oder weniger weitständig geklüftete Gesteine, wie sie auch der „Bausandstein“ im höheren Teil der Solling-Formation darstellt.

Zur Vorbereitung einer Wandfällung wurde eine Steinbruchwand über eine bestimmte Länge durch Ausräumung einer mürberen Gesteinsschicht um einige Meter bis zum Erreichen

einer deutlich ausgebildeten vertikalen, zur Steinbruchwand parallel verlaufenden Klüftfuge unterhöhlt. Um ein vorzeitiges Abstürzen des Wandabschnitts zu verhindern, setzte man im Bereich der Aushöhlung Stützen aus Holz, in späteren Zeiten auch aus Stein.

Zunächst musste aber die Fläche, auf die der Wandabschnitt fallen sollte, geebnet und mit einer losen Aufschüttung, dem „Horzelbett“, versehen werden. Diese Schicht sollte den Sturz der Wand dämpfen und so das Zerbrechen der Steine in kleinere Stücke verhindern (VÖGLER & BABIST 2010: 25).

Schließlich wurden die Stützen im vorderen Bereich der unterhöhlten Wand durch Feuerlegen oder Sprengen zerstört. Dadurch löste sich der Wandabschnitt an den begrenzenden Längs- und Querklüften, neigte sich im Idealfall gleichmäßig nach vorne und fiel schließlich auf die vorbereitete Fläche (Abb. 7). Nach dem Fall der Wand stand das Rohmaterial auf der ebenen Fläche gut zugänglich zur weiteren Verarbeitung zur Verfügung.

Deutliche Hinweise dafür, dass die Langen Steine aus einer Wandfällung hervorgegangen sind, ergeben sich aus der gekippten Lage der Blöcke 1 und 4 und vor allem aus der Seitenlage der Steine 2 und 3 (Abb. 4). Deren Schichtung verläuft nicht horizontal – wie im Faltblatt beziehungsweise bei CLASSEN (1981a) dargestellt – sondern nahezu vertikal. Diese Steine wurden vermutlich infolge des Kippens einer ehemaligen Steinbruchwand um nahezu 90° gedreht und auf die Seite gelegt.

Ein weiteres Argument liefern die erwähnten Funde von scharfkantigen Gesteinsstücken im Bereich der kleinen Mulden, in denen bereits verarbeitete Teile der Steine gelegen haben (CLASSEN 1981a: 55). Diese Gesteinsstücke können Bestandteile des ehemaligen aus Gesteinsschutt hergestellten Horzelbetts sein. Im Lauf der Jahrhunderte haben sich zwischen den Langen Steinen feinkörnige Sedimente mit einigen

rundlichen Gesteinsstücken – abgeschlammtes Material von höheren Hangbereichen – angesammelt und überdecken heute die ehemalige Steinbruchsohle beziehungsweise das Horzelbett in einer bis zu 1,7 Meter reichenden Mächtigkeit (CLASSEN 1981a: 54; vgl. Kapitel 6: 170, diese Arbeit).

Schließlich spricht auch die Ausrichtung der Steine für ihre Herkunft aus einer Wandfällung. Die Richtung der Längsachsen der Steine ist der Richtung der im gleichen Bereich gemessenen „Längsklüftung“ auffallend ähnlich. Leichte Abweichungen lassen sich durch schräg abstürzende Blöcke erklären, die mit einem Ende zuerst aufschlugen und dabei geringfügig aus ihrer ursprünglichen Richtung gedreht wurden.

Aufgrund der angeführten Beobachtungen kann die Lage der Langen Steine sehr gut mit einer nach Westen gerichteten Wandfällung erklärt werden. Bei diesem Vorgang wurden die durch Schicht- und Kluffugen in der Wand vorgezeichneten Gesteinsquader in unterschiedlichem Ausmaß um ihre Längsachse gedreht und mehr oder weniger parallel hintereinander abgelagert. Die Steine wären somit zwar durch menschliche Einwirkung in ihre jetzige Position gekommen, aber nicht durch direkten Transport, der wegen des Gewichts der Steine auch kaum vorstellbar ist, sondern indirekt unter gezielter Nutzbarmachung der Schwerkraft.

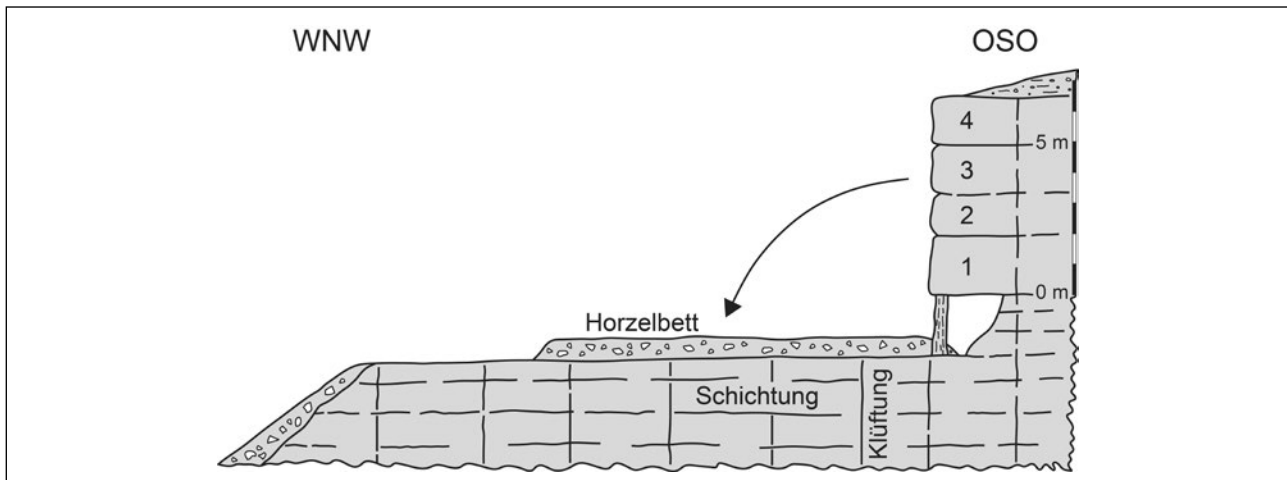


Abb. 7: Schematischer Schnitt durch den zur Fällung der Langen Steine vorbereiteten Steinbruch; Zeichnung: B. Fister.

## 5 Modellversuche zur Lage der Steine

### 5.1 Das Modell

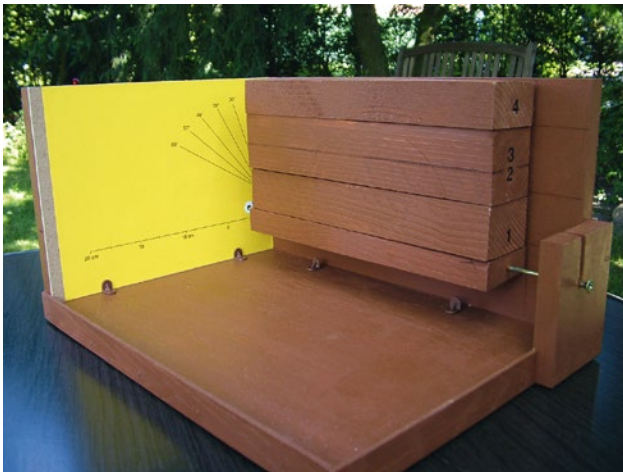
Zur weiteren Überprüfung der Theorie zur Entstehung der Langen Steine aus einer Wandfällung wurde ein an die natürlichen Verhältnisse angepasstes Steinbruchmodell im Maßstab 1 : 50 erstellt. Mit ihm lassen sich verschiedenartige Versuche

zur Wandfällung durchführen. Dabei können sowohl die Art der Fällung als auch die Schichtenfolge der zu fällenden Wand verändert werden.



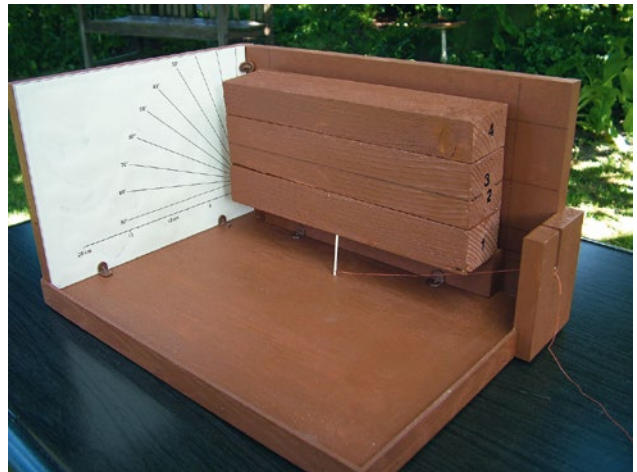
Das Grundmodell besteht aus einer hinteren Hauptwand und einer seitlichen Nebenwand. Die Wände bilden miteinander einen rechten Winkel. Die Klüftung im Bereich der Lagen Steine zeigt zwei nahezu rechtwinklig zueinander ausgerichtete Scharen. Im Modell verläuft eine weitständigere Schar senkrecht zur Hauptwand beziehungsweise parallel zur Nebenwand, eine engständigere senkrecht zur Nebenwand und damit parallel zur Hauptwand. Die Wände des Modells stellen somit auch Klüftflächen dar.

In einer ersten Versuchsanordnung kann eine Wand aus Modellquadern (Holz- oder Sandsteinquader) mit Hilfe einer drehbaren Grundplatte allmählich geneigt werden. An einer



**Abb. 8:** Modell im Maßstab 1 : 50 mit drehbarer Grundplatte und eingeschobener Neigungsskala (Die Holzquader 1 bis 4 entsprechen den Lagen Steinen).

einzuschiebenden Skala ist der Winkel abzulesen, bei dem die Wand instabil wird und fällt. Je nach Aufbau der Wand liegt er zwischen  $20^\circ$  und  $25^\circ$  (Abb. 8). In einer zweiten Versuchsanordnung beziehungsweise bei der Simulation der eigentlichen Wandfällung wird vor der hinteren Steinbruchwand des Modells eine Stützkante eingesetzt. Im realen Steinbruchbetrieb wurde dieser Bereich entweder nicht mehr vom Hohlmachen erfasst oder durch verbleibende Stützen gesichert. Im Modell werden im vorderen („ausgehöhlten“) Teil der Wand hölzerne Stützstäbe eingebracht (Abb. 9). Das Horzelbett kann durch eine Lage aus Sand oder feinem Splitt dargestellt werden. Das Fällen der Wand wird durch Wegziehen der Stützen ausgelöst.



**Abb. 9:** Modell zur Durchführung der eigentlichen Wandfällungen mit Stützstab (vorne) und Stützkante (hinten).

## 5.2 Beschreibung der Versuche

Die ersten Versuche zur Wandfällung erfolgten mit einem Horzelbett aus Sand, eine zweite Serie mit einem Horzelbett aus feinem Splitt (SPEETZEN 2014: 7). Zur genaueren Dokumentation wurden verschiedene Versuche mit einer Videokamera aufgenommen und die Fällungsvorgänge in Einzelbildern dargestellt (Abb. 10).

Nach dem Aufschlag auf den Boden nehmen die Blöcke verschiedene Lagen ein, die je nach Position der Steine in der ursprünglichen Wand von einer einfachen Kippung bis zu einem vollständigen Überschlag reichen. So trifft der Block 4 zunächst mit der linken oberen Kante auf das Horzelbett, dreht sich infolge seiner hohen kinetischen Energie weiter und bleibt schließlich „überkopf“ liegen (Abb. 10 d–f). Der erste Aufschlag des Blocks 4 zeichnete sich sowohl im Sand- als auch im Splitt-Horzelbett in Form einer Rille ab.

Alle Versuche zeigten nahezu identische Ergebnisse, egal ob sie mit Holz- oder Steinquadern, mit einem Horzelbett aus

Sand oder Splitt, mit Kippung der Wand durch die drehbare Grundplatte oder durch die eigentliche Wandfällung mit dem Wegziehen von Stützen durchgeführt wurden. Die zunächst in der Wand übereinander angeordneten Quader 1 bis 4 liegen nach der Fällung in paralleler Ausrichtung nebeneinander. Dabei ist die ursprünglich horizontale Oberfläche der Blöcke in immer stärkerem Grad um die Drehachse rotiert: bei Block 1 in eine mittlere bis starke Neigung, bei Block 2/3 in eine mehr oder weniger senkrechte Lage mit steiler, manchmal bereits leicht überkippter Stellung und bei Block 4 nach einer Drehung von über  $180^\circ$  in eine schwach bis leicht geneigte Position. Er weist damit eine inverse Lagerung auf (Abb. 11).

Es zeigte sich, dass der Stein 4 bei allen Versuchen, sowohl bei dem allmählichen Kippen der Wand mithilfe der drehbaren Grundplatte als auch bei der simulierten Wandfällung, immer eine inverse Lagerung einnahm. Dieses zunächst verblüffende und unerwartete Ergebnis war der Anlass zu einer erneuten

Begutachtung des natürlichen Blocks 4 und der genaueren Untersuchung seiner Sedimentations- beziehungsweise Schrägschichtungsstrukturen. Sie lieferte tatsächlich eindeutige Beweise für die zuerst nicht erkannte inverse Lagerung dieses Steins. Auch die sehr unregelmäßige Ausbildung der weitgehend im Boden verborgenen unteren Begrenzungsfläche des Blocks (siehe Abb. 5), die eigentlich die Oberseite darstellt,

weist darauf hin. Diese Fläche wird von den Schichtköpfen verschiedener Schrägschichtungseinheiten gebildet, die in der ursprünglichen normalen Lage des Steins durch Verwitterung und Abtragung stark „skulpturiert“ worden sind. Daraus leitet sich ab, dass der Stein 4 als oberster Teil der gefällten Wand ehemals auch direkt an der Erdoberfläche gelegen hat (Abb. 12).



a: Modellsteinwand vor der Fällung



d: Aufschlag der gefällten Wand



b: Wegziehen der Stützen



e: Weitere Rotation von Modellstein 4

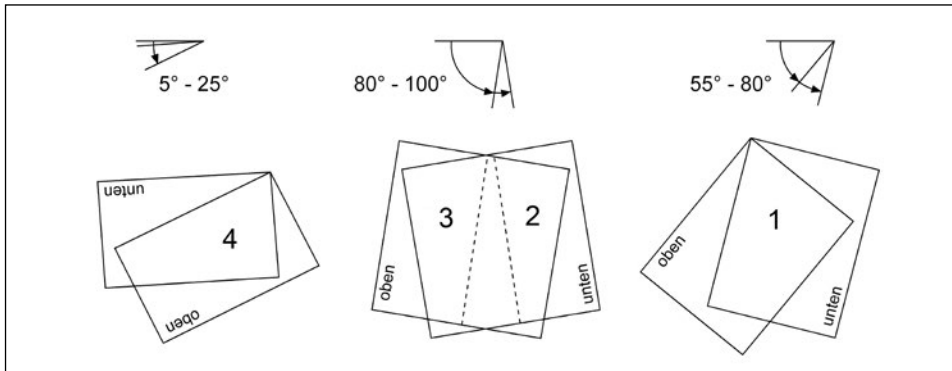


c: Kippende Wand bei einer Neigung von etwa 15°

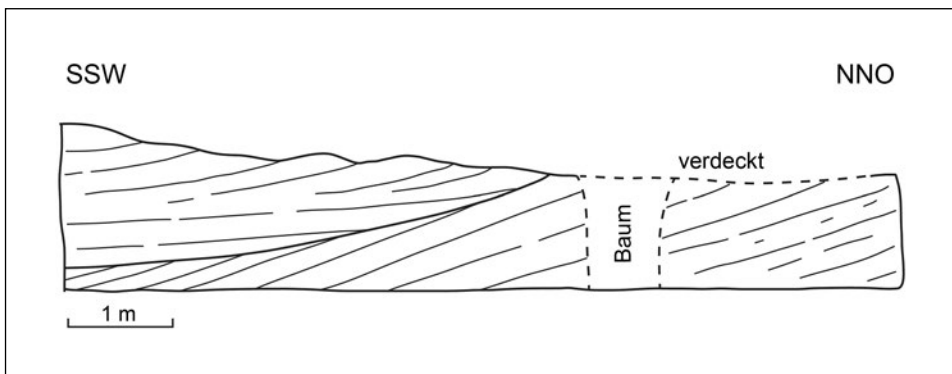


f: Endgültige Lage der gefällten Wand

**Abb. 10:** Ablauf einer Wandfällung im Modellversuch mit Sandsteinquadern und einem Horzelbett aus Sand (Einzelbilder aus einer Videoaufzeichnung von G. Möllering).



**Abb. 11:** Lage der Modellsteine 1 bis 4 im Querprofil mit Neigungsbereichen ihrer Ober- oder Unterflächen nach mehreren Wandfällungsversuchen; Zeichnung: B. Fister.



**Abb. 12:** Schematische Darstellung des Steins 4 in seiner ursprünglichen Lage als Deckstein der ehemaligen Wand (vgl. Abb. 5).

### 5.3 Modell und Wirklichkeit

Vergleicht man die natürliche Lage der Langen Steine mit der Lage der Modellsteine nach den Fällungsversuchen (Abb. 4 u. 11), so zeigen sich deutliche Übereinstimmungen. Diese weitgehende Kongruenz zwischen Wirklichkeit und Modell ist ein beweiskräftiges Argument für die Ableitung der Langen Steine aus einer Wandfällung. Aufgrund der Modellversuche lässt sich die heutige Lage der Langen Steine sehr gut erklären. Die Steine wurden durch eine nach Westen gerichtete Wandfällung in ihre jetzige Position gebracht und dabei schräg gestellt (Stein 1), auf die Seite gelegt (Stein 2/3) oder sogar auf den Kopf gedreht (Stein 4).

Abweichend von den Versuchen im Modell kann es bei Wandfällungen im realen Steinbruchbetrieb schon mal zu einem ungleichmäßigen Kippen kommen. Die Gründe können in Verklemmungen an den seitlichen Begrenzungen der gefällten Wände oder in geringfügigen zeitlichen Unterschieden beim Entfernen der vorderen Stützen liegen. Ein aus schrägem Abstürzen resultierendes erstes Auftreffen eines Blocks mit einem Ende kann eine Richtungsänderung gegenüber der

Lage der anderen Blöcke bewirken. Das mag der Grund für die etwas abweichende Ausrichtung des Blocks 2/3 der Langen Steine sein. Er schlug vermutlich mit seinem nördlichen Ende zuerst auf, wobei das südliche Ende durch den Schwung noch etwas weiter nach Westen geschleudert wurde. Die Abstände vom nördlichen Ende des Blocks 2/3 zu den Steinen 1 und 4 betragen 2,3 Meter beziehungsweise 7,1 Meter und stehen damit ungefähr im Verhältnis 1 : 3. Dieser Wert findet eine Entsprechung in den Modellversuchen, bei denen die Abstände des Quaders 2/3 zum Quader 4 etwa zwei- bis fünfmal so groß wie die zum Quader 1 waren.

Die ursprüngliche Wand bestand wohl mehr oder weniger nur aus vier dicken Sandsteinschichten, die von den Langen Steinen repräsentiert werden. Die Dicke der gefällten Schichtenfolge betrug demnach etwas über 6 Meter, unter Berücksichtigung eines circa 2 Meter hohen Aushöhlungsbereichs unterhalb der Sandsteinbänke erreichte die Wand eine Gesamthöhe von etwa 8 Meter.

## 6 Ehemaliger Abbau der Sandsteine

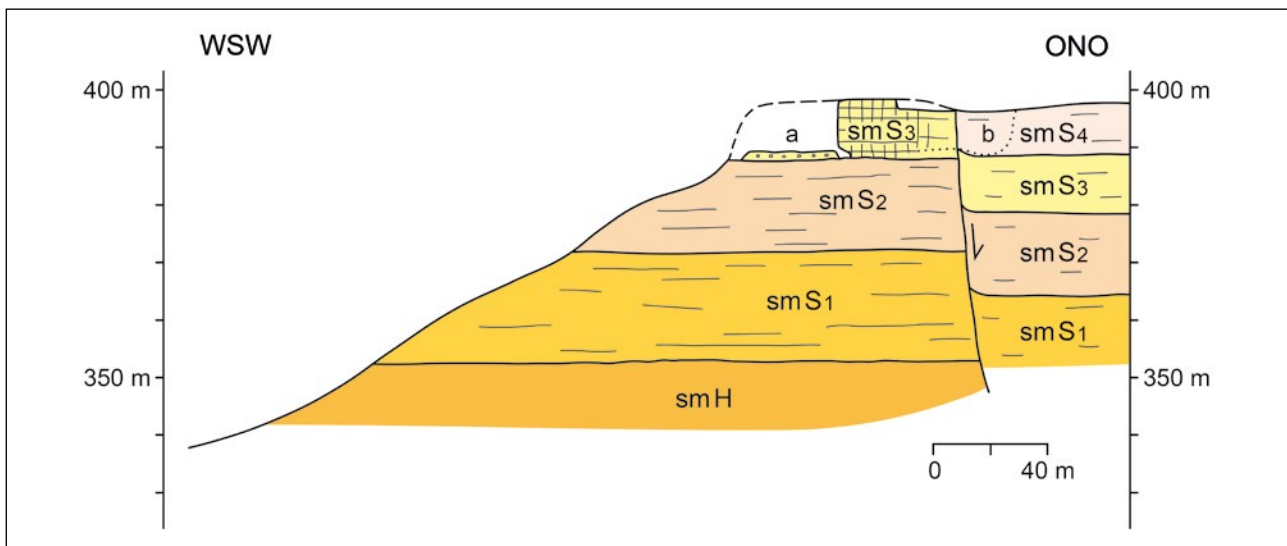
Die Langen Steine liegen heute isoliert auf einer mehr oder weniger ebenen Fläche, die nach Westen mit einer Kante endet und dem ehemaligen Abbauareal des historischen Steinbruchs entspricht. Alle übrigen Gesteinsschichten sind bis auf dieses Niveau abgetragen beziehungsweise abgebaut worden. Die unmittelbar nördlich anschließenden kleinen Schutt- und Abraumhalden haben mit dem historischen Steinbruchbetrieb nichts zu tun, sie sind dem jüngeren Steinbruch zuzurechnen.

Zur Zeit der Fällung der Wand, aus der die Langen Steine hervorgingen, muss das Gelände dort um etwa 8 Meter höher gewesen sein. Die bis 10 Meter mächtige Schichtenfolge des dickbankigen „Bausandsteins“ (smS3) dürfte zwischen der zunehmenden Störung und dem nach Westen zum Haunetal abfallenden Hang einen in NW–SO-Richtung verlaufenden Rücken von vielleicht 200 Meter Länge und etwa 50–60 Meter Breite gebildet haben. Dieser Rücken wies im Süden und Westen sicherlich einen steileren Abfall und vermutlich auch natürliche Klippen auf, während er nach Norden allmählich in den normalen Hang überging. Der Abbau der Gesteine ist zunächst wohl von den steileren Kanten ausgegangen und hat schließlich den gesamten bis zur Verwerfung im Osten reichenden Rücken des „Bausandsteins“ erfasst. Der Abbau dürfte einerseits vom Stock erfolgt sein, wobei von oben her Schicht für Schicht abgetragen wurde, an den steilen Außenseiten aber auch durch Wandfällungen. Die Situation zur Zeit der beschriebenen Wandfällung zeigt ein Schnitt durch den damaligen Sandsteinabbau (Abb. 13).

Es ist bemerkenswert, dass die Wandfällung nur geringe Dimensionen aufweist. Es drängt sich deshalb der Gedanke auf, dass dort ein ganz besonderer Zweck verfolgt wurde, nämlich die Gewinnung von Rohsteinen zur Herstellung von monolithischen Säulen. Aus dem Lagebild der Steine lässt sich ableiten, dass die ehemalige Wandfällung eine Gesamtlänge von etwa 20 Meter hatte. Dieser Wert ergibt sich aus der Distanz zwischen dem nördlichen Ende von Block 1 und dem südlichen Ende von Block 2 (Abb. 3).

Dem Zweck entsprechend hat man eine Stelle mit geeigneten Klüftungsverhältnissen ausgesucht. Die weitständige Querklüftung ließ dort eine Länge der Steine von gut 13 Meter zu. Auch bei einem Durchbrechen der gefällten Bänke fielen so immerhin noch Blöcke von mindestens 6,5 Meter Länge an. Die engständige Längsklüftung lieferte hingegen eine relativ dünne Wandscheibe von etwa 2,6 Meter Tiefe. Damit wurden einzelne Blöcke mit annähernd quadratischem Querschnitt erzeugt (Stein 1: 2,0 · 2,6 Meter; Stein 2/3: 2,5 · 2,6 Meter). Zudem wird bei einer Fällung von nur einer Wandscheibe eine mehr oder weniger parallele Lagerung der gestürzten Blöcke erreicht und eine ungeordnete Ablagerung beziehungsweise ein „Haufwerk“ vermieden.

Auch die Höhe der ehemaligen Wand, die mit maximal 8 Meter im Vergleich zu anderen Wandfällungen sehr niedrig ist, war dem besonderen Zweck angepasst. Bei dieser geringen Höhe wurde die Aufschlagsenergie der Blöcke, insbesondere des obersten Blocks, relativ gering gehalten und damit eine zu starke Erschütterung verhindert und ein kleinteiliges Zer-



**Abb. 13:** Schematischer Schnitt durch den ehemaligen Sandsteinabbau an den Langen Steinen mit ursprünglicher Geländeoberfläche (zweifach überhöht), a: Situation während des Betriebs des älteren Steinbruchs mit Wandfällung (links) und Abbau vom Stock (rechts), b: Heutige Geländeoberfläche mit jüngeren Steinbruch (gestrichelt). Zur Kennzeichnung der Untereinheiten der Solling-Formation (smS) werden die Bezeichnungen smS1 bis smS4 verwendet, das Kürzel smH bezeichnet die Hardegsen-Formation; Zeichnung: B. Fister.



brechen der Steine vermieden. Insgesamt lässt sich der Schluss ziehen, dass in dem historischen Abbaug Gebiet an den Langen Steinen erfahrene und gut ausgebildete Steinbrecher am Werk waren.

Die Fällung erbrachte sowohl brauchbares Material, das vermutlich gleich verarbeitet wurde, als auch weniger geeignetes Material, das zunächst ungenutzt blieb. Dass unmittelbar nach Fällung der Wand schon etliche Teilstücke der insgesamt etwa 20 Meter langen Strecke verarbeitet worden sein müssen, geht aus der besonderen Situation der Langen Steine hervor.

In einem Schurf am Süden de des zur Hälfte im Boden steckenden Steins 1 wurde „bis in eine Tiefe von 170 cm eine ungestörte Schicht aus vorwiegend rotbraunem, tonigem Lehm“ angetroffen, „der zunächst schwach, nach unten zunehmend stärker durchsetzt ist mit Sandsteinbrocken unterschiedlicher Größe“ (CLASSEN 1981a: 54). Es wird noch besonders hervorgehoben, dass diese Stücke nie scharfkantig, sondern rundlich-bröckelig ausgebildet sind. Diese überwiegend feinkörnigen Sedimente bedecken das gesamte Areal der Langen Steine und umhüllen ihre unteren Bereiche.

Bezogen auf die ursprüngliche Länge der Wandfällung fehlt südlich des Steins 1 und nördlich der Steine 2 und 4 jeweils ein circa 8 Meter langes Teilstück. Dort sind keine Bodenvertiefungen zu erkennen, wie sie sonst an den relativ jungen Entnahmestellen von Teilstücken am Nordende des Steins 3 und am Süden de des Steins 4 auftreten. Die ersten Entnahmen wurden also unmittelbar nach der Wandfällung und vor der Ablagerung der jungen Sedimente vorgenommen, während die späteren Entnahmen erst zu einer Zeit erfolgt sein können, als die Oberfläche in der Umgebung der Steine schon deutlich aufgehöhht war. Diese Entnahmen sind vermutlich nach 1830 beziehungsweise um 1900 erfolgt (SIPPEL 2010: 166 u. 167) und haben deshalb deutliche Vertiefungen hinterlassen. Spätere Versuche von Abspaltungen sind in Form von Keilrillen und Keiltaschen an den südlichen Enden der Steine 1 und 4 dokumentiert (Abb. 3 b).

Stellt man eine Bilanz der gefällten Massen auf, so kommt man bei einer Breite der Wandfällung von 20 Meter und vier gefällten Sandstein-Bänken auf 80 lfd. Meter Gesteinsblöcke. Heute sind davon noch 41 Meter vorhanden, in jüngerer Zeit wurden 11,5 Meter abgebaut. Demnach sind direkt nach der Fällung etwa 27,5 lfd. Meter Gesteinsblöcke beziehungsweise etwa ein Drittel des gefällten Gesteinsmaterials verarbeitet worden. Das übrige Material beziehungsweise vier große Steine blieben zunächst liegen. Aus unbekannt en Gründen wurden sie auch später nicht mehr verarbeitet und sind, abgesehen von den kleineren Teilen der jüngeren Entnahmen, als Lange Steine auf uns überkommen. Der Abbau des Stocks, von dem die Fällung erfolgte, beziehungsweise der in der östlichen Umgebung der Langen Steine ehemals noch vorhandenen Schichten des Sandsteins ging allerdings weiter, bis nur noch ein Plateau mit den restlichen großen Steinen zurückblieb.

Dieses Areal wurde nach Beendigung des Abbaubetriebs durch die bei Starkregen vom Hang des Stoppelsbergs abgeschlammten Bodenpartikel und die vom Wind aus den benachbarten Ackerfluren ausgeblasenen feinkörnigen Anteile allmählich aufgehöhht. Rechnet man mit einer nicht unwahrscheinlichen Sedimentationsrate von 1 bis 2 Millimeter pro Jahr beziehungsweise mit einer entsprechenden Bodenaufhöhung im Bereich des ehemaligen Abbaufeldes, so ergibt sich für die Bildung der jungen bis 1,70 Meter dicken Sedimentauflage im Umfeld der Langen Steine eine Zeitdauer von deutlich über 1000 Jahren. Bei einer Sedimentationsrate von 3 Millimeter pro Jahr wären es immerhin noch fast 600 Jahre. Dass die Aufhöhung nur relativ langsam vor sich ging, zeigen die jüngeren Entnahmestellen an den Steinen 3 und 4, deren Vertiefungen nach etwa 100 beziehungsweise knapp 200 Jahren noch deutlich zu erkennen sind. Im Lauf der Zeit wurde die Abbaufäche wieder von der Natur beziehungsweise von einem geschlossenen Wald eingenommen, so dass der Eindruck der ehemaligen Steinbruchtätigkeit allmählich verloren ging.

## 7 Entstehungszeit der Langen Steine

Im Zusammenhang mit der Frage nach der Entstehung der Langen Steine stellt sich natürlich auch die Frage nach der zeitlichen Einordnung dieses Ereignisses. Dazu gibt es einige Hinweise, die ein sehr hohes Alter der Langen Steine wahrscheinlich machen.

Aus dem Jahr 1773, also vermutlich schon einige Jahrzehnte nach dem Ende des Steinbruchbetriebs, gibt es im Lager-, Stück- und Steuerbuch der Gemeinde Unterstoppel eine Beschreibung großer Steine, die aufgrund der Größenangaben eindeutig als die Langen Steine zu identifizieren sind (CLASSEN 1981a: 53 u. 54).

Der früheste Hinweis auf mehrere große Steine in einem Steinbruch am Stoppelsberg stammt aus einer im Jahr 1641

von Landgraf Hermann von Hessen-Rotenburg verfassten Landesbeschreibung. Aus ihr geht ebenfalls hervor, dass in diesem Steinbruch auch 16 monolithische Säulen für die Langhausarkaden der ab 1038 errichteten Hersfelder Stiftskirche hergestellt wurden (SIPPEL 2010: 165, SIPPEL in SIPPEL & SPEETZEN 2014: 167).

Aus dem vorletzten Jahrzehnt des 15. Jahrhunderts liegen urkundliche Hinweise auf eine Steinmetzhütte am Stoppelsberg in Form von Baurechnungen im Zusammenhang mit der Neuerrichtung der Burg Hauneck (1483–1489) vor. Es hat also zu dieser Zeit schon ein Steinbruch bestanden, der unter anderem Baumaterial für die Burg lieferte (CLASSEN 1981a: 53, SIPPEL 2010: 165). Aus diesem Steinbruch dürften auch Steine

für die bereits gut 100 Jahre früher errichtete erste Burg Haun-  
eck entnommen worden sein. Der Beginn des Abbaus und der  
Verarbeitung von Sandsteinen am Westhang des Stoppelsbergs  
setzte aber vermutlich schon sehr viel früher ein. Dafür spricht  
der Fund eines zerbrochenen Mühlsteinrohlings, dessen Ent-  
stehung aufgrund seiner Form (mit Vorbehalt) in das erste  
Viertel des 13. Jahrhunderts datiert wird (SIPPEL 2010: 167).

Ein anderer Weg zur zeitlichen Eingrenzung des histori-  
schen Abbaus am Stoppelsberg und zur Datierung der Langen  
Steine führt über die Ermittlung von gut datierten Bauwerken,  
bei denen große Sandstein-Werkstücke verwendet wurden.  
Bei reinem Landtransport liegen bis zur Mitte des 19. Jahr-  
hunderts beziehungsweise bis zum Aufkommen der Eisenbahn  
die meisten Verwendungsstellen in einem Umkreis von 15 bis  
20 Kilometer um die Gewinnungsstellen. Diese Distanz ent-  
spricht der Reichweite einer Tagesstour. Im Umfeld der Langen  
Steine befindet sich im Norden die etwa 14 Kilometer entfernte,  
heute nur noch als Ruine bestehende Hersfelder Stiftskirche.  
Etwa 15 Kilometer im Südosten liegt der Ort Rasdorf mit der  
Pfarrkirche St. Johannes der Täufer, bei der es sich ebenfalls um  
eine ehemalige Stiftskirche handelt. In beiden Kirchen wurden  
monolithische Sandsteinsäulen verbaut (SPEETZEN 2015).

Die etwa 5 Meter langen Säulenschäfte der Langhausarkaden  
der Hersfelder Stiftskirche sind nicht mehr erhalten. Sie wurden  
1761 beim Brand der Kirche durch die Hitzeeinwirkung ge-  
sprengt, so dass die Arkadenwände einstürzten (LUDWIG 2002:  
20). Aufgrund des Berichts von 1641 über die Herkunft der  
Säulen und eines makroskopischen Vergleichs der Langen Stei-  
ne mit anderen Sandstein-Werkstücken in der Stiftsruine lässt  
sich aber der Schluss ziehen, „dass der Steinbruch an den Lan-  
gen Steinen in der Tat der Lieferant der Großwerksteine des  
salierzeitlichen Kirchenbaus in Hersfeld war“ (SIPPEL in SIPPEL  
& SPEETZEN 2014: 168). Es ist deshalb anzunehmen, dass die  
Fällung der Langen Steine im 11. Jahrhundert erfolgte. Diese  
Vermutung findet eine gewisse Bestätigung in der Tatsache,  
dass für die Bildung der bis 1,7 Meter mächtigen Sediment-  
decke auf der Lagerfläche der Langen Steine überschlägig ein  
Zeitraum von etwa 1000 Jahren angesetzt werden kann.

Vermutlich ist das Abbaufeld an den Langen Steinen aber  
noch deutlich älter und hat wahrscheinlich schon bei der von  
831 bis 850 errichteten, der heutigen Stiftskirche vorhergehen-  
den Klosterkirche und vielleicht sogar bereits beim Bau der  
ersten großen Hersfelder Kirche zwischen 769 und 782 das  
Baumaterial geliefert (SIPPEL in SIPPEL & SPEETZEN 2014: 169).  
Einen Hinweis auf einen Abbau im 9. Jahrhundert liefert die  
ehemalige Stiftskirche in Rasdorf. Die ab 838 errichtete erste  
Kirche stürzte im Jahr 1274 ein. In der nach dem Einsturz neu  
erbauten Kirche gibt es acht monolithische Sandsteinsäulen,  
die sehr wahrscheinlich schon in dem ursprünglichen karolin-  
gischen Bau vorhanden waren. Sie weisen Längen bis zu 2,6  
Meter und Durchmesser von etwa 0,5 Meter auf und besteh-  
en aus einem hellen grauweißen mittelkörnigen Sandstein  
mit schwacher Glimmerführung und braunen Eisenhydroxid-



**Abb. 14:** Westliche Säule aus der südlichen Langhausarkade der  
Pfarrkirche von Rasdorf (Die rötliche Färbung wird von Resten einer  
ehemaligen Bemalung erzeugt. In der Abplatzung ist die eigentliche grau-  
weiße Farbe des Sandsteins zu erkennen).

flecken (Abb. 14). Auf der Oberfläche einiger Säulen sind feine  
oder auch etwas größere Löcher vorhanden. In ihrer Ausbil-  
dung gleichen diese Werkstücke den Langen Steinen beziehungs-  
weise dem „Bausandstein“ (smS3) und könnten deshalb  
ebenfalls aus dem Abbaufeld südwestlich des Stoppelsbergs  
stammen.

Aufgrund des hohen Alters der Langen Steine erhebt sich  
natürlich die Frage, warum sie bis heute erhalten blieben. Ver-  
mutlich ist die Wandfällung, aus der die Langen Steine hervor-  
gingen, eine der letzten oder vielleicht sogar die letzte Fällung  
in dem Abbaufeld gewesen. Nach Bearbeitung und Entnahme  
einer Teilstücke blieb der größere Teil liegen. Das könnte mit  
der Erfüllung des Auftrags zur Herstellung von monolithischen  
Säulen zu tun haben, hängt vermutlich aber auch mit Qualitäts-  
mängeln der Steine zusammen, die erst nach der Fällung offen-  
kundig wurden. So sind besonders die Steine 2 und 4 wegen  
der deutlich ausgebildeten Schrägschichtung für monolithische  
Säulen ungeeignet, in abgeschwächter Form trifft das auch für  
die Steine 1 und 3 zu. Die Schrägschichtungsflächen hätten bei  
der senkrechten Stellung der Steine wie vorgezeichnete Scher-  
flächen gewirkt und zur Zerstörung der Säulen geführt, zumin-  
dest aber ihre Belastbarkeit stark herabgesetzt.

Jedenfalls blieben drei beziehungsweise vier Steine zunächst  
liegen, während in ihrer Umgebung der Abbau vom Stock für  
kleinere Werksteine und Bausteine weiter fortschritt. Nach ei-  
ner sich noch über viele Jahrhunderte, insgesamt vermutlich  
sogar über nahezu tausend Jahre erstreckenden Abbautätigkeit  
kündigte sich schließlich wegen der allmählichen Erschöp-  
fung des Gesteinsmaterials das Ende des Steinbruchbetriebs an  
den Langen Steinen an. Noch vor dem endgültigen Aus ließ  
Landgraf Friedrich I. von Hessen-Kassel, der zugleich König  
von Schweden war, auf dem Stein 2 ein Medaillon als Eigen-

tumskennzeichnung einmeißeln. Es zeigt einen stehenden hessischen Löwen, der die Buchstaben F und R (für Fridericus Rex) in seinen Pranken hält. Darüber befindet sich eine Krone und darunter wurde die Jahreszahl 1738 eingeschlagen (CLASSEN 1981b: 63). Das Medaillon hat im Zusammenwirken

mit der vom Landgrafen erlassenen „Gebenordnung“ (SABO 2012: 320 u. 321, SPEETZEN 2013: 43) eine schützende Wirkung entfaltet, denn die Steine wurden auch weiterhin vom Abbau ausgenommen und sind nahezu in ihrer damaligen Gestalt bis heute erhalten geblieben.

## 8 Schluss

Das Areal der Langen Steine ist Teil eines größeren historischen Abbaufeldes, in dem vermutlich vom frühen Mittelalter bis in die frühe Neuzeit Sandsteine zu Bauzwecken gewonnen wurden. Heute sind kaum noch Spuren dieser Abbautätigkeit zu erkennen und auch in der Situation der in einem Buchenwald lagernden Langen Steine erinnert nichts mehr an die ehemals bedeutende Gewinnungsstelle für Naturbausteine (Abb. 15). Der in unmittelbarer Nähe gelegene kleine Steinbruch ist viel jüngeren Datums und zeigt auch eine andere Schichtenfolge, er steht deshalb mit dem alten Abbau in keinem Zusammenhang.

Die Langen Steine als Relikte der historischen Steinbruchtätigkeit stellen ein beeindruckendes Natur- und Kulturdenkmal dar. Ihre Form erhielten sie durch eine natürliche Vorzeichnung, in ihre besondere Lage wurden sie durch Menschenhand gebracht. Als Beispiel für ein sonst wohl kaum überliefertes Produkt einer Wandfällung in den Bausandsteingebieten Hessens sind sie zugleich auch ein technisches Denkmal für eine ehemals weit verbreitete, heute aber nicht mehr angewende-

te Steinbruchtechnik. Neben der Größe der Langen Steine ist auch ihr vermutlich hohes Alter beeindruckend. Sie stehen sehr wahrscheinlich mit der ab 1038 erbauten Hersfelder Stiftskirche, insbesondere mit deren um 1100 errichteten Langhaus in Beziehung und dürften deshalb schon seit etwa 900 Jahren am Südwestfuß des Stoppelsbergs liegen.

Das würde bedeuten, dass nicht nur die mittelalterliche Baukunst und die Steinbearbeitung ein hohes handwerkliches Niveau aufwies, sondern dass auch der Abbau von Naturbausteinen zu jener Zeit schon einen bemerkenswerten technischen Standard erreicht hatte. An den Langen Steinen waren geübte und versierte Steinbrecher am Werk, die bei der Erzeugung von Säulenmaterial sehr zielgerichtet vorgegangen sind. Vielleicht handelte es sich dabei um eingewanderte Fachleute. Es ist allerdings nicht unwahrscheinlich, dass sich über die sehr lange Betriebszeit dieses Abbaufeldes eine bodenständige Belegschaft herausbildete, die ihre Erfahrungen immer an die folgende Generation weitergab und damit eine über viele Jahrhunderte anhaltende Kontinuität schuf.

Der Name „Lange Steine“ für das Natur- und Kulturdenkmal am Stoppelsberg ist nicht geschützt. Nur etwa 45 Kilometer weiter südlich beziehungsweise 4 Kilometer nordöstlich von Bad Brückenau in der bayerischen Rhön gibt es ebenfalls Gesteinsblöcke mit der Bezeichnung Lange Steine. Auch dort handelt es sich um dickbankige Sandsteine aus dem obersten Abschnitt des Mittleren Buntsandsteins. Sie wurden allerdings nicht von Menschenhand in ihre Lage gebracht, sondern haben sich an einem Abriss aus einem steileren Hang beziehungsweise aus einer Schichtstufe gelöst und sind als größere Scholle hangabwärts geglitten. Die vier oder fünf großen Blöcke, die ähnliche Dimensionen wie die Langen Steine von Unterstoppel aufweisen, sind also durch einen natürlichen Vorgang in ihre Lage gekommen. Sie stellen allerdings nur noch einen geringen Rest der abgerutschten Gesteinsmasse dar, die meisten der ehemals viel zahlreicheren Blöcke sind schon in vergangenen Jahrhunderten der Bausteingewinnung zum Opfer gefallen.



**Abb. 15:** Das Natur- und Kulturdenkmal der Langen Steine im Buchenwald östlich von Haunetal-Unterstoppel (Blickrichtung nach WNW über die Steine 1 bis 4).

## 9 Schriftenverzeichnis

- CLASSEN, T. (1981a): Die „Langen Steine“ bei Unterstoppel. – Mein Heimatland, **29** (14): 53–56, 4 Abb.; Bad Hersfeld.
- CLASSEN, T. (1981b): Zeugnis alter Steinmetzkunst. – Mein Heimatland, **29** (17): 61–64, 6 Abb.; Bad Hersfeld.
- FLICK, H. & SCHRAFT, A. (2013): Die Hessische Rhön – Geotope im Land der offenen Fernen. – 312 S., zahlr. Abb., 1 Anl., 2 Beil.; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Umwelt Geol.).
- KAESLITZ, M. (2009): Nördliche Rhön – Steile Wände und offene Fernen. – 128 S., zahlr. Abb. u. Tab.; Wiebelsheim (Ed. Goldschneck, Quelle & Meyer).
- KOENEN, A. v. (1886): Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, Blatt Eiterfeld. – Berlin (Kgl. Preuss. Geol. L.-Anst.).
- KOENEN, A. v. (1888): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, Blatt Eiterfeld. – 17 S.; Berlin (Kgl. Preuss. Geol. L.-Anst.).
- LUDWIG, T. (2002): Stiftsruine Bad Hersfeld – Geschichte und Architektur. – Edition Verw. Staatl. Schlösser u. Gärten Hessen, **13**: 52 S., zahlr. Abb., 1 Kt.; Regensburg (Schnell & Steiner).
- Marktgemeinde Haunetal (o. J.): Naturdenkmal Lange Steine. – Faltbl.: 2 S., zahlr. Abb.; Haunetal.
- MOTZKA, R. & LAEMMLEN, M. (1966): Geologische Karte von Hessen 1 : 25 000, Blatt 5224 Eiterfeld. – 2. Aufl.; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.).
- MOTZKA, R. & LAEMMLEN, M. (1967): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 5224 Eiterfeld. – 2. Aufl.; 213 S., 20 Abb., 7 Tab., 5 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.).
- SABO, V. (2012): Im Herzen der Buchonia – Auf den Spuren unserer Geschichte im Buchenland. – 518 S., zahlr. Abb., Haunetal (Bürgerinitiative Burgruine Haunack).
- SIPPEL, K. (2010): Neues von dem mittelalterlichen Steinbruch bei den Langen Steinen am Stoppelsberg – Ein Mühlsteinrohling bei Haunetal-Unterstoppel, Landkreis Hersfeld-Rotenburg. – Hessen-Archäologie **2009**: 164–168, 6 Abb.; Wiesbaden.
- SIPPEL, K. & SPEETZEN, E. (2014): Noch einmal Neues zu den Langen Steinen am Stoppelsberg – Weitere Erkenntnisse zum mittelalterlichen Steinbruch bei Haunetal-Unterstoppel, Lkr. Hersfeld-Rotenburg. – Hessen-Archäologie **2013**: 167–171, 7 Abb.; Wiesbaden.
- SPEETZEN, E. (2013): Die Langen Steine bei Unterstoppel – Relikte eines historischen Steinabbaus. – Mein Heimatland, **52** (11): 41–44, 6 Abb., 1 Tab.; Bad Hersfeld.
- SPEETZEN, E. (2014): Die Langen Steine bei Unterstoppel – Geländeuntersuchungen und Modellversuche zur Lösung des Rätsels ihrer Entstehung. – Mein Heimatland, **53** (2): 5–8, 10 Abb.; Bad Hersfeld.
- VÖGLER, A. & BABIST, J. (2010): Die Spuren der Bau- und Werksteingewinnung im Odenwald – erste Ergebnisse zu Datierungsfragen von Abbauspuren im Gelände. – Geo-Naturpark Bergstraße-Odenwald e. V.

Manuskript eingegangen am 12.5.2014, angenommen am 14.7.2014.





MARC SZPUNER, FELIX KREDEL & PETER PRINZ-GRIMM<sup>1</sup>

# Die nördliche Fortsetzung des Vilbeler Horstes (Blatt 5718 Ilbenstadt / Rodheim)

## Kurzfassung

Mit der Zusammenführung von Ergebnissen zweier Bachelor-Arbeiten an der Goethe-Universität Frankfurt (SZPUNER 2015, KREDEL 2015) wird die Vorstellung über den tektonischen Bau der südlichen Wetterau verbessert. Datengrundlage liefern die Bohrproben von flachen Erdwärmebohrungen aus der Bohrprobensammlung des Hessischen Landesamtes für Naturschutz, Umwelt und Geologie (HLNUG) und deren lithostratigraphisch interpretierten Schichtenverzeichnisse. Mit großer Genauigkeit wird mit zwei geologischen Profilschnitten die Teufenlage einzelner Schollen festgelegt. Sichtbar werden somit Prozesse wie die syntektonische Sedimentation der tertiären Hülle sowie die Ausbildung der präbasaltischen Landfläche im Tertiär. Unterschiede zur Interpretation von WENZ (1936) bestehen vor allem in der Tiefenlage des prätertiären,

in diesem Raum Rotliegend-zeitlichen Untergrundes. Die vorgestellten Profilschnitte dokumentieren eine Schar von Staffelbrüchen, wie sie in der Verlängerung der Ostrandstörung des Oberrheingrabens zu erwarten sind: im Westen die Petterweil-Erlenbacher Staffelbrüche, im Osten der Budesheimer Horst. Der Begriff „Nidda-Graben“ ist für diesen Streifen irreführend, denn die Nidda hat sich – bedingt durch Reliefumkehr – über einer Hochscholle ihren Lauf gesucht. Dieser Horst bildet die direkte Fortsetzung des Vilbeler Rotliegend-Horstes nach NNE. Auf der östlich anschließenden Tiefscholle von Karben sind durch den umgekehrten Effekt die jüngeren Tertiärsedimente in tektonisch geschützter Position erhalten geblieben und bilden die nordöstlichsten Ausstriche des „Kalktertiärs“ im Rhein-Main-Gebiet.

## Abstract

The model of the tectonic setting of southern Wetterau (Hesse) could be improved with two bachelor theses, written at Goethe University in Frankfurt (SZPUNER 2015, KREDEL 2015). The Databases used in these theses are from samples of boreholes that have been drilled for shallow geothermal purposes. The samples were collected by the Hessian Geological Survey (HLNUG). The lithostratigraphic interpretation was partly done by HLNUG as well. Two cross-sections through the studied area show the exact depths of several blocks.

Processes of syntectonic sedimentation of the Tertiary became obvious, as well as the paleotopography during the Miocene, prior to volcanic activity. There are differences compared to the interpretation of WENZ (1936), particularly in the level of pre-tertiary basement, which here is the Permian sandstone („Rotliegend“).

In the two geological sections shown here, several steps of normal faults can be seen, as expected in the northern prolongation of the eastern main fault of the Upper Rhine Graben: to the west, the „Petterweil-Erlenbacher Steps“, to the east the „Budesheim-Horst“. The previously introduced name „Nidda-Graben“ is not recommended for this area, because the Nidda river flows – caused by inverse relief – along the horst-structure. This horst is the prolongation of the „Vilbel-Rotliegend-Horst“ to the NNE.

To the east on the lower segment by Karben, Neogene sediments are preserved by the opposite process. There, the so called „Calcareous Tertiary“ of the Rhine-Main-Region form the northernmost occurrence of these formations.

## Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	176
2. Schichtenfolge	176
3. Interpretation	178
4. Schriftenverzeichnis	180

<sup>1</sup> M. Szpuner (BSc Geowissenschaften), F. Kredel (BSc Geowissenschaften), Prof. Dr. P. Prinz-Grimm, Institut für Geowissenschaften, FB 11 der Goethe-Universität, Altenhöferallee 1, 60438 Frankfurt am Main (e-mail: Prinz-Grimm@em.uni-frankfurt.de)

## 1 Einleitung

Profilschnitte sind eine klassische Möglichkeit zur Visualisierung von Strukturen und Strukturräumen im geologischen Untergrund. Sie entstehen durch Interpretation der Oberflächengeologie unter Einbeziehung von Bohrdaten. Die Geologie des Untersuchungsgebietes ist auf GK 25 Blatt 5718 Ilbenstadt/Rodheim (WENZ 1936) im Maßstab 1 : 25 000 dargestellt. Die Verbreitung der Kartiereinheiten/lithostratigraphischen Einheiten ist darin sorgfältig erfasst worden. Allerdings weicht die stratigraphische Einstufung des Miozäns und Pliozäns deutlich ab. Auch WENZ hat in seiner Karte einen W–E-Profilschnitt angelegt, dem bereits alte Bohrdaten zugrunde liegen. In den letzten 80 Jahren sind nun zahlreiche Informationen aus neuen Bohrungen hinzugekommen, deren Auswertung durch das HLNUG bzw. dessen Vorgängerbehörden bereits erfolgte, allerdings waren Grenzziehungen nicht immer eindeutig möglich.

Die Schnittlagen (Abb. 1) wurden nach zwei Gesichtspunkten gewählt: der Schollenbau der nördlichen Fortsetzung des Oberrheingrabens sollte erkennbar sein, also sind W–E-orientierte Schnitte günstig. Außerdem sollte die Bohrdatendichte besonders tieferreichender Bohrungen groß genug sein, um Aussagekraft und Genauigkeit der Schichtenverzeichnisse überprüfen zu können.

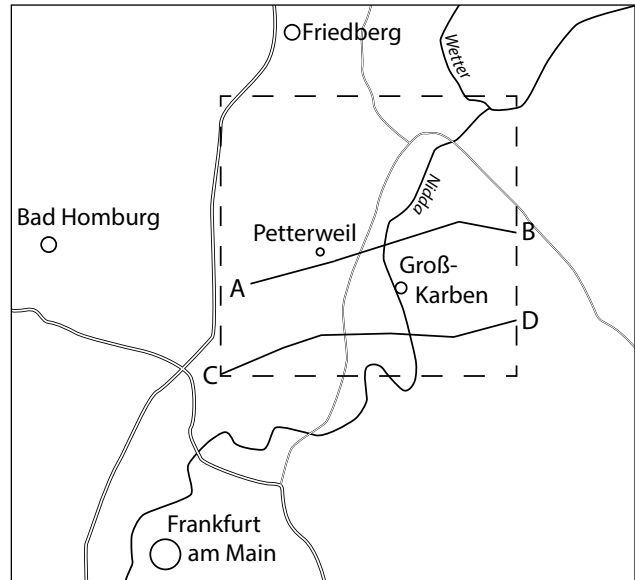


Abb. 1: Lage der Profilschnitte auf GK 25 Blatt 5718 Ilbenstadt/Rodheim.

## 2 Schichtenfolge

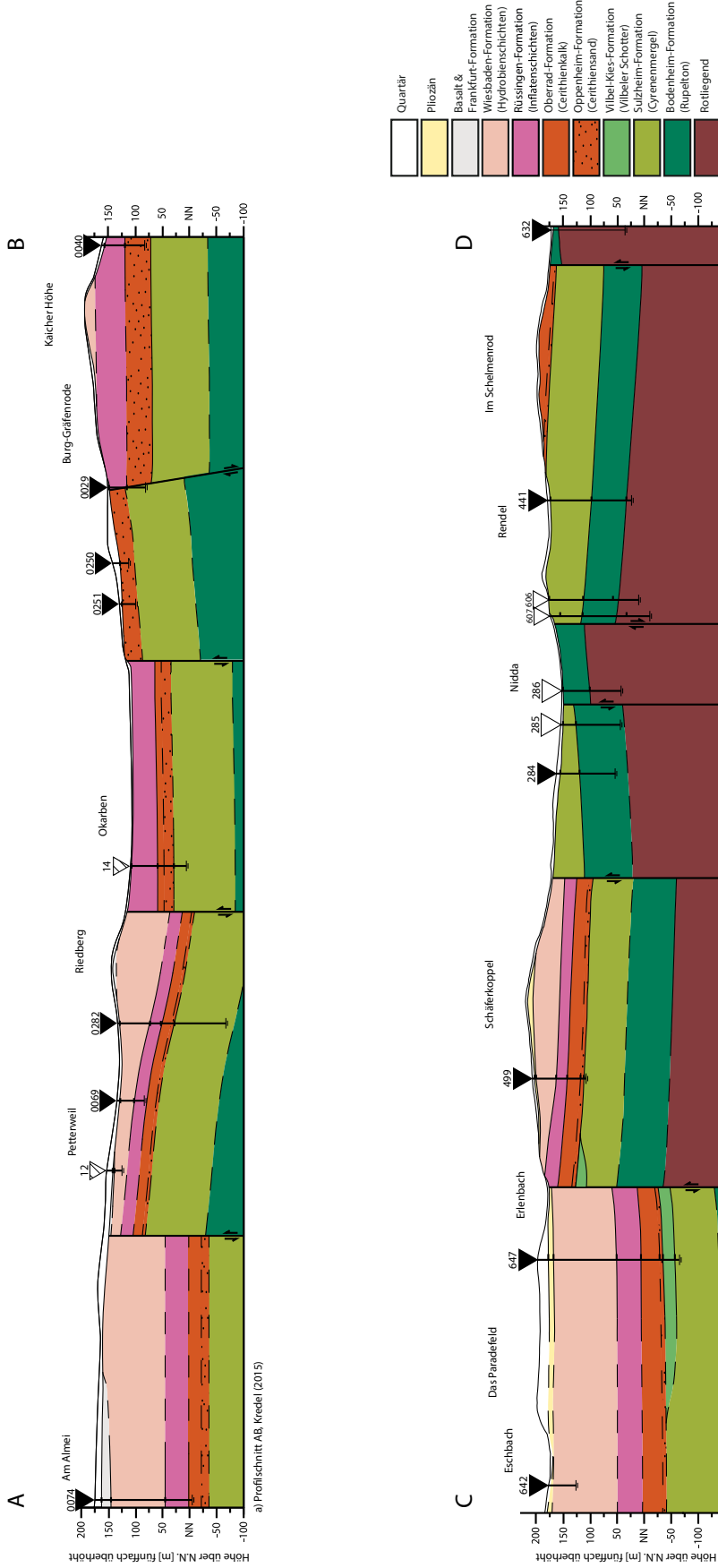
Die Parallelisierung der Formationen mit dem nördlichen Oberrheingraben ist bis heute unbefriedigend, da fazielle Wechsel, Mächtigkeitsunterschiede und die Fossilarmut mancher Schichten den Sedimenten der Wetterau eine besondere Prägung verleihen (NEUHAUS 2010). Manche Formationen mussten darum vereinfacht zusammengefasst werden. Andererseits gibt es auch eindeutige lithostratigraphische Grenzen, die als Grundlage für eine Interpretation dienen. Diese zweckgebundene lithostratigraphische Gliederung erklärt die unkonventionelle Legende der Profilschnitte (Abb. 2).

**Rotliegend:** Das Rotliegend wird nicht weiter untergliedert. Beim Extrapolieren der Rotliegend-Vorkommen der östlichen Wetterau in den Norden des Blattes Ilbenstadt ist zu erwarten, dass dort Unterrotliegend-Sedimente das Tertiär unterlagern, während im Süden die Grenze zum Oberrotliegend erreicht werden sollte. Bis auf die Bohrung 632 bei Schöneck-Büdesheim, in der Basalte („Melaphyr“ der Schöneck-Formation mit unterlagernder Düdelsheim-Formation) angetroffen wurden, wird in den Bohrungen keine diesbezügliche Unterscheidung vorgenommen. Dargestellt sind Ton-, Silt- und Sandsteine, seltener Fein- bis Mittelkies in charakteristischen grau-violetten bis rötlichen Farben. Das Rotliegend wird von den marinen Sedimenten der **Bodenheim-Formation** überlagert, allerdings ist diese Überlagerung nur im SE durch Boh-

rungen nachgewiesen. Die Bodenheim-Formation beginnt mit der Transgression von kiesigen und sandigen Lagen, geht dann in grünlich-graue, sandig-tonig-mergelige Sedimente über. Die stratigraphische Zuordnung wird durch den großen Reichtum an marinen Mikrofossilien bestätigt. Angaben über ihre Mächtigkeit erlauben die Bohrungen 441 mit 66 m und 286 mit 60 m. Die folgende **Cyrenenmergel-Gruppe** ist die älteste, zeitweise in Baugruben aufgeschlossene Gesteinseinheit im Untersuchungsgebiet (GEBHARDT & PRINZ-GRIMM 1999). Es sind feinsandig-schluffige, grünlich-graue Ton- und Mergelsteine mit seltenen Kieslagen und einzelnen Kalkbänken. Allein die Bohrung 441 erlaubt eine ungefähre Mächtigkeitsangabe mit 76 m. Hier fehlt allerdings das unmittelbar Überlagernde. Nach der Konstruktion müsste die ursprüngliche Mächtigkeit etwa 80 m betragen. Nur in den südwestlichen Bohrungen wird die **Vilbel-Kies-Formation** angetroffen. Entsprechend der allgemeinen Vorstellung zu ihrer Entstehung wurde die Darstellung in Form von flachen Rinnenfüllungen gewählt. Die Vilbel-Kies-Formation besteht aus Fein- bis Mittelsand mit teilweise dominierendem Anteil an gut gerundeten Quarzgeröllen, deren Durchmesser nur wenige Zentimeter beträgt. Diese Formation wurde in der Bohrung 447 angetroffen und erreicht dort eine Mächtigkeit von 22 m. Flächig verbreitet ist wiederum die **Oppenheim-Formation**, die sowohl aus ehemaligen

W

E



**Abb. 2:** W–E-Profilschnitte durch GK 25 Blatt 5718 Ilbenstadt/Rodheim. Die Positionen der verwendeten Bohrungen sind mit Nummern und Dreiecken gekennzeichnet. Schwarz: Position direkt auf der Profilinie, weiß: in geringer Entfernung zur Profilinie.



Sandgruben in Karben bekannt ist, als auch in den Bohrungen 499 und 647 angetroffen wurde. Es handelt sich um weißen bis hellgelben Feinsand und Silt mit grünlichen Tonlagen. In den östlichen Teilen sind auch hier Kieslagen zu finden. Generell nimmt die Mächtigkeit von Ost nach West von 6 bis max. 30 m zu (PRINZ-GRIMM 1999, GEBHARDT & THALHEIM 2004). Nach Nordosten nimmt die Mächtigkeit der Oppenheim-Formation auf Kosten der Oberrad-Formation zu. Die kalkige **Oberrad-Formation** tritt landschaftsbildend östlich von Groß- und Klein-Karben auf, im südlichen Profilschnitt wurde sie von der Bohrung 647 mit 34 m Mächtigkeit und von der Bohrung 499 mit 23 m Mächtigkeit vollständig durchteuft. Es handelt sich um eine Wechsellagerung von überwiegend hellem Kalkstein, untergeordnet Mergel, Ton und Sand. Ähnlich der unterlagernden Oppenheim-Formation nimmt deren Mächtigkeit von Ost nach West kontinuierlich zu, was auf eine syntektonische Sedimentation hindeutet. Noch auffälliger ist die Beobachtung der Mächtigkeitszunahme nach Westen in der **Rüssingen-Formation**, die zwischen Karben und Burg-Gräfenrode ansteht und die ebenfalls in den Bohrungen 647 (45 m) und 499 (21 m) vollständig angetroffen wurde. In der

Rüssingen-Formation tritt der Kalkgehalt deutlich zurück, Mergel und Tone dominieren. Die typischen Farben sind hellgelb bis grünlich-grau. Von der **Wiesbaden-Formation** können die sedimentpetrographisch sehr variablen jüngeren Deck-schichten nicht eindeutig abgetrennt werden. Sie sind deshalb als Wiesbaden-Formation im weiteren Sinne zusammengefasst. Sedimente dieser Formationen wurden nur von der Bohrung 647 annähernd vollständig durchteuft. Sie erreichen dort mit 115 m die größte Mächtigkeit im Untersuchungsgebiet. Im Westen werden sie diskordant von Pliozän überdeckt. Es ist anzunehmen, dass besonders auf den östlichen Schollen nicht nur eine präbasaltische, sondern auch eine prä-pliozäne Abtragung stattfand. Sedimente des **Pliozäns** können nicht weiter untergliedert und Formationen der Nachbarregionen zugeordnet werden. Es handelt sich um grün-graue Tone, Feinsandlagen und Lagen schlecht gerundeter Quarzkiese, deren Mächtigkeit nach Westen zu deren Liefergebiet, dem Taunus hin zunimmt. Löss, Lösslehm und Auensedimente des Quartärs sind zwar weit verbreitet, bleiben aber wegen ihres abweichenden Ablagerungsverhaltens für die tektonischen Überlegungen weitgehend unberücksichtigt.

### 3 Interpretation

Die Distanz der Bohrungen auf den Profilschnitten ist zu groß, um ein eindeutiges Bild zu erzeugen. Es stellt sich zunächst grundsätzlich die Frage nach dem Störungsmuster: handelt es sich um zahlreiche kleine Störungen, die in ihrer Summe ein flexurartiges Mosaik erzeugen? Ein solches Bild ergab sich in einem Schurf S Klein-Karben (THALHEIM 2000). Allerdings reichen die Sprunghöhen solch kleiner Staffelbrüche mit wenigen Metern nicht annähernd an die Sprunghöhen zwischen den Bohrpunkten heran, wo Teufenunterschiede eindeutiger Schichtgrenzen zwischen 50 und 150 m erreicht werden. Ein wichtiges Argument für die Unterteilung in größere Einzelschollen ist neben der Oberflächengeologie auch das Landschaftsbild, in dem zusammenhängende Schollen, wie z.B. die „Karbener Kalkscholle“, anhand der linearen steilen Morphologie erkennbar sind. Zudem zeichnen viele Gewässer Lineationen nach, die tektonischen Linien entsprechen könnten. Diese Hinweise wurden für den oberflächennahen Verlauf der Störungszonen bei unscharfer Position im Profilschnitt zu Hilfe genommen (z.B. der Gewässerverlauf von Erlenbach und Nidda oder die Topographie am Kloppenheimer Hang). Weit-aus schwieriger ist die Neigung der Störungen zu bewerten. Neben saigeren Horst-Graben-Strukturen kommen in diesem Raum bevorzugt relativ steile, westvergente Abschiebungen in Frage. Die Bohrung 0029 im nördlichen Schnitt bei Burg-Gräfenrode verlangt eine Ostvergenz der dort durchteuften Störungszone. Die Darstellung muss diesbezüglich schema-

tisch bleiben, denn zur Klärung jener Fragen wären umfassendere weitere Untersuchungen erforderlich.

Das tektonische Übersichtsbild erlaubt die Unterscheidung folgender Einheiten: im Osten wird die topografische Senke durch den **Büdesheimer Horst** verursacht. Er äußert sich oberflächlich durch den Ausstrich der wenig abtragungsresistenten Bodenheimer-Formation nördlich von Büdesheim sowie durch die Rotliegendensedimente einschließlich der permischen Vulkanite bei der Philippi-Mühle. Nach NNE lässt sich der Büdesheimer Horst zwanglos bis zum Gewölbe der Erbstädter Grauwacke (PLESSMANN 1957) verlängern.

Westlich schließt sich die **Karbener Tiefscholle** an. Sie äußert sich in der Geologischen Karte deutlich durch den großflächigen Ausstrich der Oppenheim-, Oberrad- und Rüssingen-Formation. Besonders die abtragungsresistenten Kalkbänke der Oberrad-Formation bilden in tektonisch geschützter Position die auffällige Platte am östlichen Ortsrand von Klein- und Groß-Karben. Die sanfte Neigung dieser Leistenscholle nach Norden kommt zusätzlich durch den Ausstrich der unterlagernden Cyrenenmergel-Gruppe im Süden bei Rendel und entsprechend der überlagernden Wiesbaden-Formation im Norden bei Burg-Gräfenrode zum Ausdruck.

Die Nidda fließt im Raum Karben über einer tektonischen Hochscholle, dem **Vilbeler Horst** (Abb. 4). Weil in dieser Position die resistenten Kalkbänke längst abgetragen sind, konnte der Fluss die weniger resistenten Tone und Sande von

Bodenheim-Formation, Cyrenenmergel-Gruppe und Oppenheim-Formation ausräumen. Auch diese Leiste ist nach Norden geneigt, weshalb westlich von Rendel die Bodenheim-Formation unter der Talaue angetroffen wird, westlich von Burg-Gräfenrode dagegen die Oppenheim-Formation erbohrt wurde.

Als vierte tektonische Einheit werden die **Petterweil-Erlenbacher Staffelbrüche** zusammengefasst. Mindestens drei, ebenfalls NNE-SSW-gerichtete Leisten von etwa 2 km

Breite brechen staffelförmig nach Westen ab mit Sprunghöhen bis 175 m. So sind in einem Bogen von Westen nach Norden das jüngere Tertiär mit Relikten der Basaltdecke und sogar die pliozäne Überdeckung erhalten.

Die Profilschnitte erlauben weiterhin eine Interpretation zur syntektonischen erdgeschichtlichen Entwicklung: Die tertiäre Sedimentation begann über einer eingeebneten Rotliegend-Fläche mit der Ablagerung von Sedimenten der Bodenheim-Formation und der folgenden Cyrenenmergel-Gruppe. Beide Einheiten zeigen in etwa gleichbleibende Mächtigkeiten, anders als die folgende Vilbel-Kies-Formation, die als Rinnenfüllung naturgemäß große Mächtigkeitsunterschiede aufweisen kann. Fazielle Unterschiede der Oppenheim- und Oberrad-Formation werden verantwortlich dafür gemacht, dass im Nordteil der Karbener Tiefscholle nur noch die sandige Fazies dieser beiden Formationen auftritt. Deutliche Mächtigkeitsunterschiede lassen sich in der Rüssingen-Formation erkennen, ein Hinweis auf verstärkte tektonische Ausgestaltung am Nordrand des Oberrheingrabens. Diese Bewegungen dürften sich auch während der Ablagerung der Wiesbaden-Formation fortgesetzt haben, jedoch sind deren jüngere Anteile noch vor dem Burdigal abgetragen worden, was die diskordante Überdeckung durch Basaltdecken beweist. Da diese Basaltrelikte wiederum kaum tektonisch verstellt sind, ist für die Hauptphase der Bewegungen das präbasaltische Ober-Miozän anzunehmen.

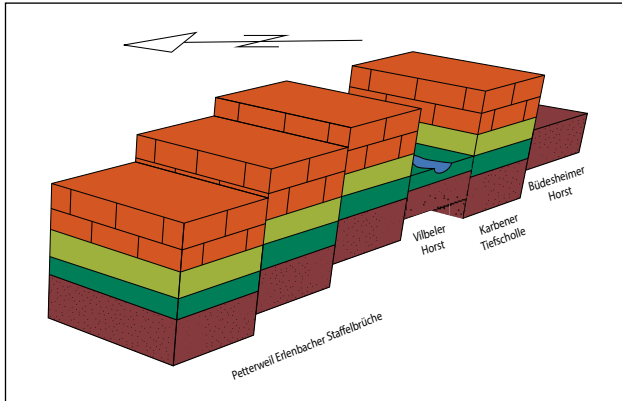


Abb. 3: Schematisches Strukturrelief des Untersuchungsgebietes.

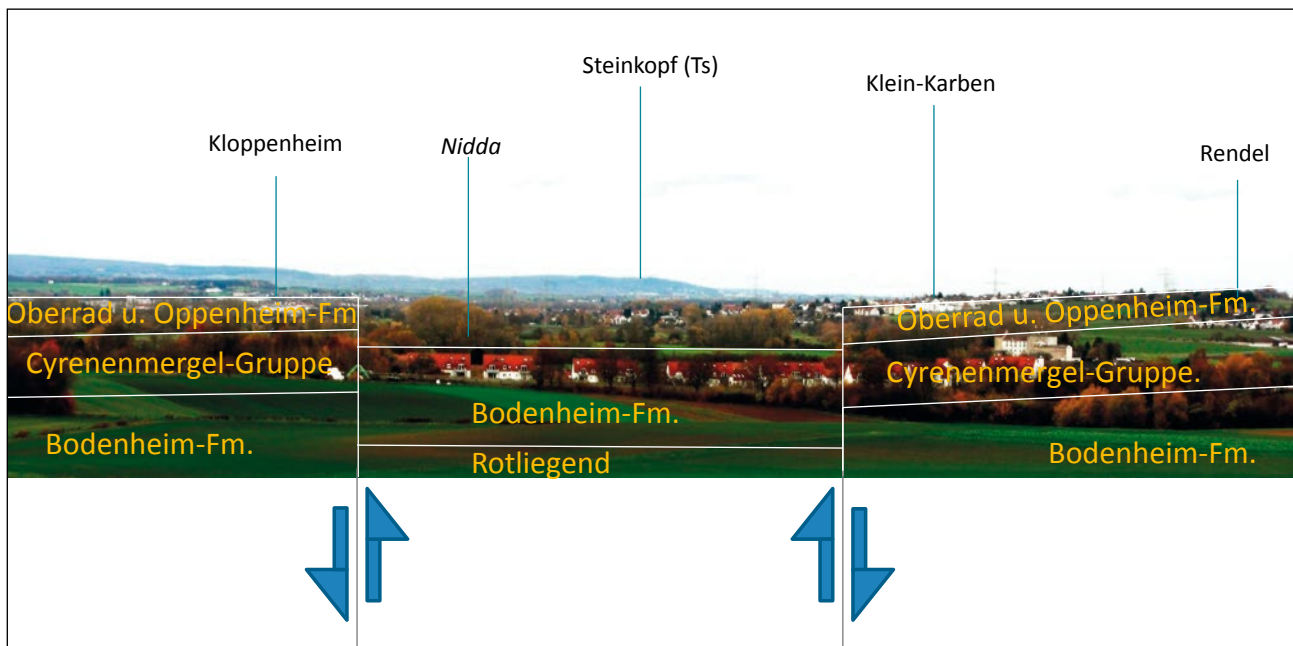


Abb. 4: Blick von der Hohen Straße über Niederdorfelden nach NNW. Das vereinfachte Schema zur Schichtlagerung zeigt in der Mitte die nördliche Fortsetzung des Vilbeler Horstes.

## 4 Schriftenverzeichnis

- GEBHARDT, H. & PRINZ-GRIMM, P. (1999): Vorkommen von *Protelphidium nonioninooides* (ANDREAE) als mikropaläontologischer Nachweis von Cyrenenmergel (Oligozän) in Klein-Karben (Wetterau). – Mainzer geowiss. Mitt., **28**: 33–40, 2 Abb., 1 Taf.; Mainz.
- GEBHARDT, H. & THALHEIM, K. (2004): Indications for a correlation of substrate permeability and foraminiferal faunas – an example from late Chattian „Cerithien-Sand“ of Karben (Wetterau, Hesse State, Germany). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **2004** (9): 559–576, 7 Fig., 3 Tab.; Stuttgart.
- KREDEL, F. (2015): Entwurf eines geologischen Profilschnittes in der Nordhälfte von Blatt 5718 Ilbenstadt (Rodheim) unter Verwendung von Daten des Bohrarchivs am HLUG. – Bachelorarb. Goethe-Univ. Frankfurt a. M.
- NEUHAUS, S. (2010): New age for Paleogene/Neogene clastics at the northern termination of the Upper Rhine Graben (Hesse, Germany). – Z. dt. Ges. Geowiss., **161** (3): 303–322, 10 Fig., 1 Tab.; Stuttgart.
- PLESSMANN, W. (1957): Zur Tektonik der Erbstädter Grauwacke (Wetterau). – Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **85**: 292–296, 5 Abb.; Wiesbaden.
- PRINZ-GRIMM, P. (1999): Die oberoligozänen Cerithiensande bei Karben (Wetterau). – Profil, **16**: 13–19; Stuttgart.
- PRINZ-GRIMM, P. (2001): Die Cerithienschichten von Karben im Wetteraukreis – bunte Schnecken und perlenbildende Muscheln aus einem tertiären Küstensand. – Paläontologische Denkmäler in Hessen, **11**: 11 S.; Wiesbaden.
- PRINZ-GRIMM, P. & GRIMM, I. (2002): Wetterau und Mainebene. – Slg. Geol. Führer, **93**: 167 S., 50 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- SZPUNER, M. (2015): Entwurf eines geologischen Profilschnittes auf Blatt 5718 Ilbenstadt (Rodheim) unter Verwendung von Daten des Bohrarchivs am HLUG. – Bachelorarb. Goethe-Univ. Frankfurt a. M.
- THALHEIM, K. (2000): Stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen im Oligozän/Miozän von Karben (Wetterau). – Dipl.-Arb. Inst. Geol. u. Paläontol. Marburg.
- WENZ, W. (1936): Geologische Karte von Hessen 1 : 25 000, Blatt 5718 Rodheim. – Erläuterungen: 60 S., 1 Fig.; Darmstadt (Hess. Staatsverl.).

Manuskript eingegangen am 25.11.2015, angenommen am 2.12.2015.

CHRISTOPH WEIHRAUCH<sup>1</sup> & CHRISTIAN OPP<sup>1</sup>

# Phosphor-Gehalte und -Dynamiken in versauerten Waldböden im Burgwald, Ldkr. Marburg-Biedenkopf

## Kurzfassung

Im Rahmen einer Fallstudie wurde ein Transekt aus zwölf Bodenprofilen an einer Schichtstufe im Burgwald angelegt. Die Böden wurden dabei vertikal hochauflösend beprobt und ihre Gehalte an Phosphor (P), Eisen (Fe), Aluminium (Al), Calcium (Ca) und Mangan (Mn) bestimmt. Ziel der Untersuchungen war es, genauere Einblicke in die P-Dynamiken stark versauerter Waldböden zu erhalten.

In den untersuchten Standorten im Burgwald fehlt pflanzenverfügbare P fast vollständig. Schwer lösliche P-Formen sind hingegen überproportional häufig. Das kann nicht auf eine

starke Fixierung von P an Eisen (Fe) und Aluminium (Al) zurückgeführt werden, da zwischen den Elementen keine statistische Korrelation besteht. Die räumliche Verteilung der Elemente hingegen zeigt ihre starke vertikale Verlagerung in den Profilen und ihre laterale Verlagerung am Hang im Zuge von Podsolierung und Pseudovergleyung. Verfügbarer P unterliegt demnach im Burgwald starker Auswaschung, wobei sich die Pflanzen vermutlich aus dem im Hangwasser gelösten P versorgen. Insofern bedeutet das Fehlen von verfügbarem P in den Analysen kein grundsätzliches Fehlen im Gelände.

## Abstract

### Phosphorus content and phosphorus dynamics of acidic forest soils in the Burgwald region, county Marburg-Biedenkopf, Hesse, Germany

In a case study, a transect of twelve soil profiles was established on an escarpment in the Burgwald region. The soils were sampled in high vertical resolution and their contents of phosphorus (P), iron (Fe), aluminium (Al), calcium (Ca) and manganese (Mn) were determined. The investigations aimed at a better understanding of P dynamics in strongly acidic forest soils.

The examined soils almost completely lack plant available P. On the other hand, slightly soluble P forms exist in dispropor-

tionately high amounts. This cannot be explained by a strong and principal fixation of P to Fe and Al, because these elements do not show a statistical correlation. Instead, the spatial distribution of the elements along the escarpment and within single soil profiles shows their vertical-lateral translocation according to the slope gradient and in the course of soil forming processes. Therefore, plant available P in the Burgwald region seems to be strongly affected by leaching. Probably plants directly absorb this leached P. Consequently, finding no plant available P in the examined soils does not mean there was none in the first place.

## Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	182
2. Untersuchungsgebiet	183
3. Material und Methoden	184
4. Bodeneigenschaften entlang des Profiltransekts	185
5. Element-Gehalte entlang des Transekts	187
5.1 P-Gehalte	187
5.1.1 P-Gehalte und Profiltiefe	189
5.1.2 P-Gehalte und Substrattypen	189
5.2 Metall-Gehalte	190
6. Einflüsse der Pedogenese auf die Element-Gehalte	192
7. Vertikal-laterale Stoffverlagerungen am Hang	194
7.1 Oberhang	195

<sup>1</sup> Ch. Weihrauch (e-mail: christoph.weihrauch@geo.uni-marburg.de) und Prof. Dr. Ch. Opp (e-mail: opp@staff.uni-marburg.de), Philipps-Universität Marburg, Fachbereich Geographie, Deutschhausstraße 10, 35037 Marburg



7.2 Mittelhang	195
7.3 Unterhang	196
8. Korrelationen	196
9. Zusammenfassung	198
10. Schriftenverzeichnis	199

## 1 Einleitung

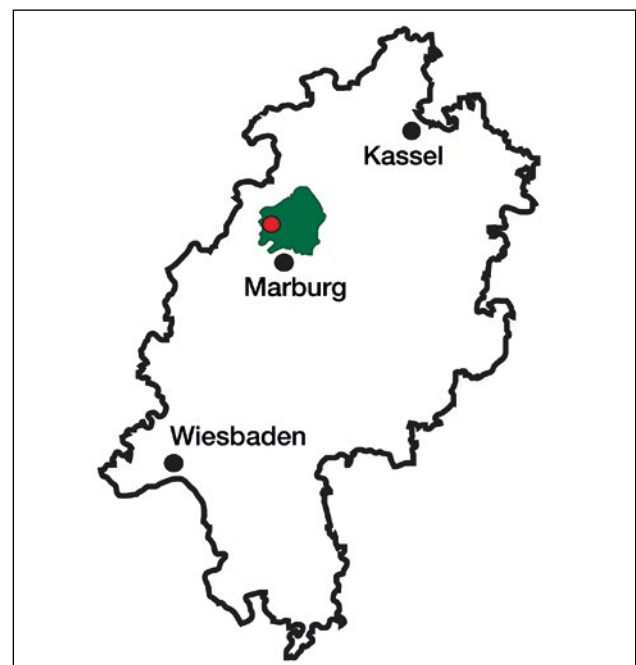
Seit der ersten Bodenzustandserhebung im Wald (BZE, 1987–1993) ist bekannt, dass viele Waldböden in Deutschland von der Geländeoberfläche (GOF) ausgehend intensiv versauert sind (BML 2007: 171). Ursachen sind die Bildung organischer und anorganischer Säuren bei der Humifizierung und der Wurzelatmung der Pflanzen, kohlen-saure Niederschläge, aber auch Säure- und Stickstoffeinträge aus der Atmosphäre (SCHUBERT et al. 2015: 32, BML 2007: 33, 172, WALNA et al. 2005: 243). Zudem förderten Streuentnahme durch den Menschen sowie der Anbau von Baumarten mit schlecht mineralisierbarer Streu (v.a. Nadelbäume) in historischer Zeit die Bodenversauerung (BML 2007: 186, BLUME et al. 2010: 453, LFU 1997: 79f., 157f.).

Bei niedrigem pH werden  $H^+$ -Protonen vorwiegend durch Aluminium ( $Al^{3+}$ ;  $pH_{KCl}$  4,2–3,2) und Eisen ( $Fe^{3+}$ ;  $pH_{KCl} < 3,2$ ) gepuffert (BML 2007: 64f., Ad-hoc-AG Boden 2005: 368). Diese Metallkationen werden an den Austauscher-Oberflächen durch  $H^+$  ersetzt und gehen in die Bodenlösung über, wo sie neue Verbindungen eingehen können. Die große Häufigkeit von  $Al^{3+}$  und  $Fe^{3+}$  in der Bodenlösung führt neben einem direkten Schadpotenzial für Pflanzen (Al-Toxizität; DEVRIES et al. 2003: 105, DISE et al. 2001: 1747) auch indirekt zu Beeinträchtigungen ihrer Ernährungssituation. So können diese Ionen andere, niederwertige Nährionen wie  $K^+$ ,  $Ca^{2+}$  und  $Mg^{2+}$  von den Austauscher-Oberflächen verdrängen und damit deren Auswaschung fördern (HMUKLV 2015: 33, SANCLEMENTS et al. 2010: 2176, LFU 1997: 88f.).

Zudem wurde bei der BZE boden- und substrattypübergreifend eine drastische Unterversorgung vieler Waldbaumarten mit Phosphor (P) festgestellt (BML 2007: 138, 163f.). Das führte man auf eine umfangreiche Bindung von P (bzw.  $H_2PO_3^-$ ; BLUME et al. 2010: 127) an die im sauren Milieu häufigen  $Al^{3+}$ - und  $Fe^{3+}$ -Ionen zurück (ACHAT et al. 2013: 742, VÄÄNÄNEN et al. 2008: 566, BML 2007: 48, 157). Diese auch in Tropenböden bekannte „P-Fixierung“ ist nur bedingt rückgängig zu machen (PECORONI et al. 2014: 77, BLUME et al. 2010: 99, 414, BML 2007: 48, AMBERGER 1996: 188, 191). Als Resultat wiesen die im Rahmen der BZE untersuchten Waldböden meist nur geringe und sehr geringe für Pflanzen nutzbare P-Gehalte auf. Nicht nutzbare, schwer lösliche P-Formen waren demgegenüber unproportional häufig (BML 2007: 172). In Gebieten mit gehemmtem Organik-Abbau ver-

schärft die verzögerte P-Freisetzung die Ernährungssituation der Pflanzen dabei zusätzlich (BML 2007: 48).

P ist als Hauptnährstoff nicht ersetzbar und stellt folglich einen limitierenden Faktor für die Produktivität von Ökosystemen dar (ACHAT et al. 2013: 733, KREUZEDER 2011: 29). Er ist nicht nur Baustein der DNA, sondern hat auch eine Schlüsselfunktion im Energiehaushalt (ADP, ATP; BLUME et al. 2010: 412, AMBERGER 1996: 197–201). Es stellt sich also die Frage, wie Pflanzen auf versauerten Waldböden ihren P-Bedarf decken. Den vorgestellten Untersuchungen liegt dabei die Hypothese zugrunde, dass P im stark sauren Milieu nicht primär an Fe und Al fixiert wird, sondern dass er im Gegenteil analog zu diesen verstärkt mobilisiert wird (SANCLEMENTS et al. 2010: 2182). Wie kommt es dann jedoch, dass oft nur geringe Mengen an pflanzenverfügbarem P in Waldböden nachweisbar sind? Im Folgenden werden erste Ergebnisse einer Feldstudie aus dem Burgwald in Mittelhessen vorgestellt (Abb. 1).



**Abb. 1:** Lage des Burgwaldes (grün) und Münchhausens (rot) in Hessen. Datenquelle: HLNUG 2016.

## 2 Untersuchungsgebiet

Der Burgwald befindet sich im Süden des Westhessischen Berg- und Senkenlandes (KLAUSING 1988: 5). Das eigentliche Untersuchungsgebiet gehört zum Nördlichen Burgwald (KLAUSING 1988: 26). Dabei handelt es sich um ein durch Kerbtäler gegliedertes Hochland des Mittleren Buntsandsteins mit Höhenlagen bis 400 m über NN, das aus den kuppigen Resten einer oligozänen Rumpffläche besteht. Die Unterhänge sind in der Regel in wenig resistenstem Sandstein der Detfurth-Folge angelegt, die Oberhänge in harten Hardegsen- oder Soling-Sandsteinen. Entsprechend zeigen viele Hänge Neigungen von  $>30^\circ$  (KUPFAHL 1985: 9).

Das Klima im Gebiet ist kühlgemäßigt und humid. Die Jahresmitteltemperatur (Periode 2000–2010) beträgt  $8\text{--}9^\circ\text{C}$ . Die wärmsten Monate sind Juli und August mit durchschnittlich rund  $17^\circ\text{C}$ . Am kältesten wird es im Januar mit Durchschnittstemperaturen bis  $-0,5^\circ\text{C}$ . Die jährlichen Niederschlagssummen (Periode 2001–2010) liegen bei 700–800 mm. Am feuchtesten sind Mai–Juli und der Dezember mit durchschnittlich 70–80 mm Niederschlag. Am trockensten sind Februar und April mit 50–55 mm. Die jährliche Wasserbilanz (Periode 1981–2010) beträgt durchschnittlich 100–300 mm (HLNUG 2016, AmbiWeb GmbH 2016).

Wegen seiner nährstoffarmen, durchlässigen Gesteine wird der Burgwald heute hauptsächlich forstlich genutzt. Anfang

des 19. Jahrhunderts forstete die preußische Forstverwaltung das Gebiet mit Nadelbäumen auf (JOST & OPP 2006: 98; OPP 2005: 179). Diese Anlage der Bestockung hat sich bis heute erhalten. Es finden sich überwiegend Nadelmischwälder aus Fichte, Kiefer, Lärche und Rotbuche mit Adlerfarn und Heidelbeere im Unterwuchs.

Die Entwässerung des Burgwalds erfolgt über die Flüsse Wetschaft (Westen), Ohm (Süden) und Wohra (Osten) sowie deren Nebengewässer. In Hangbereichen existieren lokal Quellhorizonte im Zusammenhang mit wasserstauenden, tonigen Lagen der Hardegsen-Folge des Mittleren Buntsandsteins (JOST & OPP 2006: 97, OPP 2005: 178).

Das untersuchte Profiltransekt befindet sich 2 km östlich von Münchhausen (Ldkr. Marburg-Biedenkopf) im Kopf eines Kerbtals. Hierin entwässert ein Nebenbach des Silberborns, der bei Münchhausen der Wetschaft zufließt. Die Bodenprofile wurden am Südwest-Hang des Gerhardsberges angelegt (Abb. 2), dessen steiles Relief aus dem Wechsel zwischen Detfurth- (Liegendes) und Unterer Hardegsen-Folge (Hangendes) resultiert (KUPFAHL 1985). Der Gerhardsberg (399 m über NN) bildet eine der höchsten Erhebungen des Burgwald-Plateaus (OPP 2005: 178).

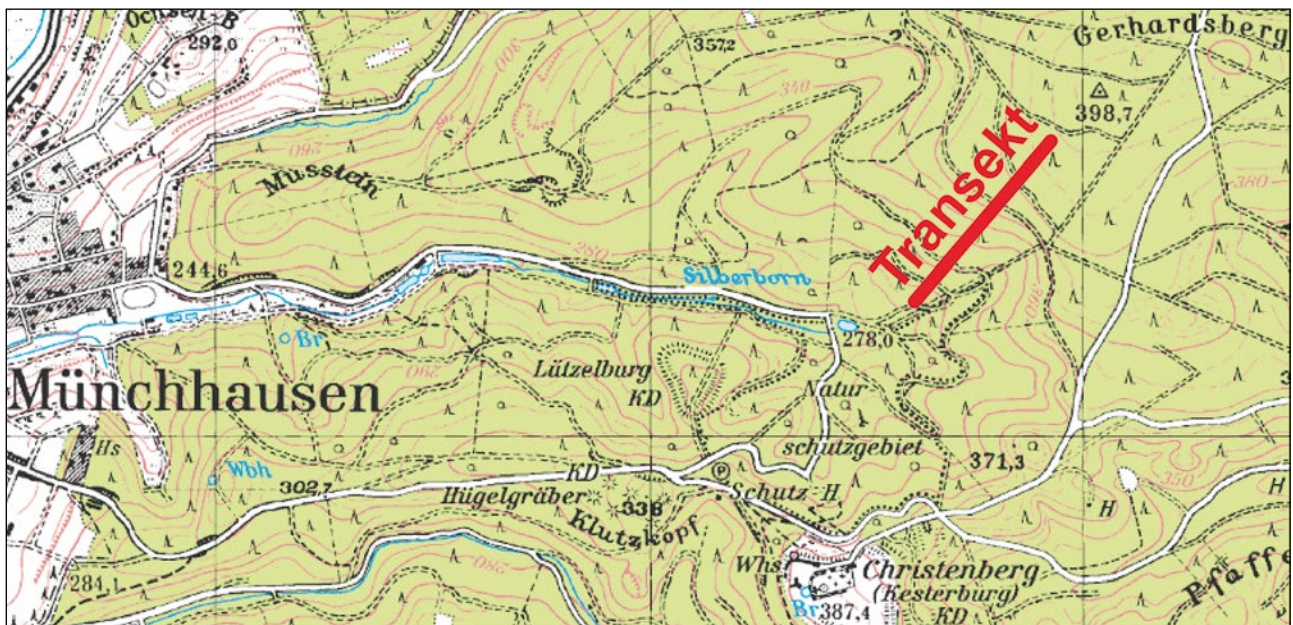


Abb. 2: Lage des Profiltransekts am Gerhardsberg. (Quelle: DTK 25, Blatt 5018 – Wetter, HLBG 2009; bearbeiteter Ausschnitt).

### 3 Material und Methoden

Anhand von Schürftgruben und Pürckhauer-Bohrungen wurde ein südwest-nordöstlich verlaufendes Transekt aus zwölf Bodenprofilen angelegt (Abb. 3). Die Böden wurden nach Bodenkundlicher Kartieranleitung (Ad-hoc-AG Boden 2005) angesprochen und in regelmäßigen vertikalen Abständen von 5 cm beprobt. Zudem wurden sechs Referenzprofile (1, 4, 5, 6, 9, 11) horizontweise beprobt, um die typischen Bodeneigenschaften an den jeweiligen Standorten zu erfassen.

Alle Proben wurden vorbereitend luftgetrocknet, gemörsert und auf 2 mm Korngröße gesiebt. Für die Referenzprofile wurden Korngrößenverteilung (DIN 19683-2:1973-04), Humus-Gehalt (DIN 19684-3:2000-08),  $\text{pH}_{\text{KCl}}$ -Wert und die elektrische Leitfähigkeit bestimmt (beide nach DIN ISO 10390:2005 mit pH 90, Elektrode SenTix 2, Fa. WTW). Alle Böden erwiesen sich bereits im Gelände beim Test mit 10%-iger Salzsäure (HCl) als carbonatfrei.

Aus den in regelmäßigen Abständen entnommenen Proben wurden drei P-Fractionen extrahiert:

- 1) leicht löslicher, direkt und mittelbar pflanzenverfügbarer P mit verdünnter HCl ( $= P_{\text{vHCl}}$ );
- 2) stärker gebundener P mit konzentrierter HCl ( $= P_{\text{kHCl}}$ );
- 3) sehr schwer löslicher P mit Königswasser ( $= P_{\text{KöWa}}$ ) als Pendant zum Gesamt-P (Tab. 1).

Eine Reaktion mit Ammonium-Molybdat bewirkte die Blaufärbung des in den HCl-Extrakten gelösten Ortho-Phosphats. Die Farbintensität wurde nach 30 Minuten Re-

aktionszeit am Spektralphotometer (PU 8620 UV/VIS/NIR; Fa. Philips) bei 700 nm Wellenlänge bestimmt. Die Ergebnisse wurden in den absoluten P-Gehalt (mg P/kg Boden) umgerechnet. Der P-Gehalt der Königswasser-Aufschlüsse wurde am ICP-MS (X Series 2; Fa. ThermoFisher Scientific) gemessen. Zudem wurden die den P vorzugsweise bindenden Elemente Fe, Al und Ca sowie zusätzlich Mn erfasst.

Tab. 1: Übersicht zur Analytik der P-Fractionen.

$P_{\text{vHCl}}$	- 1 g Boden + 25 ml 0,1 M HCl - 24 h Reaktionszeit (verschlossenes Gefäß) - Filtration (2 $\mu\text{m}$ Rückhaltevermögen)
$P_{\text{kHCl}}$	- 1 g Boden + 25 ml 12,1 M HCl - 2 h bei ca. 100°C kochen (mit Rückfluss) - Filtration (2 $\mu\text{m}$ Rückhaltevermögen) - mit Aqua dest. auf 50 ml verdünnen
$P_{\text{KöWa}}$	- 1 g Boden + 5 ml 14,4 M $\text{HNO}_3$ + 15 ml 12,1 M HCl - 24 h Reaktionszeit (verschlossenes Gefäß) - 2 h bei ca. 100°C kochen (mit Rückfluss) - Filtration (2 $\mu\text{m}$ Rückhaltevermögen) - mit Aqua dest. auf 50 ml verdünnen

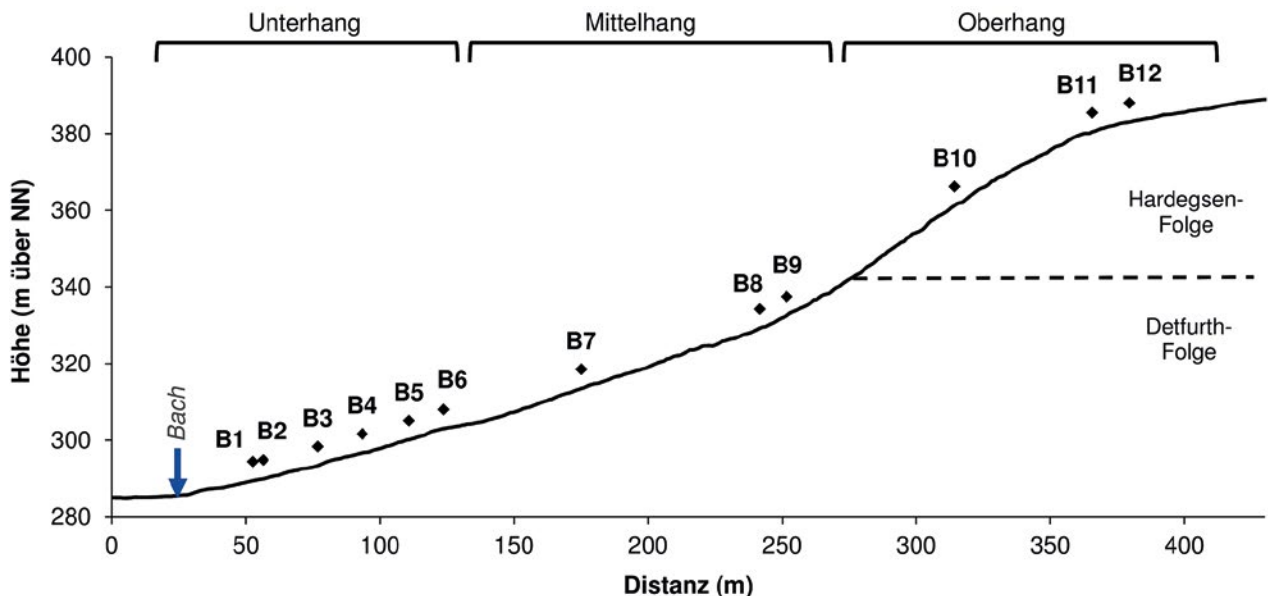


Abb. 3: Höhenlage der Profile und räumliche Zuordnung zu Hangabschnitten. Datenquelle: HLBG 2012.



## 4 Bodeneigenschaften entlang des Profiltransekts

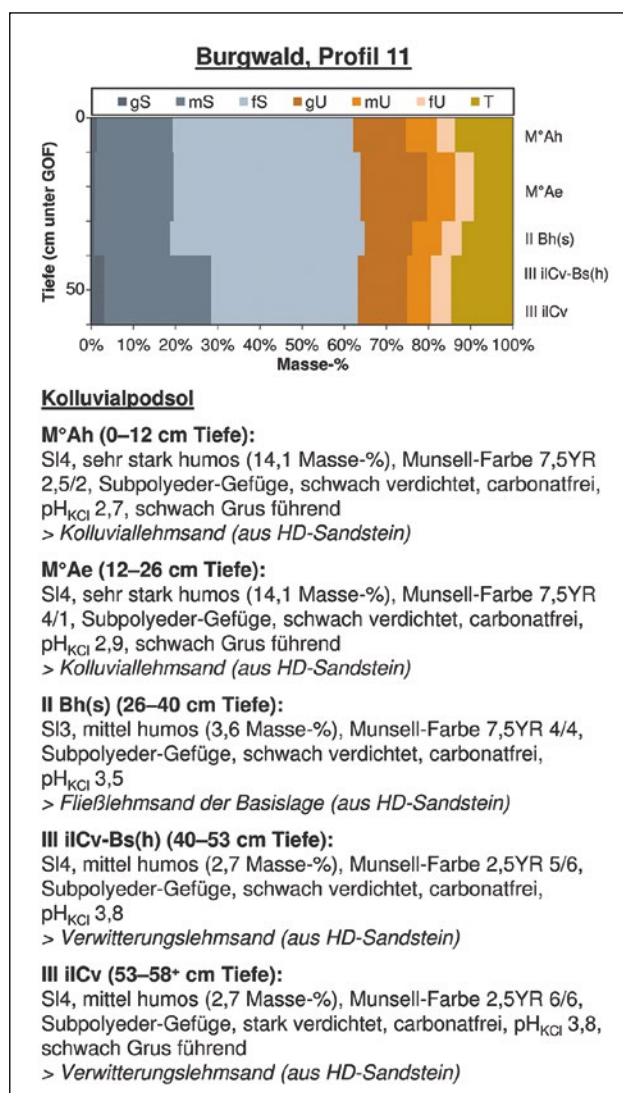
Am **Oberhang** (Profile 10–12; Abb. 4) haben sich unter Nadelmischwald und Farnbewuchs Podsole aus kolluvialen Material (Kolluvialpodsole) entwickelt. Eine 5–10 cm mächtige Moder-Auflage deutet auf gehemmten Abbau der organischen Substanz hin. Dabei kam es vermutlich wegen der starken Hangneigungen von bis ca. 26° nicht zur Ausbildung von Rohhumus. Die Profile sind erosiv verkürzt. Weil der Oberhang mit Neigungen um 7° in eine Hochfläche des Hardegsen-Sandsteins übergeht, wurden sie jedoch wieder kolluvial überdeckt. Das umgelagerte Material ist sandig, enthält aber hangabwärts zunehmend Schluff und Ton. Unter den Kolluvien folgen Reste der Basislage. Diese überdecken Verwitterungsersatz (ilCv) des anstehenden Sandsteins der Hardegsen-Folge. Die Textur der Böden verändert sich mit zunehmender Tiefe kaum. Es liegen meist Lehmsande mit 60–65 Masse-% Sand, 20–30 Masse-% Schluff und 10–15 Masse-% Ton vor.

Die hohe Durchlässigkeit des Solums fördert die Versickerung, die starke Reliefneigung den lateralen Abfluss von Hangwasser. Folglich sind die Profile am Oberhang intensiv ausgewaschen und podsoliert. Das zeigt sich in Profil 11 (vgl. Abb. 4) an dem extrem sauren  $\text{pH}_{\text{KCl}}$  (2,7–3,8), den geringen und in zunehmender Tiefe relativ ähnlichen Salz-Gehalten (20–48  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) sowie den selbst im ilCv-Horizont noch ungewöhnlich hohen Humusanteilen (2,7 Masse-%).

Auch die Böden am **Mittelhang** (Profile 7–9; Abb. 5) wurden aufgrund der starken Neigungen (rund 14–27°) erosiv gekappt und kolluvial überdeckt. Die teils extrem saure Bodenreaktion ( $\text{pH}_{\text{KCl}} \approx 2,9\text{--}4,0$ ) führt, in Kombination mit der hohen Durchlässigkeit des Solums und dem geringen Nährstoff-Gehalt der Streu, zu einem verzögerten Abbau der organischen Substanz. Daher weisen die Profile Humusaufgaben auf. Am oberen Mittelhang (Profil 9) tritt ein fast mullartiger Moder auf, der in weniger geneigten Lagen (Profil 8) von Moder bzw. im Profil 7 von einem rohhumusartigen Moder abgelöst wird.

Im Mineralboden überdecken Kolluvien die periglaziäre Hauptlage und die Basislage aus Verwitterungsmaterial des Detfurth-Sandsteins. Die Schichten sind stark sanddominiert. Am oberen Mittelhang (Profil 9) findet man 82–87 Masse-% Sand gegenüber 8–10 Masse-% Schluff und 5–8 Masse-% Ton, mit wenig Varianz in der Tiefe (vgl. Abb. 5). Folglich sind die Böden stark podsoliert, wobei jedoch das Ausmaß der Podsolierung hangabwärts mit verringerter Reliefneigung sinkt. Dort treten zunehmend Braunerde-Merkmale auf. Während Profil 9 einen mit den Oberhanglagen vergleichbaren Kolluvialpodsol zeigt, findet man in Profil 8 einen kolluvialen Braunerde-Podsol und in Profil 7 eine eher für den Unterhang typische (podsolige) Kolluvialbraunerde. Hier ist das Kolluvium mit Hüttenlehm oder Ziegelschutt durchmischt, so dass Profil 7 bezüglich der anthropogenen Prägung den Übergang zum Unterhang markiert. Dort sind in Anlehnung an EISEL (1965: 13, 94) zumindest mittelalterliche Nutzungen anzunehmen.

Während von der Mitte des 7.–9. Jahrhunderts n. Chr. sowie erneut vom 10.–16. Jahrhundert die Kesterburg auf dem Christenberg bestand (HOLZAPFEL 2009: 16, 21, 25f.), wurden von den umgebenden Siedlungen ausgehend umfangreiche Terrassensysteme in den Tälern des Burgwalds angelegt (EISEL 1965: 10). Die genaue Lage und das Ausmaß der Terrassierung sind für die Wüstung Thalhausen, die sich im 11.–12. Jahrhundert etwa 300 m südlich des vorgestellten Transekts befand, nicht bekannt (EISEL 1965: 94). Im untersuchten Unterhangbereich erkennt man einzelne Verebnungsniveaus, bei denen es sich um solche Terrassen handeln könnte. Die Strukturen sind allerdings durch spätere Akkumulationsereignisse

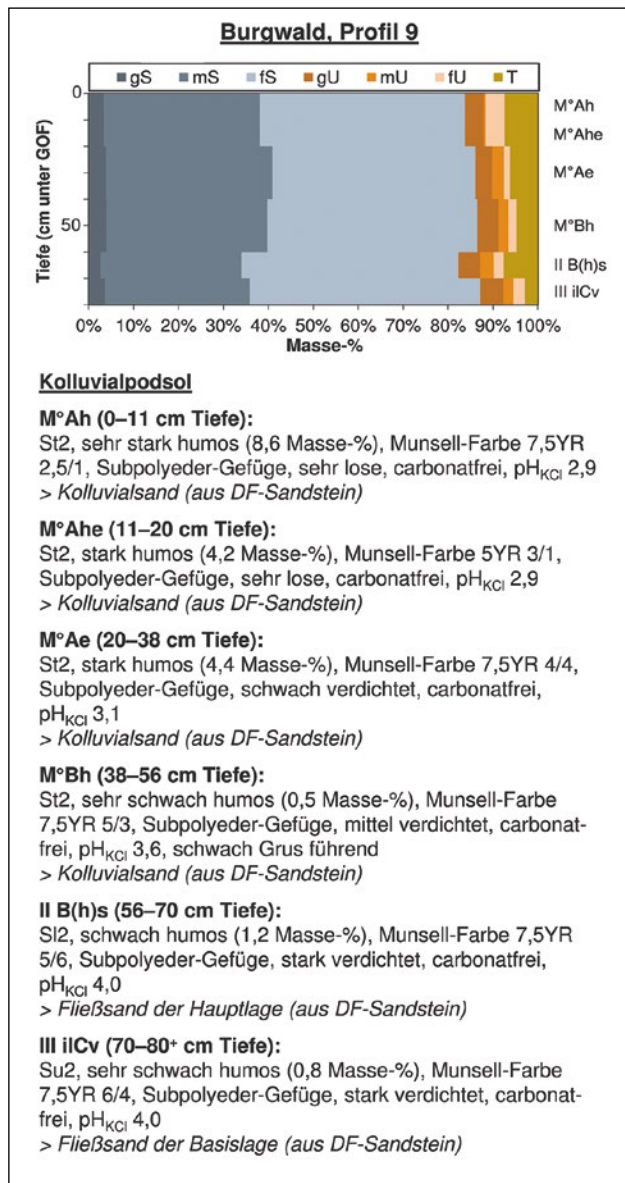


**Abb. 4:** Bodeneigenschaften am Oberhang am Beispiel von Profil 11 (GOF = Geländeoberfläche, HD = Hardegsen).



überformt und versteilt worden, so dass hier Neigungen zwischen 7–14° vorliegen. Der **Unterhang** (Profile 1–6; Abb. 6) zeichnet sich deshalb durch ein relativ abwechslungsreiches Mikrorelief aus. Es handelt sich um typische Akkumulationslagen, in denen die am Hang erodierten Horizonte und Substrate abgesetzt wurden. Zudem findet man unter den Kolluvien Reste erhaltener periglaziärer Mittel- und Hauptlagen sowie lokal auch Reste von Fersiallit (Profil 4, 5). Die Böden sind daher feinkörniger als jene höher am Hang, zumal die Kolluvien und Fließerden meist verwitterten Löss, lokal auch Laacher-See-Tephra enthalten. In Kombination mit dem ver-

ringerten Gefälle führt die feinere Textur zur Durchfeuchtung und Vernässung des Unterhangs, wo sich das in den durchlässigen Böden am Hang unterirdisch abfließende Wasser sam-



**Abb. 5:** Bodeneigenschaften am Mittelhang am Beispiel von Profil 9 (GOF = Geländeoberfläche, DF = Detfurth).



**Abb. 6:** Bodeneigenschaften am Unterhang am Beispiel von Profil 1 (GOF = Geländeoberfläche, DF = Detfurth).

melt. Die Feuchtebedingungen sind dabei in den einzelnen Profilen recht unterschiedlich, in Abhängigkeit von stauenden oder verfestigten Schichten im Untergrund sowie vermutlich auch vom Mikrorelief unterhalb der Kolluvien. Es wurden allerdings keine Hinweise auf anthropogenen Bodenab- oder -auftrag gefunden, die beim Terrassenbau zu erwarten wären. Nur zwei Profile (2, 3) zeigen einen reliktschen Pflughorizont, wobei die klare Identifikation jedoch schwierig ist.

Am oberen Unterhang (Profil 6) wurde eine nicht vernässste Braunerde aus 7 dm mächtigem, verbrauntem Kolluvium (Kolluvialbraunerde) erfasst. Weiter hangabwärts treten Pseudogleye (Profil 5) bzw. Übergangstypen mit Podsolen (Profil 1, 2, 4) und Braunerden (Profil 1, 3) auf. Profile mit Resten der Mittellage (1, 3) zeigen zudem Spuren reliktscher Lessivierung. Ein Profil (6) mit umgelagertem Hauptlagenmaterial weist der Lockerbraunerde ähnliche Lagerungsdichten auf.

Die Böden besitzen Auflagen aus rothumusartigem Moder und sind im Oberboden sehr stark, teils auch extrem humos. Im Unterboden sinken die Humus-Gehalte jedoch schnell auf Mengen um bis <2 Masse-%.

Entsprechend weisen die Unterböden etwas höhere  $pH_{KCl}$ -Werte auf als die Oberböden. Dabei sind die Werte am Ober- und Mittelhang (Oberböden: <3, Fe-Pufferbereich; Unterböden: 3,5–4,0, Al-Pufferbereich) stets geringer als jene in den feinkörnigeren, weniger stark ausgewaschenen Böden am Unterhang (Oberböden: 3,1–3,3, Fe-/Al-Pufferbereich; Unterböden: 3,8–4,3, Al-Pufferbereich/ab 4,2 Austauscher-Pufferbereich). Wahrscheinlich wurde die pH-Absenkung am nicht-terrassierten Ober- und Mittelhang durch die langzeitige intensive Streunutzung durch den Menschen beschleunigt (JOST & OPP 2006: 98). Alle untersuchten Standorte sind als sehr stark tiefenversauert zu bewerten (BML 2007: 69, Anhang II.2).

## 5 Element-Gehalte entlang des Transekts

### 5.1 P-Gehalte

99,5 % der untersuchten Proben aus dem Burgwald weisen P-Gehalte zwischen 0–16 mg  $P_{vHCl}$ /kg Boden auf (Tab. 2, Abb. 7). Sie liegen also deutlich unter dem von PECORONI et al. (2014: 77) bestimmten Hessen-Median von umgerechnet rund 83 mg  $P_{CAL}$ /kg Boden. Dabei umfasst  $P_{vHCl}$  nicht nur direkt pflanzenverfügbaren  $P_{CAL}$ , sondern auch P-Formen, die erst mobilisiert werden müssen und die daher mittelbar verfügbar sind. Dennoch enthalten 73,5 % der untersuchten Proben quasi keinen  $P_{vHCl}$  (untere Nachweisgrenze rund 10 mg P/kg Boden). Unterschiede zwischen einzelnen Messwerten sind daher nicht signifikant und werden im Folgenden nicht einzeln ausgewertet.

Die geringen  $P_{vHCl}$ -Gehalte bestätigen die Ergebnisse der ersten BZE im Wald (BML 2007: 172) sowie weiterer Forschungen (SANCLEMENTS et al. 2010: 2179) und zeigen, wie extrem die Nährstoffsituation für die Pflanzen im Burgwald ist.

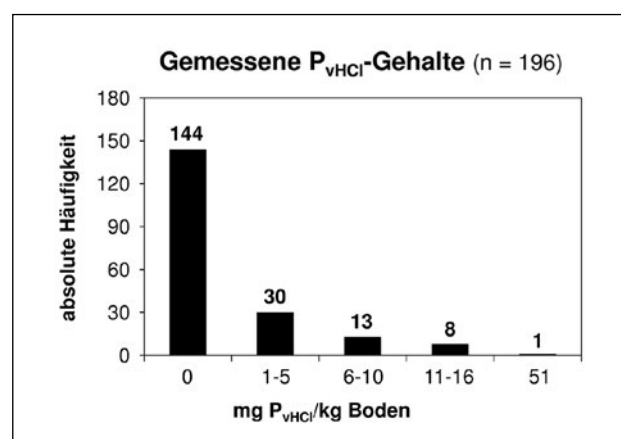


Abb. 7: Absolute Häufigkeit gemessener  $P_{vHCl}$ -Gehalte.

Tab. 2: Statistische Kennwerte der gemessenen Element-Gehalte (MW = Mittelwert).

	$P_{vHCl}$	$P_{kHCl}$	$P_{KöWa}$	Fe	Al	Ca	Mn
n	196	196	192	191	191	191	191
Min	0	18	102,3	282,2	368	0	0
Max	51	263	4427	15069,5	18364,5	8523,9	387,8
MW	2	82	533,2	4744,4	4957,7	610,2	57,1
Median	0	78	417,5	3961,7	3725,7	105,6	34,7

Auch der deutlich schwerer lösliche  $P_{\text{kHCl}}$  kommt im Burgwald nur in geringen Mengen vor (Abb. 8). Der natürliche Wertebereich (61,7 % der Proben) liegt zwischen 50–100 mg  $P_{\text{kHCl}}$ /kg Boden. In pseudovergleyten Profilen (Profil 5) und stark sandigen Basislagen am Unterhang (Profil 6) kommen jedoch auch Gehalte  $< 50$  mg  $P_{\text{kHCl}}$ /kg Boden vor. Werte  $> 100$  mg  $P_{\text{kHCl}}$ /kg Boden findet man dagegen meist in den Oberböden kurz unterhalb der Humusaufgaben. Das trifft besonders auf die Oberhanglagen zu. So verzeichnet bspw. Profil 12 bis 190 mg  $P_{\text{kHCl}}$ /kg Boden. Doch auch im möglicherweise anthropogen terrasierten Bereich des Unterhangs wurden höhere  $P_{\text{kHCl}}$ -Gehalte erfasst. Sie treten in den oberen 30 cm der Profile 2 und 3 auf. Eventuell handelt es sich hierbei um reliktsche Ap-Horizonte.

Der natürliche Gehalt an  $P_{\text{KöWa}}$  liegt im untersuchten Transekt bei etwa 200–600 mg/kg Boden (rund 62 % der Proben; Abb. 9). Dabei findet man in den stark geneigten Lagen und den stärker podsollierten Profilen am Oberhang und oberen Mittelhang eher 200–400 mg  $P_{\text{KöWa}}$ /kg Boden. Am Unterhang und unteren Mittelhang treten hingegen häufiger Mengen zwischen 400–600 mg  $P_{\text{KöWa}}$ /kg Boden auf.

Höhere und insgesamt die höchsten Werte verzeichnen Oberböden unter Humusaufgaben. Anders als von PECORONI et al. (2014: 84) vermutet, basiert das wahrscheinlich auf ihrem hohen Anteil schlecht bzw. unterschiedlich stark zersetzter Organik und edaphischen Bestandteilen (SCHUBERT et al. 2015: 27). Darin enthaltener P kann beim Königswasser-Aufschluss teilweise mobilisiert werden, so dass humose Horizonte höhere  $P_{\text{KöWa}}$ -Gehalte aufweisen.

Neben den Oberböden zeigen auch manche Kolluvien  $P_{\text{KöWa}}$ -Mengen  $> 600$  mg/kg Boden. Im stark pseudovergleyten und daher in der Zersetzung gehemmten Profil 5 wird in dieser Schicht der Maximalwert von 4427 mg  $P_{\text{KöWa}}$ /kg Boden erreicht. Auch das Hüttenlehm oder Ziegelschutt führende Kolluvium in Profil 7 verzeichnet hohe Werte, mit rund 3038 mg  $P_{\text{KöWa}}$ /kg Boden an der Untergrenze. Die kolluvial überdeckte Basislage im Profil 7 enthält 600–800 mg  $P_{\text{KöWa}}$ /kg Boden. Eine anthropogene Prägung ist an diesem Standort evident.

Sehr geringe Werte  $< 200$  mg  $P_{\text{KöWa}}$ /kg Boden treten hingegen in terrestrischen Böden meist in den unteren Profilab-

schnitten auf, das heißt in den Verwitterungssanden sowohl des Detfurth- als auch des Hardegsen-Sandsteins (Profile 6, 10, 12).

Mit einem Median von rund 418 mg  $P_{\text{KöWa}}$ /kg Boden (vgl. Tab. 2) ist auch der Pseudogesamt-P (BLUME et al. 2015: 2) im Burgwald als niedrig einzustufen. Er rangiert zwar unter dem von PECORONI et al. (2014: 82) festgestellten Hessen-Median von 785,5 mg  $P_{\text{KöWa}}$ /kg Boden, entspricht aber dem von den Autoren für Forstgebiete bestimmten Median von 402,8 mg  $P_{\text{KöWa}}$ /kg Boden. Das Burgwald-Transekt repräsentiert also typische Forststandorte in Hessen, die sich häufig in aus landwirtschaftlicher Sicht ungünstigen Lagen wie bspw. Gebieten mit Verbreitung mesozoischer Sandsteine befinden. Das Ausgangsgestein bildet, neben dem Alter der Böden, einen ersten Bezugsrahmen für die zu erwartenden P-Mengen (PECORONI et al. 2014: 75; ELSER et al. 2007: 1140).

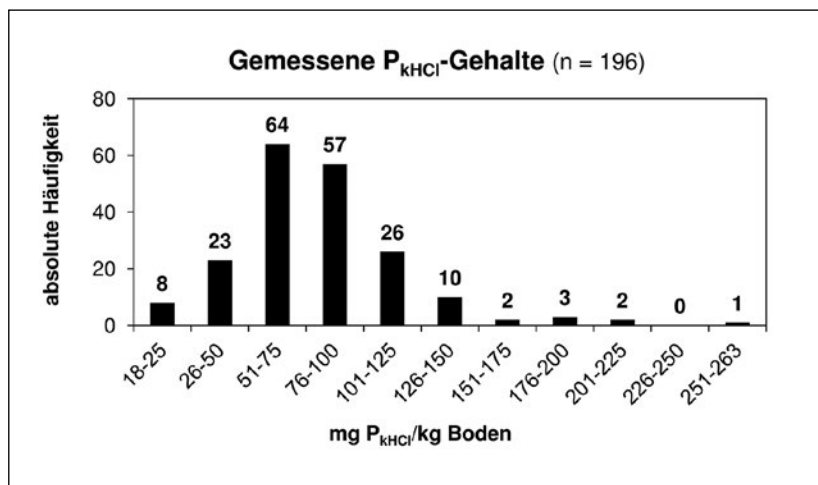


Abb. 8: Absolute Häufigkeit gemessener  $P_{\text{kHCl}}$ -Gehalte.

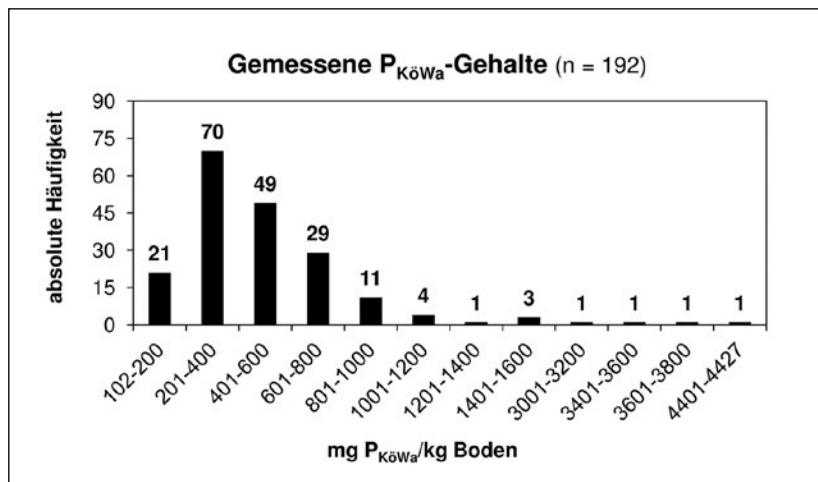


Abb. 9: Absolute Häufigkeit gemessener  $P_{\text{KöWa}}$ -Gehalte.

### 5.1.1 P-Gehalte und Profiltiefe

$P_{KöWa}$  kommt in den erbohrten Tiefen in sehr unterschiedlichen Mengen vor; während  $P_{vHCl}$  und  $P_{kHCl}$  relativ gleichförmig auftreten (Abb. 10). Die höchsten P-Gehalte aller drei Fraktionen weisen die oberen 2 dm auf. Ihr hoher Humus-Gehalt führt zu einem aus analytischen Gründen zu hohen  $P_{KöWa}$ -Werten (Lösen unterschiedlich stark mineralisierter Organik), zum anderen ermöglicht er durch seine Sorptionseigenschaften die Retention von leichter verfügbarem P. Auch die, trotz extrem saurer Bodenreaktion, in den oberen Profildezimetern vorkommenden Bodenlebewesen wirken aufschließend und erhöhen die Gehalte an leichter verfügbarem P (ACHAT et al. 2013: 747). Zudem werden sie während der Analysen ebenfalls gelöst und der in ihrer Biomasse gespeicherte P freigesetzt, was die Messwerte erhöht.

Die durchschnittlichen  $P_{KöWa}$ -Gehalte der oberen 2 dm sinken in der Reihenfolge Oberhang > Mittelhang > Unterhang. Mit der Tiefe nehmen die Messwerte in allen Hanglagen tendenziell ab und steigen dabei gleichzeitig in Richtung Unterhang an. Das erklärt sich aus der erosiven Prägung des Hanges. Profile am Oberhang wurden durch Bodenabtrag gekappt, so dass der wenig P enthaltende Verwitterungszersatz des Hardeggen-Sandsteins näher an der GOF liegt. Der Mittel- und vor allem der Unterhang wurden hingegen kolluvial überdeckt, so dass man dort humoses, P-tragendes sowie feinkörniges, sorptionsfähiges Bodenmaterial findet.

Die Tiefenstufen am Oberhang zeigen eine regelmäßige Abnahme der P-Gehalte mit der Tiefe. Am Mittel- und Unterhang sinken die Werte dagegen weniger stark. Außerdem sind bestimmte Tiefenstufen mit P angereichert (Mittelhang: 61–80 cm, Unterhang: 81–100 cm Tiefe).

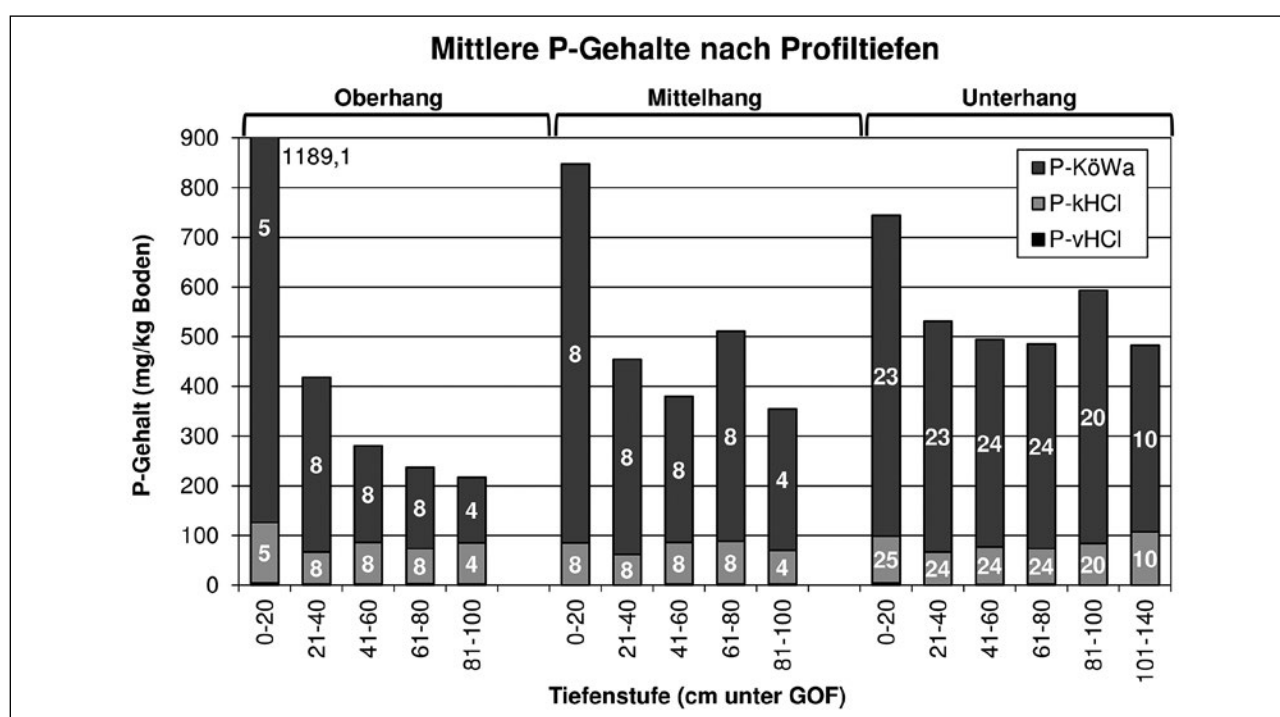


Abb. 10: Durchschnittliche P-Gehalte, nach Tiefenstufen und Hanglage differenziert (GOF = Geländeoberfläche). Die Stichprobengröße (n) ist in den Balken angegeben ( $n_{vHCl} = n_{kHCl}$ ).

### 5.1.2 P-Gehalte und Substrattypen

Die Abnahme der P-Gehalte mit der Tiefe spiegelt sich auch in den durchschnittlichen P-Mengen der Substratgruppen wider (Abb. 11). Trotz ähnlicher Substrateigenschaften innerhalb dieser Gruppen fallen in ihren  $P_{KöWa}$ -Gehalten aber Abweichungen zwischen den Hanglagen auf. Den meisten P enthalten in der Regel die oberflächennahen und humosen Kolluvien, die

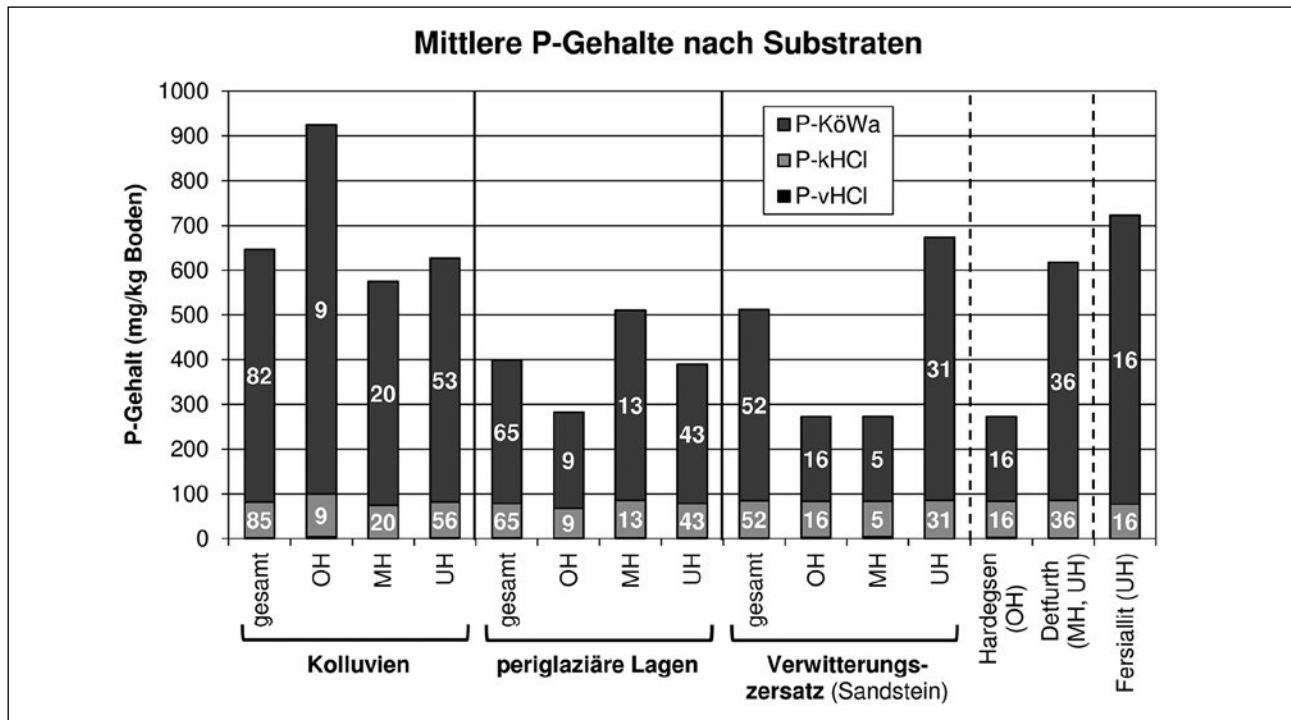
besonders am Oberhang sehr P-reich sind. Am wenigsten P findet man hingegen in den periglaziären Lagen und im Verwitterungszersatz der Sandsteine. Dabei weisen gerade Letztere sehr unterschiedliche P-Mengen auf. Am Oberhang findet man gleichermaßen wenig  $P_{KöWa}$  in den periglaziären Lagen und im Verwitterungszersatz. Am Mittelhang weisen die periglaziären Lagen dagegen relativ viel  $P_{KöWa}$  auf, während der anstehende Verwitterungszersatz die geringsten Mengen verzeichnet. Am



Unterhang weist der Verwitterungsersatz sehr hohe  $P_{KöWa}$ -Gehalte auf, die sogar die Werte der Kolluvien übersteigen.

Hierbei müssen jedoch die in den Hanglagen unterschiedlichen bodenbildenden Prozesse berücksichtigt werden. Darum sind die in Abb. 11 dargestellten durchschnittlichen P-Gehalte der Hardeggen- und Detfurth-Sandsteine sowie des Fersiallits nicht als diagnostisch anzusehen. Die Statistiken werden hier durch die hohen P-Mengen im weiteren Untergrund am Un-

terhang verzerrt. Da der Verwitterungsersatz am Oberhang (Hardeggen-Folge) und am Mittelhang (Detfurth-Folge) hingegen sehr ähnliche P-Mengen aufweist, ist nicht von grundsätzlich abweichenden P-Gehalten zwischen den beiden Sandsteinfolgen auszugehen. Die im Burgwald festgestellten Durchschnittsmengen von 273 mg  $P_{KöWa}$ /kg Boden unterschreiten dabei den von PECORONI et al. (2014: 91) für Sandsteine angegebenen Median (370,9 mg P/kg Boden) noch deutlich.



**Abb. 11:** Durchschnittliche P-Gehalte, nach Substrattypen und Hanglage differenziert (OH = Oberhang, MH = Mittelhang, UH = Unterhang). Die Stichprobengröße (n) ist in den Balken angegeben ( $n_{PvHCl} = n_{PkHCl}$ ).

## 5.2 Metall-Gehalte

Tab. 2 gibt die statistischen Kennwerte der gemessenen Metall-Gehalte wieder. Die höchsten Mengen verzeichnen im Burgwald Fe mit 3962 mg/kg Boden und Al mit 3726 mg/kg Boden (Mediane). Auf den gesamten Hang bezogen (Abb. 12) sind die Fe-Gehalte in allen Substraten ähnlich (4713–4749 mg/kg Boden), steigen aber im Verwitterungsersatz der Sandsteine leicht an (4870 mg/kg Boden). Die Al-Gehalte unterschreiten in der Regel jene des Fe. Ursache ist die Auswaschung von  $Al^{3+}$  im Al-Pufferbereich. Am meisten Al findet man durchschnittlich in den kolluvialen Schichten (5711 mg/kg Boden), am wenigsten im Verwitterungsmaterial der Sandsteine (4253 mg/kg Boden).

Ca weist eine sehr heterogene Verteilung auf. Die hohe Differenz zwischen Maximum (8524 mg Ca/kg Boden) und Me-

dian (106 mg Ca/kg Boden) deutet eine unsystematische Entwicklung der Messwerte an. Dabei sind vor allem die Maxima überraschend, weil Ca bzw.  $Ca^{2+}$  als basisch wirkendes Kation in den stark versauerten Böden des Burgwaldes unter natürlichen Bedingungen bereits seit Langem ausgewaschen sein sollte. Da das Untersuchungsgebiet am südlichen Gerhardsberg wegen seiner Nähe zu einem Naturschutzgebiet nicht gekalkt wird (pers. Komm. S. Hering/HessenForst am 18.03.2016), scheiden solche rezenten Maßnahmen zur Erklärung der hohen Ca-Messwerte aus. Ältere anthropogene Einflüsse, bspw. in Form einer Mergelkalkung während mittelalterlichen Ackerbaus, wären denkbar. Allerdings sollten auch solche, vermutlich relativ geringen Ca-Einträge in den sehr sauren Böden im Laufe der letzten 500 Jahre stark ausgewaschen worden sein.

Auffällig ist, dass hohe Ca-Gehalte sehr unsystematisch auftreten. Ca bildet mengenmäßig stark ausreißende, aber im Profil vertikal nur geringmächtige Peaks. Diese liegen in den untersuchten Böden in unterschiedlichen Tiefen und können nur unzureichend pedogenetisch erklärt werden. Eventuell handelt es sich daher bei den ausreißenden Werten um Messfehler am ICP-MS, welches für Ca starke Interferenzen aufweist (THOMAS 2002: 26).

Abgesehen von den Ca-Maxima ist der Medianwert äußerst niedrig. Ca tritt im Durchschnitt vor allem in den periglaziären Lagen auf (882 mg/kg Boden). Womöglich handelt es sich dabei zum Teil um Verwitterungsreste des Lösses. Die Kolluvien und der Sandsteinzersatz verzeichnen hingegen ähnliche Ca-Mengen (447–459 mg/kg Boden), die den errechneten Median aber deutlich übersteigen. Hohe Ca-Mengen findet man zudem oft in den extrem humosen Oberböden am Oberhang und am Unterhang. Das resultiert vermutlich aus dem hohen selektiven Bindungsvermögen von organischer Substanz für Ca

(BML 2007: 58). Dieses wird allerdings in den Humusaufgaben langfristig fixiert und ist deshalb nicht pflanzenverfügbar (BML 2007: 85).

Mn ist mit rund 35 mg/kg Boden (Median) sehr selten in den lokalen Böden. Vor dem Hintergrund des nährstoffarmen Ausgangsgesteins und der starken Versauerung der Standorte bis in den Al-Pufferbereich ist die intensive Auswaschung von Mn erwartungsgemäß. Gerade weil es nur schwach sorbiert wird, können es  $Al^{3+}$ -Ionen leicht von den Austauscheroberflächen verdrängen (BML 2007: 64). Dennoch findet man die höchsten Durchschnittsmengen an Mn (81 mg/kg Boden) in den am stärksten versauerten Kolluvien. Die periglaziären Lagen und der Sandsteinzersatz enthalten dagegen nur etwa halb so viel Mn (35–44 mg/kg Boden).

Allerdings ergeben sich für die drei Hanglagen charakteristische Abweichungen in den Metall-Gehalten. Unterschiede in den Element-Mengen können daher nur unzureichend mit der Substratgenese erklärt werden.

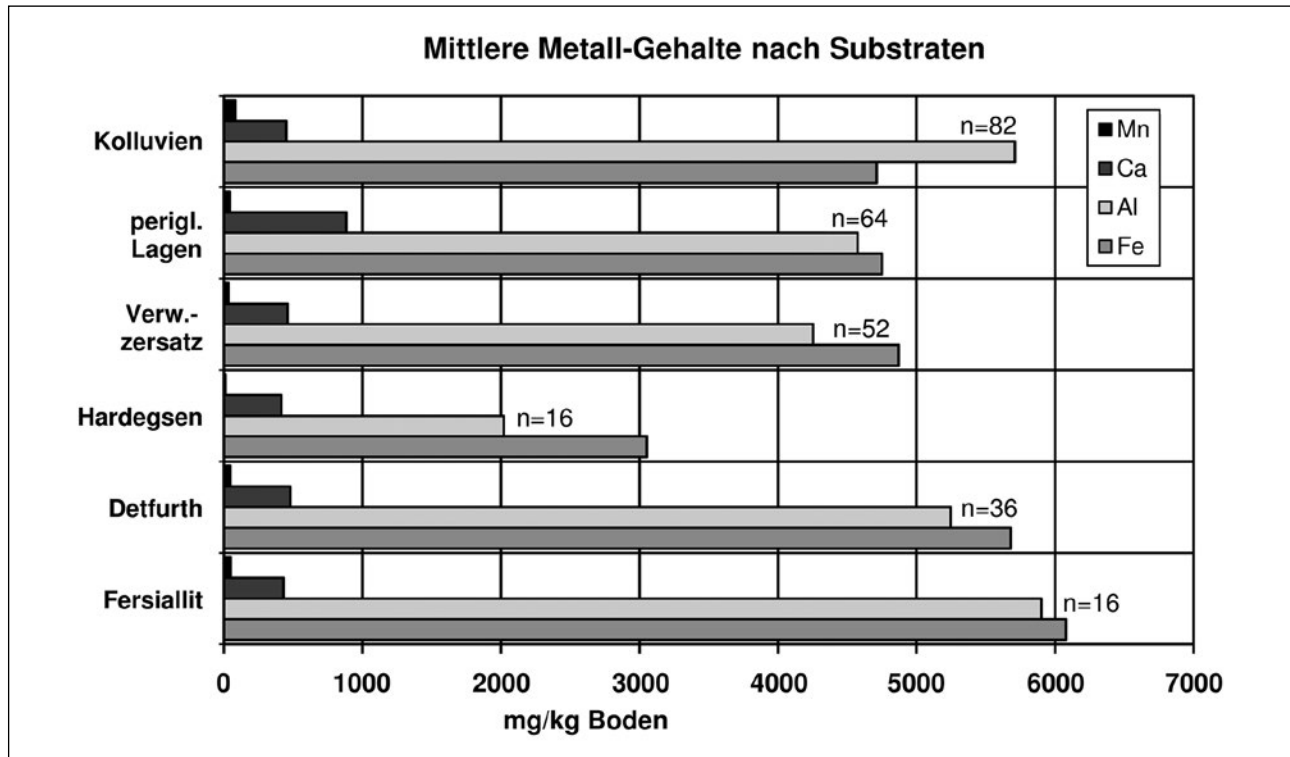


Abb. 12: Durchschnittliche Metall-Gehalte, nach Substrattypen differenziert.

## 6 Einflüsse der Pedogenese auf die Element-Gehalte

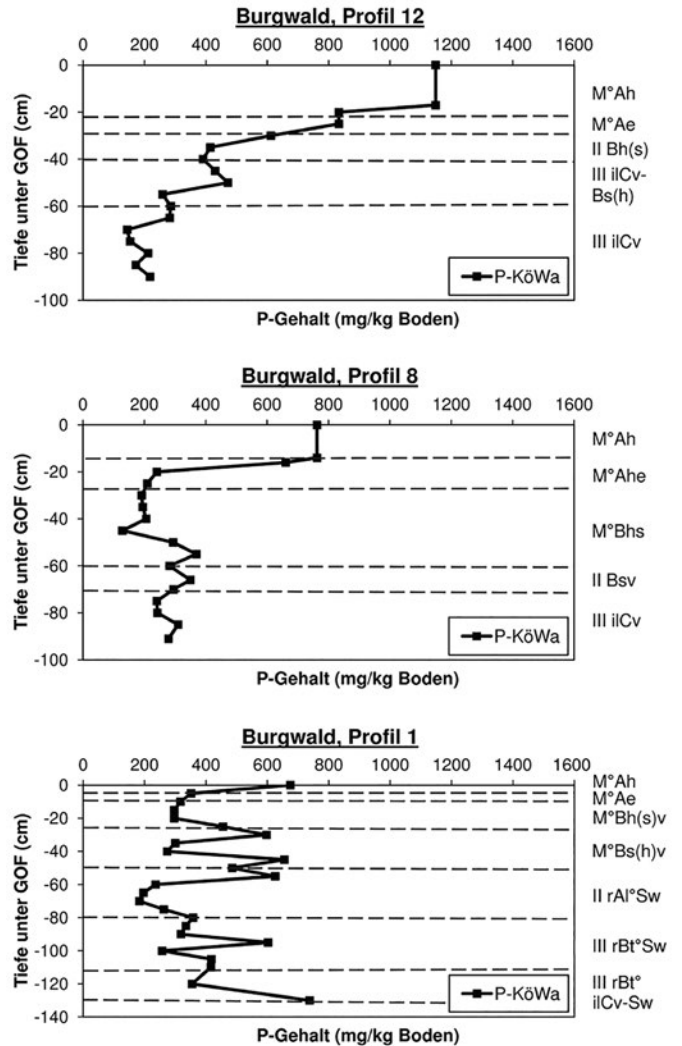
Bei Betrachtung einzelner Standorte zeigt sich, dass die räumliche Verteilung der Elemente nicht primär vom Substrat hergeleitet werden kann, sondern von der Pedogenese. Als Beispiele sollen die Profile 12, 8 und 1 dienen.

Die Kurven der Ober- und Mittelhangstandorte (Abb. 13; Profil 12, 8) lassen die Podsol-Dynamik erkennen. Wegen des geringen pH-Werts werden Al, aber auch Fe im Rahmen ihrer Pufferfunktion mobilisiert und können dann mit dem Sickerwasser vertikal verlagert werden. Es kommt zur Verarmung der Auswaschungshorizonte an Fe und Al. Da deren Oxide im sauren pH-Bereich Hauptsorbenten für P sind (ACHAT et al. 2013: 734, BLUME et al. 2010: 414, AMBERGER 1996: 188), verlieren die Auswaschungshorizonte damit an Sorptionskapazität für P. Die Mobilisierung von Al kann dabei auch eine direkte Freisetzung von P bewirken, wenn dieser zuvor an Al gebunden vorlag (SANCLEMENTS et al. 2010: 2182). Zudem werden im Rahmen der Podsolierung auch P-tragende Humusstoffe (v. a. Fulvosäuren) aus dem Oberboden transloziert. Folglich sinken in den Auswaschungshorizonten die  $P_{K\delta Wa^-}$ - und  $P_{KHCl^-}$ -Gehalte, was besonders in Profil 8 deutlich wird.

Die verlagerten Ionen werden in den Anreicherungshorizonten eingewaschen und an Humusstoffe und Sesquioxide sorbiert (VÄÄNÄNEN et al. 2008: 557f., WALNA et al. 2005: 244). In ihren unteren Abschnitten nehmen daher die Al- und Fe-Mengen sukzessive stark zu. Damit erhöht sich auch die Sorptionskapazität für P (ACHAT et al. 2013: 734). Folglich steigen hier die  $P_{KHCl^-}$ - und  $P_{K\delta Wa^-}$ -Gehalte.

Der stark verdichtete III ilCv-Horizont in Profil 12 weist hingegen wieder deutlich weniger Fe und Al auf. Die  $P_{KHCl^-}$ - und  $P_{K\delta Wa^-}$ -Gehalte sind in seinen oberen 10 cm allerdings noch erhöht. In Profil 8 sinken die Fe- und Al-Gehalte erst 10–15 cm unter der Horizontgrenze zum mittelstark verdichteten III ilCv. Es wird also ersichtlich, dass Verlagerungsvorgänge nicht den gesamten Horizont betreffen, sondern in bestimmten Bereichen schwerpunktmäßig ablaufen. So zeigen sich Aus- und Einwaschung bspw. verstärkt in Richtung Untergrenze der entsprechenden Horizonte.

In Profil 1 am Unterhang (vgl. Abb. 13) überlagern sich die pedogenetischen Einflüsse von Podsolierung, Lessivierung und Pseudovergleyung. Daher bildet das Profil verschiedene Trends in den Element-Verteilungen ab. Im Eluvialhorizont zeigt sich erwartungsgemäß die Verminderung der Fe-, Al-, Mn-,  $P_{K\delta Wa^-}$ - und bedingt der  $P_{KHCl^-}$ -Gehalte. In den Anreicherungshorizonten nehmen die Element-Mengen zu. Im II rAl<sup>o</sup>Sw-Horizont sinken die Fe-, Al-,  $P_{K\delta Wa^-}$ - und  $P_{KHCl^-}$ -Werte dann erneut. Infolge der (reliktischen) Lessivierung ist diese Schicht an Ton verarmt und kann daher weniger P binden (BLUME et al. 2010: 135). An der Grenze zum darunter liegenden, mit Ton angereicherten und damit sorptionsfähigeren III rBt<sup>o</sup>Sw-Horizont steigen



die Fe-, Al-,  $P_{K\delta Wa^-}$ - und  $P_{KHCl^-}$ -Gehalte entsprechend wieder an. Hier werden die aus dem oberen Profilbereich vertikal verlagerten Elemente wieder gebunden. Das bezieht sich jedoch nur auf den Bereich der Horizontgrenze; im unteren III rBt<sup>o</sup>Sw sind alle Element-Gehalte wieder merklich geringer. Im tiefer liegenden III rBt<sup>o</sup>ilCv<sup>o</sup>Sw steigen lediglich die  $P_{KHCl^-}$ - und  $P_{K\delta Wa^-}$ -Gehalte deutlich und erreichen ihre Maxima im Profil 1. Fe, Al und Mn bleiben hingegen relativ gering.

Diese Tiefenanreicherung des Profils mit P erklärt sich wahrscheinlich aus der Vernässung des Unterhangs. In Feuchtphasen wird P mobilisiert (SANCLEMENTS et al. 2010: 2183; BLUME et al. 2010: 418) und im Stauwasser dem Relief sowie einem Konzentrationsgefälle folgend subcutan umverteilt. Da-

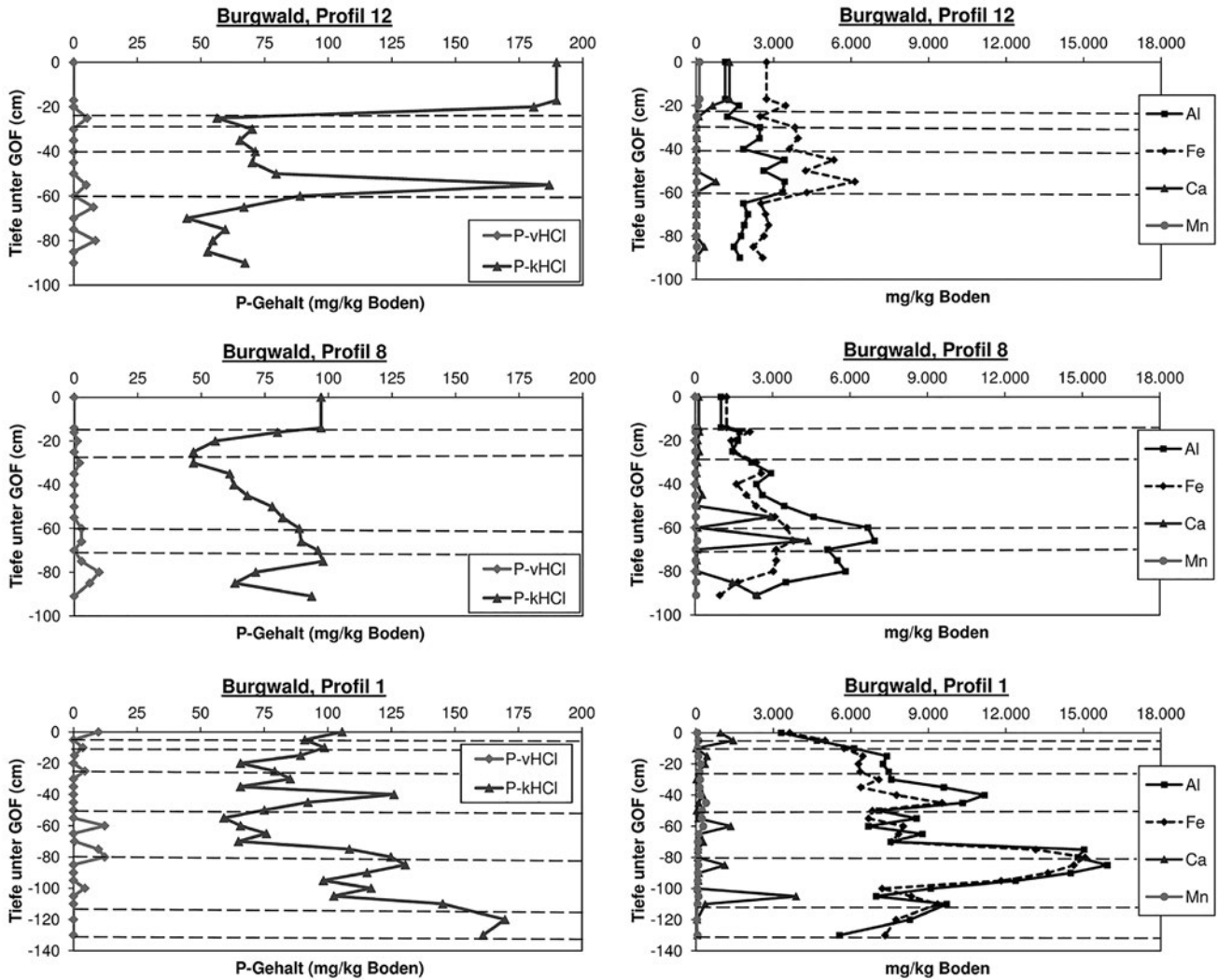


Abb. 13: P- und Metall-Gehalte in den Profilen 12 (Oberhang), 8 (Mittelhang) und 1 (Unterhang) (GOF = Geländeoberfläche).

bei wurde der Verwitterungsersatz des Detfurth-Sandsteins mit P angereichert, weil er originär P-arm war und geringe P-Lösungskonzentrationen aufwies. Zudem sammeln sich gelöste Stoffe bei sinkendem Stauwasserspiegel wohl auch grundsätzlich in der Tiefe, da sie im grobkörnigen Solum nur wenige Bindungspartner finden und daher lange in Lösung bleiben.

In Trockenphasen wird ein Teil des verlagerten P in der Tiefe schließlich wieder gebunden, z.B. an ebenfalls transloziertes Al und Fe. Bei der Analyse würde er folglich als  $P_{kHCl}$  bzw. später als  $P_{k0Wa}$  erfasst. Die zeitliche Dimension des Übergangs

zur  $P_{k0Wa}$ -Fraktion ist dabei nicht bekannt. Sie hängt vermutlich stark von der zeitlichen Dynamik der Feucht- und Trockenphasen ab. Da das Transekt im Bereich humiden Klimas liegt, sind häufige Niederschläge und folglich viele, relativ kurz aufeinander folgende Vernässungsetappen zu erwarten. Womöglich ist deshalb der Gehalt an  $P_{kHCl}$  in den staunassen Horizonten so hoch. Diese Fraktion bildet von der Löslichkeit her eine Zwischenstufe zwischen  $P_{vHCl}$ , aus dem er durch Sorption hervorgeht, und  $P_{k0Wa}$ , aus dem er durch Mobilisierung entsteht.



## 7 Vertikal-laterale Stoffverlagerungen am Hang

Bei der Betrachtung einzelner Profile zeigen sich vornehmlich die Auswirkungen von Verlagerungsprozessen auf die vertikale Verteilung der Elemente. Da in Abhängigkeit vom Relief aber auch laterale Translokationstendenzen zu erwarten sind (PECORONI et al. 2014: 84), lohnt die Untersuchung der Messwerte in Abhängigkeit von der Hanglage der Standorte. Entsprechend zeigt Abb. 14 die durchschnittlichen Element-

Gehalte nach pedogenetischen Merkmalen differenziert für die einzelnen Hangabschnitte. Ausschlaggebend für die Zuordnung ist dabei die aktuelle Bodenbildung. Mischhorizonte wurden doppelt gezählt. Also geht bspw. ein Ah-Bv-Horizont als Ah- und als Bv-Horizont in die Statistik ein. Zu beachten ist dabei auch die unterschiedliche Stichprobengröße der Bodenhorizonte in den jeweiligen Hanglagen.

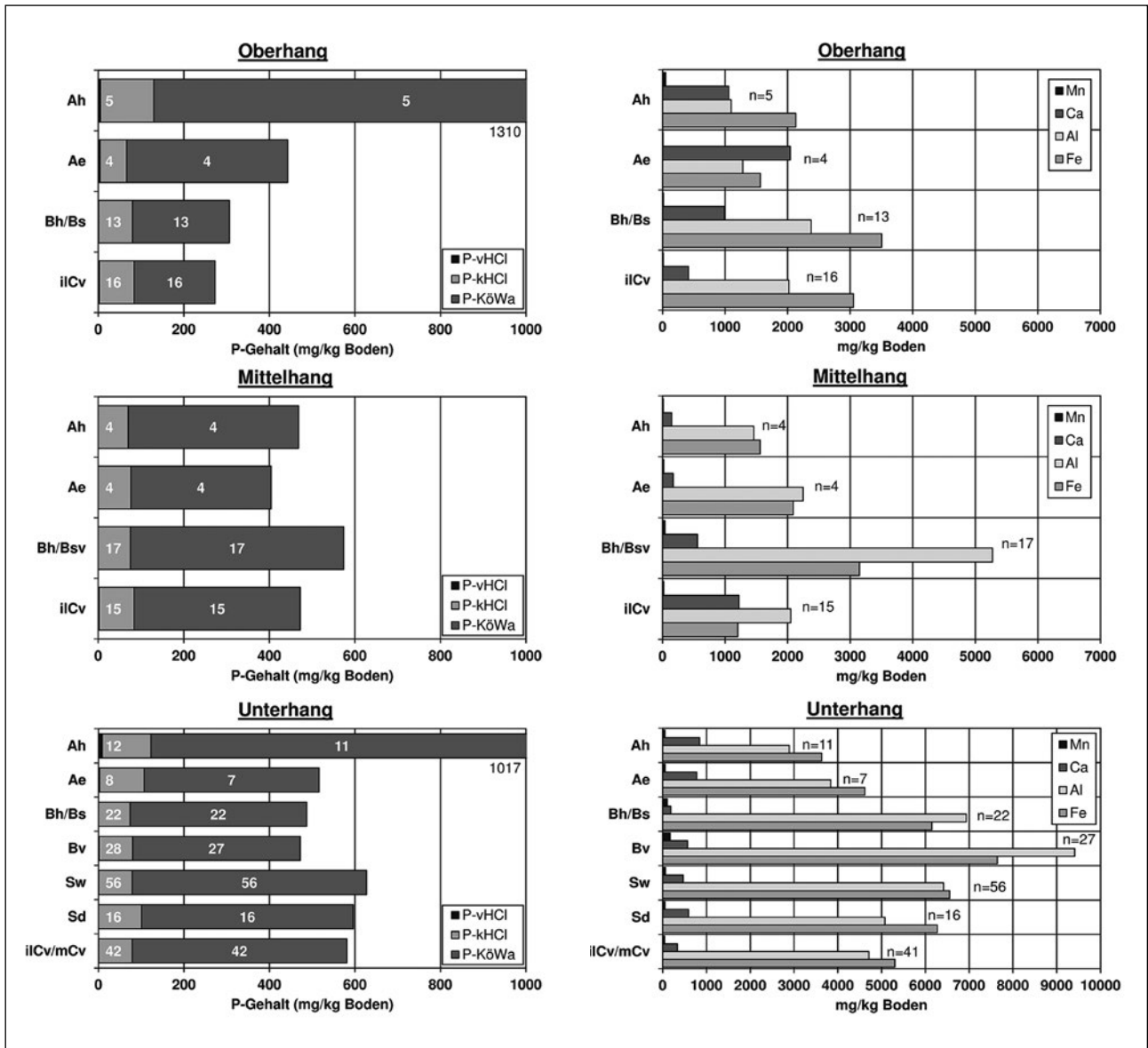


Abb. 14: P- und Metall-Gehalte, differenziert nach pedogenetischen Merkmalen und Hanglage. Die Stichprobengröße (n) der P-Gehalte ist in den Balken angegeben ( $n_{PvHCl} = n_{PkHCl}$ ).

## 7.1 Oberhang

Die Böden der Oberhanglagen sind Erosionsreste. Grobkörniger, mineralarmer Sandsteinzersatz steht relativ oberflächennah an und bildet häufig schon die B-Horizonte der Podsole. Daher und wegen des steilen Reliefs sind die Böden von intensiver, langfristiger Auswaschung gekennzeichnet. Die durchschnittlichen Mn-Gehalte sind in allen Horizonten entsprechend gering. Die größten Mengen (49 mg/kg Boden) findet man im Ah-Horizont, wo sie vermutlich in der Streu gebunden sind. Die Horizonte darunter weisen nur 8–13 mg Mn/kg Boden auf.

Verglichen mit dem Medianwert von 106 mg/kg Boden ist Ca am Oberhang überraschend häufig. Es kommt in den humosen Horizonten (Ah, Ae, Bh) mit 990–2043 mg/kg Boden vor, wobei es vermutlich selektiv an die Organik sorbiert ist (BML 2007: 58). Womöglich wird es deshalb weniger stark verlagert als Fe und Al.

Al ist hingegen bereits stark ausgewaschen (1095–2375 mg/kg Boden). Deshalb findet man in allen Horizonten mehr Fe als Al. Da das Puffervermögen durch  $\text{Al}^{3+}$  erschöpft ist, werden  $\text{H}^+$ -Protonen besonders in den A-Horizonten bei  $\text{pH}_{\text{KCl}^-}$  Werten  $< 3$  durch  $\text{Fe}^{3+}$  gepuffert. Als Folge kann nun auch Fe stärker ausgewaschen werden. Das zeigt sich in der relativen

Verarmung der Auswaschungshorizonte (1562 mg Fe/kg Boden) zugunsten der Anreicherungshorizonte (3500 mg Fe/kg Boden), wo der  $\text{pH}_{\text{KCl}^-}$  wieder  $> 3$  ist.

Anders als von VÄÄNÄNEN et al. (2008: 558) berichtet, zeichnet P im Burgwald diese für Podsole typische Verteilung von Fe und Al nicht nach. Grundsätzlich sinken die P-Gehalte stattdessen mit zunehmender Tiefe. Den meisten P (1310 mg  $\text{P}_{\text{K}^{\text{ö}}\text{Wa}}$  und 130 mg  $\text{P}_{\text{KCl}^-}$ /kg Boden) enthalten die Ah-Horizonte, was auf ihren hohen Gehalt an organischer Bodensubstanz zurückgeführt wird. Zudem liegen die pH-Werte hier im Bereich des Fe-Puffers. Zusätzlich zu  $\text{Al}^{3+}$  findet man also auch vermehrt  $\text{Fe}^{3+}$  in der Bodenlösung, das P binden kann. Eventuell ergeben sich aus der Kumulation beider Fraktionen die hohen  $\text{P}_{\text{K}^{\text{ö}}\text{Wa}}$ -Gehalte im Ah-Horizont.

Im Ae-Horizont ist im Durchschnitt eine Abnahme der  $\text{P}_{\text{KCl}^-}$ -Mengen ersichtlich, die sich aus der Tiefenverlagerung von mobilem P sowie von Fe und Al ergibt. Folglich kann in den Auswaschungshorizonten weniger P gebunden werden. Sie weisen trotzdem mehr  $\text{P}_{\text{K}^{\text{ö}}\text{Wa}}$  auf als die Anreicherungshorizonte (443 gegenüber 307 mg  $\text{P}_{\text{K}^{\text{ö}}\text{Wa}}$ /kg Boden). Diese verlieren P wahrscheinlich durch vertikal-lateral gerichtete Verlagerungen. Davon könnte P stärker betroffen sein als Fe und Al.

## 7.2 Mittelhang

Der Mittelhang stellt einen Transitraum dar, sowohl für Erosionsprozesse als auch für Stoffverlagerungen. Erosionsereignisse wurden in Zeiten von Vegetationsfreiheit/-armut durch Extremniederschläge oder Bodensättigung (z. T. bei Frostauftauvorgängen) verursacht. Sie traten vermutlich verstärkt im Mittelalter, während der Kleinen Eiszeit und im 18./19. Jahrhundert auf (OPP 2005: 179, BORK 1983: 1f.). An Wasser gekoppelte Stoffumlagerungen fanden hingegen langfristig statt und ereignen sich im Zuge der Podsolierung auch heute noch. Dabei erhält der Mittelhang Zugewinne von am Oberhang verlagerten Elementen. Gleichzeitig erleidet er auch Verluste in Richtung Unterhang. Die Elemente werden dabei vertikal-lateral transloziert. Im Zuge der Podsolierung werden sie in die Tiefe transportiert. Im Zusammenhang mit dem Gefälle gelangen sie dabei mit dem Interflow sukzessive weiter hangabwärts. Folglich findet man die Anreicherungen der Elemente in Richtung Unterhang zunehmend tiefer und in steigenden Mengen.

Am Mittelhang liegen podsolige Braunerden vor, die vom Oberhang mit Elementen angereichert wurden und daher relativ mächtige verbrauchte Anreicherungshorizonte aufweisen.

In der Elementverteilung zeigt sich der kombinierte Effekt von vertikal-lateraler Stoffeinwaschung vom Oberhang und von der Podsolierung. Die Auswaschungshorizonte, meist Aeh-Mischhorizonte, sind geringmächtiger als am Oberhang und relativ stark verarmt. Die höchsten Al-, Fe- und  $\text{P}_{\text{K}^{\text{ö}}\text{Wa}}$ -Gehalte findet man in den Anreicherungshorizonten, wo die eingewaschenen Sesquioxide zur P-Bindung beitragen (VÄÄNÄNEN et al. 2008: 566). Dabei sind in den Bh- und Bsv-Horizonten gerade die Al-Mengen deutlich erhöht, weil das Metall, wie erwähnt, am Oberhang stark ausgewaschen wird.

Auch die  $\text{iCv}$ -Horizonte weisen relativ große Mengen an  $\text{P}_{\text{K}^{\text{ö}}\text{Wa}}$ , nicht jedoch an Fe und Al auf. Hier scheint es ebenfalls, als sei P stärker von Verlagerungsvorgängen betroffen als die Metalle. Besonders da am Mittelhang im Durchschnitt kein leicht löslicher  $\text{P}_{\text{vHCl}}$  (mehr) vorkommt.

Die Ca-Mengen steigen in der Tiefe an. Möglicherweise ergibt sich das aus weiterer Stoffverlagerung über den Bs hinaus in die Tiefe bzw. aus lateraler Einwaschung vom Oberhang her. Die Mn-Gehalte sind durchweg gering und unspezifisch. Das zeigt, dass auch der Mittelhang noch Auswaschungsverluste verzeichnet.

### 7.3 Unterhang

Pedologisch überlagern sich am Unterhang die von der Oberfläche ausgehende Podsolierung und die Pseudovergleyung im Untergrund. Dieser Hangabschnitt verzeichnet bei den vertikal-lateralen Verlagerungen mit dem Gefälle die meisten Stoffeinträge. Zum einen wurde er direkt mit Elementen angereichert, indem hier humose, feinkörnige Kolluvien und relativ feinkörnige periglaziäre Lagen mit Löss und Laacher-See-Tephra abgesetzt wurden (JOST & OPP 2006: 97, OPP 2005: 178). Zum anderen werden am Unterhang die im Hangwasser mit dem Gefälle verlagerten Elemente eingewaschen, weil das Relief weniger steil ist und die feinkörnigen Substrate den unterirdischen Abfluss zusätzlich verlangsamen. Da das Hangwasser auf seinem Weg mit dem Gefälle weiter versickert, erreichen die darin transportierten Stoffe am Unterhang tiefere Schichten als am Mittelhang.

Die Anreicherung am Hang ausgewaschener Elemente zeigt sich insbesondere bei Fe, Al und Mn, die am Unterhang durchschnittlich doppelt (5170 mg Fe/kg Boden) bzw. dreimal (4927 mg Al/kg Boden; 66 mg Mn/kg Boden) so hohe Gehalte wie am Oberhang aufweisen. Grundsätzlich nehmen die Mengen dieser Elemente in den podsolierten und verbräunten Profilmereichen mit der Tiefe zu. Die höchsten Gehalte verzeichnen dabei erwartungsgemäß die Anreicherungs- und Bv-Horizonte (7643 mg Fe/kg Boden; 9411 mg Al/kg Boden; 170 mg Mn/kg Boden). Hier ist der Effekt intensiver Al-Einwaschung vom Hang evident, da die Al-Mengen in diesen Horizonten rund 20 % höher sind als die Fe-Mengen.

## 8 Korrelationen

Um die Messwerte auf Zusammenhänge zwischen den Elementen zu prüfen, wurde eine Spearman-Rangkorrelation durchgeführt (Tab. 3). Dabei ergaben sich Unterschiede zwischen den Korrelationskoeffizienten ( $r_{sp}$ ) der Elemente im gesamten Transekt und denen der drei Hangabschnitte. Das verdeutlicht, dass keine generellen, also standortunabhängigen Trends zwischen den Elementen bestehen. Stattdessen werden die Zusammenhänge offenbar von spezifischen, durch die Reliefsituation vorgezeichneten Standort- und Bodeneigenschaften geprägt.

Nur wenige Elemente weisen einen signifikanten Zusammenhang auf ( $p < 0,05$ ). Diese Korrelationen sind in den meisten Fällen schwach ( $r_{sp} < 0,5$ ). Da die Element-Gehalte unterschiedlich beeinflussende Prozesse in Böden wechselseitig und parallel ablaufen (z. B. Mobilisierung/Sorption, Ein-/Auswaschung/Entzug durch Pflanzen), ist es schwer, einen klaren statistischen Trend zu erhalten. Dabei lässt sich nicht abschließend klären, ob zwischen den Variablen wirklich ein inhaltlicher Zusammenhang besteht oder ob sie nur denselben Pro-

In den unteren, pseudovergleyten Profilmereichen gehen die Element-Gehalte mit zunehmender Tiefe zurück (Fe durchschnittlich -14 %, Al -35 %, Mn -65 %). Davon sind besonders die leichter auswaschbaren Elemente betroffen. Daher ist anzunehmen, dass diese in Feuchtphasen noch weiter den Unterhang hinab verlagert werden. Das finale Senkengebiet bildet wahrscheinlich der vorflutende Bach in der Sohle des Kerbtals, so dass dort ökologische Belastungen zu erwarten sind (BML 2007: 172).

Im Zuge der Podsolierung werden Elemente also in den Untergrund verlagert. So gelangen sie in temporär vernässte Profilmereiche, wo sie in Feuchtphasen gelöst und noch weiter in die Tiefe sowie lateral in Richtung Bach transloziert werden können. Von diesem „Pumpeneffekt“ ist auch P betroffen. Grundsätzlich findet man ihn mit durchschnittlich 703 mg  $P_{KöWa}$ /kg Boden am Unterhang ebenfalls am häufigsten. Konträr zu den Metallen nehmen die P-Gehalte jedoch mit der Tiefe zu, was in Kap. 6 als Resultat staunässebedingter Mobilisierung erklärt wurde. Dabei weisen die staunassen S-Horizonte die höchsten und untereinander relativ ähnliche  $P_{KöWa}$ -Mengen auf (durchschnittlich 632 mg  $P_{KöWa}$ /kg Boden). Allerdings wären durch Mobilisierung in Abhängigkeit von der Vernässung des Standorts auch höhere Mengen an leichter löslichem P zu erwarten. Das Fehlen von  $P_{vHCl}$  in den S-Horizonten zeigt ebenfalls, dass der untersuchte Abschnitt des Hangfußes noch nicht das endgültige Senkengebiet der verlagerten Stoffe bildet.

zessen ausgesetzt sind (Zufallskorrelationen). Zudem muss beachtet werden, dass mehrere der untersuchten sowie weitere, hier nicht erhobene Variablen miteinander zusammenhängen könnten. Die Korrelationskoeffizienten sind daher nicht in der Lage das dynamische Wirkungsgefüge der Böden im Burgwald angemessen zu repräsentieren. Wahrscheinlich bestehen deshalb nur zwischen den Elementen stärkere Zusammenhänge, die vorwiegend denselben Prozessen unterliegen. Es handelt sich um Fe, Al und Mn (vgl. Tab. 3), die im Zuge der Versauerung alle ähnlich von Mobilisierung und Auswaschung betroffen sind (BML 2007: 172).

Anders als von ACHAT et al. (2013: 745) und SANCLEMENTS et al. (2010: 2180) festgestellt, ergeben sich hingegen keine starken Korrelationen für Fe, Al und die P-Fractionen. Das ist insofern überraschend, als gelöster P laut Literatur umfangreich und standortübergreifend an Fe und Al fixiert werden müsste, die wegen der niedrigen pH-Werte sehr aktiv sind (ACHAT et al. 2013: 742; VÄÄNÄNEN et al. 2008: 566; BML 2007: 48). Anhand der Korrelationskoeffizienten ist das im Burgwald jedoch

nicht nachweisbar. Eine mögliche Erklärung dafür ist, dass in den untersuchten Böden nicht primär Fe und Al P-bindend wirken, zumal sie durch die geringen pH-Werte stets wieder mobilisiert werden müssten (SANCLEMENTS et al. 2010: 2175, DISE et al. 2001: 1752). Zudem wurden hier Pseudogesamt-

Gehalte der Metalle nach Königswasser-Aufschluss gemessen (BLUME et al. 2015: 2). Bestimmte Metall-Fractionen wären womöglich besser geeignet, um die Sorption von P nachzuzeichnen (z. B. oxalatlösliche pedogene Oxide; WALNA et al. 2005: 245, DEVRIES et al. 2003: 14).

**Tab. 3:** Spearman Korrelationskoeffizienten ( $r_{sp}$ ) der Element-Gehalte (OH = Oberhang, MH = Mittelhang, UH = Unterhang).

	<b>P<sub>vHCl</sub></b>	<b>P<sub>kHCl</sub></b>	<b>P<sub>KöWa</sub></b>	<b>Fe</b>	<b>Al</b>	<b>Ca</b>	<b>Mn</b>
<b>P<sub>vHCl</sub></b>	<b>1,000</b>	-	-	-	-	-	-
<b>P<sub>kHCl</sub></b>	<b>0,090</b>	<b>1,000</b>	-	-	-	-	-
OH	-0,025	1,000	-	-	-	-	-
MH	0,007	1,000	-	-	-	-	-
UH	0,159	1,000	-	-	-	-	-
<b>P<sub>KöWa</sub></b>	<b>-0,272*</b>	<b>0,185*</b>	<b>1,000</b>	-	-	-	-
OH	-0,094	0,489*	1,000	-	-	-	-
MH	-0,311	0,363*	1,000	-	-	-	-
UH	-0,269*	0,050	1,000	-	-	-	-
<b>Fe</b>	<b>-0,188*</b>	<b>0,263*</b>	<b>0,249*</b>	<b>1,000</b>	-	-	-
OH	-0,344	0,273	0,229	1,000	-	-	-
MH	0,078	-0,067	0,021	1,000	-	-	-
UH	-0,196*	0,314*	0,203*	1,000	-	-	-
<b>Al</b>	<b>-0,206*</b>	<b>0,142</b>	<b>0,200*</b>	<b>0,887*</b>	<b>1,000</b>	-	-
OH	-0,293	0,054	-0,128	0,822*	1,000	-	-
MH	0,121	-0,086	0,013	0,961*	1,000	-	-
UH	-0,204*	0,192*	0,122	0,891*	1,000	-	-
<b>Ca</b>	<b>0,177*</b>	<b>0,131</b>	<b>0,019</b>	<b>-0,008</b>	<b>0,026</b>	<b>1,000</b>	-
OH	0,276	0,265	0,151	-0,174	-0,219	1,000	-
MH	-0,087	-0,103	0,050	0,075	0,084	1,000	-
UH	0,171	0,099	-0,051	0,059	0,047	1,000	-
<b>Mn</b>	<b>-0,076*</b>	<b>0,262*</b>	<b>0,251*</b>	<b>0,745*</b>	<b>0,742*</b>	<b>0,258*</b>	<b>1,000</b>
OH	-0,124	0,483*	0,553*	0,522*	0,288	0,531*	1,000
MH	0,023	-0,101	0,015	0,735*	0,769*	0,494*	1,000
UH	0,073	0,269*	0,061	0,642*	0,648*	0,201*	1,000

(Spearman Rangkorrelationskoeffizienten; Werte mit \* sind signifikant mit  $p < 0,05$ .)



## 9 Zusammenfassung

In den stark versauerten Böden im Burgwald zeigt sich ein Missverhältnis zwischen leicht und schwer löslichen P-Fractionen. Die Nährstoffsituation für Pflanzen wirkt dabei äußerst ungünstig, denn verfügbarer P ( $P_{\text{vHCl}}$ ) fehlt in den untersuchten Böden im Median vollständig. Dem gegenüber treten schwer- ( $P_{\text{kHCl}}$ ) und schwerstlösliche P-Formen ( $P_{\text{köWa}}$ ) unproportional häufig auf, obwohl auch sie im Median relativ geringe Gehalte aufweisen (78 mg  $P_{\text{kHCl}}$  und 418 mg  $P_{\text{köWa}}$ /kg Boden).

Den vorliegenden Daten zufolge kann das Missverhältnis zwischen den P-Fractionen nicht auf eine umfangreiche Fixierung von P an Fe und Al zurückgeführt werden (ACHAT et al. 2013: 742, VÄÄNÄNEN et al. 2008: 566, BML 2007: 48). Die Metalle weisen standortübergreifend keine nennenswerten Korrelationen mit den P-Fractionen auf. SANCLEMENTS et al. (2010: 2181) erklärten dies am Beispiel von Al mit einer analogen Mobilisierung des Metalls und P bei stark saurer Bodenreaktion. Folglich wäre in sehr sauren Waldböden, in Abgrenzung zu BML (2007: 48), keine Fixierungstendenz zu erwarten, sondern eher ein Trend zur Mobilisierung von P und eine erhöhte Anfälligkeit für Auswaschung und Verlagerung. Entsprechend zeigt sich anhand der räumlichen P-Verteilung im Burgwald eine Abhängigkeit des Nährstoffs vom Relief und von pedogenen Prozessen. So steigen die  $P_{\text{köWa}}$ -Gehalte vom Oberhang zum Unterhang um durchschnittlich 20 % an. Auch Fe (+115 %), Al (+208 %) und Mn (+230 %) vollziehen diesen Trend nach.

Die Anreicherung des Unterhangs mit Elementen geschah zum einen direkt durch Bodenumlagerungen. Dabei wurden am Oberhang sorptionsschwache, sandige Verwitterungsschichten entblößt. Der Unterhang wurde hingegen mit relativ feinkörnigen Kolluvien und periglaziären Fließerden überdeckt. Sie verfügen über eine höhere Bindungskapazität für Elemente, aber auch über eine schlechtere Wasserwegsamkeit. Dadurch wurden diese Schichten auch indirekt mit vertikal-lateral am Hang verlagerten Stoffen angereichert. Während der Podsolierung mobilisierte Elemente wurden dabei am Ober- und Mittelhang nicht nur vertikal aus den Auswaschungs- in die Anreicherungszone transloziert, sondern wegen des steilen Gefälles auch lateral mit dem Bodenwasser hangabwärts bewegt. Durch das sinkende Gefälle und die feinkörnigen Substrate fand am Unterhang ihre Einwaschung und Anreicherung statt. Während umfangreiche Erosion zuletzt vermutlich im 18./19.

Jahrhundert geschah (OPP 2005: 179; BORK 1983: 1f.), laufen solche vertikal-lateralen Umlagerungen mit dem Hangwasser noch heute ab.

Am Unterhang zeigt sich dabei eine Art „Pumpeneffekt“, bei dem Elemente im Rahmen der Podsolierung in die Tiefe verfrachtet werden. Dort erreichen sie staunasse Profilmereale, werden mobilisiert und weiter ausgewaschen. Folglich weisen die pseudovergleyten Horizonte sinkende durchschnittliche Element-Gehalte auf (-14 % Fe, -35 % Al, -65 % Mn). Das zeigt sich besonders im Fehlen des  $P_{\text{vHCl}}$ , der in staunassen Horizonten eigentlich relativ häufig sein sollte. Das finale Senkengebiet der am Unterhang mobilisierten Stoffe ist vermutlich der vorflutende Bach an der Talsohle.

Im Kontext dieser Befunde erscheint das Missverhältnis zwischen leicht und schwer löslichen P-Formen in den untersuchten Böden vorwiegend als Resultat der Auswaschung von mobilem P (neben anderen Elementen) (LIU et al. 2014: 7). Entgegen der Annahmen von VÄÄNÄNEN et al. (2008: 566) muss das Rückhaltevermögen von Podsolon also in Abhängigkeit vom Relief geringer angesetzt werden. Die zeitliche Dynamik der Niederschläge im Burgwald lässt dabei einen den Großteil des Jahres bestehenden subcutanen Hangwasserstrom erwarten, der gelöste Stoffe transportiert. Vermutlich versorgen sich die Waldpflanzen direkt daraus und verbrauchen den mobilen P weitgehend. Wahrscheinlich mobilisieren sie zudem aktiv selbst P über Wurzelexsudate (BLUME et al. 2010: 398, AMBERGER 1996: 195), evtl. auch unterstützt durch Mikroorganismen (LIU et al. 2014: 6, FLORES-FÉLIX et al. 2013: 876, TURAN et al. 2012: 818). Folglich bedeutet das scheinbar alarmierende Ergebnis der Analysen (Median von 0 mg  $P_{\text{vHCl}}$ /kg Boden) nicht, dass verfügbarer P im Burgwald grundsätzlich fehlt. Vermutlich wird er lediglich direkt aufgenommen. Das könnte den häufigen Befund erklären, wonach P kaum ausgewaschen werde oder in die Bodenlösung gelange (SANCLEMENTS et al. 2010: 2183).

Diese Ergebnisse stehen in engem Zusammenhang mit den lokalen pH-Werten, die im Bereich des Fe- und Al-Puffers liegen. Bei steigendem pH (z.B. in den Austauscher-Pufferbereich), wäre die verstärkte Fixierung von P an Fe und Al durchaus möglich (SANCLEMENTS et al. 2010: 2175). Vor diesem Hintergrund könnten Kalkungen auch negative Effekte auf die Nährstoffsituation versauerter Waldböden haben.

## 10 Schriftenverzeichnis

- ACHAT, D. L., BAKKER, M. R., AUGUSTO, L., DERRIEN, D., GALLEGOS, N., LASHCHINSKIY, N., MILIN, S., NIKITICH, P., RAUDINA, T., RUSALIMOVA, O., ZELLER, B. & BARSUKOV, P. (2013): Phosphorus status of soils from contrasting forested ecosystems in southwestern Siberia: effects of microbiological and physicochemical properties. – *Biogeosci.*, **10** (2): 733–752; Göttingen.
- Ad-hoc-AG Boden der Staatlichen Geologischen Dienste und der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung. – 5. Aufl.: 438 S., 103 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- AMBERGER, A. (1996): Pflanzenernährung – Ökologische und physiologische Grundlagen, Dynamik und Stoffwechsel der Nährelemente. – 4. Aufl.: 319 S., 90 Tab.; Stuttgart (Ulmer).
- AmbiWeb GmbH (2016): de.climate-data.org. Webseite. Klimadaten für die Orte Mellnu: <http://de.climate-data.org/location/858659/>; Münchenhausen: <http://de.climate-data.org/location/155788/>; Rosenthal (alle: Ldkr. Marburg-Biedenkopf): <http://de.climate-data.org/location/22534/>. (Letzter Zugriff: 19.02.2016.)
- BLUME, H.-P., BRÜMMER, G. W., HORN, R., KANDELER, E., KÖGEL-KNABNER, I., KRETZSCHMAR, R., STAHR, K. & WILKE, B.-M. (2010): Scheffer/Schachtschabel – Lehrbuch der Bodenkunde. – 16. Aufl.: XIV, 569 S., zahlr. Abb.; Heidelberg (Spektrum).
- BLUME, H.-P., DELLER, B., FURTMANN, K., HORN, R., LESCHBER, R., PAETZ, A. & WILKE, B.-M. (Red.) (2015): Handbuch der Bodenuntersuchung – Terminologie, Verfahrensvorschriften und Datenblätter – Physikalische, chemische, biologische Untersuchungsverfahren – Gesetzliche Regelwerke. – Bd. 5, 3.1.0 (55. Erg.-Lfg./März 2015); Weinheim, Berlin (Wiley-VCH), Berlin (Beuth).
- BML – Bundesministerium für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten (2007): Deutscher Waldbodenbericht 1996 – Ergebnisse der bundesweiten Bodenzustandserhebung im Wald von 1987–1993 (BZE) (Stand 2007). – Bd. 1: 186 S., 67 Abb., 35 Tab.; Bonn (BML).
- BORK, H.-R. (1983): Die holozäne Relief- und Bodenentwicklung in Lössgebieten – Beispiele aus dem südöstlichen Niedersachsen. – In: BORK, H.-R. & RICKEN, W.: Bodenerosion, holozäne und pleistozäne Bodenentwicklung. – *Catena Suppl.*, **3**: 1–93, 32 Fig., 18 Tab.; Cremlingen.
- DEVRIES, W., REINDS, G. J., POSCH, M., SANZ, M. J., KRAUSE, G. H. M., CALATAYUD, V., RENAUD, J. P., DUPOUEY, J. L., STERBA, H., VEL, E. M., DOBBERTIN, M., GUNDERSEN, P. & VOOGD, J. C. H. (2003): Intensive monitoring of forest ecosystems in Europe, technical report 2003. – 163 S.; Brussels (EC-UN/ECE).
- DISE, N. B., MATZNER, E., ARMBRUSTER, M. & MACDONALD, J. (2001): Aluminium output fluxes from forest ecosystems in Europe: a regional assessment. – *J. environm. quality*, **30** (5): 1747–1756; Madison, Wis.
- EISEL, G. (1965): Siedlungsgeographische Geländeforschungen im südlichen Burgwald– Marburger geograph. Schr., **24**: 169 S.; Marburg/Lahn.
- ELSER, J. J., BRACKEN, M. E. S., CLELAND, E. E., GRUNER, D. S., HARPOLE, W. S., HILLEBRAND, H., NGAI, J. T., SEABLOOM, E. W., SHURIN, J. B. & SMITH, J. E. (2007): Global analysis of nitrogen and phosphorus limitation of primary producers in freshwater, marine and terrestrial ecosystems. – *Ecol. letters*, **10** (12): 1135–1142; Oxford.
- FLORES-FÉLIX, J. D., MENÉNDEZ, E., RIVERA, L. P., MARCOS-GARCÍA, M., MARTÍNEZ-HIDALGO, P., MATEOS, P. F., MARTÍNEZ-MOLINA, E., DE LA ENCARNACIÓN VELÁSQUEZ, M. DE LA, GARCÍA-FRAILE, P. & RIVAS, R. (2013): Use of *Rhizobium leguminosarum* as a potential biofertilizer for *Lactuca sativa* and *Daucus carota* crops. – *J. Plant Nutr. Soil Sci.*, **176** (6): 876–882; Weinheim.
- HLBG – Hessisches Landesamt für Bodenmanagement und Geoinformation (2009): DTK 25, Blatt 5018 Wetter (Hessen); Wiesbaden.
- HLBG – Hessisches Landesamt für Bodenmanagement und Geoinformation (2012): Lidar-Datensatz des Untersuchungsgebietes; Wiesbaden.
- HLNUG – Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie (2016): Umweltatlas Hessen. Webseite: <http://atlas.umwelt.hessen.de/servlet/Frame/atlas/naturschutz/naturraum/texte/ngl-sy.htm>. (Letzter Zugriff: 28.02.2016.)
- HMUKLV – Hessisches Ministerium für Umwelt, Klimaschutz, Landwirtschaft und Verbraucherschutz (2015): Waldzustandsbericht 2015. – 39 S., zahlr. Abb.; Göttingen (Nordwestdt. Forstl. Versuchs-Anst.).
- HOLZAPFEL, W. (2009): Christenberg in Vergangenheit und Gegenwart. – 2. Aufl.: 55 S.; Cölbe-Schönstadt (Burgwald-Verl.).
- JOST, I. & OPP, C. (2006): Konzeption eines Bodenlehrpfades auf Grundlage bodenkundlicher Untersuchungen im Forstrevier Münchenhausen/Burgwald. – *Geol. Jb. Hessen*, **133**: 95–108, 9 Abb.; Wiesbaden.
- KLAUSING, O. (1988): Die Naturräume Hessens + Karte 1 : 200 000. – *Umweltpl., Arbeits- u. Umweltsch.*, **67**: 43 S., 1 Kt.; Wiesbaden.
- KREUZEDER, A. (2011): Modelling Phosphorus flows in soils. – XIV, 102 S., zahlr. Abb.; Göttingen (Optimus-Verl.).
- KUPFAHL, H.-G. (1985): Geologische Karte von Hessen 1 : 25 000, Blatt Nr. 5018 Wetter (Hessen). – Erläuterungen: 147 S., 20 Abb., 20 Tab., 1 Beibl.; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.).
- LFU – Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg (1997): Bodenversauerung – Ursachen, Auswirkungen, Maßnahmen; Literaturstudie. – *Texte u. Ber. Bodensch.*, **3**: 187 S., 53 Abb., 24 Tab.; Karlsruhe.
- LIU, X., MENG, W., LIANG, G., LI, K., XU, W., HUANG, L. & YAN, J. (2014): Available phosphorus in forest soil increases with soil

- nitrogen but not total phosphorus: evidence from subtropical forests and a pot experiment. – *PLoS ONE*, **9** (2): 1–8, 7 Fig., 2 Tab.; Lawrence, Kan. [DOI:10.1371/journal.pone.0088070]
- OPP, C. (2005): Bodenentwicklung und Bodenvergesellschaftung auf Buntsandstein im Burgwald. – In: FELIX-HENNINGSSEN, P., KÜHN, P. & OPP, C. (Hrsg.): *Boden @ Landschaft – Die dünne Haut der Erde – DBG-Exkursionsführer*. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **105**: 178–181, 2 Tab.; Oldenburg.
- PECORONI, D., FRIEDRICH, K., SEHR, J. & FUCHS, M. (2014): Phosphorgehalte in hessischen Böden und Bodenausgangsgesteinen. – *Geol. Jb. Hessen*, **138**: 75–94, 15 Abb., 6 Tab., 2 Kt.; Wiesbaden.
- SANCLEMENTS, M. D., FERNANDEZ, I. J. & NORTON, S. A. (2010): Phosphorus in soils of temperate forests: linkages to acidity and aluminium. – *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **74** (6): 2175–2186; Madison, Wis.
- SCHUBERT, A., FALK, W. & STETTER, U. (2015): BZE II – Waldböden in Bayern. – In: SCHUBERT, A., FALK, W. & STETTER, U.: *Waldböden in Bayern – Ergebnisse der BZE II*. – Forstl. Forsch.-Ber. München, **213**: 13–50, 32 Abb., 9 Tab.; Freising.
- THOMAS, R. (2002): A beginner's guide to ICP-MS. Part XII – A review of interferences. – *Spectroscopy*, **17** (10): 24–31, 9 Fig.; Iselin, N.J.
- TURAN, M., GULLUCE, M., WIRÉN, N. v. & SAHIN, F. (2012): Yield promotion and phosphorus solubilization by plant growth-promoting rhizobacteria in extensive wheat production in Turkey. – *J. Plant Nutr. and Soil Sci.*, **175** (6): 818–826; Weinheim.
- VÄÄNÄNEN, R., HRISTOV, J., TANSKANEN, N., HARTIKAINEN, H., NIEMINEN, M. & ILVESNIEMI, H. (2008): Phosphorus sorption properties in podzolic forest soils and soil solution phosphorus concentration in undisturbed and disturbed soil profiles. – *Boreal environm. res.*, **13** (6): 553–567, 3 Fig., 6 Tab.; Helsinki.
- WALNA, B., SIEPAK, J., DRZYMAŁA, S. & SOBCZYŃSKI, T. (2005): Research on aluminium speciation in poor forest soils using the sequential extraction method. – *Polish j. environm. studies*, **14** (2): 243–250, 6 Fig., 4 Tab.; Olsztyn.

Manuskript eingegangen am 4.4.2016, angenommen am 28.7.2016.

COLLIN WEBER<sup>1</sup> & CHRISTIAN OPP<sup>1</sup>

# **Schwermetallverteilung in Böden, Fließgewässern und Grubenwässern im Umfeld des ehemaligen Eisenerzabbaugesbietes Dillenburg-Oberscheld, Lahn-Dill-Kreis**

## **Kurzfassung**

Im Rahmen einer kleinräumigen Untersuchung wurden Metall- und Schwermetallgehalte der Böden sowie Oberflächengewässer und Grubenwässer eines Teileinzugsgebietes der Tringensteiner Schelde im ehemaligen Eisenerzabbaugesbiet des Schelder Waldes untersucht. Nach einer Kartierung des Bodeninventares im Einzugsgebiet, wurden an 15 Standorten Bodenproben nach Horizonten entnommen. Ebenfalls wurden drei Fließgewässer an acht Standorten und sechs stillgelegte wasserführende Gruben beprobt. Die Messung der Metall- und Schwermetallgehalte erfolgte mittels ICP-MS. Die Böden und

Gewässer weisen in unterschiedlicher Verteilung erhöhte Gehalte an Cr, Ni, Cu, Co, Zn, Hg und Cd auf. Anthropogene Haldenböden weisen dabei deutlich höhere Gehalte als natürliche Böden auf. Ein signifikanter Zusammenhang zwischen Metallgehalten in Böden und Gewässern konnte ebenfalls festgestellt werden. Eine Verlagerung der Metalle V, Ni, Cu und Hg von Haldenstandorten in die Bachaue der Tringensteiner Schelde kann durch ansteigende Werte nach Zufluss der beiden Vorfluter und Verbindungsstrecken, nachvollzogen werden.

## **Abstract**

**Distribution of heavy metals in soils, surface waters and mine waters at the site of the former iron ore mines near Dillenburg-Oberscheld, county Lahn-Dill-Kreis, Hesse, Germany**

In the former iron ore mining area of the “Schelder forest”, a small-scale study evaluated metal and heavy metal contents of soils, surface water and mine water in a section of the “Tringensteiner Schelde” catchment area. After soil mapping within the catchment area, soil samples were taken from soil horizons at 15 locations. Additionally, three streams at eight locations and six disused water containing open cast mines were sam-

pled. The measurement of metal and heavy metal contents was preformed using ICP-MS. The soils and surface waters display higher contents of Cr, Ni, Cu, Co, Zn, Hg and Cd in varying distributions. The anthropogenic soils (Anthrosol/Technosol) show higher levels of metal contents as natural soils. A significant correlation between the metal contents in soils and waters was observed. A shift of the metals V, Ni, Cu and Hg from tailings to the accumulation area of the “Tringensteiner Schelde” flood plain was indicated by increased measurements of metals after the inflow of tributaries.

<sup>1</sup> C. Weber (e-mail: collinweber@t-online.de) und Prof. Dr. Ch. Opp (e-mail: opp@staff.uni-marburg.de), Philipps-Universität Marburg, Fachbereich Geographie, Deutschhausstraße 10, 35037 Marburg



## Inhaltsverzeichnis

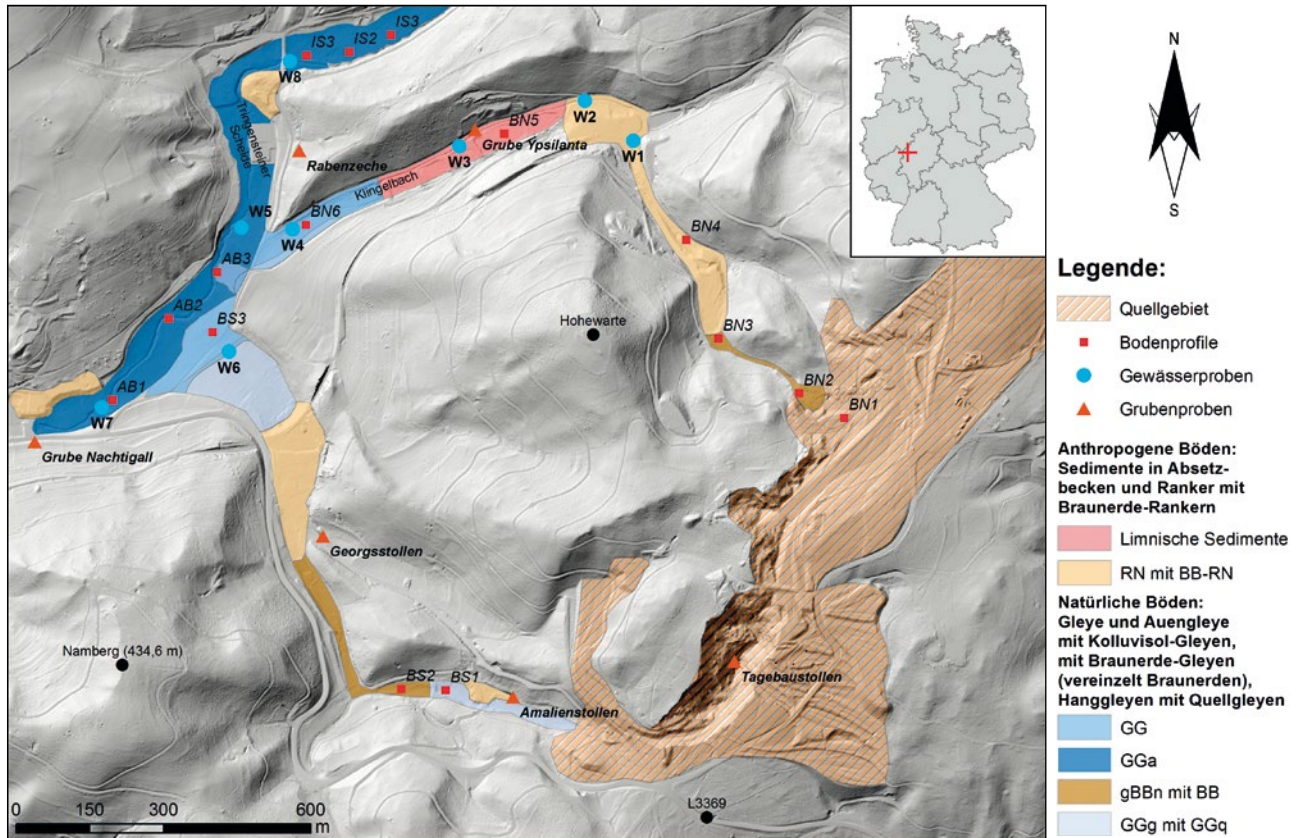
1. Einleitung	202
2. Untersuchungsgebiet	203
3. Methoden	205
4. Boden- und Gewässereigenschaften	205
5. Metallgehalte in Böden	209
6. Metallgehalte in Gewässern und Grubenwässern	210
7. Verteilung der Metallgehalte	211
8. Zusammenhang der Metallgehalte in Böden und Gewässern	215
9. Zusammenfassung	216
10. Schriftenverzeichnis	217

## 1 Einleitung

Der Bergbau hat in der Vergangenheit große Teile des hessischen Lahn-Dill-Kreises und insbesondere das Gebiet des Schelder Waldes im Westen des Gladenbacher Berglandes geprägt (HENRICH et al. 2017, STOPPEL 1988). Seit der Latènezeit bis in die 1970er Jahre kam es durch die Montanaktivität zu starken Eingriffen in die Landschaft (JOCKENHÖVEL 1990). Noch heute bezeugt eine Vielzahl von Bergbaurelikten das Ausmaß dieser Tätigkeiten in der Region. Wie auch in anderen Bergbauregionen Deutschlands, hat der Bergbau ebenfalls einen Einfluss auf Böden, insbesondere durch die Freisetzung persistenter Stoffe wie Metalle und Schwermetalle, gehabt (ALLOWAY 2013, SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2010). Darüber hinaus wurde der Boden selbst durch Haldenaufschüttung, Umlagerungen und Bautätigkeiten, aber auch die Grundwasserführung durch Grubenbaue stark beeinflusst (STENGEL-RUTKOWSKI 1997). Neben den für den Menschen essentiellen Spurenelementen treten in Bergbauregionen häufig Schwermetalle in erhöhten Konzentrationen auf, die auf den Menschen und andere Organismen eine toxische bis karzinogene Wirkung haben können (DGE 2016, CAO et al. 2014, ZHAO et al. 2014, HAHN 2014, EGGERS 2004). Metalle und Schwermetalle gelangen nach ALLOWAY (2013) durch verschiedene Eintragungspfade in Böden. Jedoch sind die Elemente und Verbindungen der Metalle dort nicht dauerhaft gebunden und können sowohl mobilisiert und verlagert, als auch adsorbiert und gebunden werden (MILLER 1997, OPP 1999). Verschiedenste Faktoren beeinflussen dabei die elementspezifische Ad- und Desorption an Feinbodenpartikeln oder organischen Verbindungen im Boden (ALLOWAY 2013, SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2010). Eine Verlagerung von Metallen über größere Distanzen findet dabei durch Lösung und Transport mit dem Oberflächen- und unter-

irdischen Abfluss oder durch Erosion und Sedimentation von Feinbodenpartikeln in Auensystemen statt (IDASZKIN et al. 2017, MÜLLER et al. 1998, MILLER 1997, OPP ET AL. 1993, MÜLLER 1979). Verschiedene Untersuchungen konnten dabei bereits fluviatile Verlagerung von Schwermetallen durch Oberflächengewässer oder Grubenwässer nachweisen (ATANACKOVIĆ et al. 2013, SILK et al. 2006). Als Akkumulationsgebiete für umgelagerte und transportierte Schwermetalle in Bergbauregionen werden generell Bach- und Flussauen angesehen (HAHN 2014, MILLER 1997). Quellgebiete für mobilisierbare Schwermetalle stellen hingegen Haldenbereiche und Grubenbaue dar (IDASZKIN et al. 2017, ATANACKOVIĆ et al. 2013). Eine vorab durchgeführte Beprobung anthropogener Böden auf Haldenstandorten des Schelder Waldes konnte erhöhte Schwermetallgehalte in sieben untersuchten Profilen bestätigen (WEBER & OPP 2017). Bei früheren Untersuchungen wurde jedoch zumeist ein großräumiges Bergbaurevier, wie beispielsweise der Harz oder der Schwarzwald, in seiner Gesamtheit als Quellgebiet für persistente Stoffeinträge betrachtet (EGGERS 2004, RUSSOW 2005). Es stellt sich daher die Frage, ob die Böden im kleinräumigen Einzugsgebiet im Schelder Wald erhöhte Schwermetallgehalte aufweisen und ob sich eine Verlagerung von Metallen nachweisen lässt. Der vorgestellten Untersuchung liegt dabei die Hypothese zu Grunde, dass Metalle ausgehend von einem Quellgebiet (Haldenstandorte und Grubenbaue) über Transitgebiete (Hangbereiche und Kerbtäler) durch fluviatile Verlagerung in gelöster oder adsorbierter Form in das Akkumulationsgebiet (Bachau der Tringensteiner Schelde) verlagert werden, auch wenn alle Gebiete kleinräumig zusammenliegen. Im Folgenden werden dazu die Ergebnisse der Feldstudie vorgestellt.

## 2 Untersuchungsgebiet



**Abb. 1:** Lage und Übersicht des Untersuchungsgebietes. Eigene Darstellung auf Grundlage des DGM 1 und der TK25, Blatt 5216 Obersched (HVVG 2017).

Im Osten der Ortschaft Dillenburg-Obersched (Lahn-Dill-Kreis), in einem Teilgebiet des Schelder Waldes, der einen westlichen Ausläufer des Gladenbacher Berglandes im SE des Rheinischen Schiefergebirges bildet, befindet sich der Roteisenerz-Lagerzug der „Eisernen Hand“, in dessen Umfeld bis 1959 intensiv Über- und Untertagebau betrieben wurde (STOPPEL 1988, GEORG et al. 1985). Das Untersuchungsgebiet umfasst die Bachaue der Tringensteiner Schelde, sowie das Klingelbachtal und ein Kerbtal zwischen Namberg (438m ü. NN) und Hohewarte welche den westlichen Bereich des Höhenzuges Eiserner Hand in die Tringensteiner Schelde entwässern (Abb. 1). Nach dem Konzept von Quell-, Transit- und Akkumulationsgebiet stellt der Höhenzug und dessen Hangbereiche das Quellgebiet, die beiden anschließenden Talstrecken das Transitgebiet und die Bachaue der Tringensteiner Schelde das Akkumulationsgebiet dar. Das Klima im Gebiet ist kühlgemäßigt und humid. Die Jahresniederschläge (Periode 1901-2010) liegen

zwischen 800 und 1100 mm und die Jahresmitteltemperatur (Periode 1961-1990) beträgt 6-8 °C (HLNUG 2017, DWD 2017). Entwässert wird das Gebiet durch die Tringensteiner Schelde über die Schelde in die Dill. Der Trockenwetterabfluss der Tringensteiner Schelde beträgt nach STENGEL-RUTKOWSKI(1997) 0,8 l/s\*km<sup>2</sup>. Die Böden im Bereich des Schelder Waldes haben sich nach BENDER et al. (1997) in pleistozänen Deckschichten entwickelt. Dabei wurden vorwiegend flachgründige Ranker und Braunerden ausgebildet, welche heute forstlich genutzt werden. In den Talbereichen treten hingegen Gleye mit einem Grundwasserflurabstand von 0,4-0,8 m auf. Das Gebiet ist durch paläozoische Gesteine des Oberdevons und Unterkarbons der Dill-Mulde geprägt, welche nur lokal von quartären Ablagerungen überdeckt werden (LIPPERT & NESBOR 1997). Während der Spätphase des devonischen Vulkanismus im Rhenoheryznischen Becken wurden sedimentär-exhalative Eisenerzlagerstätten gebildet, die heute das Rotei-



sensteingrenzlager der Givet-Adorf-Stufe bilden (MESCHÉDE 2015, LIPPERT & NESBOR 1997). In der Schuppe der Eisernen Hand tritt das gangförmige Roteisenteingrenzlager, im Hangenden von Metavulkaniklastiten und Metabasalten, in einer Hochscholle zu Tage (LIPPERT & NESBOR 1997). Ebenfalls treten jurassische oder tertiäre Schwespatgänge in einer Gangstörung im Untersuchungsgebiet auf (STOPPEL 1997). Das Vorkommen der Lagerstätte war Anlass für den überregional bereits in der Latène-Zeit beginnenden Abbau, die Verhüttung und Weiterverarbeitung der Eisenerze, welche das Dill-Gebiet nachhaltig geprägt haben (JOCKENHÖVEL & WILLMS 1993, STOPPEL 1988).

Für das Untersuchungsgebiet von Bedeutung ist dabei vor allem die 1820 gegründete Stollengewerkschaft „Auguststollen“ (GEORG et al. 1985). Spätestens seit diesem Zeitpunkt wurden die im Unter- und Übertagebau gewonnenen Eisenerze in der zentralen Aufbereitungsanlage im Klingelbachtal aufbereitet (GEORG et al. 1985). Heute lassen sich im Untersuchungsgebiet eine Vielzahl von Relikten der 1959 beendeten Bergbauepoche finden, welche das Gebiet um die Ortschaft Oberscheld zu einer klassischen Bergbaufolgelandschaft machen (Abb. 2).



**Abb. 2:** Bergbaufolgelandschaft im Untersuchungsgebiet. Oben links = Erzaufbereitungsanlagen; oben rechts = Haldenmaterial; unten links = Verladerampen; unten rechts = Stollenmundloch „Burger Stollen“. Eigene Aufnahmen.

### 3 Methoden

Anhand von Schürfgruben und Pürckhauer-Bohrungen wurde das Bodeninventar des Untersuchungsgebietes nach Bodenkundlicher Kartieranleitung (Ad-Hoc-AG 2005) kartiert. An 15 ausgewählten Standorten wurden von März bis April 2017 horizontale Mischproben nach Horizonten bis max. 1 m unter Geländeoberfläche (GOF) entnommen. Alle Proben wurden vorbereitend luftgetrocknet, gemörsert und auf 2 mm Korngröße gesiebt. Für drei Referenzprofile wurde die Korngrößenverteilung (DIN ISO 11277:2002-12), für alle Proben der Glühverlust (DIN ISO 18128:2002-12) und der  $pH_{KCl}$ -Wert (DIN ISO 10390:1997-05 mit pH91 Elektrode SenTix 41, Fa. WTW) ermittelt. Zur Ermittlung der Metall- und Schwermetallgehalte wurden die Proben durch Königswasser aufgeschlossen (DIN ISO 11466:2006-12) und im Anschluss die Spurenelementgehalte mittels ICP-MS (X Series 2; Fa. ThermoFisher Scientific) nach DIN ISO 17294-2:2005-2 gemessen. Dabei wurden folgende Isotope der königswasserlöslichen Elemente bestimmt:  $^{27}Al$ ,  $^{51}V$ ,  $^{52}Cr$ ,  $^{56}Fe$ ,  $^{59}Co$ ,  $^{60}Ni$ ,  $^{63}Cu$ ,

$^{66}Zn$ ,  $^{75}As$ ,  $^{78}Se$ ,  $^{111}Cd$ ,  $^{202}Hg$  und  $^{208}Pb$ . An acht Messstellen erfolgten Stichproben der Gewässer nach einem Niederschlagsereignis (25.02.17) und bei Trockenwetterabfluss (24.03.17). In sechs befahrbaren und grubenwasserführenden Stollen wurden ebenfalls einmalig (03.04.17) Stichproben der Wässer entnommen. Die Entfernung zum Stollenmundloch der beprobten Gruben lag dabei zwischen 20 m und 400 m. Mittels eines Hanna-Combo-Messgerätes (HI 98130, Fa. Hanna Instruments) wurden im Feld die Temperatur ( $^{\circ}C$ ), der pH-Wert (-), die elektrische Leitfähigkeit ( $\mu S/cm$ ) und der TDS-Wert (ppm) ermittelt. Die entnommenen Wasserproben wurden in einem Spritzenvorsatz gefiltert (DIN EN ISO 38402-15 mit Glasfaserfilter  $\varnothing$  25 mm, Class Microfiber Filters GF/F, Fa. Whatman) und im Anschluss unverdünnt mittels ICP-MS analysiert (DIN EN ISO 38406-22). Die Methode der Spurenelementanalyse mittels ICP-MS eignet sich nach VOICA et al. (2012) zur Bestimmung der Metallgehalte in Gewässern.

### 4 Boden- und Gewässereigenschaften

Wie Abb. 1 zu entnehmen ist, setzt sich das Bodeninventar im Untersuchungsgebiet aus anthropogenen und natürlichen Böden zusammen. Im SW-Teil des Untersuchungsgebietes, auf dem Höhenzug der Eisernen Hand, finden sich vorwiegend anthropogenen modifizierte flachgründige Ranker (RN) und Braunerde-Ranker (BB-RN) aus sandig-lehmigen Kippsubstraten mit hohen Grobboden- und Humusanteilen und einer unscharfen Horizontdifferenzierung auf Haldenstandorten. Die großflächig verbreiteten anthropogenen Haldenböden lassen sich nach BURGHARDT (1995/1997) als „Lithosol-Allolith“ (anthropogen umgelagerte Natursubstrate mit technogenen Bestandteilen) ansprechen. Im Gegensatz zur Klassifizierung von BURGHARDT (1995/1997) weisen die Haldenböden allerdings hohe Humusgehalte, bedingt durch Umlagerung natürlicher Böden, und vielfach einen geringmächtigen (j)Bv-Horizont auf (WEBER & OPP 2017). Daneben finden sich in den nicht montan beeinflussten Hochlagen des Untersuchungsgebietes typische Ranker und Braunerden aus Hauptlagen mit allerödzeitlicher Laacher-See-Tephra über Basislagen aus Rot- oder Braunlehm mit Gesteinsgrus der Metabasalte (BENDER et al. 1997). In den Kerbtälern und an den Mittel- bis Unterhängen des Untersuchungsgebietes liegen Braunerden aus vorwiegend tonigen Lehmen vor, die teilweise unter Hangwassereinfluss

stehen (Tab. 1, Profil „BN2“). Wo mehr Hang- oder Quellwasser austritt, oder sich die Kerbtäler weiten treten Gleye, Hanggleye oder Quellgleye auf. Im Bereich des nördlichen und südlichen Transittales werden diese natürlichen Böden immer wieder von anthropogenen Böden unterbrochen (Tab. 1, Bohrung „BN4“). Neben den bereits genannten Haldenböden treten im Klingelbachtal (Transit-Nord) „anthropogene limnische“ Spülsedimente auf. Diese haben sich in Absetzbecken der ehemaligen zentralen Erzaufbereitungsanlage gebildet und zeichnen sich durch eine deutliche Rotfärbung sowie eine Wechsellagerung von lehmigen, schluffigen und sandigen Lagen aus (Tab. 1, Profil „BN5“). Im Bereich des Akkumulationsgebietes, der Tringensteiner Schelde Bachaue, treten vorwiegend Auengleye aus tonigen bis schluffigen Lehmen und einem Grundwasserflurabstand von ca. 10 dm auf. Auffällig ist, dass alle Auengleye einen rotbraunen bis roten M-Horizont mit einer Mächtigkeit von ca. 2 dm besitzen, welcher der Rotfärbung der Spülsedimente gleicht (Tab. 1, Profil „AB2“). Dieser rote M-Horizont tritt nicht im Oberlauf der Tringensteiner Schelde auf und kann erst nach Zufluss des Klingelbaches nachgewiesen werden. Darüber hinaus treten randlich der Bachaue im Norden und Westen vereinzelt Ranker auf Haldenstandorten auf.



Tab. 1: Beschreibung von vier Bodenprofilen im Untersuchungsgebiet. Lage der Beprobungsstellen in Abb. 1.

**„Profil BN2“**

Lage: Transitgebiet Nord  
R: 456195 H: 5620782  
Höhe: 449 m ü. NN  
TK25 5216 Oberscheld

Relief: Mittelhang

Exposition: NW

Landnutzung: Forst

Bodenform: Hangvergleyte Braunerde (gBBn) aus lößlehmhaltigen Soliflukationsdecken (Fließerden) über Metabasalt



Tiefe [cm]	Horizont	Beschreibung
1-10	Ah	Dunkelbrauner (7.5YR 3/2) schwach toniger Lehm, stark durchwurzelt
10-55	Bv	Rotbrauner (2.5YR 3/3) schwach toniger Lehm, mäßig durchwurzelt
55-85	II sGo-Bv	Graubrauner (2.4YR 6/1) schwach toniger Lehm, Skeletteanteil, Mittellage
85-100	III Cv	Dunkelgrün bis rote tholeiitische Metabasalte, Basislage

**„Profil BN4“**

Lage: Transitgebiet Nord  
R: 455964 H: 5621097  
Höhe: 395 m ü. NN  
TK25 5216 Oberscheld

Relief: Unterhang

Exposition: NW

Landnutzung: Halde

Bodenform: Ranker (RNn) aus Kippsubstrat



Tiefe [cm]	Horizont	Beschreibung
-	L	Auflagehorizont
0-7	Ah	Dunkelbrauner (7.5YR 4/3) toniger Lehm, schwach durchwurzelt
7-12	jCv	Graugelbes Haldenmaterial (Auguststollen), vorw. Deckdiabas
12-20	Cv	Deckdiabas und Roteisenerz

**„Profil BN5“**

Lage: Transitgebiet Nord  
R: 455595 H: 5621310  
Höhe: 340 m ü. NN  
TK25 5216 Oberscheld

Relief: Kerbtal

Exposition: -

Landnutzung: Forst

Bodenform: Gley (GGn) aus flachem Kolluvium über Spülsustrat (Absetzbecken der Erzwäsche)



Tiefe [cm]	Horizont	Beschreibung
1-10	Ah	Hellbrauner (10YR 3/4) schwach sandiger Lehm, mäßig durchwurzelt
10-30	M	Rotbrauner (10R 4/6) schwach toniger Schluff, mäßig durchwurzelt
30-57	II rFo1*Go	Rotbraun (10R 4/2) schwach lehmiger Sand, mit Lagen Lt3
57-80	II rFo1*Gor	Roter (10R 4/3) sandig-lehmiger Schluff, mit Lagen Lt2, geschichtet

**„Profil AB2“**

Lage: Tringensteiner Schelde  
R: 454912 H: 5620933  
Höhe: 322 m ü. NN  
TK25 5216 Oberscheld

Relief: ebene Bachau

Exposition: -

Landnutzung: Grünland

Bodenform: Auen-Gley (GGa) aus Auenlehm über tiefem Auensand



Tiefe [cm]	Horizont	Beschreibung
0-10	aAh	Hellbrauner (2.5YR 4/3) schwach toniger Lehm, stark durchwurzelt
10-30	aM	Rotbrauner (2.5YR 4/6) schwach sandiger Lehm, schwach durchwurzelt
30-100	II aGo	Graubrauner (7.5YR 3/1) schluffiger Lehm, Oxidationsbereich
100-110	III aGr	Blaugrauer (10YR 4/1) schluffig-lehmiger Sand, Reduktionsbereich

Die  $pH_{KCl}$ -Werte der natürlichen Böden im Untersuchungsgebiet liegen im Medianwert bei 5,63 wohingegen die Werte der anthropogenen Haldenböden mit 4,24 im Medianwert deutlich niedriger sind. Generell ist bei allen Bodentypen eine Zunahme des pH-Wertes mit der Tiefe unter GOF festzustellen. Stark saure Haldenstandorte mit Rankern und Braunerden unter forstlicher Nutzung stehen somit schwach sauren Braunerden und Gleyen aus natürlichen Bodenbildungen gegenüber. Die Standardabweichung (s) der gemessenen  $pH_{KCl}$ -Werte beträgt 0,51. Der Gehalt organischer Substanz beträgt bei natürlichen Böden im Medianwert 10,09 Masse-% und

bei anthropogenen Haldenböden 8,27 Masse-%. Gehalte >10 Masse-% organischer Substanz treten in natürlichen Böden lediglich in Ah-Horizonten auf. In den Haldenböden treten diese und höhere Gehalte ebenfalls in Unterbodenhorizonten auf, was auf eine Einmischung von humosem Material bei der anthropogenen Ablagerung dieser Böden zurückzuführen ist. Die Standardabweichung der Glühverlustmessungen liegt mit  $s = 6,35$  deutlich höher als bei den  $pH_{KCl}$ -Werten. Wie Abb. 3 zu entnehmen ist, weisen die Gehalte organischer Substanz somit eine deutlich höhere Varianz auf.

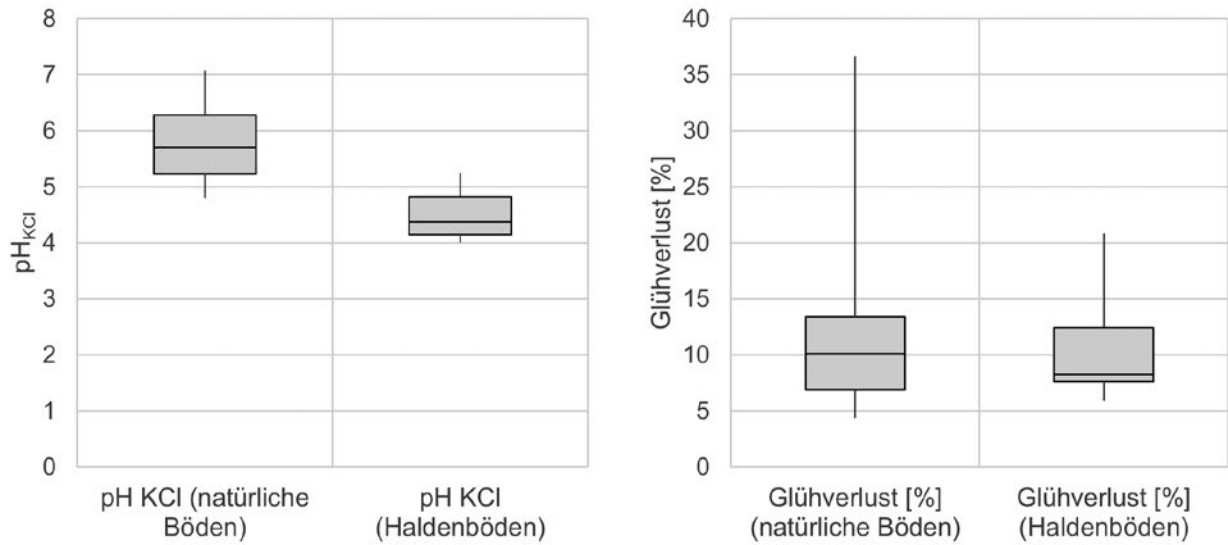
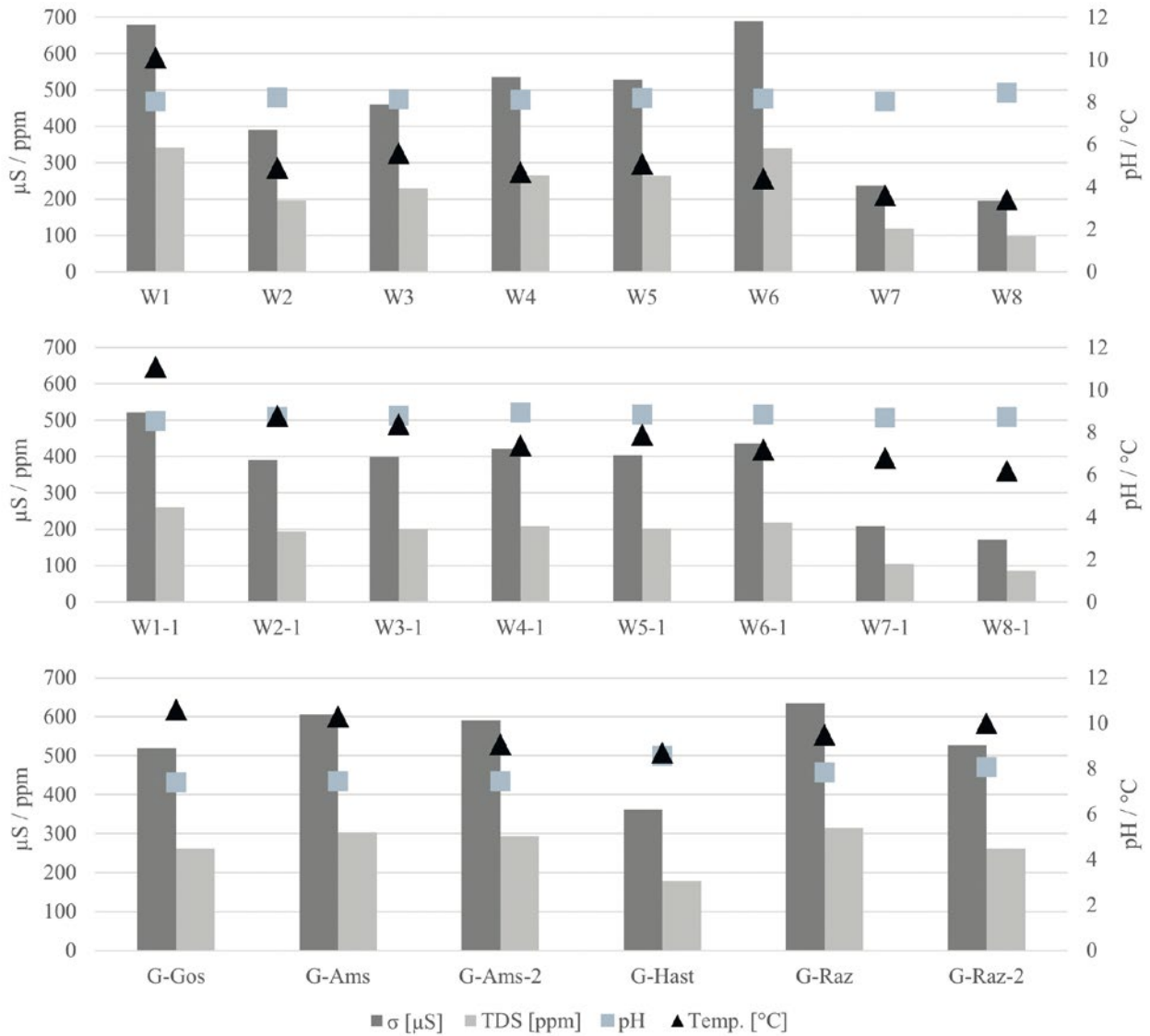


Abb. 3: Box-Whisker-Plots der pH<sub>KCl</sub>- und Glühverlustmesswerte von natürlichen Böden (n = 49) und von Haldenböden (n = 49).

Bereits durch eine Stichprobenentnahme in Oberflächengewässern des Untersuchungsgebietes lassen sich Unterschiede in den physikalischen und chemischen Gewässereigenschaften feststellen. Die Leitwerte von 50-300  $\mu\text{S}/\text{cm}$  für die elektrische Leitfähigkeit und 6,5-8,0 für den pH-Wert, die für den Gewässertyp der „grobmaterialreichen silikatischen Mittelgebirgsbäche“ (POTTGIESSER & SOMMERHÄUSER 2008) gelten, werden bereits durch die Mittelwerte der Proben deutlich überschritten. In Abb. 4 wird deutlich, dass der TDS-Wert, die elektrische Leitfähigkeit ( $\sigma$ ) und die Temperatur im Verlauf des Klingelbaches (Transit-Nord) von W1 zu W5 abnehmen. W1 entspricht dabei dem Stollenmundloch des „Burger Stollens“, aus welchem sich der Klingelbach mit einer Abflussspende von  $x = 5 \text{ l/s}$  (BENDER et al. 1997) primär speist. Ein weiterer Maximalwert für TDS und  $\sigma$  tritt an der Messstelle W6, einem Gewässer, welches das südliche Transittal entwässert auf. Im

Verlauf der Tringensteiner Schelde kann ebenfalls eine Zunahme beider Werte von W8 zu W7 nach dem Zulauf beider Transittäler festgestellt werden. Die pH-Werte liegen bei der Probenahme 1 (Feb. 2017) mit 8,0–8,2 leicht unter den Werten der zweiten Probenahme (Mrz. 2017) mit 8,4–9,0. Höhere Werte für TDS und  $\sigma$  lassen sich in Oberflächengewässern bei der ersten Probenahme (Feb. 2017) nach einem Niederschlagsereignis und höherem Abfluss feststellen. Die Grubenwässer weisen vergleichbare Werte für TDS und  $\sigma$  mit den Werten von W1 und W6 (Transittäler) auf. Die Temperatur der Grubenwässer liegt mit 9–11°C über den Werten der Oberflächengewässer. Eine Differenzierung der Werte mit zunehmender Entfernung vom Stollenmundloch (G-Ams zu G-Ams-2: „Amalienstollen“ und G-Raz zu G-Raz-2: „Rabenzeche“) konnte nicht festgestellt werden.



**Abb. 4:** Chemische und physikalische Gewässerparameter für Oberflächengewässer (oben) und Grubenwässer (unten). W1–W8 = Probenahme Oberflächengewässer am 25.02.2017; W1–1–W8–1 = Probenahme Oberflächengewässer am 23.03.2017; Probenahme Grubenwässer am 18.05.2017; G-Gos = Georgstollen; G-Ams = Amalienstollen; G-Ams-2 = Amalienstollen (ca. 300 m von Stollenmundloch) G-Has = Tagebaustollen; G-Raz = Rabenzeche; G-Raz-2 = Rabenzeche (ca. 150 m von Stollenmundloch); W1 entspricht Burger Stollen. Lage der Beprobungsstellen in Abb. 1.

## 5 Metallgehalte in Böden

Insgesamt konnten alle der 13 analysierten Elemente nachgewiesen werden. Die höchsten königswasserlöslichen Gehalte zeigen die Elemente Al (Median: 29656,50 mg/kg) und Fe (Median: 66835,50 mg/kg) bei einer sehr hohen Variabilität und Standardabweichung. Gehalte > 25 mg/kg konnten bei den Elementen V > Cr > Ni > Zn > Cu > Co festgestellt werden. Für As und Pb wurden Gehalte um 0,21 mg/kg (Median As) und 17,48 mg/kg (Median Pb) gemessen. Die geringsten Konzentrationen < 1 mg/kg wiesen Se > Cd > Hg auf. In Abb. 5 wird die hohe Varianz der königswasserlöslichen Elementgehalte deutlich. Eine annähernde Normalverteilung

der Daten ist nicht gegeben, da links- oder rechtsseitige Häufigkeiten in Histogrammen auftreten. Ein schwacher bis mittlerer Zusammenhang zwischen pH-Werten und der organischen Substanz, sowie den Elementkonzentrationen von Cr, Ni, Cu und Pb konnte dennoch durch eine Bravais-Pearson-Korrelationsanalyse festgestellt werden. Eine Tendenz zu Adsorption der Metalle an Huminstoffen, sowie eine Immobilisierung durch schwach saure pH-Werte in natürlichen Böden des Untersuchungsgebietes ist somit wahrscheinlich (ALLOWAY 2013, SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2010).

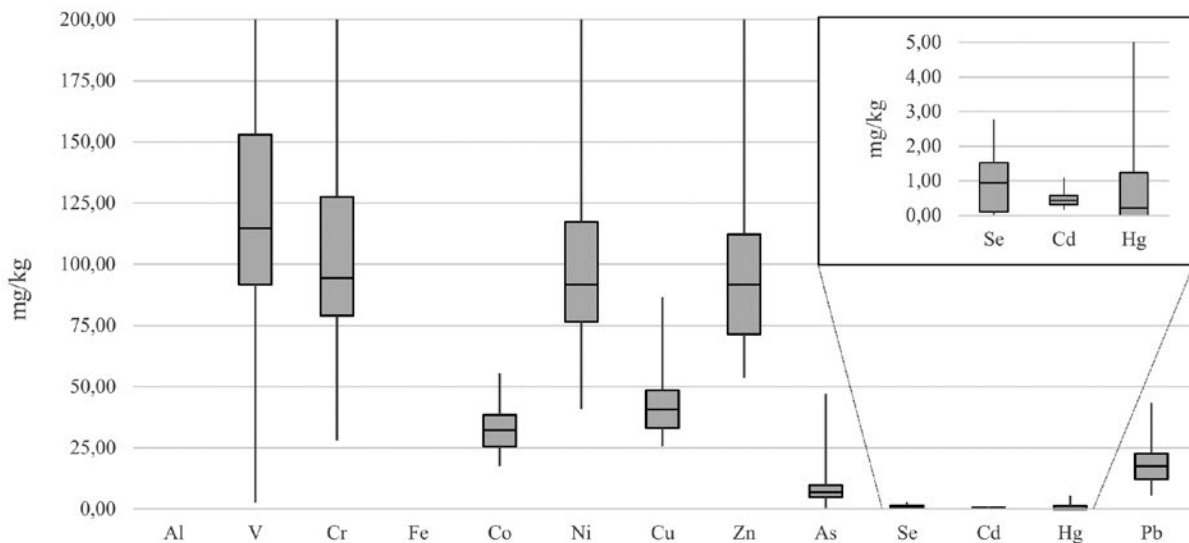


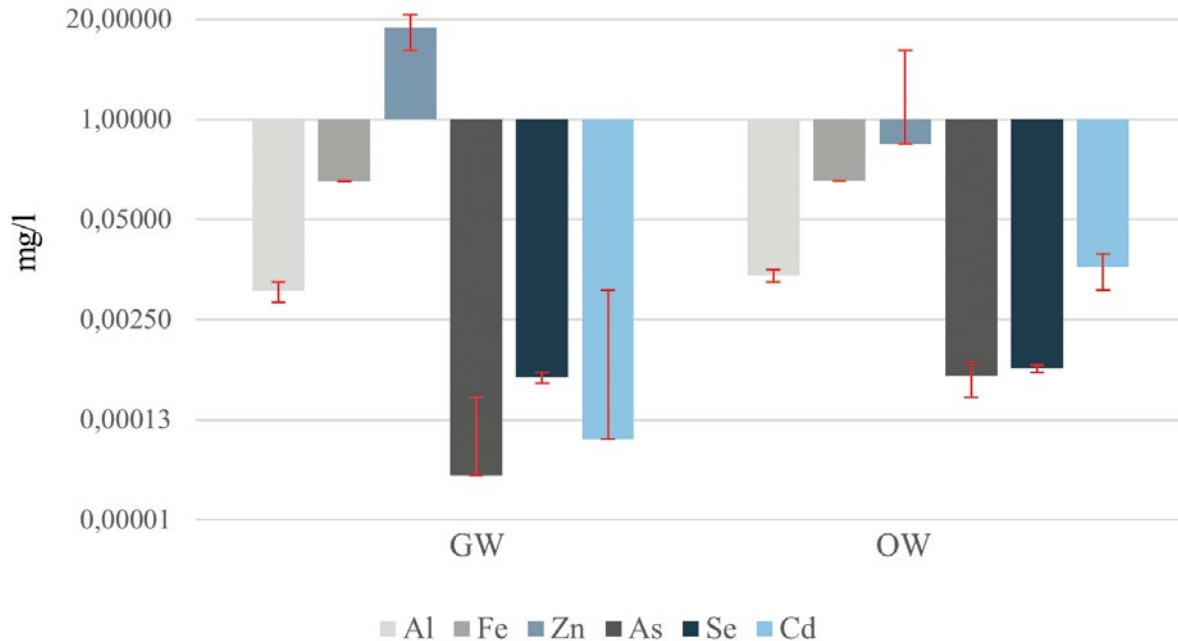
Abb. 5: Box-Whisker-Plot für ausgewählte königswasserlösliche Elementgehalte in den Böden (n = 49).

Der Vergleich mit anderen Messwerten aus der Umgebung des Untersuchungsgebietes (vgl. ROSENBERG 1997, SAUER 2002) zeigt, dass diese nur von Einzelmessungen verschiedener Elemente und durch den Cd-Medianwert überschritten werden. Die Messwerte aus anthropogenen Haldenböden des Quellgebietes überschreiten die Vergleichswerte jedoch deutlich. Ein Vergleich der Messwerte aus verschiedenen Untersuchungen ist jedoch aufgrund der unterschiedlichen Methodik, verschiedener Bodentypen und Ausgangsgesteine nur eingeschränkt möglich. Zieht man die „Hintergrundwerte für Spurenstoffe in hessischen Böden“ (FRIEDRICH, LÜGGER & SEHR 2011) auf Grundlage des Ausgangsgesteins hinzu, werden diese von den Konzentrationen der Elemente As, Cd und Hg bereits im Medianwert und des Weiteren von Einzelmessungen aller Elemente überschritten. Somit lässt sich von einer geogenen Grundbelastung in Kombination mit zusätzlichen anthropogenen Einträgen als Quelle der Metalle und Schwermetalle ausgehen. Zu Bewertung der Metallkonzentrationen

können die Vorsorgewerte für Böden mit lehmig-schluffiger Bodenart und die Maßnahmenwerte für Grünland nach § 8 BBodSchG für Arsen und Schwermetalle im Königswasser-Extrakt herangezogen werden. In anthropogenen Haldenböden des Quellgebietes treten deutliche Überschreitungen der Vorsorgewerte in allen Profilen für Cr, Ni, Cu und Zn auf. In den Transit- und Akkumulationsgebieten werden die Vorsorgewerte für Cr und Ni überschritten. Einzelmessungen von Cu, Hg und Cd überschreiten diese ebenfalls. Eine Überschreitung der Maßnahmenwerte konnte in keinem Fall festgestellt werden. Die Werte befinden sich nach LABO (2003) in einem Besorgniserregenden Bereich, jedoch sind sie nach §9 BBodSchV als unbedenklich einzustufen, insofern keine Freisetzung oder zusätzlichen Einträge zu erwarten sind. Unter Beachtung des Klimawandels könnte eine Mobilisierung der Metalle, z.B. durch Starkregen oder Verringerung der pH-Werte, in Zukunft wahrscheinlicher werden.



## 6 Metallgehalte in Gewässern und Grubenwässern



**Abb. 6:** Ausgewählte Metall- und Schwermetallgehalte für Grubenwässer und Oberflächenwässer. Medianwerte mit Standardabweichungen in logarithmischer Darstellung. GW = Grubenwässer (n = 8); OW = Oberflächenwässer (n = 16).

In den untersuchten Gewässern und Grubenwässern konnten Gehalte von  $Zn > Fe > Se > Cd > As$  gemessen werden, welche über der Nachweisgrenze von 0,0025 ppm (Zn, Fe), 0,000625 ppm (Cd, Se) und 0,000125 ppm (As) liegen. Wie Abb. 6 zu entnehmen ist, treten höhere Standardabweichungen um den Medianwert für Zn, As und Cd auf. Die Werte aus Oberflächengewässern fallen nach einem Niederschlagsereignis (Probenahme 1 – Feb. 2017) deutlich höher aus, als bei niedrigerem Abfluss im März 2017. Feststellen lässt sich, dass die oben genannten Metalle sowohl in Oberflächen-, als auch in Grubenwässern in gelöster Form vorliegen und transportiert werden. Die Verteilung der Metallgehalte ist in den Oberflächengewässern homogen, wohingegen in Grubenwässern eine deutlich heterogene Verteilung auftritt. Gelöstes Fe liegt in allen beprobten Gruben vor. Höhere Zn-Gehalte treten in allen Gruben, ausgenommen des Tagebaustollens und der „Grube Ypsilanta“, auf. Cd konnte nur im Georgstollen, dem Tagebaustollen und der Grube Rabenzeche, sowie höhere As- und Se-Gehalte nur in der Grube Nachtigall nachgewiesen werden. Die Werte der Stichprobe aus Oberflächen- und Grubenwässern überschreiten die stoffspezifischen regionalen Hintergrundwerte für paläozoische Schiefer und Metavulkanite (vgl. HÜK 200 HGW in BGR 2012). Die Umweltqualitätsnorm (UQN) der Oberflächengewässerverordnung (OgewV 2016)

mit Werten von 0,08 bis 0,25  $\mu\text{g/l}$  im Jahresdurchschnitt, wird von den Cd-Gehalten in Oberflächengewässern durchgehend überschritten. Ebenso wird der Grenzwert der TrinkwV für Cd im Klingelbach, der Tringensteiner Schelde und in den Grubenwässern von Georgstollen, Tagebaustollen und Rabenzeche mehrfach überschritten. Die Zn-Gehalte überschreiten den Geringfügigkeitsschwellenwert für Grundwasser von 0,058 mg/l (LAWA 2004) bei allen Messungen, jedoch nicht die UQN der OgewV (2016). Eine Bewertung der Oberflächengewässerbelastung kann durch Anwendung des „Heavy metal pollution index“ (HPI) nach TAMASI & CINI (2004) und BALAKRISHNAN & RAMU (2016) erfolgen. Berücksichtigt werden muss dabei, dass die Vorfluter des Untersuchungsgebietes primär durch Grubenwässer gespeist werden. Tab. 2 zeigt, dass die untersuchten Gewässer durch Zn und in verschiedenen Abschnitten durch Cd ernsthaft belastet sind. Dies und die Überschreitung der Hintergrundwerte weist auf einen zusätzlichen anthropogenen Input hin, welcher zum einen durch Lösung von Metallen und Schwermetallen aus Haldenkörpern und Grubenbauen stammen kann. Zum anderen lassen sich Stoffeinträge aus der ehem. Kreisabfalldeponie Schelderwald, welche im Untersuchungsgebiet von diversen Grubenbauen unterfahren wird, nicht ausschließen.

**Tab. 2:** Klassifizierung nach Metal Index (MI) (verändert nach BALAKRISHNAN & RAMU 2016) und Darstellung des HPI für ausgewählte Metallkonzentrationen in Oberflächengewässern. W1–W8 = Probenahme am 25.02.2017; W1-1–W8-1 = Probenahme am 23.03.2017. Lage der Beprobungsstellen in Abb. 1.

MI	Klasse	Belastung		Fe	Zn	As	Se	Cd
<0,3	1	sehr rein	W01	0,80	677,31	0,05	0,07	0,00
0,3-1,0	2	rein	W01-1	0,81	250,83	0,02	0,04	0,00
1,0-2,0	3	gering belastet	W02	0,80	321,11	0,08	0,09	14,66
2,0-4,0	4	moderat belastet	W02-2	0,61	0,28	0,01	0,04	0,00
4,0-6,0	5	stark belastet	W03	0,81	637,68	0,05	0,06	4,28
>6,0	6	ernst belastet	W03-1	0,80	8,36	0,05	0,06	8,47
			W04	0,81	1270,75	0,01	0,05	8,54
			W04-1	0,03	8,28	0,05	0,06	4,28
			W05	0,81	1670,49	0,04	0,06	0,00
			W05-1	0,81	2,76	0,03	0,05	3,77
			W06	0,08	0,21	0,08	0,07	5,18
			W06-1	0,81	6,02	0,01	0,30	5,18
			W07	0,09	340,98	0,00	0,03	0,00
			W07-1	0,06	8,19	0,05	0,06	0,00
			W08	0,92	8,26	0,05	0,07	9,31
			W08-1	0,80	5,29	0,03	0,05	0,00

Lineare Zusammenhänge zwischen den Metallen Fe, Zn, As, Se und Cd mit den Feldmesswerten des pH-Wertes, der elektrischen Leitfähigkeit und dem TDS-Wert können durch eine Korrelation nach Bravais-Pearson in mittlerer bis starker Ausprägung beobachtet werden. Da nach HÖLTING & COLDEWEY

(2013) die Löslichkeit von Metallen vom pH-Wert abhängig ist, können folgende Aussagen getroffen werden: starke negative Korrelationen der amphoterer Metalle Zn und As zeigen, dass diese bei pH-Werten um 8,0 gelöst vorliegen können, da sie bei steigendem pH-Wert als Hydroxid oder Salz ausfallen.

## 7 Verteilung der Metallgehalte

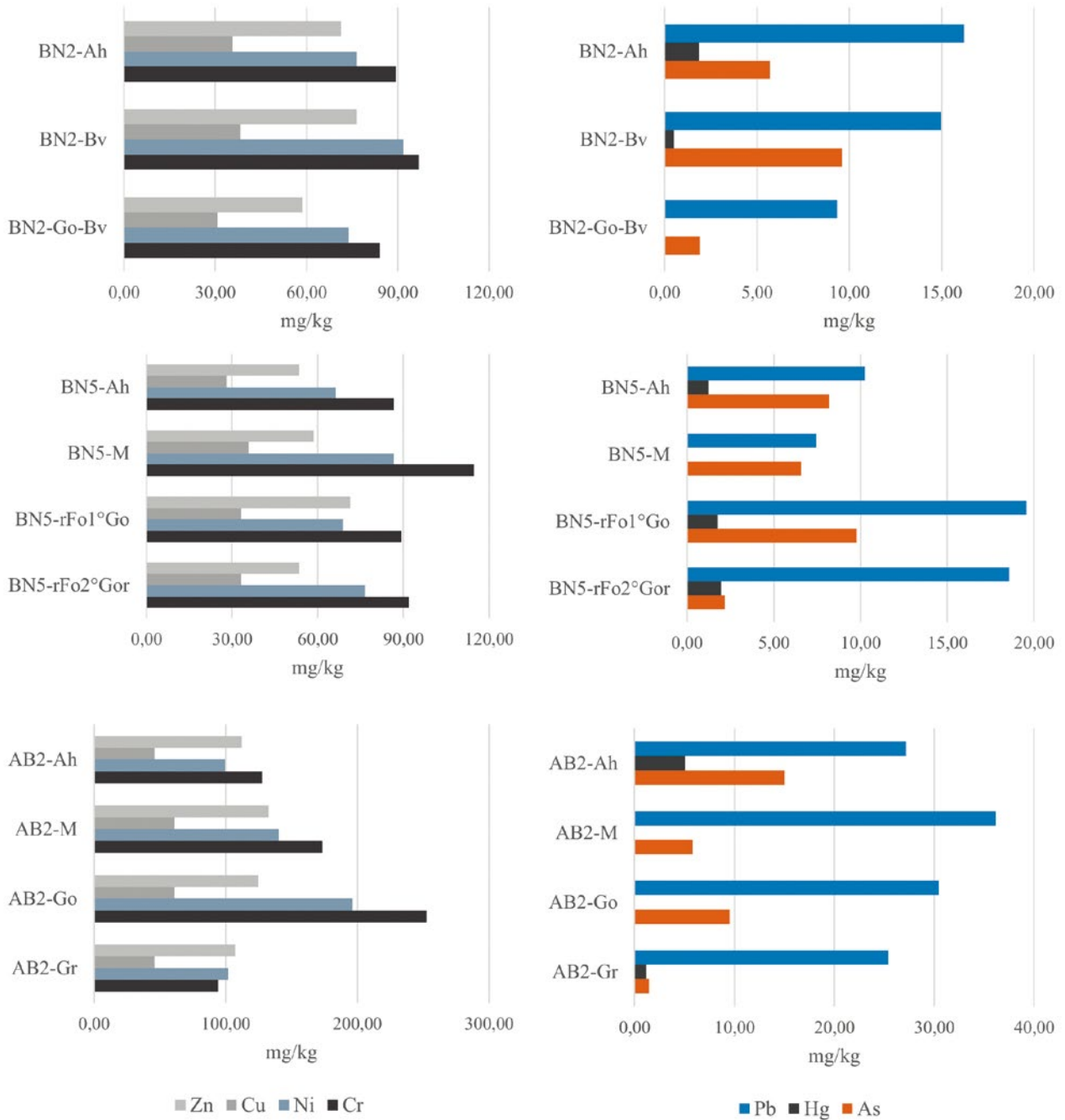
Anhand von drei Beispielprofilen aus dem nördlichen Transitbereich (Klingelbachtal) und einem Auenprofil (Akkumulationsbereich) kann die Verteilung der Metalle nach Bodenhorizonten aufgezeigt werden. Wie Abb. 7 zeigt, nehmen die Metallgehalte in Profil BN2 (gBBn) im Unterboden ab, wobei zuvor ein leichter Anstieg der Werte im Übergang vom Ah- zum Bv-Horizont, ausgenommen bei Hg und Pb, zu beobachten ist. Im Profil BN5 (anthropogen limnische Spülsedimente im Absetzbecken) zeigt sich für Cr, Ni, Cu und Zn ein deutlicher Anstieg der Werte vom Ah- zum M-Horizont. Dagegen steigen die Werte von As, Hg und Pb erst im tiefer liegenden rFo1°Go-Horizont an. Dies kann ein Hinweis auf die Herkunft

der Metallgehalte durch Sedimenteinträge aus der Erzaufbereitung und -waschung, sein. Im Profil AB2 (GGa) kann ein kontinuierlicher Anstieg der Werte für Cr und Ni ausgehend vom aAh-Horizont, über den aM- bis zum aGo-Horizont beobachtet werden. Der Pb-Wert steigt im M-Horizont an. Nach MILLER (1997) und IDASZKIN et al. (2017) lassen sich Bergbauaktivitäten und deren zeitlicher Ablauf in Akkumulationsgebieten oftmals über die vertikale Verteilung der Metallgehalte nachvollziehen. Zu berücksichtigen gilt es jedoch, dass es vor allem in grundwasserbeeinflussten Böden zu Mobilisierungs-, Auswaschungs- und Verlagerungsprozessen der Metalle kommen kann (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2010). Die schwach

sauren bis basischen pH-Werte und die teilweise hohe Masse organischer Substanz, sowie lehmige Bodenarten im Akkumulationsgebiet, sprechen jedoch eher für eine Festsetzung der Metalle und gegen eine Mobilisierung (IDASZKIN et al. 2017, SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2010). Die höheren Gehalte von As und Hg im Ah-Horizont lassen sich entweder auf jüngere Sedimenteinträge oder atmosphärische Deposition zurückführen,

da beide Metalle oftmals bei Verbrennungsprozessen freigesetzt werden.

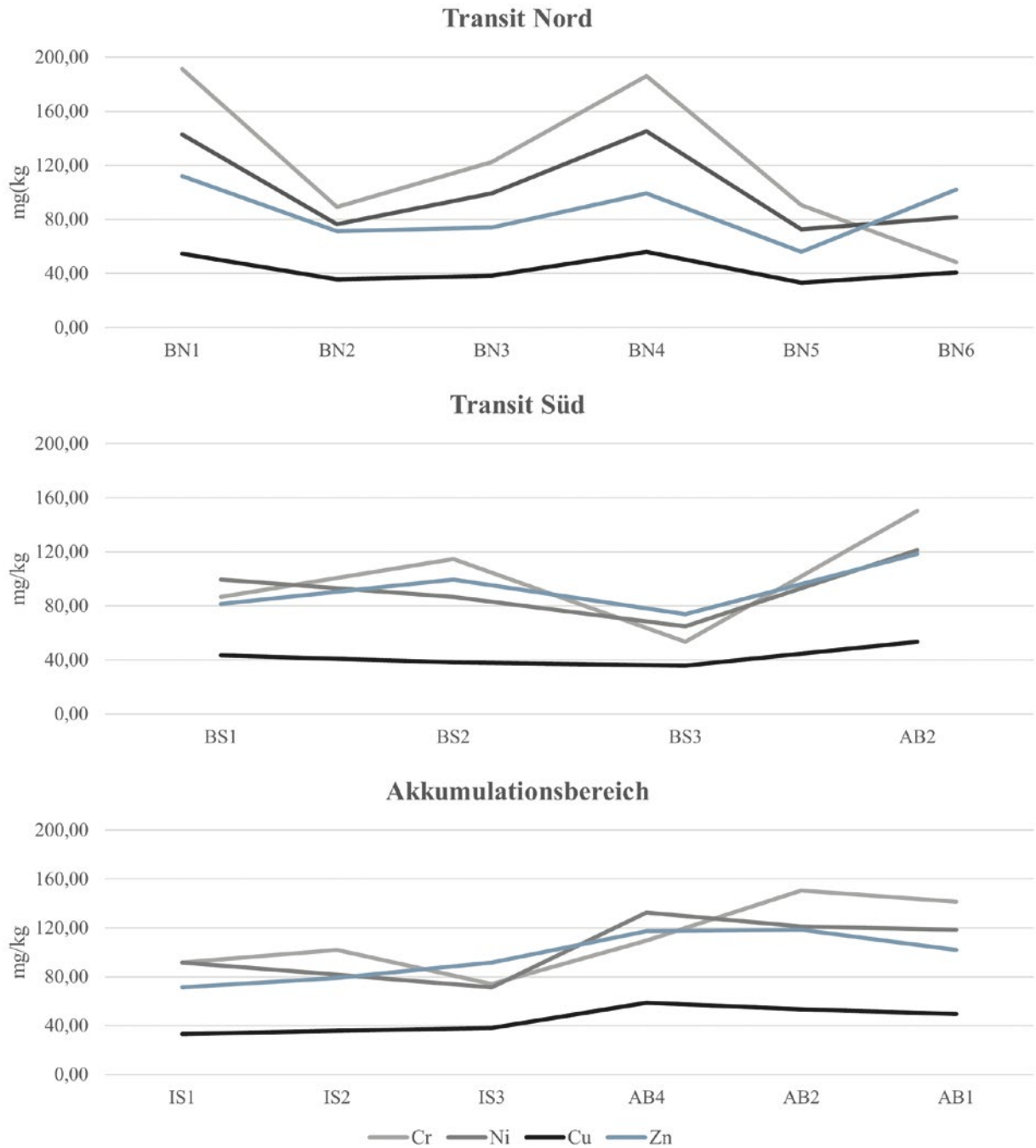
Aus anschließender Betrachtung der einzelnen Profile in den beiden Transitbereichen und dem Akkumulationsbereich (vgl. Abb. 8) lassen sich verschiedene weitere Aussagen ableiten. Für den Transitbereich Nord liegen die Werte in anthropogenen Haldenböden (BN1; BN4) deutlich über den Werten in



**Abb. 7:** Metall- und Schwermetallgehalte in den Horizonten von drei Bodenprofilen im Untersuchungsgebiet. BN2 = gBBn; BN5 = GGn (anthropogen limnische Spülsedimente im Absetzbecken); AB2 = GGa. Lage der Bodenprofile in Abb. 1.

natürlichen Braunerden (BN2; BN3), Gleyen (BN6) und den anthropogenen limnischen Spülsedimenten der Absetzbecken (BN5). Die deutlichen Schwankungen der Wertebereiche treten im südlichen Transitbereich nicht auf. Zu beobachten ist eine Abnahme der Werte mit zunehmender Entfernung vom Quellgebiet (BS1 zu BS3) und ein deutlicher Anstieg der Wer-

te im Akkumulationsgebiet (AB2). Im Bereich des Akkumulationsgebietes (Tringensteiner Schelde) fällt ein sprunghafter Anstieg der Werte im Übergang zwischen IS3 zu AB4 bzw. zu AB2 auf. Ein Anstieg der Werte erfolgt hier jeweils nach Mündung der beiden Transitstrecken in den Auenbereich der Tringensteiner Schelde.



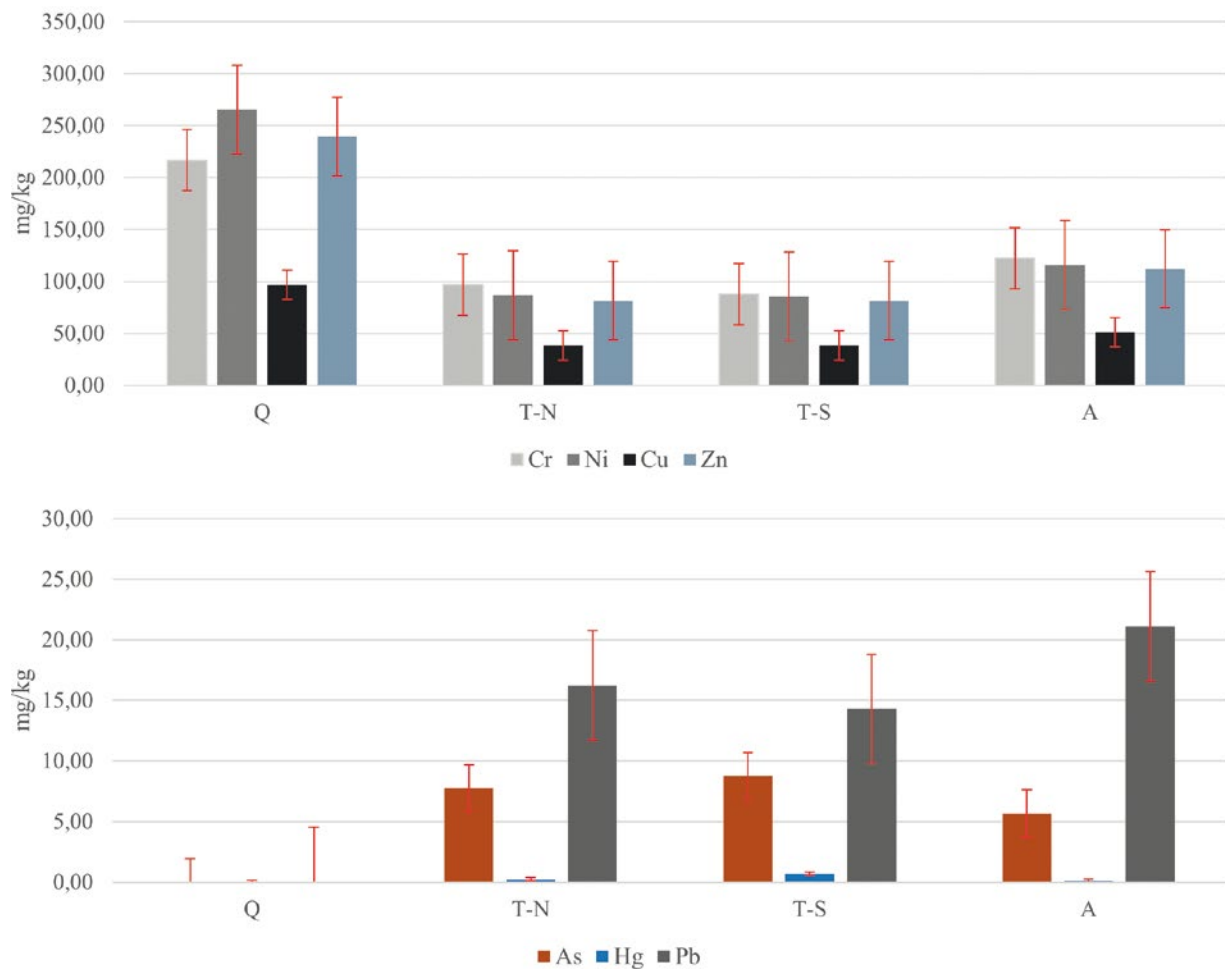
**Abb. 8:** Gehalte von Cr, Ni, Cu und Zn für Bodenprofile in den Transit- und Akkumulationsbereichen des Untersuchungsgebietes. Medianwerte. Lage der Bodenprofile in Abb. 1.



Ein zusammenfassendes Diagramm (Abb. 9) zu Darstellung der Metall- und Schwermetallgehalte in den jeweiligen Bereichen eines möglichen Metalltransportes und der damit einhergehenden Verlagerung zeigt, dass die Werte der Metalle Cr, Ni, Cu und Zn ihre Maxima im Quellgebiet in anthropogenen Haldenböden (RNn, BB-RN) erreichen. In beiden Transitbereichen liegen die Minima der Metallgehalte (gBBn; GGg; GGq, GG) bevor die Werte im Akkumulationsbereich (GGa) wieder ansteigen. Dies stützt die These über die Herkunft der Metalle aus dem Quellgebiet sowie einer Verlagerung und anschließender Akkumulation (IDASZKIN et al. 2017; ALLOWAY 2013; MILLER 1997). Für die Metalle As, Hg und Pb konnte kein Nachweis im Quellgebiet geführt werden. Jedoch treten diese Metalle in den Transit- und im Akkumulationsbereich auf. Die Quelle dieser Metalle muss somit entweder aus den Grubenbauen selbst, aus den kleinflächigen Halden der Transitgebiete

oder aus Emissionen des Hochofenbetriebes westlich des Untersuchungsgebietes stammen (IDASZKIN et al. 2017; SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2010).

Die Verteilung der Metall- und Schwermetallgehalte in Böden des Untersuchungsgebietes zeigt, dass Metalle, welche die Hintergrund-, Vergleichs- und Vorsorgewerte überschreiten, in allen Bodenprofilen auftreten. Sie unterstützt dabei das Konzept von Quell-, Transit- und Akkumulationsgebiet und spricht ebenfalls für einen Transport von Metallen aus dem Quellgebiet heraus, welcher in gelöster Form, ausgehend von einer Stichprobe der Oberflächen- und Grubenwässer, ebenfalls nachgewiesen werden konnte. Ein Transport von Metallen in gebundener Form an Bodenpartikel ist ebenfalls wahrscheinlich, da ein Anstieg der Metallgehalte in Auenböden nachweisbar ist und hier bei Hochwasserereignissen Suspensionsfracht aus dem Einzugsgebiet abgelagert wird (MILLER 1997).



**Abb. 9:** Medianwerte mit Standardabweichungen ausgewählter Metall- und Schwermetallgehalte nach Bereichen. Q = Quellgebiet (n = 54) (WEBER & OPP 2017); T-N = Transit-Nord (n = 16); T-S = Transit-Süd (n = 10); A = Akkumulationsgebiet (n = 23).

## 8 Zusammenhang der Metallgehalte in Böden und Gewässern

Der Zusammenhang von Metallgehalten in Böden und Gewässern erlaubt eine Aussage über den Einfluss des fluviatilen Transportes und der Verlagerung von Metallen aus dem Quellgebiet heraus in das Akkumulationsgebiet. Zur statistischen Analyse wurden dazu die Messwerte der Gewässerproben (Feb. 2017; nach Niederschlagsereignis) den Messwerten aus Bodenprofilen in der Nähe zu den Probeentnahmestellen am Gewässer gegenübergestellt. Eine Gegenüberstellung war aufgrund der Datengrundlage für die Metalle Al, Fe, Co, Zn, As, Se und Cd möglich. Um eine Aussage zum Zusammenhang der königswasserlöslichen Metallgehalte treffen zu können, wurde der Rangkorrelationskoeffizient nach Spearman berechnet,

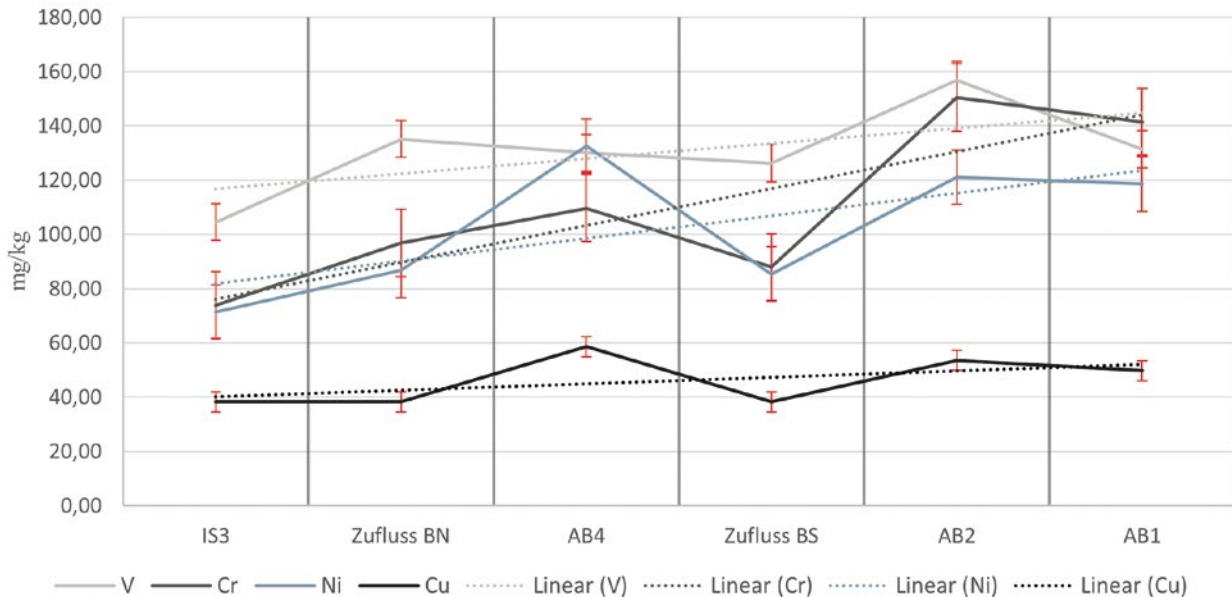
da die Daten keine Normalverteilung aufweisen. Tab. 3 zeigt die Ergebnisse der Korrelationsanalyse. Insgesamt treten dabei schwache bis starke, positive wie negative Korrelationen auf. Die Korrelationen sind mit  $p < 0,05$  als signifikant anzusehen. Daher treten hohe Al- und Zn-Gehalte in Gewässern, signifikant mit hohen Al- und Zn-Gehalten in Böden auf. Hohe Gehalte an Co, Fe und Se in Gewässern, stehen niedrigen Gehalten in Böden gegenüber. Es besteht ein elementspezifischer und signifikanter Zusammenhang zwischen den Metallgehalten in Böden und Gewässern, welcher sich bereits durch eine Stichprobe für das Untersuchungsgebiet nachweisen lässt.

**Tab. 3:** Ergebnisse der Rangkorrelationsanalyse nach Spearman.  $r$  = Rangkorrelationskoeffizient;  $r^2$  = Bestimmtheitsmaß;  $p$  = p-Wert (Signifikanzniveau = 0,05). Effektstärke nach Cohen (1992):  $r = 0,10$  (schwacher Effekt);  $r = 0,30$  (mittlerer Effekt);  $r = 0,50$  (starker Effekt).

Element	$r(sp)$	$r^2$	$p$	Effektstärke (Cohen 1992)
Al	0,8393	0,7044	0,000033	stark positiv
Fe	-0,4821	0,2325	0,001398	mittel negativ
Co	-0,9286	0,8622	0,000046	stark negativ
Zn	0,3750	0,14106	0,014485	mittel positiv
As	0,2321	0,0539	0,000732	schwach positiv
Se	-0,2321	0,0539	0,046987	schwach negativ
Cd	0,1250	0,0156	0,000006	schwach positiv

Der Zusammenhang zwischen den Metallgehalten in Böden und Gewässern zeigt, dass ein fluviatiler Transport von Metallen in Verbindung mit den Metallgehalten in Böden steht. Betrachtet man abschließend die Metallgehalte im Akkumulationsgebiet und in den Transittälern im Detail, wird der Einfluss der Verbindungsstrecken auf Abfluss und Eintrag von Metallen in das Auensystem deutlich (vgl. Abb. 10).

Der Zufluss des Transitbereiches Nord (BN) und der Zufluss des Transitbereiches Süd (BS) bewirken eine Anhebung des Wertenniveaus der absoluten königswasserlöslichen Metallgehalte in den Auenprofilen. Außerdem weisen die linearen Trendlinien eine positive Steigung auf. Es besteht ein signifikanter Zusammenhang zwischen dem Metalleintrag der Transittäler und den Metallgehalten im Auenbereich.



**Abb. 10:** Metallgehalte mit Standardabweichungen und linearem Trend für vier Auenbodenprofile und die Zuflüsse beider Transittäler. IS3, AB4, AB2, AB1 = Bodenprofile, Medianwerte der einzelnen Profile; Zufluss BN = Zufluss aus dem Transitbereich Nord, Medianwert der Profile in BN (n = 16); Zufluss BS = Zufluss aus dem Transitbereich Süd, Medianwert der Profile in BS (n = 10). Lage der Bodenprofile und Zuflüsse in Abb. 1.

## 9 Zusammenfassung

Das Untersuchungsgebiet lässt sich nach verschiedenen Bodentypen, welche vor allem durch anthropogene oder natürlich Genese gekennzeichnet sind, differenzieren. Die Böden im Teileinzugsgebiet der Tringensteiner Schelde weisen unabhängig von ihrer Genese elementspezifische Metall- und Schwermetallgehalte in unterschiedlichen Konzentrationen auf. Hintergrund-, Vergleichs- und Vorsorgewerte für Böden werden im Untersuchungsgebiet von Cr-, Ni-, Cu- und Zn-Gehalten sowie in Einzelmessungen von Hg- und Cd-Gehalten überschritten. In Stichproben aus Oberflächengewässern und Grubenwässern, die das Teileinzugsgebiet durchziehen, treten nachweisbare Gehalte an Fe, Zn, As, Se und Cd auf. Dabei überschreiten die Cd-Gehalte mehrfach die Grenzwerte der TrinkwV und die Zn-Gehalte die Geringfügigkeitsschwellenwerte der LAWA (2004). Ebenfalls überschreiten die Cd-Gehalte die Umweltqualitätsnormen der OgewV (2016) für den Jahresmittelwert und die zulässigen Höchstkonzentrationen. Bei der Verteilung der Schwermetallgehalte werden die Unterschiede zwischen natürlichen und anthropogenen Böden deutlich. Maximale Metallgehalte treten in sandig-schluffigen Rankern und Braunerde-Ranken anthropogener Genese auf. Durch saure pH-Werte und eine vergleichsweise grobkörnige Zusammensetzung besteht die Tendenz zur Mobilisierung und Auswaschung der Metalle aus diesen anthropogenen Böden.

Da großflächige Haldenstandorte zumeist an Hanglagen oder Höhenzügen zu finden sind, ist ein Transport in die tiefergelegene Bachau der Tringensteiner Schelde möglich. Signifikante Zusammenhänge für pH-Werte und organischer Substanz mit den Metallgehalten in Böden, sowie den pH-Werten und Metallgehalten in Gewässern zeigen, dass vor allem der pH-Wert die potenzielle Mobilität der Metalle stark beeinflusst (IDAZKIN et al. 2017, ALLOWAY 2013). Im Untersuchungsgebiet treten fluviatile Denudation und Lösung von Metallen durch Sickerwässer, sowie der fluviatile Transport von Metallen in gelöster und an Bodenpartikel gebundener Form auf. Eine Ablagerung von Sedimenten ist durch die Horizontansprache der Bachauensedimente im Gelände nachweisbar. Der Anstieg der Metallgehalte nach Mündung der jeweiligen Transittäler ist ein Hinweis auf die Akkumulation von Sedimenten, in denen Metalle gebunden vorliegen. Darüber hinaus ist von einer Adsorption gelöster Metalle, beispielsweise an Oxiden im Grundwasserschwankungsbereich der Auenböden, auszugehen (HAHN 2014, SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2010, MILLER 1997). Die Adsorption konnte durch den Vergleich einzelner Go-Horizonte mit maximalen Gehalten an Cr, Ni, Cu, und Zn gegenüber den aM- und aAh-Horizonten nachgewiesen werden. Das räumliche Konzept der Schwermetallverteilung über Quell-, Transit- und Akkumulationsgebiet lässt sich durch die

Verteilung der Metallgehalte und den Zusammenhang von Metallgehalten in Böden und Gewässern für ein kleinräumiges Untersuchungsgebiet bestätigen (IDASZKIN et al. 2017, MILLER 1997). Zum jetzigen Zeitpunkt kann eine unbedenkliche Überschreitung der Vorsorgewerte für Böden im Untersuchungsgebiet festgestellt werden. Jedoch besteht bei einer potentiell zunehmenden Mobilisierung der Metalle eine mögliche Gefährdung für die Pfade Boden–Mikroorganismen–Bodentiere–Pflanzen–Tiere und Boden–Sickerwasser–Oberflächengewässer–Grundwasser–Trinkwasser. Unter Einbeziehung des Klimawandels und der Zunahme von Extremwetterereignissen ist nach MILLER (1997) eine Remobilisierung von derzeit fixierten Metallen aus Auenböden und ein zunehmender Austrag aus Haldenböden möglich. Eine Absenkung des pH-Wertes in den forstlich genutzten Böden des Quellgebietes, sowie eine

Zunahme von Erosion, beispielsweise bedingt durch Rodung, kann zu einer Steigerung des Metallaustrages und in Folge dessen zu einer Bodendegradation in den Akkumulationsgebieten führen (IDASZKIN et al. 2017, MILLER 1997). Durch die festgestellten Cd-Gehalte aus der entnommenen Stichprobe, kann aus Sicht der OgewV (2016) von einer „deutlichen Belastung“ im Teileinzugsgebiet der Tringensteiner Schelde gesprochen werden. Der geplante Bau eines Hochwasserrückhaltebeckens für die Tringensteiner Schelde kann nach FRAUENKNECHT & KRESCHNAK (2009) zu einer massiven Zunahme der Schwermetallbelastung im Bereich des Beckens durch die Akkumulation von Sedimenten aus dem Einzugsgebiet führen. Eine Untersuchung des Rückhaltebereiches nach einer ersten Nutzung ist somit empfehlenswert.

## 10 Schriftenverzeichnis

- Ad-Hoc-Arbeitsgruppe Boden der Staatlichen Geologischen Dienste und der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung. – 5. Aufl.: 438 S., 103 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- ALLOWAY, B. J. (Hrsg.) (2013): Heavy metals in soils: trace metals and metalloids in soils and their bioavailability. – 3. ed.: XVIII, 613 S.; Heidelberg (Springer).
- ATANACKOVIĆ, N., DRAGIŠIĆ, V., STOJKOVIĆ, J., PAPIĆ, P. & ŽIVANOVIĆ, V. (2013): Hydrochemical characteristics of mine waters from abandoned mining sites in Serbia and their impact on surface water quality. – Environm. Sci. Poll. Res., **20**: 7615–7626; Berlin.
- BALAKRISHNAN, A. & RAMU, A. (2016): Evaluation of Heavy Metal Pollution Index (HPI) of Ground Water in and around the Coastal Area of Gulf of Mannar Biosphere and Palk Strait. – J. Advanced chem. Sci., **2** (3): 331–333; Tuticorin, India.
- BENDER, P., LIPPERT, H.-J. & NESBOR, H.-D. (Bearb.) (1997): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25000, Blatt Nr. 5216 Oberscheld. – 2. Aufl.: 421 S., 41 Abb., 28 Tab., 2 Beibl.; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.).
- BGR – Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (2012): Geoviewer – Hydrogeologische Karte von Deutschland HÜK200 HGW. Spurenstoffe. <<https://geoviewer.bgr.de/mapapps/resources/apps/geoviewer/index.html?lang=de>> (Stand: 2012) (Zugriff:13.05.2017).
- BURGHARDT, W. (1997): Bergbauböden – Rohböden. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **84**: 3–6; Oldenburg.
- BURGHARDT, W. (1995): Zur Gliederung von Stadtböden und ihrer Substrate. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **76** (2): 997–1000; Oldenburg.
- CAO, S., DUAN, X., ZHAO, X., MA, J., DONG, T., HUANG, N., SUN, C., HE, B. & WEI, F. (2014): Health risks from exposure of children to As, Se, Pb and other heavy metals near the largest coking plant in China. – Sci. Total Environment, **472**: 1001–1009; Amsterdam.
- DGE – Deutsche Gesellschaft für Ernährung e.V. (2016): Referenzwerte für die Nährstoffzufuhr. <<https://www.DGE.de/wissenschaft/referenzwerte/>> (Stand 2016) (Zugriff: 10.06.2017).
- DWD – Deutscher Wetterdienst (2017): Deutscher Klimaatlas. <[http://www.dwd.de/DE/klimaumwelt/klimaatlas/klimaatlas\\_node.html](http://www.dwd.de/DE/klimaumwelt/klimaatlas/klimaatlas_node.html)> (Stand: 2017) (Zugriff: 05.06.2017).
- EGGERS, B. (2004): Verteilung und Bindungsverhalten ausgewählter Schwermetalle in Auenböden der Oker und Ecker (Harzvorland). – Braunschweiger geowiss. Arb., **27: XIII**, 145 S., 68 Abb., 63 Tab., 1 CD-ROM; Braunschweig.
- FRAUENKNECHT, H. & KRESCHNAK, C. (2009): Schlussbericht für das Teilprojekt „Angepasste Landnutzung in Retentionsräumen und in deren Einzugsgebieten zur Minimierung von Umweltschäden und Ertrageinbußen in der Landwirtschaft“, innerhalb des Verbundprojektes „Entwicklung eines integrativen Bewirtschaftungskonzeptes für Trockenbecken und Polder“. –VII, 66 S.; Stuttgart (Univ. Hohenheim, Inst. Bodenkde. Standortlehre).
- FRIEDRICH, K., LÜGGER, K. & SEHR, J. (2011): Hintergrundwerte von Spurenstoffen in hessischen Böden. – 144 S.; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Umwelt Geol.).
- GEORG, R., POREZEAG, G. & HAUS, R. (1985): Eisenbergbau in Hessen. – 477 S., 470 Abb., 25 Kt.; Wetzlar (Förderver. Besucherbergwerk Fortuna).
- HAHN, J. (2014): Schwermetall-Status und Schwermetallmobilität in Auenböden und Stauseesedimenten unter besonderer Berücksichtigung von Durchfeuchtungs- und Wasserstandsänderungen. – Diss. Fachber. Geogr. Philipps-Univ. Marburg: X, 228 S., 50 Bl.; Marburg. <<http://archiv.ub.uni-marburg.de/diss/z2014/0103>> (Stand: 2014) (Zugriff: 28.08.2016).
- HENRICH, R., BACH, W., DORSTEN, I., GEORG, F.-W., HENRICH, C. & HORCH, U. (2017): Riffe, Vulkane, Eisenerz und Karst im Herzen des Geoparks Westerwald-Lahn-Taunus. – Wanderungen in die Erdgeschichte, **33**: 208 S.; München (Pfeil).



- HLNUG – Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie (2017): Tagesmesswerte Niederschlag der Messstationen Haiger und Bischoffen. <<http://www.hlug.de/static/pegel/wiskiweb2/>> (Stand: 2017) (Zugriff: 19.06.2017).
- HÖLTING, B. & COLDEWEY, W. G. (2013): Hydrogeologie. – 8. Aufl.: XXXVII, 438 S.; Berlin (Springer).
- IDASZKIN, Y. L., CAROL, E. & MARÍA DEL PILAR, A. (2017): Mechanism of removal and retention of heavy metals from the acid mine drainage to coastal wetland in the Patagonian marsh. – *Chemosphere*, **183**: 361–370; Amsterdam.
- JOCKENHÖVEL, A. (1990): Die Eisenzeit. – In: HERRMANN, F.-R. & JOCKENHÖVEL, A. (Hrsg.): Die Vorgeschichte Hessens: 244–294; Stuttgart (Theiss).
- JOCKENHÖVEL, A. & WILLMS, C. (1993): Auf den Spuren alter Eisenhüttenleute an der oberen Dill. – *Archäologische Denkmäler in Hessen*, **112**: 15 S.; Wiesbaden.
- LABO – Bund-/Länder-Arbeitsgemeinschaft Bodenschutz (2003): Hintergrundwerte für anorganische und organische Stoffe in Böden. – 3. Aufl. <[https://www.labo-deutschland.de/documents/LABO-HGW-Text\\_4e3.pdf](https://www.labo-deutschland.de/documents/LABO-HGW-Text_4e3.pdf)> (Stand: 2003) (Zugriff: 10.10.2016).
- LAWA – Länderarbeitsgemeinschaft Wasser (2004): Ableitung von Geringfügigkeitsschwellenwerten für das Grundwasser. – 213 S.; Berlin (Kulturbuch-Verl.).
- LIPPERT, H.-J. & NESBOR, H.-D. (1997): Paläozoikum der Dill-Mulde und Lahn-Mulde. – In: BENDER, P., LIPPERT, H.-J. & NESBOR, H.-D. (1997): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25000, Blatt Nr. 5216 Obersched. – 2. Aufl.: 16–91, Abb. 2–5, Tab. 1–8; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.).
- MESCHÉDE, M. (2015): Geologie Deutschlands. – IX, 249 S.; Berlin (Springer Spektrum).
- MILLER, J. R. (1997): The role of fluvial geomorphic processes in the dispersal of heavy metals from mine sites. – *J. geochem. Explor.*, **58**: 101–118; Amsterdam.
- MÜLLER, A., HANISCH, C., ZERLING, L., LOHSE, M. & WALTHER, A. (1998): Schwermetalle im Gewässersystem der Weißen Elster. – *Abh. sächs. Akad. Wiss. Leipzig, Math.-nat. Kl.*, **58** (6): 199 S., 78 Abb., 17 Tab.; Berlin.
- MÜLLER, G. (1979): Schwermetalle in den Sedimenten des Rheins – Veränderungen seit 1971. – *Umschau*, **79**: 778–783; Frankfurt a. M.
- OPP, C. (1999): Schwermetalle. – In: BASTIAN, O. & SCHREIBER, K.-F. (Hrsg.): Analyse und ökologische Bewertung der Landschaft. – 2. Aufl.: 239–246, Heidelberg (Spektrum Akad. Verl.).
- OPP, C., STACH, J. & HANSCHMANN, G. (1993): Load on differently used soils by heavy metals within the highly contaminated area of Bitterfeld (FRG). – *Sci. Total Environment*, **134**, Suppl. 1: 141–150; Amsterdam.
- Pottgiesser, T. & Sommerhäuser, M. (2008): Erste Überarbeitung der Steckbriefe der deutschen Fließgewässertypen – Fließgewässertyp 5. <[www.thueringen.de/mam/th8/tlug/content/wasser/fließgewaessertypisierung/gewaessertyp\\_5\\_stand\\_2008.pdf](http://www.thueringen.de/mam/th8/tlug/content/wasser/fließgewaessertypisierung/gewaessertyp_5_stand_2008.pdf)> (Zugriff: 25.05.2017).
- ROSENBERG, F., GRÖSSER, J.R., KÜSTER, D., MATHEIS, G., SCHNEIDER, W., UTKE, A. & WILL, S. (1997): Geochemie. – In: BENDER, P., LIPPERT, H.-J. & NESBOR, H.-D. (1997): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25000, Blatt Nr. 5216 Obersched. – 2. Aufl.: 317–336, Abb. 35–38, Tab. 19–25; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.).
- RUSSOW, F. (2005): Struktur, Eigenschaften und Gefährdungspotentiale des oberflächennahen Untergrunds in historischen Erzbergbaugebieten des zentraleuropäischen Mittelgebirgsraums. – Diss. Fak. Physik Geowiss. Univ. Leipzig: 270 S.; Leipzig. <[http://www.qucosa.de/recherche/frontdoor/?tx\\_slubopus4frontend\[id\]=3405](http://www.qucosa.de/recherche/frontdoor/?tx_slubopus4frontend[id]=3405)> (Stand: 2005) (Zugriff: 10.09.2016).
- SAUER, D. (2002): Genese, Verbreitung und Eigenschaften periglazialer Lagen im Rheinischen Schiefergebirge – anhand von Beispielen aus Westerwald, Hunsrück und Eifel. – *Boden u. Landsch.*, **36**: XII, 294 S., 140 Abb., 109 Tab.; Gießen.
- SCHAEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. (2010): Lehrbuch der Bodenkunde. – 16. Aufl.: XIV, 569 S.; Heidelberg (Spektrum Akad. Verl.).
- SILK, W. K., BAMBIC, D. G., O'DELL, R. E. & GREEN, P. G. (2006): Seasonal and spatial patterns of metals at a restored copper mine site II. Copper in riparian soils and Bromus carinatus shoots. – *Environm. Poll.*, **144**: 783–789; London.
- STENGEL-RUTKOWSKI, W. (1997): Hydrogeologie. – In: BENDER, P., LIPPERT, H.-J. & NESBOR, H.-D. (1997): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25000, Blatt Nr. 5216 Obersched. – 2. Aufl.: 337–360, Abb. 39–41, Tab. 26–28; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.).
- STOPPEL, D. (1988): Auf Erzsuche – Zur Geschichte des Silber-, Kupfer- und Schwespatbergbaus im Raum Biedenkopf-Dillenburg. – 168 S.; Haltern (Bode).
- TAMASI, G. & CINI, R. (2004): Heavy metals in drinking waters from Mount Amiata (Tuscany, Italy). Possible risks from arsenic for public health in the Province of Siena. – *Sci. Total Environment*, **327**: 41–51; Amsterdam.
- VOICA, C., KOVACS, M. H., DEHELEAN, A., RISTOIU, D. & IORDACHE, A. (2012): ICP-MS Determinations of heavy metals in surface waters from Transylvania. – *Romanian J. Phys.*, **57** (7/8): 1184–1193; Bucharest.
- WEBER, C. & OPP, C. (2017): Schwermetalle in anthropogenen Böden – Untersuchung des Tagebaus „Eiserne Hand“ im ehemaligen Eisenerzabbaugebiet Dillenburg-Obersched. – In: Jahrestagung der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, 2.-7. September 2017, Göttingen. Website: <http://eprints.dbges.de/id/eprint/1209> (Stand: 2017) (Zugriff: 18.10.2017)
- ZHAO, Q., WANG, Y., CAO, Y., CHEN, A., REN, M., GE, Y., YU, Z., WAN, S., HU, A., BO, Q., RUAN, L., CHEN, H., QIN, S., CHEN, W., HU, C., TAO, F., XU, D., XU, J., WEN, L. & LI, L. (2014): Potential health risks of heavy metals in cultivated topsoil and grain, including correlations with human primary liver, lung and gastric cancer, in Anhui province, Eastern China. – *Sci. Total Environment*, **470-471**: 340–347; Amsterdam.

GUDRUN RADTKE<sup>1</sup>, EBERHARD KÜMMERLE<sup>2</sup> & THOMAS MAY<sup>3</sup>

# Quarzitische Sandsteine am Wiesbadener Kureck - küstennahe tertiäre Meeresablagerungen auf paläozoischen Taunusgesteinen

## Kurzfassung

Im Zuge der Neugestaltung des Kurecks in der Innenstadt Wiesbadens sind Baugruben geöffnet und zahlreiche Bohrungen abgeteuft worden, die den Kenntnisstand des geologischen Untergrunds in Wiesbaden weiter verdichten. Insbesondere eine Schicht stark geklüfteter quarzitischer Sandsteine innerhalb der tertiären Abfolge war bisher so nicht bekannt. Den bisherigen Beobachtungen zufolge wird sie in die kalkfreie Randfazies (Oligozän/Miozän, Tertiär) gestellt. Die Ablagerungen des Tertiärs befinden sich über den kristallinen Gesteinen (Serizitgneis) der Wiesbaden-Metarhyolith-Formation, die in das Silur eingestuft wird. Die Taunusgesteine bilden in allen

Bohrungen und Baugruben am Kureck und einer nahe gelegenen Baugrube (Geisbergstraße 19) das Unterlager der sehr viel jüngeren tertiären Sedimente. Mit einem als Brandungsgeröll interpretierten Konglomerat, bestehend aus sehr gut gerundeten Quarz- und Metarhyolithgeröllen, beginnt die tertiäre Schichtfolge in diesem Bereich. Es folgen die lokal stark verkieselten und verfestigten quarzitären Sandsteine, deren Verkieselung mit dem Aufstieg von hydrothermalen Lösungen in Verbindung gebracht wird. Diese Festgesteinslage wird von kalkfreien Sanden, Schluffen und Tonen mit teils humosen Horizonten überlagert, die ebenfalls in das Tertiär zu stellen sind.

## Abstract

At the Kureck junction of Taunus-/Sonnenberger -/Wilhelmstraße in downtown Wiesbaden, construction pits have been opened and numerous boreholes drilled in the course of new buildings. In these boreholes, as in a nearby excavation pit (Geisbergstraße 19), mighty, in part very hard, strongly fissured, quartzitic sandstones have been detected, which are undescribed in the previous tertiary sequence. Upwards, the sequence changes into increasingly fine, lime-free sands, silt and clays with graded stratification. At the base conglomerates with

very well rounded boulders of milky quartz and metarhyolite indicate strongly moved deposit areas in a surf area. The sequence can be placed in the tertiary lime-free marginal facies (Oligocene/Miocene). The Silurian Wiesbaden Metarhyolite Formation (sericite gneiss) forms the lying surface, which could be detected in all boreholes. The local silicification of the tertiary quartzite sandstones is attributed to the Wiesbaden thermal springs and their ascent routes.

## Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	220
2. Geologische Übersicht	220
Das küstennahe Tertiär im nördlichen Mainzer Becken	222
3. Aufschlussbeschreibung	223
4. Diskussion	228
Die Altersstellung des kalkfreien Tertiärs	228
5. Schriftenverzeichnis	229

<sup>1</sup> Dr. G. Radtke, Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie, Rheingaustraße 186, 65203 Wiesbaden. – gudrun.radtke@hlnug.hessen.de

<sup>2</sup> Dr. E. Kümmerle, Hauptstr. 67, 65344 Martinsthal. – kuemmerle@web.de

<sup>3</sup> Dipl.-Geol. T. May, Dr. Hug Geoconsult GmbH, In der Au 25, 61440 Oberursel. – may@hug-geoconsult.com

## 1 Einleitung

Die städtebauliche Planung Wiesbadens sieht eine Neubebauung am Kureck an der nordöstlichen Seite des „Historischen Fünfecks“ vor (Kreuzungspunkt Wilhelm-/Taunus-/Sonnenberger Straße). Dieses bedeutende Bauprojekt – seit Jahren Großbaustelle – ist besonders anspruchsvoll, zumal es im Heilquellenschutzgebiet liegt. Die guten Aufschlussbedingungen – eine Seltenheit in Wiesbaden – in Form zahlreicher Baugruben und tiefer Bohrungen werden zum Anlass genommen, sich erneut mit den teils komplexen geologischen Verhältnissen im Stadtgebiet von Wiesbaden zu befassen.

Die Aufschlüsse und Bohrungen ergaben eine Abfolge tertiärer Sedimente auf dem zur Vordertaunus-Einheit (ANDERLE

2008) zu rechnenden paläozoischen Sockel der Wiesbaden-Metarhyolith-Formation (Serizitgneis). Schon im Jahr 1958 wurde beim Bau des R+V-Hochhauses am Kureck durch KÜMMERLE & KARSCHNY (Aktennotiz HLFb) in der Baugrube die Auflage von jüngeren Sedimenten auf Metarhyolith beobachtet.

Neuere Bohrungen und Baugruben wurden von ANDERLE & RADTKE (2001), KÜMMERLE (2004, 2012) und HOTTENROTT (2004) erwähnt. Die Ergebnisse der Geländebefunde aus jüngerer Zeit werden hier beschrieben, zusammengestellt und diskutiert.

## 2 Geologische Übersicht

Die geologischen Kartenwerke zu Blatt 5915 Wiesbaden sind veraltet. Die 1. Auflage der Geologischen Karte mit Erläuterungen wurde von KOCH (1880 a+b) erstellt. Die 2. Auflage ist 1922 (LEPPLA & STEUER) mit geänderter stratigraphischer Zuordnung der tertiären Schichtenfolgen erschienen. Der Neudruck der Geologischen Karte 1971 erfolgte auf neuer topographischer Kartengrundlage.

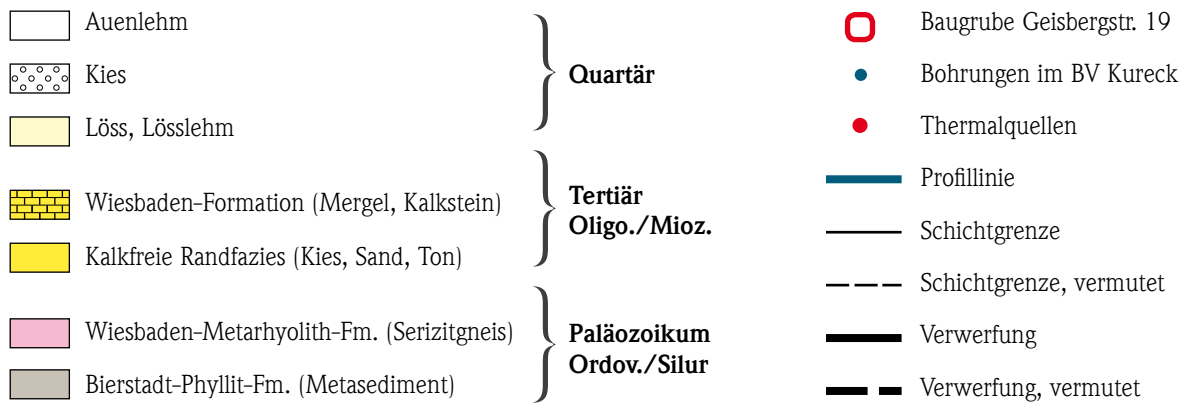
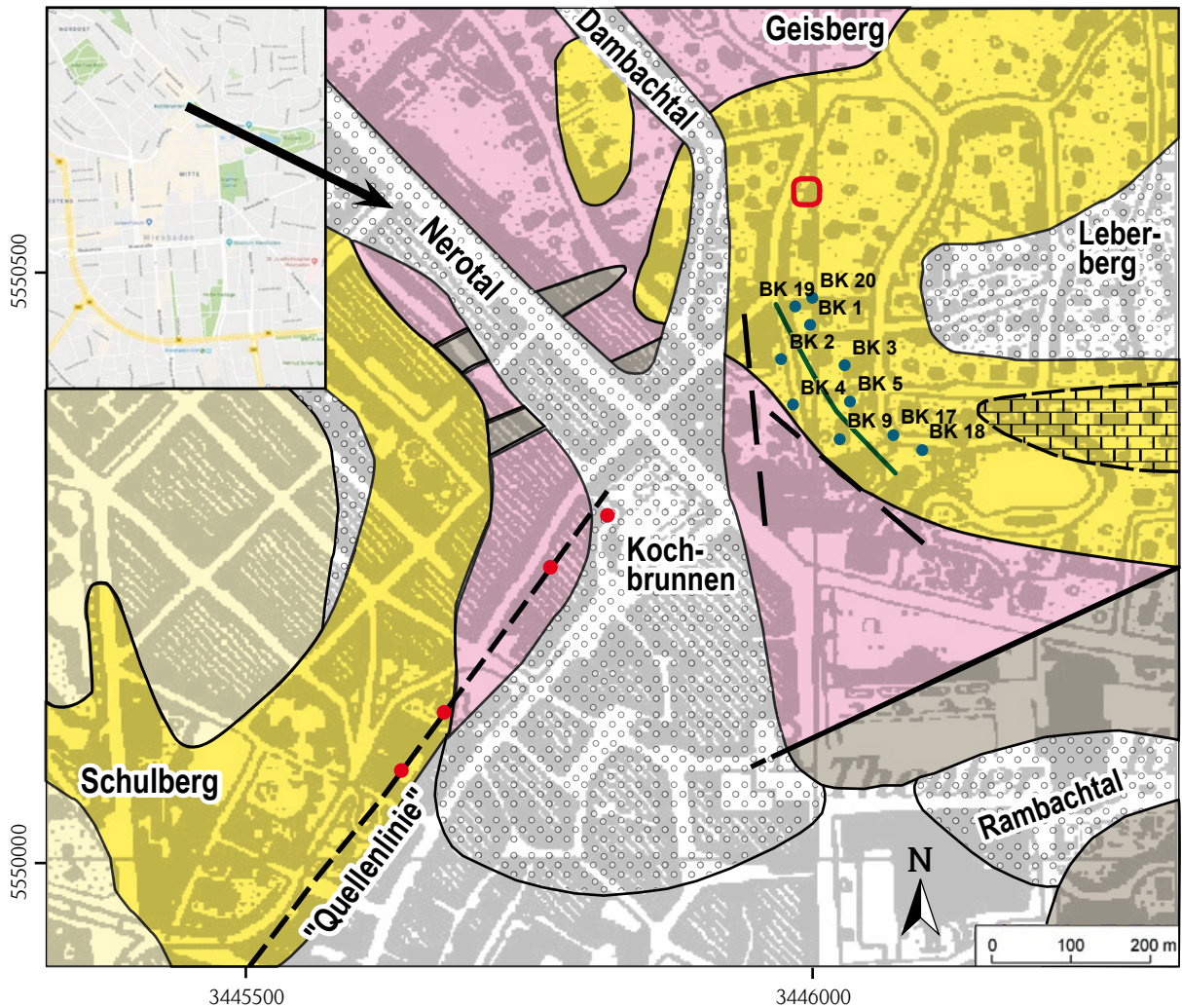
Im Jubiläumsband des Nassauischen Vereins für Naturkunde bilden ANDERLE (2004, 2012) eine aktuelle geologische Übersichtskarte von Wiesbaden und Umgebung (Maßstab 1:100.000) und KÜMMERLE (2004, 2012: Abb. 1) eine Detailkarte des hier thematisierten Innenstadtbereiches ab. Die geologische Karte präsentiert einen sehr guten Überblick über die Verbreitung der paläozoischen Gesteine sowie der kalkigen und kalkfreien Tertiärschichten (ANDERLE 2012: Abb. 2a). Das Profil zeigt, wie die tertiären Ablagerungen über das Grundgebirge übergreifen (ANDERLE 2012: Abb. 2b).

Die Stadt Wiesbaden liegt im Bereich von zwei geologischen Strukturräumen, im Norden der Taunus als Teil des Rheinischen Schiefergebirges und im Süden das Mainzer Becken. Die südlichste Einheit des Taunus, der Vordertaunus, reicht bis in das Stadtgebiet von Wiesbaden. Der Vordertaunus stellt den südlichsten und am stärksten deformierten Teil des Schiefergebirges dar. Die Gesteinsabfolge wurde während der variszischen Gebirgsbildung verfaltet, in Schuppen zerlegt, steil gestellt und in eine Scherzone einbezogen. Die Gesteine haben einen höheren Metamorphosegrad als im übrigen Rheinischen Schiefergebirges (KLÜGEL 1997, ANDERLE 2008). Das älteste Gestein im Vordertaunus ist der Bierstadt-Phyllit (Bierstadt-Phyllit-Formation). Fossilreste von Acritarchen (marines Phytoplankton) ermöglichen eine Einstufung dieser Meta-

Sedimente in das Ordovizium (REITZ et al. 1995). Sie grenzen mit tektonischem Kontakt im Bereich der Sonnenberger Straße – ab der Einmündung Prinzessin-Elisabeth-Straße (Abb. 1) – an den Wiesbaden-Metarhyolith (Serizitgneis). Radiometrische Datierungen ergaben ein silurisches Protolith-Alter dieser ehemaligen Rhyolithe (SOMMERMANN et al. 1992, 1994). Die betreffenden Gesteine stehen im Stadtgebiet bis an die Linie Stiftstraße – Nerostraße – Saalgasse an. Entlang einer tiefgreifenden Störungszone, der Taunus-Südrand-Verwerfung, die durch das nördliche Stadtgebiet von Wiesbaden verläuft, grenzen die Gesteine der Vordertaunus-Einheit an die geologische Struktureinheit des Mainzer Beckens.

In Bohrungen und Baugruben am Kureck in Wiesbaden bilden die metamorphen Gesteine der Wiesbaden-Metarhyolith-Formation das Unterlager der hier erschlossenen tertiären Schichten. Nördlich dem Kureck angrenzend und bis auf einer Linie Stiftstraße – Nerostraße – Saalgasse streichen diese paläozoischen Gesteine an der Erdoberfläche aus und bilden den markanten steilen Hangabschnitt. Stadteinwärts fällt das Gestein schnell bis auf eine Teufe von 70–100 m ab und konnte nur in einer Bohrung am Schlachthof in der Nähe des Hauptbahnhofes von Wiesbaden in einer Teufe von 236 m erbohrt werden (KÜMMERLE 2004, 2012).

Ein von Nordwest nach Südost ausgerichteter Profilschnitt von ANDERLE (2012) zeigt die Lage der Taunussüdrandverwerfung und stellt das stufenweise Absinken des Rheinischen Schiefergebirges zum Mainzer Becken dar. Der schematische Ost–West-Profilschnitt von KÜMMERLE & RADTKE (2007: Abb. 8) zeigt, dass im Taunusvorland Graben und Horststrukturen vorliegen.



**Abb. 1:** Geologische Übersichtskarte der Wiesbadener Innenstadt (zusammengestellt nach KOCH 1880b, LEPLA & STEUER 1922, KIRNBAUER 1997 und KÜMMERLE 2012 und den Erkenntnissen dieses Beitrages) mit den Bohrungen im Bauvorhaben Kureck (Profillinie vgl. Abb. 9) und der Baugrube Geisbergstr. 19.



## Das küstennahe Tertiär im nördlichen Mainzer Becken

Das Tertiär im Mainzer Becken lässt sich in Wiesbaden in eine kalkfreie und eine kalkige Fazies unterteilen. KÜMMERLE (2012: Abb. 1, Bereich D) konnte in einer Baugrube am Leberberg kalkige Mergel aus der Wiesbaden-Formation (Untere Hydrobienschichten) beobachten (vgl. Abb. 1).

Die kalkfreien Sedimente werden immer als lose wechselnde Kiese, Sande, Schluffe und Tone beschrieben. Beobachtungen in der großangelegten Baugrube am Kureck und in einer ehemaligen Baugrube in der Geisbergstraße 19 oberhalb des Kurecks bestätigen nun die Existenz eines quarzitisches Sandsteins, der schon in früheren Arbeiten erwähnt wurde:

SANDBERGER veröffentlichte 1847 eine erste Karte, berichtete im Jahr 1849/1850 über die geognostische Zusammensetzung der Umgebung von Wiesbaden und zeigt eine kleine Verbreitungskarte mit tertiären Sandsteinen. Die ungefähre Verbreitung dieses „Tertiären Sandsteins“ geht von unterhalb des Geisbergs, über den Weiher im Kurpark der Innenstadt bis maximal zur Dietenmühle im Osten und Schulberg in westlicher Ausdehnung.

Auch ANDERLE (freundl. mündliche Mitteilung 2010) sprach bei der anfänglich gemeinsamen Aufnahme der Bohrungen zum Bauvorhaben Kureck von einem quarzitisches Sandstein, den schon MICHELS (1964) in der Geisbergstraße 17–19 beobachtet hat. Dieser erwähnt „klaffende Spalten“ in der Abfolge, die auch hier beobachtet werden konnten (s.u.). Seine Interpretation zur Entstehung der Sandsteine gibt schon der Titel seiner Arbeit „Von der Wiesbadener Thermalquellenspalte“ wieder.

Sehr ausführlich beschäftigt sich KIRNBAUER (1997) mit dem Untergrund von Wiesbaden in Bezug auf die Mineralisationen der Thermalquellen. Seine Beobachtungen decken sich mit denen der vorliegenden Arbeit (s.u.).

Von ANDERLE & RADTKE (2001) werden die tertiären kalkfreien Meeresablagerungen aus einer Baugrube in der Kapellenstraße (13a–15b) beschrieben. HOTTENROTT (2004) nimmt ebenfalls das Thema auf, befasst sich allerdings mehr mit der stratigraphischen Einstufung der kalkfreien Sedimente anhand von Pollen, Sporen und Dinoflagellaten-Zysten.



**Abb. 2:** Bänke von insgesamt 3 m anstehendem, sehr hartem, quarzitischem Sandstein, Baugrube Geisbergstr. 19 (2011) (Baugrubenhöhe ca. 4,5 m) (vgl. Abb. 1).



### 3 Aufschlussbeschreibung

Eine ca. 4,5 m tiefe Baugrube in der Geisbergstraße 19, nordwestlich der Großbaustelle Kureck gelegen, schloss 2011 eine ungewöhnliche tertiäre Abfolge auf (Abb. 2).

Die Baugrubensohle bildete den Übergang von tertiärer Auflage zur nicht weiter aufgeschlossenen, liegenden Wiesbaden-Metarhyolith-Formation. Der untere Teil der Baugrube war von mächtigen, quarzitischen Sandsteinen geprägt, die teils Schrägschichtung zeigten. Die graugrünen, dunkelgrau-violetten Gesteine zeigten zur Basis hin Gerölle von großen (max. 25 x 30 cm, 40 x 45 cm), gut bis sehr gut gerundeten Milchquar-

zen sowie eingelagerten Serizitgneisbruchstücken (Abb. 3). Die konglomeratischen Sandsteine bzw. Konglomerate erreichten eine beobachtete Bank-Mächtigkeit von 50–70 cm. Sie waren in ihrer Beschaffenheit sehr hart, kompakt und massig, gut gebankt, stark geklüftet und zeigten sogar große Spalten (Abb. 4). Oft waren die Sandsteine auch sekundär braunrostfarben verfärbt. Der obere Teil der Baugrube war durch Wechsellagerungen von hellgrünen Feinsanden, Schluffen und Tonen geprägt, in die immer wieder feine Milchquarz-Geröllagen eingelagert sind.



**Abb. 3:** Quarzitisches Konglomerat mit gut gerundeten Geröllen aus weißem Milchquarz (Gangquarze) und grünem, schiefrigem Metarhyolith (Ø ca. 25–30 cm), Baugrube Geisbergstr. 19 (2011).



Im Bauprojekt Kureck mit seinen zahlreichen Bohrungen und kurzzeitigen Aufschlüssen sind zusammenfassend folgende Beobachtungen gemacht worden:

Unter bis zu 2 m künstlichen Auffüllungen standen ca. 3–7 m mächtige, beigebraune, grüngraue, teils rostbraunfleckige, schluffige Tone bzw. und tonige Schluffe an, oft feinsandig mit unterschiedlichen Anteilen von feinen Geröllen aus Milchquarzen und Sandsteinen. Ihr charakteristisches Merkmal sind Wechselfolgen von Fein- und Grobkorn-Schüttungen mit unterschiedlicher Verfestigung. Immer wieder sind dünne Feinsand- bzw. Feinkieslagen eingeschaltet (Abb. 5). Untergeordnet treten in dieser Abfolge dünnbankige quarzitische Sandsteine auf, die teils mürbe und somit nur schwach verfestigt sind.

Im Liegenden dieser Schichten folgen 3–7 m mächtige quarzitische Sandsteine, mitunter auch Schluffsteine von hellgrüngrauer, weißlicher oder mittel- und dunkelgrauer Farbgebung, mit gradierter Schichtung. Der harte, kompakte und massive Sandstein kann teils mürbe und zu schluffigem Sand zersetzt sein, welcher dann hellgrüngraue bis hellbraune Farben zeigt und eisenschüssige Lagen enthält. Selten – und mehr zur Basis hin – zeigen die quarzitschen Sandsteine eine dünnbankige bis plattige Absonderung. Zwischen den Sand- und Schluffsteinen befinden sich limonitische Krusten mit teils sehr gut gerundeten, schlecht sortierten Milchquarzen, deren Durchmesser 20 cm nicht übersteigt (Abb. 6).



**Abb. 4:** Offene Spalten im Sandstein, vermutete Aufstiegswege der silifizierenden Thermalwässer (Baugrube Geisbergstr. 19, 2011).



**Abb. 5:** Quarzitischer Sandstein mit fein verteiltem Milchquarzkies in tonigschluffiger Matrix, Baugrube Geisbergstr. 19 (Maßstab: 1 cm).





**Abb. 6:** Schluffstein mit Gerölllage aus sehr gut gerundeten Milchquarzgeröllen (Ø 3–4 cm).



**Abb. 7:** Grenzbereich Kalkfreie Randfazies/Wiesbaden-Metarhyolith-Formation: violette, tonige Schluffe mit senkrecht angeordneten Pflanzenstängeln (braun) über eischüssigen Sanden mit gut gerundeten Milchquarzgeröllen (Basisgeröll) auf grünem, schiefrigem Metarhyolith (Baugrube Kureck).



Im basalen Teil sind mitunter braun-rostfarbene, violettstichige, tonige Schluffe bzw. Schluffsteine eingeschaltet, welche meist schwach verfestigt sind und senkrecht orientierte Pflanzenstängelchen (in situ) enthalten (Abb. 7). Die tertiäre Abfolge endet in vielen Bohrungen mit einem Konglomerat, bestehend aus Milchquarz- und Metarhyolith-Geröllen (Abb. 8), die in der Bohrung BK 18 in 2 Lagen vorkommen. Die in mehreren Bohrungen am Kureck durchteufte tertiäre Abfolge erschließt insgesamt knapp 17 m kalkfreie Sedimente (vgl. Abb. 9).

Weitere tertiäre Sedimente (s.u.) sind im Gebiet Schulberg – Saalgasse – Geisberg – Leberberg verbreitet. Im Bereich Schöne Aussicht – Bierstadt verzahnen sich kalkfreie Schüttungen (Kalkfreie Randfazies) lokal mit der fossilführenden kalkigen Wiesbaden-Formation (Untere Hydrobienschichten (vgl. Abb. 1). Im Straßenverlauf des Leberberges beobachtete KÜMMERLE (2012) einige wenige Vorkommen von Mergeln mit kleinen Kalksteinbänkchen, die gelbliche, weiße, graue und hellbraune Gesteinsfarben besitzen. Die Mergel-Vorkommen am Leberberg liegen höher als die vermutete Einflussnahme der Thermalwässer (über 135 m NN), worauf schon KIRNBAUER (1997) hinweist.

In einigen Bohrungen in der benachbarten Adlerstraße und in der Saalgasse fanden sich in der basalen Kieslage der Kalkfreien Randfazies Gerölle von rotem Karneol/Jaspis bzw. blutrotem Hornstein, die KIRNBAUER (1997) als lokale Verwitterungsprodukte beschrieben hat. An der Emser - und Platter Straße wurden dünnbankige, bis 8 cm mächtige Flöze von erdiger Braunkohle gefunden (HENRICH 1905). Auch hier häufen sich nahe der Basis eisenoxidreiche Zonen und rostbraune Verfärbung, vor allem auf Klüften in festerem Gestein. Karbonatgehalt und kalkhaltige Fossilien fehlen in diesem Bereich.

Der im Liegenden anschließende Metarhyolith der Wiesbaden-Metarhyolith-Formation wurde maximal 10 m tief erbohrt, wovon die oberen Meter teils stark verwittert sind.

Allerdings wurden sowohl in den Bohrungen als auch in den Baugruben erhebliche Unterschiede des Verwitterungsgrades zur Teufe hin beobachtet. Am auffälligsten erwies sich die Bohrung BK 12, in der im Tiefenbereich zwischen 7,5–16,1 m u. GOK vorwiegend zersetzter bis entfestigter Fels erkundet wurde. Ähnliche Beobachtungen zeigten sich auch in der Bohrung BK 21 in deutlich tieferen Bereichen (15–17 m Teufe; ca. 122–120 m ü. NN). Sehr wahrscheinlich haben hier tektonische Einflüsse an Bedeutung gewonnen – im Wesentlichen Klüftung –, in deren Randbereichen verstärkt Verwitterungsprozesse stattfinden.

Die Oberfläche des in den Bohrungen angetroffenen Metarhyoliths liegt nach der Auswertung zwischen 132–134 m ü. NN, was ein relativ gleichmäßiges Höhenniveau unter den Tertiär-Sedimenten anzeigt. Es handelt sich offensichtlich um die ursprüngliche morphologische Oberfläche des Taunusgesteins, auf den die tertiären Sedimente transgredierte. Nur die

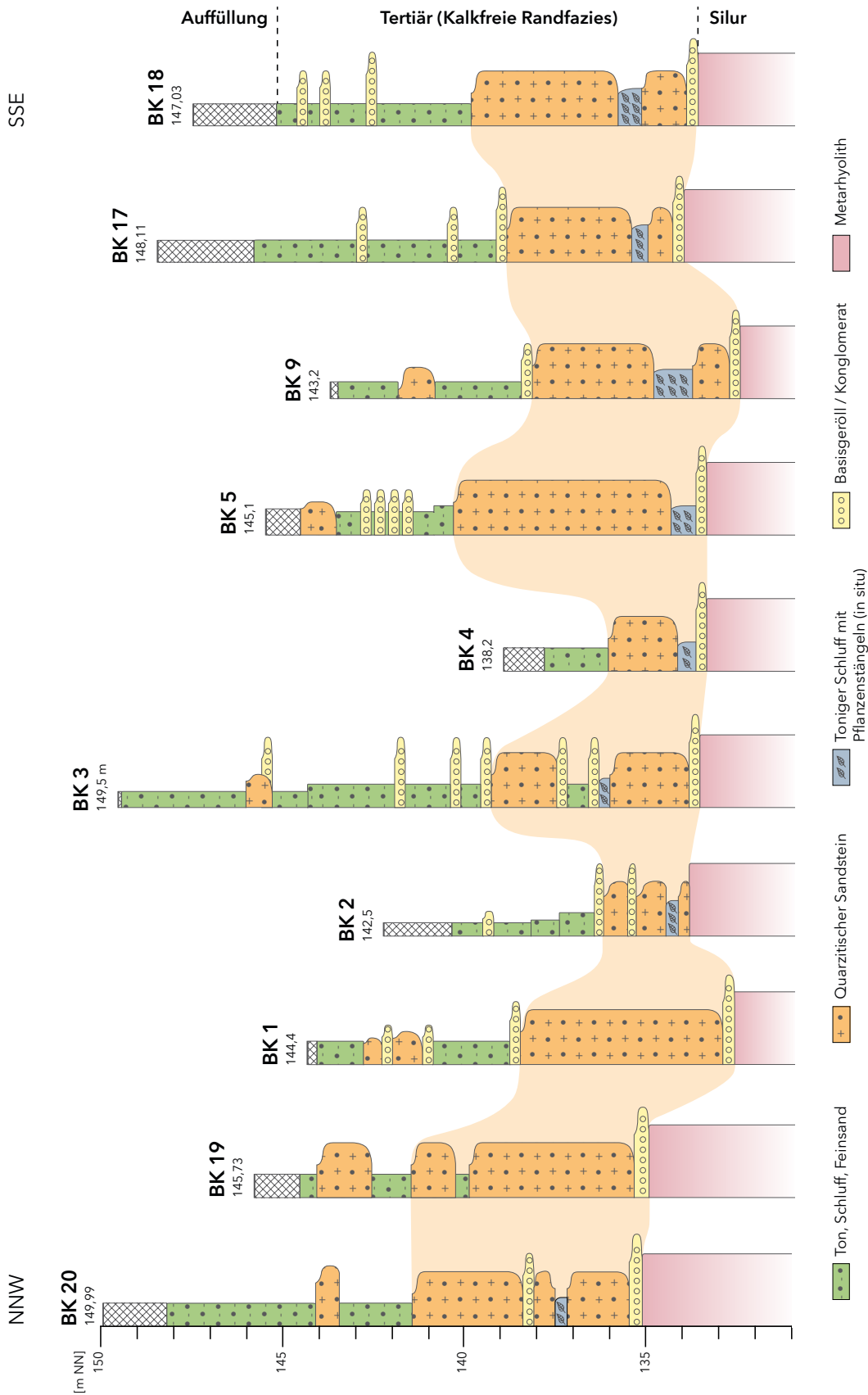
Bohrung 6 zeigt eine um ca. 7 m deutlich tiefere Höhenlage der Metarhyolith-Oberfläche an, was auf eine kleine, hangparallele Störung schließen lässt (vgl. Abb. 1).

In frischem Zustand ist der Metarhyolith ein festes Gestein von markant graugrüner Farbe. Die stärker verwitterten Bereiche dagegen sind z.T. gebleicht und kaolinisiert, z.T. hellbraun bis rostbraun verfärbt und reich an Eisenoxid-Ausfällungen. Ursächlich dafür sind Sickerwässer aus den porenreichen überlagernden Sedimenten. Unter Witterungseinflüssen gehen die stärker verwitterten Gesteine relativ rasch in einen tonig geprägten Felsersatz über, der teilweise wie ein Grundwasserstauer wirkt und Eisen-Oxid-Ausscheidungen dicht oberhalb der Gesteinsgrenze zeigt (vgl. Abb. 3+7).

Die Klüfte im Metarhyolith stehen mit 30–60° steil und fallen vorwiegend nach NW ein. Vertikale Klüfte sind selten. Häufig treten Quarzgänge und –knauern, bis 10 cm mächtig und meist parallel zur Schieferung, auf.



**Abb. 8:** Bohrkern BK 9/2011 (12,0–12,30 m): stark verfestigte – verkieselte – Basisgerölllage (Kalkfreie Randfazies, Tertiär) (bei 30 cm) auf Metarhyolith (Wiesbaden-Metarhyolith-Formation, Silur) (vgl. Abb. 1+9).



**Abb. 9:** Projizierte Bohrungen auf einen NNW–SSE Profilschnitt aus dem Baugebiet Kureck (vgl. Abb. 1). Verbreitung der tertiären quarzitischen Sandsteine (orange) (Kalkfreie Randfazies) auf paläozoischen Wiesbaden–Metarhyolithen (Silur).



## 4 Diskussion

Die Gliederung des Tertiärs ist im Innenstadtgebiet von Wiesbaden durch die kalkfreien Abtragungsprodukte aus dem nahen Taunus, die sich mit den stratigraphisch gut einzustufenden kalkigen Abfolgen des Mainzer Beckens verzahnen, deutlich erschwert. Beobachtungen in der großen Baugrube am Kureck und in einer ehemaligen Baugrube in der Geisbergstraße 19 oberhalb des Kurecks belegen die Existenz eines quarzitisches Sandsteins diskordant über dem Metarhyolith der Wiesbaden-Metarhyolith-Formation.

Die tertiäre Abfolge beginnt mit einem Geröllhorizont aus Metarhyolith-Klasten und gut gerundeten Milchquarzen, die in der klastischen tertiären Abfolge bisher in keiner geologischen Karte verzeichnet sind. Im Hangenden folgen in einer Wechsellagerung Feinsande und tonige Schluffe bzw. schluffige Tone.

Zur damaligen Zeit wurden klastische Sedimente aus dem Vordertaunus, als aufgearbeitete Metarhyolithe sowie Milchquarz (aus Ganggesteinen) in den Ablagerungsraum verfrach-

tet. Die sehr harten Milchquarze zeigen z.T. eine sehr gute Rundung, was für einen immer wiederkehrenden, stark bewegten Aufarbeitungsprozess im Brandungsbereich spricht. Zeitlich könnten die Aufarbeitungsprozesse sowohl im Rotliegend als auch im Paläogen gewesen sein.

Die klastischen Sedimente werden allgemein zur Kalkfreien Randfazies gestellt, deren stratigraphische Reichweite vom Grenzbereich Oligozän/Miozän bis ins höhere Untermiozän reicht. Eine genauere stratigraphische Zuordnung muss offenbleiben, da sie ohne stratigraphisch zuzuordnenden Fossilinhalt ist.

Auf eine z.T. gegliederte Küste mit von der Brandung geschützten Bereichen von stehenden Gewässern mit Pflanzenwuchs und sehr geringen Strömungsgeschwindigkeiten weisen nahe der Basis die Tone und Schluffe mit Pflanzenresten wie Wurzeln und Pflanzenstängel in in situ-Stellung hin. Diese haben sich sehr wahrscheinlich unter Stillwasserbedingungen gebildet.

### Die Altersstellung des kalkfreien Tertiärs

Die stratigraphische Zuordnung der kalkfreien tertiären Sedimente im Stadtgebiet von Wiesbaden wurde bisher sehr unterschiedlich interpretiert. So hat KOCH (1880b) am Geisberg „Meeressand und Strandbildungen auf flaserig-schiefrigem Sericit-Gneis“ kartiert. Zu sehr ähnlichen Einstufungen der Tertiärsedimente kommt er für die Baugruben an der Parkstraße 7, Röderbergstraße 29, Ecke Idsteiner-/Schumannstraße sowie Corneliusweg: alle dem „Meeressand“ (heute: Alzey-Formation, Unteroligozän, ca. 30 Ma) zugeordnet (Fundpunkte s. ANDERLE & RADTKE 2001: Abb. 1). LEPLA & STEUER (1922) stellen die Einheiten insgesamt in das Pliozän (ca. 4 Ma) und stufen die Sedimente somit sehr viel jünger ein. Von MICHELS (1964) werden die kalkfreien Sedimente aus regionalgeologischer Sicht als Äquivalente mit den untermiozänen Corbicula-/Inflata-Schichten (Rüssingen-Formation) bis Hydrobierschichten des Mainzer Beckens verglichen (ca. 21 Ma). ANDERLE & RADTKE (2001: Abb. 2) skizzieren eine – vom Rheingau bis zum Rand des Oberrheingrabens östlich Medenbach verlaufende – oligozäne Küstenlinie am Südrand des Taunus und nehmen für die kalkfreien Sedimente in der Innenstadt von Wiesbaden ebenfalls ein mögliches oligozänes Alter an. HOTTENROTT (2004) beschreibt kohlige Lagen mit Pflanzenresten innerhalb der kalkfreien Sedimente am Schulberg. Neben Untersuchungen an den organischen Mikroflora mit charakteristischen terrestrischen Palynomorphen sind auch Zysten mariner Dinoflagellaten gefunden worden. Anhand der Dinoflagellaten stuft HOTTENROTT (2004) die basalen Schichten

der Bohrung KB 28 am Schulberg (gegenüber Coulinstraße) in die Rüssingen-Formation (Inflata-Schichten) und die darüber befindlichen Sedimente der Bohrung in die Wiesbaden-Formation (Untermiozän) ein. Er benennt sie nach dem Vorkommen am Schulberg.

RADTKE (2011) beschreibt dagegen die klastischen tertiären Ablagerungen am Taunusrand überregionaler und neutraler als Kalkfreie Randfazies. Die Sedimente wurden von den Landbereichen im Taunus bis in die vorgelagerten Becken (Mainzer Becken, Hanauer Becken, Wetterau) geschüttet. RADTKE (2011) gibt eine stratigraphische Reichweite dieser Formation an vom Grenzbereich Oberoligozän/Untermiozän bis höheres Untermiozän (s.a. MARTINI & RADTKE 2011, FÖRSTERLING & RADTKE 2012).

Ein großräumiges schematisches Ost-West-Profil vom Mainzer Becken ab Frauenstein im Westen bis an den Nördlichen Oberrheingraben im Osten zeigt, dass Wiesbaden in einer Grabenstruktur mit seitlich angrenzenden Horsten – der Rheingau im Westen und der Hochheimer Horst im Osten – liegt (KÜMMERLE & RADTKE 2007: Abb. 8). Die hier zur Ablagerung gekommenen jüngeren miozänen Schichtenfolgen sind im Wiesbadener Innenstadtgebiet durch die Grabenstruktur erhalten geblieben.

KIRNBAUER (1997, 1998) geht auf die Mineralisation der tertiären Sandsteine durch hydrothermale Lösungen ein, deren intensive Silifizierung auf Quarz, herausgelöst aus paläozoischen Gesteinen, zurückzuführen ist. Nach KIRNBAUER sind

von der Silifizierung Tone, Schluffe und Sande gleichermaßen betroffen. In den silifizierten, feinkörnigen Sedimenten sind Jaspis-/Hornstein-Komponenten als Verwitterungsprodukte zu beobachten, wie sie auch zuvor am Kureck beschrieben wurden. Grobklastische Sedimente, so führt KIRNBAUER (1998) weiter aus, werden mit der SiO<sub>2</sub>-Zufuhr zu extrem festen und schwer zu verwitternden Gesteinslagen verkittet. Diese Gesteine waren in der Baugrube Geisbergstraße 19 aufgeschlossen. Man könnte in diesem Fall sogar von „Tertiärquarziten“ oder „Einkieselungsquarziten“ sprechen. Auch dort konnten die zu Spalten weit geöffneten Klüfte beobachtet werden (vgl. Abb. 4).

Die Baugrube in der Geisbergstraße 19 liegt in der Verlängerung der Thermalquellenspalten (-linie) (KIRNBAUER 1997) (vgl. Abb. 7). Begleiter der Silifizierung sind auch hier Eisen-Mangan-Oxide/Hydroxide mit z.T. leuchtend gelben und roten Farben (KIRNBAUER 1997, 1998).

In zahlreichen weiteren Bohrungen und dem Kureck nahe gelegenen Vorkommen sind Silifizierungen des Nebengesteins, wie in der Baugrube Geisbergstraße, beobachtet worden. Ebenso wurden aus den Baugruben Röderbergstraße 29, Saalgasse (hinter Haus 24), Parkstraße 7 und Schulberg von verkieSELten bzw. verfestigten quarzitischen Sandsteinen berichtet

(ANDERLE & RADTKE 2001, HOTTENROTT 2004). In anderen Lokationen, wie z.B. in der Kapellenstraße, nur wenige 100 m westlich des Kureck, zeigen die Gesteine keinerlei quarzitische Bindung (ANDERLE & RADTKE 2001). Dennoch kann man eine Verbreitung der quarzitischen Sandsteine im Innenstadtgebiet über mehrere 100 m bis wenige km verfolgen. Die Aufstiegswege der Thermalquellen sind nach KIRNBAUER (1998) tektonisch kontrolliert und an die bedeutendsten Störungen, wie hier die Südrandstörung des Taunus, gebunden. Die tertiären Meeresküstenablagerungen sind durch Thermalwässer sekundär mineralisiert worden.

**Danksagung:** Jörg von Höhle gilt unser Dank für die Ausführung der Geologischen Karte und Jens Dengler (beide HLNUG) für die Erstellung der Fotodokumentation der Gesteinshandstücke. Meinen Praktikanten (G.R.) Till Müller (TU Darmstadt) und Sophia Wichmann (TU Freiberg) danken wir für Profilzeichnung und Bohrungserfassung in GeODin. An dieser Stelle gedenken wir Hans-Jürgen Anderle (+) und den damit verbundenen anfänglichen gemeinsamen Bohrkernaufnahmen und seinen Diskussionsbeiträgen. Anne Kött (HLNUG) sei gedankt für die kritische Durchsicht des Manuskripts.

## 5 Schriftenverzeichnis

- ANDERLE, H.-J. (2004): Untergrund und Erdgeschichte Wiesbadens. – Jb. nass. Ver. Naturkde., Sonderbd. **2**: 1–9, 4 Abb.; Wiesbaden.
- ANDERLE, H.-J. (2008): Südtanus. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland VII. Devon. – Schr.-R. dt. Ges. Geowiss., **52**: 118–130, 2 Abb., 1 Tab., 1 Beil.; Hannover.
- ANDERLE, H.-J. (2012): Der alte Untergrund Wiesbadens. – Jb. nass. Ver. Naturkde., Sonderbd. **2**, 2. Aufl.: 1–9, 4 Abb.; Wiesbaden.
- ANDERLE, H.-J. & RADTKE, G. (2001): Beobachtungen zur oligozänen Meeresküste in Wiesbaden – Küstensedimente beiderseits von Nero- und Rambachtal. – Jb. nass. Ver. Naturkde., **122**: 23–42, 13 Abb.; Wiesbaden.
- FÖRSTERLING, G. & RADTKE, G. (2012): Der tertiäre Lebensraum im Mainzer Becken und seine Fossilien. – Jb. nass. Ver. Naturkde., Sonderbd. **2**, 2. Aufl.: 19–32, 28 Abb.; Wiesbaden.
- HENRICH, F. (1905): Über das Vorkommen von erdiger Braunkohle in den Tertiärschichten Wiesbadens. – Z. prakt. Geol., **13**: 409–413; Berlin.
- HOTTENROTT, M. (2004): Über kalkfreies „Kalktertiär“ im Untergrund von Wiesbaden. – Geol. Jb. Hessen, **131**: 11–25; 1 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Anhang; Wiesbaden.
- KIRNBAUER, T. (1997): Die Mineralisationen der Wiesbadener Thermalquellen (Bl. 5915 Wiesbaden). – Jb. nass. Ver. Naturkde., **118**: 5–90, 13 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- KIRNBAUER, T. (1998): Jungtertiäre und rezente Mineralisationen. – In: KIRNBAUER, T.: Geologie und hydrothermale Mineralisationen im rechtsrheinischen Schiefergebirge. – Jb. nass. Ver. Naturkde., Sonderbd. **1**: 226–236, Abb. 59–62; Wiesbaden.
- KLÜGEL, T. (1997): Geometrie und Kinematik einer variszischen Plattengrenze – Der Südrand des Rhenoharzynikums im Taunus. – Geol. Abh. Hessen, **101**: 215 S., 85 Abb., 9 Tab., 8 Taf.; Wiesbaden.
- KOCH, C. (1880a): Geologische Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten 1 : 25 000, Bl. [5915] Wiesbaden; Berlin (Preuß. Geol. L.-Anst.).
- KOCH, C. (1880b): Erläuterungen zur Geologischen Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten 1 : 25 000, Lfg. 15, Bl. [5915] Wiesbaden: 71 S.; Berlin (Schropp).
- KÜMMERLE, E. (2004): Ablagerungen der Tertiärzeit: Wo findet man was in Wiesbaden? – Jb. nass. Ver. Naturkde., Sonderbd. **2**: 33–41, 6 Abb.; Wiesbaden.
- KÜMMERLE, E. (2012): Ablagerungen des Tertiärmeeres: Ehemalige Küste zeitweise im Raum des heutigen Wiesbaden. – Jb. nass. Ver. Naturkde., Sonderbd. **2**, 2. Aufl.: 33–41, 6 Abb.; Wiesbaden.
- KÜMMERLE, E. & RADTKE, G. (2007): Die Geologie in der Umgebung von Wallau (nordöstliches Mainzer Becken). – In: Radtke, G. & Martini, E. (Hrsg.): Die Bohrungen Wallau im nordöstlichen Main-

- zer Becken (Rotliegend, Pechelbronn-Gruppe, Bodenheim-Formation). – Geol. Abh. Hessen, **116**: 73–88, 8 Abb.; Wiesbaden.
- LEPPLA, A. & STEUER, A. (1922): Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten 1 : 25 000, Bl. [5915] Wiesbaden-Kastel. – 2. Aufl.; Berlin (Preuß. Geol. L.-Anst.). [Eine 3. Aufl. mit unveränd. Geologie auf aktueller Topographie erschien 1971 beim Hess. L.-Amt f. Bodenforschung in Wiesbaden].
- MARTINI, E. & RADTKE, G. (2011): Hanauer Becken. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland IX – Tertiär, Teil 1: Oberrheingraben und benachbarte Tertiärgebiete. – Schr.-R. dt. Ges. Geowiss. (SDGG), **75**: 225–302, 2 Abb., 5 Tab.; Hannover.
- MICHELS, F. (1964): Von der Wiesbadener Thermalquellenspalte. – Jb. Nass. Ver. Naturkde., **97**: 37–40, 3 Abb.; Wiesbaden.
- RADTKE, G. (2011): Kalkfreie Randfazies. – In: Martini, E. & Radtke, G.: Hanauer Becken. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland IX – Tertiär, Teil 1: Oberrheingraben und benachbarte Tertiärgebiete. – Schr.-R. dt. Ges. Geowiss. (SDGG), **75**: 244–245; Hannover.
- REITZ, E., ANDERLE, H.-J. & WINKELMANN, M. (1995): Ordovizium (Arenig) im Vordertaunus (Rheinisches Schiefergebirge): Der Bierstadt-Phyllit (Bl. Wiesbaden). – Geol. Jb. Hessen, **123**: 25–38, 5 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden.
- SANDBERGER, F. (1850): Über die geognostische Zusammensetzung der Umgegend von Wiesbaden. – Jb. Ver. Naturkde. Hrzgth. Nassau, **6**: 1–27, 2 Taf., 1 Kt.; Wiesbaden.
- SOMMERMANN, A.-E., MEISL, S. & TODT, W. (1992): Zirkonalter von drei verschiedenen Metavulkaniten aus dem Südaunus. – Geol. Jb. Hessen, **120**: 67–76, 6 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- SOMMERMANN, A.-E., ANDERLE, H.-J. & TODT, W. (1994): Das Alter des Quarzkeratophyrs der Krausaue bei Rüdesheim am Rhein (Bl. 6013 Bingen, Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, **122**: 143–157, 5 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden.

Manuskript eingegangen am 12.03.18, angenommen am 29.03.18

BERND LEßMANN

## Nachruf Bernward Hölting



Am 11. Januar 2015 verstarb Herr Prof. Dr. Bernward Hölting in Mainz.

Bernward Hölting wurde am 22. Mai 1930 in Kiel geboren. Er wuchs in einer Zeit des Umbruchs und der Kriegswirren auf. Die schweren Luftangriffe auf Kiel erlebte er als Jugendlicher. Die Schulzeit auf der altsprachlichen und humanistischen Kieler Gelehrtenschule war überprägt von der Kriegs- und Nachkriegszeit.

Sein Studium der Geologie und Mineralogie begann er im Sommer 1951 an der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel. Während des Studiums wechselte er jeweils für ein Semester an die Universitäten in Freiburg und Tübingen. Nach seinem Diplom promovierte er an der Christian-Albrecht-Universität bei Prof. Dr. Karl Gripp mit dem Thema „Die Entwässerung des würmzeitlichen Eisrandes in Holstein“. Seine hydrogeologische Ausrichtung zeigte sich nicht nur durch die Wahl seines

Promotionsthemas. Bereits während des Studiums kartierte er artesische Brunnen für das Landesernährungsministerium Schleswig-Holstein. Direkt nach der Promotion arbeitete er von 1957 bis 1959 als Hydrogeologe beim „Servicio Geologico Nacional de El Salvador“. Zeitgleich hat er sein Wissen als Dozent für Geologie an der Fakultät der Chemiewissenschaften der Universität El Salvador den Studentinnen und Studenten vermittelt.

Nach seiner Rückkehr aus El Salvador begann Hr. Hölting am 1. August 1959 am Hessischen Landesamt für Bodenforschung (HLfB) in Wiesbaden als Hydrogeologe zu arbeiten, zunächst mit einer befristeten Anstellung, später als Beamter. Einer seiner Arbeitsschwerpunkte war die Gebietshydrogeologie mit dem regionalen Schwerpunkt Nord-Ost-Hessen. Als Gebietshydrogeologe verfasste er größtenteils hydrogeologischen Stellungnahmen und Gutachten. 1.775 Stellungnahmen und Gutachten von Hr. Hölting befinden sich im geowissenschaftlichen Archiv des Hessischen Landesamtes für Naturschutz, Umwelt und Geologie (HLNUG). Überregionale Fragestellungen wie z. B. der Fulda-Rahmenplan, acht hydrogeologische Kartierungen für die GK 25 und das „Hydrogeologische Kartenwerk Hessen 1 : 300.000“ wurde von ihm bearbeitet bzw. mit bearbeitet. Ein besonderer Schwerpunkt für ihn waren hydrochemische Themen, mit einem deutlichen Interesse für die Mineral- und Heilwässer. Seine Arbeiten über die Quellen von Bad Wildungen haben weite Beachtung gefunden.

Rd. 20 Jahre nach seiner ersten Anstellung am HLfB übernahm Hr. Hölting die Leitung des Dezernats „Allgemeine Hydrogeologie“. Zwei Jahre später wurde er zum Leiter der Abteilung „Hydrogeologie und Geotechnologie“ bestellt, wobei er wenig später einen Wechsel der Dezernatsleitung vollzog. Er leitete fortan das Dezernat „Angewandte Hydrogeologie“. Im April 1982 wurde er zum Leitenden Geologiedirektor befördert. Zum 1. Januar 1994 wurde er zum Leiter der neugebildeten bzw. umstrukturierten Abteilung „Angewandte Geowissenschaften – Hydrogeologie, Ingenieurgeologie“ bestellt.

Hr. Hölting wurde am 31. Mai 1995 im Rahmen eines wissenschaftlichen Festkolloquiums, das im großen Sitzungssaal der Industrie und Handelskammer zu Wiesbaden stattfand, in den Ruhestand versetzt.

Ab dem Sommersemester 1977 übernahm Hr. Hölting eine Vorlesung zur Hydrogeologie an der Philipps-Universität in Marburg. Im April 1982 wurde ihm der Titel eines Honorarprofessors verliehen. Seine Studentinnen und Studenten schätzten den stark angewandten Bezug seiner Vorlesungen, bei der er immer wieder Beispiele aus seiner täglichen Arbeit einfließen ließ.



Ende der 1970er-Jahre wurde vom Enke-Verlag jemand gesucht, der ein Lehrbuch zur Hydrogeologie schreibt. Herr Prof. Dr. Helmut Prinz, Geologe beim HLFb, hatte bereits sein Lehrbuch zur Ingenieurgeologie geschrieben und fragte daraufhin seinen Kollegen Hölting, ob er nicht diese Aufgabe übernehmen wolle. Dieser sagt zu, da er auf ein umfangreiches Vorlesungsmanuskript zurückgreifen konnte. Im Jahr 1980 erschien die 1. Auflage des Lehrbuchs „Hydrogeologie – Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie“, oder kurz des „Hölting“. In einer Abfolge von wenigen Jahren wurde das Buch neu aufgelegt und dabei immer dem aktuellen Wissens- und Diskussionsstand angepasst. Das Buch gibt es mittlerweile in der 8. Auflage. Es ist eines der Standardwerke der deutschen Hydrogeologie. Die Behauptung, dass jeder Hydrogeologe im deutschsprachigen Raum den „Hölting“ hat, kommt der Wahrheit wahrscheinlich sehr nahe.

Hr. Hölting war ein gern gesehenes Mitglied in zahlreichen Arbeitsgruppen und Ausschüssen (z. B. DVGW, DVWK, LAWA, Bäderverband, Staatliche Geologische Dienste), häufig auch als Obmann bzw. Vorsitzender. So hat er u. a. das DVGW-Arbeitsblatt W101 und die Heilquellenschutzgebietsrichtlinien wesentlich mitgeprägt.

Von 1981 bis 1988 leitete Hr. Hölting die Fachsektion Hydrogeologie in der Deutschen Geologischen Gesellschaft – Geologische Vereinigung e. V. (FH-DGGV). Im Anschluss war er bis 1992 Mitglied des Beirats. Er hat in dieser Zeit den stetig wachsenden Zusammenschluss der deutschsprachigen Hydrogeologen gefördert und geprägt. Im Jahr 1998 wurde er zum Ehrenvorsitzenden ernannt. Die Fachtagungen der FH-DGGV besuchte er auch in seinem Ruhestand immer wieder gerne, einmal, um fachlich auf dem Laufenden zu bleiben, aber auch, um alte Weggefährten und Freunde zu treffen.

Darüber hinaus war Hr. Hölting stellvertretender Vorsitzender der DGG (1990 – 1993) und Gutachter der DFG (1983 – 1991).

Seine Traueranzeige war überschrieben mit „Der Weg durch ein erfolgreiches Leben ist zuende“. Eine wahrlich treffende Aussage zu seinem Wirken.

Aber natürlich gibt es da auch einen Menschen hinter dem Hydrogeologen, mit einem ganz normalen Leben, mit all seinen Höhen und Tiefen. Bei einem Urlaub in Ägypten brach er sich so z. B. bei einer holprigen Bustour einen Lendenwirbel, was ihn danach körperlich leicht einschränkte.

Und dann gibt es da noch eine Geschichte, die erzählt werden muss:

Jahre nach der Trennung von seiner ersten Frau besuchte er Verwandte in Kiel. Bei einem Spaziergang traf er zufällig die Schwester seiner großen Jugendliebe. Diese, also die Schwester, erzählte ihm, dass seine Jugendliebe in Wiesbaden lebt. Er ging erst, nachdem er die Telefonnummer hatte. Nachdem er all seinen Mut zusammengenommen hatte und den Anruf (seines Lebens) getan hatte, traf die beiden sich und stellte fest, dass die alten Gefühle immer noch da waren, so als ob dazwischen nicht beinahe ein ganzes Leben gelegen hätte. Zum Teil hatten die beiden nahe beieinander gelebt und sogar denselben Hausarzt gehabt, waren sich aber nicht über den Weg gelaufen. Es war wohl damals noch nicht an der Zeit. Nach einer Zeit der Näherung zogen die beiden zusammen und schließlich wurde geheiratet. Kein modernes Märchen, sondern das Geschenk für Hr. Hölting in seinen letzten Lebensjahren!

Die deutsche Hydrogeologie verneigt sich vor einem der großen Hydrogeologen der letzten Jahrzehnte. Wir werden ihm ein ehrendes Andenken bewahren.

## Publikationsliste Bernward Hölting

- HÖLTING, B. (1956): Schwermineralanalytische Untersuchungen in Riß- und Würm-Sanden Mittelholsteins. – Dipl.-Arb. Univ. Kiel: 32 S., 4 Taf.; Kiel.
- HÖLTING, B. (1957): Die Entwässerung des würmzeitlichen Eisrandes in Mittelholstein. – Diss. Univ. Kiel: 93, VIII S.; Kiel.
- HÖLTING, B. (1957): Schwermineralanalytische Untersuchungen in Riß- und Würmablagerungen im Gebiet der Kreise Segeberg, Plön und Rendsburg. – Heimatkd. Jb. Kreis Segeberg, **1957**: 155–176; Segeberg/Holst.
- HÖLTING, B. (1958): Die Entwässerung des würmzeitlichen Eisrandes in Mittelholstein. – Meyniana, **7**: 61–98; Kiel.
- HÖLTING, B. (1958): Problemas hidrogeológicas en El Salvador. – Comm. Inst. Tropical Invest. Cientificas, **7** (1/2): 71–75; San Salvador.
- HÖLTING, B. (1959): Vulkanisch beeinflusste Gewässer in El Salvador (Zentralamerika). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **10**: 462–469; Stuttgart.
- HÖLTING, B. (1960): Hydrogeologische Untersuchungen in El Salvador/Zentralamerika. – Z. dt. geol. Ges., **112**: 583–585; Hannover.
- HÖLTING, B. (1961) El agua subterránea en los alrededores de San Salvador. – Anal. Serv. geol. nac. El Salvador Bol., **4**: 41–62, 2 Abb., 1 Kt.; San Salvador.
- HÖLTING, B. (1962): Die chemischen Änderungen im Kreislauf des Wassers in El Salvador (Zentralamerika). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **115**: 335–356, 4 Abb., 2 Tab., 3 Beil., Stuttgart.
- HÖLTING, B. (1963): Die Grundwasserneubildung in Oberdevon- und Unterkarbonschichten in der Gemarkung Wirmighausen (Landkreis Waldeck). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **91**: 351–352, 1 Tab.; Wiesbaden.
- HÖLTING, B. (1963): Schwermineralanalytische Untersuchungen an Sandsteinen der Eichsfeld-Folge (Mittlerer Buntsandstein) in der Brunnenbohrung Rückers (Landkreis Hünfeld). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **91**: 353–355, 2 Tab.; Wiesbaden.
- HÖLTING, B. & MATTHESS, G. (1963): Ein Sporentriftversuch im Zechstein von Korbach/Hessen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **91**: 237–255, 9 Abb., 5 Tab.; Wiesbaden.
- HÖLTING, B. & MATTHESS, G. (1964): Grundwasserleiter und Grundwasserhöflichkeit. – In: Wasserwirtschaftlicher Rahmenplan Fulda: E 91–92, 1 Kt. 1:300 000; Wiesbaden (Hess. Minist. Landwirtsch. u. Forsten).
- HÖLTING, B. & STENDEL-RUTKOWSKI (1964): Beiträge zur Tektonik des nordwestlichen Vorlandes des basaltischen Vogelsberges, insbesondere des Amöneburger Beckens. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **47**: 37 S., 2 Taf.; Wiesbaden.
- HÖLTING, B. & THEWS, J.D. (1964): Grundwasserbeschaffenheit. – In: Wasserwirtschaftlicher Rahmenplan Fulda: E 93–95, 1 Kt. 1:300 000; Wiesbaden (Hess. Minist. Landwirtsch. u. Forsten).
- HÖLTING, B. & GRÖTICKE, W. (1965): Erfahrungen bei Brunnenbohrungen im Rotaryverfahren im Kreis Waldeck. – Bohrtechnik, Brunnenbau u. Rohrleitungsbau, **16** (2): 47–51; Berlin.
- HÖLTING, B. (1966): Die Mineralquellen in Bad Wildungen und Kleinern (Landkreis Waldeck, Hessen). – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **53**: 59 S., 7 Abb., 9 Tab.; Wiesbaden.
- HÖLTING, B., LAEMMLEN, M. & SEMMEL, A. (1967): Quartär. – In: MOTZKA, R. & LAEMMLEN, M.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 5224 Eiterfeld, 2. Aufl.: 78–89; Wiesbaden (Hess. L.-Amt f. Bodenforsch.).
- GRAUL, H. & HÖLTING, B. (1968): Buntsandsteinstratigraphie und Tektonik im Gebiet Stadt Allendorf und Neustadt (Ldkr. Marburg). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **96**: 120–136; Wiesbaden.
- HÖLTING, B. (1969): Die Ionenverhältnisse in den Mineralwässern Hessens. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **97**: 333–351, 12 Abb.; Wiesbaden.
- HÖLTING, B. (1969): Geologie des Kellerwaldes und der Mineralquellen in Bad Wildungen und Kleinern. – Mitt. a. d. Markscheiderwesen, **76** (4): 226–236, 3 Abb.; Herne.
- HÖLTING, B. (1969): Hydrogeologie. – In: Horn, M. & Kulick, J.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 4720 Waldeck: 156–181, Abb. 28–29, Tab. 7–15; Wiesbaden (Hess. L.-Amt f. Bodenforsch.).
- HÖLTING, B. (1969): Zur Herkunft der Mineralwässer in Bad Kreuznach und Bad Münster a. St. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **97**: 367–378, 1 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- HÖLTING, B. (1970): Beiträge zur Hydrochemie der Tiefenwässer. – Z. dt. geol. Ges., **121**: 19–44, 6 Abb.; Hannover.
- ENGEL, F. & HÖLTING, B. (1970): Die geologischen und hydrogeologischen Verhältnisse und die Erschließung des Grundwassers der Wasserwerke Stadt Allendorf und Wohratal (Landkreis Marburg). – Wasser u. Boden, **22** (5): 105–111, 8 Abb.; Hamburg.
- HÖLTING, B. (1971): Wassererschließung im schwebenden Grundwasserstockwerk (Brunnenbohrung der Gemeinde Stumpertenrod/Kr. Alsfeld). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **99**: 341–346, 1 Abb.; Wiesbaden.
- HÖLTING, B. (1972): Ein in Wetter/Krs. Marburg (Hessen) erschlossenes Na<sub>2</sub>-SO<sub>4</sub>-haltiges Mineralwasser und die Genese solcher Wässer. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **100**: 260–283, 1 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- HÖLTING, B. & WIEGAND, K. (1972): Die quantitative Abschätzung von Änderungen der Mineralwasserkomponenten. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **100**: 254–259; Wiesbaden.
- HÖLTING, B. & ZAKOSEK, H. (1972): Hydrogeologische und bodenkundliche Untersuchungen in der Lahn-Aue bei Wehrda nördlich Marburg/Lahn. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **21**: 371–388, 8 Abb., 3 Tab.; Krefeld.
- HÖLTING, B. (1973): Hydrogeologie. – In: HORN, M., KULICK, J. & MEISCHNER, D.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 4820 Bad Wildungen: 270–306, Abb. 51–55, Tab. 11–20, Beibl. 2; Wiesbaden (Hess. L.-Amt f. Bodenforsch.).
- HÖLTING, B. (1974): Die Auswertung von Wasseranalysen in der Hydrogeologie. – Zbl. Geol. Paläont., **I/1973** (5/6): 305–316; Stuttgart.

- HÖLTING, B., KULICK, J. & RAMBOW, D. (1974): Stratigraphische und hydrogeologische Ergebnisse von Brunnenbohrungen in Schichtenfolgen des Unteren Buntsandsteins und Zechsteins im Nordteil des Kreises Waldeck/Hessen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **102**: 229–269, 3 Abb., 2 Tab., Taf. 12–13; Wiesbaden.
- HÖLTING, B. & LAEMMLEN, M. (1974): Geologische und hydrogeologische Ergebnisse von Brunnenbohrungen am Süd- und Südwesthang des Knüllgebirges (Hessen). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **102**: 270–295; Wiesbaden.
- HÖLTING, B. (1975): Geologische und hydrogeologische Auswertung von Brunnenbohrungen im Gebiet des Amöneburger Beckens und der östlich anschließenden Hochschollen bei den Städten Allendorf und Kirtorf (Mittelhessen). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **103**: 229–263, 6 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- HÖLTING, B. (1976): Hydrogeologie. – In: HORN, M.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 4620 Arolsen: 156–175, Abb. 31–32, Tab. 3–8; Wiesbaden (Hess. L.-Amt f. Bodenforsch.).
- HÖLTING, B. & THEWS, J.D. (1976): Hydrogeologische Daten in der Geologischen Karte 1 : 25 000 und anderen Kartenwerken von Hessen. – GWF, Wasser/Abwasser, **117** (6): 245–251, 1 Abb., 6 Tab.; München.
- HÖLTING, B. (1977): Bemerkungen zur Herkunft der Salinarwässer am Taunusrand. – Geol. Jb. Hessen, **105**: 211–221, 1 Abb.; Wiesbaden.
- HÖLTING, B. (1978): Ergebnisse hydrogeologischer Untersuchungen in der Ense-Scholle südwestlich der Stadt Korbach/Kreis Waldeck-Frankenberg (Hessen). – Geol. Jb. Hessen, **106**: 423–432, 2 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- HÖLTING, B. (1979): Das Buntsandsteingebiet des hessischen Berglandes. – In: KELLER, R.: Hydrologischer Atlas der Bundesrepublik Deutschland. – Textbd.: 199–203, 3 Abb., 1 Tab.; Boppard (Boldt).
- HÖLTING, B. (1979): Neue Mineralwasservorkommen in Hessen. – Heilbad u. Kurort, **31** (4): 84–93, 9 Abb.; Gütersloh.
- HÖLTING, B. (1980): Einrichtung einer geochemischen Datei. – Geol. Jb. Hessen, **108**: 275–276; Wiesbaden.
- HÖLTING, B. (1980): Hydrogeologie – Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie. – 340 S., 103 Abb., 26 Tab.; Stuttgart (Enke). – 8. Aufl. (Höltling, B. & Coldewey, W.G. [2013]): XXXVII, 438 S., 137 Abb., 92 Tab.; Berlin (Springer Spektrum).
- DIEDERICH, G. & HÖLTING, B. (1980): Grundwasserdargebot in Hessen. – Geol. Jb. Hessen, **108**: 197–202; Wiesbaden.
- HÖLTING, B. (1981): Vorkommen und Verbreitung von tiefen Grundwässern des Na<sub>2</sub>-SO<sub>4</sub>-Typs in Hessen. – Geol. Jb. Hessen, **109**: 139–146, 1 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- EHRENBERG, K.-H., FROMM, K., GRUBBE, K., HARRE, W., HENTSCHEL, G., HÖLTING, B., HOLTZ, S., KREUZER, H., MEISL, S., NÖRING, F., PLAUMANN, S. PUCHER, R., STRECKER, G., SUŠIĆ, M. & ZSCHAU, H.-J. (1981): Forschungsbohrungen im Hohen Vogelsberg (Hessen) – Bohrung 1 (Flösser-Schneise) – Bohrung 2/2A (Hasselborn). – Geol. Abh. Hessen, **81**: 166 S., 89 Abb., 17 Tab., 9 Taf.; Wiesbaden.
- HÖLTING, B. (1982): Geogene Konzentration von Spurenstoffen, insbesondere Schwermetallen, in Grundwässern ausgewählter Gebiete Hessens und vergleichende Auswertungen mit Grund-(Mineral-)Wässern anderer Gebiete. – Geol. Jb. Hessen, **110**: 137–214, 26 Abb., 17 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- HÖLTING, B. (1982): Hydrogeologie. – In: HORN, M.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 4520 Warburg: 168–185, Abb. 27, Tab. 22–30; Wiesbaden (Hess. L.-Amt f. Bodenforsch.).
- HÖLTING, B., KANZ, W. & SCHULZ, H.-D. (1982): Geohydrochemie im Buntsandstein der Bundesrepublik Deutschland – Statistische Auswertung von Grundwasseranalysen. – DVWK-Schr., **54**: 85–193, 33 Abb., 31 Taf.; Hamburg.
- HÖLTING, B. (1983): Grundwassergewinnung – Folgen für Landwirtschaft und Bebauung. – Geoökodynamik, **4**: 53–66, 6 Abb.; Darmstadt.
- HÖLTING, B. (1984): Die Wege zur modernen Grundwassererkundung. – GWF, Wasser/Abwasser, **125** (6): 165–168, 1 Tab.; München.
- HÖLTING, B. (1984): Hydrogeologie. – In: Reich, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 4917 Battenberg (Eder), 2. Aufl.: 37–51, Abb 2, Tab. 3–8; Wiesbaden (Hess. L.-Amt f. Bodenforsch.).
- BOLSENKÖTTER, H., BUSSE, R., DIEDERICH, G., HÖLTING, B., HOHBERGER, K., REGENHARDT, H., SCHLOZ, W., VILLINGER, E. & WERNER, J. (1984): Hydrogeologische Kriterien bei der Bemessung von Wasserschutzgebieten für Grundwasserfassungen. – Geol. Jb., **C 36**: 3–34, 5 Abb., 6 Anl.; Hannover.
- HÖLTING, B. (1985): Erläuterungen zur Karte der Mineral- und Heilwasservorkommen in Hessen 1 : 300 000. – 37 S., 1 Abb., 1 Tab., 1 Kt.; Wiesbaden. (Hess. L.-Amt f. Bodenforsch.).
- HÖLTING, B. (1985): Gedanken zur Geohydraulik von Mineralwässern in Hessen. – Geol. Jb. Hessen, **113**: 145–150, 1 Taf.; Wiesbaden.
- HÖLTING, B. (1985): Graphische Darstellungen von Wasseranalysen und einfache statistische Auswertemethoden. – In: 5. Fortbildungslehrgang Grundwasser: Hydrogeologische Aspekte zur Grundwasserchemie, 25. bis 28. Oktober 1983 in Umkirch bei Freiburg: 109–134; Bonn (DVWK).
- HÖLTING, B. (1985): Hydrogeologie. – In: KUPFAHL, H.-G.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 5018 Wetter (Hessen): 103–125, Abb. 15–18, Tab. 10–20; Wiesbaden (Hess. L.-Amt f. Bodenforsch.).
- DIEDERICH, G., FINKENWIRTH, A., HÖLTING, B., KAUFMANN, E., RAMBOW, D., SCHARPFF, H.-J., STENGEL-RUTKOWSKI, W. & WIEGAND, K. (1985): Erläuterungen zu den Übersichtskarten 1 : 300 000 der Grundwasserergiebigkeit, der Grundwasserbeschaffenheit und der Verschmutzungsempfindlichkeit des Grundwassers von Hessen. – Geol. Abh. Hessen, **87**: 51 S., 2 Abb., 3 Tab., 3 Kt.; Wiesbaden.
- DIEDERICH, G., FINKENWIRTH, A., HÖLTING, B., KAUFMANN, E., RAMBOW, D., SCHARPFF, H.-J., STENGEL-RUTKOWSKI, W. & WIEGAND, K. (1985): Hydrogeologisches Kartenwerk Hessen 1 : 300 000. – Geol. Abh. Hessen, **95**: 83 S., 3 Abb., 4 Tab., 5 Kt.; Wiesbaden.

- HÖLTING, B. & SCHRAFT, A. (1987): Geohydrologische Aspekte bei der Wassererschließung in Kluffgrundwasserleitern. – In: BÖHNKE, B., FENZ, R., JOST, B., NABER, G., SCHALEKAMP, M. & SCHLAUER, R. (Hrsg.): Handbuch Wasserversorgungs- und Abwassertechnik, 2. Ausg.: 110–118, 5 Abb., 3 Taf.; Essen (Vulkan).
- HÖLTING, B. (1989): Methoden zur Abschätzung des Dargebots von Grundwasserleitern. – In: DVGW-Fortbildungskurse Wasserversorgungstechnik für Ingenieure und Naturwissenschaftler. – DVGW-Schr.-R. Wasser, **201**, 2. Aufl.: 7.1– 7.15, 10 Abb.; Eschborn.
- HÖLTING, B. (1991): Die Heilquellen von Bad Wildungen – Kraftwerk Edersee (Exkursion G am 5. April 1991). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **73**: 143–154, 2 Abb, 2 Tab.; Stuttgart.
- HÖLTING, B. (1991): Geogene Grundwasserbeschaffenheit und ihre regionale Verbreitung in der Bundesrepublik Deutschland. – In: ROSENKRANZ, D., EINSELE, G. & HARRESS, H.-M. (Hrsg.): Bodenschutz – Ergänzbare Handbuch der Maßnahmen und Empfehlungen für Schutz, Pflege und Sanierung von Böden, Landschaft und Grundwasser, 6. Lfg., 1/91, 1300: 36 S., 3 Abb., 3 Tab.; Berlin (Schmidt).
- HÖLTING, B. (1992): Hydrogeologie. – In: SCHMIERER, T.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 5017 Biedenkopf, 2. Aufl.: 61–78, Abb. 4–6, Tab. 5–9; Wiesbaden (Hess. L.-Amt f. Bodenforsch.).
- HÖLTING, B. (1992): Ökologische Aspekte der Grundwassergewinnung in der Bundesrepublik Deutschland. – GWF, Wasser/Abwasser, **133** (12): 609–614, 3 Abb.; München.
- DIEDERICH, G. & HÖLTING, B. (1992): Hydrogeologie. – In: PAECKELMANN, W.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 4618 Adorf, 2. Aufl.: 82–96, Abb. 9, Tab. 5–9; Wiesbaden (Hess. L.-Amt f. Bodenforsch.).
- HÖLTING, B. (1994): Das überarbeitete DVGW-Arbeitsblatt W 101 „Richtlinien für Trinkwasserschutzgebiete, Teil 1: Schutzgebiete für Grundwasser“. – DVGW-Schr.-R. Wasser, **84**: 69–77, 3 Abb.; Eschborn.
- HÖLTING, B. (1994): Die Mineralquellen in der Nordpfalz. – Mitt. geol. Ges. Essen, **12**: 103–116, 4 Abb., 1 Tab.; Essen.
- HÖLTING, B. (1994): Trinkwassergüte aus hydrogeologischer Sicht. – Versorgungswirtsch., **2/94**: 29–33, 10 Abb.; München.
- HÖLTING, B. (1994): Trinkwassergüte aus Sicht der Hydrogeologie. – Wasser-Abwasser- Praxis, **2/1994**: 11–16, 5 Abb., 5 Tab.; Gütersloh.
- HÖLTING, B., HAERTLÉ, T., HOHBERGER, K.-H., NACHTIGALL, K.-H., VILLINGER, E., WEINZIERL, W. & WROBEL, J.-P. (1995): Konzept zur Ermittlung der Schutzfunktion der Grundwasserüberdeckung. – Geol. Jb., **C 63**: 5–24, 5 Tab.; Hannover.
- HÖLTING, B. & REICHMANN, H. (1996): Grundwasser – Grundwasserneubildung. – Wasser u. Boden, **48** (10): 22–24; Hamburg.
- HÖLTING, B. (1997): Modellrechnungen zur Grundwasserneubildung – eine kritische Anmerkung. – Grundwasser, **2** (1): 34–35; Berlin.
- HÖLTING, B. (1997): Stellungnahme zur Erweiterung von Dörhöfer & Josopait. – Grundwasser, **2** (2): 81–82; Berlin.
- ECKERT, H.-U. & HÖLTING, B. (1998): Verfahren zur Fernerkundung und Luftbilddauswertung bei der Grundwassernutzung. – GWF, Wasser/Abwasser, **139** (3): 123–130, 1 Tab.; München.
- HÖLTING, B. & EINSELE, G. (1998): Schutzgebiete für Grundwassergewinnungsanlagen in Porengrundwasserleitern. – In: ROSENKRANZ, D., EINSELE, G., & HARRESS, H.-M. (Hrsg.): Bodenschutz – Ergänzbare Handbuch der Maßnahmen und Empfehlungen für Schutz, Pflege und Sanierung von Böden, Landschaft und Grundwasser, 25. Lfg., 1/98, 4390: 28 S., 7 Abb., 1 Tab.; Berlin (Schmidt).
- ADAM, C., GLÄSSER, W. & HÖLTING, B. (2000): Hydrogeologisches Wörterbuch. – 311 S.; Stuttgart (Enke).
- BALKE, K.-D., BEIMS, U., HEERS, F.W., HÖLTING, B., HOMRIGHAUSEN, R. & MATTHESS, G. MIT EINEM BEITR. V. KIRSCH, R. (2000): Grundwassererschließung – Grundlagen, Brunnenbau, Grundwasserschutz, Wasserrecht. – In: Mattheß, G. (Hrsg.): Lehrbuch der Hydrogeologie, Bd **4**: XIII, 740 S.; Berlin (Borntraeger).
- ETSCHHEL, H., GAL, A., HÖLTING, B. & NOLTE, L.-P. (2001): Bohrungen zur Erkundung, Gewinnung und Beobachtung von Grundwasser. – DVGW-Regelwerk, Arbeitsbl. **W 115** (März 2001): 27 S., 6 Abb., 1 Tab., 1 Anh.; Bonn.





FRED ROSENBERG

## Nachruf Roland Becker



Am 18. Juli 2014 wurde Dr. Roland Becker von einer großen Trauergemeinde in Mainz-Drais zu Grabe getragen. Er war am 13. Juli im Alter von 67 Jahren nach langer Krankheit gestorben.

Roland Becker war fast 30 Jahre beim Hessischen Landesamt für Bodenforschung und dem Hessischen Landesamt für Umwelt und Geologie tätig und ging hier als Leiter der Abteilung Geologie und Boden, Geologischer Landesdienst 2010 in den Ruhestand.

1947 in Eisenberg/Pfalz geboren, besuchte er von 1954–1958 die dortige Volksschule, wechselte dann auf das Mathematisch-Naturwissenschaftliche Gymnasium in Kaiserslautern und später auf das Nordpfalzgymnasium in Kirchheimbolanden, wo er seine Schulbildung 1966 mit dem Abitur abschloss.

Von 1967–1968 war er Zeitsoldat. Er blieb der Bundeswehr zeitlebens treu, zuletzt als Oberstleutnant der Reserve.

Durch seinen Vater, der Industriemineraloge war und sich privat für Archäologie interessierte, wurde Roland Becker schon früh auf die Geowissenschaften aufmerksam. So begann er 1969 das Studium der Geologie in Mainz und schloss es 1974 mit dem Diplom ab. Seine Diplomarbeit hatte die Geologie seiner Pfälzer Heimat zum Thema: „Das Rotliegende des Pfälzer Sattels zwischen Wonsheim – Wendelsheim – Niederwiesen und Mörsfeld“.

Roland Becker war einerseits sehr heimatverbunden, aber andererseits sehr an Auslandsreisen interessiert. So hatte er bereits 1971 ein Auslandssemester am University College of Swansea/Wales in Großbritannien absolviert.

Von 1974–75 sammelte er erste Berufserfahrungen beim Ingenieurbüro für Wasserwirtschaft GWE Lingen. Bei seinem ersten Auslandseinsatz in Libyen war er mit Geländeaufnahmen und angewandten Fragestellungen aus der Hydrogeologie betraut.

Zur Forschung im Rahmen seiner Dissertation zog es ihn wieder nach Afrika. Nach einem Promotionsstudium bei Prof. Dr. Manfred Fürst wurde Roland Becker 1978 mit der Dissertation „Die tertiäre und quartäre Entwicklung im Bereich der Kufrah-Oasen (Zentrale Sahara) unter besonderer Berücksichtigung aktualistischer Vorgänge“ an der Universität Mainz zum Dr. rer. nat promoviert.

Es folgten 9 Monate bei der Ingenieurgesellschaft Strada-Mark Mainz. Roland Becker war hier mit Baugrundgutachten, Beratung, Bodenuntersuchungen und Bohrungen beschäftigt.

Von 1979–81 war er wieder in Afrika, diesmal als Mitarbeiter in einem Projekt der Gesellschaft für Technische Zusammenarbeit am Zentrallabor für Boden- und Baustoffprüfungen in Niamey/Republik Niger. Labor- und Geländeuntersuchungen für Straßen- und Eisenbahntrassen, Organisation und Durchführung von Projekten, Ausbildung von technischem Personal und Verwaltung waren seine Betätigungsfelder.

Im Jahr 1981 kehrte Roland Becker nach Deutschland zurück.

Ab 1981 war Roland Becker durchgehend beim Hessischen Landesamt für Bodenforschung und der Nachfolgeeinrichtung Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie (HLUG) in Wiesbaden tätig. 1986 wurde er verbeamtet. Seine Arbeitsfelder waren die geologische Landesaufnahme, Raumordnung und Landesplanung, Rohstoffgeologie und auch Öffentlichkeitsarbeit. Hervorzuheben ist seine Neukartierung der Kartenblätter 5023 Ludwigseck (1989) und 4923 Altmorschen (1999, gemeinsam mit dem damals bereits verstorbenen Jens Kulick). Die Karten NW bzw. W Bad Hersfeld in der von paläozoischen Aufbrüchen und mesozoischen Gräben durchzoge-

nen osthessischen Buntsandsteinscholle sind mit sehr umfangreichen Erläuterungen versehen.

Sein Wissen und seine Erfahrungen gab Roland Becker in mehreren Lehraufträgen zwischen 1982 und 2005 an der Gutenberg-Universität Mainz weiter.

Ab 1998 übernahm er Führungsaufgaben, zunächst als Leiter der Abteilung Zentrale Aufgaben beim Landesamt. Zwischenzeitlich war er für die Flussgebietsplanung in der Wasserabteilung des 2000 gegründeten HLUG verantwortlich. Von 2001 bis zu seinem Ruhestand leitete Becker mit großem Engagement als Leitender Geologiedirektor die Abteilung Geologie und Boden, Geologischer Landesdienst, den Staatlichen Geologischen Dienst Hessens.

Roland Becker war bei den Kollegen und Mitarbeitern wegen seines ausgleichenden Wesens und seines kooperativen Führungsstils beliebt und geachtet. Gerne trug er bei bestimmten Gelegenheiten im Kollegenkreis launige selbstverfasste Ge-

dichte vor, die stets Anlass und Jubilar gleichermaßen hintergründig aufs Korn nahmen.

Seit 1975 war Roland Becker mit Silvia Becker-Gollwitzer verheiratet. Aus der Ehe gingen die Kinder Felix (geb. 1982) und Nora (geb. 1990) hervor.

Seit Jahren quälte ihn eine heimtückische Krankheit; er ging offensiv mit ihr um und ließ nicht zu, dass sie ihn bestimmt.

Ein großer Wunsch von Roland Becker war, das Erscheinen des von ihm initiierten Buches „Geologie von Hessen“, an dem er in den letzten Jahren mit Thomas Reischmann gearbeitet hatte, noch zu erleben. Dieser Wunsch ging nicht in Erfüllung; das Werk wird jedoch untrennbar mit dem Namen Becker verbunden sein.

Sein Wunsch hingegen, auf seiner Beerdigung möge bunte Kleidung getragen werden, wurde ihm erfüllt.

Das Kollegium des Landesamtes wird Roland Becker immer ein ehrendes Andenken bewahren.

## Publikationen von Roland Becker

- BECKER, R.E. (1974): Das Rotliegende des Pfälzer Sattels zwischen Wonsheim – Wendelsheim – Nieder-Wiesen und Mörsfeld. – Dipl.-Arb. Univ. Mainz (unveröff.).
- BECKER, R.E. (1978): Die tertiäre und quartäre Entwicklung im Bereich der Kufrah-Oasen (Zentrale Sahara) unter besonderer Berücksichtigung aktualistischer Vorgänge. – Diss. Univ. Mainz: 205 S., 136 Abb., 6 Anl.; Mainz.
- BECKER, R.E. (1979): Die tertiäre und quartäre Entwicklung im Bereich der Kufrah-Oasen (Zentrale Sahara) unter besonderer Berücksichtigung aktualistischer Vorgänge. – Geol. Rdsch., **68** (2): 584–621, 13 Abb., 3 Tab.; Stuttgart [Diss. Kurzfassung].
- BECKER, R.E. (1984): Äolische Sande aus Südhessen und der libyschen Sahara im Korngrößenanalytischen und rasterelektronenmikroskopischen Vergleich. – Geol. Jb. Hessen, **112**: 139–164, 42 Abb.; Wiesbaden.
- BECKER, R.E. & LAEMMLEN, M. (1988): Geologische Verhältnisse im Altmorschen-Beisheimer Grabenknie bei Wichte in Nordhessen – Mit Detailprofilen aus Muschelkalk und Keuper. – Geol. Jb. Hessen, **116**: 45–104, 4 Abb., 3 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
- BECKER, R.E. (1989): Geologische Karte von Hessen 1:25000, Bl. 5023 Ludwigseck. – Erläuterungen: 237 S., 40 Abb., 2 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.).
- BECKER, R.E. (1990): Profile der Solling-Folge am Südost-Rand der Niederhessischen Senke. – Mainzer geowiss. Mitt., **19**: 201–212, 1 Abb.; Mainz.
- BECKER, R.E. (1991): Ferricretes in Al Kufrah Area, Libya. – Tagungsband EuroLat, **91**: 40–44, .2 Abb., 2 Tab.; TU Berlin.
- BECKER, R.E. & LAEMMLEN, M. (1992): Die geologische Erkundung des Hainrode-Tunnels – Kritische Betrachtung zu Soll-Geologie, Ist-Geologie und amtlicher Blattkartierung. – Geol. Jb. Hessen, **120**: 171–193, 7 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden.
- BECKER, R.E. & LAEMMLEN, M. (1994): Die östlichen Fortsetzungen von Hersfelder und Großenlüderer Graben. – Geol. Jb. Hessen, **122**: 39–48, 4 Abb.; Wiesbaden.
- BECKER, R.E. & KULICK, J. (1999): Geologische Karte von Hessen 1:25000, Bl. 4923 Altmorschen. – 2. Aufl., Erläuterungen: 394 S., 66 Abb., 34 Tab., 1 Beibl., 1 Beil.; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.).
- BECKER, R.E. & THEUERJAHN, A.-K. (2004): Die Schwertspatgänge im Mittleren Buntsandstein bei Lichtenhagen, Bl. 4923 Altmorschen. – Geol. Jb. Hessen, **131** (2003): 97–103, 3 Abb.; Wiesbaden.
- BECKER, R., HUG, N., LIEDMANN, W. & ROSENBERG, F. (2006): Sustainable Protection of Near Surface Raw Materials in Hesse, Germany (Poster presentation). – 5<sup>th</sup> European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems, Barcelona 13–16, 2006. – Proceed., Vol. **1**: 258–259; Barcelona.