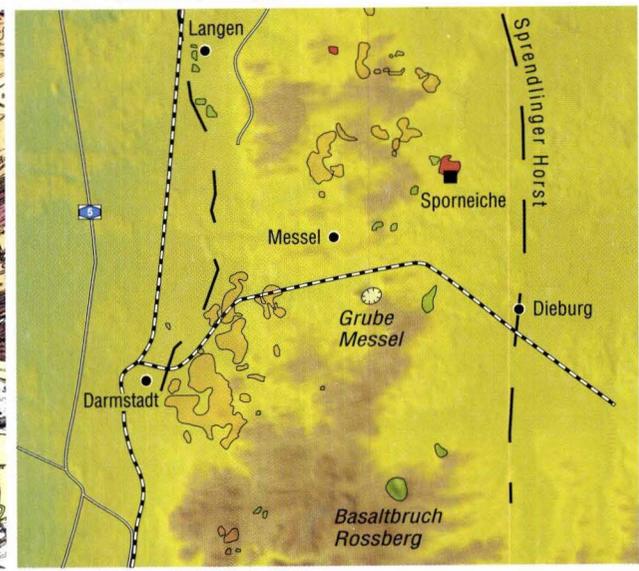
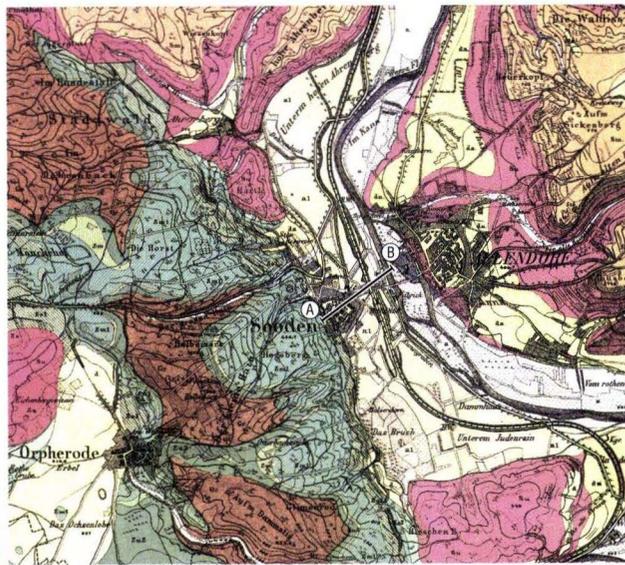
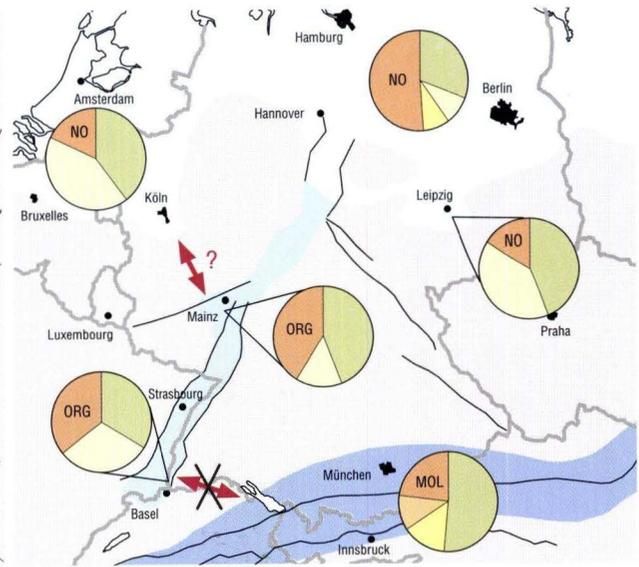
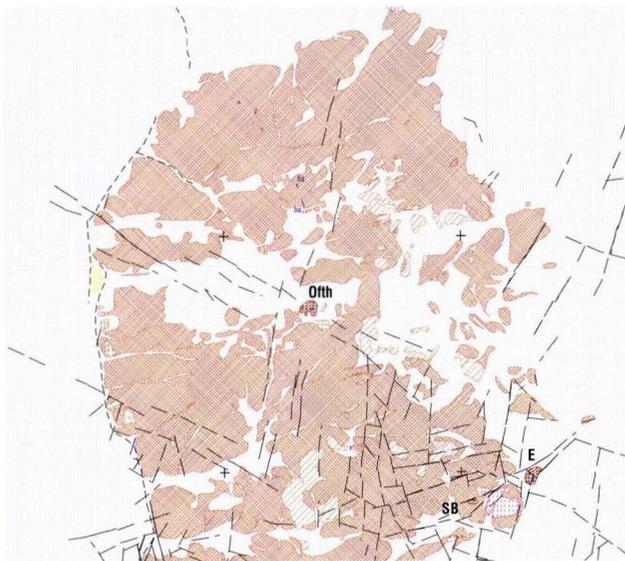




Band 133/2005

Geologisches Jahrbuch Hessen



Band 133/2005

127 Seiten, 59 Abbildungen, 14 Tabellen, 2 Karten; Wiesbaden 2006

ISSN 0341-4027

Geologisches Jahrbuch Hessen



Hessisches Landesamt
für Umwelt und Geologie

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

Titelbilder: Karten und Abbildungen aus den Beiträgen HOFFMANN, GRIMM,
KAUFMANN & LEBMANN sowie SCHMITT.

Hinweis für Autoren

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

© Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Wiesbaden 2006
ISSN 0341-4027

Printed in Germany

Für den Inhalt der Arbeiten sind die Autorinnen und Autoren allein ver-
antwortlich.

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

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

Redaktion: Prof. Dr. Adalbert Schraft,
Monika Retzlaff, Dagmar Tangermann

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

Inhalt	Seite
E. KAUFMANN & B. LEBMANN Zur Hydrogeologie der Solequellen von Bad Sooden-Allendorf	5
K.I. GRIMM Meeresverbindungen im Rupelium Mitteleuropas – Paläobiogeographische Untersuchungen anhand von Foraminiferen	19
R. HOFFMANN Das Bruchmuster im Spredlinger Horst und sein Zusammenhang mit der Genese der isolierten Eozänvorkommen – Linearanalytische Untersuchungen von Luft- und Satellitenbildern –	29
A.K. SCHMITT Hochauflösende U-Pb Datierung von Zirkonen des Sporneiche Trachyts (Spredlinger Horst)	75
P. ROTHE Mineralogische und geochemische Untersuchungen an Sedimenten der Forschungsbohrungen Sieblos 1998 und 1999 (Wasserkuppe/Rhön)	83
I. JOST & CH. OPP Konzeption eines Bodenlehrpfades auf Grundlage bodenkundlicher Untersuchungen im Forstrevier Münchhausen/Burgwald	95
A. SEMMEL & R. PETSCHICK Spätglaziale Sedimente und ihre äolischen Beimengungen in einigen deutschen Mittelgebirgen	109
G. MATTHEB Nachruf Friedrich Nöring	121

EBERHARD KAUFMANN¹ & BERND LEßMANN²

Zur Hydrogeologie der Solequellen von Bad Sooden-Allendorf

Kurzfassung

Die Solequellen von Bad Sooden-Allendorf wurden früher zur Salzgewinnung genutzt. Heute dienen sie dem Kurbetrieb. Die Solen treten naturgemäß an Störungszonen zutage, die sich bei Bad Sooden-Allendorf kreuzen. Sie entstehen durch Salzauslaugungen in Gesteinsschichten des Zechsteins. Das nächstgelegene durch Bohrungen belegte Vorkommen von Salzen im Zechstein befindet sich rd. 20 km SE von Bad Sooden-Allendorf. Aufgrund der Verbreitung der Salzvorkommen im Untergrund und der tektonischen, geologischen sowie hydrogeologischen Gegebenheiten kommt als Nährgebiet der Solen von Bad Sooden-Allendorf der gesamte Raum zwischen Eichenberg-Gothaer Graben im Osten und SE, dem Graben von Netra im Süden, dem Wehretal und dem Werra-Grau-

wacken-Aufbruch im Westen in Betracht. Als Motor für den Soleauftrieb ist die den Formationswässern aufliegende Süßwasserkalotte im nicht salinaren Deckgebirge anzunehmen, die eine hydraulische Bewegung der Solen in Gang setzt. Der hydraulische Gradient ist dabei abhängig von der Höhenlage und der Mächtigkeit des in den Deckschichten zirkulierenden Grundwassers in Relation zur Höhenlage der Soleaustritte. Die Schnittstelle zwischen dem NE-Abbruch der Kippschollenstruktur des Werra-Grauwacken-Aufbruchs und dem Werra-Tal, das in diesem Abschnitt nahezu Nord-Süd verläuft, ist zudem der hydrostatisch am tiefsten gelegene Ort, an dem die Sole frei austreten kann.

Abstract

In the past the brine springs of Bad Sooden-Allendorf were used for salt production. Today they serve for cure purpose. The discharge of these salt water springs is bound to fault zones which intersect near Bad Sooden-Allendorf. The brine is generated by solution processes of salt within the Zechstein formation. The nearest occurrence of salts indicated through borings is located 20 km southeast of Bad Sooden-Allendorf. Due to diffusion of salts within the subsoil and the tectonical, geological and hydrogeological situation the entire area between the Eichenberg-Gothaer Graben in the east, the Netra Graben in the south, the Wehre Valley and the Werra-Grey-

wacke-outcrop in the west must be considered as origin of the salt waters of Bad Sooden-Allendorf. The ascent of Bad Sooden-Allendorfs brine is driven by fresh water that covers the formation water and causes the hydraulic motion of the brines. Here, the hydraulic gradient depends on altitude and thickness of the groundwater circulating in the overburden relative to the altitude of the respective brine springs. The line of intersection of both the northeastern edge of the Werra-Greywackestone block tilt structure and the Werra Valley that runs from north to south is hydrostatically the lowest point where brine discharges at the surface.

¹ Dr. E. Kaufmann, Untergasse 2, D-55578 Vendersheim

² Dr. B. Leßmann (e-mail: b.lessmann@hlug.de), Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Rheingastr. 186, D-65203 Wiesbaden

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung und kurzer historischer Abriss	6
2. Geologie und Hydrogeologie	6
2.1. Geologische Situation	6
2.2. Solebohrungen im Stadtteil Sooden	9
2.2.1 Allgemeines	9
2.2.2 Bohrung Nr. 1	10
2.2.3 Bohrung Nr. 2	10
2.2.4 Bohrung Nr. 3	10
2.2.5 Bohrung Nr. 4	10
2.2.6 Bohrung Nr. 5	11
2.2.7 Bohrung Nr. 6	12
2.2.8 Betriebsbrunnen	13
2.2.9 Geologischer Schnitt	14
3. Herkunft der Sole	14
4. Schriftenverzeichnis	17

1. Einleitung und kurzer historischer Abriss

Im Gebiet von Bad Sooden-Allendorf befinden sich Solequellen, die früher zur Salzgewinnung, heute zu Kurzwecken genutzt werden (Abb. 1).

Die Solequellen werden – nach nicht zweifelsfrei gesicherten Berichten bei Tacitus (58 n. Chr.) – erstmals 776 n. Chr. zu Zeiten Karls des Großen urkundlich erwähnt. Schenkungen eines „Tutinsoda“ an der Werra von Kaiser Otto II. aus dem Jahre 973 n. Chr. werden mit dem heutigen Sooden in Verbindung gebracht. Eindeutige Angaben über eine intensive Nutzung der Soleaustritte durch so genannte Pfänner liegen ab 1300 vor. Die Einrichtung eines Brunnenschachtes 1489/91 wurde als der Neue Salzborn mit dem späteren Zentralschacht gleichgesetzt. Aus dieser Zeit dürfte auch die Anlage eines Solegrabens zur Ableitung „wilder Wässer“ (wenig mineralisierte Grundwässer) stammen.

Im 16. Jahrhundert wurde in mehreren Verträgen von den Landgrafen von Hessen der Salzsiederzunft das Recht auf Salzgewinnung verpachtet. Zur Salzgewinnung in Siedehäusern wurde ab dem Jahr 1578 neben der Holzfeuerung auch Meißner-Braunkohle verwendet. Ab 1601 wurden Gradierwerke eingerichtet, die aus niederprozentiger (4 %) Rohsole eine

22–25 %ige Sole erzeugten. Dies ersparte eine große Menge Heizmaterial aus den fast kahl geschlagenen umliegenden Wäldern. Bis Mitte des 19. Jahrhunderts wurden auf diese Weise jährlich bis zu 10 000 t Salz produziert, so dass Sooden mit zu den bedeutendsten Salinen Deutschlands zählte. Ende des 19. Jahrhunderts waren es nur noch 2 000 bis 2 500 t/a.

Ab 1840 wurden im Stadtteil Sooden mehrere Tiefbohrungen bis max. 360 m Teufe niedergebracht, die bis zu 12 %ige Sole antrafen. Eine davon – der Brunnen 5 am Gradierwerk – wird noch heute zu Inhalationszwecken und als Reservebrunnen genutzt.

Mit dem Übergang von Kurhessen an Preußen wurde 1868 das kurhessische Salzmonopol aufgehoben und wegen der übermächtigen Konkurrenz der untertägigen Stein- und Kalisalzgewinnung die inzwischen unrentable Salzproduktion 1906 eingestellt.

Das Soleheilbad Bad Sooden-Allendorf, das 1818 mit einem Badehäuschen begann, löste mit seiner offiziellen Gründung im Jahr 1881 den Salzgewinnungsbetrieb allmählich in seiner Bedeutung ab und fungiert heute ausschließlich als staatlich anerkannter Kurbetrieb.

2. Geologie und Hydrogeologie

2.1 Geologische Situation

Die Solequellen von Bad Sooden-Allendorf werden durch mehrere tektonische Elemente bestimmt. Tektonisches Hauptelement ist der aus gefalteten paläozoischen Gesteinen aufgebaute Werra-Grauwacken-Aufbruch. Der Aufbruch ist als asymmetrische Kippscholle angelegt, deren NE-Rand pultförmig

gegen das östlich und NE gelegene mesozoische Deckgebirge herausgehoben ist.

Das Generalstreichen der hier aufgeschlossenen Gesteinschichten ist NW–SE gerichtet. Daneben prägen untergeordnet auch Nord–Süd-Richtungen den Ostrand des Aufbruchs,

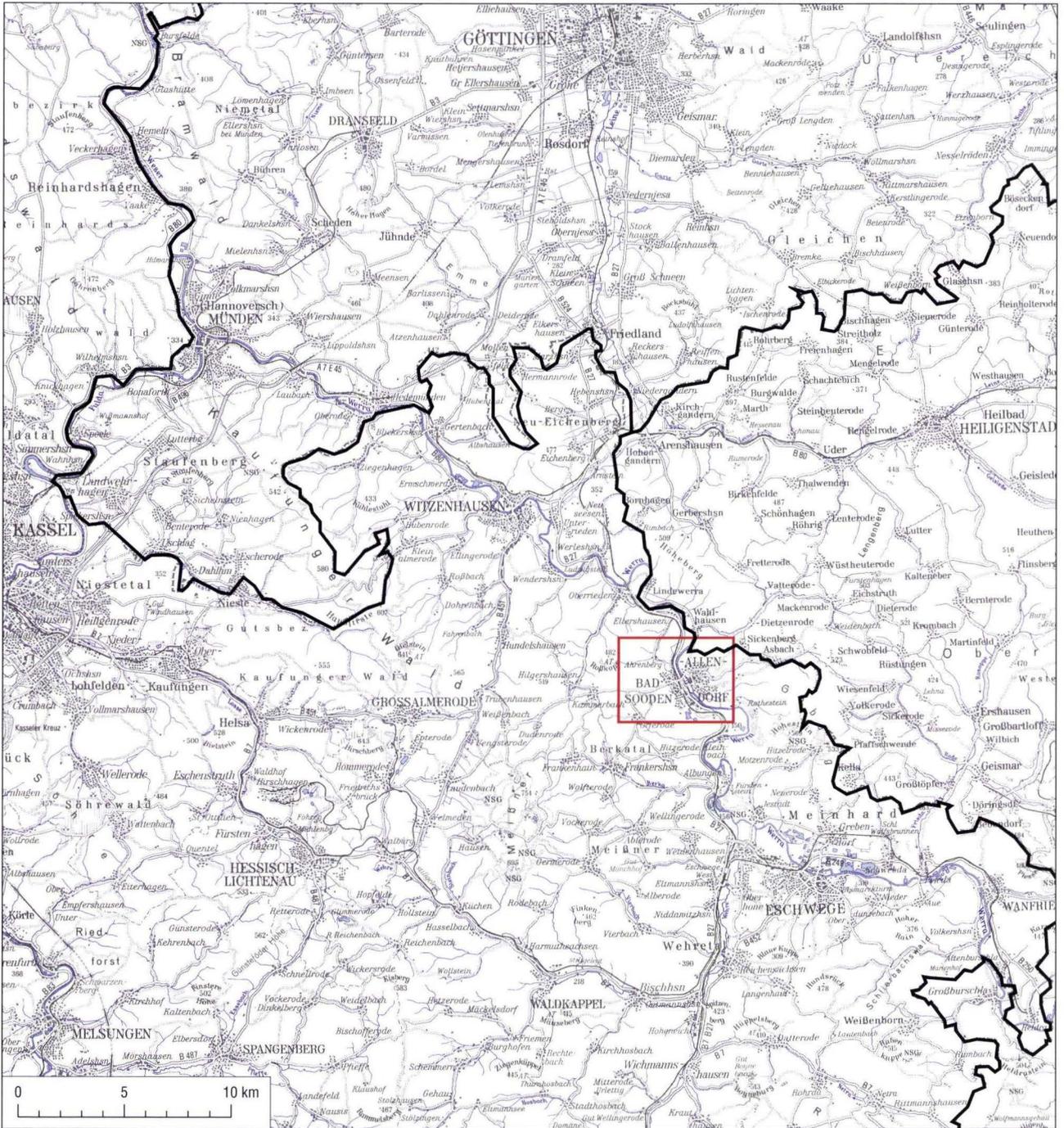


Abb. 1. Lage von Bad Sooden-Allendorf.

wie sie weiter nördlich in den tektonischen Strukturen des Leinegrabens vorherrschend sind. Bezeichnend ist, dass sich gerade im Bereich der Altstadt von Sooden diese tektonischen Richtungen treffen und überschneiden (Achsenvergitterungen), wahrscheinlich ein wesentliches Kriterium für den Austritt der salinaren Wasser.

Der paläozoische Kern des Werra-Grauwacken-Aufbruchs ist Teil des im Karbon gefalteten variszischen Gebirges, das im Mesozoikum und Tertiär zusammen mit seiner jüngeren Überdeckung durch eine intensive Bruchtektonik in Einzelschollen zerlegt wurde (Abb. 2). Das Paläozoikum besteht aus Gesteinen des Unter- bis Mitteldevons (Albunger Paläozoikum), des

Oberdevons (Witzenhäuser Grauwacke) und des Unterkarbons (Deckdiabas-Vulkanismus). Rotliegend ist nur in geringmächtigen Restvorkommen auf dem eingerumpften variszischen Grundgebirge vorhanden.

Umrahmt wird das Altpaläozoikum von diskordant aufliegenden Karbonat-, Sulfat- und Tongesteinen des Zechsteins, die unterschiedlich stark verkarstet bzw. subrosiv verändert sind. Die Frage, ob es in unmittelbarer Nachbarschaft des Werra-Grauwacken-Aufbruchs zur primären Steinsalz-Abschei-

dung zur Zeit des Zechsteins kam, ist offen. Jedenfalls ist Steinsalz heute aufgrund seiner guten Löslichkeit im derzeitigen Zechstein-Ausstrichgebiet nicht mehr erhalten.

Vielfältige Subrosionserscheinungen und weiträumige, pseudotektonische Auslaugungssenken im SE von Bad Sooden-Allendorf in Richtung thüringische Landesgrenze lassen den Schluss zu, dass zumindest vom Eschweger Becken nach SW ursprünglich Steinsalzlager vorhanden waren. Nachgewiesen wurden in Tiefbohrungen rd. 8 km SE von Eschwege, im Raum

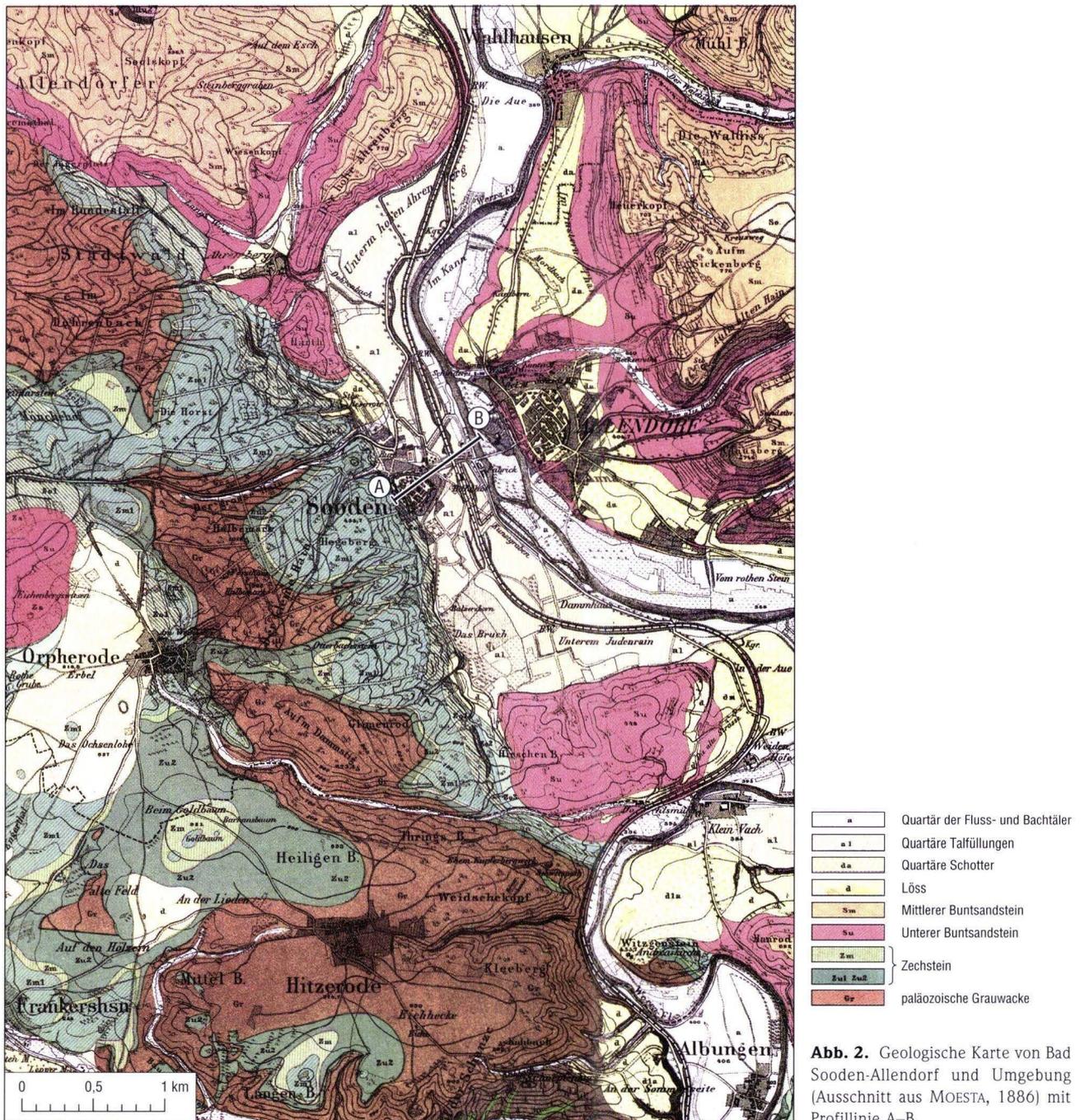


Abb. 2. Geologische Karte von Bad Sooden-Allendorf und Umgebung (Ausschnitt aus MOESTA, 1886) mit Profilinie A-B.

Weißborn, über 100 m mächtige Werrasalze. Kleinräumige Erdfälle, Bodensenkungen und Dolinen in der Umrahmung des Werra-Grauwacken-Aufbruchs zwischen Eschwege und Bad Sooden-Allendorf sind auf Subrosion in den z.T. mächtigen Gips- und Anhydritlagern im Zechstein zurückzuführen.

Der für die Solebrunnen maßgebliche tektonische Rahmen wird neben dem Werra-Grauwacken-Aufbruch von zwei NW–SE-streichenden Gräben vorgegeben: dem Eichenberg-Gothaer Graben im NE und dem Graben von Netra im Süden. In beiden Gräben sind Gesteinsschichten des Mesozoikums über 300 m tief gegen die Grabenschultern eingesenkt und bilden hier hydraulische Barrieren für die Wanderung von Formationswässern, wie beispielsweise den Solen des Zechsteins.

Im Osten und SE fungiert die Ablagungsfront zwischen äußerem und innerem Salzhang (Grenze zum intakten, nicht subrosiv veränderten Salzlager) als Grenzzone des für die Solebildung relevanten Raumes.

In Verlängerung des Werra-Grauwacken-Aufbruchs nach Süden bildet das an Nord–Süd-streichenden („rheinischen“) Verwerfungen angelegte Tal der unteren Wehre zwischen Reichensachsen und der Wehremündung bei der Ortschaft Niederhone eine tektonisch vorgegebene Begrenzung des Solebildungs- und Solemigrationsbereiches, was sich durch folgende Beobachtungen belegen lässt:

- westlich des Wehretals auf der Hochscholle fallen die Schichten generell nach Westen, östlich auf der Tiefscholle nach Osten ein,
- salzhaltige Wässer sind in Bohrungen nur östlich des Wehretals angetroffen worden,
- westlich kommen nur Sulfatwässer aus der Gipsablagung vor,
- Tal und Talränder der Wehre zeigen ausgeprägte Subrosionserscheinungen, die auf starke Lösungsvorgänge in der Wehre-parallelten Störungszone durch Grundwasserzutritte in den Sulfat- (?Salinar-) bereich des tieferen Untergrunds schließen lassen.

Die Gesteine des Zechsteins werden östlich des Werra-Grauwacken-Aufbruchs zunächst von der über 300 m mächtigen Ton-/Schluff- und Sandstein-Wechselfolge des Unteren Buntsandsteins überlagert, dessen Basis im östlichen Teil von Sooden bereits mehr als 200 m tief liegt. Darüber folgt der vorwiegend aus Sandsteinen, untergeordnet aus Tonsteinen aufgebaute Mittlere Buntsandstein (100–150 m), dessen Basis am Standort des Trinkwasserbrunnens Finstertal im Stadtteil Allendorf schon mehr als 30 m u. Gel. liegt. Der Buntsandstein wird von der rd. 100 m mächtigen tonigen Röt-Folge des Oberen Buntsandsteins abgeschlossen. Die kalkig-dolomitisch-mergeligen Gesteine des max. 250 m mächtigen Muschelkalks bilden die östlich Bad Sooden-Allendorf gelegenen Hochflächen der Gobert (früher Goburg). Ton- und Sandsteine des Keupers sind nur als Füllungen in den tektonischen Gräben von Eichenberg-Gotha und von Netra erhalten.

Tertiärzeitliche Schichten fehlen in der Umgebung von Bad Sooden-Allendorf. Die quartären Talfüllungen der Werra und ihrer Seitenzuflüsse bestehen aus Hochflutlehmen und Kies-Sand-Ablagerungen, die im Stadtgebiet von Sooden 4–6 m, am 2 km südlich von Bad Sooden-Allendorf gelegenen Lückertshof bis 8 m und im Raum Eschwege in jungen Ablagungssenken bis zu 20 m Mächtigkeit erreichen.

2.2 Solebohrungen im Stadtteil Sooden

2.2.1 Allgemeines

Die seit dem Mittelalter zur Salzgewinnung genutzten Soleaustritte in der Ortslage von Sooden dürften bereits im ausgehenden 15. Jahrhundert durch eine Brunnenschachtung an der Stelle des heutigen Zentralschachtes allmählich ersetzt worden sein. Der Brunnen soll ursprünglich 57,6 m tief und im unteren Bereich mit Eichenbohlen, im oberen Bereich mit Ziegelsteinen ausgebaut gewesen sein. Anfang des 19. Jahrhunderts war der Zentralschacht nur noch rd. 29 m tief; die durch Gebirgsdruck zusammengedrückte untere Hälfte war mit Gesteinsblöcken verfüllt worden. Der Zentralschacht wurde gemeinsam mit dem 20 m westlich gelegenen 9,5 m tiefen Neuen Schacht zur Soleförderung genutzt. Beide lieferten eine Sole, deren Salzgehalt im Mittel 3,8 % betrug, aber zwischen 2,6 und 5 % schwanken konnte. Die Fördermengen lagen bei bis zu 600 m³ pro Arbeitstag. Im Jahr 1846 wurden an 271 Betriebstagen rd. 130 000 m³ gefördert, was einer Salzfracht von knapp 5 000 t entspricht.

Auf dem Neuen Schacht wurde der heutige Betriebsbrunnen abgeteuft. Nur 4 m neben dem Zentralschacht lag ursprünglich der so genannte Ovalschacht, der jedoch wegen der direkten Verbindung seines Solespiegels mit dem des Zentralschachtes nicht genutzt wurde. Sowohl der Zentralschacht als auch der Ovalschacht sind 1958 verfüllt und nach oben abgedichtet worden. Etwa 10 m SW des Betriebsbrunnens liegt der 10,8 m tiefe Wildewasser-Schacht, der ursprünglich eine ca. 2 %ige Sole lieferte.

Vermutlich in den 30er Jahren des 19. Jahrhunderts wurden auf der Suche nach einer höherprozentigen Sole zunächst drei Bohrungen westlich des Kurviertels abgeteuft. Die Nummerierung folgt dabei den Originalangaben.

Die aufgeführten Bohrprofile beruhen zumeist auf Bohrmeisterangaben, daher sind sie als Interpretation zu verstehen. Dieses gilt auch für die Bearbeitung der Originalunterlagen durch die Preußische Geologische Landesanstalt. Eine weitere Problematik ergibt sich dadurch, dass Interpretationen (z.B. bei UDLUFT 1959) die Bohrtiefen ausgehend vom preußischen Fuß (= 0,314 m) statt des Alten Casseler Fußes (= 0,285 m) angaben, die bei den Bohrungen in Hessen bis 1869 benutzt wurden. Daher mussten die damaligen Tiefenangaben um 10 % reduziert werden. Ein weiteres Manko bei der stratigraphischen Deutung sind fehlende Hinweise auf Störungen im Bohrprofil, so dass die tektonische Interpretation der Bohr-

ergebnisse gerade im Umfeld des Werra-Grauwacken-Aufbruchs mit den stark wechselnden Mächtigkeiten der Zechstein-Folgen als nicht gesichert gelten muss.

Als Überblick über das im Raum Bad Sooden-Allendorf anzutreffende Normalprofil der Zechsteinfolge zwischen dem liegenden gefalteten Paläozoikum und dem hangenden Unteren Buntsandstein sind hier die noch gängigen Gesteinsansprachen mit den zugehörigen Kürzeln aufgeführt:

Unterer Buntsandstein	su
Fulda-Folge (ehemals Bröckelschiefer)	z7
Friesland-Folge	z6
Ohre-Folge	z5
Aller-Folge	z4
(in den Bohrbeschreibungen als tonige Residualbildungen nicht vom ebenfalls tonigen Bröckelschiefer abzugrenzen)	
Leine-Folge	z3
Leine-Anhydrit (Hauptanhydrit)	z3AN
Leine-Karbonat (Plattendolomit)	z3CA
Leine-Ton (Grauer Salzton)	z3T
Staßfurt-Folge	z2
Staßfurt-Karbonat (Hauptdolomit)	z2CA
Werra-Folge	z1
Werra-Anhydrit	z1AN
Anhydritknotenschiefer	z1ANCA
Werra-Karbonat (Zechsteinkalk)	z1CA
Paläozoikum, Schiefer und Grauwacken, gefaltet	c, d

2.2.2 Bohrung Nr. 1

Die Bohrung Nr. 1, deren Ansatzpunkt hinter der Kirche gelegen haben soll, war durch das Staßfurt-Karbonat (Hauptdolomit, z2CA) bis auf das gefaltete Paläozoikum niedergebracht worden. Sole wurde nicht angetroffen. Nähere Beschreibungen der durchteuften Schichtenfolge liegen nicht vor.

2.2.3 Bohrung Nr. 2

Die Bohrung Nr. 2 hinter dem Wall setzte ebenfalls im Staßfurt-Karbonat (Hauptdolomit) an, wurde aber wegen nicht standfestem Gebirge (vermutlich Gipskarst) aufgegeben.

2.2.4 Bohrung Nr. 3

Die Bohrung Nr. 3, unweit von der Bohrung Nr. 2 ebenfalls hinter dem Wall niedergebracht, erreichte eine Bohrtiefe von 136,8 m u. Gel. (Abb. 3). Das nach den Bohrmeisterangaben umgedeutete Zechstein-Bohrprofil kann wie folgt eingestuft werden:

0–5,7 m	Auffüllung, Hochflutlehm und Kies	q
–29,6 m	Staßfurt-Karbonat (Hauptdolomit)	z2CA
–79,2 m	Werra-Anhydrit, Gips	z2AN
–102,0 m	Werra-Anhydrit, stark subrosiv verändert	z2AN
–136,8 m	Werra-Karbonat, Anhydritknotenschiefer, möglicherweise im unteren Abschnitt bereits Zechsteinkalk (z1CA?)	z1ANCA

Nach den Angaben von WEIß (1851a) war die Bohrung wegen des stark verwitterten Zustandes der Schichten nicht standfest und musste hilfverrohrt werden. Angeblich soll eine 10 %ige Sole – jedoch in sehr geringer Menge – angetroffen worden sein, so dass die Bohrung aufgegeben wurde. Nach diesen für die Solegewinnung negativen Erschließungsergebnissen wurden ab 1840 drei tiefere Versuchsbohrungen NE des Betriebsbrunnens niedergebracht.

2.2.5 Bohrung Nr. 4

Die Bohrung Nr. 4 soll nach alten Angaben 1846 etwa 50 m westlich der Werra vermutlich bei R 356770, H 568220 gelegen haben. Ihre genaue Lage ist nicht mehr bekannt. Die Deutung des Bohrprofils nach den Bohrmeisterangaben ist äußerst schwierig (nach UDLUFT 1959 undeutbar) und nur unter Einbeziehung von Verwerfungen bei gleichzeitigem starkem Einfallen der Schichtenfolgen nach Osten möglich:

0–6,6 m	Auffüllung (z.T. Abbrandaschen aus der Salzsiederei), Hochflutlehme und kiesig-sandige Flusssedimente	q
–218,0 m	Unterer Buntsandstein, Wechselagerung von Sandstein mit Ton-/ Schluffsteinen	su
–220,9 m	Fulda-Folge (Bröckelschiefer), Tonsteine mit karbonatischen Einlagerungen	z7 -Störung-
–243,1 m	Unterer Buntsandstein, Wechselagerung von Sandstein mit Ton-/ Schluffsteinen	su
–247,4 m	Gips, vermutlich Klufffüllung	-Störung-
–293,8 m	Unterer Buntsandstein, Wechselagerung von Sandstein mit Ton-/ Schluffsteinen	su
–300,4 m	Fulda-Folge (Bröckelschiefer), Tonsteine mit karbonatischen Einlagerungen	z7

Wenn die Gesteinsansprachen aus den Bohrprotokollen einigermaßen zutreffend sind, ist die Schichtverdopplung im unteren Bohrlochteil nur über eine dazwischen liegende antithetische Abschiebung zu erklären. Auch die Gipskluft innerhalb der Sandsteinserie des Unteren Buntsandsteins spricht für eine derartige tektonische Beanspruchung. Eigentlich war eine Vertiefung der Bohrung bis in den karbonatischen Zechstein geplant. Dies scheiterte jedoch daran, dass der Bohrmeißel beim Ziehen in 266 m Tiefe stecken blieb, was ein Weiterbohren verhinderte. Dies ist ein weiterer Hinweis auf eine im tieferen Bohrlochteil durchgeführte Störungszone.

In dem Bohrloch wurde bei seiner Endtiefe eine 7%ige Sole analysiert, nach dem Bohrunfall und dem Verschluss des Bohrlochtieftsten mit dem Meißel betrug der durchschnittliche Salzgehalt nur noch 4,9%. Die Sole aus der Bohrung Nr. 4 wurde mehrere Jahre für die Salzproduktion genutzt. Im Jahr 1850 wurden über eine 18 cm-Verrohrung täglich rd. 30 m³ gefördert.

2.2.6 Bohrung Nr. 5 (R 356749, H 568209)

Nach Originalunterlagen von WEIB (1851a) und der Denkschrift von MOESTA (1884) handelt es sich bei der Bohrung Nr. 5 um den Gradierwerksbrunnen. Die Bohrung Nr. 5 war

bereits 1840, also noch vor der Bohrung Nr. 4 abgeteuft worden, ist aber erst nach 1850 als Brunnen in Betrieb gegangen. Die Numerierung orientierte sich somit am Zeitpunkt ihres Ausbaus zum Solebrunnen. Sie dient heute der Gewinnung von Sole für das Gradierwerk (Saline) und wird als Reservebrunnen für den Badebetrieb im Kurmittelhaus genutzt.

Die Fußbodenoberkante des westlich der Durchgangsstraße zwischen den beiden Salinenteilen in einer Grünanlage gelegenen Brunnens wurde bei 148,31 m ü. NN, der Bohrkeller mit dem Brunnenkopf bei 145,9 m ü. NN eingemessen. Der Solewasserspiegel lag am 15.06.1971 bei 140,81 m ü. NN, also rd. 5 m unter Bohrkellerniveau. Eine 90 m lange Kupferrohrtour (DN 110) ist lose eingebaut und am Brunnenkopf verankert. Die alte Kolbenpumpe mit einer Leistung von 4 m³/h (= 1,11 l/s) wurde im Februar 1989 durch eine moderne U-Pumpe ersetzt. Über deren Leistung liegen keine Unterlagen vor. Im Jahr 1971 wurden täglich bis zu 20 m³ in einen 4,8 m³ großen Vorratsbehälter gefördert. Die Jahresförderung 2003 betrug 3.125 m³, was einer mittleren Tagesmenge von 8,56 m³ (= 0,1 l/s) entspricht.

Nach WEIB (1851a) war das Bohrloch ursprünglich 280,4 m, nach MOESTA (1884) 283,3 m tief. Nach einer 1980 durchgeführten Lotung konnte nur noch eine Tiefe von 259,4 m ab

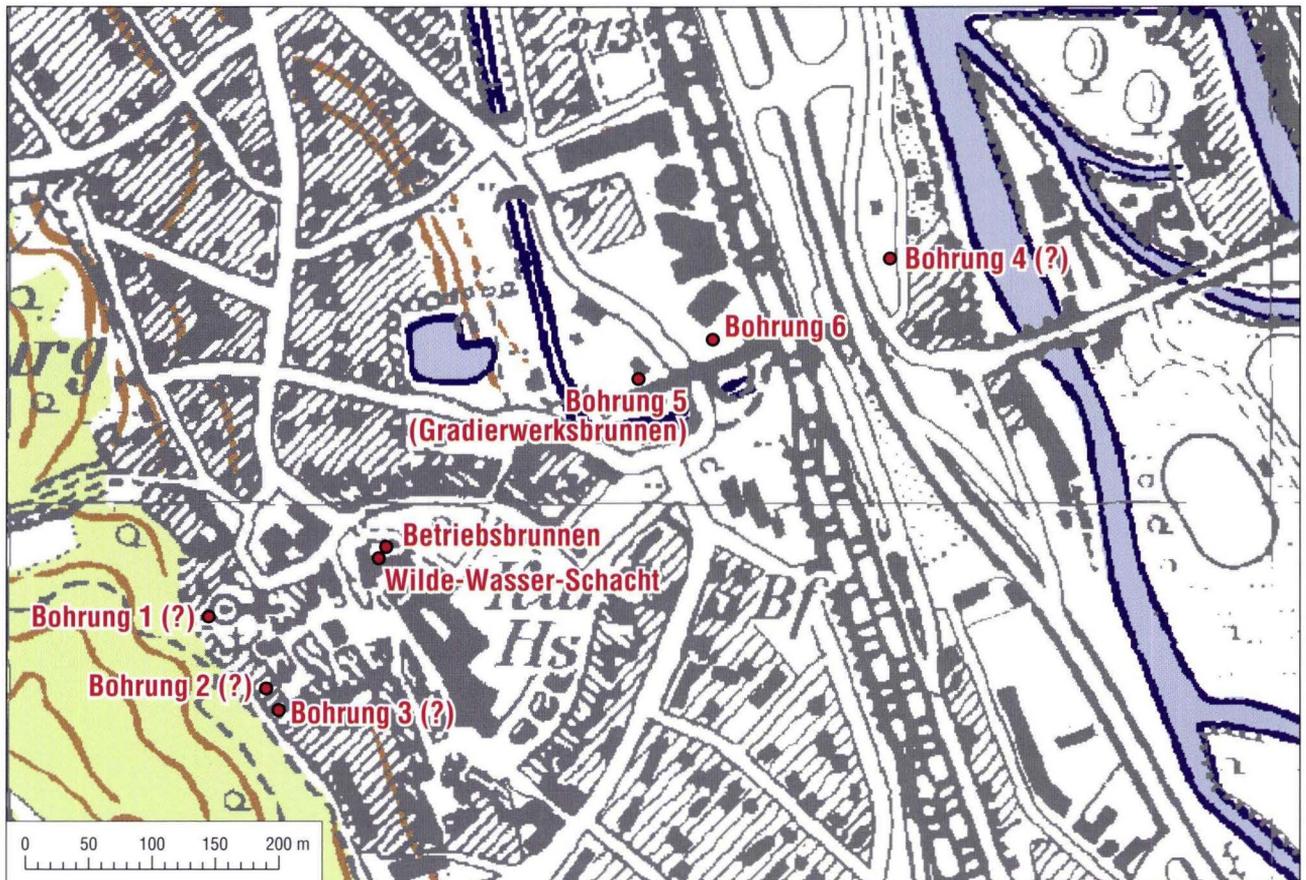


Abb. 3. Lage der Bohrungen und Brunnen in Sooden.

Pumpensockel festgestellt werden. Vermutlich ist der tiefste Bohrlochteil innerhalb des Anhydritknotenschiefers (z1ANCA) über dem Werra-Karbonat (Zechsteinkalk, z1CA) durch Gebirgsdruck zugegangen.

Folgende Schichten wurden – soweit sie nach der angeführten Nomenklatur einstuftbar waren – mit der Bohrung durchteuft:

0–5,4 m	Auffüllung, Hochflutlehm und Sand/Kies	q
–69,0 m	Unterer Buntsandstein, Wechselagerung von Sandsteinen und Schluff-/Tonsteinen	su
–78,4 m	Fulda-Ohre-Folge (Bröckelschiefer und Obere Letten), Tonsteine mit karbonatischen Einlagerungen	z7–5
–93,5 m	Aller-Leine-Folge, Tonsteine mit Gipseinlagerungen (Leine-Anhydrit, Hauptanhydrit, z3AN) als Residualbildung fraglich)	z4/3 (–z3AN?)
–103,2 m	Leine-Karbonat (Plattendolomit), Kalksteine, bituminös	z3CA
–107,4 m	Leine-Ton (Grauer Salztun), Tonsteine, bituminös	z3T
–127,1 m	stark kavernoöses Staßfurt-Karbonat (Hauptdolomit), von der Basis bis 122,3 m mit Gipseinlagerungen	z2CA
–213,2 m	Werra-Anhydrit, Gips und Anhydrit	z1AN
–258,8 m	Werra-Karbonat (Anhydritknotenschiefer), Wechselagerung von Gips und Dolomitstein	z1ANCA
–280,4 m	Werra-Karbonat (Zechsteinkalk)	z1CA

Ob das Bohrloch mit einer Hilfsverrohrung ausgebaut ist oder frei steht, ist nicht bekannt. Eisen-Konzentrationen in der Sole von 2,4 mg/l deuten auf eine korrodierende Stahlverrohrung hin, da das Eisen nicht von der Steigleitung aus Kupfer stammen kann.

Die Solequelle ist mit einem turmähnlichen konischen Brunnenhaus überbaut, das vollständig mit Dachziegeln bedeckt und verschließbar ist. Eine Ausbauezeichnung der Anlage liegt nicht vor.

2.2.7 Bohrung Nr. 6 (R 356757, H 568212)

Die Bohrung Nr. 6 wurde nach 1850 am Ostende des Grädierwerks rd. 90 m östlich der Bohrung Nr. 5 auf 356,9 m abgeteuft und die Schichtenfolge 1886 in den Erläuterungen

zur geologischen Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten, Blatt Allendorf (MOESTA & BEYSCHLAG 1886) erstmals ausführlich beschrieben. Die Beteiligung eines Geologen bei der Schichtbeschreibung ist aufgrund der detaillierten Gesteinsansprachen anzunehmen. Die Schichtenfolge ist hier gekürzt wiedergegeben:

0–3,9 m	Hochflutlehm und Kies/Sand der Werra-Aue	q
–52,7 m	Unterer Buntsandstein, rote Sandsteine	su
–68,4 m	Unterer Buntsandstein, Tonsteine mit Gips	su
–75,9 m	Unterer Buntsandstein, weißer Sandstein	su
–84,4 m	Fulda-Folge (Bröckelschiefer), Sandsteine und Tonsteine mit Gips	z7
–101,5 m	Leine-Karbonat (Plattendolomit), Kalksteine mit Tonsteinlagen	z3CA
–107,0 m	Leine-Ton (Grauer Salztun), graue Tonsteine, z.T. mit Gips	z3T
–150,5 m	Staßfurt-Karbonat (Hauptdolomit), z.T. zersetzt (zwischen 140,8 und 148,2 m vermutlich eine Störungszone mit mehreren Mergel-Gips-Einschaltungen)	z2CA -Störung-
–315,3 m	Werra-Anhydrit, Gips und Anhydrit der Werra-Folge mit Mergel-einschaltungen im tieferen Bereich	z1AN
–339,2 m	Werra-Karbonat (Anhydritknotenschiefer), veraschter Dolomit, Mergel, Gips und Anhydrit	z1ANCA
–356,9 m	Werra-Karbonat (Zechsteinkalk) mit mergeligen Einschaltungen (bei ca. 350 m weist eine 0,6 m dicke Kalkspatkluft auf eine Verwerfung hin)	z1CA -Störung-

Trotz der differenzierten Profilbeschreibung bleiben in der feinstratigraphischen Deutung einige Fragen offen, die zur Klärung der tektonischen Beanspruchung im Soleaustrittsgebiet erforderlich wären (z.B. die Einstufung der Tonsteine mit Gips und des „weißen Sandsteins“ innerhalb des Unteren Buntsandsteins, su).

Die während des Bohrfortschritts gemessenen Salz-Konzentrationen der Sole nahmen mit fortschreitender Bohrtiefe stetig zu: ca. 2 % bei rd. 80 m (Fulda-Folge, Bröckelschiefer), ca. 6,5 % bei rd. 100 m (Leine-Karbonat, Plattendolomit), ca. 8 % bei rd.

120 m (Staßfurt-Karbonat, Hauptdolomit) und ca. 10,9 % bei rd. 350 m (Werra-Karbonat, Zechsteinkalk). Der Brunnen Nr. 6 wurde bis vor einigen Jahrzehnten als Reservebrunnen für den Brunnen Nr. 5 betrieben. Aus dem Brunnen Nr. 6 wurde eine 9,5 %ige Sole gewonnen, jedoch mit geringerer Förderleistung als in Brunnen Nr. 5. Das Bohrloch wurde nach Auskunft der Stadt Bad Sooden-Allendorf vor 1969 verfüllt und mit Beton abgedichtet.

2.2.8 Betriebsbrunnen (R 356730, H 568197)

Der Betriebsbrunnen liegt an der Nordseite des Kurhauses, etwa 6 m vom Seitentrakt entfernt in einem eigenen Kellergewölbe unter der Grünanlage. Dieses Gewölbe hat Verbindung sowohl zum historischen Gewölbe des Zentral- und Ovalschachtes als auch zum Kellertrakt des Kurhauses. Die 2002 neu eingemessene Geländeoberkante liegt bei 151,49 m ü. NN, die Oberkante Brunnenring des im Kellergewölbe stehenden Brunnens bei 147,42 m ü. NN, also 4,07 m u. Gel. Abweichend von der Ausbauezeichnung des 1965 auf dem historischen Neuen Schacht abgeteuften Betriebsbrunnens wurde ein neuer 0,8 m langer Abschlusskopf (DN 600) montiert, dessen oberer Brunnenring 148,09 m ü. NN endet. Das neue Mantelrohr (DN 600) ist mit Mauerflansch und Flanschdeckel sowie einem Deckel mit Steigrohrdurchgang (DN 100) versehen. Das Brunnenrohr endet bei 146,71 m ü. NN, das Peilrohr bei 147,55 m ü. NN.

Der historische Neue Schacht war 10,3 m tief elliptisch ausgemauert. Er ist nicht mit dem Ovalschacht identisch. Die Angaben zur Schachttiefe beziehen sich auf den alten Kellerfußboden, nicht auf die Geländeoberkante.

Im Winter 1949/50 sind in die alte Ausmauerung bis 12 m u. Gel. Betonringe (DN 1 000) eingebaut und gegen die Schachtwand mit Ton abgedichtet worden. Im Jahr 1965 wurde der Schacht von der Sohle bei damals 15 m u. Gel. mit einer Bohrung im Schlagbohrverfahren (Bohrdurchmesser 650/620) auf 35,4 m u. Gel., also um rd. 20,4 m vertieft. Dabei wurden folgende Schichten angetroffen:

0–15 m u. Gel. keine Angaben, da im alten Schachtbrunnen angesetzt		
-16,3 m	Leine-Ton (Grauer Salzton), Tone, dunkelgrau, plastisch, kalkhaltig	z3T
-18,4 m	Leine-Ton (Grauer Salzton), Ton, gelbgrün mit Kalksteinbrocken	z3T
-20,4 m	Staßfurt-Karbonat (Hauptdolomit), Kalkstein, gelbbraun und Dolomitstein, dunkelgrau	z2CA

Im fehlenden Profilabschnitt bis 15 m u. Gel. ist unter einer etwa 5 m mächtigen quartären Überdeckung mit erodierten und wahrscheinlich stark verwitterten Karbonaten des Leine-

-24,4 m	Staßfurt-Karbonat (Hauptdolomit), Dolomitstein, untergeordnet Kalkstein	z2CA
-27,4 m	Staßfurt-Karbonat (Hauptdolomit), Kalkstein und Dolomitstein, kavernös, mit grauem Ton	z2CA
-30,4 m	Staßfurt-Karbonat (Hauptdolomit), Kalk- und Dolomitstein mit dunkelgrauem Mergelstein	z2CA
-33,4 m	Staßfurt-Karbonat (Hauptdolomit), Ton, dunkelgrau, kalkhaltig	z2CA
-34,4 m	Staßfurt-Karbonat (Hauptdolomit), Kalkstein, dunkelgrau bis gelbbraun, dolomitisch, z.T. splittrig kristallin	z2CA
-35,4 m	Staßfurt-Karbonat (Hauptdolomit), Kalkstein, wie vor, mit Pseudomorphosen nach Gips, die mit Ton gefüllt sind	z2CA

Karbonates (Plattendolomit z3CA) zu rechnen, die vermutlich am Brunnenstandort bis rd. 14 m u. Gel. anstehen dürften. Nach den Ergebnissen der anderen Zechsteinbohrungen von Sooden ist der darunter liegende Leine-Ton (Grauer Salzton z3T) zwischen 4 und 5 m mächtig. Die Grenze Leine-Ton/Staßfurt-Karbonat (Hauptdolomit z2CA) bei 18,4 m ist im Gamma-Log der Bohrung deutlich zu erkennen. Inwieweit es sich bei den ab 30,4 m u. Gel. erbohrten 3 m dicken Tongesteinen um Schlottenfüllungen oder um Tonbestege auf Verwerfungsklüften handelt, ist nicht eindeutig zu klären. Unsicher ist auch, ob sich in den Gips-Pseudomorphosen bereits Übergänge zum darunter liegenden Werra-Anhydrit andeuten.

Da im tieferen Bohrlochabschnitt nur eine schwache Sole angetroffen wurde, ist der Bereich bis 27,5 m u. Gel. (also bis rd. 23,5 m unter Kellerboden) mit Ton abgedichtet worden. Der darüber anschließende Teil wurde bis 20 m u. Gel. mit Filterrohren und bis 14 m u. Gel. mit Vollwandrohren (DN 300), ab 14 m bis zum Brunnenkopf mit Aufsatzrohren (DN 400) ausgebaut. Die Filterkiesschüttung zwischen Bohrlochwand und Verrohrung reicht von der Brunnensohle bei 27,5 m bis 18 m u. Gel., dann folgt bis 17 m u. Gel. ein Gegenfilter. Eine Betonierung mit soleresistentem Traßzement von 17,0 m bis 10,5 m u. Gel. bis in den unteren Teil der Betonringe hinein dichtet die Bohrung nach oben ab. Die darüber bis zum Brunnenkopf eingebrachte Filterkiesschüttung dient der Aufnahme des Peilrohrs (DN 100).

Nach abgeschlossenem Brunnenausbau wurde ein Pumpversuch durchgeführt, während dem der bei 6,60 m u. Gel. (= 144,91 m ü. NN) eingemessene Solewasserspiegel bei

einer Leistung von 25 m³/h (= 6,94 l/s) auf 9,30 m u. Gel. (= 142,21 m ü. NN) abgesenkt wurde. Am 15.07.1971 stand der Solewasserspiegel im Ruhezustand bei 144,93 m ü. NN, im August 2002 bei 144,95 m ü. NN.

Der Wasserspiegel für die etwa 2 %ige Mischwassersole im 10 m entfernten Wildwasser-Schacht lag sowohl 1971 als auch 2002 bei 144,93 m ü. NN, also nahezu auf gleichem Niveau wie im Betriebsbrunnen. Dagegen lag der Wasserspiegel im ausschließlich oberflächennahen Grundwasser („Hangwasser“) führenden Sammelschacht Balsborn an der Nordost-Ecke des Kurhauses im August 2002 um mehr als 5,5 m über dem Solewasserspiegel im Brunnen.

Die Sole des Betriebsbrunnens wird mit einer U-Pumpe (Förderleistung 12,5 l/s) in ein 5 m³ fassendes Reservoir gepumpt. Ihre Schaltung erfolgt automatisiert je nach Wasserstand im Auffangbehälter. Die tägliche Fördermenge betrug im Jahr 1971 bis etwa 100 m³ (= 1,16 l/s). Ob es sich hierbei lediglich um Maximalförderraten handelt, ist nicht bekannt. Im Jahr 2003 wurden insgesamt 6 380 m³ entnommen, was einer mittleren Tagesmenge von 17,48 m³ (= 0,2 l/s) entspricht.

2.2.9 Geologischer Schnitt

Der aus den zumeist stratigraphisch interpretierten Bohrergebnissen entwickelte geologische WSW–ENE-Schnitt reicht vom Hangfuß des Werra-Grauwacken-Aufbruchs durch die Lage der Solebohrungen bis an die Werra (Abb. 4).

Die Gesteinsschichten des Werra-Grauwacken-Aufbruchs waren zunächst vermutlich als Flexur (Schichtverbiegung,

Monoklinalfalte) in den paläozoischen Schichten des Untergrundes angelegt. Durch weitere Hebungen im Bereich des heutigen Werra-Grauwacken-Aufbruchs gegen das absinkende östliche Vorland kam es zu überwiegend abschiebenden Verwerfungen in den sedimentären Deckschichten von Zechstein und Buntsandstein, die auch das paläozoische Grundgebirge mit erfassten. Bei der endgültigen Heraushebung des Aufbruchs als pultförmige Kippsscholle wurden die auf der Tiefscholle liegenden Gesteinspakete ostvergent gestaucht. Dadurch kam es zur antithetischen Verstellung der Abschiebungen und vereinzelt zu horstartigen Aufschiebungen im entstandenen Schollenmosaik. Die dabei angelegten Bruchstrukturen und Klüftzonen sind zusammen mit den als Wasserstauern fungierenden gefalteten Schiefen und Grauwacken im Kern des Werra-Grauwacken-Aufbruchs und im tieferen Untergrund des östlichen Vorlandes verantwortlich für den Soleaufstieg im Soodener Raum. Auftriebsmotor ist vermutlich die hydraulische Auflast der Süßwasserkalotte auf den salinaren Formationswässern innerhalb der Gesteinsschichten des Zechsteins. Die wassersperrenden bis -hemmenden Eigenschaften der die soleführenden Gesteine (überwiegend Karbonate) des Zechstein überlagernden Schichten (z.B. Grauer Salzton, Tonsteine des höheren Zechstein, Tonsteinserien im Unteren Buntsandstein) werden im Bereich der Störungen unwirksam bzw. gemindert, so dass es dort zu begrenzten lokalen Soleaufstiegen und Vermischungen mit Süßwässern aus den Schichten des Buntsandsteins kommt.

3. Herkunft der Sole

Bis heute sind die nächstgelegenen, durch Bohrungen nachgewiesenen Salzlager in den Gesteinsschichten des Zechsteins, die für die Salzführung der Bad Soodener Solen verantwortlich sein können, erst in 20 km Entfernung SE von Bad Sooden-Allendorf erbohrt worden. Dort wurden in der Bohrung Großer Kurfürst III 117 m Werra-Steinsalz (z1NA) durchteuft, in der Bohrung Buchenau in Thüringen (~ 30 km SE von Bad Sooden-Allendorf) konnten 47 m Werra-Steinsalz (z1NA), 6 m Staßfurt-Steinsalz (z2NA) und 17 m Leine-Steinsalz (z3NA), also insgesamt 70 m mächtige Steinsalzlager erbohrt werden. Die Forschungsbohrung Schlierbach (rd. 3,5 km SE von Eschwege) liefert indirekte Hinweise auf Steinsalzlager durch erbohrte Solewässer mit 6,6 g/l NaCl bereits in 250 m Tiefe. In dieser Bohrung lag die Salz-/Süßwassergrenze in 200 m Tiefe.

Aufgrund der Primärverbreitung des in diesem Raum wichtigsten Salzlagers Werrasalinar (FINKENWIRTH 1970) und den tektonischen, geologischen sowie hydrogeologischen Gegebenheiten kommt als Nährgebiet der Solen von Bad Sooden-Allendorf theoretisch der gesamte Raum zwischen Eichenberg-

Gothaer Graben im Osten und SE, dem Graben von Netra im Süden, dem Wehretal und dem Werra-Grauwacken-Aufbruch im Westen in Betracht. In diesem über 100 km² großen Bereich waren große Mengen primärer Salzvorkommen aus dem Zechstein vorhanden bzw. werden dort auch heute noch vermutet. Der „äußere Salzhang“ (Salzhangaußengrenze) verlagert sich dabei mit fortlaufender Auflösung des Salzes im Laufe der Erdgeschichte weiter nach Osten und SE.

Folge des Ablaugungsprozesses, an dem auch Lösungsvorgänge in den mächtigen Sulfatlagern (vor allem im Werra-Anhydrit, z1AN) beteiligt waren, sind Subrosionen mit pseudotektonischen Zerbrechungen des überlagernden Deckgebirges. Es entstanden z.T. großräumige Subrosionssenken. Abb. 5 zeigt in einer geomorphologischen Darstellung (MÖLLER 1988) die Lage der Subrosionssenken und den angenommenen Verlauf des „inneren Salzhangs“, der den Grenzverlauf der beginnenden Ablaugung gegen das noch nicht in Auflösung befindliche Salzlager abbildet (Salzhanginnengrenze).

Daraus folgt, dass die Solen größere Entfernungen im Untergrund zurückgelegt haben, bevor sie in Bad Sooden-

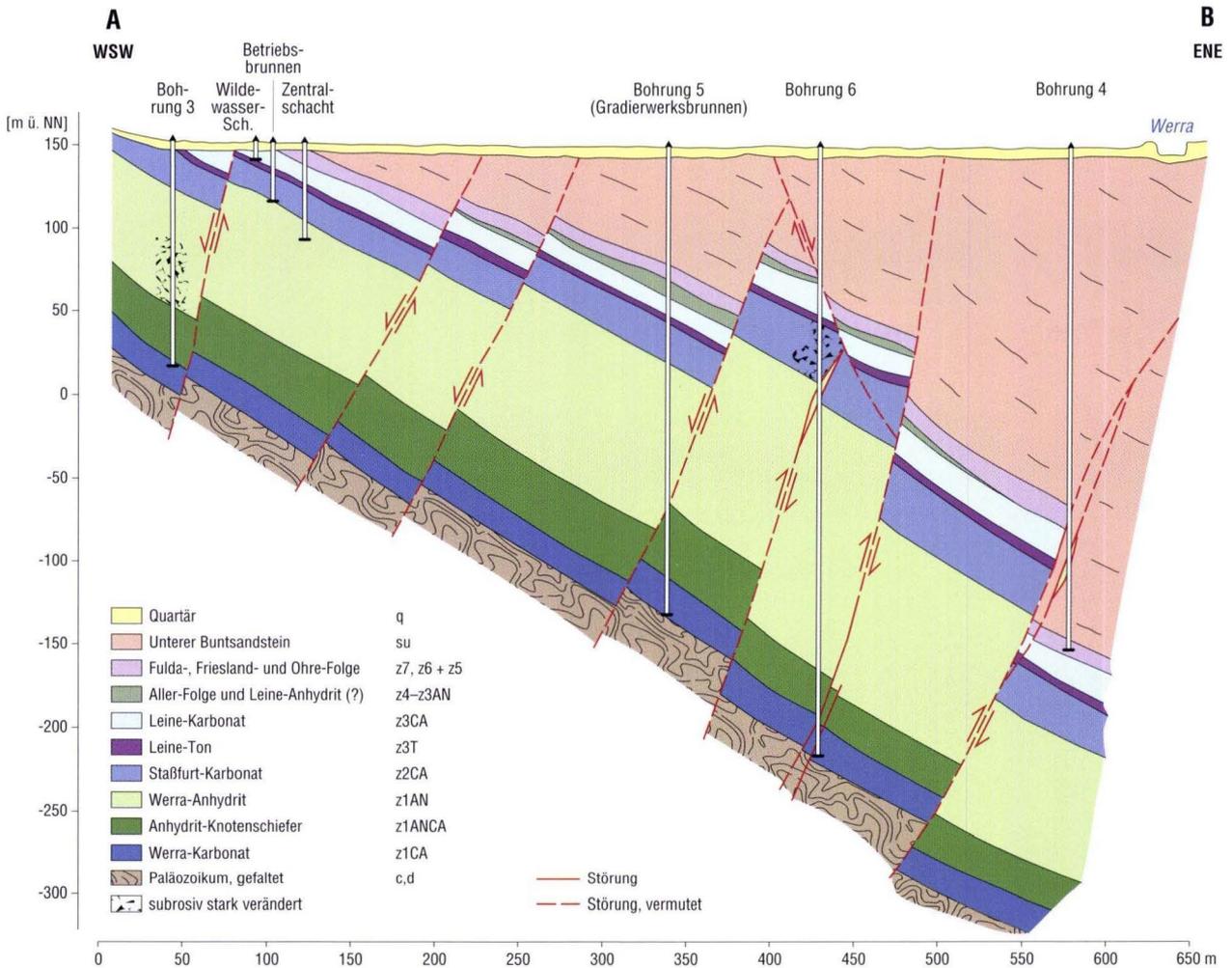


Abb. 4. Geologischer Schnitt (Lage siehe Abb. 2).

Allendorf zutage treten. Dass über Verbindungen durch das zerbrochene Deckgebirge auch Zusickerungen von Oberflächen- bzw. Grundwässern und Zumischungen zu den salinaren Formationswässern erfolgen, ist in einem subrosiv beanspruchten, also von Störungen, Klüften und Auslaugungserscheinungen (Schloten, Erdfällen, Dolinen, Subrosionssenken) geprägten Gebiet zu erwarten.

Als Motor für den Soleauftrieb ist die den Formationswässern aufliegende Süßwasserkalotte im nicht salinaren Deckgebirge anzunehmen, die eine hydraulische Bewegung der Solen in Gang setzt. Der hydraulische Gradient ist abhängig von der Höhenlage und der Mächtigkeit des in den Deckschichten zirkulierenden Grundwassers in Relation zur Höhenlage der Soleaustritte. Die Höhenzüge des Werra-Grauwacken-Aufbruchs im Westen liegen mehr als 200 m, die der Gobert bis zu 350 m und die Höhen des Schlierbachswaldes im Bereich des SE Nährgebietes der Solen ebenfalls mehr als 200 m über dem Werra-Niveau, wo die Solen zutage treten.

Bei Druckentlastung – etwa durch größere Entnahmen in Bohrbrunnen mit ausgeprägten Entnahmetrichtern – steigen höher mineralisierte Tiefenwässer aus dem Zechstein auf und führen zu einer Versalzung der Brunnen. Solche Vorgänge wurden ebenfalls im Eschweiger Becken (Brunnen Aue) und SE davon (Heldra-Wanfried-Weißenborn) beobachtet.

Da der paläozoische Präzechsteinuntergrund im Wesentlichen als stauende Sohlschicht für die salinaren Zechsteinwässer anzusehen ist, endet der hydraulische Auftrieb der Zechsteinformationwässer mit dem Anstieg der Zechsteinbasis von SE und Ost zwangsweise am pultartig herausgehobenen Werra-Grauwacken-Aufbruch bei Sooden. Zahlreiche längs des NW-SE-gerichteten Schichtstreichens verlaufende Verwerfungen schaffen naturgemäße Aufstiegswege für die Solen. Die in Bad Sooden-Allendorf vermuteten Vergitterungen von NW-SE- und Leinetal-parallelen Nord-Süd-Störungen, die sich aus dem gefalteten paläozoischen Untergrund in die permisch-triasische Überdeckung durchpausen, schaffen

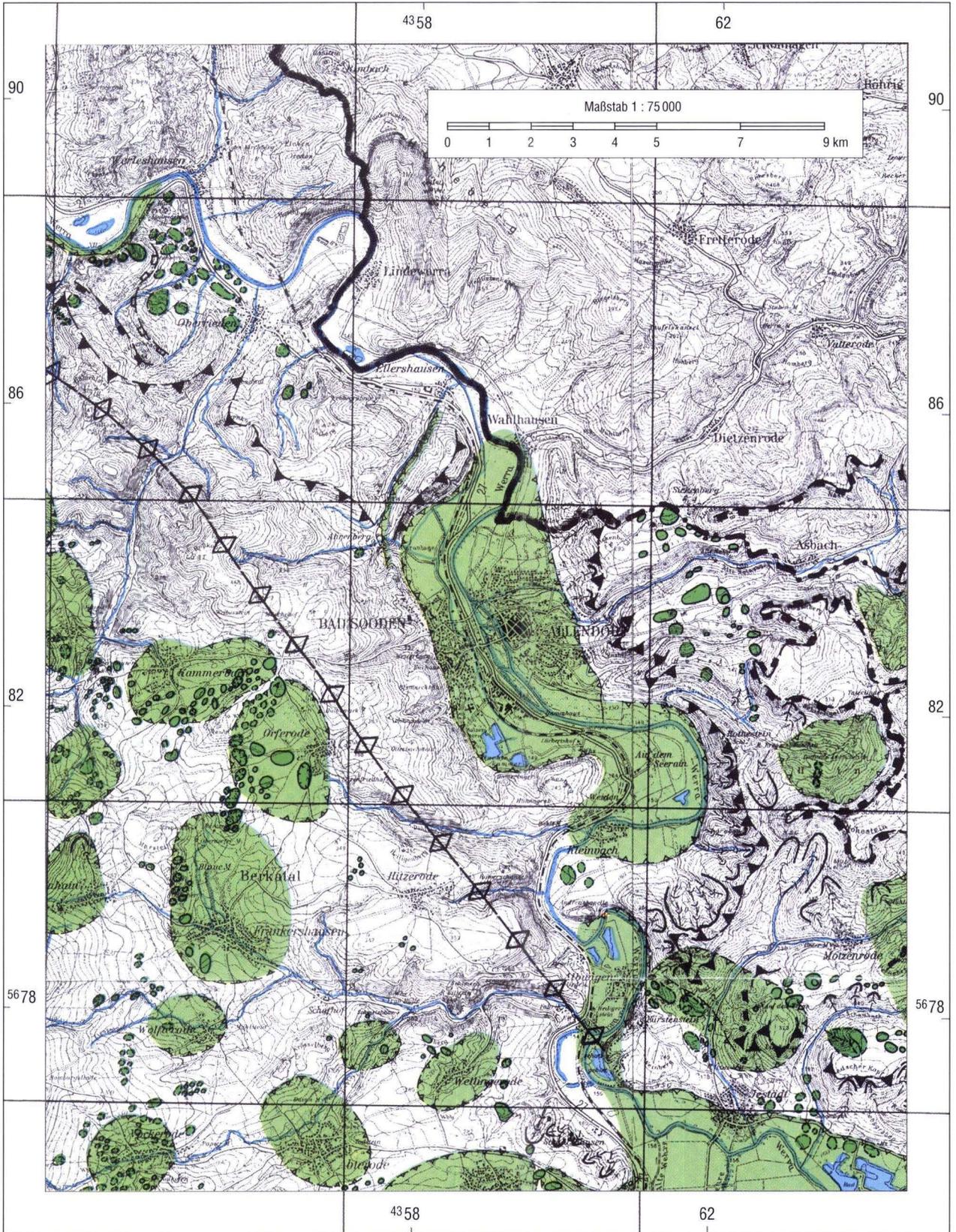


Abb. 5. Auslaugung und Reliefentwicklung in der Umgebung des Unterwerra-Sattels, Nordhessen (Ausschnitt aus MÖLLER, 1988).

Schwächezonen mit gehäuft auftretenden Klüften. Die Schnittstelle zwischen dem NE-Abbruch der Kippschollenstruktur des Werra-Grauwacken-Aufbruchs mit dem Werra-Tal, das in diesem Abschnitt nahezu Nord-Süd verläuft, ist zudem der hydrostatisch am tiefsten gelegene Ort, der die Sole frei austreten lässt.

Etwa auf halbem Weg zwischen den durch Bohrungen nachgewiesenen Steinsalzlagerstätten im Eschweger Raum und Bad Sooden-Allendorf lag nach WEIB (1851b) an dem Werraknick von Niederhone eine früher genutzte Solequelle, die eine Verbindung zu den Solen von Bad Sooden-Allendorf herstellt.

Inwieweit der zwischen Eichenberg-Gothaer Graben und Allendorf gelegene östliche Bereich um die Gobert Anteil an der Salzzufuhr hat, ist nicht abzuschätzen. Dort sind die eventuell noch vorhandenen Werrasalze und deren Ablaugungs-

fronten erst ab 500 m u. Gel. und tiefer zu erwarten, bezogen auf das Austrittsniveau der Solen. Fest steht, dass unter Einbeziehung aller Beobachtungen (nachgewiesene Verbreitung größerer Salzmächtigkeiten, Häufung von Subrosionserscheinungen um das Eschweger Becken und längs der Werra nach Norden, Infiltrationen von salinaren Wässern in das Deckgebirge um die Eschweger Auslaugungssenke) ein Zustrom aus SE-Richtungen am wahrscheinlichsten ist. Um dieses zu belegen, fehlen jedoch neuere Tiefbohrungen im Bereich zwischen der Bohrung Großer Kurfürst III (Weißborn-Rambach) und Bad Sooden-Allendorf.

Danksagung: Für ihre Unterstützung danken wir Herrn Dr. Heiner Heggemann und Herrn Dipl.-Geol. Florian Ludwig, Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie.

4. Schriftenverzeichnis

- FINKENWIRTH, A. (1970): Hydrogeologische Neuerkenntnisse in Nordhessen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **98**: 212–233; Wiesbaden.
- MOESTA, F. (1884): Denkschrift über die Salzquellen in Sooden bei Allendorf in Hessen. – Unveröff. Manuskript, Archiv Hess. L.-Amt Umwelt u. Geologie; Wiesbaden.
- MOESTA, F. (1886): Geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 4725 Bad Sooden-Allendorf, faks. Nachdr. d. 1. Aufl. 1997; Wiesbaden.
- MOESTA, F. & BEYSLAG, F. (1886): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, Blatt Allendorf. – Lfg. **23**: 66 S., 1 Kt., 1 Taf.; Berlin.
- MÖLLER, K. (1988): Reliefentwicklung und Auslaugung in der Umgebung des Unterwerra-Sattels (Nordhessen). – Berliner Geogr. Abh., **48**: 187 S., 55 Abb., 20 Tab., 2 Kt.; Berlin.
- UDLUFT, H. (1959): Die geologisch-hydrogeologischen Verhältnisse von Bad Sooden-Allendorf. – Heilbad und Kurort, **11**: 272–274; Gütersloh.
- WEIB, O. (1851a): Ueber den Ursprung der Soolquellen der Kurfürstlich Hessischen Saline Sooden bei Allendorf an der Werra. – Arch. Mineral., Geogn., Bergbau u. Hüttenk., **24**: 303–331; Berlin.
- WEIB, O. (1851b): Die Kurfürstlich Hessische Saline Sooden bei Allendorf an der Werra. – Arch. Mineral., Geogn., Bergbau u. Hüttenk., **24**: 332–371, 1 Kt., 1 Taf.; Berlin.

Manuskript eingegangen am 28.2.2006, angenommen am 15.3.2006

Legende zu Abb. 5.

- | | | | |
|---|--|---|---|
|  | Erdfall |  | Schichtstufe des Oberen Muschelkalkes |
|  | Bodensenkung |  | Schichtstufe des Unteren Muschelkalkes |
|  | Doline |  | Schichtstufe des Mittleren Buntsandsteins |
|  | Auslaugungssenke |  | Unterwerra-Sattel |
|  | geomorphologisch nachweisbar |  | Basaltkuppe |
|  | Grenze vermutet |  | Gewässer |
|  | Talschlußbegrenzung (konvexe Wölbung) |  | thüringische Landesgrenze |
|  | Muldental: kurze, steile wannenförmige Tiefenlinie | | |

KIRSTEN I. GRIMM¹

Meeresverbindungen im Rupelium Mitteleuropas – Paläobiogeographische Untersuchungen anhand von Foraminiferen

Kurzfassung

Die mitteleuropäischen Meeresverbindungen während einer Zeitscheibe von ca. 31,0–29,7 Mio. Jahren werden im Rupelium mit Hilfe von paläobiogeographischen Untersuchungen an Foraminiferen rekonstruiert. Insgesamt konnten drei paläobiogeographische Subrealms und mehrere Provinzen aufgestellt

werden. Endemische Gruppen treten für das Nordmeer, das Oberrheingraben-System, das Molasse Becken und die Haute Savoie auf. Die Ergebnisse lassen in der untersuchten Zeitscheibe keine marinen Verbindungen zwischen dem südlichen Oberrheingraben und der Molasse-Region erkennen.

Abstract

The marine gateways of central Europe during a time slice of 31.0–29.7 Ma in the Rupelian is reconstructed by paleobiogeographical studies based on foraminiferal investigations. So three subrealms and several provinces could be established. Common endemic groups are found for the North Sea Basin,

the Upper Rhine Graben system, the Molasse Basin and the Haute Savoie. As a result the idea of a marine seaway between the southern Upper Rhine Graben and the Molasse region during the investigated time slice is rejected.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	19
2. Material und Methoden	20
3. Paläobiogeographie	22
4. Diskussion und Schlussfolgerungen	24
5. Schriftenverzeichnis	25

1. Einleitung

Während des Rupeliums (Unteroligozän) gab es in Europa zahlreiche epikontinentale Meeresbecken, in denen die zweite Rupeltransgression nach HARDENBOL et al. (1998a) dokumentiert ist. Zwischen dem paläogenen Nordmeer als Vorläufer der heutigen Nord- und Ostsee und dem Tethyskomplex als Vorläufer des heutigen Mittelmeeres und den östlich angrenzenden Binnenmeeren lagen das Pariser Becken, das Oberrheingraben-System, das Bresse-Rhônegraben-System, das Molassebecken und die polnisch-pannonische Meeresstraße. Diese Becken und Meeresverbindungen wurden teils von Norden, teils von Süden geprägt. Die Fülle von verschiedenen Interpretationen dieser Meeresverbindungen beruht u.a. auf den Untersuchungen verschiedener Organismengruppen. Erste Untersuchungen und Theorien zur Paläogeographie von Mitteleuropa wurden bereits im 19. Jahrhundert von ANDREAE (1886), VAN WERVEKE (1897) und anderen vorgenommen. ANDREAE

(1886), WENZ (1921) und WAGNER (1925) postulierten eine marine Verbindung vom Nordmeer über das Mainzer Becken und den Oberrheingraben bis in ein Südmeer (Tethys). Aufgrund des Auftretens von „nordischen“ und „südlichen“ Fischarten nehmen WEILER (1953, 1956, 1966) und später MICKLICH & PARIN (1996) ebenfalls eine durchgehende marine Verbindung vom Nordmeer zur Tethys für den untersuchten Zeitabschnitt an. Die Nord-Süd-Verbindung wurde auch von MARTINI (1960, 1982) und MARTINI & MÜLLER (1971) aufgrund der Verbreitung von kalkigem Nannoplankton vermutet.

Die Fortsetzung vom Oberrheingraben über die Hessische Senke bis ins Nordmeer wurde durch zahlreiche Untersuchungen belegt und wird heute allgemein akzeptiert. Eine weitere Verbindung vom Oberrheingraben über das Mainzer Becken und das heutige Rheinische Schiefergebirge wurde durch GRIMM (1994) für die Ablagerungszeit der Hochberg-Subfor-

¹ PD Dr. K.I. Grimm (e-mail: kgrimm@mail.uni-mainz.de), Johannes Gutenberg-Universität, Institut für Geowissenschaften, Paläontologie, D-55099 Mainz

mation (Fischschiefer B) vermutet. Als möglicher Weg für die Südverbindung vom Oberrheingraben zur Tethys wird von WEILER (1953, 1956), DOEBL & TEICHMÜLLER (1979) und SITTLER (1992) eine Verbindung über den Bresse- und Rhône-graben sowie die Raurachische Pforte östlich von Basel vorgeschlagen.

Aufgrund von Untersuchungen im Bereich von Pechelbronn im Elsass nehmen zuerst VAN WERVEKE (1897) und später auch KESSLER (1909) sowie WAGNER (1925) eine Verbindung des Oberrheingrabens über die Pfalzburger Mulde mit dem Pariser Becken an. Diese Ansicht wurde in neueren Bearbeitungen nicht mehr diskutiert, da vollmarine Ablagerungen im Pariser Becken während der untersuchten Zeitscheibe (31,0–29,7 Mio. Jahre) fehlen.

Eine mögliche Meeresverbindung des südlichen Oberrheingrabens (zur Ablagerungszeit der Hochberg-Subformation) mit der subalpinen Molasse wird von WEITHOFER (1918) und HAGN & HÖLZL (1952) auf Grund von paläobiogeographischen Untersuchungen abgelehnt. BÜCHI (1983) nimmt dagegen während des Rupeliums eine Verbindung zwischen dem Oberrheingraben und der Paratethys an. Dabei soll es sich um einen schmalen Meeresarm längs der sich hebenden Alpen gehandelt haben, der die Tethys über das Gebiet des heutigen Schweizer Mittellandes, Süddeutschlands und Oberösterreichs mit dem pannonisch-pontischen Becken verband.

GEYER & GWINNER (1986) postulierten für das Rupelium zur Ablagerungszeit der Wallau-Subformation unter anderem eine Verbindung des südlichen Oberrheingrabens über die Raurachische Senke mit dem Molassebecken. SISSINGH (1998, 2003) nimmt aufgrund des Auftretens von *Aeoliscus (Amphisile) heinrichi* eine Verbindung zur Paratethys an. Anhand von Untersuchungen in der Schweizer Molasse lehnt dann BERGER (1996) für das frühe Rupelium (32,4–34,4 Mio. Jahre) eine Verbindung zwischen Oberrheingraben und Molassebecken ab, für das späte Rupelium (29,4–31,4 Mio. Jahre) nimmt er aber eine Südverbindung an. Später schließen BERGER et al. (2005a) eine solche Meeresverbindung während des späten Rupeliums aber ebenfalls aus.

Während die Verbindung vom Molassebecken über das Wiener Becken in die Paratethys im untersuchten Zeitabschnitt gut belegt ist (WAGNER 1996), lässt sich der zentralalpine Meeresweg von der Molassesenke über das Inntaltertiär bis ins Vicentin bisher nicht eindeutig nachweisen.

In der vorliegenden Arbeit werden die möglichen mitteleuropäischen Meeresverbindungen zwischen Nordmeer und Tethys über das Oberrheingraben-System, das Bresse-Rhône-graben-System und das Molassebecken durch paläobiogeographische Untersuchungen mit Hilfe von benthonischen Foraminiferen untersucht.

2. Material und Methoden

Für die mikropaläontologischen und biostratigraphischen Untersuchungen wurden folgende Regionen ausgesucht: Die Boom-Clay Region (GRIMM & STEURBAUT 2001) und die Leipziger Bucht (GRIMM 1994; GRIMM & SCHINDLER 1995) wurden als Beispiele für das Nordmeer ausgewählt. Der Vogelsberg (HOTTENROTT et al. 2002), das Mainzer Becken, das Paläogen von Rot-Malsch (GRIMM et al. 2002), der Sundgau und die Becken von Laufen und Delémont südwestlich von Basel (PICOT 2002) repräsentieren von Norden nach Süden den Oberrheingraben-Komplex. Bei den meisten Profilen aus dem Oberrheingraben und Mainzer Becken handelt es sich um Bohrungen. Im Molassebecken wurden Profile der Chiemgauer Alpen, aus der Marienstein-Haushammer Mulde und aus dem Inntaltertiär untersucht (GRIMM 2002a).

Die genaue Anzahl von Proben und Profilen und die zugehörigen lithostratigraphischen Einstufungen sind in der Tab. 1 aufgelistet.

Tab. 1. Überblick über die geologischen Formationen der verschiedenen Regionen sowie die dort untersuchte Anzahl von Profilen und Proben.

Regionen	Formationen	Profile	Proben insgesamt
Boom Clay-Gebiet	Putte Clay-Subformation Terhagen-Subformation Belsele Waas-Subformation	3	87
Leipziger Bucht	Böhlen-Formation	3	187
Oberrheingraben-Komplex	Hochberg-Subformation Wallau-Subformation	33	>350
Mainzer Becken	Stadecken-Formation Rosenberg-Subformation Hochberg-Subformation Wallau-Subformation Alzey-Formation	>50	>1000
Haute Savoie/Frankreich	Val D'Illiez-Formation	2	70
Thuner See-Gebiet/Schweiz	Hilferen Schichten Grisiger Mergel	2	160
Bayerische Molasse & Inntaltertiär	Untere Tonmergelschichten Obere Tonmergelschichten	6	>200
Vicentin/Italien	Calcareniti di Castelgomberto	1	16

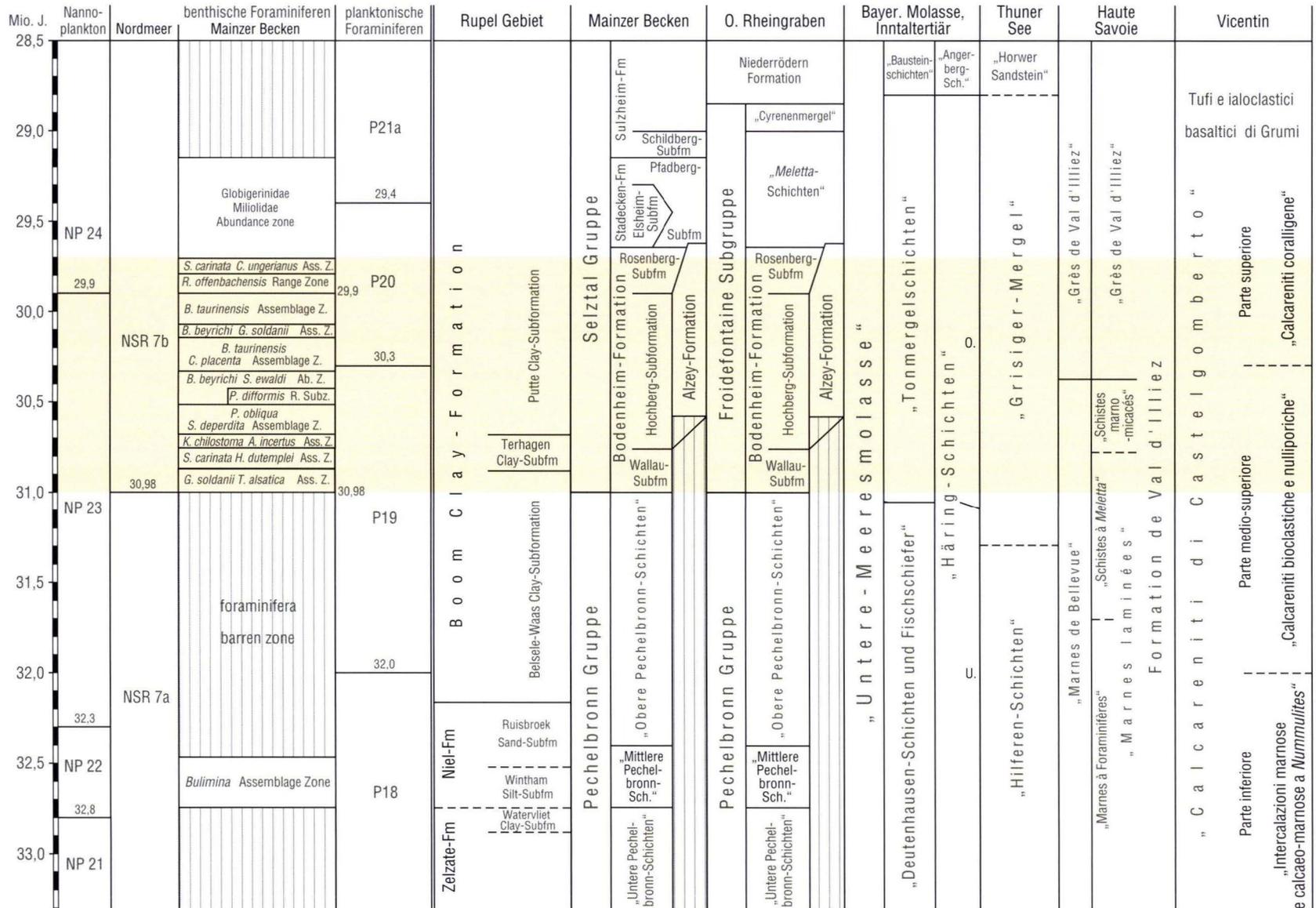


Abb. 1. Stratigraphische Korrelation der untersuchten Ablagerungen (Zeitscheibe gelb hinterlegt: 31,0–29,7 Mio. Jahre). Zeitskala nach BERGGREN et al. (1995); kalkige Nannoplanktonzonierung, Planktonzonierung und benthische Foraminiferenzonierung im Nordseebecken nach HARDENBOL et al. (1998b).

Zusätzlich wurden in der Haute Savoie, im Thuner See-Gebiet und im italienischen Vicentin Profile beprobt.

Des Weiteren wurden Proben aus den Archiven der Universität Fribourg, Schweiz, dem Hessischen Landesamt für Umwelt und Geologie, Wiesbaden, dem Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz, Mainz, und der Bayerischen Staatssammlung, München (einschließlich der Proben von LINDENBERG 1965 und REISER 1987), in die Untersuchungen mit einbezogen, ebenso wie Literaturdaten für Rupel 1–4 vom Nordmeer (SPIEGLER 1965).

Als Ausgangspunkt für die Untersuchungen wurde das Mainzer Becken zur Festlegung der Zeitscheibe ausgewählt, da das Mainzer Becken von allen Untersuchungsgebieten die größte Datendichte sowie die höchste stratigraphische Auf-

lösung aufweist. Zudem liegt das Mainzer Becken paläogeographisch zwischen dem Nordmeer und der Paratethys.

Zunächst wurden die untersuchten Formationen (Abb. 1) biostratigraphisch mit der Nannoplanktonzonierung (MARTINI 1971; MARTINI & MÜLLER 1971) sowie mit der Zonierung von Kleinforminiferen (BLOW 1979; BERGGREN et al. 1995; GRADSTEIN in HARDENBOL et al. 1998b; GRIMM 2002b) korreliert. Dann wurde die Zeitscheibe zwischen 31,0 und 29,7 Mio. Jahre für die paläogeographische Rekonstruktion festgelegt. Dieser Zeitabschnitt beinhaltet die zweite Rupeltransgression nach HARDENBOL et al. (1998a) und ist daher durch eine ausgedehnte Meeresverbreitung in den untersuchten Gebieten gekennzeichnet.

3. Paläobiogeographie

Die gefundenen Foraminiferenarten wurden nach ihrem paläogeographischen Vorkommen gruppiert, so dass sechs Gruppen unterschieden werden können (Abb. 2):

1. Kosmopolitische Gruppe: Diese Gruppe beinhaltet sämtliche Foraminiferen, die in allen untersuchten Regionen gefunden wurden (der Begriff kosmopolitisch bezieht sich hier nur auf die untersuchten Regionen, nicht weltweit). Dies sind z.B.: *Bathysiphon taurinensis*, *Bolivina beyrichi*, *Spiroplectinella carinata*, *Cibicides lobatulus*, *Gyroidina soldanii*, *Heterolepa dutemplei*, *Stilostomella ewaldi* und *Sphaeroidina variabilis*.

2. Endemische Gruppen: Das Auftreten dieser Foraminiferen ist nur auf eine einzige Region begrenzt. Für jede Region ist eine eigene endemische Gruppe typisch. Die regionalen

endemischen Gruppen sind natürlich nur im untersuchten Zeitabschnitt endemisch. Es ist möglich, dass einige Arten später in andere Regionen einwandern. So können fünf verschiedene endemische Gruppen ausgehalten werden:

- Nordmeer-Gruppe (NO-Gruppe)
- Mainzer Becken und Oberrheingraben-Gruppe (ORG-Gruppe)
- Bayerische Molasse und Inntalertiär-Gruppe (MOL-Gruppe)
- Haute Savoie-Gruppe (HS-Gruppe)
- Vicentin-Gruppe (V-Gruppe)

Die wichtigsten Arten der ersten vier Gruppen sind in Tab. 2 aufgelistet. Die im Profil Castelgomberto/Vicentin gefundenen Arten sind von allen anderen untersuchten Lokalitäten unbekannt. Ob diese Arten auf das Vicentin begrenzt oder im

Tab. 2. Wichtige endemische Foraminiferen der einzelnen Regionen während der untersuchten Zeitscheibe 31,0–29,7 Mio. Jahren.

Nordmeer (NO-Gruppe)	Mainzer Becken und Oberrheingraben (ORG-Gruppe)	Bayerische Molasse und Inntalertiär (MOL-Gruppe)	Haute Savoie (HS-Gruppe)
<i>Angulogerina gracilis</i>	<i>Bulimina pyrula</i>	<i>Lenticulina</i> sp.	<i>Cibicides dalmatinus</i>
<i>Cibicides sulzensis</i>	<i>Cycloforina gracilis</i>	<i>Angulogerina angulosa</i>	<i>Cibicides perlucidus</i>
<i>Cibicides tellenus</i>	<i>Discorbis trochiformis</i>	<i>Vaginulopsis pseudodecorata</i>	<i>Clavulinoides szaboi</i>
<i>Cibicides reussi</i>	<i>Discorbinooides patelliformis</i>	<i>Globobulimina pyrula</i>	<i>Nonion curviseptum</i>
<i>Epistomia elegans</i>	<i>Nodosaria retrorsa</i>	<i>Lagenonodosaria badensis</i>	
<i>Globocassidulina subglobosa</i>	<i>Pseudotriloculina mayeriana</i>	<i>Uvigerina hantkeni</i>	
<i>Parafrondicularia oblonga</i>	<i>Rotaliatina offenbachensis</i>	<i>Siphonodosaria</i> sp.	
<i>Alabamina perlata</i>		<i>Heterolepa</i> sp.	
<i>Glomospira gordialis</i>		<i>Nodosaria spinicosta</i>	
<i>Haplophragmoides planissima</i>			
<i>Glandulina aequalis</i>			
<i>Saccamina socialis</i>			
<i>Dorothia gibbosa</i>			
<i>Stilostomella adolphina</i>			
<i>Dentalina intermittens</i>			
<i>Lenticulina osnabrugensis</i>			

gesamten südalpinen und mediterranen Raum anzutreffen sind, wurde hier nicht untersucht.

3. Nördliche Gruppe: In diese Gruppe gehören Foraminiferen, die sowohl im Mainzer Becken als auch im Oberrhein-Graben und im Nordmeerbecken gefunden wurden. In der Molasse (= Bayerische Molasse und Inntal-tertiär) und in der Haute Savoie kommen sie aber nicht vor. Diese Gruppe wird z.B. durch folgende Arten charakterisiert: *Dentalina obliqua*, *Karrieriella chilostoma*, *Turrilina alsatica*, *Pyrulina gutta*, *Spiroloculina dorsata* und *Cibicides aknerianus*.

4. Östliche Gruppe: Diese Foraminiferen wurden im Nordmeerbecken, der Molasse und der Haute Savoie angetroffen, nicht aber im Mainzer Becken und Oberrhein-Graben. Diese Gruppe besteht unter anderem aus *Lenticulina cultrata*, *Karrieriella siphonella*, *Trifarina bradii*, *Sigmolina tenuis*, *Virgulina schreibersiana*, *Gyroidina girardana* und *Uvigerina eocenica*. Im Nordmeerbecken sind diese Foraminiferen von Rupel 1–4

anzutreffen. In der Molasse sind sie nicht charakteristisch für eine Zeitscheibe.

5. Molasse Gruppe: Foraminiferen, die nur in der Molasse und der Haute Savoie auftreten, werden zur Molasse Gruppe zusammengefasst. Vertreter dieser Gruppe sind z.B. *Planulina costrata*, *Robulus buddensis*, *Robulus arcuatostratus* und *Vulvulina haeringensis*.

6. Oberrhein-Graben-Molasse Gruppe (hypothetisch): Diese Gruppe sollte Foraminiferen umfassen, die nur im Oberrhein-Graben, Mainzer Becken und der Bayerisch-Österreichischen Molasse auftreten. Foraminiferen, die nur in den oben genannten Gebieten vorkommen, existieren nicht. Somit ist diese Gruppe als eine hypothetische Gruppe anzusehen.

Basierend auf diesen Foraminiferengruppen können drei Subrealms (WESTERMANN 2000) unterschieden werden (Abb. 2): So charakterisiert die Nordmeer-Foraminiferen-Gruppe das

Nordmeer, die Molasse-Foraminiferengruppe die Molasse, und das Paläoadriatische Subrealm wird durch die im Vicentin auftretenden Arten sowie dem Fehlen aller anderen definierten Gruppen gekennzeichnet. Jedes Subrealm kann mit Hilfe spezifischer endemischer Foraminiferengruppen weiter in Provinzen unterteilt werden. Das Oberrhein-Graben-System, einschließlich der Becken von Laufen und Delémont, kann von dem Nordmeer-Subrealm durch das Auftreten der endemischen Foraminiferengruppen Mainzer Becken und Oberrhein-Graben abgetrennt werden. Das Mainzer Becken selbst ist eine Subprovinz der Oberrhein-Graben-Provinz. Die sechste Gruppe (hypothetisch) der Foraminiferen, die nur im Oberrhein-Graben, Mainzer Becken und in der Bayerisch-Österreichischen Molasse auftreten sollte, fehlt. Die Nichtexistenz dieser Gruppe lässt den Schluss zu, dass höchstwahrscheinlich keine vollmarine, für Foraminiferen gängige Meeresverbindungen zwischen Oberrhein-Graben-Provinz zum Molasse-Subrealm während der untersuchten Zeitscheibe bestand.

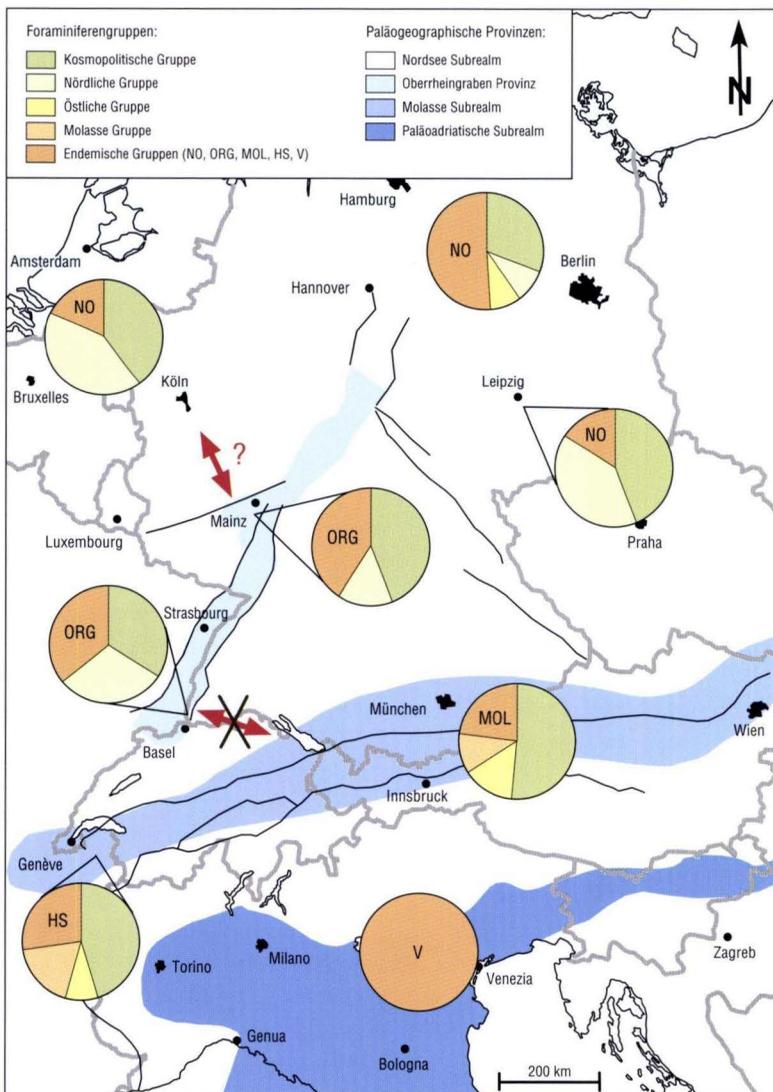


Abb. 2. Paläogeographische Übersichtskarte mit Diagrammen zur Foraminiferenverteilung in den untersuchten Gebieten. Karte verändert nach ZIEGLER (1990) und DERCOURT et al. (1993).

Für die endemischen Gruppen bedeutet NO = Nordmeer-Gruppe, ORG = Mainzer Becken und Oberrhein-Graben-Gruppe, MOL = Bayerische Molasse und Inntal-tertiär-Gruppe, HS = Haute Savoie-Gruppe und V = Vicentin-Gruppe.

4. Diskussion und Schlussfolgerungen

Die Molasse Region erstreckt sich von Ost nach West von der Bayerischen Molasse, mit dem Inntaltertiär über die Subalpine Molasse der Haute Savoie bis zur östlichen Grenze des Saône Beckens (CHOIGNARD 1965). HAGN in HAGN & HÖLZL (1952) postuliert während des Rupeliums einen marinen Hauptseeweg entlang der Subalpinen Molasse bis in den Osten und Südosten zum ungarischen Tertiär. Im Westen grenzt die marine Molasse an die terrestrischen Ablagerungen des Saône Beckens (CHOIGNARD 1965; SITTNER 1965). Im Gegensatz zur Oberrheingraben-Provinz ist die Molasse Region durch große Mengen an Süßwasserzufluss charakterisiert. Die tertiäre Sedimentation im Molassebecken im Vorland der sich hebenden Alpen ist nicht vollmarin entwickelt. Es wechseln die Ablagerungsbedingungen lokal und zeitlich zwischen vollmarin, brackisch und fluviatil. Ein Faunenaustausch über eine östliche Meeresverbindung zum Sudeten-Karpaten-Bogen wird durch das Auftreten einer östlichen Gruppe (4. Gruppe) belegt. Dieser östliche Meeresweg von dem Nordmeer-Subrealm zum Molasse-Subrealm wird auch durch Untersuchungen an Mollusken und Fischen gestützt (mündl. Mitt. Herr A. Müller 2001).

Da die untersuchte Foraminiferenfauna des Profils im Vicentin keine Gemeinsamkeiten mit den anderen untersuchten Gebieten zeigt, gibt es keine Hinweise auf eine direkte Meeresverbindung zwischen diesen Gebieten.

Die paläobiogeographischen Untersuchungen mit Foraminiferen zeigen, dass es keine marine Verbindung zwischen dem südlichen Oberrheingraben und der Molasse während des untersuchten Zeitabschnitts (ca. 31,0–29,7 Mio. Jahre) gibt. Dies wird durch das Fehlen einer Foraminiferengruppe belegt, die auf die Molasse, die Haute Savoie und den Oberrheingraben beschränkt ist (6. Gruppe, s.o.). Zudem fehlen auch Foraminiferen, die nur im Oberrheingraben und der Molasse oder im Oberrheingraben und der Haute Savoie anzutreffen sind. PICOT (2002) kommt anhand von Untersuchungen an Ostracoden und Dinoflagellaten zum gleichen Ergebnis. Die Haute Savoie dagegen kann aufgrund ihrer Foraminiferenvergesellschaftung sehr gut mit der Bayerischen Molasse verbunden werden. Die Ergebnisse dieser paläogeographischen Untersuchungen zeigen, dass alle marinen Meereswege vom Mainzer Becken zur Molasse über z.B. die Raurachische Schwelle östlich von Basel oder den „Entlebuch“ zur Ablagerungszeit der Bodenheim-Formation im Mainzer Becken geschlossen sind. Die Becken von Laufen und Delémont südwestlich von Basel sind aber als eigentliches Südennde des Oberrheingrabens gut an den Oberrheingraben angeschlossen und werden erst später durch die alpine Tektonik abgetrennt. Die südliche Begrenzung des rupelischen Oberrheingrabens wird durch die Küstenfazies des Meeressandes angezeigt. Die Verbreitung des Meeressandes im östlichen, südlichen und westlichen Teil des Oberrheingrabens (KESSLER 1909; ILLIES

1967; BERGER et al. 2001, 2005a, 2005b; PICOT 2002) macht eine große und tiefe marine Verbindung zwischen dem südlichen Oberrheingraben und dem Molassebecken, der subalpinen Molasse oder dem Pariser Becken unmöglich. Die oben ausgeführten paläobiogeographischen Aussagen gelten für die Zeit zwischen der *Gyroidina soldanii-Turrilina alsatica*-Zone und der *Spiroplectinella carinata-Cibicides ungerianus* Zone (GRIMM 2002b). Die Sedimente, die während der Globigerinidae-Miliolidae-Zone abgelagert wurden, zeigen mit Ausnahme im zentralen Nordmeer keine charakteristische Foraminiferenfauna. Daher ist es nicht möglich, für diesen Zeitabschnitt mit Hilfe von Foraminiferen eine paläobiogeographische Rekonstruktion vorzunehmen.

Untersuchungen mit Hilfe der Fischfauna während der Ablagerungszeit von Wallau- und Hochberg-Subformation kommen zu anderen Ergebnissen (WEILER 1966; PARIN & MICKLICH 1996). Die Fischfauna des Oberrheingrabens setzt sich sowohl aus nördlichen Formen (= Atlantik) als auch aus südlichen Formen (= Paratethys) zusammen. Daher schließt WEILER (1966) u.a. auf eine schmale Meeresverbindung zur Paratethys und eine tiefere Meeresverbindung zum Nordmeer. Aufgrund von neuen Fischfunden aus der Tongrube Bott-Eder bei Wiesloch vermuten PARIN & MICKLICH (1996) mit Hilfe des aktualistischen Prinzips eine tiefere Verbindung als die von WEILER (1966) postulierte. Solche Verbindungen müssen aber nicht sehr breit sein. Wie an nur wenigen Kilometer breiten Passagen im Mainzer Becken gezeigt wurde, werden schmale, tiefe Durchlässe auch von dem Riesenhai *Cetorhinus parvus* benutzt (mündl. Mitt. Herr T. Schindler 2002). *C. parvus* tritt in der Hochberg-Subformation des Oberrheingrabens auf, fehlt aber soweit bisher bekannt in der Molasse. Die oben genannten schmalen Passagen können von Clupeiden benutzt werden, müssen aber nicht gängig für Plankton gewesen sein, die die Nahrung für *Cetorhinus parvus* darstellen.

In der Gesamtbetrachtung muss beachtet werden, dass die ausgesuchte Zeitscheibe für die Foraminiferenuntersuchung nur 1,3 Mio. Jahre umfasst. So sind die rupelischen Fischfundstellen der Molasse (Fischschiefer der bayerischen Molasse, Fischfundstellen der Häring-Schichten und Hilferen-Schichten, die Schistes à *Meletta* und die Glarner Fischschiefer) deutlich älter als die untersuchte Zeitscheibe im Oberrheingraben (Fischschiefer = Hochberg-Subformation). Folglich ist das Auftreten gleicher Fischarten in beiden Regionen nicht zwingend mit einer Einwanderung aus dem Molasse Becken erklärbar.

Aufgrund von Untersuchungen an kalkigem Nannoplankton (KNP) nimmt auch MARTINI (1978, 1982, 1990) eine Verbindung vom Oberrheingraben zur Paläotethys während des Rupeliums an. Die Ablagerung von aufgearbeiteten jurassischem, kretazischem und paläogenem bis eozänem kalkigem Nannoplankton wird mit Paläoströmungen und Wasseraustausch zwischen Oberrheingraben und Molasse Becken erklärt. Mit

- GRIMM, K.I. (2002a): Paläobiogeographische Untersuchungen an rupelischen Foraminiferenfaunen aus der Bayerischen Molasse, dem Inntaltertiär, dem Mainzer Becken und dem Oberrheingraben. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **223** (2): 183–199, 5 Abb.; Stuttgart.
- GRIMM, K.I. (2002b): Foraminiferal zonation of early Oligocene deposits (Selztal-Group, Latdorfian, Rupelian) in the Mainz Basin, Germany. – J. Micropal., **21**: 1–8, 3 figs., 1 pl.; London.
- GRIMM, K.I. & SCHINDLER, K. (1995): Zur Paläoökologie der Dinoflagellaten-Zysten und der Foraminiferen aus den Oberen Böhlen-Schichten (höheres Rupelium) im Tagebau Cospuden (Leipziger Bucht). – Mainzer geowiss. Mitt., **24**: 7–26, 5 Abb., 3 Taf.; Mainz.
- GRIMM, K.I. & STEURBAUT, E. (2001): Foraminiferal biofacies analysis of the Boom Clay Formation in the Rupel area (Oligocene, Belgium) and correlation with the Mainz Basin (Germany). – Aardk. Mededel., **11**: 9–20, 5 figs., 3 tabs.; Leuven.
- GRIMM, K.I., GRIMM, M.C., KÖTHE, A. & SCHINDLER, T. (2002): Der „Rupelton“ (Rupelium, Oligozän) der Tongrube Bott-Eder bei Rauenberg (Oberrheingraben, Deutschland). – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **237**: 229–253, 7 Abb., 3 Taf.; Frankfurt.
- HAGN, H. & HÖLZL, O. (1952): Geologisch-paläontologische Untersuchungen in der subalpinen Molasse des östlichen Oberbayerns zwischen Prien und Sur mit Berücksichtigung des im Süden anschließenden Helvetikums. – Geol. Bavarica, **10**: 1–208, 7 Abb., 8 Taf.; München.
- HARDENBOL, J., THIERRY, J., FARLEY, M.B., JACQUIN, T., DE GRACIANSKY, P.-C. & VAIL, P.R. (1998a): Cenozoic sequence chronostratigraphy. – In: DE GRACIANSKY, P.-C., HARDENBOL, J., JACQUIN, T. & VAIL, P.R. (eds.): Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins. – SEPM Spec. Publ., **60**: tab. 2; Tulsa.
- HARDENBOL, J., THIERRY, J., FARLEY, M.B., JACQUIN, T., DE GRACIANSKY, P.-C. & VAIL, P.R. (1998b): Cenozoic biochronostratigraphy. – In: DE GRACIANSKY, P.-C., HARDENBOL, J., JACQUIN, T. & VAIL, P.R. (eds.): Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins. – SEPM Spec. Publ., **60**: tab. 3; Tulsa.
- HOTTENROTT, M., MARTINI, E., GRIMM, K.I., PROSS, J. & RADTKE, G. (2002): Fossilführende Rupelton-Klasten (Mittel-Oligozän) aus dem Untergrund des Hohen Vogelsberg bei Ulrichstein (Forschungsbohrung Vogelsberg 1996). – Geol. Abh. Hessen, **107**: 171–188, 2 Abb., 4 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- ILLIES, J.H. (1967): Development and tectonic pattern of the Rhinegraben. – Abh. Geol. L.-Amt Baden-Württemb., **6**: 7–9; Freiburg.
- KESSLER, P. (1909): Die tertiären Küstenkonglomerate in der Mittelrheinischen Tiefebene mit besonderer Berücksichtigung der elsässischen Vorkommen. – Mitt. Geol. L.-Anst. Elsaß-Lothringen, **7**: 167–290; Straßburg.
- LINDENBERG, H.G. (1965) Die Bolivinen (Foram.) der Häringer Schichten – Mikropaläontologische Untersuchungen im Alttertiär des Unterinntal Gebietes. – Boll. Soc. Paleont. Ital., **4**: 64–160, 32 Abb.; Modena.
- MARTINI, E. (1960): Braarudosphaeriden, Discoasteriden und verwandte Formen aus dem Rupelton des Mainzer Beckens. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **88**: 65–87, 5 Abb., 4 Taf.; Wiesbaden.
- MARTINI, E. (1971): Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. – In: FARINACCI, H. (ed.): Proceedings of the II. Planktonic Conference Roma 1970, **2**: 739–785, 6 tabs., 4 pls.; Rom.
- MARTINI, E. (1978): Massenvorkommen von Nannoplankton in den Cerithien-Schichten des Mainzer Beckens und des Oberrheingrabens (Ober-Oligozän). – Mainzer geowiss. Mitt., **7**: 155–169, 2 Abb., 2 Taf.; Mainz.
- MARTINI, E. (1982): Bestandsaufnahme des Nannoplanktons im „prä-aquitänen“ Tertiär des Mainzer Beckens. – Mainzer geowiss. Mitt., **10**: 29–36, 1 Tab.; Mainz.
- MARTINI, E. (1990): The Rhinegraben system, a connection between northern and southern seas in the European Tertiary. – Veröff. Übersee-Mus., **A10**: 83–98, 7 figs.; Bremen.
- MARTINI, E. & MÜLLER, C. (1971): Das marine Alttertiär in Deutschland und seine Einordnung in die Standard Nannoplankton-Zonen. – Erdöl, Kohle, Erdgas, Petrochemie, **24**: 381–384, 1 Tab.; Hamburg.
- MICKLICH, N. & PARIN, N. (1996): The fishfauna of Frauenweiler (Middle Oligocene, Rupelian; Germany): First results of a review. – Publ. Espec. Inst. Espanol Oceanogr., **21**: 129–148; Modena.
- MÜLLER, C. (1970): Nannoplankton aus dem Mittel-Oligozän von Norddeutschland und Belgien. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **135**: 82–101, 2 Tab.; 4 Taf.; Stuttgart.
- MUTTERLOSE, J. (1996): Calcareous nannofossil paleoceanography of the Early Cretaceous of NW Europe. – Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg, **77**: 291–313, 11 figs.; Hamburg.
- PARIN, N. & MICKLICH, N. (1996): Fossil Gasterosteiformes from the Lower Oligocene of Frauenweiler (Baden-Württemberg, Germany). I. New information on the morphology and systematics of the genus *Aeliscus* JORDAN & STARKS 1902. – Pal. Zeitschr., **70**: 521–545, 19 figs., 3 tabs.; Stuttgart.
- PICOT, L. (2002): Le Paléogène des synclinaux du Jura et de la bordure sud-rhénane (Suisse). Approches paléontologique (Ostracodes), paléocéologique, biostratigraphique: paléoenvironnements, paléogéographie et implications géodynamiques. – GeoFocus, **5**: 1–240, 96 figs., 14 tabs., 3 app.; Fribourg.
- REISER, H. (1987): Die Foraminiferen der bayerischen Oligozän-Molasse. Systematik, Stratigraphie und Paläobathymetrie. – Zitteliana, **16**: 3–131, 19 Taf.; München.
- SISSINGH, W. (1998): Comparative tertiary stratigraphy of the Rhine Graben, Bresse Graben and Molasse Basin: correlation of Alpine foreland events. – Tectonophysics, **300**: 249–284, 19 figs.; Amsterdam.
- SISSINGH, W. (2003): Tertiary paleogeographic and tectonostratigraphic evolution of the Renish Triple Junction. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Paleoecology, **196**: 229–263, 9 figs.; Amsterdam.
- SITTLER, C. (1965): Le Paéogène des fossés rhénan et rhodanien – études sédimentologiques et paléoclimatologiques. – Mèm. Serv. Carte géol. Als. Lorr., **24**: 1–392; Straßburg.
- SITTLER, C. (1992): Illustration de l'histoire géologique du fossé rhénan et de l'Alsace. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **186**: 255–282, 7 figs., 2 tabs.; Stuttgart.
- SPIEGLER, D. (1965): Biostratigraphie des Rupels auf Grund von Foraminiferen im nördlichen Deutschland. – Geol. Jb., **82**: 447–485, 2 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Hannover.
- WAGNER, L.R. (1996): Stratigraphy and hydrocarbon in the Upper Austrian Molasse Foredeep (active margin). – In: WESSELY, G. & LIEBL, W. (eds.): Oil and gas in Alpidic thrustbelts and basins of Central and Eastern Europe, EAGE Spec. Publ., **5**: 217–235, 17 figs.; London.
- WAGNER, W. (1925): Woher und wann trat das Tertiärmeer zum erstenmal in die Rheintalsenke ein? (Unter Berücksichtigung der Frage der Entstehung der Kalisalzlager im Rheintal). – Notizbl. Ver. Erdk. hess. geol. L.-Anst., **7**: 56–89, 2 Taf.; Darmstadt.

- WEILER, W. (1953): Die Verbindung des mitteloligozänen Rheintalgrabens mit dem Mittelmeer. – Jber. u. Mitt. Oberrh. Geol. Ver., N.F. **34**: 21–29, 2 Abb.; Stuttgart.
- WEILER, W. (1956): Die Raurachische Meeresstraße des Mittleren Oligozäns. – Aus der Heimat, **65**: 41–44; Öhningen.
- WEILER, W. (1966): Die Bedeutung der Fischfunde im Rupelton der Tongrube Frauenweiler bei Wiesloch südlich Heidelberg. – Z. Rhein. Naturforsch. Ges. Mainz, **4**: 17–25, 9 Abb.; Mainz.
- WEITHOFER, K.A. (1918): Die Oligozänablagerungen Oberbayerns. – Mitt. geol. Ges. Wien, **10**: 1–125, 1 Abb., 2 Taf.; Wien.
- WENZ, W. (1921): Das Mainzer Becken und seine Randgebiete. – 352 S., 39 Taf.; Heidelberg (Ehring).
- WERVEKE, L. VAN (1897): Entstehung des Rheintales. – Mitt. Philomat. Ges. Elsass-Lothringen, **1**: 39–52; Straßburg.
- WESTERMANN, G.E.G. (2000): Biochore classification and nomenclature in paleobiogeography: an attempt at order. – Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol., **158**: 1–13; Amsterdam.
- ZIEGLER, P.A. (1990): Geological Atlas of Western and Central Europe. – 239 pp.; Den Haag.

Manuskript eingegangen am 16.1.2006, angenommen am 16.2.2006

RAINER HOFFMANN¹

Das Bruchmuster im Sprendlinger Horst und sein Zusammenhang mit der Genese der isolierten Eozänvorkommen

– Linearanalytische Untersuchungen von Luft- und Satellitenbildern –

Kurzfassung

Im Sprendlinger Horst und Umgebung wurden Gefügespuren/Lineationen in Luft- und Satellitenbildern verschiedener Maßstäbe ausgewertet. Im Gelände wurden in mehreren Aufschlüssen Flächen mit Bewegungsspuren eingemessen.

Die Ergebnisse der Linearanalyse zeigen, dass der Sprendlinger Horst in mehrere Blöcke gegliedert ist. Die Grenzen dieser Blöcke verlaufen NW–SE, NE–SW und ENE–WNW. Eine Nord–Süd bis NNE–SSW streichende Zone im Inneren des Sprendlinger Horstes wird als Scherzone in Folge der Oberrheingrabenbildung verstanden. NE einer NW–SE streichenden Bruchzone ändert die Nord–Süd streichende Scherzone im Sprendlinger Horst ihre Richtung um ca. 10° nach Osten. Auf dieser NW–SE streichenden Bruchzone liegen die Eozänvorkommen von Offenthal und Erlenwiese. Das Vorkommen Erlenwiese liegt außerdem zusammen mit den Eozänvorkommen von Messel, Prinz von Hessen und Sellborn-Schneise auf einer NE–SW streichenden Zone, die als „Messeler-Störungs-Zone“ bezeichnet wird. Die südliche Grenze des

Sprendlinger Horstes wird an einer NW–SE streichenden Zone gezogen, an der die Hauptverbreitung der Rotliegendesedimente abgeschnitten scheint.

Die Grenzen der Eozänvorkommen sind in den Luft- und Satellitenbildern nicht unmittelbar zu erkennen. Auch die Linearanalyse führt diesbezüglich zu keinem Ergebnis.

Die Geländedaten ergaben eine Kompression von NE–SW, Nord–Süd und NW–SE. Es wurden auch Abschiebungen nach NW, Nord–Süd und nach NE beobachtet.

Diese Daten und die Ergebnisse der Linearanalyse sind nur mit einer Nord–Süd bis NE–SW gerichteten Scherzone im Sprendlinger Horst in Einklang zu bringen. Die Spannungsverhältnisse im Eozän führten zu Transtension an der Nord–Süd bis NNE gerichteten Scherzone im Sprendlinger Horst im Kreuzungsbereich mit NE–ESE streichenden Bruch- oder Schwächezonen. Durch die Dehnung wird Vulkanismus möglicherweise begünstigt (Offenthal, Groß-Zimmern, Messel), er ist aber nicht zwingend erforderlich, wie die Grube Prinz von Hessen zeigt.

Abstract

In Sprendlinger Horst and environ fracture traces (Gefügespuren) and lineations were interpreted in aerial- and satellitephotos of different scales. In several outcrops surfaces with traces of motion were measured.

The analyses of the fracture traces show the Sprendlinger Horst divided into several blocks. The borderlines of these blocks extend NW–SE, NE–SW and ENE–WNW. A North–South to NNE–SSW running zone inside the Sprendlinger Horst is considered as a shear zone following the development of the Rhine graben. NE of a NW–SE running faultzone the North–South striking shearzone inside the Sprendlinger Horst the direction rotates to 10° to the East. The Eocene deposits of Offenthal and Erlenwiese are placed on these NW–SE running faultzone. The deposit of Erlenwiese is also placed on a NE–SW running zone termed as “Messeler-Störungs-Zone” (MSZ) together with the deposits of Messel, Prinz von Hessen, Erlenwiese and Sellborn-Schneise. The southern border of the

Sprendlinger Horst is determined on a NW–SE running zone which seems to cut the extend of the Rotliegend.

The boundaries of the Eocene deposits cannot be recognized in the aerial- and satellitephotos. Also the linearanalysis referring to this showed no results.

The field datas showed a compression almost from North–South to NE–SW. But also normal faults to NW, North–South and NE were found.

This datas and the results of the linearanalyses are only compatible with a North–South to NE–SW directed shear zone inside the Sprendlinger Horst. The stress direction during the Eocene lead to transtension at the crossing of the North–South to NNE–SW directed shear zone inside the Sprendlinger Horst with NE to ESE striking fault or weak zones. In result of tension volcanism is possibly supported (Offenthal, Groß-Zimmern, Messel), but there is no necessary consequence for volcanism as Prinz von Hessen shows.

¹ Dr. R. Hoffmann (e-mail: r.hoffmann@becker-keller.de), Becker & Keller Ber. Ingenieure f. Vermessung u. Photogrammetrie, Berner Straße 18, D-60437 Frankfurt a.M.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	31
2. Geologie	32
3. Tektonik	32
3.1 Präpermische Entwicklung	32
3.2 Entwicklung in Perm und Trias	33
3.3 Entwicklung im Tertiär	33
3.4 Entwicklung des Spannungsfeldes	33
4. Stand der Forschung im Sprendlinger Horst	34
4.1 Stand und Geschichte der Erforschung der Eozänvorkommen im Sprendlinger Horst	34
4.2 Modelle zur Entstehung der Eozänvorkommen	34
4.3 Geophysikalische Arbeiten im Sprendlinger Horst	34
4.4 Messeler-Störungs-Zone (MSZ)	36
5. Datengewinnung und Datenverarbeitung	36
5.1 Datengewinnung	36
5.1.1 Begriffsbestimmungen	36
5.1.1.1 Photolineation und Gefügespur	36
5.1.1.2 Homogenbereich	37
5.1.1.3 Ähnlichkeitsbereich	37
5.1.2 Auswertung der Gefügespuren und Lineationen	37
5.1.2.1 Satellitenbilder	37
5.1.2.2 Luftbilder	37
5.2 Datenverarbeitung	37
5.2.1 Methodik	37
5.2.2 Bearbeitung der Gefügespuren	38
5.2.3 Bearbeitung des Gewässernetzes	38
6. Ergebnisse	39
6.1 Gewässernetz	39
6.2 Gefügespuren und Lineationen	39
6.2.1 Satellitenbilder	39
6.2.1.1 Satellitenbilder im Maßstab 1 : 500 000 bis 1 : 6 000 000 (kleinmaßstäbliche Bilder)	39
6.2.1.2 Auswertung der Satellitenbilder im Maßstab 1 : 50 000	43
6.2.1.3 Kombination der Satellitenbildauswertungen	48
6.2.1.4 Grenzen des Sprendlinger Horstes im Satellitenbild	50
6.2.2 Luftbildauswertung	52
6.2.2.1 Kombination Luft- und Satellitenbilder	52
6.2.2.2 Vorkommen Prinz von Hessen und Grube Messel im Luftbild	52
6.2.2.3 Vorkommen Erlenwiese im Luftbild	53
6.2.3 Grenzen der Eozänvorkommen im Luft- und Satellitenbild	54
6.2.4 Grenzen der Vorkommen in Relation zur Gefügeauswertung	55
6.2.4.1 Grenzen der Grube Prinz von Hessen	55
6.2.4.2 Grenzen der Grube Messel	57
6.2.4.3 Grenzen der Vorkommen Erlenwiese und Sellborn-Schneise	57
6.2.4.4 Vorkommen Groß-Zimmern	58
6.3 Geländedaten	59
6.3.1 Ergebnisse der Datenanalyse	59
6.3.2 Ergänzung aus Arbeiten anderer Autoren	61
7. Zusammenfassung der Ergebnisse	61
8. Interpretation der Ergebnisse	62
8.1 Modell zur Entwicklung des Sprendlinger Horstes seit dem Alttertiär	62
8.1.1 Rahmenbedingungen	62
8.1.2 Schlussfolgerungen	66
9. Schriftenverzeichnis	68
10. Anhang	71
Karte 1: Geologische Karte	72
Karte 2: Ergebnisse aus Luftbildern, Satellitenbildern und Homogenbereichen	74

1. Einleitung

Die isolierten Eozänvorkommen im Sprendlinger Horst, Grube Prinz von Hessen und Grube Messel, haben eine geringe räumliche Erstreckung bei gleichzeitig allseitiger Begrenzung durch z.T. vermutete Störungen. Neben diesen beiden Vorkommen gibt es weitere in Offenthal, bei Groß-Zimmern und die Erlenwiese bei Eppertshausen (Abb. 1). Durch die Er-

gebnisse geophysikalischer Untersuchungen der Universität Mainz konnte auf die Existenz eines weiteren Vorkommens bei der Sellborn-Schneise geschlossen werden (JACOBY et al. 2000). Nachgewiesen und stratigraphisch zugeordnet wurde es durch Sondierbohrungen und durch eine Pollenanalyse (HARMS et al. 2000). Eine „Verdachtsfläche“ auf ein Eozän-

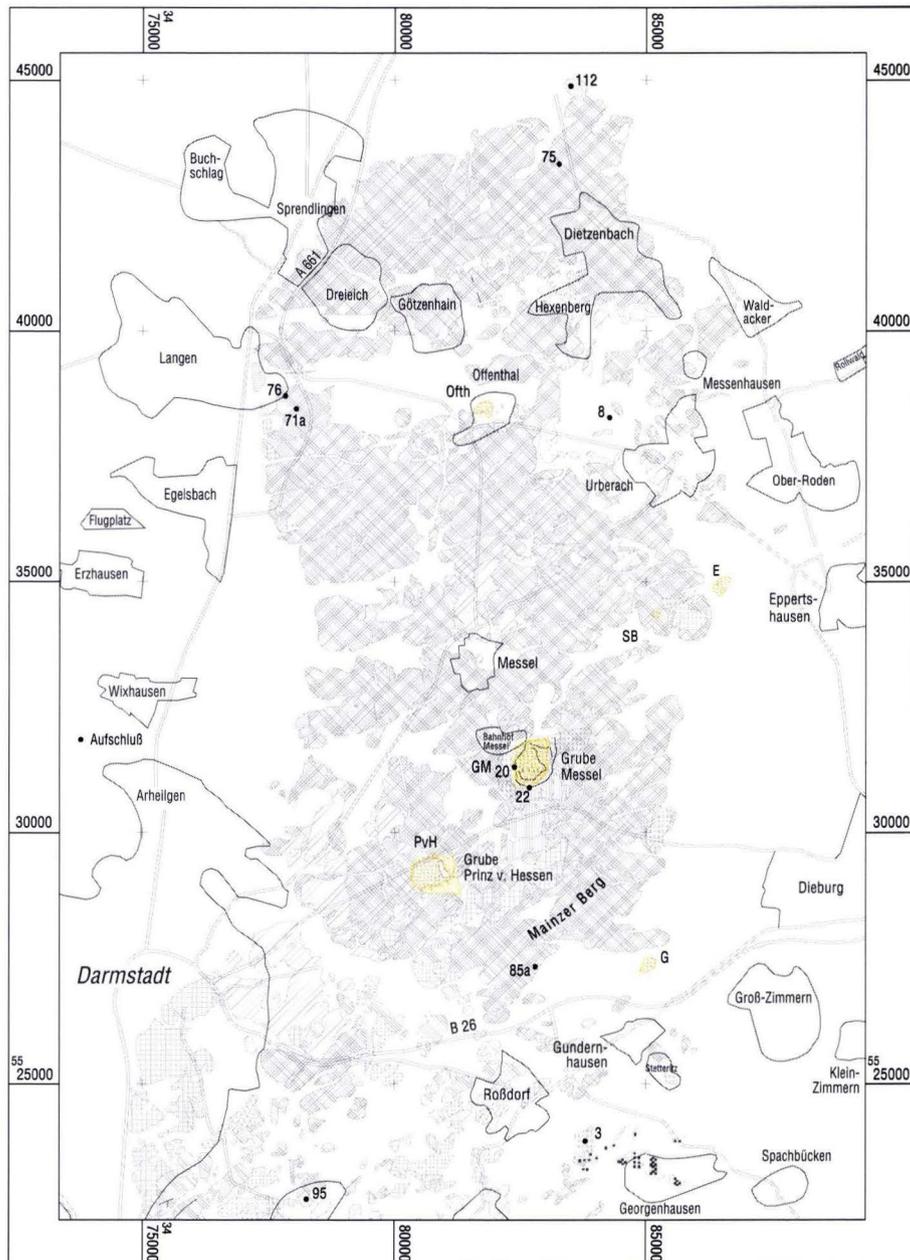


Abb. 1. Der Sprendlinger Horst im Süden von Frankfurt/M. mit den isolierten Eozänvorkommen (gelb) und der Position einzelner Geländepunkte (Kap. 6.3.1). Legende s. Karte 1 im Anhang. Maßstab 1 : 150 000.

vorkommen befindet sich auf der „Scheftsheimer Wiese“, im Süden des Dachsberges (JACOBY et al. 2001). Die Verteilung dieser Vorkommen im Sprendlinger Horst und die Diskussion um ihre Entstehung wirft die Frage auf, welche Rolle die tektonische Entwicklung des Sprendlinger Horstes bei der Genese dieser Vorkommen hat.

2. Geologie

Der Sprendlinger Horst im Süden von Frankfurt/M. bildet die nördliche Fortsetzung des Odenwaldes. Das untersuchte Gebiet umfasst neben dem Sprendlinger Horst den westlich angrenzenden Teil des Oberrheingrabens, im Osten die Hanner-Seligenstädter-Senke (teilweise) und im Süden die nördlichen Ausläufer des Odenwaldkristallins (Abb. 1). Die Höhe über NN beträgt an der nördlichen Grenze etwa 140 m, die maximale Höhe des Höhenzuges „Mainzer Berg“ im Süden des Sprendlinger Horstes beträgt 220 m.

Der Sprendlinger Horst wird im Wesentlichen durch permische Sedimente gebildet (Kt. 1), die nach MARELL (1989) dem höheren Rotliegenden zuzuordnen sind. Abgelagert wurden diese während und nach dem Beginn eines basischen Vulkanismus. Die als Melaphyre bezeichneten basischen Vulkanite (Basalte) des Rotliegenden treten in zahlreichen Vorkommen entlang einer NNE–SSW gerichteten Linie zwischen Traisa und Dietzenbach im Sprendlinger Horst auf und sind über Offenbach und das östliche Frankfurter Stadtgebiet bis in die Wetterau zu verfolgen. Im Osten des „Mainzer Berges“ wurden von HAGEL (1989) Quarzporphyre kartiert. Vereinzelt drangen an der Wende Kreide/Tertiär trachytische Vulkanite in die Rotliegendesedimente ein (LIPPOLT et al. 1975).

Gesteine mesozoischen Alters sind im Sprendlinger Horst nicht aufgeschlossen. Im Osten des Roßberges bei Roßdorf

steht Buntsandstein an, der nach KLEMM (1938) dem Unteren Buntsandstein zuzuordnen ist.

Die vorliegende Arbeit beschreibt die Ergebnisse einer flächenhaften Untersuchung der tektonischen Verhältnisse im Sprendlinger Horst mit Hilfe der Linearanalyse aus Luft- und Satellitenbildern. Ergänzt werden diese Daten durch eine digitale geologische Karte des Sprendlinger Horstes, einem digitalen Höhenmodell und der digitalen Darstellung des Gewässernetzes.

steht Buntsandstein an, der nach KLEMM (1938) dem Unteren Buntsandstein zuzuordnen ist.

Zwischen dem Höhenzug „Mainzer Berg“ und den Gruben Messel und Prinz von Hessen sind Granite und Diorite aufgeschlossen. Diese Magmatite sind die nördlichen Ausläufer des „Frankenstein-Komplexes“ (STEIN 2001) des Bergsträßer Odenwaldes, der gebildet wird durch eine NE–SW streichende Abfolge von Metamorphiten und Magmatiten. KIRSCH et al. (1988) datieren die Intrusion des Frankenstein-Plutons auf die Wende Devon/Karbon. Basische Magmatite sind älter als intermediäre und saure.

Die Sedimente des Tertiärs innerhalb des Sprendlinger Horstes sind nicht marin. Sie bilden eine Besonderheit aufgrund ihres paläontologischen Inhaltes und werden als Messel-Formation (WEBER & HOFMANN 1982) definiert. Es handelt sich um feinlaminierte, stark wasserhaltige bituminöse Tonsteine, die in der Literatur sehr häufig als Ölschiefer bezeichnet werden. Nach den Säugetierfunden kann die Messel-Formation der unteren „Geiseltalformation“ zugeordnet werden.

Die permischen und tertiären Sedimente werden teilweise durch pleistozänen Flugsand verdeckt, der im Schnitt 1 m mächtig ist, aber bis zu 4 m Mächtigkeit erreichen kann (MATTHEB 1966a). Im Norden des Sprendlinger Horstes streichen Terrassensedimente des Mains und der Bieber aus.

3. Tektonik

Die tektonische Entwicklung des Sprendlinger Horstes ist gekoppelt an die Entwicklung der Region im Bereich des nördlichen Oberrheingrabens. Bezüglich der Genese der geologischen Einheiten sind drei Zeiträume von Bedeutung:

1. präpermisch für Hunsrück, Taunus, Odenwald und Spessart,
2. permisch für das Saar-Nahe-Becken, den Sprendlinger Horst und die Wetterau,
3. tertiär für den Oberrheingraben, das Mainzer Becken, die Hanau-Seligenstädter-Senke und die Frankfurter Schwelle.

3.1 Präpermische Entwicklung

Odenwald und Spessart sind Teil der Mitteldeutschen Kristallinzone (MGCR). Die strukturelle Trennung zwischen

Spessart und Odenwald wird durch die Otzberg-Störung gebildet. Diese trennt auch den Bergsträßer vom Böllsteiner Odenwald. Zusammen mit der Michelbach-Störung im nördlichen Spessart bildet sie eine Transform-Störung (WEBER 1995; ONCKEN 1997), die bis zum Schwarzwald reicht. Östlich dieser Störung oder Störungssystems kam es zu sinistraler Transpression im Spessart, westlich davon zu sinistraler Transtension im Saar-Nahe-Becken. Die gesamte MGCR ist während des Karbons geprägt von orogenparalleler Extension mit gleichzeitiger minimaler Kompression senkrecht zum Streichen des Orogens (Abb. 2).

Innerhalb des Bergsträßer Odenwaldes sind sinistrale „strike slip“-Zonen ausgebildet (KROHE & WILLNER 1995).

3.2 Entwicklung in Perm und Trias

Die Anlage des Sprendlinger Horstes geht auf variszische Strukturen zurück. Im Gebiet des heutigen Sprendlinger Horstes machte sich während des Permokarbons eine Schwelle bemerkbar, erst im Oberen Rotliegenden wurde dieses Gebiet Sedimentationsraum, wobei es nie seinen Schwellencharakter verlor (KOWALCZYK 1983; MARELL 1989). Diese Schwelle war im Osten und Westen durch Störungen begrenzt, die während der Bildung des tertiären Oberrhein- und Gersprenzgrabens offensichtlich reaktiviert wurden. Seine heutige Form erhielt der Sprendlinger Horst erst im Känozoikum.

Der Sprendlinger Horst ist im Westen durch Störungen gegen den Oberrheingraben, im Osten durch vermutete Störungen gegen den Gersprenz-Graben begrenzt. Der Norden wird durch die Neu-Isenburger Quersenkung gebildet (ANDERLE 1974). Eine Begrenzung des Sprendlinger Horstes nach Süden durch eine Störung zwischen Rotliegendem und Odenwaldkristallin analog zum Spessartnordrand wird von MARELL (1989) angedacht, konnte von ihm aber nicht nachgewiesen werden. Dieser Gedanke wird von JACOBY et al. (2000) als „Messeler-Störungs-Zone“ wieder aufgegriffen.

Die interne tektonische Struktur des Sprendlinger Horstes ist bisher nur schematisch dargestellt worden. Nach RAHNAMARAD (1989) und MARELL (1989) ist der Sprendlinger Horst in polygonale Bruchschollen zerlegt. Der letztgenannte Autor erkennt zwei Paare von Hauptstörungsrichtungen, NE–SW und NNE–SSW, mit den jeweils zugehörigen Querbrüchen.

Im engeren Bereich der Grube Messel konnte durch Luftbildauswertung eine Bruchschollentektonik nachgewiesen werden, die wahrscheinlich auf den übrigen Sprendlinger Horst übertragbar ist. Die bevorzugte Richtung dieser Strukturen ist NNE–SSW bei gleichzeitig NE–SW streichenden Querstrukturen (FAHLBUSCH 1975). Nach FAHLBUSCH sind die Melaphyre im Sprendlinger Horst tektonisch begrenzte Reste ehemals größerer Decken. Die Entstehung Nord–Süd gerichteter Brüche und das Aufdringen von Vulkaniten an NNE–SSW gerichteten Spalten stehen nach MARELL (1989) im Zusammenhang.

Die im oberen Rotliegenden beginnende Zerlegung der variszischen Strukturen an Nord–Süd gerichteten Bruchsystemen gewinnt im Zechstein zunehmend an Bedeutung (KOWALCZYK et al. 1978) und setzt sich in der Trias und dem unteren Jura fort.

3.3 Entwicklung im Tertiär

Der westlich des Sprendlinger Horstes gelegene Oberrheingraben ist der zentrale Teil des „Transeuropäischen Riftsystems“ (DURST 1991). Erste Absenkungen, die sich in flachen, unregelmäßigen Einmündungen äußerten, gab es im Unter- bis Mitteleozän. Erst im Obereozän setzten die ersten stärkeren Senkungen ein, vor allem im Süden. Im Oberoligozän ändert sich die Grabenentwicklung: während im Süden die Senkung allmählich ausklingt, verstärkt sie sich im Nordgraben, sodass die eigentliche Grabenbildung hier stattfindet (ILLIES 1965, 1974b). Lokal schwankende Mächtigkeiten belegen Bewegungen an synsedimentäre Störungen im mittleren und nördlichen Graben, die die verstärkte Absenkung im Miozän (Aquitän) in diesem Bereich einleiten. Das Untermiozän ist im nördlichen Graben ein Zeitraum starker Senkung, die jedoch mit ausklingendem Aquitän schon wieder abnimmt.

An der Wende Oligozän/Miozän entwickelt sich nach GOLWER (1968) die „rheinisch“ streichende Hanauer Seligenstädter Senke sowie in der nördlichen Verlängerung des Sprendlinger Horstes die Frankfurter Schwelle.

3.4 Entwicklung des Spannungsfeldes

Die Bezeichnung „rheinische Richtung“ (10–35°, NNE) leitet sich ab aus der Richtung des Oberrheingrabens und ist charakteristisch für einen Teil des „Transeuropäischen Riftsystems“ (Rhône-Graben, Oberrheingraben, Hessische Senke). Die Richtung der Horizontalkomponente der maximalen Kompressionsspannung kann man für den Oberrheingraben nach ca. 20° annehmen (ILLIES 1965, 1974b).

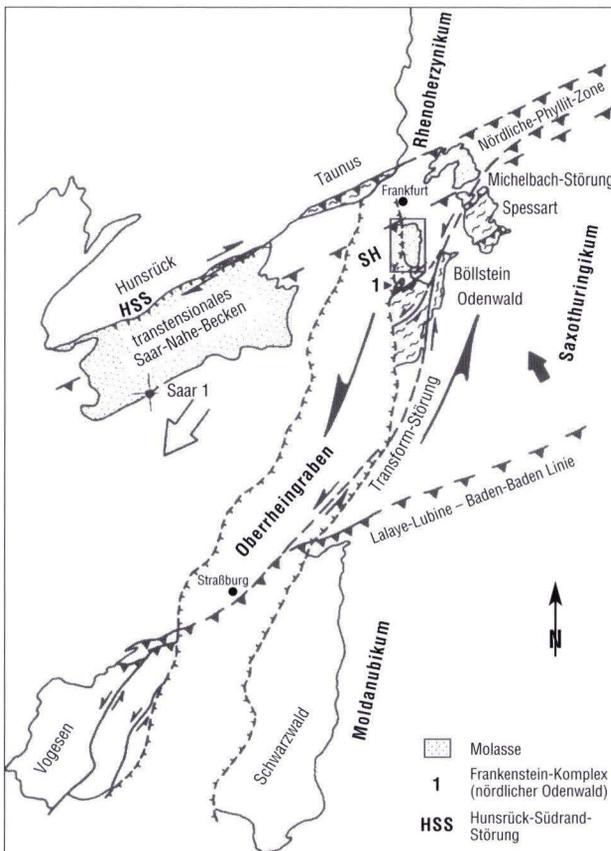


Abb. 2. Tektonische Gliederung im Bereich des Untersuchungsgebietes (Rahmen) mit der Transform-Störung zwischen Rhenohertzynikum und Moldanubikum (SH = Sprendlinger Horst) (WEBER 1995: 187, fig. 1; veränd.).

Rezente ergibt sich für die Alpen und die nördlich anschließenden Gebiete eine NE–NNW Richtung für die Horizontalkomponente der maximalen Kompression. GREINER (1974) kommt zu einer Horizontalkomponente zwischen 305° im Odenwald, 310° im Hohenzollerngraben und 330° im Süden des Hohenzollerngrabens.

Die Differenz zwischen der Richtung der Horizontalkomponente der maximalen Kompressionsspannung zurzeit der Entstehung des Grabens und der heutigen Richtung der horizontalen Komponente dieser Spannung lässt sich mit einer sinistralen Rotation des Spannungsfeldes um ca. 60° beschreiben (ILLIES 1974a, b, 1975).

Die Rotation der Spannungsellipse beeinflusst die tektonische Entwicklung. Für ILLIES (1974a, b) ist diese Rotation die Ursache der zeitlich unterschiedlichen Entwicklung in den einzelnen Grabenabschnitten, aber auch für nachlassende tektonische Aktivität rheinisch streichender Gräben seit dem späten Oligozän bei verstärkter Aktivität NW streichender Strukturen wie der Niederrheinischen Bucht (ILLIES 1975). KLEMENS (1987) und BACKHAUS (1987) führen die Zerblockung des Buntsandstein-Odenwaldes in z.T. nur 2 km² große Schollen auf die Rotation des Stressfeldes zurück. Die primär entstandenen Schollen würden durch die Rotation des Spannungsfeldes immer weiter zerlegt.

4. Stand der Forschung im Sprendlinger Horst

Erste geologische Kartierungen des Sprendlinger Horstes stammen von CHELIUS (1891) und KLEMM (1901, 1910, 1938). MARELL (1989) gibt eine umfassende Abhandlung über die Sedimentationsgeschichte und Fazies der Rotliegendesedimente im Sprendlinger Horst. Bei einer Neukartierung des Blattes Neulsenburg wurde 1999 das nördliche Ende des Sprendlinger Horstes mit erfasst.

ANDERLE (1974) führt das scheinbare Fehlen von Störungen innerhalb des Sprendlinger Horstes auf die Einförmigkeit der permischen Sedimente zurück. Der Vulkanismus zeige aber die Existenz dieser Störungen an.

Andere Autoren bearbeiteten tektonische Aspekte des gesamten Horstes im Rahmen spezieller Fragestellungen (z.B. LAZAR 1986 und RAHNAMA-RAD 1989) oder bezogen den Sprendlinger Horst in ihre Arbeiten mit ein.

4.1 Stand und Geschichte der Erforschung der Eozänvorkommen im Sprendlinger Horst

Die wissenschaftliche Bearbeitung der Grube Messel selbst geht bis in das vorherige Jahrhundert zurück (CHELIUS 1886). Die anderen Eozänvorkommen im Sprendlinger Horst – die Grube Prinz von Hessen, die Vorkommen Offenthal, Groß-Zimmern und Erlenwiese – werden erwähnt (KLEMM 1910, 1938; MATTHEB 1966a, b), ihre Bearbeitung beschränkt sich aber im Wesentlichen auf die Erkundung zur bergbaulichen Nutzung.

Bis Ende der achtziger Jahre des 20. Jahrhunderts wurde die Genese der Gruben Prinz von Hessen und Messel als Graben akzeptiert (MATTHEB 1966a, b), obwohl HUMMEL (1927) bereits eine Genese durch Vulkanismus postulierte. Durch Forschungsbohrungen wurde 1997/98 nachgewiesen, dass die beiden Vorkommen Offenthal und Groß-Zimmern in Vulkanseen ähnlich der Eifelmaare abgelagert wurden (HARMS et al. 1999).

4.2 Modelle zur Entstehung der Eozänvorkommen

Seit Ende der achtziger/Anfang der neunziger Jahre ist die Diskussion um die Genese der eozänen Seesedimente wieder aufgelebt. RIETSCHEL (1994) wirft als erster die Frage auf, ob Messel ein Maarsee sei. PIRRUNG (1997) greift die „Maartheorie“ von RIETSCHEL (1988, 1994) wieder auf. Die benachbarten Eozänvorkommen auf dem Sprendlinger Horst sind nach PIRRUNG wahrscheinlich ebenfalls als Maarfüllungen zu interpretieren. Die Ergebnisse einer im Jahr 2001 niedergebrachten Forschungsbohrung machen eine maarvulkanische Entstehung wahrscheinlich. Der Übertrag dieser Ergebnisse auf alle Vorkommen erscheint jedoch problematisch. Für die Grube Prinz von Hessen scheint aufgrund von Bohrergebnissen eine grabenähnliche Struktur plausibler zu sein (HARMS 2000). Die vorliegenden Beobachtungen für die Grube Messel zeigen, dass es nach der Seebildung in Messel Bewegungen gegeben hat (NIX 2001).

RAHNAMA-RAD (1989) und BACKHAUS & RAHNAMA-RAD (1991) sehen die Entstehung des Messeler Vorkommens analog zur Entstehung des Rheingrabens und des Michelstädter Grabens.

PIRRUNG (1997) hat die bestehenden Arbeiten zu den Eozänvorkommen hinsichtlich der Genese, des geologischen Alters, der geophysikalischen Bearbeitung (teilweise) zusammengefasst (Tab. 1).

4.3 Geophysikalische Arbeiten im Sprendlinger Horst

Die bereits aus der Karte der Bouguer-Isanomalen (GERKE 1957) bekannten Anomalien bei Darmstadt und im Süden von Frankfurt/M. wurden seit 1991 vom geophysikalischen Institut der Universität Mainz durch zahlreiche neue Messpunkte verbessert aufgenommen. Durch die geophysikalischen Messungen vermutet und nachgewiesen durch Sondierbohrungen

Tab. 1. Zusammenstellung der Eozänvorkommen hinsichtlich der Lage, Durchmesser (D), Teufe (T), der Methodik der geophysikalischen Bearbeitung (Geophysik), Alter und der Genese aus der Sicht der bearbeitenden Autoren (nach PIRRUNG 1997: Tab. 16, verändert).

Von den beiden Vorkommen bei Gundernhausen wird heute nur noch das erste als Vorkommen Groß-Zimmern erwähnt (HARMS 1999).

Lokation	Lage	D/T Erläut.	Geophysik	Alter	Genese
Stockstadt Bohrung 5	Tk: 6116 R: – H: – NN: –	<450/Teufe 1709–1773 bit. Laminite auf Rotliegendem		Präoligozän (MATTHEB 1966a)	Präoberoligozäner Graben (MATTHEB 1966a).
Offenthal	TK: 6018 R: 3480800 H: 5539700 NN: 165	?/14, bit. La- minite auf Rot- liegendem und Basalt und Melaphyr		Mitteloazän (MATTHEB 1966a)	1. Grabeneinbruch (CHELIUS 1886, MATTHEB 1966a); 2. Vulkankrater (HUMMEL 1927).
Grube Prinz von Hessen	TK: 6018 R: 3480800 H: 5529500 NN: 175	550800/>22 bit. Laminite nach Gravi- metrie 100	Magnetik, Gravimetrie (C. MÜLLER 1995)	Mitteloazän (FRANZEN et al. 1982)	1. synsedimentärer Graben (KLEMM 1938) 2. postsedimentärer Graben (MATTHEB 1966a + b); 3. Vulkankrater und Graben (HUMMEL 1925, 1927); 4. Meteoriten oder Maarkrater (C. MÜLLER 1995).
Grube Messel	TK: 6018 R: 3482800 H: 5531400 NN: 150	700–1000/ >240, bit. Laminite über Vulkanklastika	Elektrik (LAZAR 1986) Magnetik Gravimetrie Hammerschlag- Seismik (MURPHY 1987; MOOS 1994)	Sporen/Pollen: Mitteloazän (THIELE- PFEIFFER 1988) Makroflora: Mitteloazän (WILDE 1989a); Säuger: unteres Mitteloazän MP 11 (FRANZEN 1988)	1. postsedimentärer Grabeneinbruch (MATTHEB 1966a BACKHAUS & RAHNAMA-RAD 1991); 2. synsedimentärer Grabeneinbruch (KLEMM 1938, FRANZEN, WEBER & WUTTKE 1982, WEBER 1988); 3. dextrales pull apart basin (MOOS 1994, M. MÜLLER 1995); 4. Vulkankrater (HUMMEL 1927, RIETSCHEL 1994, PIRRUNG 1997).
N Gundern- hausen	TK: 6118 R: 3485200 H: 5527450 NN: 155	?/>37 bit. Laminite	Gravimetrie (C. MÜLLER 1995)		Meteoriten- oder Maarkrater (C. MÜLLER 1995).
NE Gundern- hausen	TK: 6118 R: 3486560 H: 5527520	?/>24 bit. Laminite			postsedimentärer Graben (MATTHEB 1966a).
Erlenwiese/ Thomashütte bei Urberach	TK: 6018 R: 3486500 H: 5534900 NN: 150	200/>34 bit. Laminite	Magnetik Gravimetrie (BOCK 1995)		Halbgraben entlang einer SW–NE streichenden Abschiebung (BOCK 1995).

wurde ein weiteres Vorkommen (Sellborn-Schneise, HARMS et al. 1999, 2000). Die Ergebnisse dieser Untersuchungen sind ebenfalls bei PIRRUNG (1997) aufgeführt.

Geoelektrische Untersuchungen im Gebiet zwischen Roßdorf und Messel von LAZAR (1986) ergaben, dass das Grundgebirge zwischen Messel und Roßdorf an NNE streichenden Verwerfungen in Schollen zerlegt ist. Diese Verwerfungen sind wiederum durch 80–90° streichende Störungen versetzt.

Mit gravimetrischen Profilen bei Langen und Messel versucht MURPHY (1987) eine tektonische Eingrenzung des Spremlinger Horstes. Die Modellierung der Daten ergaben die Möglichkeit einer Gliederung in kleine Gräben und Horste oder eine einheitliche Struktur mit auflagernden, dichteren Körpern. Eine östliche Abschiebung ist nicht nachzuweisen. Möglich wäre auch eine Zweiteilung des Horstes: eine Ost–West streichende trennende Störung wäre zwischen Langen und Messel zu suchen. Der südliche Teil wäre dann ein echter Horst mit zwei begrenzenden Abschiebungen, der nördliche Teil hätte nur im Westen eine Abschiebung als Grenze, der Osten würde durch eine Flexur gebildet („tilted block“, Pultscholle).

4.4 Messeler-Störungs-Zone (MSZ)

Die Vorkommen Prinz von Hessen, Messel und Erlenwiese liegen auf einer NE streichenden Gradientenzone (etwa 15 mGal Zunahme von NW nach SE, JACOBY 1997). Die Modellierung der geophysikalischen Daten ergab, dass für eine einfache

Abschiebung an dieser Zone der Abschiebungsbetrag mit ca. 1 km den geologischen Verhältnissen nicht gerecht wird, da das Rotliegende nicht mächtiger als 250 m ist. Die beste Lösung ergab sich bei einer ca. 2 km breiten und ca. 6 km tiefreichenden Störungszone (JACOBY et al. 2000), die als „Messeler-Störungs-Zone“ (MSZ) bezeichnet wird. Innerhalb dieser Zone ist die Dichte geringer als im Süden und Norden. Diese Störung sei im Perm mit der Bildung des Rotliegendetroges angelegt und bei der Rheingrabenentwicklung durch sinistrale Blattverschiebungen wieder belebt worden. An dieser Zone können sich dann sowohl kleine pull apart Becken geöffnet oder Aufstiegswege für Magmen gebildet haben (MÜLLER 1995; JACOBY et al. 2000). JACOBY et al. (2000) schließen auch eine Kombination beider Vorgänge nicht aus. Eine Forschungsbohrung im Bereich der „Messeler-Störungs-Zone“ im Sommer 2004 erreichte im Liegenden der Rotliegend-Sedimente granitoid Gesteine.

Nach GABRIEL et al. (2001) ist die Annahme einer „Messeler-Störungs-Zone“ nicht zwingend erforderlich. Die Schwereanomalie ließe sich auch mit der Verteilung saurer zu basischen Magmatiten erklären. Gegen eine Störungszone spricht, dass sich die Bouguer-Anomalie nicht nach NE fortsetzt, sondern dem geologischen Bild folgend im Bereich der Erlenwiese nach Süden umbiegt. Ein seismisches Profil senkrecht zu der vermuteten Störung bei Prinz von Hessen habe keine Hinweise auf die „Messeler-Störungs-Zone“ ergeben. Der Nachweis von Amphiboliten unter der Grube Messel stützt diese These.

5. Datengewinnung und Datenverarbeitung

Die Aufschlussverhältnisse im Spremlinger Horst gestalten eine Beschreibung der tektonischen Verhältnisse für diesen sehr schwierig, da Daten nur punktuell zur Verfügung stehen. Die Linearanalyse/Photolineationskartierung liefert dagegen flächenhaft Daten in Form von Gefügespuren und/oder Lineationen, die auf tektonische Strukturen zurückzuführen sind und mit denen der Bauplan eines Gebietes abgeleitet werden kann. Auch aus der Morphologie und der Art des Gewässernetzes sind wertvolle Hinweise auf den Baustil eines Gebietes zu erzielen.

5.1 Datengewinnung

5.1.1 Begriffsbestimmungen

5.1.1.1 Photolineation und Gefügespur

Lineare oder synonyme Photolineationen sind im Luftbild erkennbare, geradlinige oder schwach gekrümmte Anomalien (FÜRST 1980). Nach BODECHTEL (1969b) werden bei der Lineationskartierung vorwiegend steil einfallende und senkrechte Gefügeflächen erfasst. Auf längeren Strecken durchziehende Lineationen zeigen Verwerfungen an, während häufig aussetzende Grautonbänder, die ein mehr oder weniger orthogonales

System bilden, auf Klüfte hinweisen (GANGEL 1977; SCHUNCK 1979). LIST (1969) unterscheidet zwischen Klüften, die 800 m Länge im Streichen nicht wesentlich überschreiten, und Lineamenten mit einer Länge von 1 km und mehr, die z.T. Längen von 100 km und auch mehr erreichen können. MURAWSKI (1984) verwendet dagegen den Begriff Photolineation, als Lineamente sollten nur besonders große Störungslinien bezeichnet werden.

REUL benutzt in seinen Arbeiten den Terminus Gefügespur. Lineare, Lineationen und Lineamente, die auch Verläufe von Bächen und Flüssen, von Tälern und morphologischen Kanten beinhalten, ordneten sich zwar in das tatsächliche Gefügenetz ein, sie folgten aber unterschiedlichen Gefügeflächen, z.T. nur resultierenden Richtungen (REUL & REE 1976).

Gefügespur (REUL, 1977: 150): feine Zeichnung im Luftbild (oder in einer anderen Bilddarstellung der Fernerkundung), die den Ausbiss einer echten Gefügefläche (oder die Ausbisse eines parallelen Flächenbündels) markiert bzw. durch eine Lockergesteinsdecke hindurchgepaust ist.

Im Unterschied zu dem Begriff Gefügespur, der bei REUL nur für Ausbisspuren des tatsächlichen Gefüges eines Gesteins-

körpers verwendet wird, wird der Begriff Lineation/Photolineation beschreibend für alle linearen Elemente in einem Luft/Satellitenbild verwendet. Anthropogene Lineationen sind natürlich für den tektonischen Bau eines Gebietes unerheblich und werden deshalb eliminiert bzw. gar nicht erst kartiert. Die Darstellung eines tektonischen Elements ist abhängig vom Maßstab des Luft/Satellitenbildes. Das bedeutet: Je kleiner der Maßstab, desto größer das kartierte Objekt und je höher die Wahrscheinlichkeit, dass sich hinter einem Linear eine Vielzahl von tektonischen Elementen verbirgt, die untereinander eine gewisse Parallelität und/oder eine lineare Anordnung aufweisen müssen.

In dieser Arbeit wird der Terminus Photolineation für die Satellitenbilder des Maßstabes 1 : 500 000 bis 1 : 6 000 000 verwendet, für die Luftbilder 1 : 12 000 und 1 : 13 000; für die Satellitenbilder 1 : 50 000 wird der Begriff „Gefügespur“ vorgezogen, ohne die Bedingung, dass diese „faltenbürtig“ sensu REUL (1977) ist.

5.1.1.2 Homogenbereich

Um zu einem interpretationsfähigen Datenbestand zu kommen, müssen die kartierten Gefügespuren im Sinne einer statistischen Auswertung weiterverarbeitet werden. Dazu werden in einem Messbereich die Azimute der Gefügespuren und die entsprechenden Längen pro Azimut z.B. in einem Histogramm oder einer Richtungsrose dargestellt. Der Messbereich muss einem homogenen Bereich entsprechen, in dem sich der tektonische Beanspruchungsplan nicht ändert (LIST 1969; GANGEL 1977). REUL (1985) gebraucht den Begriff „Genitätsbereich“ von SANDER (1950), da der Idealzustand der Homogenität im Gebirge kaum erreicht wird.

In dieser Arbeit wird der Begriff „Homogenitätsbereich“ verwendet, da einem homogenen Bereich ein einziges Spannungsellipsoid zugeordnet wird.

5.1.1.3 Ähnlichkeitsbereich

REUL (1985) fasst aneinander grenzende Genitätsbereiche, die jeweils in sich homogen sind und mindestens ein Formelement gemeinsam haben (= Schnittmenge der einzelnen Genitätsbereiche), zu einem Ähnlichkeitsbereich zusammen. Dieser Bereich ist homogen in Bezug zu diesem einen Element.

Die Winkel zwischen den einzelnen Formelementen müssen in tolerierbaren Grenzen konstant sein, da verschiedene Winkelassoziationen auch verschiedene Spannungsellipsen bedeuten würden.

Die Formelemente müssen nicht alle auf einmal präsent sein, weil bei der Bildinterpretation einzelne Richtungen unterdrückt werden oder durch die Verwechslungsmöglichkeit mit anthropogenen Spuren oder nicht tektonisch entstandenen Lineationen entfallen können.

Ähnlichkeitsbereiche bestehen also aus mehreren Homogenbereichen, die sich zwar in der Darstellung im Kartenbild unterscheiden, aber einem einzigen Spannungstensor zuzuordnen sind. Somit spiegelt ein Ähnlichkeitsbereich ebenfalls eine Genese durch einen einzigen Spannungstensor wider.

5.1.2 Auswertung der Gefügespuren und Lineationen

In den Bildern des Sprendlinger Horstes und der Grube Messel, Prinz von Hessen und Erlenwiese wurden die erkennbaren Gefügespuren nach der Methode von REUL (1977, 1985) ausgewertet. In den Satellitenbildern des Maßstabes 1 : 500 000 bis 1 : 6 000 000 wurden Photolineationen sensu KRONBERG (1967) kartiert. Neben der eigenen Auswertung wurden Kartierungen anderer Autoren, die den Sprendlinger Horst oder seine unmittelbare Nähe miterfassten, für die Bearbeitung hinzugezogen (KRONBERG 1977; GANGEL 1977; EL-NASHARTY 1979; WINTER 1984). Zur Weiterverarbeitung und Auswertung wurden alle eigenen Gefügespuren und Lineationen sowie die Lineationen der anderen Autoren mit Hilfe eines CAD-Programms auf Vektorbasis digitalisiert und georeferenziert. Außerdem wurden die geologischen Karten des Maßstabes 1 : 25 000, das Gewässernetz und die Morphologie des Sprendlinger Horstes digitalisiert. Diese Daten bilden die Grundlage für die Auswertung und Interpretation. In den Aufschlüssen des Sprendlinger Horstes wurden Flächen, die als Bewegungsflächen als Konsequenz einer tektonischen Beanspruchung angesprochen werden können, gesucht und eingemessen.

5.1.2.1 Satellitenbilder

Die Kamera KFA 1000 liefert schwarz/weiß Bilder. Diese Aufnahmen sind für die Gefügeanalyse sehr gut geeignet, da sie eine hohe Bodenauflösung (5–10 m) besitzen. Nach der Auswertung wurden in einem 2. Arbeitsschritt die ausgewerteten Gefügespuren digitalisiert (Vektordaten) und georeferenziert. Alle Punkte erhalten beim Digitalisiervorgang eine Gauß-Krüger Koordinate, so dass ein Bezug zu einem amtlichen Kartenwerk hergestellt werden kann.

5.1.2.2 Luftbilder

Mit den Luftbildern der Gruben Prinz von Hessen, Messel und des Vorkommens Erlenwiese wurde analog zur Auswertung der KFA 1000 Aufnahmen verfahren.

5.2 Datenverarbeitung

5.2.1 Methodik

Die digitalisierten Gefügespuren benötigen für die tektonische Interpretation eine weitere Bearbeitung. In der Literatur werden dazu im Wesentlichen drei Wege beschrieben:

KRONBERG (1976, 1977) zeichnet Lineationen einzelner Winkelgruppen (z.B. rheinisch streichende Elemente) aus der Gesamtmenge heraus und betrachtet deren räumliche Verteilung. Den gleichen Weg geht EL-NASHARTY (1979).

FÜRST (1980) erarbeitet eine „Schollensynthese“, die sie auch als 2. Ableitung bezeichnen. Dabei werden Lineationen mit einer höheren tektonischen Valenz herausgearbeitet, wodurch Schollen höherer Ordnung entstehen. Als Kriterium für solche Lineationen gelten:

- a) Es treten stets Lineationen auf, an denen andere abstoßen oder die sich mit bevorzugten Lineationen vergittern.
- b) Lineationen dieser Art haben meist eine längere Erstreckung als andere.
- c) Lineationen mit einer bestimmten Streichrichtung und einer längeren Erstreckung werden von Lineationen unterschiedlicher Streichrichtung nicht durchdrungen.
- d) In Provinzen mit sedimentärem Gesteinsaufbau sind diese Lineationen meist identisch mit morphologischen Linearen, die versetzte Schollenkanten abbilden oder mit Gewässernetz- bzw. Talrandlinearen zusammenfallen.

In dieser Arbeit werden die Gefügespuren nach der Methode von REUL bearbeitet. Diese wird ergänzt durch die Bearbeitungsweise von FÜRST und zum geringeren Teil durch die von KRONBERG. Von Vorteil für die Interpretation der Daten ist die Möglichkeit der Überlagerung verschiedener Dateien (s.u.). So kann man Auswertergebnisse verschiedener Maßstäbe oder andere Daten miteinander direkt vergleichen.

In Anlehnung an REUL (1977) kann man folgende Rangliste für die Bearbeitung der kartierten Gefügespuren und der daraus abzuleitenden Strukturkarte aufstellen. Im Gegensatz zu dessen Meinung wird dem Element mit dem kleinsten Rang der Wert 1 zugewiesen:

1. Ordnung:

Gefügespur, erzeugt durch Gefügefläche oder Gefügelinear.

2. Ordnung:

Homogenbereich, bestehend aus Gefügespuren, die eine für diesen Bereich homogene Beanspruchung widerspiegeln.

3. Ordnung:

Ähnlichkeitsbereich.

5.2.2 Bearbeitung der Gefügespuren

Die Abtrennung der Homogenbereiche von Hand ist zeit- und arbeitsaufwändig und auch mit einer gewissen Subjektivität verbunden. Da die Gefügespuren digital vorlagen, konnte die Abgrenzung mit Hilfe eines Rechners erfolgen. In einem ersten Arbeitsschritt wurde den Gefügespuren entsprechend ihrer Klasse (s.u.) eine Farbe zugeordnet (Klasse 1 = Farbe 1 etc.). Dann wurde über die ausgewertete Fläche ein Netz von gleichseitigen Dreiecken gelegt. Für die Flächen dieser Dreiecke wurde das 1. Maximum, das 2. Maximum und das 3. Maximum der Richtungsverteilung der Gefügespuren berechnet.

Die Flächen wurden entsprechend der Richtung der Maxima schraffiert. Jetzt kann man interaktiv recht einfach und schnell die Homogenbereiche erstellen. Dabei wird an vorhandenen Spuren die Abgrenzung vorgenommen. Das Ergebnis ist ein Netz von Linien, die in einem weiteren Schritt zu Flächen zusammengefügt werden, den Homogenbereichen.

Im Gelände ist eine Messgenauigkeit von $\pm 5^\circ$ erreichbar. Da die Geländedaten mit den Fernerkundungsdaten vergleichbar sein sollen, wurde die Einteilung in Klassen ebenfalls in 5° -Schritten vorgenommen. Von Bedeutung sind die Grenzpunkte der Klassen, da diese die Form der resultierenden Richtungsrose beeinflussen. Mit dem Prinzip der gleitenden Klassengrenzen kann man die Abhängigkeit der Richtungsrosen von den Klassengrenzen bis zu einem gewissen Grad ausgleichen (WALLBRECHER 1986). Eine erste Auszählung wurde mit den Klassen $0-4^\circ$, $5-9^\circ$, $10-14^\circ$, ... $174-179^\circ$ durchgeführt. Die gleiche Auszählung wurde dann viermal mit um 1° (Inkrement 1°) erhöhten Grenzpunkten durchgeführt.

Nach der Auszählung der Homogenbereiche wurde die Einteilung in Ähnlichkeitsbereiche vorgenommen. Der Vergleich der Ergebnisse für diese fünf Arbeitsschritte ergab keine Unterschiede in der Verteilung der Ähnlichkeitsbereiche. Aus diesem Grund sowie der einfachen Beziehung zwischen Geländedaten und Klassenwerten wurde die Einteilung der Klassen in die Bereiche $0-4^\circ$, $5-9^\circ$ usw.) vorgenommen.

Bei der Betrachtung der Ähnlichkeitsbereiche fallen Grenzen auf, die sich über eine längere Strecke ohne Unterbrechung verfolgen lassen und mehr als zwei Bereiche voneinander trennen. Diese Grenzen werden sensu FÜRST (1980) als Grenzen höherer tektonischer Valenz verstanden.

Geht man von der Annahme von KLEMENS (1987) aus, dass mit jeder neuen Ausrichtung des Spannungsfeldes die im älteren Spannungsfeld entstandenen Schollen erneut zerblockt werden, so können die sich länger erstreckenden Grenzen als älter angesehen werden, während die von diesen ausgehenden Grenzen jünger sein müssen. Voraussetzung dafür ist, dass jüngere Beanspruchungen ältere Grenzen nicht oder nur so unwesentlich versetzt haben, dass sie als durchgehend erscheinen. Grenzen, die sich in einem Punkt kreuzen, lassen sich nicht auflösen und sind gleichwertig. Eliminiert man die Grenzen, die von anderen abgehen, von denen selbst aber keine Grenzen mehr abgehen, so kommt man irgendwann zu einem Stadium, an dem keine Änderungen mehr möglich sind. Unter Berücksichtigung der Tatsache, dass sich kreuzende Grenzen nach dieser Methode nicht einordnen lassen, kann man die Richtungsverteilung dieses Zustandes als die vor der weiteren Zerblockung existierende (prätertiären?) Richtungsverteilung betrachten.

5.2.3 Bearbeitung des Gewässernetzes

Die Gewässer und alle Trockentäler, die sich in der topografischen Karte durch V-förmige Höhenlinien darstellen, wurden von der Quelle zur Mündung digitalisiert. Diese Linien lassen

sich analog zu Gefügespuren in Richtung und Länge berechnen. Für die Interpretation ist nicht nur die Anzahl der Einzellinien pro Klasse von Bedeutung, sondern auch die Gesamtlänge pro Klasse. Im Gegensatz zu einer Gefügespur kann man einem fließenden Gewässer durch die Fließrichtung eine Rich-

tung zuordnen. Die Darstellung in einem Richtungsdiagramm erstreckt sich deshalb nicht mehr nur auf einen Winkelraum, sondern auf ein Winkelsegment (MARSAL 1979). Bei Gefügespuren sind Richtung und Gegenrichtung dagegen gleichwertig.

6. Ergebnisse

6.1 Gewässernetz

Der Sprendlinger Horst zeigt im Wesentlichen zwei Entwässerungsrichtungen: nach Westen in den Oberrheingraben und nach Osten in den Gersprenz-Graben. Die Wasserscheide zwischen beiden Richtungen endet am Hexenberg in Dietzenbach. Nördlich dieser Erhebung ist eine Trennung nach Ost und West nicht mehr möglich, da der Sprendlinger Horst jetzt nach Norden in den Main entwässert wird.

Das Entwässerungsnetz hat eine Gesamtlänge von etwa 602,4 km. Die Richtungsverteilung ergibt folgendes Bild (Abb. 3):

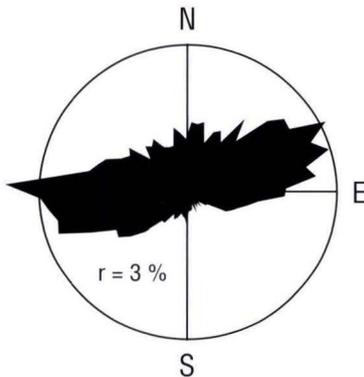


Abb. 3. Verteilung der Fließrichtungen der natürlichen Gewässer und Trockentäler im Sprendlinger Horst und angrenzende Gebiete ($r = 3 \%$, Klassen 1–72 = 0–4° ... 355–359°).

Deutlich sind ein Hauptmaximum und drei Nebenmaxima erkennbar. Das Hauptmaximum liegt in der Klasse 55 (entspricht dem Winkelsegment 270–274°) mit 3,64 % aller Segmente und 3,70 % der Gesamtlänge des Gewässernetzes. Um das Hauptmaximum ist eine deutliche Häufung der Anteile erkennbar. Insgesamt sind in den Klassen 50–59 (245–294°) 24,92 % aller Segmente und 25,47 % der Gesamtlänge enthalten.

Das 1. Nebenmaximum liegt in der Klasse 13 (60–64°) mit 2,57 % und 3,13 % der Gesamtlänge. Hier zeigt sich eine Häufung der Segmente in den Klassen 10–19 (45–94°) mit 21,66 % der Segmente und 24,77 % der Gesamtlänge.

Ein breit gestreutes Nebenmaximum liegt zwischen den Klassen 60–72 und 1–2 (295–9°) mit 20,75 % der Segmente und 18,78 % der Gesamtlänge. Dieser Bereich zeigt zwei Spitzen in den Klassen 64 und 65 (305–314°) und 1 und 2 (0–9°). Eine einzelne Spitze liegt in der Klasse 8 (35–39°) vor.

LIST (1969) teilt das Entwässerungsnetz in Segmente verschiedener Ordnung ein. Der Begriff Segment wird hier nicht als geradlinig anzunehmendes Teilstück eines Gewässers oder Tales verwendet, sondern als Element des Entwässerungssystems. Dabei werden die feinsten Verästelungen eines Systems (von der Quelle bis zum 1. Zusammenfluss) als Segmente 1. Ordnung bezeichnet, zwei zusammenfließende Segmente 1. Ordnung ergeben ein Segment 2. Ordnung usw. Dieses Prinzip wurde auch auf das Entwässerungsnetz des Sprendlinger Horstes angewendet. Allgemein und nach diesem Prinzip lassen sich folgende Aussagen zum Entwässerungssystem des Sprendlinger Horstes machen:

Das Gewässer- und Talnetz besteht aus 644 Segmenten 1. Ordnung, 114 Segmenten 2. Ordnung, 28 Segmenten 3. Ordnung, 7 Segmenten 4. Ordnung und 1 Segment 5. Ordnung (Gersprenz). Es liegt somit ein Entwässerungssystem 5. Ordnung vor, allerdings nur im Osten der Wasserscheide. Im Westen des Sprendlinger Horstes gibt es im Arbeitsgebiet nur Segmente von max. 4. Ordnung (der Rhein ist vom Untersuchungsgebiet zu weit entfernt).

Tab. 2 zeigt die statistischen Merkmale der einzelnen Ordnungen. Deutlich ist das Vorherrschen der westlichen Richtung (Klasse 55; 270–274°) in den Ordnungen 1–4. Die 5. Ordnung, die mit dem Fluss Gersprenz gleichgesetzt werden kann, zeigt dagegen einen nördlichen Verlauf mit einem Schwenk in die „variszische“ Richtung. Die Regressionsgrade der mittleren Talsegmentlängen (LIST 1969) zeigt eine lithologische oder tektonische Kontrolle des Entwässerungsnetzes auf.

Zusammenfassend kann man sagen, dass das Gewässernetz im Untersuchungsgebiet die variszischen Strukturen nachzeichnet. Es gibt eine sehr starke West- und eine deutliche Nord- bis NNE-Komponente. Die Richtung der NE–SW streichenden Messeler-Störungs-Zone (MSZ) ist ebenfalls vorhanden.

6.2 Gefügespuren und Lineationen

6.2.1 Satellitenbilder

6.2.1.1 Satellitenbilder im Maßstab 1 : 500 000 bis 1 : 6 000 000 (kleinmaßstäbliche Bilder)

Die Darstellung der Lineationen in den Satellitenbildern mit den Maßstäben 1 : 500 000 bis 1 : 6 000 000 zusammen mit den Ergebnissen anderer Autoren ergibt ein so dichtes und unübersichtliches Bild, dass die Betrachtung einzelner

Winkelgruppen sensu KRONBERG (1976, 1977) sinnvoll erscheint.
 Betrachtet man den Winkelraum von 55–74°, so zeigt sich folgendes Bild (Abb. 4):

Lineationen dieser Winkelgruppe verlaufen ± parallel zur Achse des Saar-Nahe-Beckens sowie zur Südgrenze von Hunsrück und Taunus, wo sie auch am dichtesten sind. Sie lassen

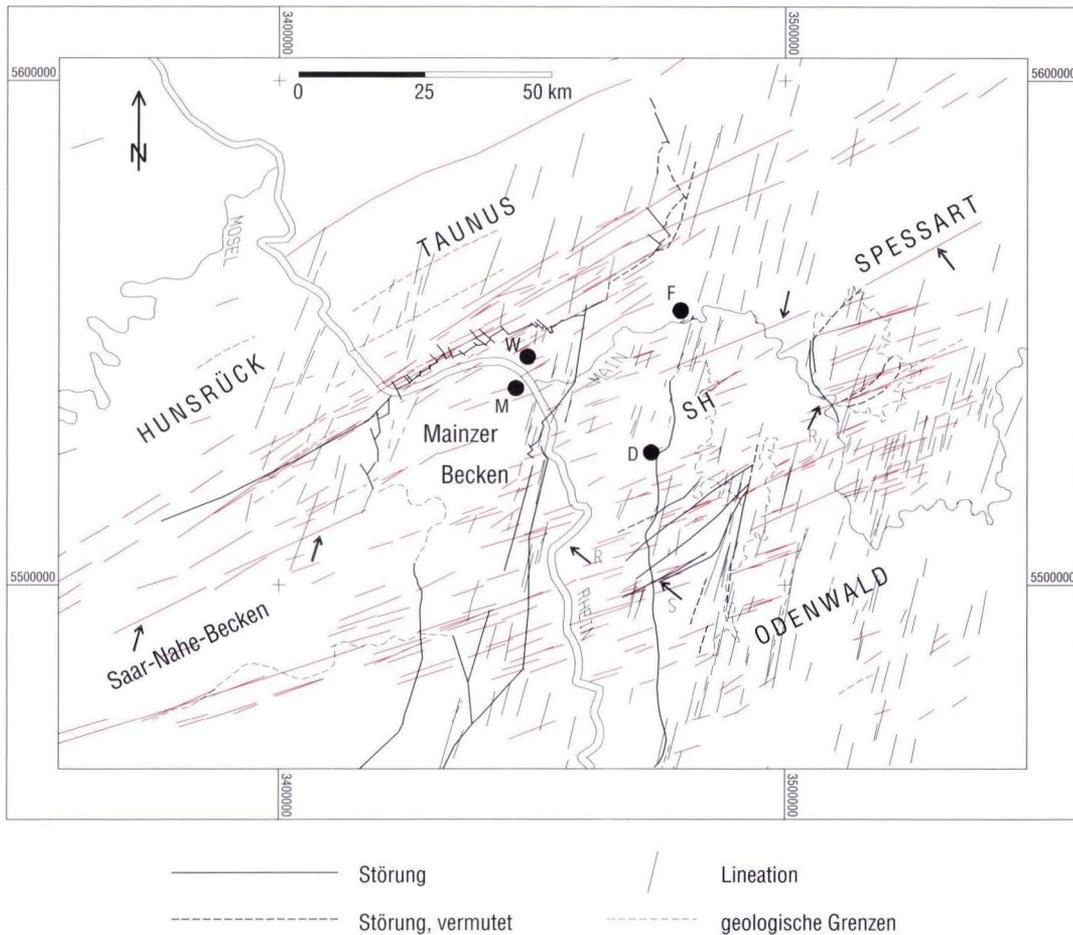


Abb. 4. Verteilung der Lineationen in den Winkelgruppen 55–74° (rot) und 10–24° (schwarz). Bedeutung der Pfeile s. Text. (F = Frankfurt/M., M = Mainz, W = Wiesbaden, D = Darmstadt, SH = Sprendlinger Horst.) Tektonik nach ANDERLE (1974) und KROHE & WILLNER (1995).

Tab. 2. Gewässernetz im Arbeitsgebiet.

N_u : Anzahl der Segmente der Ordnung u ; Länge [m]: Gesamtlänge in Metern in dieser Ordnung;
 L_u : mittlere Segmentlänge für diese Ordnung.
 Bei den Maxima sind die Klassen angegeben.

	1. Ordnung	2. Ordnung	3. Ordnung	4. Ordnung	5. Ordnung
Anzahl N_u	644	114	28	7	1
Länge [m]	313933	170160	131563	27254	30923
L_u [m]	487,47	1492,63	4698,68	3839,43	30923,0
L_u/L_1	1	30,6	9,64	7,99	63,44
1. Maximum	55	14	55	55	2; 3
2. Maximum	13	53	12	48	6; 7; 10
3. Maximum	1	5	71	1; 2	71

sich vom Saar-Nahe-Becken über Mainzer Becken und Oberrheingraben, Odenwald und Spredlinger Horst bis in den Spessart verfolgen. Die nördlichen Grenzen des Spessarts und des Spredlinger Horstes werden durch Lineationen nachgezeichnet, die sich nach SW bis in das Saar-Nahe-Becken verfolgen lassen (Abb. 4, Pfeile). Dies entspricht dem Verlauf der Grenze zwischen der „Nördlichen Phyllitzone“ im Norden und der „Mitteldeutschen Kristallinschwelle“ im Süden (ONCKEN & WEBER 1995). Die südliche Grenze des Saar-Nahe-Beckens wird durch eine Schar von Lineationen nachgezeichnet, die sich über die Südgrenze des Spredlinger Horstes nach Osten bis in den Spessart und nach Westen bis Frankreich hinein verfolgen lässt. An der Südgrenze des Spredlinger Horstes verläuft sie über eine Zone, in der sich Tertiär keilförmig zwischen Rotliegendesedimente im Norden und Kristallin im Süden schiebt. Die Flüsse Rhein und Main zeigen im Verlauf dieser Schar einen auffälligen Richtungswechsel (Abb. 4, Pfeil mit „R“). Im mittleren Odenwald wird eine „strike-slip-shear-zone“ durch eine Lineation nachgezeichnet (Abb. 4, Pfeil mit „S“).

Die Verteilung der Lineationen des Winkelraumes 10–24° (NNE–SSW, „rheinische Richtung“) (Abb. 4) zeigt, dass der Oberrheingraben selbst wenige Lineationen dieser Richtung aufweist. Am westlichen Grabenrand wird die tektonische Grenze zum Mainzer Becken deutlich abgebildet, am östlichen Grabenrand gibt es einige kleinere Lineationen im Raum Darmstadt sowie an der Westgrenze des Spredlinger Horstes. Der Bereich der Oetzbergzone und der NNE–SSW streichende Böllsteiner Odenwald werden klar durch diese Lineationen wiedergegeben. Im Osten dieser Struktur treten in den Gebieten mit Buntsandsteinbedeckung des Odenwaldes und Spessarts gehäuft Lineationen dieser Richtung auf. Diese spiegeln die NNE–SSW streichenden Strukturen dieser Region, z.B. den Michelstädter Graben, wider. NNE vom Spredlinger Horst zeichnen diese Lineationen die Strukturen der Frankfurter Schwelle (GOLWER 1968) und den Horloff-Graben nach und lassen sich bis in die Basalte des Vogelsberges verfolgen.

Die Richtung 160–174° (NNW–SSE) bildet im Osten des Grabens im Raum von Darmstadt teilweise die Grabengrenze nach (Abb. 5, Pfeile „G“).

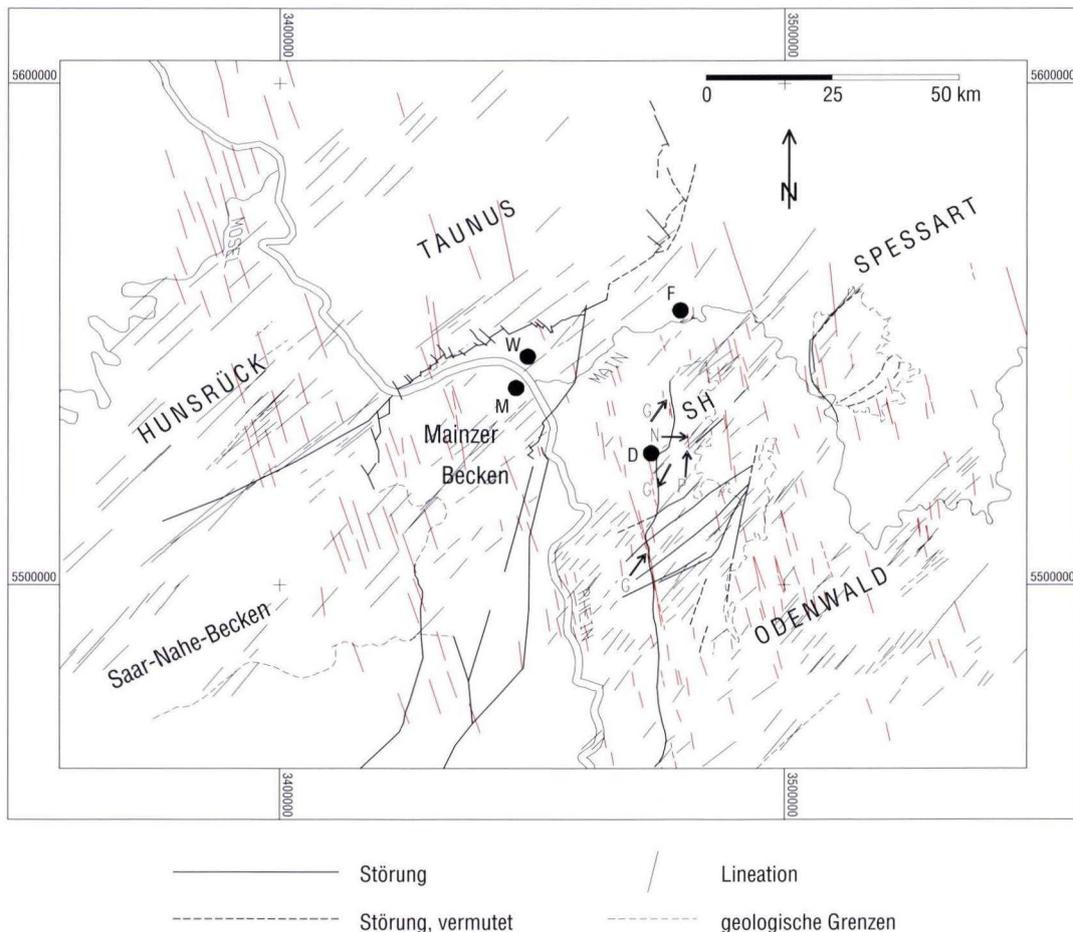


Abb. 5. Verteilung der Lineationen in den Winkelgruppen 160–174° (rot) und 35–54° (schwarz). Bedeutung der Pfeile s. Text.

NÖRING (1951) vermutete eine Verlängerung nach NNW der Grabenrandstörung des Oberrheingrabens in den Graben hinein. Tatsächlich findet man an den Stellen, an denen die Randstörung ihre Richtung nach NNE–NE ändert, NNW–SSE streichende Lineationen, die in den Graben hinein verlaufen.

Im Sprendlinger Horst gibt es eine Lineation, die die Grube Prinz von Hessen kreuzt (Abb. 5, Pfeil „N“). Zwischen Saar-Nahe-Becken und Mainzer Becken verläuft eine größere Schar Lineationen dieser Richtung, die bis zur Mosel verfolgt werden kann. Die Grenze zwischen Saar-Nahe-Becken und Mainzer Becken wird z.T. nachgezeichnet. An der westlichen Spessartgrenze gibt es in direkter Nähe parallel zu dieser Grenze verlaufende Lineationen.

Der Winkelraum von 35–54° (Abb. 5) beinhaltet die Messeler-Störungs-Zone mit einer Streichrichtung von ca. 45–50°. Die Linie, auf der die Gruben Prinz von Hessen, Messel und das Vorkommen Erlenwiese liegen, streicht ± 45°, die Nordflanke des Schwerehochs SE von Darmstadt streicht mit ca. 50°. Der Pfeil (Abb. 5, Pfeil „P“) zeigt auf zwei Lineationen,

die mit 40° streichen und die Gruben Prinz von Hessen und Messel kreuzen. Im NW des Sprendlinger Horstes lassen sich Lineationen dieser Richtung bis zum Spessart verfolgen, die Michelbach-Störung zwischen Alzenau- und Geiselbach-Formation wird durch zwei dieser Lineationen (39° bzw. 46°) abgebildet.

Auch im Norden des Sprendlinger Horstes zeigen sich Lineationen dieser Richtung, die sich nach NE über den Main in die Wetterau verfolgen lassen. Im SW von Darmstadt, im Süden des auffälligen Rheinknicks, sind Lineationen dieser Richtung ebenfalls vermehrt zu erkennen. Man kann von einer Zone sprechen, die vom Rhein über den Sprendlinger Horst bis zum Spessart zu verfolgen ist und deren Spuren auch im südlichen Bergsträßer Odenwald sowie im Böllsteiner Odenwald zu finden sind. Im Bereich der Mosel werden die vorwiegend NE streichenden Strukturen der Moselmulde durch die Lineationen dieser Winkelgruppe deutlich wiedergegeben.

Die Winkelgruppe 125–144° (NW–SE) enthält nach GREINER (1974) die rezente Richtung der Horizontalkomponente der

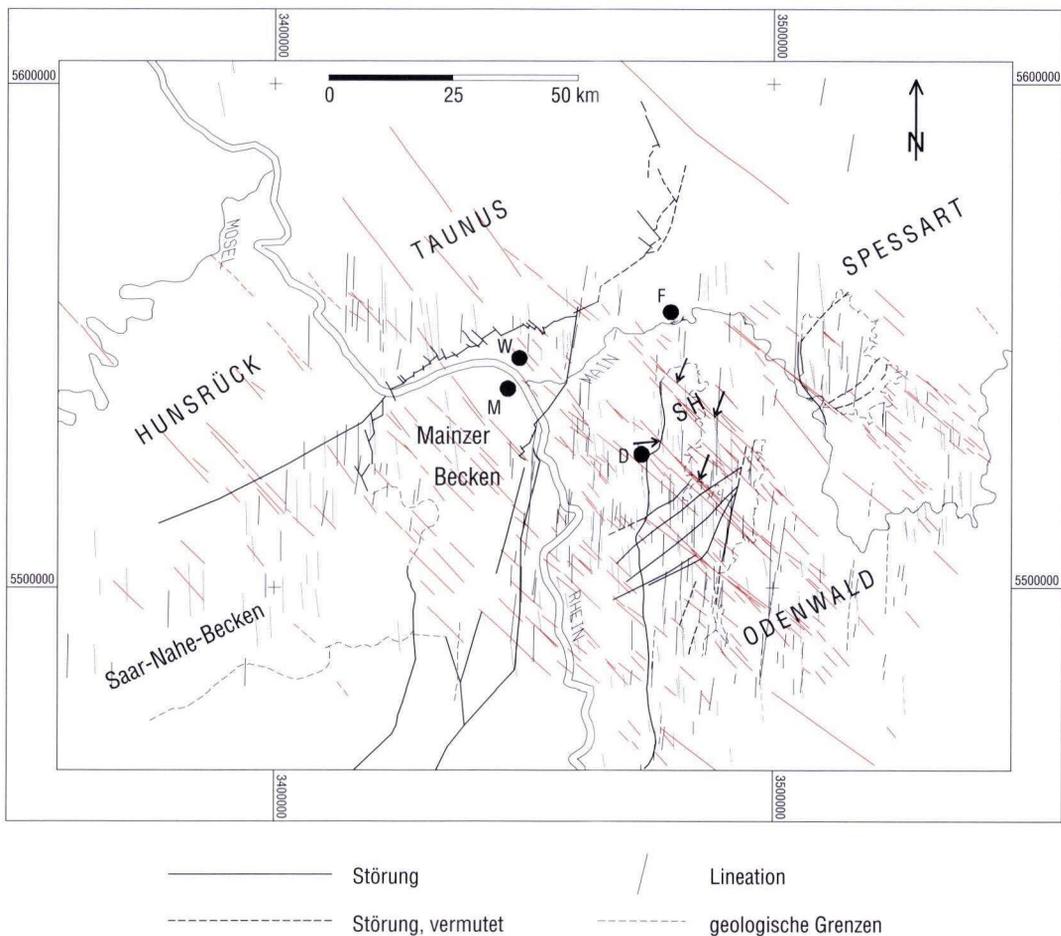


Abb. 6. Verteilung der Lineationen in den Winkelgruppen 125–144° (rot) und 175–9° (schwarz). Bedeutung der Pfeile s. Text.

maximalen Kompression. Abb. 6 zeigt, dass diese Richtung vor allem in den Bereichen mit tertiären Sedimenten sowie im Buntsandstein des Odenwaldes und Spessarts ausgebildet sind. Die Pfeile in Abb. 6 weisen auf zwei Lineationen im Sprendlinger Horst hin. Die nördliche verläuft über die Eozänvorkommen von der Erlenwiese und von Offenthal. Die südliche (133–136°) läuft auf der Grenze zwischen Gersprenz-Graben und Odenwald. Im weiteren Verlauf nach NW trennt sie das zusammenhängende Gebiet mit Sedimenten des Rotliegenden im Sprendlinger Horst gegen das Kristallin des Odenwaldes ab. Südlich dieser Linie gibt es Rotliegendes nur noch in wenigen kleineren Vorkommen. Der Sprendlinger Horst scheint an dieser Linie um ca. 600 m nach NW versetzt zu sein.

Im SW des kristallinen Spessarts verläuft eine Gruppe von Lineationen, die bis auf die Höhe von Frankfurt/M. zu verfolgen ist. An dieser Gruppe von Lineationen enden einige metamorphe Serien des kristallinen Spessarts.

Die Verteilung Nord–Süd streichender Lineationen ist ebenfalls in Abb. 6 dargestellt. Das Mainzer Becken enthält nur wenige Lineationen dieser Richtung. Im Norden dieser Einheit, im Taunus, und im Westen, im Saar-Nahe-Becken, ist sie wieder öfter präsent. Häufig ist diese Richtung im Oberrheingraben, im Odenwald, im Osten des Odenwaldes und im Sprendlinger Horst zu erkennen. Analog zu den NNE–SSW streichenden Lineationen werden im Osten des Böllsteiner Odenwaldes die NNE–SSW bis Nord–Süd streichenden Strukturen wiedergegeben. Auch der West-Rand des Oberrheingrabens wird durch diese Lineationen zum Teil abgebildet.

6.2.1.2 Auswertung der Satellitenbilder im Maßstab 1 : 50 000

Ausgewertet wurden 19 320 Gefügespuren auf einer Fläche von ca. 491 km². Betrachtet werden die gleichen Winkelgruppen wie bei den kleinmaßstäblichen Bildern. Abb. 7 zeigt, dass die Winkelgruppe 55–74° besonders im Bereich des Höhenzuges Mainzer Berg (Abb. 11, Rosen 7a, 7b, 12, 13, 14) verbreitet ist. Die Gefügespuren in der Winkelgruppe 10–24° („rheinisch“) zeigen dagegen eine recht gleichmäßige Verteilung (Abb. 7). Im Westen der Grube Prinz von Hessen und im NNE der Grube Messel in NNE Richtung zeigt sich allerdings ein Streifen, der nur wenige Gefügespuren dieser Winkelgruppe enthält. Diese Streifen zeigen die größte Verbreitung der Melaphyre des Sprendlinger Horstes. Allgemein kann man sagen, dass die Melaphyre – bis auf wenige Ausnahmen im Westen der Grube Prinz von Hessen – keine rheinisch streichenden Gefügespuren zeigen.

Die NNW–SSE Richtung, 160–174°, ist vor allem im Süden der so genannten Messeler-Störungs-Zone zu beobachten (Abb. 8). Die Lineation über die Grube Prinz von Hessen (Abb. 5, Pfeil mit „N“) ist durch eine Ansammlung von Gefügespuren in diesem Bereich zu erklären.

Gefügespuren in der Richtung der Messeler-Störungs-Zone (35–54°, Abb. 8) sind auf dieser Störungszone zwar vorhanden, im NW davon allerdings häufiger und dichter. Die Lineationen über die Vorkommen Prinz von Hessen und Messel (Abb. 5, Pfeil „P“) mit einer Richtung von 40° kann mit den vorhandenen Gefügespuren erklärt werden. Zwischen den Gruben Prinz von Hessen und Messel gibt es eine größere Menge von Gefügespuren der Richtung 30–34° (Abb. 9). Gefügespuren dieser Richtung im NW der Gruben zeigen sich in den kleinmaßstäblichen Satellitenbildern als Lineation, die sich bis in den Bereich des Vorkommens Offenthal verfolgen lässt (Abb. 9, Pfeil).

Legt man die Lineationen und die Gefügespuren der Winkelgruppe 125–144° (Abb. 6, Abb. 9) übereinander, so zeigt sich, dass die Lineationen die Gefügespuren nachzeichnen. Auffallend ist die hohe Dichte der Gefügespuren dieser Richtung im NW der beiden Gruben Prinz von Hessen und Messel im Oberrheingraben.

Gefügespuren der Winkelgruppe 175–9° (Abb. 9) sind fast ausschließlich auf den Sprendlinger Horst und den nördlichen Odenwald beschränkt. Nördlich der Verbindungslinie der beiden Vorkommen Offenthal und Erlenwiese, die auch als Lineation erkennbar ist (Abb. 6, nördliche Lineation mit Pfeilen), werden die Spuren dieser Richtung allerdings deutlich weniger (Abb. 11, Rosen 25–30). Diese Rosen zeigen mit Ausnahme der Rose 26 einen deutlich geringeren Anteil an Spuren mit einer nördlichen Richtung wie der übrige Sprendlinger Horst.

Wie oben dargelegt (Kap. 5.2.2) lassen sich die Linien (Grenzen), die in einem 1. Arbeitsschritt für die weitere Generierung der Homogenbereiche erzeugt wurden, in Anlehnung an FÜRST (1980) sowie unter Zuhilfenahme der These von KLEMENS (1987) weiterbearbeiten. Das Ergebnis kann man als Urmuster der Zerblockung ansehen. Legt man dieses Urmuster über die erstellten Ähnlichkeitsbereiche, so zeigt sich, dass sich dieses Urmuster in den Grenzen der Ähnlichkeitsbereiche weiter fortführen lässt (Abb. 10). Folgende Aussagen lassen sich dazu machen:

Der Sprendlinger Horst ist zwischen der „Messeler-Störungs-Zone“ und einer Linie Erlenwiese–Offenthal, wie sich auch in der Verteilung der Gefügespuren bereits erkennen lässt, geprägt von einer deutlichen Dominanz Nord–Süd und NNE–SSW gerichteter Elemente. Die westliche Grenze der Grube Messel wird von einer NNW–SSE bis NNE–SSW streichenden Struktur gebildet, die sich von den Graniten des Mainzer Berges bis zu der o.g. Linie Erlenwiese–Offenthal verfolgen lässt. Diese Linie bildet sich zum einen als Lineation ab (Abb. 6), zum anderen wird sie durch Grenzen der Ähnlichkeitsbereiche nachgezeichnet. Parallelen zu dieser Linie sind im ganzen Arbeitsgebiet vorhanden.

Eine 2. Zone, die allerdings mehr NNE–SSW orientiert ist, befindet sich im Osten der Grube Messel. Diese nimmt ihren Anfang etwa im Bereich des Roßberg-Basaltes und lässt sich über die Eozänvorkommen Sellborn-Schneise und Erlenwiese

bis zum nördlichen Rand der Auswertegrenze für die Gefüge-
spuren verfolgen. Die Auswertung der anderen Satellitenbil-
der zeigt, dass diese Zone über den Sprendlinger Horst hin-
ausgeht (Abb. 4). Das Vorkommen Erlenwiese liegt im Kreuz-
ungsbereich dieser Zone mit der NW-SE gerichteten Linie

Erlenwiese-Offenthal und Elementen, die der Richtung einer
„Messeler-Störungs-Zone“ entsprechen.

Das Vorkommen Offenthal liegt ebenfalls im Kreuzungs-
bereich einer Nord-Süd gerichteten Zone westlich der Grube
Messel mit der o.g. Linie Erlenwiese-Offenthal.

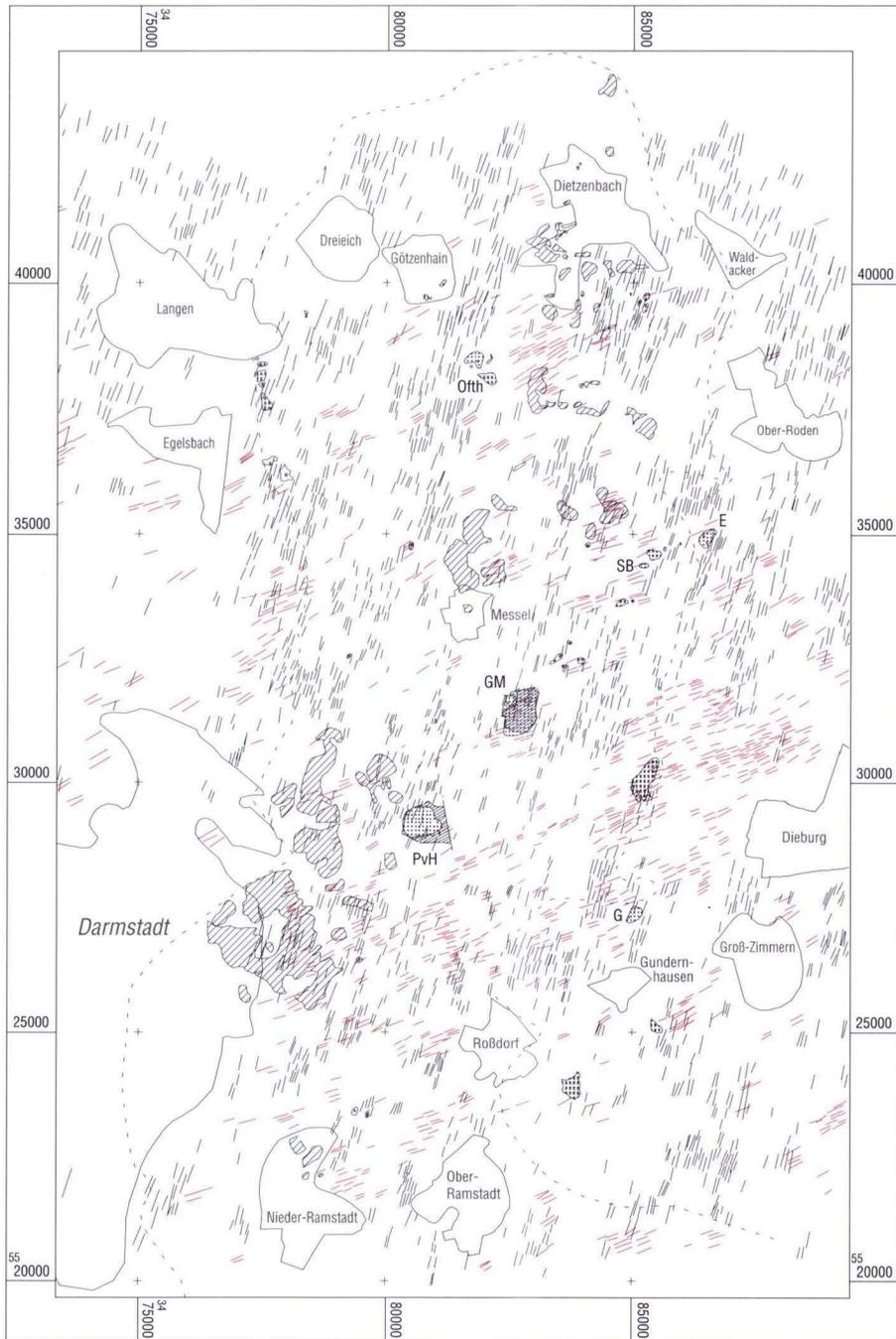


Abb. 7. Verteilung der Gefügespuren in den Winkelräumen 55–74° (rot) und 10–24° (schwarz) zusammen mit den Vulkaniten. Gestrichelt = geo-
logische Grenze des Sprendlinger Horstes. Legende s. Karte 1. M = 1 : 150 000.

Die Verhältnisse im Bereich des Vorkommens Prinz von Hessen sind anders. Die nördliche und südliche Grenze dieses Vorkommens wird von zwei \pm NW–SE streichenden Zonen gebildet, deren südliche im Bereich des Höhenzuges Mainzer Berg in eine 60° Richtung umschwenkt. Im Süden der Grube Prinz von Hessen sind die Grenzen der Ähnlichkeitsbereiche

mehr nach NNW gerichtet, im Norden dagegen mehr Nord–Süd bis NNE–SSW.

Die Richtung der „Messeler-Störungs-Zone“ ist erkennbar, allerdings weniger deutlich, wie von einer Störungszone der angenommenen Größe erwartet würde.

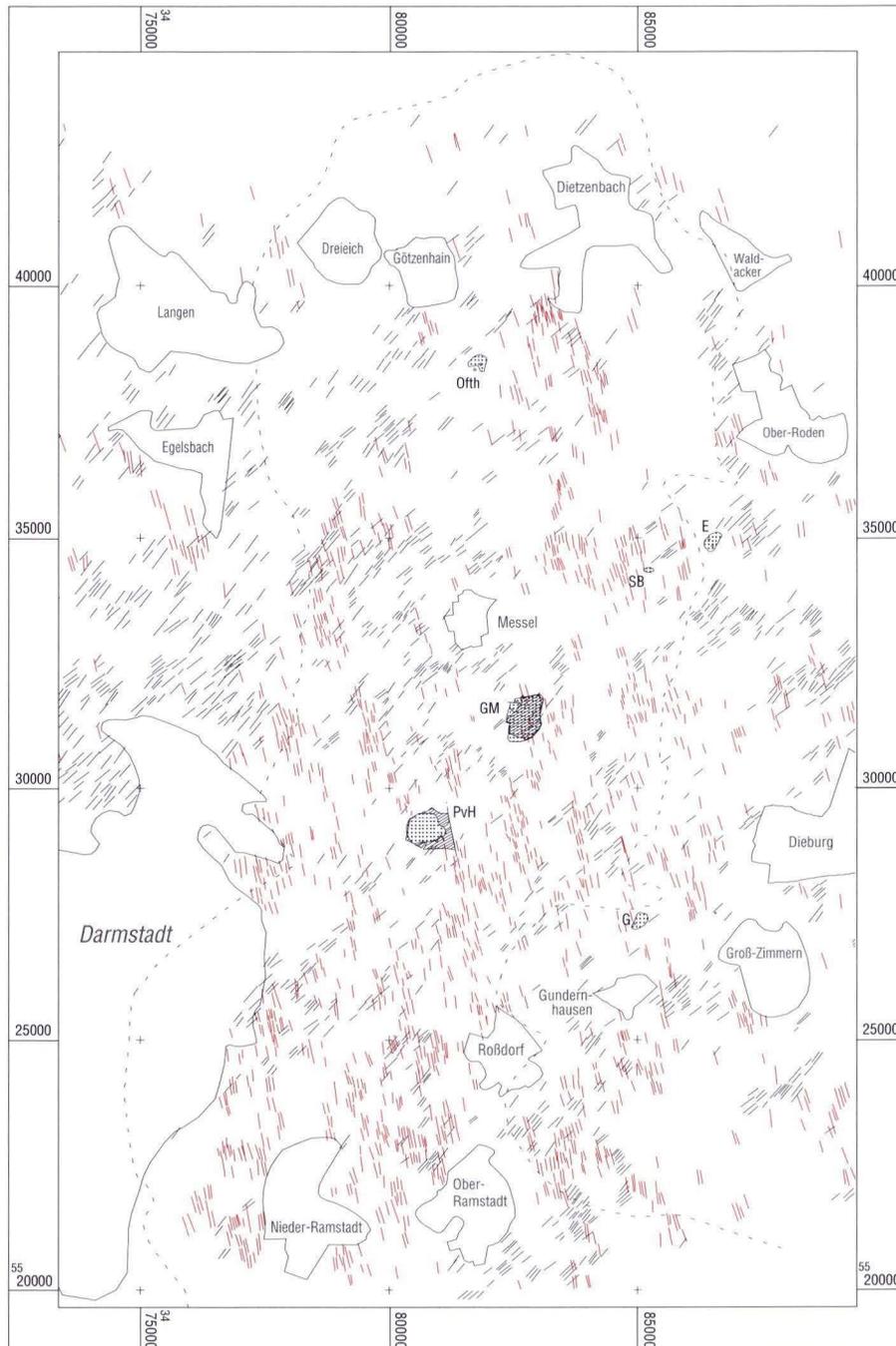


Abb. 8. Verteilung der Gefügespuren in den Winkelräumen $160\text{--}174^\circ$ (rot) und $35\text{--}54^\circ$ (schwarz). Gestrichelt = geologische Grenze des Sprendlinger Horstes. M = 1 : 150 000.

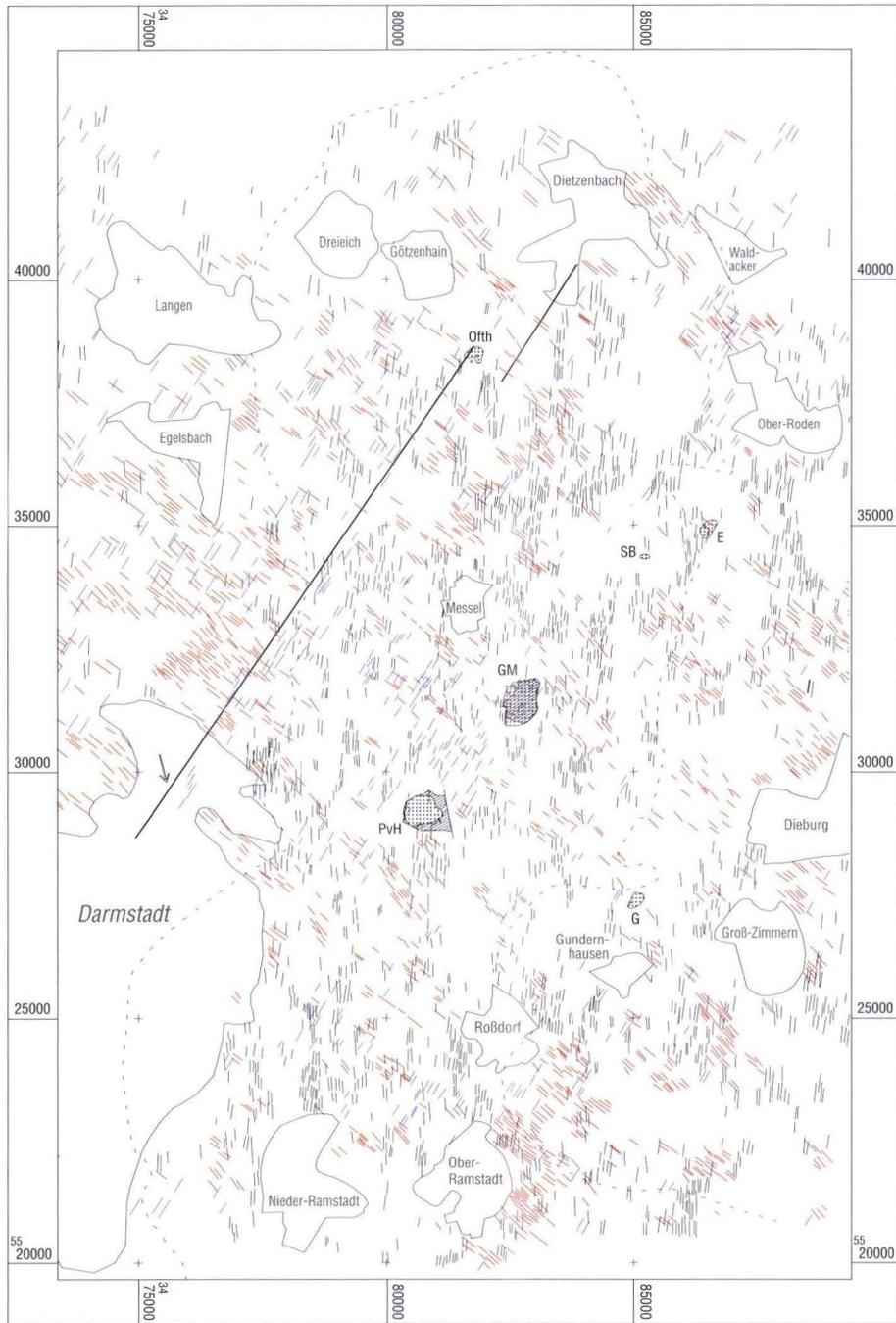


Abb. 9. Verteilung der Gefügespuren in den Winkelräumen 30–34° (blau), 125–144° (rot) und 175–9° (schwarz). Bedeutung des Pfeils s. Text. Gestrichelt = geologische Grenze des Spremlinger Horstes. M = 1 : 150 000.

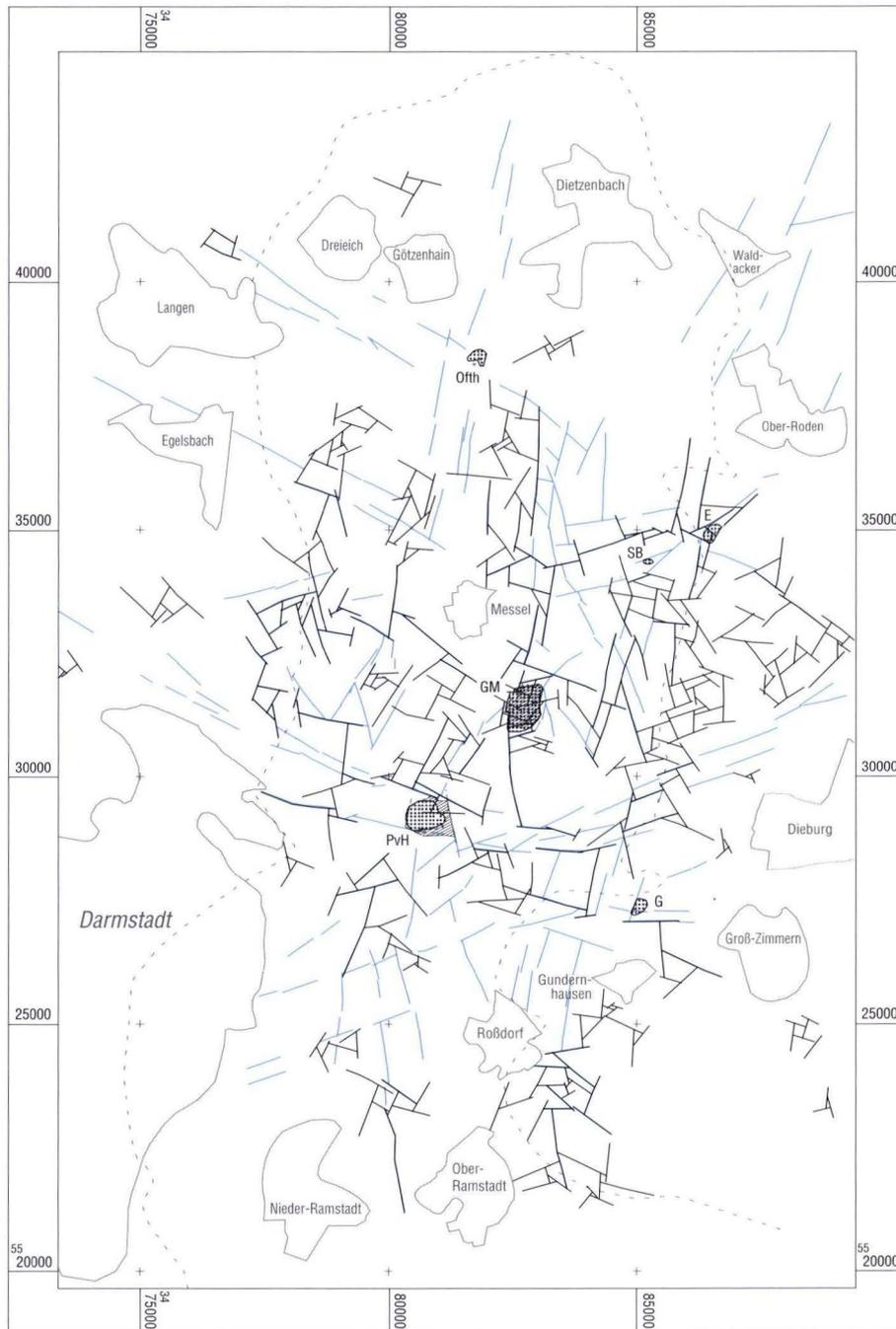


Abb. 10. Urmuster der Zerblockung (schwarz) und Fortführung dieses Urmusters (blau) innerhalb der Ähnlichkeitsbereiche. M = 1 : 150 000.

6.2.1.3 Kombination der Satellitenbildauswertungen

Um die Frage zu klären, ob es Unterschiede in der Richtungsverteilung der Gefügespuren innerhalb der verschiedenen geologischen Struktureinheiten gibt, wurden mit Hilfe von Lineationen der Bildmaßstäbe 1 : 500 000 bis 1 : 6 000 000, den geologischen Grenzen des Spremlinger Horstes und der Auswertegrenze aus dem Satellitenbildmaßstab 1 : 50 000 verschiedene Flächen gebildet und die enthaltenen Gefügespuren

in Rosendiagrammen dargestellt (Abb. 11 u. 12). In einem ersten Schritt wurden der Spremlinger Horst (Flächen 3 und 4), der nördliche Odenwald (Fläche 2), der Oberrheingraben (Fläche 1), der Gersprenz-Graben (Fläche 33) und der keilförmige Einschnitt zwischen Odenwald und Spremlinger Horst als Flächen untersucht (Flächen 8–11). Der Spremlinger Horst wird durch die Lineation geteilt, an der die Eozänvorkommen von Offenthal und Erlenwiese liegen. Das Ergebnis dieser Untersuchung zeigt einen klaren Unterschied zwischen Oberrheingraben und den östlich liegenden Gebieten:

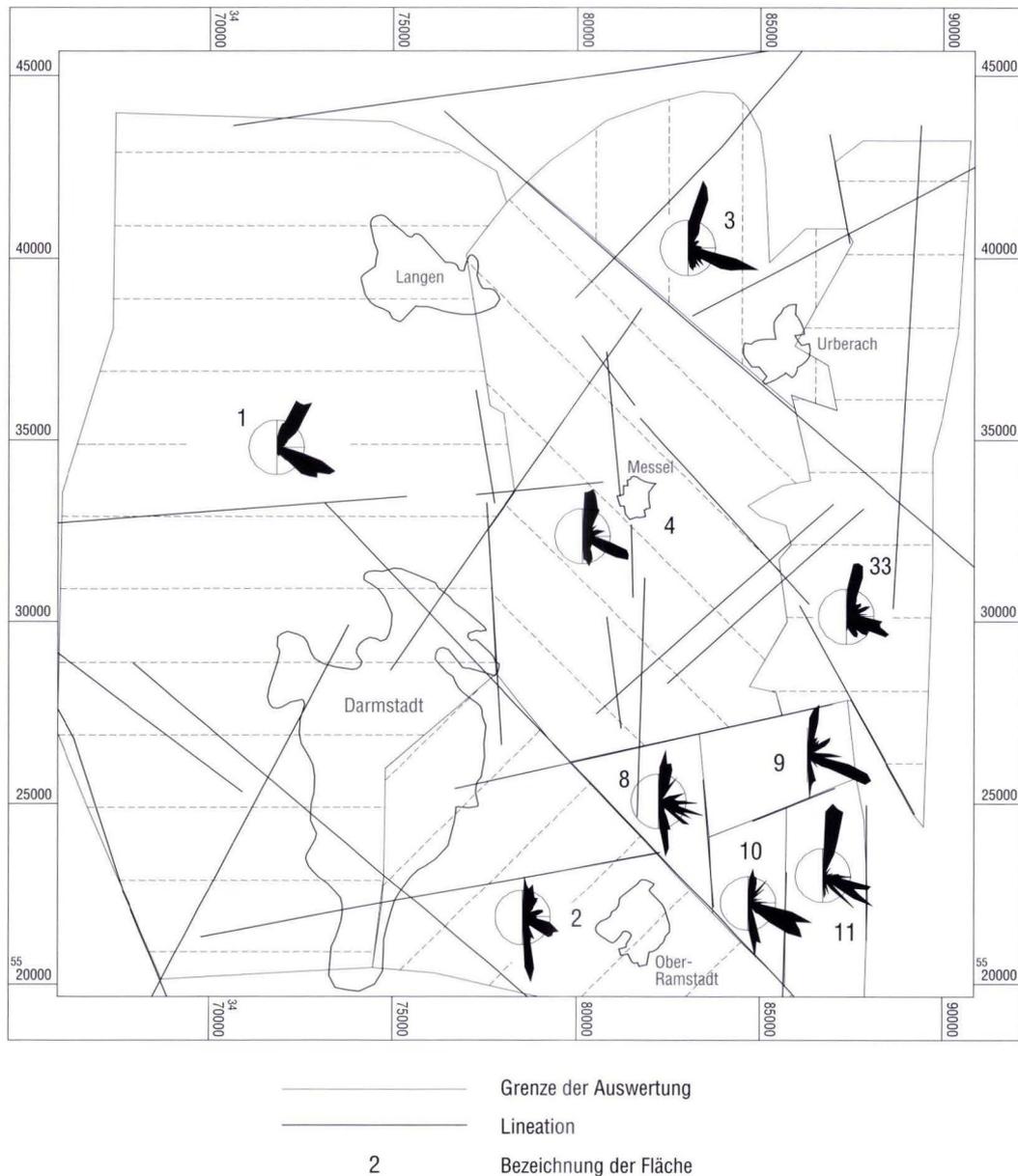


Abb. 11. Richtungsverteilung in den großen geologischen Einheiten Oberrheingraben (Fläche 1), Odenwald (Fläche 2), Spremlinger Horst (Flächen 3, 4) und Gersprenz-Graben (Flächen 8–11, 33). $r = 3\%$. $M = 1 : 200\ 000$.

Während die Rose aus den Gefügespuren im Oberrheingraben zwei klare Maxima zeigt, sind die Maxima in den Rosen des Spremlinger Horstes, des Odenwaldes und des Gersprenz-Grabens stärker verteilt:

Die Richtungsverteilung aller Gefügespuren in den känozoischen Sedimenten des Oberrheingrabens zeigt zwei Maxima: Das 1. Maximum liegt bei 110–119° (ESE–SNW „herzynisch“), das 2. liegt ± senkrecht zum 1. im Bereich von 20–39° (Abb. 11, Rose 1). Im Spremlinger Horst, im nördlichen Odenwald und in den Randbereichen des Gersprenz-Grabens

nehmen NNE–SSW und NNW–SSE gerichtete Gefügespuren an Bedeutung zu. Im Oberrheingraben sind zwar „rheinische“ Elemente vorhanden, stärker ist aber eine Richtung um 30–40°, die von Nord nach Süd noch weiter im Uhrzeigersinn rotiert (Abb. 12, 52° in Fläche 22).

Allen Rosen ist eine ESE–WNW gerichtete Komponente gemeinsam, die meist deutlich ausgeprägt ist, die aber um bis zu 10° variieren kann.

Diese Untersuchung zeigt, dass die Lineationen in den kleinmaßstäblichen Bildern als Grenzen tektonischer Einheiten

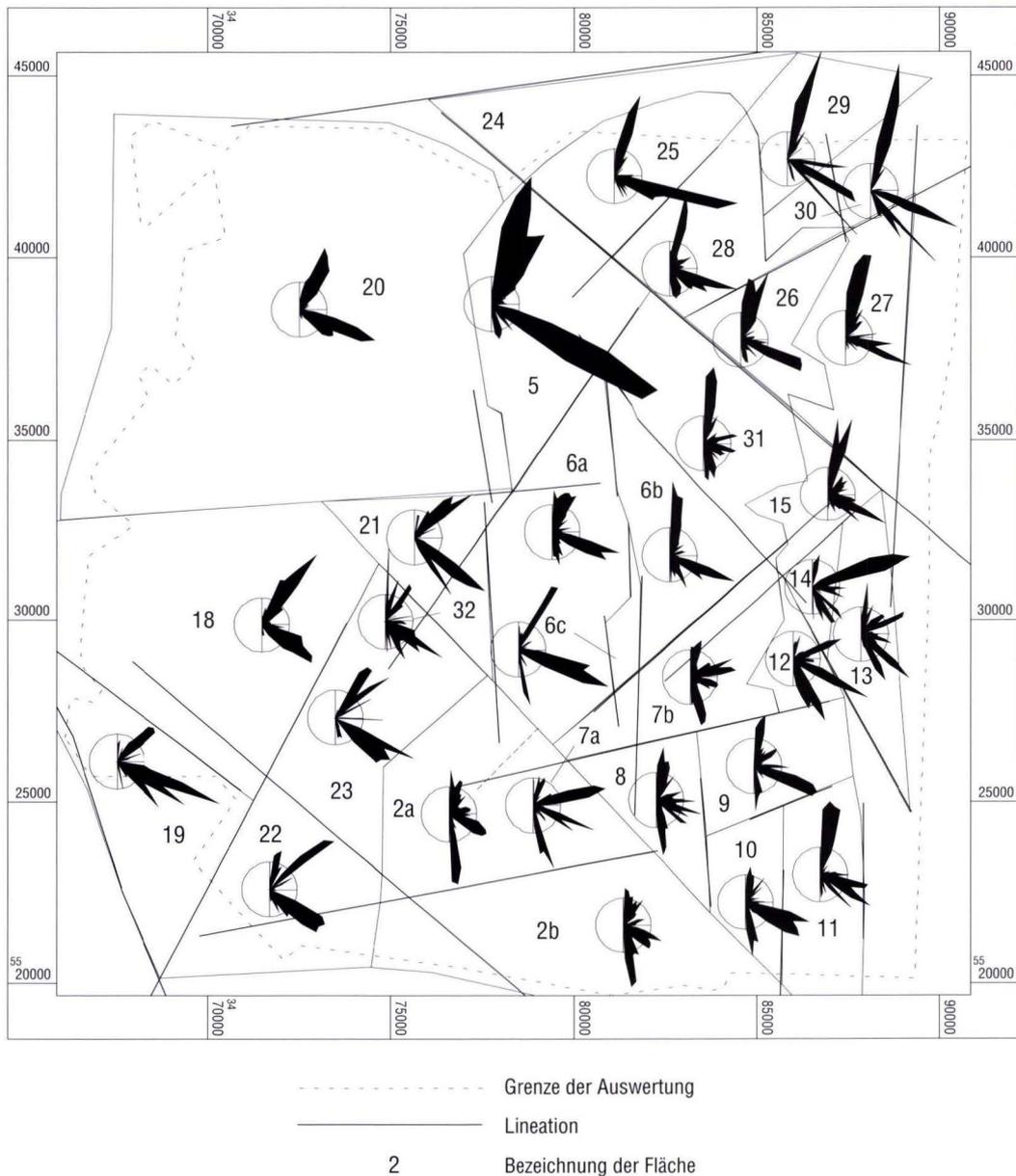


Abb. 12. Gliederung der größeren geologischen Einheiten in weitere Flächen durch die Lineationen der Satellitenbilder des Masstabes 1 : 500 000 bis 1 : 6 000 000. r = 3 %. M = 1 : 200 000.

verstanden werden können. Gliedert man diese Flächen weiter, so zeigt sich ein noch differenzierteres Bild:

Das breite, NNE–SSW bis NE–SW (5–49°) ausgerichtete Maximum im nördlichen Rheingraben (Fläche 20) rotiert nach Süden um ca. 10° im Uhrzeigersinn (Fläche 19). In den Flächen 19, 21, 22 und 32 ist ein eigenständiges NNE–SSW gerichtetes Maximum erkennbar.

Zwischen den Eozänvorkommen Prinz von Hessen, Messel und Groß-Zimmern bzw. im Süden des Höhenzuges „Mainzer Berg“ (Fläche 7a, 7b) und im NE von diesen Flächen (Flächen 12–14) kommt eine Richtung hinzu, deren Spitzen zwischen 62° und 82° liegen. Diese Richtung ist sonst nur noch in den Flächen 31 und 28 in kleinen Maxima erkennbar, ansonsten kann sie vernachlässigt werden.

NE der Verbindungslinie Offenthal/Erlenwiese (Flächen 25, 26 und 28 und in den im Gersprenz-Graben liegenden Flächen 27, 29 und 30) verschieben sich die Spitzen der NNE–SSW gerichteten Maxima im Vergleich mit den anderen Flächen des Sprendlinger Horstes etwa um 10° im Uhrzeigersinn. Gefügespuren, die die mit ca. 40–50° streichende Messeler-Störungs-Zone repräsentieren können, sind zwar vorhanden, bilden aber keine eigenständigen Maxima. Nur die Fläche 15 zeigt ein kleines Maximum zwischen 37° und 52° an.

6.2.1.4 Grenzen des Sprendlinger Horstes im Satellitenbild

Die bisher dargestellten tektonischen Grenzen des Sprendlinger Horstes sind stark schematisiert (KLEMM 1901, 1910; ANDERLE 1974; HARMS & SCHAAL 1996). Im Westen wird die Grenze durch die Generalisierung der Rotliegendverbreitung dargestellt, im Osten werden durch rheinisch streichende Störungen, die durch variszische und herzynisch streichende Störungen versetzt sind, die östlichsten Rotliegendsedimente und das Eozänvorkommen von der Erlenwiese gegen die Hanauer-Seligenstädter-Senke abgegrenzt. Nach MURPHY (1987) ist ein Abschiebungsbetrag von ca. 950 m im Westen durch gravimetrische Methoden nachzuweisen, im Osten sei eine Abschiebung zur Erklärung der gravimetrischen Daten nicht zwingend erforderlich.

In den Satellitenbildern ist die vollständige Abgrenzung des Sprendlinger Horstes im Sinne der o.g. Grenzen durch Lineationen und Gefügespuren nicht möglich. Es gibt an den geologischen Grenzen des Sprendlinger Horstes keine grundlegende Änderung in der Richtungsverteilung, vielmehr durchdringen die Gefügespuren diese Grenzen. Allerdings sind NNW streichende Lineationen (Abb. 5, Pfeile „G“) im NE von Darmstadt auch durch Gefügespuren im Maßstab 1 : 50 000 belegt. Eine tektonische Grenze, die wiederholt die Richtung ändert, ist wahrscheinlich nicht mit einer einzigen Störung erklärbar, sondern setzt sich aus mehreren Teilstörungen zusammen. Die Richtung der dargestellten Störung entspräche demnach den Resultierenden aus den Teilstörungen. Somit

kann man eine Grenzziehung zwischen den Sedimenten des Rotliegenden und des Oberrheingrabens vornehmen (Abb. 13). Im Norden des Arbeitsgebietes ist weder durch Gefügespuren noch durch eine direkt kartierbare Linie eine Grenze erkennbar. Gefügespuren in einer NNW Richtung, die man aufgrund der Verbreitung der Rotliegendsedimente erwarten könnte, fehlen. Im Bereich von Langen und von da weiter nach Norden ist durch eine dichtere Bebauung und dem damit möglicherweise einhergehenden Datenverlust durch die Eliminierung anthropogen verursachter „Spuren“ ebenfalls keine Grenze erkennbar.

Eine östliche Begrenzung des Sprendlinger Horstes, wie sie von ANDERLE (1974) vorgenommen und in ähnlicher Form von HARMS & SCHAAL (1996) wiedergegeben wurde, ist durch die vorliegenden Daten nicht erkennbar. Die Auswertung der Satellitenbilder in den Maßstäben 1 : 500 000 bis 1 : 6 000 000 (Abb. 4) zeigt, dass im Süden des „Mainzer Berges“ Lineationen der Winkelgruppe 55–74° verlaufen. Diese sind auch im Maßstab 1 : 50 000 zu finden. Die östliche tektonische Grenze des Sprendlinger Horstes beginnt im Norden mit einer „eggisch“ streichenden Richtung (ca. 165°). Diese Richtung ist im Maßstab 1 : 50 000 in diesem Bereich nur vereinzelt zu finden. Die großen Lineationen dieser Richtung (Abb. 5) im Gersprenz-Graben sind am Rande des Untersuchungsgebietes. Die Richtung von ca. 5°, mit der nach den o.g. Autoren weiter südlich die Grenze des Sprendlinger Horstes verläuft, lässt sich in den Daten wieder finden.

Der Absenkungsbetrag an der östlichen Begrenzung des Sprendlinger Horstes beträgt nach MEIER (1989) mindestens 100 m. Nach diesem Autor handelt es sich um eine 35 km lange, vom Nordende des Sprendlinger Horstes ausgehende und mit einer Richtung zwischen 5° und 155° streichende Abschiebung, die mehrfach an 1–5 km langen Segmenten in die südöstliche Richtung abbiegt und bei Brensbach auf die Otzberg-Störung trifft.

Ausgehend von der gleichen Annahme wie im Westen des Sprendlinger Horstes, dass die Grenze der oberflächennahen Rotliegendverbreitung annähernd die tektonische Grenze dieses Horstes bildet, lässt sich die östliche Grenze des Sprendlinger Horstes aus den vorliegenden Gefügedaten ableiten (Abb. 13).

Diese Grenzen sind modellhaft zu verstehen, da innerhalb der mit der Linearanalyse ermittelten Bruchzonen keinerlei Rangabstufungen bestehen. Als wichtigstes Kriterium für diese Grenzen kann man die Verbreitung der Rotliegendgesteine sehen. Auch Hinweise anderer Autoren (z.B. ANDERLE 1974; MARELL 1989; MEIER 1989; RAHNAMA-RAD 1989; BACKHAUS & RAHNAMA-RAD 1989; HARMS & SCHAAL 1996) können als Anhaltspunkte dienen.

Zusätzlich zu den Grenzen lässt sich eine interne Gliederung des Sprendlinger Horstes in mehrere Bruchschollen (RAHNAMA-RAD 1989; BACKHAUS & RAHNAMA-RAD 1991) ableiten (Abb. 13 A–E). Diese Bruchschollen zeigen Unterschiede in der Richtungsverteilung der Gefügespuren, ihre Grenzen

sind durch Lineationen in den Satellitenbildern der Maßstäbe 1 : 500 000 bis 1 : 6 000 000 nachgezeichnet:

Bereich „A“ (nördlicher Sprendlinger Horst): Rotation der NNE–SSW Richtung um ca. 10° im Uhrzeigersinn gegenüber Bereich „B“.

Bereich „B“ (mittlerer Sprendlinger Horst): große Anteile Nord–Süd gerichteter Gefügespuren.

Bereich „C“ (Höhenzug „Mainzer Berg“ und Gebiete östlich davon): Zunahme NNW–SSE gerichteter Gefügespuren.

Bereich „D“ („Tertiärkeil“ und Gebiet südlich Höhenzug „Mainzer Berg“ [D1]): Größte Verbreitung um ca. 60° streichender Gefügespuren.

Bereich „E“ (nördlicher Bergsträßer Odenwald): Abtrennung aufgrund des petrologischen Aufbaus des Gebietes.

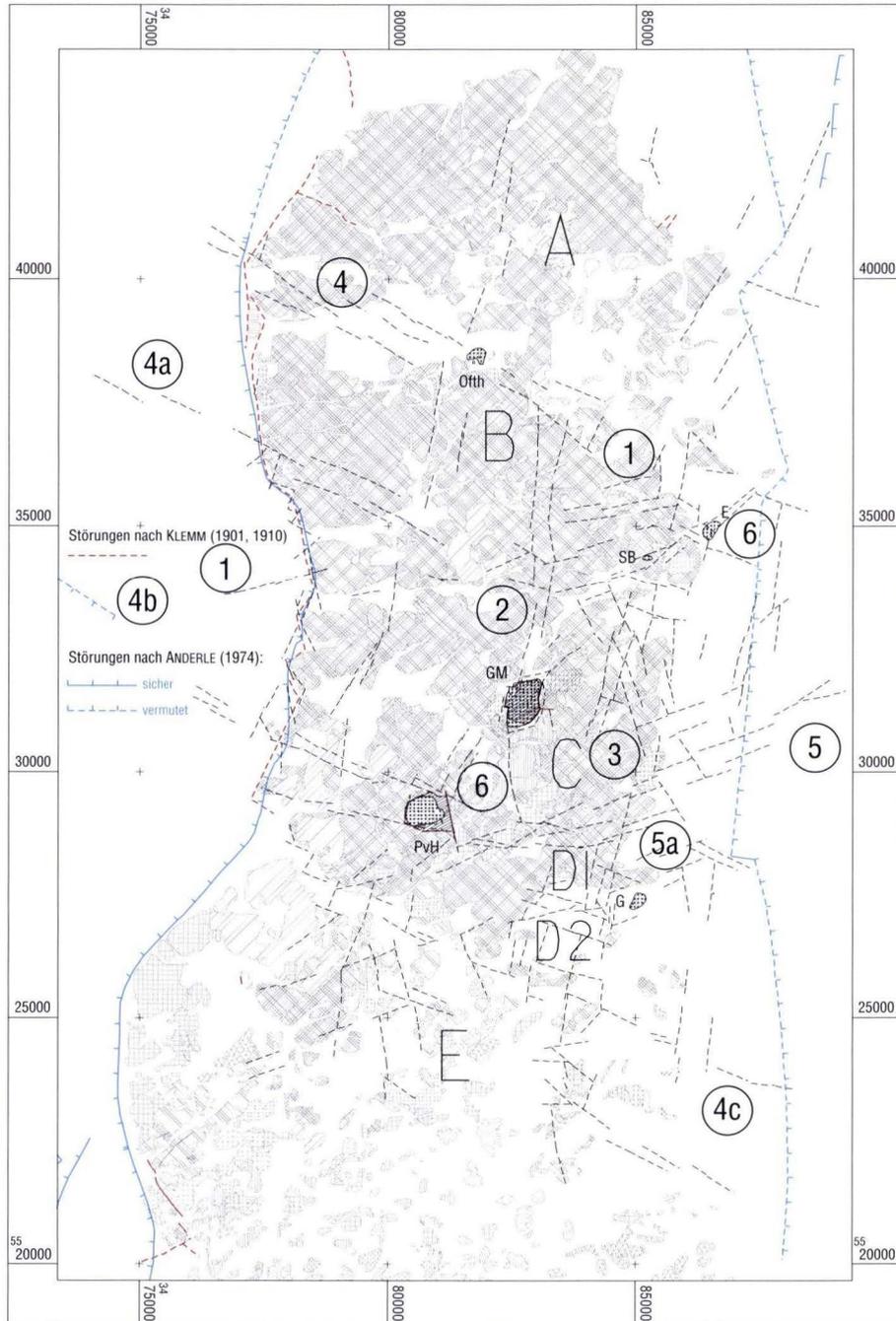


Abb. 13. Eigene Vorstellungen der Grenzen des Sprendlinger Horstes zusammen mit den Grenzen des Sprendlinger Horstes nach KLEMM (1901, 1910) (rote Linien) und ANDERLE (1974) (blaue Linien). M = 1 : 150 000. Bedeutung der Ziffern s. Kap. 7.

6.2.2 Luftbildauswertung

Im Bereich der Gruben Prinz von Hessen und Messel wurden 58 644 Gefügespuren mit einer Gesamtlänge von 15 281,2 km auf einer Fläche von ca. 20,6 km² ausgewertet.

6.2.2.1 Kombination Luft- und Satellitenbilder

Analog zur Satellitenbildauswertung lässt sich das Gebiet der Luftbildauswertung durch die Lineationen/Gefügespuren der Satellitenbildauswertung in mehrere Teile gliedern (Abb. 14). Die aus diesen Arealen erstellten Rosen für die Richtungsverteilung der Gefügespuren zeigen eine ähnliche Tendenz wie in der Satellitenauswertung (Tab. 3). Allen Rosen gemeinsam ist

eine deutliche Nord-Süd und eine SE Komponente, deren Wert zwischen 12° und 27° bzw. 112° und 132° variieren kann. Im SE der Linie Mainzer Berg tritt allerdings eine Ost-West Richtung in den Teilflächen 4, 5 und 6 als zweites Maximum auf, die SE Richtung wird zurückgedrängt.

6.2.2.2 Vorkommen Prinz von Hessen und Grube Messel im Luftbild

Das Herauszeichnen von Gefügespuren einer bestimmten Richtung sensu KRONBERG (1976, 1977) ist für die Interpretation wenig ergiebig, da die Verteilung in den o.g. Winkelgruppen (Kap. 6.2.1.1; 6.2.1.2) sehr homogen erscheint. Es gibt allerdings eine Ausnahme: die Winkelgruppe 160–174°

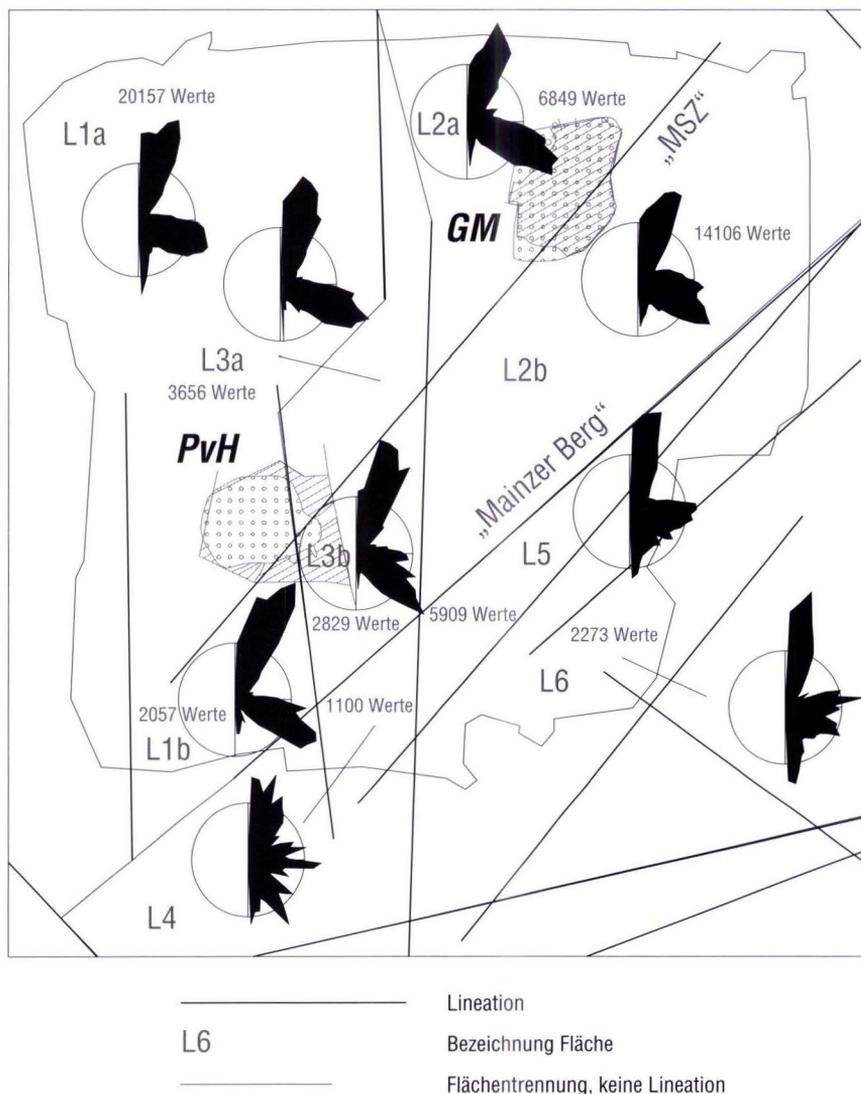


Abb. 14. Anwendung der kleinmaßstäblichen Satellitenbilder auf die Luftbildauswertung der beiden Gruben Messel und Prinz von Hessen. M = 1 : 50 000. R = 3 %. Norden = oben.

ist auf der Verbindungslinie Prinz von Hessen und Messel („Messeler-Störungs-Zone“, MSZ) deutlich weniger vertreten als im übrigen Auswertebereich für die Luftbilder. Die Gefügespuren aus der Satellitenauswertung 1 : 50 000 zeigen den gleichen Trend.

Gefügespuren der Winkelgruppe 35–54°, die in etwa dem Verlauf der MSZ folgen und die in der Satellitenauswertung 1 : 50 000 vor allem im NW der beiden Gruben kartiert werden konnten (Abb. 9), verteilen sich hier recht gleichmäßig über das gesamte Untersuchungsgebiet für die Luftbildauswertung.

Es ist ein Zusammenhang zwischen den Ähnlichkeitsbereichen der Satellitenauswertung 1 : 50 000 und der Richtungsverteilung der Gefügespuren auf den Luftbildern festzustellen. Da die Homogenbereiche für die Luftbilder in der Regel so klein ausfallen, dass nur wenige Gefügespuren in ihnen enthalten sind und somit eine Richtungsverteilung direkt ersichtlich ist, kann die statistische Berechnung für die Einzelflächen zur Erstellung der Ähnlichkeitsbereiche entfallen (Kap. 5.2.2). Die interaktiv abgegrenzten Flächen können als Ähnlichkeitsbereiche angesehen werden. Mit den Gefügespuren der Satellitenauswertung und den entsprechenden Ähnlichkeitsbereichen können jetzt Linien höherer tektonischer Valenz sensu FÜRST (1980) erstellt werden. Das Ergebnis ist mit den Eozänvorkommen Messel und Prinz von Hessen zusammen in Kt. 2

dargestellt. Für diese Linien höherer tektonischer Valenz ist auch in diesem Maßstab eine NNE–SSW Richtung vorherrschend. Eine NE–SW Richtung im Sinne einer MSZ ist vorhanden, aber untergeordnet. Der SE der Grube Messel wird von einer solchen Linie begrenzt, die aber im weiteren Verlauf nach SW in Richtung Prinz von Hessen in eine NNE–SSW Richtung umbiegt (Kt. 2, Ziff. 1). Im SW des Vorkommens Prinz von Hessen verlaufen SW–NE streichende Linien höherer tektonischer Valenz (Kt. 2, Ziff. 3), die nördlich von dem Vorkommen in eine NNE–SSW Richtung umbiegen (Kt. 2, Ziff. 4).

6.2.2.3 Vorkommen Erlenwiese im Luftbild

Ausgewertet wurden 601 Gefügespuren auf einer Fläche von ca. 3 km². Die Anzahl der Gefügespuren ist damit um mehr als den Faktor 10 geringer als im Gebiet Messel und Prinz von Hessen. Die Auswertung ergibt für den gesamten Bereich eine Verteilung mit vier Maxima (Tab. 4). Das 1. Maximum befindet sich in der Klasse 23 (110°/114°), das 2. Maximum bei Klasse 8 (35°/39°), das 3. Maximum in Klasse 20 (95°/99°) und das 4. Maximum in Klasse 3 (10°/14°). Mit ca. 60° streichende Gefügespuren sind vorhanden, haben aber nicht die Bedeutung wie bei BOCK (1995).

Tab. 3. Maxima der Rosen für die Auszählung der Gefügespuren mit den Flächen, die durch die kleinmaßstäblichen Satellitenbilder gebildet werden (Abb. 14).

(K) = Klasse; (W) = Klassenmitte in Grad [°].

	L1a	L1b	L2a	L2b	L3a	L3b	L4	L5	L6
1. Maximum (K)	5	6	25	5	3	3	4	4	3
1. Maximum (W) [°]	22	27	122	22	12	12	17	17	12
2. Maximum (K)	23	24	4	25	23	27	19; 30	18	17
2. Maximum (W) [°]	112	117	17	122	112	132	92; 147	87	82

Tab. 4. Richtungsverteilung der Gefügespuren im Bereich der Erlenwiese.

	Gesamt 601 Werte	Bereich 1 46 Werte	Bereich 2 366 Werte	Bereich 3 118 Werte	Bereich 4 97 Werte
1. Maximum [Klasse/Winkel]	23/110–114°	20/95–99°	23/110–114°	20/95–99°	8/35–39°
2. Maximum [Klasse/Winkel]	8/35–39°	26/125–129°	6/25–29°	8/35–39°	23/110–114°
3. Maximum [Klasse/Winkel]	20/95–99°	11/50–54°	3/10–14°	3/10–14°	
4. Maximum [Klasse/Winkel]	3/10–14°		29/140–144°	23/110–114°	
5. Maximum [Klasse/Winkel]	29/140–144°		34/165–169°		

Die Summe der Werte aus den Einzelbereichen ist deshalb größer als für den Gesamtbereich, da die Trennlinien dieser Bereiche nicht als scharfe Grenze verstanden werden dürfen, sondern als (mehrere Dekameter breite) Zone. Aus diesem Grund müssen Gefügespuren in den Trennlinien zu beiden einander angrenzenden Bereichen gerechnet werden.

Aus Abb. 15 ist die Dominanz ESE–WNW gerichteter Elemente ersichtlich. Die NNE–SSW streichenden Gefügespuren scheinen durch das Vorkommen hindurchzulaufen, die parallel zur MSZ streichenden Gefügespuren konzentrieren sich im Osten und Westen des Vorkommens.

Auf die Bildung von Homogenbereichen wurde verzichtet, da die Flächen mit den nach den Kriterien von REUL (1985) er-

zeugten Grenzlinien nur wenige Elemente enthalten und z.T. auch nur spekulativ zu schließen sind. Nach der Methode von FÜRST (1980) (Kap. 5.2.1) kann ein Schollenmosaik (Abb. 15) erstellt werden, welches folgende Tendenzen zeigt:

Das Vorkommen Erlenwiese liegt im Kreuzungsbereich zweier Störungssysteme, einem NNE–SSW und einem ESE–WNW streichendem. Letzteres lässt sich bis zum Vorkommen in Offenthal verfolgen (Abb. 6). NE–SW streichende Schollengrenzen sind im NE des Vorkommens erkennbar, im Süden des Vorkommens kommen flacher streichende Elemente (ca. 60°) hinzu. Die letzten beiden Richtungen haben gegenüber der NNE–SSW Richtung und ESE–WNW Richtung nur untergeordnete Bedeutung.

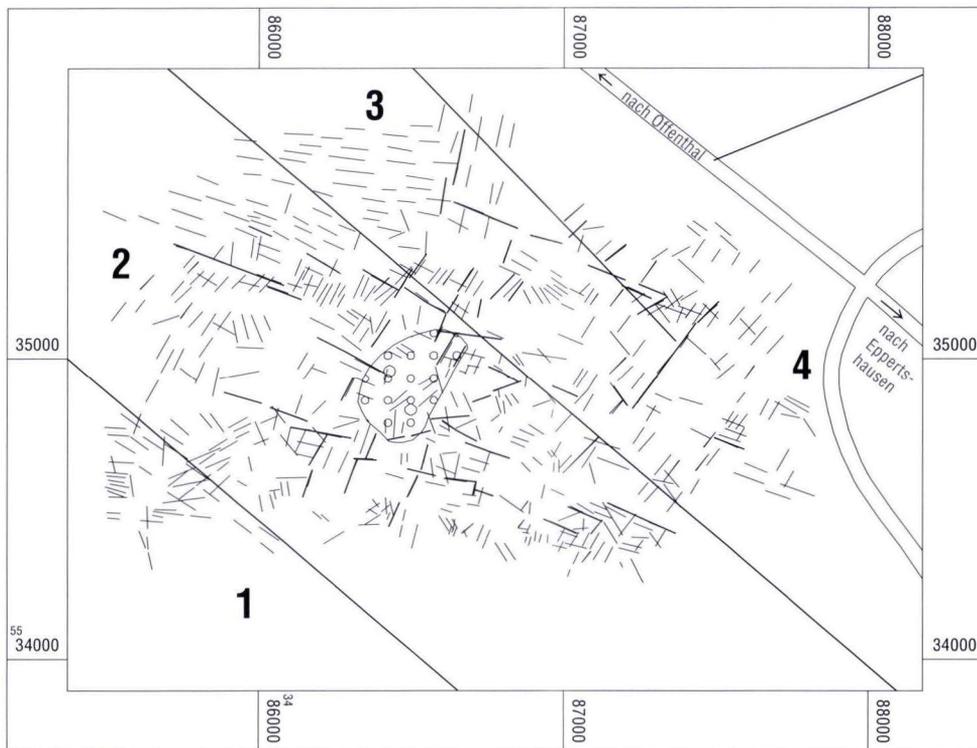


Abb. 15. Auswertung der Erlenwiese mit den Linien höherer tektonischer Valenz (FÜRST 1980) und den Lineationen aus der Auswertung der Satellitenbilder des Maßstabes 1 : 500 000 bis 1 : 6 000 000. M = 1 : 25 000. Bedeutung der Ziffern s. Text.

6.2.3 Grenzen der Eozänvorkommen im Luft- und Satellitenbild

Für die Frage nach der tektonischen Genese ist die Grenze der eozänen Ablagerungen von Bedeutung. Bei einem Maar könnte man eine mehr oder weniger runde Form der Vorkommen erwarten.

Bei jungen (quartären) Maaren, die mit Wasser gefüllt sind, ist die rundliche Form sofort erkennbar. Aber auch so genannte

Trockenmaare, die keinen See enthalten, sind im Satellitenbild mitunter erkennbar.

Das höhere geologische Alter der eozänen Seesedimente bedeutet natürlich auch einen längeren Einfluss der Erosion auf diese Strukturen. Der Vergleich tertiärer Vulkanschlote mit quartären aus der Eifel zeigt, dass sich im Satellitenbild die tertiären Vulkane nicht mehr sofort erkennen lassen. Das quartäre Moosbrucher Maar ist anhand der halbmondförmigen Felder sofort erkennbar. Der Abgleich der geologischen Karte

(BÜCHEL 1994) zeigt, dass sich im Satellitenbild die Grenzen des im NW befindlichen tertiären Köttelbacher Tuffschlotes nicht direkt ableiten lassen.

Neben der Erosion spielen auch anthropogene Einflüsse für das Erscheinungsbild geologischer Formen eine Rolle. Zu nennen sind hier Bebauung, Straßen- und Wegenetz, Tagebaue etc.

Das Vorkommen in Offenthal liegt mittlerweile in bebautem Gebiet. Eine Luft- und Satellitenbilddauswertung ist deswegen nicht mehr möglich.

In den Gruben Prinz von Hessen und Messel wurde Bergbau auf die Ölschiefer betrieben. In der Grube Prinz von Hessen ist dieser Tagebau mit Wasser gefüllt und wird heute als Freizeitgelände genutzt. Dieser See ist im Luft- und Satellitenbild gut zu erkennen, ebenso das Wegenetz und die Landstraße im Norden des Sees. Die Verbreitung der Messel-Formation, wie sie die Karte von HARMS (1999) zeigt, ist nicht erkennbar. Aber auch die Darstellung der Grenzen in älteren Kartenwerken lässt sich in diesen Bildern nicht wieder finden.

Der Bergbau war in der Grube Messel intensiver als in Prinz von Hessen. Der Hauptbetrieb wurde 1962 eingestellt, bis Ende 1971 wurde aber zur Erzeugung elektrischer Energie durch die Ytong-Werke in geringem Maße „Ölschiefer“ abgebaut.

Die Grube Messel erscheint im Luftbild als ovale Struktur, deren Längsachse etwa NNE verläuft. Die nördliche Grenze wird durch die Bahnlinie Kranichstein-Dieburg gebildet. Die südliche Begrenzung wird durch einen Steilhang aus anstehenden Magmatiten des Variszikums gebildet. Zwischen diesem Steilhang und der Bahnlinie, im Ost-Teil der Grube, befindet sich Wald- und Buschland, das ebenfalls Abraum enthält.

Bis auf den südlichen Bereich der Grube, einen Steilhang aus Magmatiten, ist auch für die Grube Messel keine direkte Ableitung ihrer Grenzen aus dem Luft- und Satellitenbild möglich. Die Bebauung im nördlichen Teil macht dort eine Auswertung unmöglich.

Das Vorkommen der Erlenwiese ist im Luftbild nicht zu identifizieren. Unter dem Stereoskop ist eine rundliche Struktur erkennbar, die dieses Vorkommen markiert. Eine ähnliche, aber nicht deckungsgleiche Struktur hat BOCK (1995) ausgewertet. Der Unterschied mit der eigenen Auswertung ist mit einem Passpunktfehler bei der Georeferenzierung der Daten erklärbar. Wie die Karte der Eozänvorkommen (HARMS 1999) zeigt, ist das Ölschiefervorkommen der Erlenwiese größer als die ausgewerteten rundlichen Formen. Möglicherweise handelt es sich um eine sekundäre Erscheinung, die zwar mit dem Ölschiefervorkommen in Zusammenhang steht, die Ölschiefer aber nicht die alleinige Ursache sind.

Im SE der Erlenwiese ist im Luftbild eine fast kreisrunde Struktur erkennbar, deren Bedeutung im Rahmen dieser Arbeit nicht geklärt werden konnte. Für eine Luftbildanalyse ist das vorhandene Material nicht brauchbar, da sich dieser Bereich am Rande des Stereomodells befindet. Die Gefügespuren im Satellitenbild ergeben keine Hinweise.

6.2.4 Grenzen der Vorkommen in Relation zur Gefügeauswertung

Die Messel-Formation der Grube Prinz von Hessen wurde in älteren Kartenwerken in größerer Verbreitung als bei HARMS (1999) dargestellt und mit vermuteten Störungen (mit Ausnahme der Ost-Grenze, diese wurde als gesichert kartiert) begrenzt (s.a. Abb. 16, 17). Die Vorkommen von Offenthal, Groß-Zimmern und Erlenwiese sind in ihrer Ausdehnung erst von HARMS (1999) in seiner Karte bearbeitet worden. Mit einer Neuaufnahme der Grube Messel hat NIX (2001) unter anderem die Tektonik der Grube bearbeitet und in einer Karte wiedergegeben. Dabei zeigt sich, dass nur an wenigen Stellen die begrenzenden Störungen der Grube Messel als gesichert angenommen werden können, da die meisten durch holozän-anthropogene Sedimente verhüllt sind. Die in den Karten dargestellten Grenzen der Vorkommen sind in den Luft- und Satellitenbildern nicht direkt erkennbar.

6.2.4.1 Grenzen der Grube Prinz von Hessen

Die Darstellung der Homogenbereichsgrenzen zusammen mit der Messel-Formation zeigt, dass die Homogenbereiche und damit die Auswertung der Gefügespuren aus der Satellitenbilddauswertung die Verbreitung der Messel-Formation, die in den Kartenwerken abgebildet ist, nicht wiedergeben (Abb. 16). Die Gefügespuren durchdringen diese Grenzen.

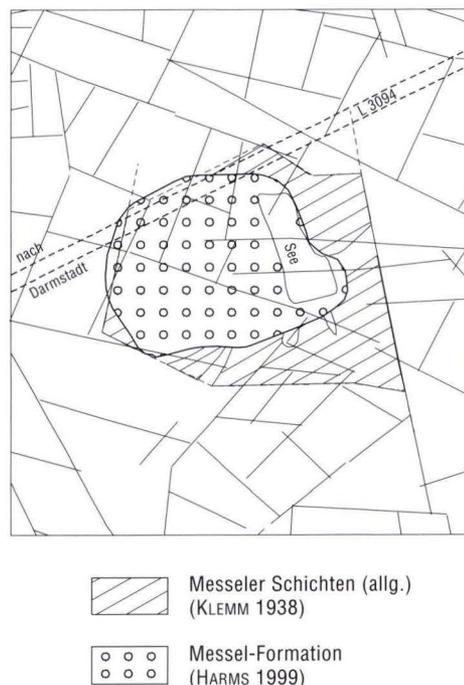


Abb. 16. Die Grube Prinz von Hessen zusammen mit der Gefügeauswertung aus den Satellitenbildern des Maßstabes 1 : 50 000 und der Messel-Formation. M = 1 : 25 000. Norden = oben.

Auch innerhalb der Messel-Formation ist das Gefüge nicht einheitlich, die Sedimente dieser Formation werden von ESE und NNE streichenden Homogenbereichen getrennt. Die östliche Begrenzung der alten Kartendarstellung fällt im südlichen Teil mit einer Homogenbereichsgrenze zusammen.

Die gleiche Darstellung im Luftbild zeigt ein ähnliches, aber noch detaillierteres Bild (Abb. 17). Während im Satellitenbild alle Homogenbereiche dargestellt sind, zeigt diese Abbildung nur Homogenbereiche, die man sensu FÜRST (1980) als 2. Ableitung bezeichnen kann. Die Tendenz zu ESE–SE und NNE–NE streichenden Homogenbereichen ist klar erkennbar und spiegelt auch die Verhältnisse aus dem Satellitenbild wider. In diesem Bild zeigt sich, dass die Grenzen mit Sicherheit nicht so geradlinig verlaufen wie in den älteren Kartenwerken dargestellt. So zeigt die Ost-Grenze im südlichen Teil eine große Anzahl kleiner Homogenbereichsgrenzen mit NNE und SE streichenden Grenzen, während der nördliche Teil mehr NNW streichende Elemente beinhaltet.

Eine Eingrenzung des Vorkommens Prinz von Hessen mit Hilfe der Gefügebrauchung ist nach den o.g. Ergebnissen spekulativ und auch von der Frage abhängig, welches Alter die Sedimente haben, die von HARMS (1999) als Rotliegend

kartiert, die in den älteren Karten aber als Tertiär dargestellt wurden. Im Norden des Vorkommens verläuft die L 3094 von Darmstadt nach Dieburg. Diese Straße verläuft möglicherweise parallel zur nördlichen Grenze, verhindert aber eine Gefügebrauchung in dieser Richtung. In Anlehnung an die o.g. Vorstellungen lässt sich dieses Vorkommen mit den abgeleiteten Homogenbereichen wie folgt eingrenzen (Abb. 17: dickere Linien): Der NW des Vorkommens kann aufgrund der dort verlaufenden Straße nicht beschrieben werden. Im Westen und SW decken sich die Ansichten von HARMS (1999) annähernd mit den in den älteren Kartenwerken beschriebenen Grenzen des Vorkommens (KLEMM 1910, 1938) und kann auch von den abgeleiteten Homogenbereichen dargestellt werden. Der östlichen Bereich zeigt dagegen für die Eingrenzung des Vorkommens mit den Homogenbereichen zwei Varianten (Abb. 17, Ziff. 1, 2): Variante 1 lehnt sich an die Vorstellungen von HARMS (1999), Variante 2 an die Darstellungen der älteren Kartenwerke an. Die östliche Grenze, die in den älteren Karten als eine NNW–SSE verlaufende Störung kartiert ist, wird mit den Grenzen der Homogenbereiche durch einen zickzackförmigen Verlauf NNE–SSW und NW–SE bis NNW–SSE gerichteter Elemente gebildet.

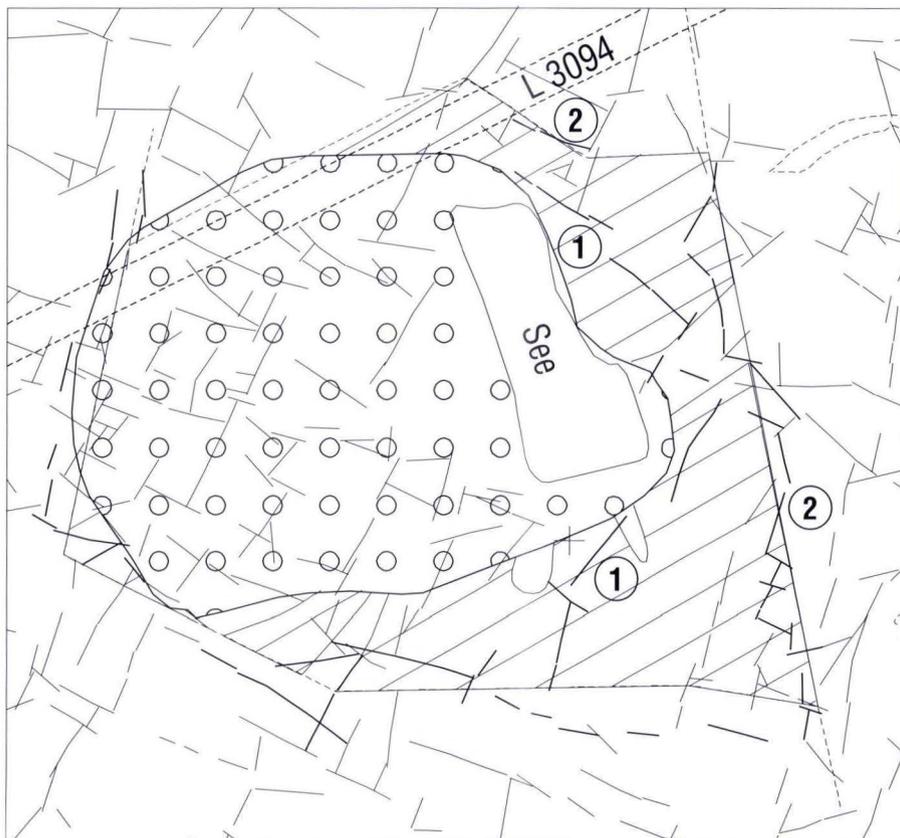


Abb. 17. Homogenbereiche der 2. Ableitung sensu FÜRST (1980) aus der Luftbildauswertung zusammen mit der Messel-Formation für die Grube Prinz von Hessen. M = 1 : 10 000. Dicke Linien = mögliche Grenzen der Grube Prinz von Hessen. Norden = oben.

6.2.4.2 Grenzen der Grube Messel

Auch im Bereich der Grube Messel lässt sich aus den Homogenbereichsgrenzen aus der Satellitenauswertung keine eindeutige Abgrenzung des Vorkommens vornehmen. Wie in Prinz von Hessen überwiegen hier ESE–SE und NNE–NE streichende Elemente. Im Süden der Grube gibt es aber auch ENE streichende Homogenbereichsgrenzen. Der Norden der Grube ist wegen anthropogener Einflüsse mit den Methoden der Gefügeauswertung nicht zu erfassen. Als dickere Linien dargestellt (Abb. 18) sind die Homogenbereiche, die nach der Verbreitung der Messel-Formation als Grenzen angesehen werden und deren Verlauf in etwa den Grenzen eines Störkörpers entspricht, für den die Modellierung der Schwerdaten in diesem Bereich die kleinsten erreichten Fehlerwerte ergab (freundl. Mitt. Hr. Wallner 2001).

Die Luftbildauswertung bestätigt wie in der Grube Prinz von Hessen den Trend für die Richtung der Homogenbereichsgrenzen in der Satellitenauswertung (Abb. 19). Der Übersichtlichkeit wegen sind nur Homogenbereichsgrenzen 2. Ableitung dargestellt worden. Im NW, Norden und NE ist die Auswertung aufgrund anthropogener Einflüsse nicht möglich oder stark eingeschränkt. Am südlichen Rand der Grube behindert Schatten die Auswertung.

Die Luftbildauswertung zeigt, dass die tektonischen Grenzen auch in der Grube Messel nicht über weitere Strecken gerade verlaufen, sondern dass es relativ kurze, häufig versetzte Grenzen sind. Dies ist auch aus der Kartierung von NIX (2001) ersichtlich. Eine Kombination der tektonischen Elemente dieser Kartierung mit den Ergebnissen der Luftbildauswertung

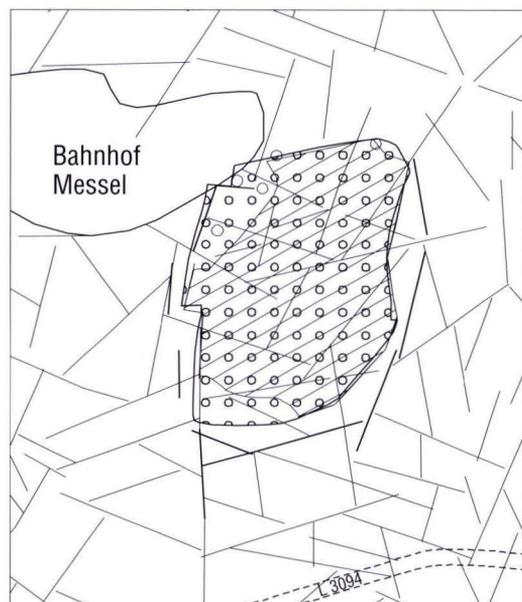


Abb. 18. Die Grube Messel in der Gefügeauswertung aus den Satellitenbildern des Maßstabes 1 : 50 000 zusammen mit der Messel-Formation. M = 1 : 25 000. Norden = oben.

zeigt Gemeinsamkeiten und Unterschiede zwischen beiden Ergebnissen (Abb. 19).

Die Grenze der Grube Messel konnte von NIX (2001) nur an wenigen Stellen direkt kartiert werden, da sie meist durch holozäne Sedimente oder durch Bergbauhalden etc. verdeckt sind. Im SW deckt sich die Luftbildauswertung mit einem Lagefehler von ca. 8 m mit der Kartierung von NIX (Abb. 19, Ziff. 1). Mit einem Lagefehler muss allein durch die Georeferenzierung gerechnet werden. Im Osten der Grube decken sich die Vorstellungen von NIX mit den eigenen Ergebnissen. Im SE verhindern Schatten eine Auswertung (Abb. 19, Ziff. 2). Der Ost–West streichende Teil der Grenze im Süden der Grube wurde an dieser Position nicht gefunden, aber eine tektonische Linie in seiner westlichen Verlängerung (Abb. 19, Ziff. 3), die aber in ihrem weiteren Verlauf nach Osten in eine SE Richtung umbiegt.

Unterschiede gibt es bei den Ergebnissen für das Innere der Grube. Eine \pm Nord–Süd streichende Störung, die südlich an einer NE (55–57°) streichenden Störung endet, wie sie von NIX angenommen wird (Abb. 19, Ziff. 4), konnte aus den Luftbildern an dieser Stelle nicht erkannt werden. Diese Richtung ist im gesamten Bereich der Luftbildauswertung vor allem im Osten und Süden der Grube Prinz von Hessen erkennbar. Die Bildung der Homogenbereiche und die 2. Ableitung führten zu einer „rheinisch“ streichenden Struktur etwa parallel zur Längsachse der Grube (Abb. 19, Ziff. 5). Die eigenen Auswertungen decken sich in etwa mit Ergebnissen von MATTHEB (1966a). Auch der Ast im Westen von Ziff. 5 (Abb. 19, Ziff. 6) sowie eine Querstruktur zu Ziff. 5 (Abb. 19, Ziff. 7) finden sich bei MATTHEB wieder. Allerdings erstrecken sich die NNE–SSW streichenden Elemente (Ziff. 5 und 6) der eigenen Auswertung weiter nach Norden. Ein leicht gebogenes Element östlich von Ziff. 4 und 7 kann als nördliche „Teilmulde“ sensu MATTHEB (1966a) interpretiert werden.

Ein Vergleich der eigenen Gefügeauswertung in der Grube Messel mit Gefügemessungen in der Grube Messel von BACKHAUS & RAHNAMA-RAD (1991) zeigt eine gute Übereinstimmung beider Ergebnisse. Danach ist im gesamten Grubengebiet aufgrund der unterschiedlichen Lage des Trennflächengefüges mit Störungen zu rechnen. Hier zeigt sich der Einfluss des Untergrundes, der wahrscheinlich gestört ist (MATTHEB 1966a; RAAB 1980; NIX 2001), auf die Lagerung des Ölschiefers.

6.2.4.3 Grenzen der Vorkommen Erlenwiese und Sellborn-Schneise

Die Satellitenauswertung zeigt das Vorkommen Erlenwiese in zwei NE–SW gerichteten Homogenbereichen, die in den Süden an SE streichenden, im Norden an Ost–West streichenden Grenzen enden (Abb. 20). Die Längsachse dieses Vorkommens verläuft ebenfalls NE–SW. Die Form des Vorkommens wurde von HARMS (1999) übernommen und geht auf die Modellierung geophysikalischer Daten zurück (freundl.

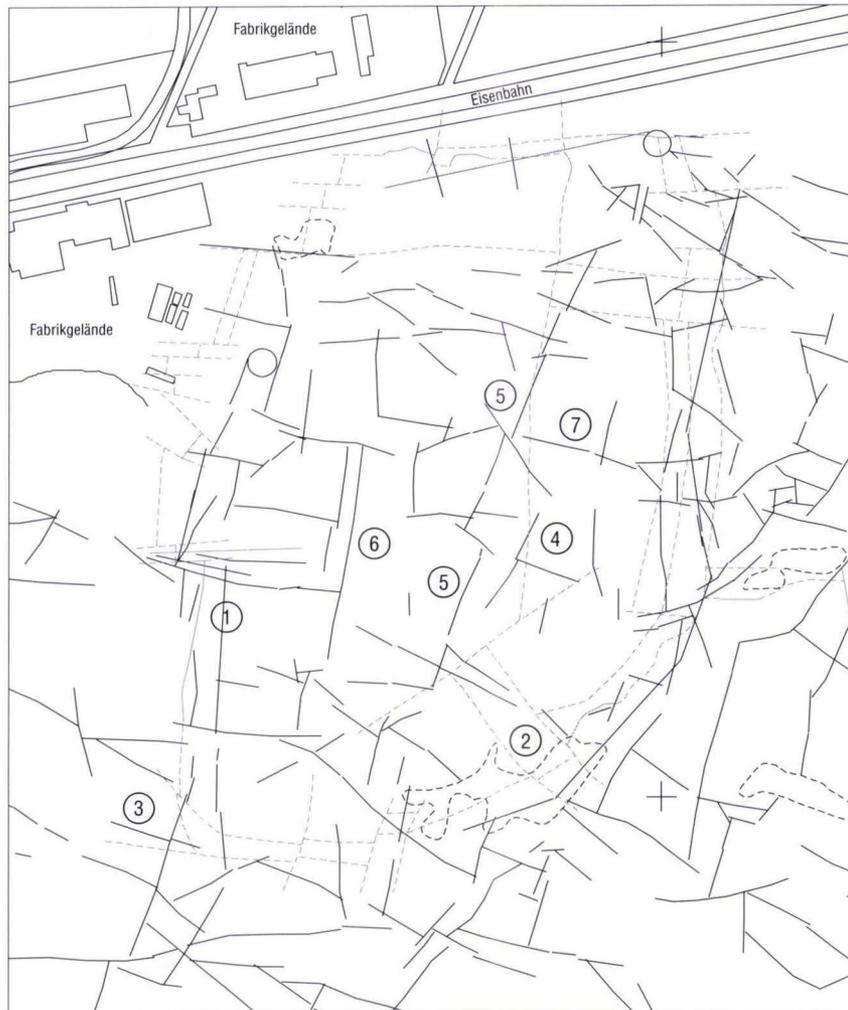


Abb. 19. Homogenbereichsgrenzen der 2. Ableitung der Grube Messel sensu FÜRST (1980) aus der Luftbildauswertung zusammen mit Kartierung von NIX (2001) (grau). Ziffern s. Text. Schwarz gestrichelt = Schatten. Norden = oben. M = 1 : 10 000.

Mitt. Hr. Prof. Jacoby 2001, Mainz). Das Vorkommen wird halbiert durch eine ebenfalls SE–NW streichende Homogenbereichsgrenze. Von Süden dringt eine NNE–SSW streichende Grenze in das Vorkommen ein und verlässt an der SE streichenden Homogenbereichsgrenze nach Osten versetzt das Vorkommen wieder (Kap. 6.2.2.3).

Die Form des Ölschiefervorkommens Sellborn-Schneise ist willkürlich, da bisher nur eine ungefähre Größe von ca. 70–100 m bekannt ist. Dieses Vorkommen liegt in einem dreieckförmigen Homogenbereich mit einer NE streichenden Süd-, einer ENE streichenden Nord- und einer NNW streichenden Westgrenze (Abb. 20).

Das Vorkommen Sellborn-Schneise wird durch die Luftbildauswertung nicht mehr erfasst. Die Luftbildauswertung im Bereich der Erlenwiese zeigt, dass dieses Vorkommen im Kreuzungsbereich einer NNE–SSW mit einer WNW–ESE

streichenden Struktur liegt (Kap. 6.2.2.3 und Abb. 15). Die in der Satellitenauswertung vorhandene Dominanz NE streichender Grenzen ist in der Luftbildauswertung nicht mehr erkennbar; diese Grenzen sind vorhanden, treten aber hinter NNE und ESE streichenden zurück. Die östliche Grenze des Vorkommens zeigt in der Lage eine sehr gute Übereinstimmung mit der NNE streichenden Struktur aus der 2. Ableitung.

6.2.4.4 Vorkommen Groß-Zimmern

Für das Vorkommen bei Groß-Zimmern liegt ebenfalls nur die Satellitenauswertung vor (Abb. 21). Die Ableitung der Homogenbereiche für dieses Gebiet zeigt, dass die NNE–SSW streichende West-Grenze des Vorkommens (HARMS 1999) mit der westlichen Grenze zweier Nord–Süd angeordneten Homo-

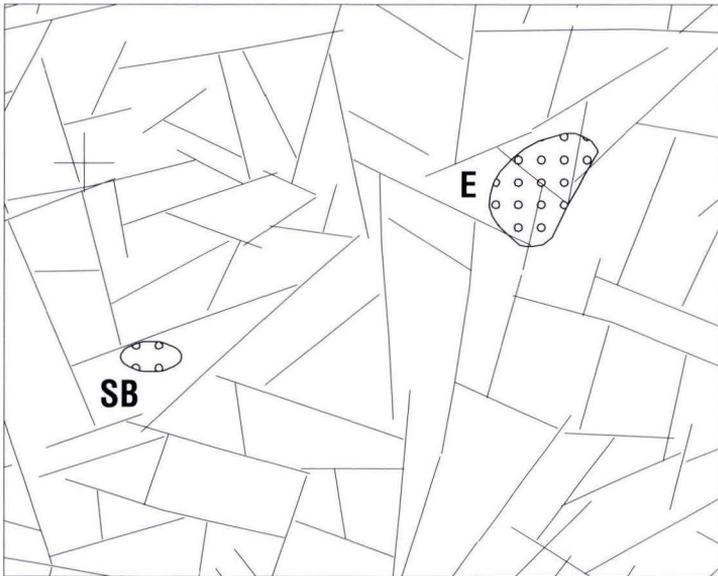


Abb. 20. Die Vorkommen Erlenwiese (E) und Sellborn-Schneise (SB) zusammen mit den Homogenbereichen aus der Satellitenbilddauswertung. Norden = oben. M = 1 : 25 000.

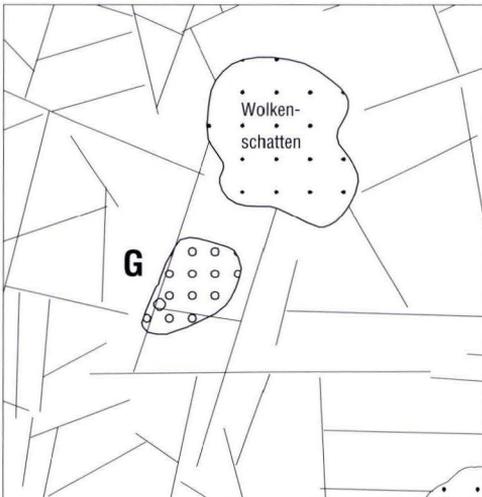


Abb. 21. Das Vorkommen Groß-Zimmern (G) zusammen mit den Homogenbereichen aus der Satellitenbilddauswertung. Norden = oben. M = 1 : 25 000.

genbereiche nahezu identisch ist. Die südliche Grenze des kleineren Homogenbereiches verläuft Ost–West. Beide Homogenbereiche trennt eine ebenfalls \pm Ost–West streichende Grenze. Die nördliche Grenze des größeren Homogenbereiches wird durch Wolkenschatten verdeckt.

6.3 Geländedaten

In einigen wenigen Aufschlüssen konnten einzelne Bewegungsspuren identifiziert und eingemessen werden. Damit sind zumindest punktuell Rückschlüsse auf die Kinematik im Sprendlinger Horst möglich. Zusätzlich konnte auf bestehende Klufmessungen zurückgegriffen werden (MARELL 1988; RAHNAMA-RAD 1989; DIRKSEN 1997).

6.3.1 Ergebnisse der Datenanalyse

Insgesamt konnten 71 Datenpaare (Bewegungsfläche/Bewegungsspur) gemessen werden, 6 weitere Flächen wurden als Bewegungsfläche ohne messbare Spur angesprochen. Die Daten wurden mit den Programmen „stereonet“ (DUYSTER 2000) und „stress87“ (freundl. Überlassung Hr. Prof. Oncken 1987, damals Würzburg) bearbeitet.

Die Bearbeitung aller Datenpaare mit dem Programm „stress“ ergab Fehlerwerte zwischen 28,8° bis 32,3°, je nach den Anfangsbedingungen (Aufschiebung, Abschiebung, Seitenverschiebung), die für die Berechnung eingestellt werden müssen. Dies spricht für eine Mischung aus mehreren Spannungszuständen.

Mit Hilfe erkannter Bewegungsrichtungen konnten die Daten vorsortiert werden. Es ergaben sich 19 Datenpaare, die einer Seitenverschiebung, 13 Datenpaare, die einer Abschiebung und 6 Datenpaare, die einer Aufschiebung zugeordnet werden können. Die Berechnung aller Daten der einzelnen Gruppen mit dem Programm „stress“ zeigt durch die Fehlerverteilung, dass auch diese mehreren Spannungszuständen zugeordnet werden müssen. Durch Eliminierung der Datenpaare, die große Fehler erzeugen ($> 10^\circ$) erreicht man für die Daten, die einer Seitenverschiebung zugeordnet wurden, drei Datengruppen mit wenigen Datenpaaren (< 10) und jeweils unterschiedlichen Ergebnissen. Das gleiche gilt für die Werte, die einer Abschiebung und einer Aufschiebung zugeordnet wurden. Bei der geringen Zahl der Datenpaare ist eine Berechnung der Spannungsvektoren mit dem Programm „stress“ zwar möglich, aber nicht sinnvoll.

Ein Vergleich der Daten, die einer Seitenverschiebung zugeordnet werden können, mit der Verteilung der Satellitenlineare des Maßstabes 1 : 50 000 ergibt eine gute Übereinstimmung in den Bewegungsrichtungen und der Richtungsverteilung der Gefügespuren in der NNE–SSW Richtung. Die Lineare, die einer Abschiebung zugeordnet werden, zeigen ihr Maximum nach SSW (Abb. 22). Ein zweites Maximum liegt in Ost–West Richtung. Diese Richtung ist bei den Gefügespuren nur untergeordnet vertreten.

Die gewonnenen Geländedaten zeigen verschiedene Spannungsvektoren an, ohne eine genaue Bestimmung zu erlauben, da die Datenmengen zu gering sind (s.o.). Die Ergebnisse einer Berechnung mit dem Programm „stress“ können aber als „Richtungstendenz“ interpretiert werden, die zeigt, dass Kompression in einem Bereich zwischen NE–NW vertreten ist.

In einzelnen Aufschlüssen konnten zudem Hinweise auf die Hauptspannungsrichtung ermittelt werden. Im Aufschluss 1 (Abb. 1) wurde eine dextrale Seitenverschiebung an einer etwa Nord–Süd streichenden Fläche erkannt (Gefügewert: 80/75), belegt durch einen Harnisch (355/05). Diese lässt sich nur mit einer Kompression nach ca. NE erklären. Am Naturfreundehaus Langen (Pkt. 71a) wurde eine sinistrale Seitenverschiebung festgestellt (Fläche: 325/85, Linear: 54/15). Die

Lineare, die nach NNE–SSW (Abb. 22) einfallen, könnte man ebenfalls dieser Gruppe zurechnen. Eine zweite Gruppe von Linearen streicht etwa senkrecht zu der NNE–SSW streichenden ersten Gruppe. Wenn diese beiden Gruppen kogenetisch sind, ergibt sich für beide eine Kompression nach Nord–Süd bis NW–SE. Gehören die beiden Gruppen unterschiedlichen Generationen an, so muss man für die erste Gruppe eine Kompression aus etwa Nord–Süd bis NNE–SSW und für die zweite Gruppe eine Kompression nach Nord–Süd bis NW–SE annehmen. Vier der sechs Datenpaare, die einer Aufschiebung zugeordnet werden, kann man zu einer Gruppe zusammenfassen, die eine Kompression nach Nord–Süd ergibt. Die zum Teil steilen Flächen der Aufschiebungen deuten zudem auf eine Rotation dieser Flächen hin.

Im Aufschluss „An der Bulau“ (Pkt. 8, Abb. 1) wurden 2 Flächen als Abschiebungsflächen bestimmt, ohne dass diese Abschiebung quantifiziert werden konnte. Aus diesen beiden Flächen ergibt sich eine Extension nach NW bis Nord. Im SE von Langen, am Aufschluss „An der Steinkaute“ (Pkt. 76, Abb. 1), konnte eine Abschiebung nach WNW an einer steil stehenden, NNE streichenden Fläche (285/85) festgestellt werden. Außerdem lassen sich Abschiebungen an NE–SW (155/75; 325/70) und Nord–Süd (265/75; 265/70) streichenden Flächen feststellen. Im Aufschluss 85a (Abb. 1) konnte eine Abschiebung nach NW an einer steil stehenden, NE–SW streichenden Fläche (330/80) bestimmt werden. Dies ist erklärbar mit einer Kompression in NE–SW Richtung und einer Extension nach NW–SE. Damit stehen die Ergebnisse nicht im Widerspruch zu den in der Literatur bisher vertretenen Theorien zu den Richtungen der größten Kompressionsspannungen seit dem Alttertiär.

Der Bewegungssinn an den Randstörungen der Grube Messel ist zur Grube gerichtet (RAHNAMA-RAD 1989; NIX 2001). Am Süd-Rand der Grube, am Pkt. 22 (Abb. 1), konnte dies selbst beobachtet werden. Im Pkt. 20, am West-Rand der Grube, an dem Rotliegend gegen Ölschiefer an einer ca. Ost–West verlaufenden Störung versetzt wird, wurde außerdem eine Dehnung in Nord–Süd und SE–NW beobachtet, der Ölschiefer fällt hier z.T. recht steil (bis 50°) nach Westen ein.

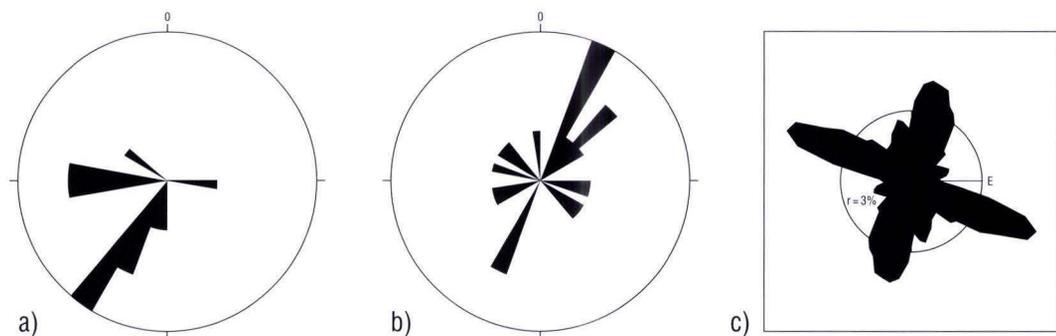


Abb. 22. Richtungsverteilung der Lineare, die einer Abschiebung zugeordnet werden können (a), einer Seitenverschiebung zugeordnet werden können (b) und Richtungsverteilung der Gefügespuren in den Satellitenbildern des Maßstabes 1 : 50 000 (c).

6.3.2 Ergänzung aus Arbeiten anderer Autoren

Wie oben erwähnt konnte auf Kluftrmessungen anderer Autoren zurückgegriffen werden. DIRKSEN (1998) erstellte eine Kluftrrose vom „Spitze Berg“ (Pkt. 75, Abb. 1). Diese zeigt ein recht scharf abgegrenztes Hauptmaximum bei ca. 65° und nahezu senkrecht dazu ein 2. Maximum bei 164° . Die Richtung des Hauptmaximums entspricht in etwa der Beckenachse des Rotliegendtrogens. Diagonal zu diesem Kluftrsystem wurden in diesem Aufschluss Flächen gefunden, an denen eine Extension in NE–SW Richtung stattfand.

MARELL (1987) liefert eine ähnliche Kluftrrose aus dem SE Stadtgebiet von Langen (Pkt. 76, Abb. 1). Die Maxima dieser Rose sind allerdings nicht so scharf abgegrenzt, außerdem sind sie gegenüber „Spitze Berg“ um ca. 15° gegen den Uhrzeigersinn gedreht. Dem 1. Maximum entspricht eine Fläche, an der in diesem Aufschluss eine sinistrale Bewegung erkannt wurde. Offensichtlich sind hier altangelegte Flächen durch die jüngere Tektonik wieder belebt worden.

7. Zusammenfassung der Ergebnisse

Das Gewässernetz im Untersuchungsgebiet zeigt eine Dominanz Ost–West gerichteter Abflüsse mit klaren NNE–SSW, NNW–SSE und NE Anteilen. In der Morphologie des Sprendlinger Horstes findet sich die Ost–West Richtung ebenfalls wieder: In seiner Mitte trennt eine Ost–West streichende Verflachung einen nördlichen von einem südlichen Teil. Die nördliche Grenze dieser mittleren Zone wird angedeutet durch eine ca. 80° streichende Zone, die auf das Vorkommen Erlenwiese zuläuft (Abb. 13, Ziff. 1).

Im Oberrheingraben zeigen die Gefügespuren ein NE und ein SE gerichtetes Maximum (Abb. 7, 9) und geben damit den internen Bau des Grabens wieder (z.B. HÜTTNER 1991). Im Sprendlinger Horst schwenkt das 1. Maximum dagegen in eine NNE–SSW Richtung um, im Süden kommt ein NNW–SSE Maximum hinzu (Abb. 12). Bei den Lineationen ist eine Richtung im Sinne einer „Messeler-Störungs-Zone“ vor allem im Süden des Höhenzuges „Mainzer Berg“ erkennbar (Abb. 5). Die Gefügespuren der gleichen Richtung in den Satellitenbildern des Maßstabes 1 : 50 000 zeigen dagegen auch eine recht starke Präsenz im NW der Gruben Prinz von Hessen und Messel (Abb. 8). Zwischen der Grube Messel und Prinz von Hessen zeigt sich in den Luftbildern eine deutliche NE–SW gerichtete Lineation.

Die 2. Ableitung sensu FÜRST (1980) für die Grenzen der Ähnlichkeitsbereiche zusammen mit den daraus abgeleiteten, möglichen Grenzen des Sprendlinger Horstes zeigen, dass dieser aus mehreren Schollen besteht (Abb. 13). Der von RAHNAMA-RAD (1989) skizzierte Verlauf der Schollengrenzen konnte präzisiert werden. Alle Eozänvorkommen liegen auf einer Schollengrenze. Zwischen den Gruben Messel, Prinz von Hessen,

Eine Rose aus dem Steinbruch NE Offenthal (MARELL 1987) zeigt dagegen mehrere, nahezu gleichwertige Maxima. Die E–ESE Richtung ist etwas stärker betont als die NE, SE und NNE Richtung.

Neben diesen Kluftrrosen standen noch acht stereographische Diagramme von Kluftrmessungen von RAHNAMA-RAD (1989) zur Verfügung. Die vom Autor gemessene Abschiebungsfläche (10/60) an der Bulau (Pkt. 8, Abb. 1) entspricht in ihrer Streichrichtung der Fläche bei RAHNAMA-RAD, deren Flächenpol das Maximum des Klufteinfalls darstellt. Diagramm 2 und 3, beide im Süden der Grube, zeigen ein Haupteinfallen der Klüfte nach SW bzw. WSW, ENE. In der Grube selbst fallen die Klüfte nahezu saiger ein bei einem Streichen in NNW–SSE und ENE–WSW. Ein Vergleich zwischen Gefügemessungen des Kluftrnetzes in und am Rand der Grube (BACKHAUS & RAHNAMA-RAD 1991) und der Luftbildauswertung für die Grube Messel zeigt die gute Übereinstimmung zwischen beiden Verfahren. Erkennbar wird aus diesen Messungen auch, dass die Klüftung innerhalb der Ölschiefer sehr unterschiedlich ist.

Erlenwiese und Sellborn-Schneise und einer NW streichenden Schollengrenze über die Vorkommen Offenthal und Erlenwiese (Abb. 13, Ziff. 4) ist die Nord–Süd bis NNE–SSW Richtung dominant (Abb. 6, 7). NE dieser Linie beherrschen dagegen mehr die NNE–SSW orientierten Elemente das Bild (Abb. 12: Flächen 3 u. 4), das Maximum ist etwa um 10° im Uhrzeigersinn (Abb. 12: Flächen 27, 29 u. 30) rotiert.

Allen Ölschiefervorkommen gemeinsam ist die Beteiligung NNE–SSW und ESE–WNW gerichteter Elemente (Abb. 12, 37–40, 43). Untergeordnet sind zusätzlich „erzgebirgisch“ streichende ($35\text{--}54^\circ$) Gefügespuren erkennbar, in Prinz von Hessen und Messel vor allem im SE der Vorkommen. Das Vorkommen Erlenwiese zeigt im Satellitenbild im NE des Vorkommens NE streichende Grenzen (Abb. 20). Im Luftbild (Abb. 15) ist diese Richtung für die Gefügespuren auf den SE–NE des Vorkommens beschränkt.

Die westliche Grenze der Grube Messel wird von einer NNW–SSE bis NNE–SSW streichenden Struktur gebildet (Abb. 19, Ziff. 2). Diese lässt sich von den Graniten des Mainzer Berges bis zur o.g. Linie Offenthal-Erlenwiese verfolgen (Abb. 19, Ziff. 4). Der weitere Verlauf dieser Grenze im Süden der Grube Messel wird als die von FAHLBUSCH (1975) postulierte tektonische Westgrenze der Granite des Mainzer Berges angesehen. Die granitischen Gänge in den Dioriten im Süden der Grube Messel (Kt. 2) zeigen die gleiche Richtung. Weiter östlich der Grube Messel gibt es eine zweite, mehr NNE–SSW streichende Zone (Abb. 19, Ziff. 3). Diese nimmt ihren Anfang etwa auf der Höhe des Roßberg-Basaltes. Südlich dieses Basaltes ist auch ihr Verlauf NNW–SSE orientiert. Diese Zone verläuft über die in gleicher Richtung streichenden

Rhyolithe im Osten des „Mainzer Berges“ und kreuzt im Bereich der Eozänvorkommen Erlenwiese und Sellborn-Schneise die MSZ.

Die Verbindungslinie der beiden Eozänvorkommen Offenthal und Erlenwiese (Abb. 13, Ziff. 4) zeigt mehrere Parallelen im Sprendlinger Horst (Ziff. 4a–4c). Die mit Ziff. 4c markierte Zone kann als SW-Grenze des Sprendlinger Horstes angesehen werden (Kap. 6.2.1.4). Südlich dieser Linie ist zum einen ein deutlicher morphologischer Anstieg zu beobachten, zum anderen scheinen die Sedimente des Rotliegenden an dieser Linie abgeschnitten zu sein.

Im Süden des Höhenzuges „Mainzer Berg“ gibt es eine mit ca. 60° streichende Zone (Abb. 13, Ziff. 5, 5a), die sich bis in den Gersprenz-Graben und das Odenwald-Kristallin verfolgen lässt. Lineationen und Gefügespuren dieser Richtung zeigen auch in diesem Bereich eine deutliche Häufung (Abb. 4, 7, 12).

Die Ölschiefervorkommen Prinz von Hessen, Messel, Erlenwiese und Groß-Zimmern liegen auf der Flanke eines Schwerehochs bei Darmstadt. Das Vorkommen Offenthal liegt am südlichen Zipfel eines Schwerehochs im Süden von Frankfurt/M. (GERKE 1957). Die NW-Flanke (MSZ, Kap. 4.4) des Hochs bei Darmstadt streicht etwa 50°, sie biegt im Norden des Vorkommens Erlenwiese in eine Nord–Süd bis NNE–SSW Richtung um. Die Richtung dieser NW-Flanke ist in den Luftbildern zwischen Prinz von Hessen und Messel gut erkennbar (s.o.), zeigt aber keine bevorzugte räumliche Verteilung (Abb. 14). Das Satellitenbild zeigt eine schwach ausgebildete Zone zwischen den beiden Gruben, die sich bis zum Vorkommen Erlenwiese verfolgen lässt (Abb. 13, Ziff. 6). In den kleinmaßstäblichen Satellitenbildern ist diese Richtung stärker ausgeprägt, auch hier besonders zwischen Prinz von Hessen und Messel (Abb. 5: Pfeil „P“), aber auch im NE des Sprendlinger Horstes.

Die Auswertung der Geländedaten ergab eine Kompression zwischen NW–SE und NE–SW. Dies steht im Einklang mit den Ergebnissen für die Richtung der größten Druckspannung seit dem Alttertiär (Kap. 3.4). Abb. 22 zeigt, dass es von NW–SE über Nord–Süd bis NE–SW Richtung zu Abschiebungen ge-

kommen ist. Das Maximum der Seitenverschiebungen liegt bei NNE–SSW.

Eine zeitliche Einstufung über die Abfolge der Bewegungen selber ist nicht möglich. Nur über die Richtungsverteilung der Spannungsfelder seit dem Tertiär ist eine zeitliche Zuordnung darstellbar.

In der Grube Messel hat postsedimentäre tektonische Bewegung stattgefunden. Dies zeigen die antithetische Kippung von Randschollen und unterschiedliche Lagerungsverhältnisse der Messel-Formation im SE der Grube (NIX 2001). In einer Kernbohrung von 1980 hat LIEBIG (2001) trachytische akkretionäre Lapilli gefunden. Ein etwa Nord–Süd gerichtetes seismisches Profil zeigt nicht nur ein einfaches Becken, sondern im nördlichen Teil ein durch eine Schwelle abgetrenntes zweites Becken (Workshop in Messel am 1.2.2001, Nix 2001).

Die seismischen Profile der Grube Prinz von Hessen zeigen im Bereich der Straße möglicherweise eine Störung an (Workshop in Messel am 1.2.2001).

Zwei der sechs Eozänvorkommen befinden sich außerhalb der Verbreitung der Rotliegendesedimente, aber auf den angenommenen Grenzen des Sprendlinger Horstes (Abb. 13). Allen Vorkommen gemeinsam ist die Lage auf „Bruchzonen“, mit denen eine Gliederung des Sprendlinger Horstes vorgenommen wird (Kap. 6.2.1.4).

Die Grenzen der Vorkommen sind aus den Gefügespuren der Luft- und Satellitenbilder nicht erkennbar. Ein Gefügewechsel zwischen den Eozänvorkommen und dem umgebenden Gesteinen ist nicht zu beobachten. Auch die von HARMS (1999) dargestellte runde Form ist in den Bildern nicht erkennbar. Eine Ausnahme bildet das Vorkommen Erlenwiese, das im Luftbild eine rundliche Form erkennen lässt. Diese ist aber kleiner als das Vorkommen und somit möglicherweise sekundär entstanden.

FAHLBUSCH (1975) äußerte die Vermutung, dass die permo-karbonen Vulkanite im Sprendlinger Horst tektonisch begrenzte Reste größerer Decken seien. Die Ergebnisse aus den Ähnlichkeitsbereichen zusammen mit der geologischen Karte scheinen diese Vermutung zu bestätigen.

8. Interpretation der Ergebnisse

Die oben dargelegten Ergebnisse sollen in diesem Kapitel hinsichtlich der Entwicklung des Sprendlinger Horstes seit dem Eozän interpretiert werden. Die vorliegenden Daten erlauben dabei nur die modellhafte Erklärung der heutigen Strukturen. Dies liegt zum einen daran, dass die Ergebnisse der Linearanalyse zwar Störungszonen liefern, ein Bewegungssinn aber nur unter bestimmten Bedingungen erkennbar sind (Flexuren, Versätze etc.). Dies ist im Sprendlinger Horst aufgrund der Bedeckung mit Vegetation nicht der Fall. Zum anderen sind die Aufschlussverhältnisse sehr schlecht und ergeben nur punktuell Ergebnisse einer Bewegungsanalyse.

8.1 Modell zur Entwicklung des Sprendlinger Horstes seit dem Alttertiär

8.1.1 Rahmenbedingungen

Ausgehend von der Annahme, dass die Brüche im Sprendlinger Horst bereits vor dem Tertiär angelegt und im Tertiär reaktiviert wurden, ergeben sich bei wechselnd ansetzenden Kompressionsspannungen unterschiedliche Relativbewegungen innerhalb dieses Bruchmusters. Trifft eine flach ansetzende Kompressionsspannung in einem spitzen Winkel auf eine existierende Störung oder Störungszone, so kann eine „strike-

slip“-Bewegung erwartet werden. Mit der Ableitung einer Strainellipse für ein „strike slip system“ (Abb. 23) und den unterschiedlichen Kompressionsspannungen seit dem Tertiär lässt sich ein kinematischer Ablauf skizzieren.

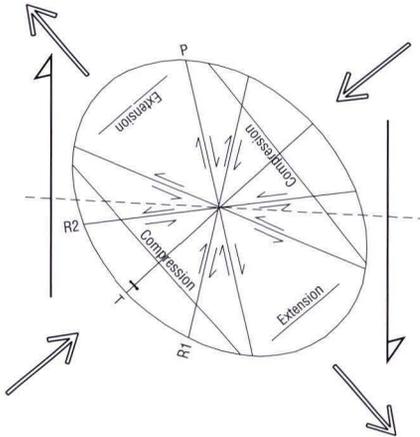


Abb. 23. „Strain-ellipse“ in einer „strike slip“-Zone mit „Riedel shear faults“ (R1, R2) „P shear“ (P) und der Beziehung zwischen Kompression und Extension (WOODCOCK & SCHUBERT 1994).

Die Richtung der größten Kompressionsspannung nach ca. 45° führt bei dem vorliegenden Bruchsystem im Sprendlinger Horst zu folgendem Bewegungsablauf (Abb. 24). Diese Kompressionsrichtung liegt \pm parallel zur angenommenen MSZ (Kap. 4.4). Senkrecht zu dieser Zone käme es zur Dehnung, an Nord-Süd bis NNE-SSW streichenden Schollengrenzen zu dextralem „strike slip“. Sinistrale „strike slips“ mit kompressiven Tendenzen oder Kompression mit sinistralen Seitenverschiebungen gäbe es an den etwa WNW-ESE bis NW-SE streichenden Schollengrenzen. Die NNE-SSW streichenden Begrenzungsstörungen der Grube Messel entsprächen \pm R1, die ENE-WSW streichenden \pm R2 (Abb. 23).

Nach WOODCOCK & SCHUBERT (1994) kommt es in einer nicht planaren „strike-slip“-Zone gewöhnlich zu Transpression und Transtension. Transtension bedingt einen Winkel zwischen Scherzone und langer Achse der strain ellipse von $> 45^\circ$. Die gleichen Autoren zeigen, dass es in einem Sedimentpaket über einer „strike-slip“-Zone zu einem bestimmten Muster von Scherbrüchen kommt. Dieses Muster zeigt – besonders im Bereich der Grube Messel – Gemeinsamkeiten mit den Ergebnissen aus der Linearanalyse.

Die Existenz einer Nord-Süd bis NNE-SSW gerichteten, präpermisch angelegten Störungszone im Basement, wie sie auch für den Oberrheingraben angenommen wird (Kap. 3), ist auch im Sprendlinger Horst als wahrscheinlich anzusehen. Diese Störungszone wurde im Eozän wieder belebt, an ihr fanden Ausgleichsbewegungen durch ansetzende Scherkräfte statt. Im Bereich der vermuteten MSZ kam es zu Extension. Begünstigt durch den flachen Winkel zwischen der Scherzone und der Kompressionsrichtung (= steiler Winkel $> 45^\circ$ zwischen der langen Achse der strain-Ellipse und der Scherzone)

kommt es zu Transtension und zur Bildung von „shear lenses“ mit absinkender Bewegung. Begünstigt wird eine Extension in Nord-Süd Richtung durch anzunehmende unterschiedliche rheologische Eigenschaften innerhalb des Gebirgskörpers in NW Richtung bedingt durch unterschiedliche Dichten. Dieser Dichteunterschied zeigt sich in dem Schweregradienten innerhalb der MSZ.

An der Wende Oligozän/Miozän hat sich nach GOLWER (1968) die NNE-SSW streichende Hanauer-Seligenstädter-Senke sowie das von ihm als „Frankfurter Schwelle“ bezeichnete Gebiet gebildet; das Untermiozän war im nördlichen Oberrheingraben ein Zeitraum starker Absenkung. Die „Neu-Isenburger Quersenke“ befindet sich im südlichen Bereich dieser Schwelle an der Grenze zum Sprendlinger Horst. Eine Auswertung dieser Grenze konnte nicht vorgenommen werden (Kap. 6.2.1.4). Die Richtung der größten Kompression war NNE-SSW (ILLIES 1974b). Dadurch kommt es an den NNE-SSW orientierten Schollengrenzen zu Extension, die MSZ sowie andere variszisch streichende Schollengrenzen zeigen einen sinistralen „strike-slip“. WNW-ESE bis NW-SE streichende Grenzen unterliegen dagegen Kompression bzw. Seitenverschiebungen mit dextralem Bewegungssinn.

Für MEIER (1989) ist diese Richtung der Kompression vom Paleozän bis Oligozän aktiv. Erst ab dem Miozän sei ein Wechsel der Hauptkompression nach NNW zu verzeichnen.

Von entscheidender Bedeutung für die Frage, ob Scherbewegungen („simple shear“) oder nur Extension („pure shear“) bei der Entstehung der Eozänvorkommen eine Rolle gespielt haben, ist der Winkel zwischen dem Streichen einer schon existenten Scherzone und der Richtung der größten Hauptspannung. Ein NE gerichteter Druck auf eine NNE-SSW streichende Fläche hätte einen dextralen strike-slip zur Folge (Abb. 25), der gleiche Druck auf eine parallel gerichtete Zone führte zu Extension senkrecht zu dieser Zone. Die Rotation der Scherzone auf eine Nord-Süd Richtung führt bei einem NNE-SSW gerichteten Druck zum gleichen Ergebnis (Abb. 25). Abb. 13 zeigt, dass innerhalb der Scherzone kein einheitliches Streichen der beteiligten Brüche vorhanden ist. Das Ergebnis der Luftbildauswertung zeigt zwischen den Gruben Prinz von Hessen und Messel einen fließenden Übergang zwischen NNE-SSW gerichteten Strukturen zu mehr Nord-Süd gerichteten (Kt. 2, Ziff. 4). Mit zunehmender Parallelität zwischen Kompression und der im Bereich der Grube Messel vorherrschenden Richtung dieser Scherzone kam es senkrecht zu dieser Zone zu verstärkter Extension. Die in der Grube Messel als „Teilmulden“ bezeichneten Strukturen lassen sich so erklären.

Bei einer weiteren Rotation des Spannungsfeldes über die Richtung der Scherzone hinaus kehren sich die Verhältnisse um. Aus dextralem wird sinistraler strike-slip. Im Pliozän ist ein spitzer Winkel zwischen Scherzone und Kompression erreicht. Transtension ist nun an den NW-SE streichenden Schollengrenzen zu erwarten (Abb. 13, Ziff. 4). GOLWER (1968)

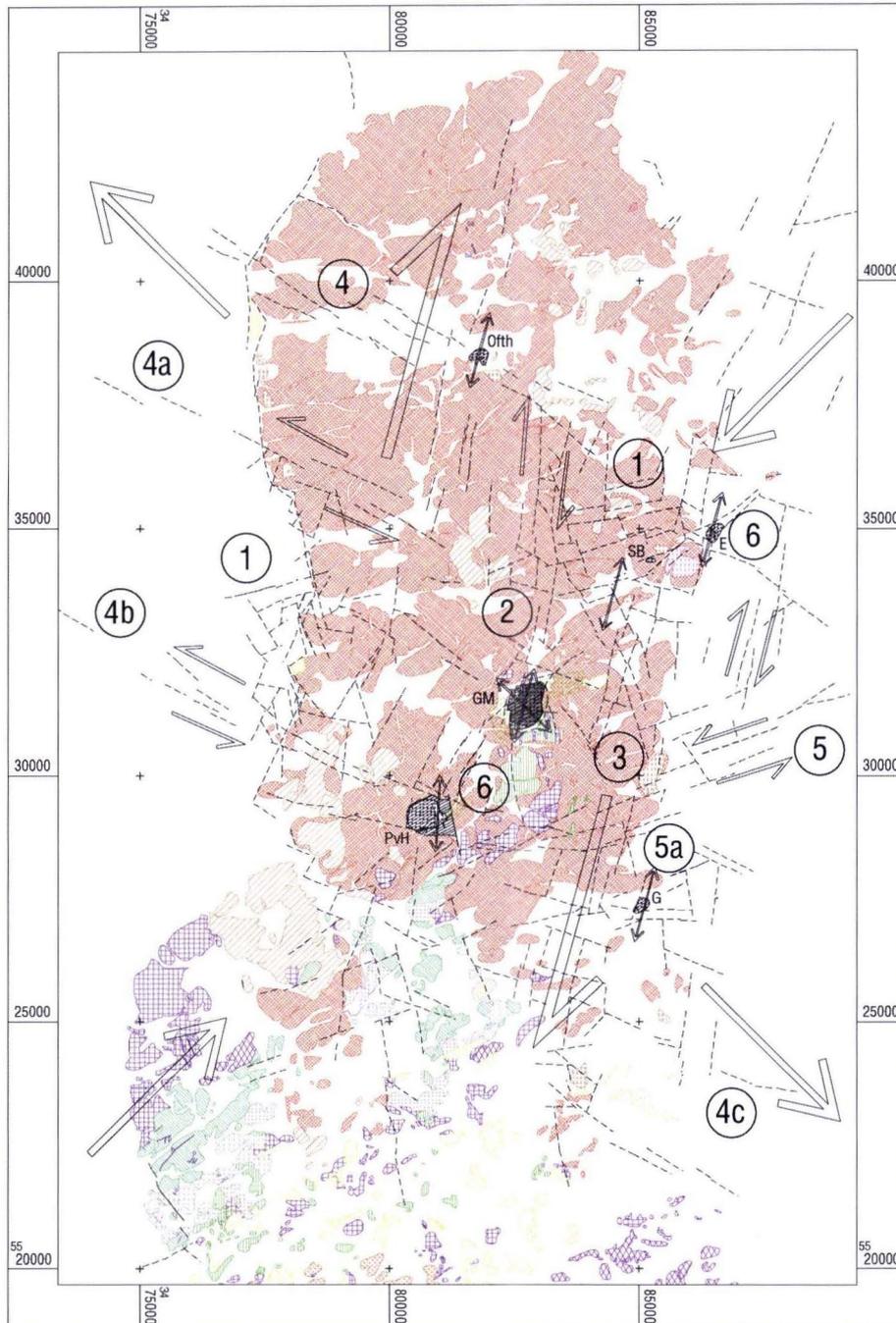


Abb. 24. NE-SW gerichtete Kompression und die resultierenden Bewegungen an den Schollengrenzen im Sprenglinger Horst. M = 1 : 150 000. Legende s. Karte 1 im Anhang. Bedeutung der Ziffern s. Text.

vermutet das Absinken der Reinheimer Bucht im Pliozän. Das in dieser Arbeit als Tertiärkeil bezeichnete Gebiet ist der westliche Ausläufer dieser Reinheimer Bucht. Die südliche Grenze wird von einer NW-SE streichenden Zone begrenzt (Abb. 13, 4c), die nördliche von einer mit ca. 60° streichenden Zone. Das Eozänvorkommen von Groß-Zimmern deutet eine eozäne

Anlage dieser nördlichen Grenze an. Das von BACKHAUS (1987) postulierte Spannungsfeld müsste allerdings zu Kompression an der nördlichen Grenze dieses Tertiärkeils führen. Die Auflage oberpliozäner und pleistozäner Sedimente auf Buntsandstein in der Reinheimer Bucht zeigt allerdings eine Absenkung in diesem Zeitraum.

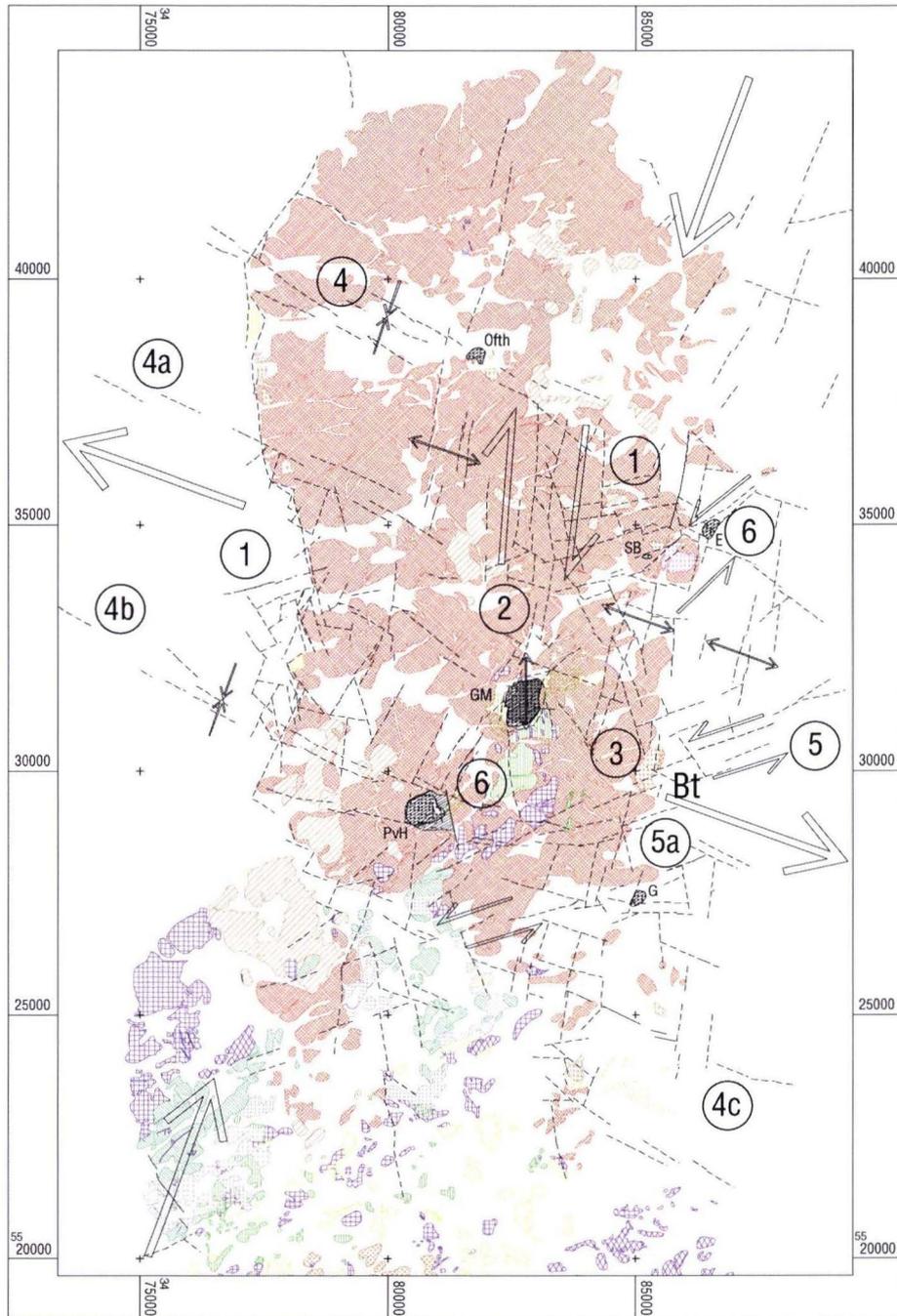


Abb. 25. NNE–SSW orientierte Kompression mit den resultierenden Bewegungen an den Schollengrenzen im Sprendlinger Horst. M = 1 : 150 000. Legende s. Karte 1 im Anhang. Bedeutung der Ziffern s. Text.

Mit dem Erreichen der heutigen Kompressionsspannung aus ca. 140° wird an den NW–SE streichenden Schollengrenzen der dilatative Einfluss am größten (Abb. 26). Die MSZ würde dage-

gen unter kompressiven Kräften stehen. Dies könnte eine weitere Rotation des Spannungsfeldes ab dem Oberpliozän bedeuten, wie sie auch von BACKHAUS (1987) angedeutet wird.

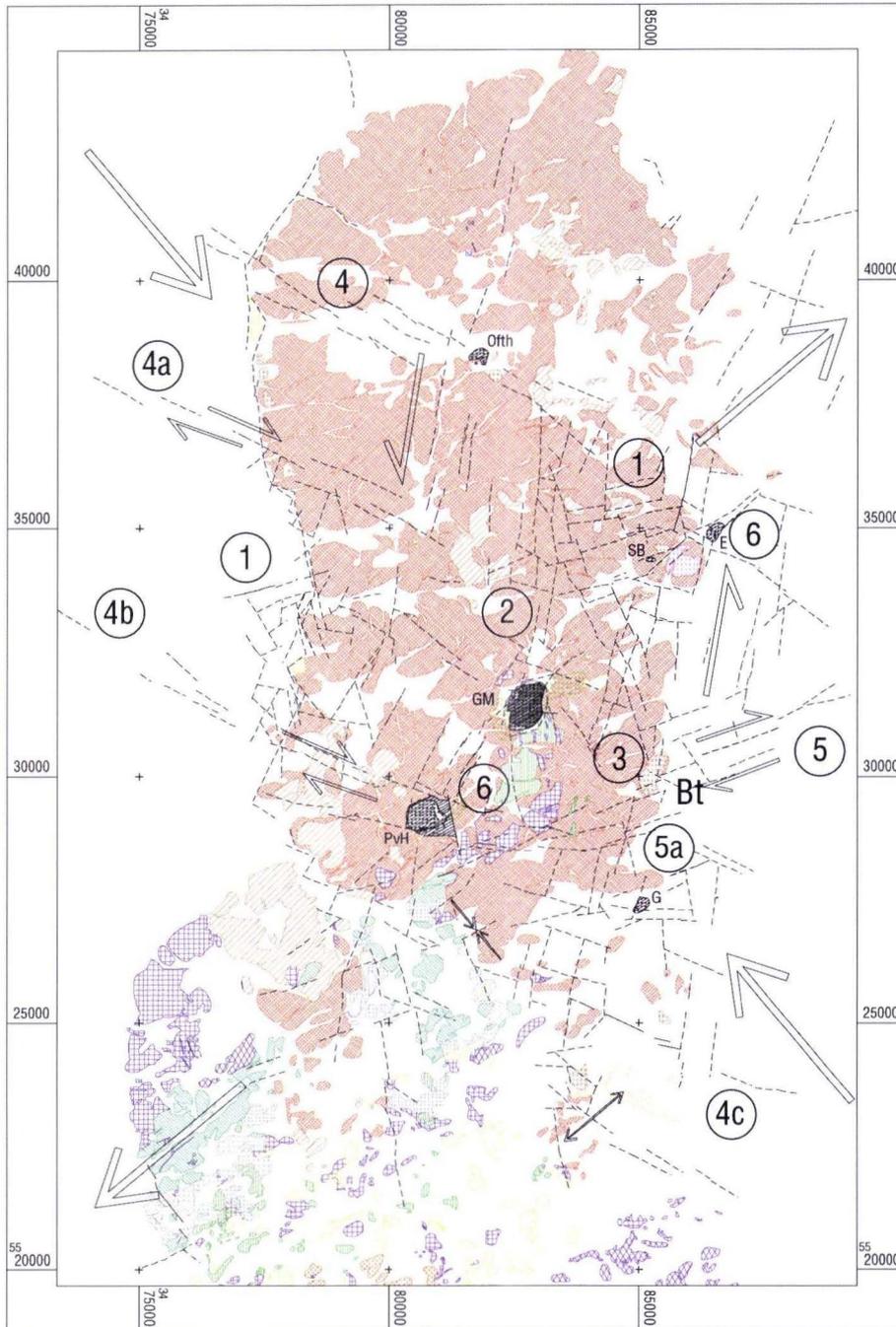


Abb. 26. Bewegungssinn an den Schollengrenzen unter dem heutigen Spannungsfeld. M = 1 : 150 000. Legende s. Karte 1 im Anhang, Bedeutung der Ziffern s. Text.

8.1.2 Schlussfolgerungen

Die „Neu-Isenburger Quersenk“ zeigt die Existenz regional wirksamer extensionaler Bewegung in Nord–Süd Richtung an. Diese Dehnungstektonik im spitzen Winkel zur größten Kompressionsspannung ist nur an einer „strike-slip“-Zone erklärbar. Diese Zone ist die reaktivierte, variszisch angelegte

und Nord–Süd bis NNE–SSW streichende Zone im Spremlinger Horst. Sie erstreckt sich nach Norden über diesen hinaus (SCHENK 1974). Lokale Unterschiede in der Dehnbarkeit der geologischen Einheiten führen zu Zonen stärkerer Absenkung in Gebieten mit größerer Dehnbarkeit. Die für eine Dehnung zu fordernde Volumenvergrößerung wäre gegeben durch eine Drehung des Rheinischen Schiefergebirges gegen den Uhrzei-

gersinn (MOE 1999). Die dabei entstehenden rechtslateralen Verschiebungen am Südrand des Rheinischen Schiefergebirges wurden von ANDERLE (1987) und SCHWAB (1987) nachgewiesen. In den magnetischen Anomalien im Oberrheingraben – auch im Bereich des Odenwaldes – ist nach MEIER (1989) kein größerer Versatz in Nord–Süd Richtung nachweisbar. Daraus folgt, dass die oben beschriebene Dehnung nur nördlich des Odenwaldes aktiv war. Eine Dehnung des Sprendlinger Horstes in Nord–Süd Richtung lässt schon die Morphologie vermuten, die im mittleren Sprendlinger Horst eine deutliche Depression zeigt. Auch die Geländedaten geben Hinweise auf eine Depression.

Die Eozänvorkommen sind an Kreuzungen NNE–SSW streichender Bruchzonen mit NE streichenden (Prinz von Hessen, Grube Messel, Sellborn-Schneise und Erlenwiese) oder SW streichenden (Offenthal und Erlenwiese) Strukturen gebunden. Bei dem Vorkommen Groß-Zimmern kommen ESE (ca. 60°) streichende hinzu (Abb. 13, Ziff. 5a). Des Weiteren liegen sie am Rand einer Höhenlage des kristallinen Untergrundes (ob das Schwerehoch im Süden von Frankfurt/M. ebenfalls auf einer solche Hochlage zurückzuführen ist, kann hier nur vermutet werden). Möglicherweise liegen die auf der NE streichenden Struktur angeordneten Eozänvorkommen zusätzlich auf einer Störungszone (MSZ). Durch das Spannungsfeld im Eozän kam es an den NNE–SSW Strukturen zu Dehnungen bzw. zu dextralem „strike-slip“ und damit verbundenen Trans-tension. Der laterale Verschiebungsbetrag muss nicht groß sein. MOOS (1994) hat gezeigt, dass bei hinreichender Tiefe der Bewegung der laterale Versatz bei gleich bleibender Beckengröße immer geringer wird. Bei einer Tiefenwirkung von 6 000 m ergäbe sich ein Lateralversatz von 230–350 m, bei noch tiefer reichenden Störungssystemen würde sich dieser Betrag noch weiter verringern.

Durch die Dehnung bestand durchaus die Möglichkeit, dass Magma nach oben steigt. Die Bohrung in der Grube Messel im Jahr 2001 fand im Liegenden der Ölschiefer eine vulkanische Brekzie. Eine zwingende Notwendigkeit für einen Vulkanismus besteht nicht, wie die Grube Prinz von Hessen zeigt. Hier hat über einen längeren Zeitraum eine \pm stetige Absenkung stattgefunden, wie die Braunkohlenlagen erkennen lassen.

Die Verhältnisse der Grube Messel zeigen, dass die Dehnungstektonik über das Eozän hinaus aktiv war. Für die Grube Prinz von Hessen ist dies anzunehmen (MATTHEB 1966b), heute aber nicht mehr nachzuweisen. Die Tatsache, dass sich das Trennflächengefüge der Umgebung durch alle Vorkommen hindurch fortsetzt, kann als Hinweis dafür gelten.

Für die Grube Messel ist aufgrund der Bohrergebnisse dagegen eine Kombination von Dehnungstektonik und Vulkanismus festzustellen. Nach einer initialen Dehnung und damit verbundener Absenkung kam es zu einem vulkanischen Ereignis. Dabei wurden die meisten der bis dahin in dem Senkungsgebiet abgelagerten Sedimente ausgeräumt. Der dabei ent-

standene Hohlraum wurde zuerst von gröberen Klastika (Untere Messel-Formation, unterer Abschnitt) verfüllt. In einer Phase relativer Stagnation bildeten sich erste bituminöse Sedimente. Durch Setzungsvorgänge und/oder weiter anhaltende Bewegung, die zu weiterer Senkung führte, wurde diese Bildung aber öfter durch Schüttung von Grobklastika unterbrochen (Untere Messel-Formation, oberer Abschnitt). Der Fund von Ölschiefergeröllen in den klastischen Sedimenten zeigt, dass diese bereits bei der Sedimentation der Klastika in der näheren Umgebung vorhanden gewesen sein müssen (WEBER 1988).

Die Mittlere Messel-Formation (Ölschiefer) wurde dann in einem Stadium relativer Stagnation gebildet. Durch ein Wiederaufleben der tektonischen Aktivitäten wurden die Sedimente der Messel-Formation erneut gestört (z.B. staffelförmiges Einsinken im Norden der Grube, NIX 2001), und es kam zu weiterem Absinken. Dadurch wurden Randbereiche der ursprünglichen Verbreitung abgeschnitten (HARMS 2000).

Der Fund von trachytischen akkretionären Lapilli in der Unteren Messel-Formation wirft zwei Fragen auf:

1. Die Frage nach dem Alter dieser Vulkanite, die bisher an die Grenze Kreide/Tertiär gestellt wurden. Trachyte sind in der unmittelbaren Nachbarschaft der Grube Messel nicht zu finden. Da sie im liegenden Teil der Mittleren Messel-Formation auftreten, müssten sie entweder umgelagert worden sein oder, wenn sie nicht umgelagert wurden, jünger als bisher angenommen sein. Damit wäre auch den zugehörigen Vulkaniten ein jüngerer Alter zuzuordnen.
2. Wenn das kretazische/tertiäre Alter der Vulkanite zutrifft, erhebt sich die Frage, ob die initialen Ereignisse, die zur Bildung von Messel führten, älter als Eozän sind.

Wenn man annimmt, dass nicht der gesamte initiale Absenkungsraum von dem vulkanischen Ereignis betroffen wurde, so könnten in dieses Becken bereits umgelagerte Lapilli erneut für den Reliefausgleich des entstandenen Hohlraumes umgelagert worden sein. Dann entspräche die heutige Größe der Grube Messel nicht der ursprünglichen. Hinweise darauf sind vorhanden (s.u.). Dies könnte auch das seltene Auftreten von Rotliegendematerial im liegenden Teil der Messel-Formation erklären, wenn nur der zentrale Bereich erhalten blieb.

Eine initiale Dehnung im Eozän wird vom Verfasser auch für die anderen Eozänvorkommen im Sprendlinger Horst angenommen. Daraus resultierender Vulkanismus scheint für die Vorkommen von Offenthal und von Groß-Zimmern durch Bohrergebnisse gesichert zu sein (HARMS 2000). Die rundliche Form der Vorkommen Offenthal, Groß-Zimmern, Sellborn-Schneise (wahrscheinlich) und Erlenwiese deuten ebenfalls darauf hin. Kritisch anzumerken ist dabei, dass die rundliche Form auf geophysikalischen Modellierungen basiert. Nur beim Vorkommen Prinz von Hessen ist die Verbreitung der Ölschiefer durch Sondierbohrungen nachgewiesen (Ch. MÜLLER 1995). Die Genese dieses Vorkommens ist als tektonisch an-

zunehmen. Die Grube Messel zeigt dagegen eine mehr sigmoidale Form, auch die Modellierung der Schweredaten ergab für diese Form die besten Ergebnisse (freundl. Mitt. Hr. Wallner).

Auch das außerhalb des Arbeitsgebietes liegende, fragliche Vorkommen bei Stockstadt (STRAUB 1955; Tab. 1) wäre durch die oben beschriebene Dehnungstektonik erklärbar. Dieses Vorkommen liegt in SW Verlängerung der MSZ innerhalb des Oberrheingrabens und ist an NE–SW bis NNE–SSW streichende Störungen, die sich mit NW–SE gerichteten Störungen schneiden, gebunden (STRAUB 1959).

Das von MATTHEB (1966a) beschriebene zweite Vorkommen NE von Gundernhausen (Tab. 1) ist nur von einer Erkundungsbohrung bekannt. Das Areal ist bebaut, es liegen keine weiteren Daten vor. Diese Bohrung und das Vorkommen Groß-Zimmern liegen auf der ca. 60° streichenden Grenze zwischen Sprendlinger Horst und „Tertiärkeil“ (Abb. 13, D2). NNE–SSW streichende Schollengrenzen sind auch hier dominant.

Zusammenfassend kann man sagen, dass die Ölschiefer-vorkommen auf initiale Dehnungen im Eozän zurückgeführt werden können. Diese transtensionalen Dehnungen erfolgten an Nord–Süd bis NNE–SSW streichenden Blattverschiebun-

gen im Kreuzungsbereich von NE–ESE streichenden Bruch- oder Schwächezonen, die Aufstiegswege für Magma bereitstellen konnten. Oberrheingrabens und Sprendlinger Horst waren zu dieser Zeit noch nicht in der späteren Form existent. Mit der weiteren Drehung des Spannungsfeldes auf eine Nord–Süd bis NNW Richtung bis zum Oligozän/Miozän verlagerte sich die Dehnung auf die heutigen Grabenzonen, die im Untermiozän ihren Höhepunkt fand (GOLWER 1968). Wie die Grube Messel zeigt, ging die postsedimentäre Dehnung auch im Sprendlinger Horst weiter. Senkungen fanden im Pliozän mit dem Einsinken der Reinheimer Bucht ihren Abschluss (GOLWER 1968). Danach wurden Senkungsgebiete zu Hebungsgebieten. Dies ist erklärbar mit zunehmenden kompressionalen Kräften durch das herrschende Spannungsfeld auf die NNE–SSW streichenden Strukturen. An den NW–SE streichenden Brüchen im Sprendlinger Horst (Abb. 13, Ziff. 4) ist dagegen Extension zu erwarten.

Die Dominanz dieser Richtung im Sprendlinger Horst gegenüber der variszischen ist auf die junge extensionale Tendenz zurückzuführen.

9. Schriftenverzeichnis

- ANDERLE, H.-J. (1974): Block Tectonic Interrelations between Northern Upper Rhine Graben and Southern Taunus Mountains. – In: ILLIES, J.H. & FUCHS, K. (Ed.): Approaches to Taphrogenesis: 243–253, 1 fig.; Stuttgart (Schweizerbart).
- ANDERLE, H.-J. (1987): The evolution of the South Hunsrück and Taunus Borderzone. – *Tectonophysics*, **137**: 101–114, 6 figs.; Amsterdam.
- BACKHAUS, E. (1987): Der Schollenbau des Odenwälder Deckgebirges. – *Z. dt. Geol. Ges.*, **138**: 157–171, 9 Abb.; Hannover.
- BACKHAUS, E. & RAHNAMA-RAD, J. (1991): Die Rutschgefährdung der Messel-Formation (Fundstätte Messel; Mittel-Eozän) – Einflüsse der Tektonik, der Hydrogeologie und der Materialeigenschaften. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **139**: 1–69, 56 Abb., 8 Tab.; Frankfurt/M.
- BOCK, M. (1995): Die Schwereanomalie des Ölschiefer-vorkommens Erlenwiese bei Urberach, NE Darmstadt. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Mainz: 100 S., 36 Abb., 15 Tab. + 31 S. Tab.-Anh.; Mainz.
- BODECHTEL, J. (1969): Photogeologische Untersuchungen über die Bruchtektonik im Toskanisch-Umbrischen Apennin. – *Geol. Rdsch.*, **59** (1): 265–278, 9 Abb.; Stuttgart.
- BÜCHEL, G. (1994): Vulkanologische Karte West- und Hocheifel. – *Inst. f. Geowiss. Univ. Mainz*; Mainz.
- CHELIUS, C. (1886): Erläuterungen zur geologischen Karte des Großherzogtums Hessen 1 : 25 000, Bl. Darmstadt. – Nachdruck Bl. 6117 Darmstadt-West 1994: 81 S.; Wiesbaden.
- CHELIUS (1891): Geologische Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. Darmstadt (Faksimilierter Nachdruck 1994).
- DIRKSEN (1997): Diplomkartierung auf Bl. 5918 Neu-Isenburg. – *Dipl.-Arb. Univ. Frankfurt/M.*; Frankfurt/M.
- DURST, H. (1991): Aspects of exploration history and structural style in the Rhine graben area. – Generation, accumulation and production of Europe's hydrocarbons. – In: SPENCER, A.M. (Ed.): Special Publications of the European Association of Petroleum Geoscientists, **1**: 247–261, 14 Abb.; Oxford.
- DUYSTER, J.P. (2000): STEREO.NETT Version 2.46. – download unter: fs-geowi-hannover.de/files/download/stereo.zip
- EL-NASHARTY, F. (1979): Luftbild- und Satellitengeologische Untersuchungen in der Wetterau und im Rheinischen Schiefergebirge. – *Inaug.-Diss. Johann Wolfgang Goethe-Universität*: 106 S.; 11 Abb., 2 Tab.; Frankfurt/M.
- FAHLBUSCH, K. (1975): Das Schollenmosaik im Bereich der östlichen Rheingrabenschulter zwischen Dossenheim und Langen (Hessen). – *Aufschluß, Sonderbd.* **27**: 33–37; Heidelberg.
- FRANZEN, J.L., WEBER, J. & WUTTKE, M. (1982): Senckenberg-Grabungen in der Grube Messel bei Darmstadt. 3. Ergebnisse 1979–1981. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **54**: 118 S., 99 Abb., 2 Taf.; Frankfurt/M.
- FÜRST, M. (1980): Die photogeologische Linearanalyse und ihre Anwendung bei der indirekten Erkundung von Kluftwasser. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **9**: 53–91, 25 Abb.; Mainz.
- GABRIEL, G., BUNESS, H., PUCHER, R. & SCHULZ, R. (2001): Die postulierte „Messel-Störungszone“ – eine geophysikalische Bestandsaufnahme. – *Vortr. 61. Jahrestag. Dt. Geophys. Ges.*, 19.–23.3.2001, Tagungsband: 110; Frankfurt/M.
- GANGEL, L. (1977): Luftbildgeologische Untersuchungen im nördlichen Buntsandstein-Odenwald. – *Geol. Jb. Hessen*, **105**: 155–168, 10 Abb.; Wiesbaden.
- GERKE, K. (1957): Die Karte der Bouguer-Isanomalien 1 : 1 000 000 von Westdeutschland. – *Angewandte Geodäsie*, **46** I (Reihe B): 7–12; Frankfurt/M.

- GOLWER, A. (1968): Paläogeographie des Hanauer Beckens im Oligozän und Miozän. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **96**: 157–184, 8 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- GREINER, G. (1974): In situ Stress Measurements in Southwest Germany – First Results. – In: ILLIES, J.H. & FUCHS, K. (Ed.): Approaches to Taphrogenesis: 118–121, 1 fig.; Stuttgart (Schweizerbart).
- HAGEL, U. (1989): Geologische Teilkartierung der Blätter Darmstadt Ost (6118) und Langen (6018). – Unveröff. Dipl.-Arb. Johann Wolfgang Goethe-Universität: 77 S., 29 Abb., 1 Tab., 2 Anl.; Frankfurt/M.
- HARMS, F.-J. (1999) mit Beitr. von WALLNER, H. & JACOBY, W.: Karte zur Verbreitung der Messel-Formation und der Tiefenlage der Basis des Deckgebirges (Miozän, Pliozän und Quartär) am Ostrand des Sprendlinger Horstes. – Faltblatt Welterbe Grube Messel, hrsg. von Forschungsinst. Senckenberg, Frankfurt/M., und Hess. L.-Amt Bodenforsch., Wiesbaden.
- HARMS, F.-J. (2000): On the origin of the Messel Pit and other oil shale deposits on the Sprendlinger Horst, Southern Hessen. – Terra Nostra, **2000** (6): 160–164; 1 Tab.; Berlin.
- HARMS, F.-J. & SCHAAL, S. (1996): Die Geologie der Grube Messel. – In: HESSISCHES MINISTERIUM FÜR WISSENSCHAFT UND KUNST (Hrsg.): Fenster zur Urzeit. Weltnaturerbe Grube Messel. – Wiesbaden.
- HARMS, F.-J., ADERHOLD, G., HOFFMANN, I., NIX, T. & ROSENBERG, F. (1999): Erläuterungen zur Grube Messel bei Darmstadt. – 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. – Schriftenr. Dt. Geol. Ges., **8**: 181–222, 25Abb., 7 Tab.; Hannover.
- HARMS, F.-J., HOTTENROTT, M. & WALLNER, H. (2000): Neues Vorkommen der Messel-Formation bei Eppertshausen entdeckt. – Natur und Museum, **130** (5): 161–163; Frankfurt/M.
- HÜTTNER, R. (1991): Bau und Entwicklung des Oberrheingrabens. Ein Überblick mit historischer Rückschau. – Geol. Jb., **E48**: 17–42, 10 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- HUMMEL, K. (1927): Hessische Ölschieferlagerstätten. – Petroleum, **26**: 1125–1132, 3 Abb; Berlin.
- ILLIES, J.H. (1965): Bauplan und Baugeschichte des Oberrheingrabens. – Oberrhein. geol. Abh., **14**: 1–54; Karlsruhe.
- ILLIES, J.H. (1974a): Taphrogenesis and Plate Tectonics. – In: ILLIES, J.H. & FUCHS, K. (Ed.): Approaches to Taphrogenesis: 433–460, 13 figs.; Stuttgart.
- ILLIES, J.H. (1974b): Intra-Plattentektonik in Mitteleuropa und der Rheingraben. – Oberrhein. geol. Abh., **23**: 1–24, 12 Abb.; Karlsruhe.
- ILLIES, J.H. (1975): Recent and paleo-intraplate tectonics in stable Europe and the Rhinegraben rift system. – Tectonophys., **29**: 251–264, 6 Abb.; Amsterdam.
- JACOBY, W. (1997): Tektonik und eozäner Vulkanismus des Sprendlinger Horstes, NE-Flanke des Oberrheingrabens. – Schriftenr. Dt. Geol. Ges., **2**: 66–67; Jena.
- JACOBY, W., WALLNER, H. & SMILDE, P. (2000): Tektonik und Vulkanismus entlang der Messel-Störungszone auf dem Sprendlinger Horst: Geophysikalische Ergebnisse. – Z. dt. geol. Ges., **151** (4): 493–510; 8 Abb.; 3 Tab.; Stuttgart.
- JACOBY, W., WALLNER, H., SEBAZUNGU, E. & ARNOLD, J. (2001): Geophysikalisches Geländepraktikum 2001 am Dachberg. – <http://www.uni-mainz.de/FB/Geo/Geologie/Geophysik/FPfp01.html>
- KIRSCH, H., KOBER, B. & LIPPOLT, H.J. (1988): Age of intrusion and rapid cooling of the Frankenstein gabbro (Odenwald, SW-Germany) evidenced by $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ and single-zircon $207\text{Pb}/206\text{Pb}$ measurements. – Geol. Rdsch., **77**: 693–711, 10 Abb., 5 Tab.; Heidelberg.
- KLEMENS, E. (1987): Der Schollenbau des Deckgebirges im Odenwald, gedeutet anhand klassischer Bruchhypothesen. – Z. dt. geol. Ges., **138**: 173–188, 10 Abb.; Hannover.
- KLEMM, G. (1901): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Großherzogtums Hessen 1 : 25 000, Bl. [5917] Kelsterbach und [5918] Neu-Isenburg. – Behelfsausgabe geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Nachdruck Bl. 5918 Neu-Isenburg 1992: 76 S.; Wiesbaden.
- KLEMM, G. (1910): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen, Bl. Messel. – [Bl. 6018 Langen]: 114 S.; Darmstadt.
- KLEMM, G. (1938): Erläuterungen zur Geologischen Karte Hessen 1 : 25 000, Bl. Roßdorf. – [Bl. 6118 Darmstadt Ost]: 114 S., 1 Taf.; Darmstadt.
- KOWALCZYK, G. (1983): Das Rotliegende zwischen Taunus und Spessart. – Geol. Abh. Hessen, **84**: 99 S., 48 Abb., 2 Tab., 8 Taf.; Wiesbaden.
- KOWALCZYK, G., MURAWSKI, H. & PRÜFERT, J. (1978): Die paläogeographische und strukturelle Entwicklung im Südtteil der Hessischen Senke und ihrer Randgebiete seit dem Perm. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **60**: 181–205, 11 Abb.; Stuttgart.
- KOWALCZYK, G., KÜMMERLE, E. & SEMMEL, A. (1999): Geologische Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 5918 Neu Isenburg; Wiesbaden.
- KROHE, A. & WILLNER, A.P. (1995): The Odenwald Crystalline Complex. – In: DALLMEYER, R.D., FRANKE, W. & WEBER, K. (Ed.): Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe: 174–181; Berlin (Springer).
- KRONBERG, P. (1967): Photogeologie. – Clausthaler Tekt. Hefte (CTH), **6**: 235 S.; Clausthal-Zellerfeld.
- KRONBERG, P. (1976): Bruchstrukturen des Rheinischen Schiefergebirges, des Münsterlandes und des Niederrheins – kartiert in Aufnahmen des Erderkundungs-Satelliten ERST-1. – Geol. Jb. **A33**: 37–48, 4 Abb.; Hannover.
- KRONBERG, P. (1977): Die regionale und überregionale Bruchtektonik Mitteleuropas – Bestandsaufnahme und Interpretation. – Geotekt. Forsch., **53**: 7–41, 21 Abb., 2 Beil.; Stuttgart.
- LAZAR, B. (1986): Das Schollenmosaik zwischen Roßdorf und Messel (Sprendlinger Horst) ermittelt durch geoelektrische Tiefensondierung mit der Schlumberger Anordnung. – Unveröff. Dipl.-Arb. Friedrich-Alexander-Universität, Teil 1: 55 S., 16 Abb.; Erlangen.
- LIEBIG, V. (2001): Seismische Profile aus dem Jahr 2000 und die Neubeschreibung von Bohrkernen aus dem Jahr 1980 – ein Vergleich (Grube Messel, Südhessen, Deutschland). – Vortr. 61. Jahrestag. Dt. Geophys. Ges., 19.–23.3.2001, Tagungsband: 112; Frankfurt/M.
- LIPPOLT, H.J., BARANYI, I. & TODT, W. (1975): Die Kalium-Argon-Alter der postpermischen Vulkanite des nord-östlichen Oberrheingrabens. – Aufschluß, Sonderbd. **27**: 205–212, 2 Abb.; Heidelberg.
- LIST, F.K. (1969): Quantitative Erfassung von Kluffnetz und Entwässerungsnetz aus dem Luftbild. – Bildmessung und Luftbildwesen, **4**: 134–140, 4 Abb.; Berlin.
- MARELL, D. (1987): Das Rotliegende zwischen Odenwald und Taunus. – Inaug.-Diss. Johann Wolfgang Goethe-Universität, 2 Bd., Bd. 1 Textband: 263 S., 118 Abb., 2 Taf.; Frankfurt/M.
- MARELL, D. (1989): Das Rotliegende zwischen Odenwald und Taunus. – Geol. Abh. Hessen, **89**: 128 S., 57 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- MARSAL, D. (1979): Statistische Methoden für Erdwissenschaftler. – 2. Aufl.: 192 S., 54 Abb., 86 Beisp.; Stuttgart (Schweizerbart).

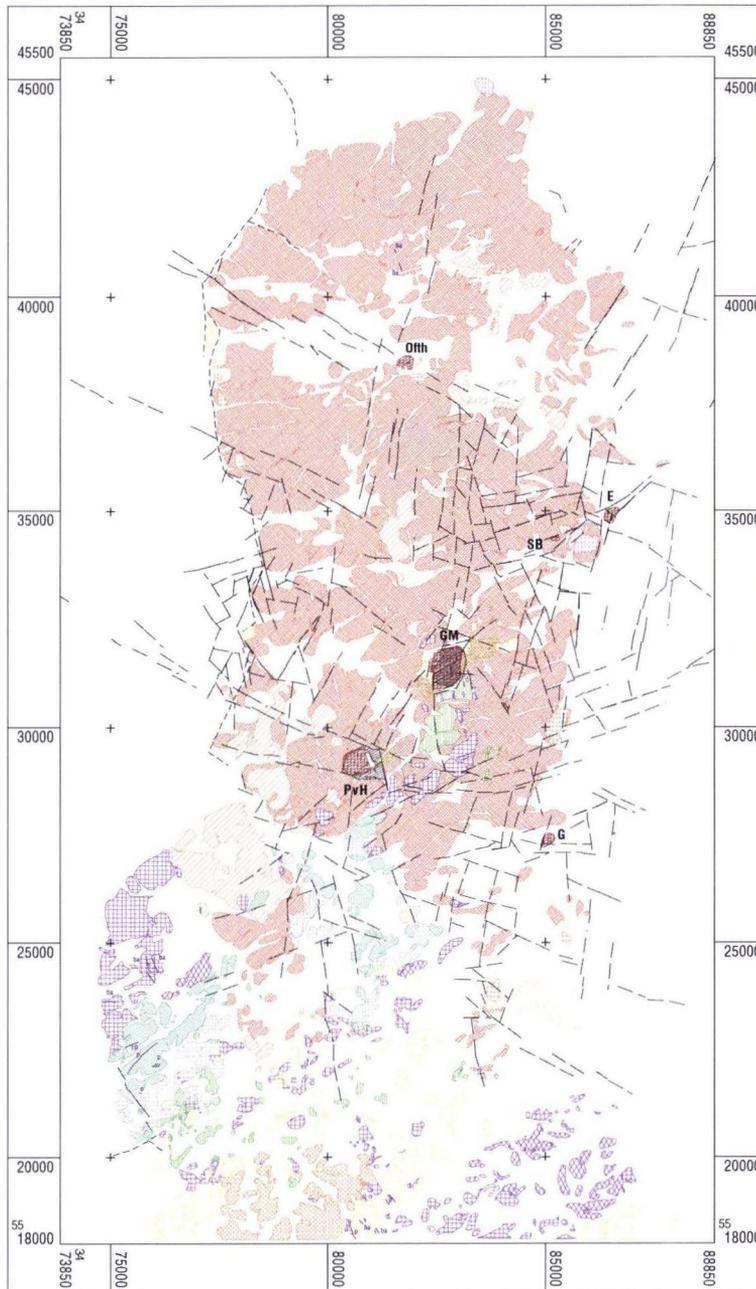
- MATTHEB, G. (1966a): Zur Geologie des Ölschiefervorkommens von Messel bei Darmstadt. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **51**: 87 S., 11 Abb., 10 Taf.; Wiesbaden.
- MATTHEB, G. (1966b): Zur Tektonik des Ölschiefervorkommens von Messel bei Darmstadt. – Z. dt. geol. Ges., **115**: 454–456; Hannover.
- MEIER, L. (1989): Ein Modell für die Tiefenstruktur und Kinematik im Bereich des nördlichen Oberrheingrabens. – Diss. Univ. Karlsruhe: 145 S., 45 Abb.; Karlsruhe.
- MOE, A. (1999): Neotectonic movements in the Rhenisches Schiefergebirge (Germany) and possible block rotation. – Zbl. Geol. Paläont., **1-2**: 81–92; Stuttgart.
- MOOS, C. (1994): Gravimetrische Untersuchungen zur Frage der Genese von „Messel“. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Mainz: 134 S., 33 Abb., 13 Tab. + Tab.-Anh., 3 Taf.; Mainz.
- MÜLLER, Ch. (1995): Geophysikalische Messungen zur Bestimmung der geologischen Lagerungsverhältnisse der Ölschiefergrube Prinz von Hessen. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Mainz: 105 S., 51 Abb., 13 Tab. + Tab.-Anh., 2 Taf.; Mainz.
- MÜLLER, M. (1995): Gravimetrische und tektonische Untersuchung der Schwerestörung bei Messel. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Mainz; Mainz.
- MURAWSKI, H. (1984): Lineationen und Lineamente im Gebirgskörper Mitteleuropas. – Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg, **56**: 185–204; Hamburg.
- MURPHY, S.M. (1987): Die tektonische Eingrenzung des Sprendlinger Horst mit Hilfe gravimetrischer Methoden. – Unveröff. Dipl.-Arb. Friedrich-Alexander-Universität, Teil 1: 39 S., 10 Abb., 2 Tab., 2 Profile, Anhang; Erlangen.
- NIX, T. (2001): Räumliche Modellierung der geologischen und tektonischen Verhältnisse der Grube Messel. – Unveröff. Ber. Forsch.-Inst. Senckenberg, Abt. Messel-Forsch.: 47 S., 8 Abb., 1 Tab., 16 Anl.; Messel.
- NÖRING, F. (1951): Tektonische Auswertung einer Reliefdarstellung von Hessen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **6** (2): 67–73; Wiesbaden.
- ONCKEN, O. (1997): Transformation of a magmatic arc and an orogenic root during oblique collision and its consequences for the evolution of the European Variscides (Mid-German Crystalline Rise). – Geol. Rdsch., **86**: 2–20; Stuttgart.
- ONCKEN, O. & WEBER, K. (1995): Rhenohercynian Foldbelt – Structure. – In: DALLMEYER, R.D., FRANKE, W. & WEBER, K. (Ed.): Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe: 50–58; Berlin (Springer).
- PIRRUNG, B.M. (1997): Zur Genese der tertiären Seesedimente von Eckfeld (Eifel), Enspel (Westerwald), Messel (Sprendlinger Horst) und Sieblos (Rhön): geologische und geophysikalische Untersuchungen. – Diss. Univ. Jena: 162 S., 60 Abb., 23 Tab.; Jena.
- RAAB, M. (1980): Die Geologie der Grube Messel. – Aufschluß, **31**: 181–204, 8 Abb.; Heidelberg.
- RAHNAMA-RAD, J. (1989): Tektonik der Messeler Scholle, Verwitterbarkeit des Ölschiefers und hydrogeologische Einflüsse auf die Rutschgefährdung ihrer Gesteinsformationen, insbesondere der mitteleozänen Messeler Schichten (Tertiär). – Diss. Univ. Darmstadt: 160 S., 70 Abb.; Darmstadt.
- REUL, K. (1977): Die tektonische Gefügeanalyse durch Fernerkundung, eine neue Untersuchungsmethode. – Geol. Jb. Hessen, **105**: 149–153; Wiesbaden.
- REUL, K. (1985): Aufbau und Anordnung bruchtektonischer Homogenbereiche. – Geol. Bl. NO-Bayern, **34/35**: 859–896, 9 Abb.; 1 Taf.; Erlangen.
- REUL, K. & RÉE, Ch. (1976): Tektonische Gefügeanalyse aus Fernerkundung und vor Ort am Beispiel der Uranlagerstätte Ellweiler. – Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N.F. **58**: 183–201; Stuttgart.
- RIETSCHEL, S. (1994): Messel – ein Maarsee? – Mainzer naturwiss. Arch.; Beih. **16**: 213–218; Mainz.
- SANDER, B. (1950): Einführung in die Gefügekunde geologischer Körper. – 2. Teil: 409 S.; Wien.
- SCHENK, E. (1974): Die Fortsetzung des Rheingrabens durch Hessen. – In: ILLIES, J.H. & FUCHS, K. (Ed.): Approaches to Taphrogenesis: 286–302, 7 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart).
- SCHUNCK, K. (1979): Der Kreuzungsbereich Eifeler Nord-Süd-Zone und Saar-Nahe-Senke – Luftbildgeologische Analyse eines Schollenmosaiks. – Inaug.-Diss. Johann Wolfgang Goethe-Universität: 123 S.; Frankfurt/M.
- SCHWAB, K. (1987): Compression and right-lateral strike-slip movement at the Southern Hunsrück Borderfault (Southwest Germany). – Tectonophysics, **137**: 115–126, 5 figs.; Amsterdam.
- STEIN, E. (2001) Die magmatischen Gesteine des Bergsträßer Odenwaldes und ihre Platznahme-Geschichte. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **83**: 267–283, 2 Abb.; Stuttgart.
- STRAUB, E. (1955): Über einen Fund von fraglichem Mitteleozän im Erdölfeld Stockstadt bei Darmstadt. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **83**: 220–227, 2 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- STRAUB, E. (1959): Das Gasfeld Stockstadt. – Accad. Nazion. Dei Lincei, **1**: 165–173; Rom.
- WALLBRECHER, E. (1986): Tektonische und gefügeanalytische Arbeitsweisen – graphische, rechnerische und statistische Verfahren. – 244 S., 220 Abb.; Stuttgart (Enke).
- WEBER, J. (1988): Sedimentpetrographische Untersuchungen in der eozänen Messel-Formation. – Diss. Univ. Frankfurt/M.: 12+186 S., 36+22 Abb., 11 Tab., 9 Taf.; Frankfurt/M.
- WEBER, J. & HOFMANN, U. (1982): Kernbohrungen in der eozänen Fossilagerstätte Grube Messel bei Darmstadt. – Geol. Abh. Hessen, **83**: 58 S., 3 Taf.; Wiesbaden.
- WEBER, K. (1995): Structural relationship between Saar-Nahe-Basin, Odenwald, and Spessart Mts. – In: DALLMEYER, R.D., FRANKE, W. & WEBER, K. (Ed.): Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe: 186–189; Berlin (Springer).
- WINTER, K.-P. (1984): Ergebnisse luftbildgeologischer Untersuchungen im Bereich des Rheingaus und der nördlichen Abschnitte des Rheinheissischen Plateaus. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **66**: 187–200, 3 Abb.; Stuttgart.
- WOODCOCK, N.H. & SCHUBERT, C. (1994): Continental Strike-Slip Tectonics. – In: HANCOCK, P.L. (Ed.): Continental Deformation: 251–263, 18 figs.; Oxford (Pergamon).

10. Anhang

Karte 1: Geologische Karte

Karte 2: Ergebnisse aus Luftbildern, Satellitenbildern und Homogenbereichen

Karte 1: Geologische Karte



Legende

- | | | |
|--------------------------------------|--|--|
| Quartär | | Anthropogene Aufschüttung |
| | | Quartär und Tertiär (allg.) |
| Tertiär | | Tertiär/ungegl. |
| | | Messeler Schichten (allg.)
(KLEMM 1938, HARMS 1996) |
| | | Messel-Formation
(HARMS 1999) |
| | | Basalte |
| Kreide | | Trachyt |
| Trias | | unterer Buntsandstein |
| | | höheres Rotliegendes
(MARELL 1989) |
| Perm | | Melaphyr |
| | | Rhyolith |
| | | granitische Gesteine
a: allgemein
b: zerschert |
| Kristalliner Odenwald
Paläozoikum | | Diabase |
| | | Diorite |
| | | schiefrige Amphibolite |
| | | Gabbros |
| | | Hornfelse |
| | | Barytgang |
| | | Porphyre |
| | | Störung sicher/vermutet
(s.a. Erläuterung) |

Geologische Übersichtskarte vom Sprendlinger Horst und vom nördlichen Odenwald. Abstand der Gitterpunkte 5 km.

Dargestellt sind zusätzlich die Ergebnisse der Linearauswertung (langgestrichelte Linien) für die Satellitenbilder 1 : 50 000 (Kap. 6.3.1.4, Kap. 7). Die Grenze des Sprendlinger Horstes (kurzgestrichelte Linien) zum Oberrheingraben wurde aus den geologischen Karten (s.u.) entnommen. Die Position „Störung sicher/vermutet“ der Legende bezieht sich nur auf diese geologischen Karten.

Grundlagen für diese Karte waren folgende GK 25:

- Geologische Karte von Hessen Bl. Neu-Isenburg (KLEMM 1901) und 3. Aufl. Bl. 5918 Neu-Isenburg (KOWALCZYK et al. 1999)
- Geologische Karte von Hessen Bl. Messel (KLEMM 1910) [Bl. 6018 Langen]
- Geologische Karte von Hessen Bl. Roßdorf (KLEMM 1938) [Bl. 6118 Darmstadt Ost]
- Geologische Karte von Hessen Bl. Darmstadt (CHELIUS 1891), Faksimilierter Nachdruck 1994, Bl. 6117 Darmstadt West

Ergänzt wurden diese durch:

- Geologische Karte des Mainzer Berges und Umgebung (HAGEL 1986)
- Geologische Karte des Sprendlinger Horstes (Hess. Min. f. Wissenschaft u. Kunst 1996)
- Karte der Eozänvorkommen im Sprendlinger Horst (HARMS 1999)

Quartär wird nicht dargestellt, es besteht i.d.R. aus alluvialen Talsedimenten sowie pleistozänen Flugsanden, im Norden des Sprendlinger Horstes auch durch Terrassensedimente der Flüsse Main und Bieber.

Tertiär außerhalb des Sprendlinger Horstes ist ebenfalls nicht dargestellt.

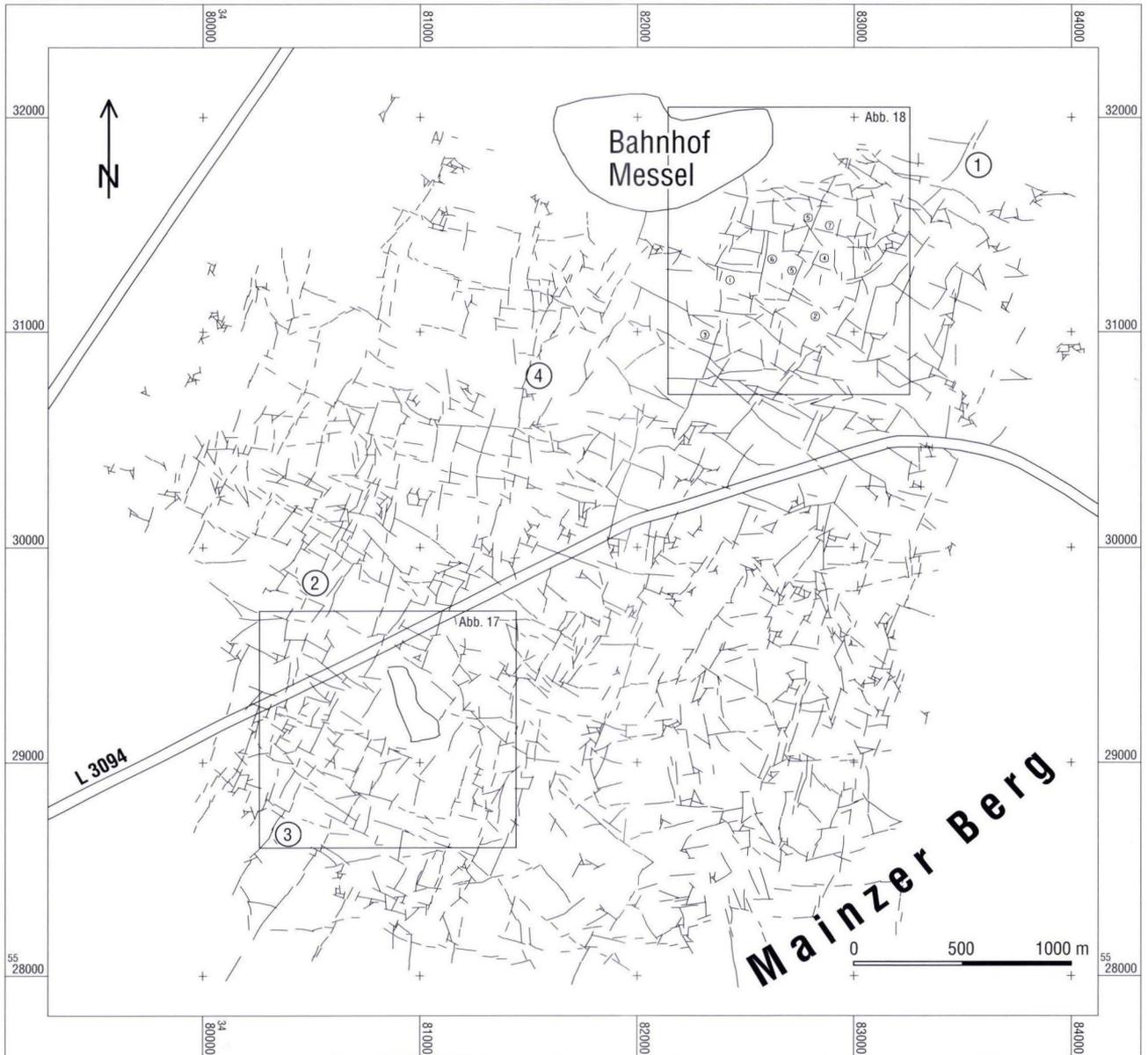
Alle Granite des Blattes Roßdorf wurden zu „granitischen Gesteinen“ zusammengefasst. Die in dieser Anlage mit „zersicherten Graniten“ benannte Einheit wird in der Legende des Blattes Roßdorf (KLEMM 1938) als „Quetschzonen im Granit“ bezeichnet.

Der Grundriss der Eozänvorkommen ist nach KLEMM (1910, 1938) und HARMS & SCHAAL (1996) sowie in der neueren Version von HARMS (1999) dargestellt (s. Legende zur Karte).

Abkürzungen:

- Ofth: Eozänvorkommen Offenthal
- E: Eozänvorkommen Erlenwiese
- SB: Eozänvorkommen Sellborn-Schneise
- GM: Eozänvorkommen Grube Messel
- PvH: Eozänvorkommen Prinz von Hessen
- G: Eozänvorkommen Groß-Zimmern

Karte 2: Ergebnisse aus Luftbildern, Satellitenbildern und Homogenbereichen



Linien höherer tektonischer Valenz aus den Ergebnissen der Luft- und Satellitenbildauswertung im Bereich der Gruben Messel und Prinz von Hessen.

Gestrichelt umrahmte Bereiche = Schatten bzw. nicht auswertbare Bereiche.

Rahmen in Abb. = Position der Abb. 17 u. 18 (Kap. 6.2.4.1 u. Kap. 6.2.4.2).

Erläuterung der Ziff. 1-4 s. Text.

Abstand der Gitterpunkte 1 km.

AXEL K. SCHMITT¹

Hochauflösende U-Pb Datierung von Zirkonen des Sporneiche Trachyts (Sprendlinger Horst)

Kurzfassung

Trachyte des Sprendlinger Horsts zählen zu den ältesten magmatischen Gesteinen der überwiegend tertiären–quartären Vulkanitprovinz in Mitteleuropa. Hochauflösende U-Pb Messungen an Zirkonen einer Probe des Trachytvorkommens Sporneiche ergaben ein mittleres Alter von $68,6 \pm 1,9$ Ma (Fehler 1σ). Dieses Alter steht in enger Übereinstimmung mit K-Ar Altern und bestätigt das Einsetzen eines differenzierten Vulkanismus entlang der südlichen Grenze des Rhenohercynischen Blocks im Maastrichtium (Oberkreide). U-Pb Altersbestimmungen und Kathodolumineszenzaufnahmen belegen das

Vorhandensein einer älteren Zirkonkomponente, die in Kernbereichen erhalten ist. Diese stellt vermutlich eine krustale Kontamination dar, die durch Assimilation oder Mischung in das trachytische Differenziat basischer Ausgangsschmelzen gelangte. Der Sporneiche Trachyt ist ca. 20 Ma älter als der Maarvulkanismus der Grube Messel und verwandter Vorkommen. Ein genetischer Zusammenhang kann daher aufgrund des Altersunterschiedes ausgeschlossen werden.

Schlüsselwörter: Trachyt, Sprendlinger Horst, Vulkanismus, U-Pb Datierung, Zirkon, Maastrichtium.

Abstract

Trachyts of the Sprendlinger Horst are among the oldest magmatic rocks of the dominantly Tertiary–Quaternary volcanic province in Central Europe. High spatial resolution ion microprobe dating of zircon from a trachyte sample (Sporneiche locality) yielded an average age of 68.6 ± 1.9 Ma (1σ errors). This age agrees with those from K-Ar determinations and confirms the late Cretaceous (Maastrichtian) onset of differentiated volcanism along the southern boundary of the Rhenohercynic block. U-Pb age determinations and cathodolumines-

cence imaging demonstrate the presence of an older zircon component preserved in cores. This component is likely of crustal origin and became entrained into the trachytic differentiated magma by processes such as assimilation or mixing. The approximately 20 Ma age difference between trachytes and maars in the Messel region rules out any genetic relations between both types of volcanism.

Keywords: trachyte, Sprendlinger Horst, volcanism, U-Pb dating, zircon, Maastrichtian.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	75
2. Petrographie und analytische Methoden	76
3. U-Pb Datierung	79
4. Diskussion	79
5. Zusammenfassung	80
6. Schriftenverzeichnis	80

1. Einleitung

In der Entwicklung der Tertiären Mitteleuropäischen Vulkanzone (TMVZ) nehmen die trachytischen Gesteine des Sprendlinger Horsts (Abb. 1) eine Sonderstellung ein, da sie erstens zu den ältesten Vulkaniten der TMVZ zählen, zweitens aus relativ entwickelten Magmen bei Abwesenheit gleich alter basischer Gesteine hervorgegangen sind und drittens in engem räumlichen Zusammenhang mit fossilführenden Seesedimen-

ten in Maaren vom Typ Grube Messel stehen (LIPPOLT et al. 1975; LIPPOLT 1982; SCHULZ et al. 2002).

Veröffentlichte K-Ar Gesamtgesteinsdatierungen der Trachyte des Sprendlinger Horsts lieferten Modellalter, die auf den Annahmen beruhen, dass K- und Ar-Gehalte seit der Abkühlung der Gesteine nur durch radioaktiven Zerfall beeinflusst wurden und dass keine anderen Quellen von radiogenem ⁴⁰Ar vorhan-

¹ Dr. A.K. Schmitt (e-mail: axel@argon.ess.ucla.edu), University of California Los Angeles, 595 Charles Young Drive E, Los Angeles, USA

den sind (LIPPOLT et al. 1975; LIPPOLT 1982). Obwohl diese Annahmen bei oberflächennahen und schnell abgekühlten Gesteinen häufig berechtigt sind, gibt es Beispiele, in denen K-Ar Bestimmungen an TMVZ Gesteinen irrümliche Alter geliefert haben. So wurden z.B. Olivin-Melilitite des westlichen Oberrheingrabens, die aufgrund von K-Ar Gesamtgesteins Modellaltern zu den ältesten Zeugen des post-permischen Magmatismus gezählt wurden ($102,5 \pm 7,6$ Ma; BARANYI et al. 1976), nach Ar-Ar Einzelkristallanalyse auf ein wesentlich jüngeres Alter ($60,9 \pm 0,6$ Ma) eingestuft (KELLER et al. 2002). In diesem Falle ist die Alteration der Gesamtgesteinsmatrix, die zur Aufnahme von ^{40}Ar aus den paläozoischen Nebengesteinen (Exzess ^{40}Ar) und zum Verlust von K geführt haben, als mögliche Ursache für fälschlicherweise erhöhte K-Ar Alter angeführt worden (KELLER et al. 2002).

Eine bislang in der TMVZ ungenutzte Alternative ist die U-Pb Datierung von Zirkon, die selbst in alterierten oder hydrothermal überprägten Gesteinen robust ist. Dies basiert auf der relativen chemischen Beständigkeit des Minerals Zirkon (HOSKIN & SCHALTEGGER 2003) und der extrem langsamen Diffusion von U, Th und Pb in Zirkon (CHERNAK & WATSON 2003). Die hochauflösende U-Pb Datierung von Zirkon mittels der SHRIMP Ionensonde hat beispielsweise für Rhyolite und Granite der Britischen Tertiären Magmatitprovinz Alter geliefert, die gut mit anderen Methoden (z.B. Rb-Sr) übereinstimmen (GAMBLE et al. 1999). Darüber hinaus erlaubt es die Ionensonde, einzelne Mineralkörner oder -domänen (z.B. Kernbereiche oder Überwachungen) gezielt zu datieren. Dadurch können xenokristische Zirkone und damit potenzielle Magmenkontaminanten identifiziert werden.

2. Petrographie und analytische Methoden

Der aufgelassene Steinbruch Sporneiche ist das ausgedehnteste unter den Trachyt-Vorkommen des Sprendlinger Horsts (Abb. 1; NEGENDANK 1975; LIPPOLT et al. 1975). Eine ca. 5 kg schwere Gesteinsprobe wurde im Dünnschliff untersucht, zerkleinert und gesiebt. Hauptmineralphasen des Trachyts sind porphyrischer Plagioklas und Alkalifeldspat in einer holokristallinen Matrix aus Feldspatleisten. Mafische Mineralphasen, die morphologisch als umgewandelte Pyroxene identifiziert wurden, sind stark alteriert und bestehen aus feinkörnigen oxidischen Sekundärmineralen. Obwohl Zirkon im Dünnschliff selten ist und petrographische Beschreibungen trachytischer Gesteine der TMVZ das Vorhandensein von Zirkon nur gelegentlich erwähnen (z.B. ULRYCH et al. 2002), ist Zirkon die dominierende Mineralphase in der unmagnetischen Schwerefraktion des Sporneiche Trachyts. Zirkonkörner sind meistens idiomorph, prismatisch, und erreichen eine typische Länge von ca. 100–200 μm (Abb. 2a). Kathodolumineszenz (CL) Untersuchungen (Abb. 2b und c) zeigen oszillatorische Zonierung, die typisch für magmatische Zirkone ist. Ein gerundeter Kernbereich wurde im Korn g5 dokumentiert (Abb. 2c). Die räumliche Auflösung der Ionensonde

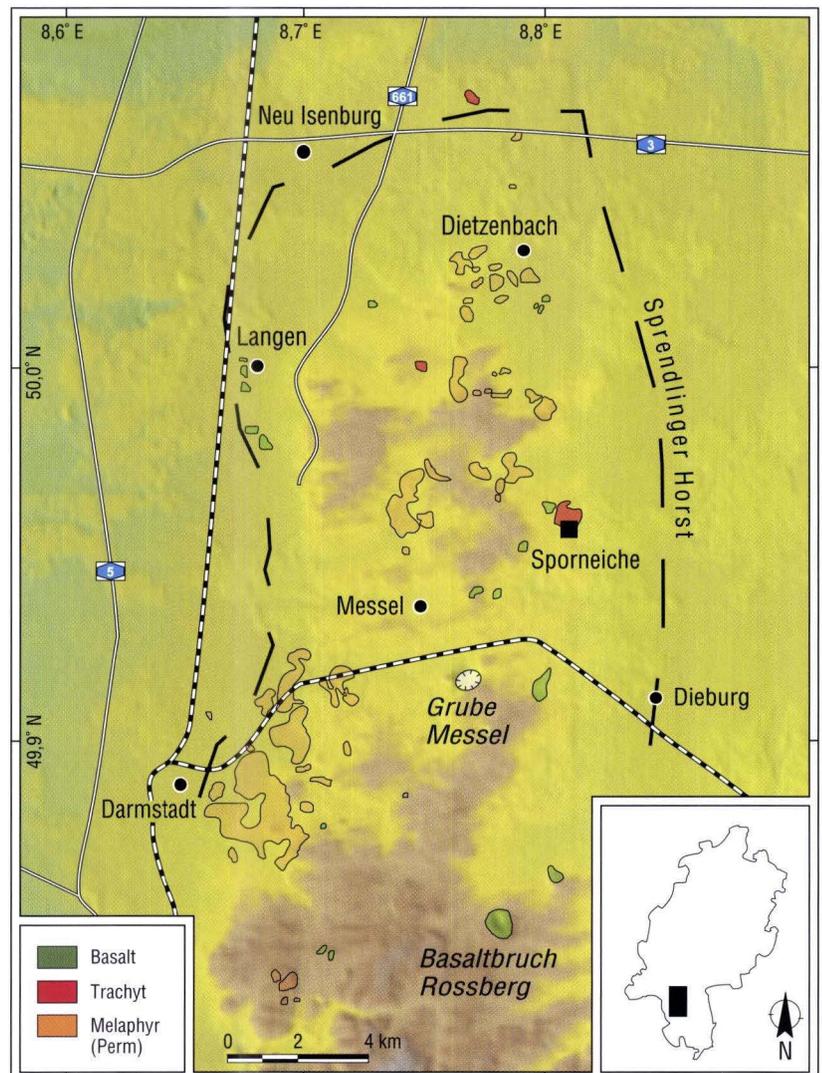


Abb. 1. Verbreitungskarte permischer und post-permischer Vulkanite im Gebiet des Sprendlinger Horsts (nach NEGENDANK 1975).

(ca. $20 \times 25 \mu\text{m}$) erlaubt es allerdings nicht, diesen Kernbereich ohne Überlappung mit dem randlichen Saum zu analysieren.

Zirkone wurden aus der Siebfraction $< 250 \mu\text{m}$ mittels Schwereflüssigkeiten abgetrennt und handverlesen. Anschließend wurden die Zirkone zusammen mit Standardzirkonen in einen Epoxidblock eingegossen. Der Probenblock wurde mit SiC-Papier angeschliffen, um das Innere der Körner freizulegen, und danach mit Diamantpaste ($1 \mu\text{m}$) poliert. Nach Ultraschallbad-Reinigung mit 1 N HCl und destilliertem H_2O wurde die Probenoberfläche mit ca. 5 nm Au beschichtet und anschlie-

ßend mit der CAMECA ims 1270 Ionensonde der University of California Los Angeles analysiert (Tab. 1). Die instrumentelle Fraktionierung von U und Pb wurde nach der Methode von COMPSTON et al. (1984) unter Verwendung des Standards AS3 (PACES & MILLER 1993) kalibriert. U- und Th-Gehalte wurden aus den gemessenen $^{238}\text{U}+^{94}\text{Zr}_2\text{O}^+$ und $^{232}\text{ThO}+^{238}\text{UO}^+$ Verhältnissen im Vergleich zum Standard 91500 (WIEDENBECK et al. 1994) ermittelt. Aus der externen Reproduzierbarkeit der Standardmessungen in zwei Analyseperioden ($n = 7$ bzw. 11) ergibt sich für die Einzelmessungen ein Fehler von ca. 2 % bzw. 5 % (1σ , rel.).

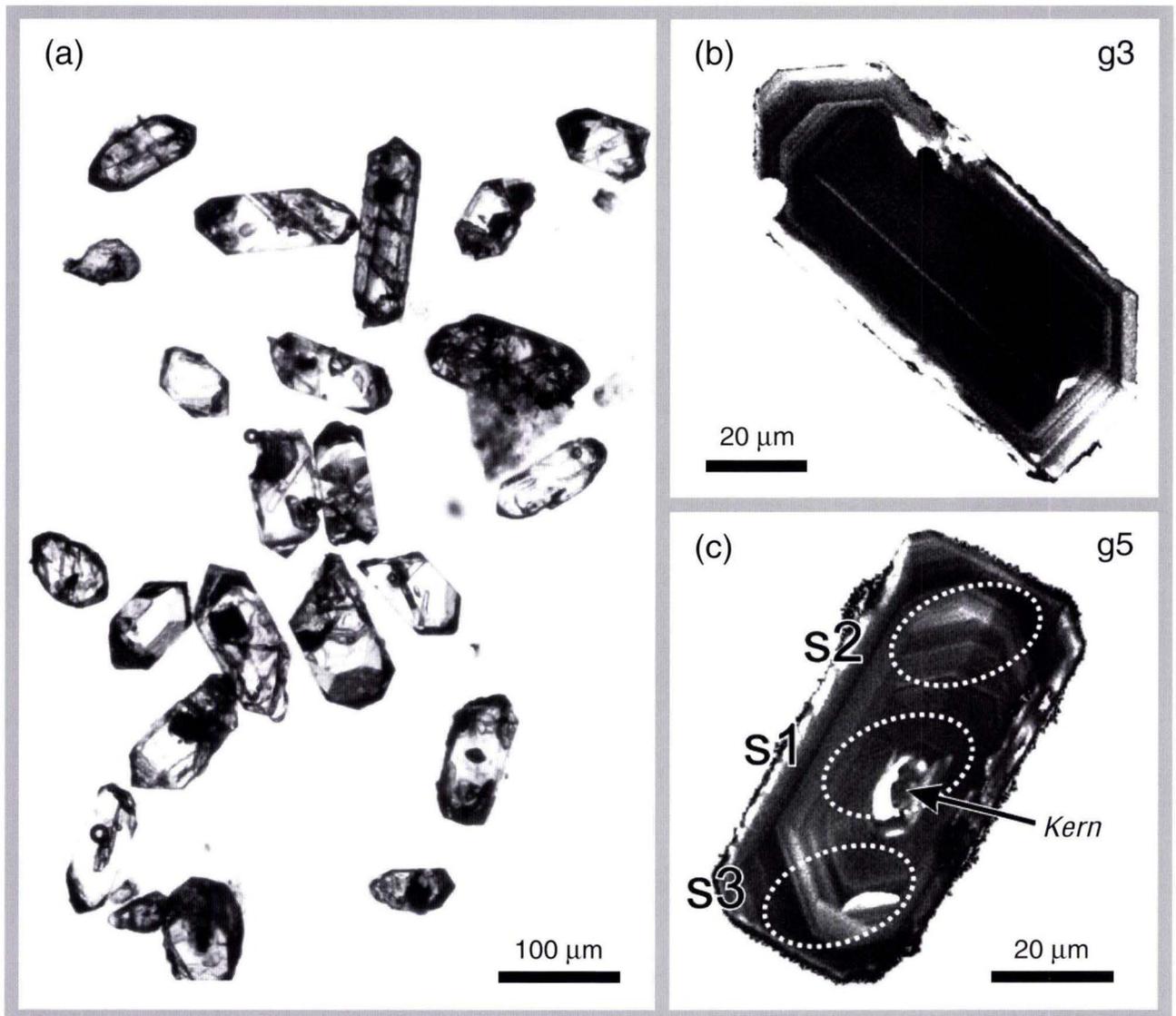


Abb. 2. Zirkone aus Schwermineralseparat des Sporneiche Trachyts. Lichtmikroskopische Aufnahme des Körnerseparats (a); Kathodolumineszenz (CL) Aufnahmen von Zirkorkorn g3 (b) und g5 (c). Korn g5 zeigt gerundeten CL aktiven Rand eines ererbten Zirkons im Kern, der durch den Ionensondenstrahl (Analysenpunkt s1, Wiederholungsmessung s4, siehe Tab. 1) erfasst wird.

Tab. 1. Zirkon U-Th-Pb Ergebnisse.

Analyse Korn g Punkt s	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		Korrelation der Konkordia Ellipse	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$		^{207}Pb korrigiertes $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Alter		radiogener ^{206}Pb Anteil %	U ppm	Th ppm
	$\times 10^{-2}$	1σ $\times 10^{-2}$	$\times 10^{-2}$	1σ $\times 10^{-2}$		$\times 10^3$	1σ $\times 10^3$	t [Ma]	1σ t [Ma]			
ST0501 g1 s1	1,179	0,042	7,719	0,971	0,20	1,07	0,97	75,6	2,8	100,0	76	63
ST0501 g2 s1	1,119	0,031	7,302	0,347	0,57	n.d.	-	71,7	2,0	100,0	276	362
ST0501 g3 s1	1,088	0,028	7,506	0,386	0,13	n.d.	-	69,5	1,8	99,7	307	442
ST0501 g4 s1	1,070	0,038	6,639	0,340	0,11	n.d.	-	68,8	2,4	100,3	266	364
ST0501 g5 s1	1,483	0,041	10,810	0,564	0,51	6,47	6,47	94,3	2,6	99,4	291	370
ST0501 g6 s1	1,028	0,033	7,971	0,734	0,52	1,51	1,51	65,2	2,1	98,9	90	105
ST0501 g7 s1	1,131	0,035	7,587	0,364	0,65	7,64	7,64	72,4	2,2	99,8	449	663
ST0501 g8 s1	1,013	0,020	6,959	0,279	0,52	14,55	14,55	64,8	1,3	99,7	917	2137
ST0501 g9 s1	1,085	0,027	7,144	0,495	0,17	n.d.	0,00	69,5	1,8	100,0	192	278
ST0501 g10 s1	1,097	0,027	7,567	0,383	0,59	2,95	2,09	70,1	1,7	99,7	338	459
ST0501 g5 s2	1,024	0,030	7,395	0,465	0,49	1,88	1,33	65,3	1,9	99,4	239	351
ST0501 g5 s3	0,983	0,032	6,518	0,586	0,59	n.d.	-	63,0	2,1	99,9	349	724
ST0501 g11 s1	1,114	0,077	8,506	1,390	0,47	n.d.	-	70,7	5,0	99,0	23	20
ST0501 g5 s4*	1,596	0,097	11,430	0,777	0,90	3,92	1,96	101,6	6,1	99,5	291	341
ST0501 g4 s2*	1,142	0,096	10,310	1,218	0,58	0,69	0,31	71,5	6,2	97,7	92	107

Anmerkungen: 1σ = Standardfehler (68,3 %); n.d. = unterhalb der Nachweisgrenze

ca. 15 nA O⁻ Primärstrahl, Sauerstoff in Probenkammer 5×10^{-5} Torr

Analytische Parameter: 07.07.2005 Steigung der Kalibrationsgeraden = 1,82. Externe Reproduzierbarkeit von AS3 = 1,7 % (n = 7)

* Wiederholungsmessungen: 16.07.2005 Steigung der Kalibrationsgeraden = 6,32. Externe Reproduzierbarkeit von AS3 = 5,2 % (n = 10)

3. U-Pb Datierung

Zirkone des Sporneiche Trachyts haben U-Gehalte ($U = 23\text{--}917$ ppm; Tab. 1) und Th/U Verhältnisse ($Th/U = 0,9\text{--}1,4$), die typisch sind für magmatische Zirkone (HOSKIN & SCHALTEGGER 2003). Aufgrund des jungen Alters haben $^{207}Pb/^{235}U$ Alter einen relativ hohen Fehler. Zur Altersberechnung wurden daher nur die $^{206}Pb/^{238}U$ Alter herangezogen. Im Konkordia-Diagramm (Abb. 3) ergibt der Schnittpunkt der Regressionsgeraden, die an der Zusammensetzung gewöhnlichen Bleis verankert wurde ($^{207}Pb/^{206}Pb = 0,83$), mit der Konkordia-Kurve ein $^{206}Pb/^{238}U$ Modellalter von $68,6 \pm 1,9$ Ma. Dabei wurden Analysen des Kernbereichs von Korn 5 (s1 und s4 in Tab. 1 und Abb. 2c), die ein höheres Alter um ca. 100 Ma ergaben, ausge-

nommen. Die Verteilung der verbleibenden Einzelalter ist bimodal (Histogramm in Abb. 3). Der Altersunterschied zwischen den beiden Peaks ist allerdings mit $\sim 7\%$ nur wenig außerhalb des analytischen Fehlers und könnte auf erstens zeitlich getrennte Phasen magmatischer Zirkonkristallisation, zweitens Überlappung des Ionenstrahls mit ererbten Zirkonbereichen oder drittens Pb-Verlust zurückzuführen sein. Um die zusätzliche Streuung bei der Berechnung der Fehlergrenzen zu berücksichtigen, wurde der mittlere Fehler mit der Wurzel aus dem MSWD-Wert (mean square of weighted deviates) multipliziert (Abb. 3).

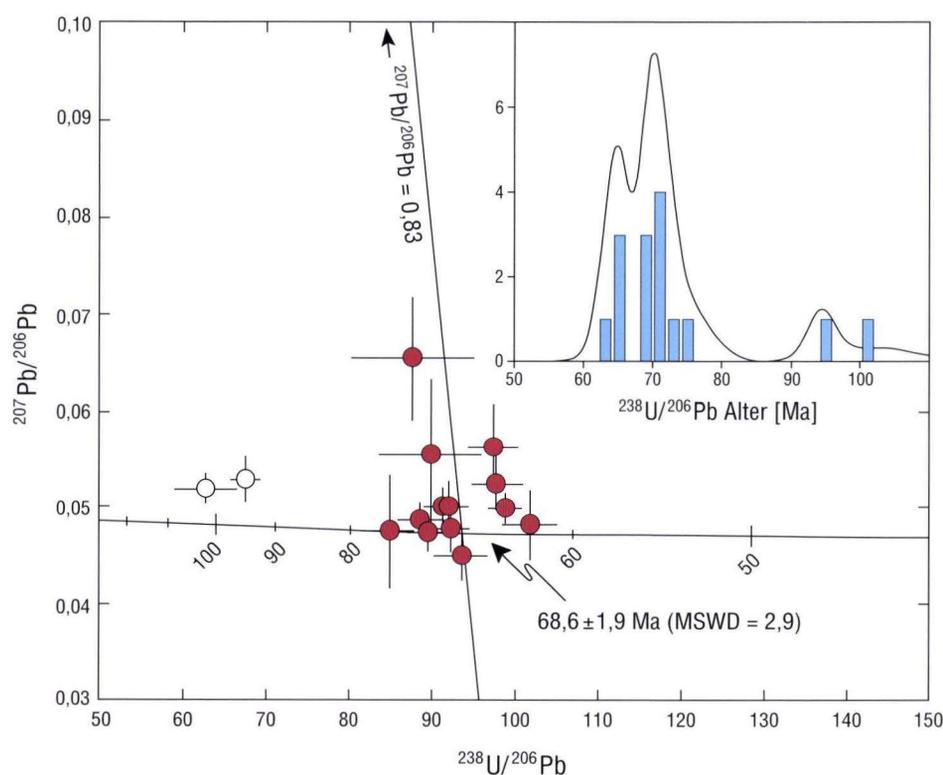


Abb. 3. Konkordia-Diagramm der U-Pb Analysen mit $^{238}U/^{206}Pb$ Modellalter aus dem Schnittpunkt der Regressionsgeraden mit der Konkordia-Kurve (Fehlerbalken 1σ). Das Histogramm zeigt die Häufigkeit und relative Wahrscheinlichkeitsverteilung einzelner $^{238}U/^{206}Pb$ Modellalter.

4. Diskussion

Das mittlere U-Pb Alter der untersuchten Zirkone des Sporneiche Trachyts stimmt innerhalb des analytischen Fehlers mit veröffentlichten K-Ar Gesamtgesteinsaltern überein (69 Ma; LIPPOLT et al. 1975). Dies gilt auch unter Verwendung der heute gebräuchlichen Zerfallskonstanten (STEIGER & JÄGER 1977), nach denen sich die K-Ar Gesamtgesteinsbestimmungen um ca. 2 % zu höheren Altern verschieben. Das unveröffentlichte $^{40}Ar/^{39}Ar$ Plateaulalter eines Feldspatpräparats des Sporneiche Trachyts ($69,6 \pm 0,2$ Ma) stimmt ebenfalls eng mit den U-Pb Zirkonaltern überein (mündl. Mitteilung Hr. Mertz 2005).

Unter Berücksichtigung der Unsicherheiten in den Ar- Zerfallskonstanten und im Alter des Neutronenfluss-Monitors ergibt sich ein zusätzlicher Fehler im $^{40}Ar/^{39}Ar$ Alter von etwa $\pm 0,7\text{--}1,4$ Ma (RENNE et al. 1998). Die höheren Alter im Kernbereich von Zirkon g5 (ca. 100 Ma) werden als Resultat einer Überlappung des Ionenstrahls mit dem jüngeren Randbereich und folglich als Mischalter interpretiert, denen daher keine geologische Bedeutung zukommt. Das Vorhandensein älterer Zirkonkerne spricht jedoch für eine wahrscheinliche krustale Kontamination der Trachytmagmen. Weitere Untersuchungen

sind notwendig, um die Herkunft und das Ausmaß dieser Magmenkontamination näher zu charakterisieren.

Die weitgehende Homogenität der verbleibenden Analysen bestätigt das Einsetzen des Magmatismus in der TMVZ im Maastrichtium, ca. 200 Ma nach dem Erlöschen des permischen Vulkanismus (Abb. 1; NEGENDANK et al. 1975; LIPPOLT 1982). Neuere Ar-Ar Altersbestimmungen an basanitischen Ganggesteinen (Camptonite) in den Sedimentgesteinsabfolgen des Rotliegend und Zechstein am Südrand des Vogelsbergs ergaben Alter, die mit denen des Sporneiche-Trachyts eng überlappen ($67,8 \pm 0,1$ Ma und $68,9 \pm 0,4$ Ma; BOGAARD & WÖRNER 2003). Das Vorhandensein dieser gleich alten basanitischen Magmen am Südrand des Vogelsbergs legt es nahe, ähnlich zusammengesetzte Magmen als Ausgangsschmelzen für die differenzierten Trachyte des Sprendlinger Horsts zu vermuten. Eine solche genetische Verbindung wird durch die enge Vergesellschaftung zwischen Basaniten und differenzierten Latiten bzw. Trachyten z.B. in miozänen vulkanischen Abfolgen des Vogelsbergs (BOGAARD & WÖRNER 2003) und Westerwalds (HAASE et al. 2004) unterstützt. Im Gebiet des

Sprendlinger Horsts sind neben den beschriebenen Trachyten gleich alte basische Vulkanite nicht bekannt.

Insgesamt treten die wenigen Zeugen der ältesten vulkanischen Phase in der TMVZ entlang des Südrands des Rhenoharzynischen Blockes auf (LIPPOLT 1982; BOGAARD & WÖRNER 2003). Dies spricht für die Möglichkeit, dass paläozoischen Strukturen eine fokussierende Rolle für den Magmenaufstieg innerhalb der Lithosphäre zukam. Die ältesten identifizierten post-permischen Magmatite des südlichen Rheingrabengebiets sind dagegen mit $60,9 \pm 0,4$ Ma (Olivin-Melilit Gang von Trois Epis; KELLER et al. 2002) deutlich jünger als die Trachyte und Basanite am Südrand des Rhenoharzynischen Blocks. Dies gilt auch für das Alter des Messeler Maars (Maximalalter $47,8 \pm 0,1$ Ma; MERTZ & RENNE 2005) und ebenso für basaltische Vulkanite des Sprendlinger Horsts, die in enger Vergesellschaftung mit den Trachyten auftreten (K-Ar und Ar-Ar Alter von ca. 43–49 Ma; LIPPOLT et al. 1975; MERTZ & RENNE 2005). Ein genetischer Zusammenhang zwischen eoänem basaltischem Vulkanismus und den Trachyten kann aufgrund des Altersunterschieds von ca. 20 Ma ausgeschlossen werden.

5. Zusammenfassung

Die Ergebnisse dieser Studie haben gezeigt, dass sich die U-Pb Methode mittels hochauflösender Ionensonde zur Datierung zirkonhaltiger differenzierter Vulkanite der Mitteleuropäischen Vulkanzone eignet. Die ermittelten Alter für das Trachyt-Vorkommen Sporneiche ($68,6 \pm 1,9$ Ma) stimmen eng mit veröffentlichten K-Ar Gesamtgesteinsaltern überein (LIPPOLT et al. 1975) und bestätigen das Einsetzen eines differenzierten Vulkanismus am Südrand des Rhenoharzynischen Blocks im Maastrichtium. Darüber hinaus erbrachte diese Studie den Nachweis für das Vorhandensein älterer Zirkone in den Trachytmagmen, die wahrscheinlich aus krustalen Quellen ererbt wurden. Die U-Pb Datierung in Kombination mit anderen mikroanalytischen Untersuchungsmethoden (z.B. Sauerstoffisotopen in Zirkon; VALLEY 2003) hat das Potenzial,

neue Einblicke in das Alter und die Magmengeneese der Mitteleuropäischen Vulkanzone zu liefern.

Danksagung: Dank geht an Herrn Dr. F. Harms, Forschungsinstitut und Naturmuseum Senckenberg, Frankfurt a.M., und Herrn Dr. D. Mertz, Johannes Gutenberg-Universität, Mainz, für freundliche Mitteilungen bislang unveröffentlichter Ar-Ar Alter, sowie an Herrn Dr. D. Nesbor vom Hessischen Landesamt für Umwelt und Geologie für die kritische Durchsicht einer früheren Fassung des Manuskripts. Das Ionen-sonden-Labor der University of California Los Angeles wird zum Teil durch das „Instrumentation and Facilities Program, Division of Earth Sciences, National Science Foundation“ unterstützt.

6. Schriftenverzeichnis

- BARANYI, I., LIPPOLT, H.J. & TODT, W. (1976): Kalium-Argon-Altersbestimmungen an tertiären Vulkaniten des Oberrheingebietes: II die Alterstraverse vom Hegau nach Lothringen. – *Oberrhein. Geol. Abh.*, **25**: 41–62; Heidelberg.
- BOGAARD, P.J.F. & WÖRNER, G. (2003): Petrogenesis of basanitic to tholeiitic volcanic rocks from the Miocene Vogelsberg, central Germany. – *Journal of Petrology*, **44**: 569–602; Oxford.
- CHERNIAK, D. & WATSON, E.B. (2003): Diffusion in zircon. – In: HANCHAR, J.M. & HOSKIN, P.W.O. (Hrsg.): *Zircon. – Reviews in Mineralogy*, **53**: 113–143; Washington DC.
- COMPSTON, W., WILLIAMS, I.S. & MEYER, C. (1984): U-Pb geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe. – *Journal of Geophysical Research, Suppl.* **89**: B525–B534; Washington DC.
- GAMBLE, J.A., WYSOCZANSKI, R.J. & MEIGHAN, I.G. (1999): Constraints on the age of the British Tertiary volcanic province from ion microprobe U-Pb (SHRIMP) ages for acid igneous rocks from NE Ireland. – *Journal of the Geological Society of London*, **156**: 291–299; London.
- HAASE, K.M., GOLDSCHMIDT, B. & GARBE-SCHOENBERG, C.-D. (2004): Petrogenesis of Tertiary continental intra-plate lavas from the Westerwald region, Germany. – *Journal of Petrology*, **45**: 883–905; Oxford.
- HOSKIN, P.W.O. & SCHALTEGGER, U. (2003): The composition of zircon and igneous and metamorphic processes. – In: HANCHAR, J.M. &

- HOSKIN, P.W.O. (Hrsg.): Zircon. – Reviews in Mineralogy, **53**: 27–62; Washington DC.
- KELLER, J., KRAML, M. & HENJES-KUNST, F. (2002): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ single crystal laser dating of early volcanism in the Upper Rhine Graben and tectonic implications. – Schweizerische Mineral. u. Petrogr. Mitteilungen, **82**: 121–130; Zürich.
- LIPPOLT, H.J. (1982): K/Ar age determinations and correlation of Tertiary volcanic activity in Europe. – Geol. Jb., **D52**: 113–135; Stuttgart.
- LIPPOLT, H.J., BARANYI, I. & TODT, W. (1975): Die Kalium-Argon Alter der postpermischen Vulkanite des nord-östlichen Oberrheingrabens. – Der Aufschluss, Sonderb. **27**: 205–212; Heidelberg.
- MERTZ, D.F. & RENNE, P.R. (2005): A numerical age for the Messel fossil deposit (UNESCO World Heritage Site) derived from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating on a basaltic rock fragment. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **255**: 67–75; Frankfurt a.M.
- NEGENDANK, J. (1975): Permische und tertiäre Vulkanite im Bereich des nordöstlichen Odenwaldes. – Der Aufschluss, Sonderb. **27**: 193–204; Heidelberg.
- PACES, J.B. & MILLER, J.D. (1993): Precise U-Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota; geochronological insights to physical, petrogenetic, paleomagnetic, and tectonomagnetic processes associated with the 1.1 Ga Midcontinent Rift System. – Journal of Geophysical Research, **98**: 13997–14013; Washington DC.
- RENNE, P.R., SWISHER, C.C., DEINO, A.L., KARNER, D.B., OWENS, T.L. & DEPAOLO, D.J. (1998): Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. – Chemical Geology, **145**: 117–152; Amsterdam.
- SCHULZ, R., HARMS, F.-J. & FELDER, M. (2002): Die Forschungsbohrung Messel 2001: Ein Beitrag zur Entschlüsselung der Genese einer Ölschieferlagerstätte. – Zeitschr. f. angewandte Geologie, **4**: 9–17; Stuttgart.
- STEIGER, R.H. & JÄGER, E. (1977): Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. – Earth Planetary Science Letters, **36**: 359–362; Amsterdam.
- ULRYCH, J., NOVÁK, J.K., LLOYD, F.E., BALOGH, K. & BUDA, G. (2002): Rock-forming minerals of alkaline volcanic series associated with the Cheb-Doma lize Graben, West Bohemia. – Acta Mineralogica-Petrographica Szeged, **43**: 1–18; Szeged.
- VALLEY, J.W. (2003): Oxygen Isotopes in Zircon. – In: Hanchar, J.M. & Hoskin, P.W.O. (Hrsg.): Zircon. – Reviews in Mineralogy, **53**: 343–385; Washington DC.
- WIEDENBECK, M., ALLE, P., CORFU, E., GRIFFIN, W.L., MEIER, M., OBERLI, E., QUADT, A. VON, RODDICK, J.C. & SPIEGEL, W. (1995): Three natural zircon standards for U, Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. – Geostandards Newsletters, **91**: 1–23; Nancy.

Manuskript eingegangen am 26.8.2005, angenommen am 11.1.2006

PETER ROTHE¹

Mineralogische und geochemische Untersuchungen an Sedimenten der Forschungsbohrungen Sieblos 1998 und 1999 (Wasserkuppe/Rhön)

Kurzfassung

Mineralogische und geochemische Untersuchungen an den Sedimenten der Bohrungen Sieblos 1998 und 1999 werden interpretiert. Im Zusammenhang mit den Ergebnissen aus den älteren Bohrungen Sieblos 1994/1 und 1994/2 lassen sich daraus ufernahe Bereiche von solchen im Zentrum des oligozänen Sees unterscheiden: Die Karbonate des Randbereichs weisen einen höheren Tonanteil auf und enthalten nur Calcit als Karbonatphase, die der Seemitte zugeordnet sind reinere Karbonate, bei denen sich im Profilverlauf vom Liegenden zum Hangenden der Sieblos-Formation zunehmend Dolomit-Horizonte beobachten lassen. In diesem Bereich sind neben

Mg auch Na und Li in den Karbonaten deutlich angereichert, was mit einer zunehmenden Einengung des Wasserkörpers durch Evaporation interpretiert wird, in dessen Folge auch die frühdiagenetische Dolomitbildung zu sehen ist.

Ein im Submillimeterbereich untersuchtes Kernstück der Bohrung 1998 zeigt eine Warvenschichtung von tonigen, C_{org} -reichen Lagen im Wechsel mit calcitischen Karbonatlagen. Die kontinuierliche Abnahme des organischen Kohlenstoffs zum Hangenden zeigt einen langfristigen Trend zu arideren Klimabedingungen. Einzellagen mit erhöhten Na- und Li-Werten könnten ein Hinweis auf besonders trockene Jahre sein.

Abstract

Mineralogical and geochemical investigations from the sediments of the wells Sieblos 1998 and 1999 are reported. Together with the results of the former wells Sieblos 1994/1 and 1994/2, it is now possible to differentiate between the margins and the central part of the oligocene lake. Carbonates of the marginal lake area contain more clay and consist of calcite only, whereas the central part of the lake is dominated by rather pure carbonates with discrete dolomite horizons; up-section, a continuous development of dolomite within the Sieblos-Formation is observed, together with increasing Na-

and Li-concentrations within the carbonates; this reflects a continuous evaporation process due to an increasingly arid climate, which also triggered the formation of early diagenetic dolomite.

Part of a core from the well 1998 was studied at a submillimeter scale exposing varve-type layering of clayey, C_{org} -rich layers alternating with calcitic layers: a continuous decrease of C_{org} is observed up-section as well as single layers with high Na- and Li-concentrations which possibly reflects extremely dry years.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	84
2. Material und Methoden	85
3. Ergebnisse	85
3.1 Mineralogie der Bohrung 1998	85
3.2 Mineralogie der Bohrung 1999	86
3.3 Gesamtkarbonat, Sr, Mg, Na und Li in Bohrung 1998	86
3.4 Gesamtkarbonat, Sr, Mg, Na und Li in Bohrung 1999	90
3.5 Detailuntersuchung an der Bohrung 1998 (31,90–32,00 m)	91
4. Diskussion	93
5. Schriftenverzeichnis	94

¹ Prof. Dr. P. Rothe (e-mail: peter.rothe@mannheim.de), Reiss-Engelhorn-Museen, C5, Zeughaus, D-68159 Mannheim

1. Einleitung

Ergänzend zu der Beschreibung der Forschungsbohrungen Sieblos 1998 und 1999 (MARTINI & ROTHE 2005) wird hier über Ergebnisse zur Mineralogie und Geochemie der Sedimente der Sieblos-Formation aus diesen beiden Bohrungen berichtet. Wie im Falle der entsprechenden Studie zu den Bohrungen Sieblos 1994/1 und 1994/2 (ROTHER 1998) liegt der Schwerpunkt auf den Untersuchungen an den Karbonaten sowie den Kernstrecken, in denen Dysodil angetroffen wurde. Die geochemischen Analysen ergänzen die bisherigen Ergebnisse, die Aussagen zur Salinitäts-Entwicklung des Wasserkörpers zulassen. Anhand der Natrium- und Lithium-Gehalte kann die Paläosalinitätsentwicklung für den Ablagerungszeitraum der oligozänen Seesedimente rekonstruiert werden. Aus der Bohrung Sieblos 1998 wurden 24 Proben genauer untersucht (davon 8 aus dem

Muschelkalk des Liegenden bzw. einer verstürzten Muschelkalk-Scholle, die innerhalb der Tertiärsedimente im Liegenden der Sieblos-Formation durchbohrt wurde, vgl. Abb. 1 bzw. 4) und aus der Bohrung Sieblos 1999 18 Proben. Außerdem wurde aus einem Kern mit Überlänge der Bohrung 1998 ein 8 cm langer Abschnitt (31,90–32,00 m), aus feinstlamierten Ton-Karbonat-Wechselagen bzw. Dysodil detailliert untersucht (48 Proben). Die Überlänge des Kerns ist wahrscheinlich darauf zurückzuführen, dass hier unmittelbar unter dem kompaktierbaren Ton-Dysodil-Karbonatkomplex mächtigerer Sand folgt, der als nicht kompaktierbares Widerlager gewirkt hat.

Das lithologische Profil der Bohrung Sieblos 1999 unterscheidet sich nur geringfügig von dem der Bohrung 1994/2 (HOTTE-ROTT et al. 1998), was aufgrund der geringen Entfernung von nur etwa 10 m zwischen beiden Bohrungen auch zu erwarten war (Abb. 2). Die Profile deuten jedoch eine Störung mit einem Versatz von etwa 5 m an. Die Qualität der Kerne der neuen Bohrung ist wesentlich besser, sodass hier eine verlässlichere stratigraphische Einstufung erfolgen konnte (MARTINI & ROTHE 2005); das war letztlich auch der Grund, die Bohrung in direkter Nachbarschaft niederzubringen. Auch die Gamma-Logs der beiden Bohrungen sind korrelierbar, wobei sich erwartungsgemäß Tone und tonige Partien in den Schichten der Sieblos-Formation deutlich von den anderen Sedimenten unterscheiden

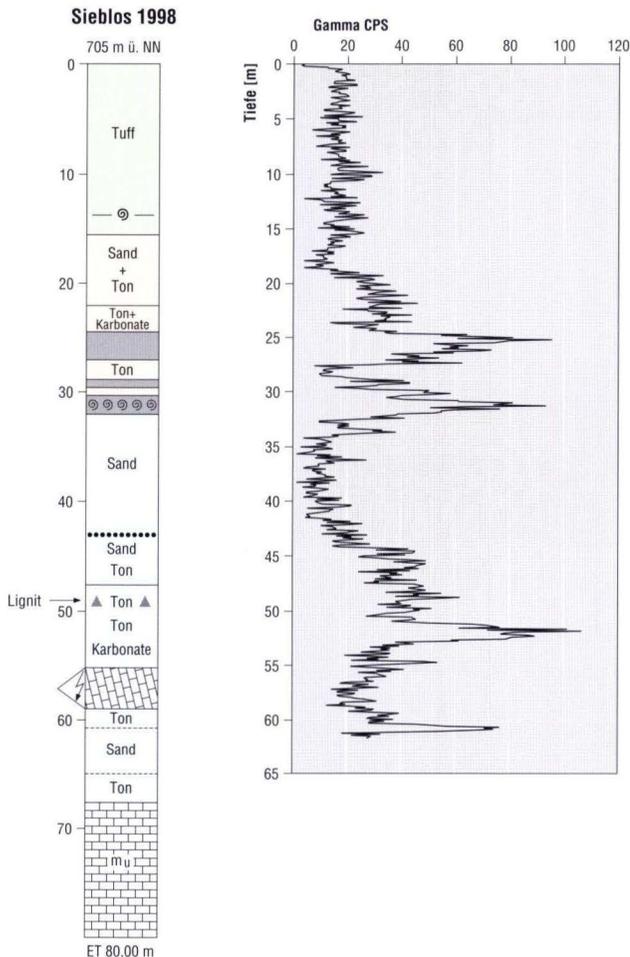


Abb. 1. Lithologie und Gamma-Log der Kernbohrung Sieblos 1998. Dicke Punkte: Tertiär-Quarzit; Blitzpfeil: verstürzter Muschelkalk-Block innerhalb der Tertiär-Ablagerungen im Liegenden der Sieblos-Formation; graue Lagen: überwiegend Dysodil innerhalb der Sieblos-Formation; Schneckensymbol in grauer Lage: Mergelkalk mit *Nystia*; einzelne Schnecke: Gastropoden im Hangendtuff der Sieblos-Formation.

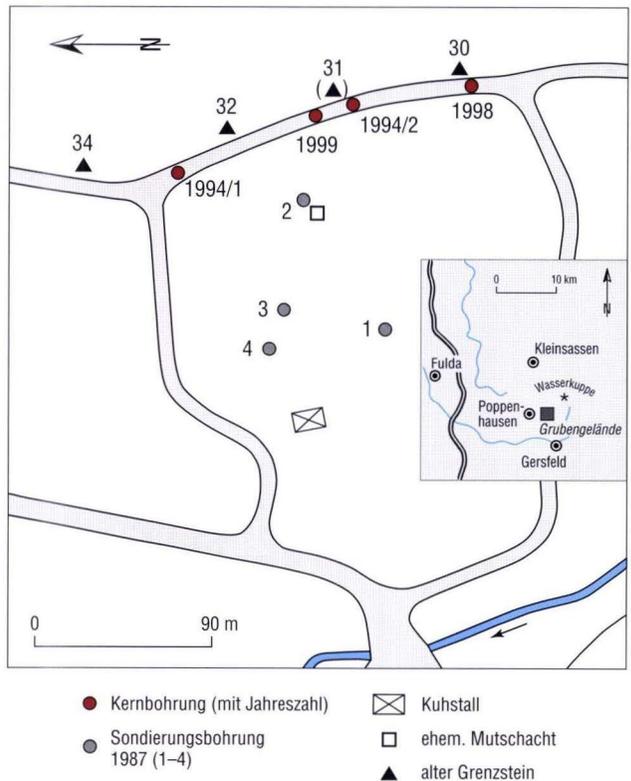


Abb. 2. Lageplan der Bohrungen.

lassen (Abb. 1, 3). Nachstehend werden zunächst die Ergebnisse aus den beiden Bohrungen dargestellt und im Anschluss daran die des detailliert beprobten Abschnitts, an dem zusätzlich zu den mineralogischen und geochemischen Daten auch der Gehalt an organischem Kohlenstoff bestimmt wurde.

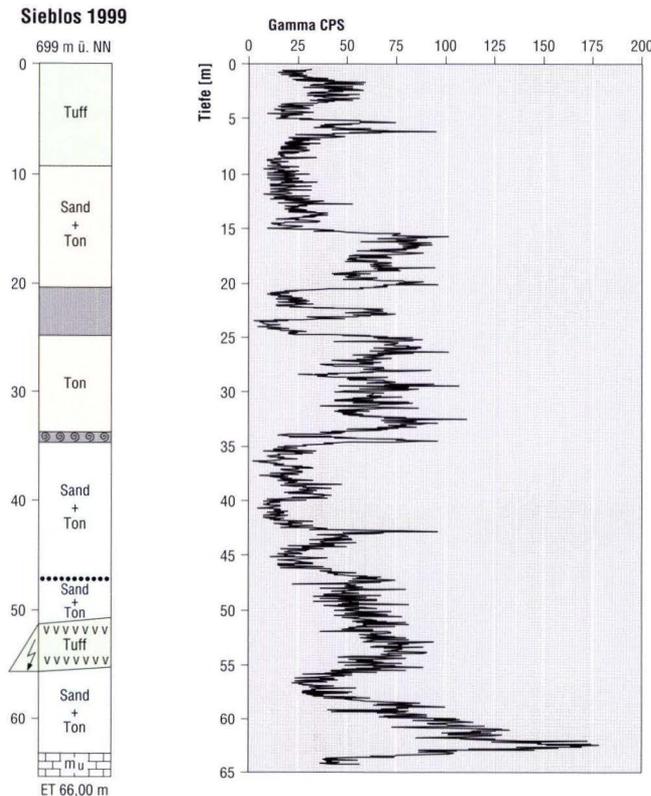


Abb. 3. Lithologie und Gamma-Log der Kernbohrung Sieblos 1999. Dicke Punkte: Tertiär-Quarzit; graue Lagen: überwiegend Ton, z.T. fein gebändert, mit Dysodil- und Karbonatlagen; Schneckensymbol in grauer Lage: Ton mit eingelagertem Schneckenkalk.

2. Material und Methoden

Die untersuchten Sedimente stammen aus den beiden Bohrungen, aus denen Kernmaterial von jeweils 10 cm Durchmesser zur Verfügung stand. Nach Pulverisierung im Achatmörser erfolgte die Bestimmung des Gesamtkarbonatgehalts mit einer Scheibler-Apparatur. Die mineralogische Zusammensetzung wurde röntgenographisch an weitgehend texturfreien Pulverpräparaten ermittelt (Philips Diffraktometer, CuK alpha-Strahlung, 40 kV, 30 mA, Monochromator). Dabei wurden im Wesentlichen die Karbonatphasen Aragonit, Calcit und Dolomit neben Quarz und Gips erfasst; Quarz ist in der Mehrzahl der Proben nachweisbar, Aragonit dagegen wurde nur im Ausnahmefall gefunden, weil die Mengen unterhalb der röntgenographischen Nachweisgrenze liegen. Den chemischen Analysen lagen Aufschlüsse mit verdünnter HCl (7,4 %) zugrunde,

an denen mit Flammen-AAS (Perkin-Elmer) Ca, Sr, Mg, Na und Li bestimmt wurden. Dabei kann in erster Näherung davon ausgegangen werden, dass bei diesem Aufschlussverfahren die Elemente fast ausschließlich aus den Karbonaten freigesetzt werden. Die Elementkonzentrationen wurden dementsprechend auf CaCO_3 umgerechnet (Abb. 4, Abb. 6, Tab. 1, Tab. 2). Beprobt und analysiert wurde nur Material aus den Kernstrecken innerhalb der Sieblos-Formation. Der organische Kohlenstoff eines detailliert beprobten Kernstücks aus der Bohrung 1998 wurde gegen eine mit Inosit angesetzte Eichlösung spektrometrisch mit Kaliumdichromat bestimmt.

3. Ergebnisse

3.1 Mineralogie der Bohrung 1998

Die röntgenographisch erfolgte Bestimmung der Karbonatminerale in fast allen Proben dieser Bohrung hat nur Calcit ergeben. In einer einzigen Probe (bei 30,90 m) wurde auch Aragonit nachgewiesen. Der Aragonit ist hier auf Gastropodenschalen von *Nystia* zurückzuführen, deren Vorkommen auch in der Profilbeschreibung ausdrücklich erwähnt wurden (MARTINI & ROTHE 2005). Das zeigt, dass diese metastabile Karbonatphase grundsätzlich erhalten geblieben ist. Dies gilt wahrscheinlich auch noch für andere Proben, wo die Aragonitmenge jedoch unterhalb der röntgenographischen Nachweisgrenze liegen dürfte. Auch in dem detailliert untersuchten Kernstück aus dem Bereich 31,90–32,00 m wurde ausschließlich Calcit als Karbonatphase nachgewiesen; Einzelproben weisen darauf hin, dass das Mineral rekristallisiert ist, was wohl auch die gelegentlich schlechte Spaltbarkeit bewirkt.

In der graphischen Darstellung (Abb. 5) wurden bei den Karbonaten nur die Peakhöhen eingetragen, die ein annäherndes Maß für die Konzentration liefern.

Detritische Komponenten sind Quarz und Tonminerale, wobei die Quarzreflexe praktisch in allen Diagrammen erkennbar sind. Dabei handelt es sich meist um Quarz in Siltkorngöße, der möglicherweise auch äolisch in den See eingetragen worden sein kann. Anzumerken ist, dass in vielen Proben auch Gips nachweisbar ist. Die systematische Suche danach in den 48 Proben des weiter unten erwähnten Kernstücks der Bohrung 1998 hat gezeigt, dass Gips immer nur in den dunkel gefärbten Proben vorkommt; das lässt darauf schließen, dass es sich um eine eher rezente Neubildung aus Pyrit handelt, der bevorzugt in den tonigen Sedimenten vorkommt, wie das schon früher diskutiert worden war (ROTHE 1988). Authigener Pyrit ist allerdings auch in den dunkleren Mikriten nachweisbar, was mindestens episodisch anoxische Bedingungen auch während der Karbonatsedimentation anzeigt (MARTINI & ROTHE 1993).

Die Tonminerale zeigen Unterschiede: Die Proben aus dem Hangenden der Sieblos-Formation (Tuff, Abb. 5) führen Smektit, während innerhalb der Sieblos-Formation selbst immer nur Kaolinit vorkommt.

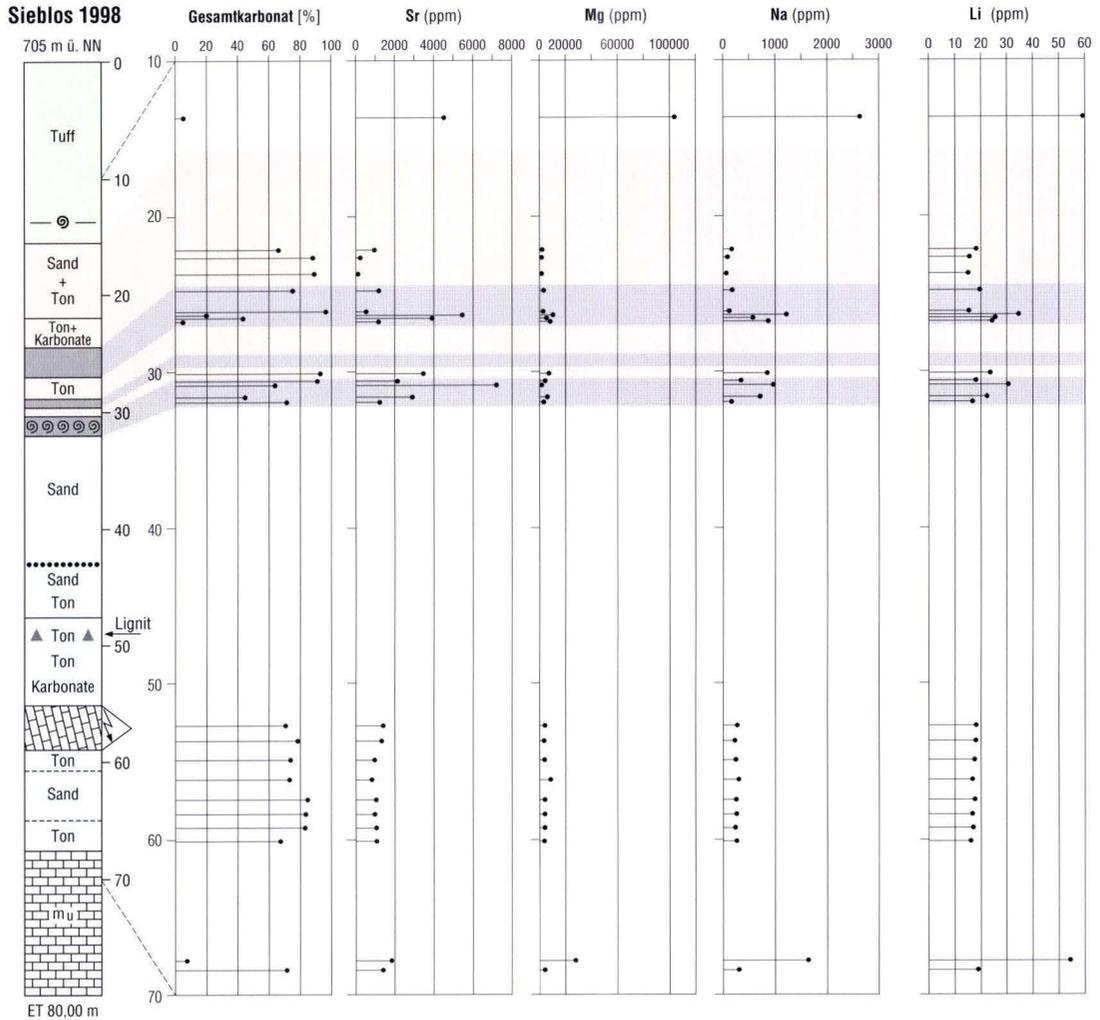


Abb. 4. Lithologie, Gesamtkarbonat und Geochemie der Kernbohrung Sieblos 1998. Farblich hervorgehoben sind die untersuchten Schichten der Sieblos-Formation.

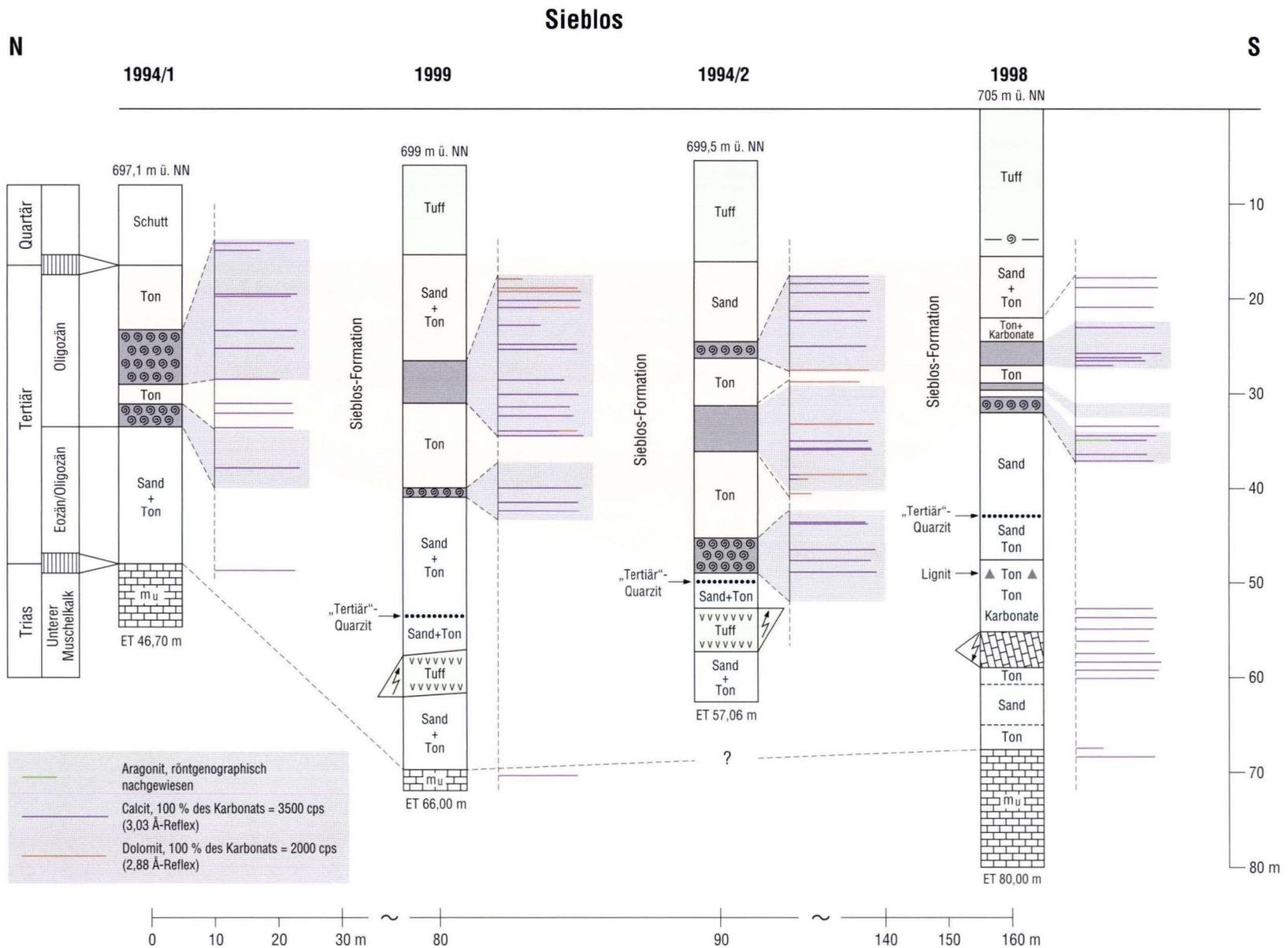
3.2 Mineralogie der Bohrung 1999

Im Gegensatz zu Bohrung 1998 wurde in dieser Bohrung neben Calcit auch Dolomit nachgewiesen. Der Dolomit ist auf diskrete Horizonte beschränkt, und nur in Proben unterhalb von 25 m bestehen die Karbonate auch aus der Kombination Dolomit + Calcit. Die höheren Lagen führen ausschließlich Dolomit. Entscheidend ist, dass Dolomit vom Liegenden zum Hangenden allmählich zunimmt und im höheren Teil dann dominant wird bzw. die Karbonatfraktion allein bestimmt (Abb. 5).

3.3 Gesamtkarbonat, Sr, Mg, Na und Li in Bohrung 1998

Die Gesamtkarbonatgehalte erreichen Werte um 70–90 %, sodass man von mergeligen Kalken und Kalkmergeln sprechen muss.

Die für die Diskussion der Gewässersalinität wichtigen Werte für Na liegen hier in der gleichen Größenordnung wie bei der früher analysierten Bohrung 1994/1 (ROTHE 1998), die Li-Gehalte sind aber in einzelnen Proben etwa doppelt so hoch. Auffallend sind ebenfalls einzelne, hohe Konzentrationen an Sr, die mit der Erhaltung von Aragonit erklärt werden können, obwohl dieser überwiegend unterhalb der röntgenographischen Nachweisgrenze liegt (Kap. 2). Eine Ausnahme ist eine Probe bei 30,85 m, in der neben Calcit auch Aragonit gefunden wurde; dieser ist auf den Gastropoden *Nystia* zurückzuführen. In der Profilbeschreibung (MARTINI & ROTHE 2005) wird *Nystia* auch aus den darüber liegenden Abschnitten erwähnt, was auch die dort gefundenen höheren Sr-Werte erklären kann. Die Mg-Werte sind allgemein niedrig; das ist auf die Tatsache zurückzuführen, dass die Karbonatphasen in dieser Bohrung, bis auf eine Ausnahme, ausschließlich durch Calcit vertreten sind.



Mineralogische und geochemische Untersuchungen an Sedimenten der Forschungsbohrungen Sieblös 1998 und 1999 (Wasserkuppe/Rhön)

Abb. 5. Lithologie und Karbonat-Mineralogie der Kernbohrungen Sieblös 1994/1, 1999, 1994/2 und 1998.

Farblieh hervorgehoben sind die Schichten der Sieblös-Formation sowie die Tuffe in deren Hangendem und der phreatomagmatische Lapilli-Aschentuff-Gang, der die Liegendschichten durchbrochen hat.

Tab. 1. Probenliste und Analysendaten der Kernbohrung Sieblos 1998.

Proben-Nr.	Tiefe [m]	CaCO ₃ [%]	Sr [ppm]	Mg [ppm]	Na [ppm]	Li [ppm]
98/ 1	13,65	5,2	4521,22	103641,14	2633,48	58,06
98/ 2	15,25	0,0	–	–	–	–
98/ 3	15,80	0,0	–	–	–	–
98/ 4	20,20	0,0	–	–	–	–
98/ 5	22,17	66,2	945,52	1898,11	169,22	17,90
98/ 6	22,70	88,1	238,90	613,76	87,12	15,34
98/ 7	23,75	88,8	69,87	682,77	61,65	14,83
98/ 8	24,83	75,0	1167,33	3100,87	174,53	19,26
98/ 9	25,60	0,0	–	–	–	–
98/10	26,20	95,8	528,84	2683,94	117,86	15,08
98/11	26,43	19,8	5444,36	10202,75	1216,12	33,88
98/12	26,60	43,4	3914,57	5264,24	570,04	25,07
98/13	26,85	4,9	1159,42	8190,39	867,41	24,02
98/14	29,70	0,0	–	–	–	–
98/15	30,10	92,7	3457,93	7089,00	849,33	23,22
98/16	30,60	90,9	2137,93	4182,80	341,43	17,68
98/17	30,85	63,8	7192,21	1391,43	966,11	29,90
98/18	31,60	44,8	2893,67	5844,00	710,70	21,92
98/19	31,95	71,3	1211,64	3080,10	162,53	16,49
98/20	33,50	0,0	–	–	–	–
98/21	44,10	0,0	–	–	–	–
98/22	45,50	0,0	–	–	–	–
98/23	46,50	0,0	–	–	–	–
98/24	47,95	0,0	–	–	–	–
98/25	48,50	0,0	–	–	–	–
98/26	49,63	0,0	–	–	–	–
98/27	50,95	0,0	–	–	–	–
98/28	51,15	0,0	–	–	–	–
98/29	51,65	0,0	–	–	–	–
98/30	52,30	0,0	–	–	–	–
98/31	52,75	70,6	1379,18	4047,29	272,02	17,82
98/32	53,70	78,4	1318,73	3351,12	224,38	17,67
98/33	54,60	0,0	–	–	–	–
98/34	54,91	73,7	949,32	3766,11	243,16	17,24
98/35	56,20	73,1	817,88	8406,82	297,58	16,40
98/36	57,50	84,6	1027,49	4143,68	249,82	17,31
98/37	58,40	83,5	957,01	4095,61	260,61	16,43
98/38	59,25	83,0	1054,01	3992,64	236,03	16,82
98/39	60,12	67,5	900,06	3679,94	259,19	15,91
98/40	60,55	0,0	–	–	–	–
98/41	64,60	0,0	–	–	–	–
98/42	65,83	0,0	–	–	–	–
98/43	67,15	0,0	–	–	–	–
98/44	67,79	7,4	1836,15	27617,93	1634,65	53,38
98/45	68,40	71,5	1402,42	4106,53	305,27	18,52

Karbonatbestimmung mittels Scheibler-Apparatur

Tab. 2. Probenliste und Analysendaten der Kernbohrung Sieblos 1999.

Proben-Nr.	Tiefe [m]	CaCO ₃ [%]	Sr [ppm]	Mg [ppm]	Na [ppm]	Li [ppm]
99/ 1	12,86	0,0	–	–	–	–
99/ 2	13,51	0,0	–	–	–	–
99/ 3	15,51	0,0	–	–	–	–
99/ 4	17,53	0,0	–	–	–	–
99/ 5	18,51	0,0	–	–	–	–
99/ 6	20,50	0,0	–	–	–	–
99/ 7	20,71	15,3	1002,70	150618,18	1669,43	39,53
99/ 8	20,96	90,6	410,29	116768,83	1098,48	21,81
99/ 9	21,06	79,5	467,22	118901,83	2260,83	28,11
99/10	21,30	93,4	500,96	62498,94	869,81	19,24
99/11	21,49	95,8	458,77	95653,92	1399,19	22,50
99/12	21,65	1,4	–	–	–	–
99/13	21,99	12,7	2557,60	11741,67	380,59	22,29
99/14	22,52	77,7	1032,99	6485,71	208,10	17,54
99/15	22,66	88,4	818,04	6458,12	148,97	18,20
99/16	22,81	0,0	–	–	–	–
99/17	23,51	17,8	3714,35	25563,96	578,67	36,97
99/18	23,91	93,1	2847,19	5250,99	202,81	18,58
99/19	24,26	92,9	628,30	6257,79	168,15	16,21
99/20	24,51	92,1	820,20	59419,95	1504,42	20,36
99/21	24,93	97,2	458,52	73126,46	914,69	21,59
99/22	25,06	96,7	445,60	64044,85	741,94	18,54
99/23	25,51	0,0	–	–	–	–
99/24	27,51	0,0	–	–	–	–
99/25	30,24	0,0	–	–	–	–
99/26	33,61	0,0	–	–	–	–
99/27	34,43	92,6	1334,96	3421,19	311,89	20,57
99/28	34,68	87,5	2511,65	3747,62	224,05	18,61
99/29	34,83	84,0	2124,68	2529,24	203,14	22,01
99/30	35,04	0,0	–	–	–	–
99/31	49,51	0,0	–	–	–	–
99/32	51,16	0,0	–	–	–	–
99/33	52,41	0,0	–	–	–	–
99/34	54,71	0,0	–	–	–	–
99/35	58,89	0,0	–	–	–	–
99/36	59,21	0,0	–	–	–	–
99/37	59,41	0,0	–	–	–	–
99/38	60,34	0,0	–	–	–	–
99/39	60,51	0,0	–	–	–	–
99/40	61,43	0,0	–	–	–	–
99/41	62,51	0,0	–	–	–	–
99/42	63,75	0,0	–	–	–	–
99/43	64,40	57,3	1085,59	13766,33	235,48	23,74

Karbonatbestimmung mittels Scheibler-Apparatur

3.4 Gesamtkarbonat, Sr, Mg, Na und Li in Bohrung 1999

Die Proben im untersuchten Profilabschnitt zwischen 21,45 m und 25,10 m sowie um 35 m erreichen Werte von 80–100 % Gesamtkarbonat und sind damit als Kalke und mergelige Kalke bzw. Dolomite (s.u.) einzustufen.

Im Vergleich zur Bohrung 1998 sind die Konzentrationen von Mg, Na und Li hier deutlich höher und recht gut mit denen der Bohrung 1994/2 vergleichbar (ROTHER 1998).

Die Mg-Gehalte im obersten Profilbereich sind eindeutig auf den in den entsprechenden Proben analysierten Dolomit zurückzuführen. Gleichzeitig korrelieren damit hohe Na- und

Li-Gehalte; diese können ein Hinweis auf eine Einengung des Wasserkörpers sein, was in der Folge zu einer frühdiagenetischen Bildung von Dolomit geführt haben kann. Ähnlich zusammengesetzter feinkörniger Dolomit (Dolomikrit) wurde schon früher an Haldenmaterial mit dem Rasterelektronenmikroskop untersucht; diese Kristallite sind nur etwa 2 µm groß (ROTHER 1988). Eine detritische Zufuhr aus aufgearbeitetem Muschelkalk, wie er im Liegenden der Bohrungen 1998 und 1999 bzw. 1994/1 gefunden wurde, kann ausgeschlossen werden, da die entsprechenden Kalksteine ausschließlich Calcit führen.

Mg, Na und Li korrelieren miteinander und zeigen einen gegensinnigen Verlauf zu Ca und Sr. In der Korrelation spiegelt

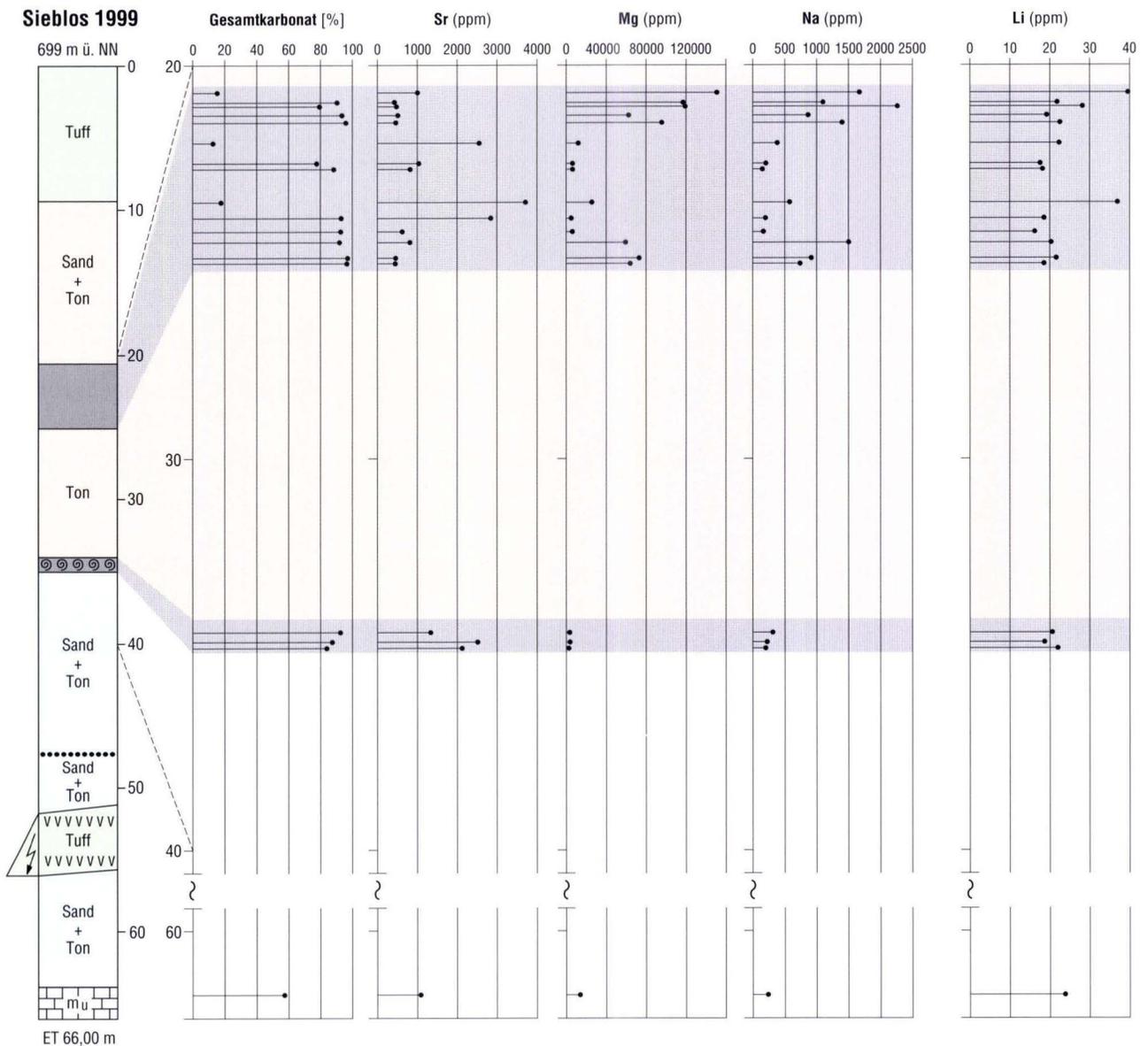


Abb. 6. Lithologie, Gesamtkarbonat und Geochemie der Kernbohrung Sieblos 1999. Farblich hervorgehoben sind die untersuchten Schichten der Sieblos-Formation.

sich die Salinitätsentwicklung des Gewässers, die am Top der untersuchten Kernstrecke bis etwas unterhalb von 20 m ihr Maximum erreicht.

3.5 Detailuntersuchung an der Bohrung 1998 (31,90–32,00 m)

Das detailliert beprobte, etwa 8 cm lange Kernstück der Bohrung 1998 (31,90–32,00 m), das zusammenhängend geborgen wurde, wurde in insgesamt 48 Proben aufgeteilt (Tab. 3), die annähernd die hell-dunkle Wechsellagerung repräsentieren (Abb. 7). Die Einzelproben entsprechen jeweils etwa einem halben Millimeter Mächtigkeit. Die Aufspaltung in reine Hell- bzw. Dunkellagen gelang jedoch nur annähernd, da die Diagenese meistens bereits zu einer stärkeren Verfestigung zwischen den Karbonat- und Dysodil-/Tonlagen geführt hatte; dennoch wurde versucht, möglichst reine Anteile der unterschiedlichen Sedimente zu gewinnen.

Erwartungsgemäß wurde ein Antagonismus zwischen Karbonatgehalt und organischem Kohlenstoff gefunden. Organischer Kohlenstoff wurde nur in diesem Kernstück ermittelt. Die Gehalte an organischem Kohlenstoff pendeln zwischen etwa 2 und 5 % in der überwiegenden Zahl der Proben, in Einzelfällen liegen sie aber auch bei 6–8 % und höher, mit einem Maximum bei 11,7 % (Abb. 7). Die Werte liegen in der gleichen Größenordnung, wie sie schon für die Bohrung 1994/2 gefunden wurden (STEIN & FAHL 1998).

Im Bereich zwischen 6 und 7 cm zeigt sich ein kontinuierlicher Anstieg der Kohlenstoff-Werte, der sich mit einer (von unten her) zunehmenden Eutrophierung des Gewässers (Algen-

blüten) interpretieren lässt. In diesem Abschnitt zeigt das Sediment eine deutliche Dunkelfärbung (Abb. 7), außerdem machte sich hier ein ausgeprägt wahrnehmbarer Bitumen-geruch bei der Aufbereitung der Proben bemerkbar.

Die qualitativ interpretierten röntgenographischen Daten zeigen neben Quarz ausschließlich Calcit als Karbonatphase, außerdem vereinzelte Gipsreflexe. Gips kommt immer nur in den dunkel gefärbten Proben vor; das lässt darauf schließen, dass es sich um eine eher rezente Neubildung aus Pyrit handelt, der bevorzugt in den tonigen Sedimenten vorkommt (ROTHE 1988). Authigener Pyrit ist allerdings auch in den dunkleren Mikriten nachweisbar, was mindestens episodische, anoxische Bedingungen für die Karbonat-Sedimentation anzeigt (MARTINI & ROTHE 1993).

Die geochemischen Daten zeigen für Mg, Na, Li und Sr überall da höhere Konzentrationen, wo auch hohe Kohlenstoffwerte vorliegen (Abb. 7). Das lässt sich mit einer erhöhten Eindunstung des Gewässers in den entsprechenden Abschnitten interpretieren, bei der auch, wie die seekreideartigen Kalke beweisen, Karbonatfällung stattfand. Die heute noch nachweisbaren Konzentrationen beruhen allerdings immer auch darauf, dass die Elemente in gleicher Menge in den Sedimenten verblieben sind; hierbei spielen toniges bzw. C_{org}-reiches Material die Hauptrolle, weil sie den Zutritt von diagenetisch wirksamen Wässern behindern. Wenn man, wie schon früher vermutet wurde (MARTINI & ROTHE 1993), die Submillimeterlagen als jahreszeitlich gesteuerte Warven interpretiert, dann ergäben sich mehrere Jahre lang andauernde Trockenperioden, die im tieferen Abschnitt dieses Kerns abgebildet sind.

Sieblos 1998

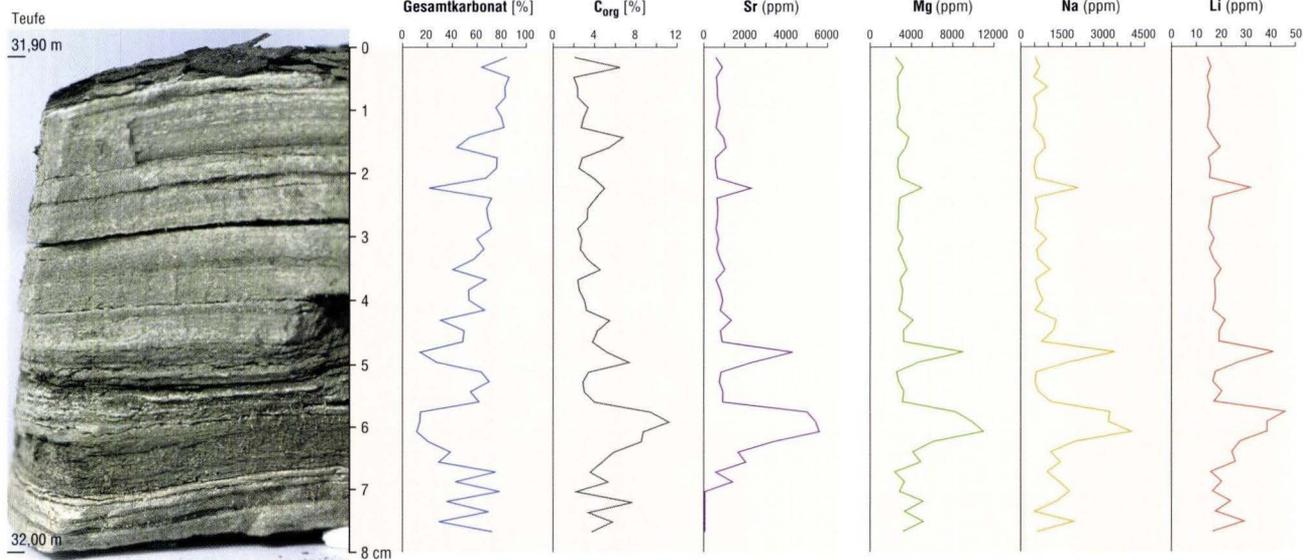


Abb. 7. Detailliert untersuchtes Kernstück der Bohrung Sieblos 1998 (31,90–32,00 m). Gesamtkarbonat und Geochemie einschließlich organischem Kohlenstoff.

Tab. 3. Probenliste und Analysendaten des Kernstücks der Bohrung Sieblos 1998 (31,90–32,00 m).

Proben-Nr.	CaCO ₃ [%]	C _{org} [%]	Sr [ppm]	Mg [ppm]	Na [ppm]	Li [ppm]
98/ 1	83,8	2,1	568,42	2414,20	516,75	14,30
98/ 2	63,4	6,7	889,09	3154,36	680,50	15,78
98/ 3	85,6	2,1	593,37	2614,18	472,28	14,33
98/ 4	82,1	2,4	637,31	2617,04	959,20	15,42
98/ 5	82,5	2,5	647,93	2647,67	465,96	14,51
98/ 6	74,8	3,5	770,59	2852,42	567,98	15,32
98/ 7	79,6	3,1	663,42	2583,52	541,53	15,06
98/ 8	81,4	2,8	578,96	2621,35	461,45	14,40
98/ 9	53,7	7,0	943,04	3681,88	781,80	16,76
98/10	43,2	5,6	1059,79	3391,88	887,85	19,52
98/11	75,9	2,9	556,32	2680,77	537,17	14,88
98/12	75,4	2,6	565,06	2620,71	474,86	15,69
98/13	66,9	4,1	655,11	2873,11	562,81	15,28
98/14	21,0	5,2	2287,19	4956,15	2073,75	31,72
98/15	71,5	4,3	633,91	2838,19	508,51	16,73
98/16	67,5	3,5	667,83	2714,60	632,57	15,96
98/17	68,5	3,4	656,57	2709,07	554,41	15,68
98/18	71,6	2,5	584,96	2625,71	519,87	14,95
98/19	59,6	2,9	713,21	3137,11	929,12	17,06
98/20	65,4	2,8	621,76	2693,66	581,08	15,29
98/21	57,2	3,5	774,42	3101,27	631,48	16,81
98/22	40,2	4,7	1012,32	3522,71	1049,81	19,91
98/23	67,0	2,5	582,00	2863,13	533,36	17,26
98/24	53,0	2,6	788,69	3098,68	625,12	17,56
98/25	53,1	3,1	913,81	3013,77	795,00	17,58
98/26	65,9	3,4	790,24	2726,61	518,73	16,58
98/27	30,3	5,7	1323,52	4106,16	1281,16	21,53
98/28	49,3	4,5	800,83	3180,45	1187,36	19,21
98/29	48,3	4,0	879,27	3195,51	755,03	19,11
98/30	13,8	5,4	4296,02	8972,53	3407,97	41,14
98/31	27,3	7,7	2318,60	4687,17	1734,11	27,23
98/32	63,1	3,6	830,20	2530,64	568,25	17,69
98/33	69,7	3,0	744,59	2729,14	514,48	16,63
98/34	54,4	3,2	924,90	3242,18	645,21	20,26
98/35	61,4	4,2	913,49	3082,15	1097,20	17,11
98/36	14,2	9,8	4995,90	8185,45	3223,35	45,85
98/37	13,6	11,7	5419,71	9857,60	3178,81	38,45
98/38	11,2	9,1	5598,94	10947,54	4024,31	38,47
98/39	20,5	8,9	3361,21	6085,34	1976,37	27,63
98/40	38,3	6,1	1648,49	4087,52	1083,40	24,32
98/41	28,9	4,9	2027,49	4845,43	1435,76	25,71
98/42	74,7	3,7	573,08	2340,23	953,45	15,82
98/43	42,2	5,5	1397,50	3281,89	1389,86	20,19
98/44	78,2	2,3	893,95	2802,88	1762,90	16,48
98/45	35,3	8,0	2736,00	5100,07	1288,65	23,80
98/46	69,1	3,6	1064,27	3275,72	492,13	17,69
98/47	28,8	6,0	2710,63	5114,53	1921,86	29,31
98/48	72,0	3,9	1044,45	3118,20	590,42	16,56

Karbonatbestimmung mittels Scheibler-Apparatur

4. Diskussion

Die aus den Bohrungen 1998 und 1999 gewonnenen Daten gestatten es – im Verband mit den Bohrungen 1994/1 und 1994/2 –, die Sedimente des randlichen und zentralen Seebereichs voneinander zu unterscheiden und näher zu charakterisieren. Dabei wird die Seemitte durch reinere Karbonate gekennzeichnet, denen zum Rand hin mehr Tone beigemischt sind, sodass die Karbonate dort eher mergelig entwickelt sind. Die durchgängig vorhandenen Tonhorizonte bleiben davon jedoch unberührt. Auffallend ist, dass nur in den Karbonaten der Seemitte Dolomit vorkommt, der sich von einem bestimmten Eindampfungsstadium an allmählich gebildet hat. Die Eindampfung des Seewassers hat zeitweise zu einer erhöhten Karbonatproduktion beigetragen, wobei auch chemische Fällung mit im Spiel gewesen sein dürfte. Dadurch hatte sich das Mg/Ca-Verhältnis im Wasser bzw. der Porenlösung zugunsten von Mg verschoben, wodurch die entsprechenden Bereiche frühdiagenetisch dolomitisiert wurden; entsprechendes wurde auch in den miozänen Seesedimenten des Nördlinger Ries beobachtet (FÖRSTNER & ROTHE 1977). Diese mit einer zunehmenden Einengung des Wasserkörpers einhergehende Entwicklung zeigt sich auch in den geochemischen Daten, die hier durch deutlich höhere Na- und Li-Konzentrationen gekennzeichnet sind. Die detaillierte Untersuchung des Kernstücks aus der Bohrung 1998 zeigt beispielhaft die Variabilität der Ablagerungsbedingungen für einen engen Zeitraum und verdeutlicht damit das Potenzial, das in dieser Beprobungsmethode steckt. Nur so lassen sich die hier vermutlich vorliegenden jahreszeitlichen Schwankungen erkennen und auflösen.

Die Daten zeigen einen kontinuierlichen Trend für die Gesamtkarbonatwerte, der erwartungsgemäß entgegengesetzt zum organischen Kohlenstoff verläuft; die Abnahme der Kohlenstoffwerte zum Hangenden lässt sich auf unterschiedliche Weise interpretieren: Entweder ist sie durch eine Abnahme der Primärproduktion (Algenblüten) bedingt, oder sie beruht auf einer Änderung des Redox-Potenzials. Die dunkleren Lagen im Kern (Abb. 7) lassen beide Deutungen zu. Es ist jedoch nicht gesagt, dass in den helleren Lagen nicht auch mit reduzierenden Verhältnissen zu rechnen ist. So ist es wahrscheinlicher, die höheren Kohlenstoffwerte mit einer erhöhten Produktion organischer Substanz innerhalb des aquatischen Milieus zu erklären.

STEIN & FAHL (1998) hatten bereits nachgewiesen, dass die organische Substanz in den Bohrungen Sieblos 1994/1 und 1994/2 unterschiedlicher Herkunft ist. Während die relativ hohen Gehalte der in den gebänderten Kalken eingeschalteten organischen Substanz aus der Produktion im See selbst stammen, sind die in den Begleitschichten (vor allem in Tonen) gefundenen und immer nur in geringen Mengen vorhandenen C_{org} -Gehalte auf Eintrag terrestrischer Materials zurückzuführen, das von höheren Pflanzen stammt. Im Einzelfall korre-

lieren C_{org} -reiche Lagen mit hohen Konzentrationen an Ca, Sr, Mg, aber auch mit Na und Li (Peaks in Abb. 7). Während solcher Phasen scheint der Wasserkörper gegenüber den Phasen reiner Karbonatbildung noch stärker eingedampft gewesen zu sein, wie es auch das von LUTZ (1998) diskutierte Modell eines meromikten Sees nahelegt.

Entsprechend den Befunden an den in größeren Abständen beprobten Kernabschnitten der Sieblos-Formation in den beiden Bohrungen ergibt sich auch hier, dass die hohen Werte der erwähnten Spurenelemente eine stärkere Einengung des Wasserkörpers reflektieren, die in diesem Falle möglicherweise einzelne, besonders trockene Jahre anzeigen. Dass es sich tatsächlich um jahreszeitlich bedingte Einzellagen (Warven) handeln könnte, lässt sich auch mit dem regelmäßigen Wechsel der Gehalte an organischem Kohlenstoff erklären, die wahrscheinlich auf sommerliche Algenblüten zurückzuführen sind. Zweifellos haben diese zeitweise eine Eutrophierung des Gewässers bewirkt, was auch zu dem Bitumengehalt führte, der letztlich die „Ölschiefer“-Lagerstätte entstehen ließ.

Bei einer Wechsellagerung zwischen detritischen Komponenten und den autochthon im See gebildeten Bestandteilen lässt sich nicht ohne weiteres entscheiden, ob dem einen oder dem anderen Vorgang eine Steuerungspriorität einzuräumen ist, oder ob sich sogar eine gewisse Regelmäßigkeit bei diesen Prozessen nachweisen lässt. Das gilt jedenfalls für die großmaßstäbliche Abfolge der gesamten Sieblos-Formation, innerhalb derer es Zeiten verstärkter Dysodil- bzw. Karbonatproduktion gegeben hat. Anders ist das für den eng beprobten Bereich der Bohrung 1998 zu sehen, wo die Sedimentbildung mit hoher Wahrscheinlichkeit einen jahreszeitlich gesteuerten, also kurzperiodischen Wechsel anzeigt, bei dem die Dysodil- und Karbonatbildung in einem weitgehenden Zusammenhang stand und im Wesentlichen im Sommer erfolgte. Die chemischen Parameter – vor allem die in den Karbonatphasen gespeicherten, unterschiedlich hohen Na- und Li-Gehalte – können als Hinweise auf die Salinitäts-Entwicklung des Seewassers betrachtet werden, wie das schon in früheren Arbeiten gezeigt wurde (OGORELEC & ROTHE 1979). In dieser Hinsicht kommt auch den stabilen Isotopen des Sauerstoffs und Kohlenstoffs Bedeutung zu; isotopisch „schwerer“ Sauerstoff ist immer mit hohen Na- und Li-Konzentrationen korreliert (ROTHE & HOEFS 1977, ROTHE 1998).

Die Möglichkeit, die Lagerstätte von Sieblos in den vergangenen Jahren mit Hilfe einer Reihe von Kernbohrungen erkunden zu können, hat wesentlich dazu beigetragen, ihre Entstehung zu entschlüsseln. Aufgrund der Geländeumstände, die uns nur auf befestigten Wegen zu bohren gestatteten, ergab sich allerdings die Einschränkung auf ein E-W-Profil; die Fortsetzung durch ein N-S-Profil, mit dem zusammen sich erst die gesamte Seefläche erfassen ließe, muss eventuellen späteren Untersuchungen vorbehalten bleiben.

Danksagung: Mein Dank gilt Frau Martina Langlotz für die sehr sorgfältige Durchführung aller chemischen Analysen – AAS, Scheibler, C_{org} –, desgleichen Frau Constanze Blübaum für röntgenographische Mineralanalysen sowie Martin Schmitt-eckert für die Graphik (Lehrstuhl für Geologie, Universität Mannheim). Herrn Dr. Rainer Blum, Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie (HLUG), danke ich für die freundliche

Überlassung der Gamma-Logs. Herrn Prof. Dr. Erlend Martini (Geol.-Paläontolog. Institut, Universität Frankfurt/M.) möchte ich auch hier noch einmal meinen Dank für die jahrelange gute Zusammenarbeit aussprechen. Frau Dr. Michaela Dersch-Hansmann (HLUG) hat mit ihren redaktionellen Anmerkungen zur Verbesserung des Manuskripts beigetragen, wofür ich ihr herzlich danke.

5. Schriftenverzeichnis

- FÖRSTNER, U. & ROTHE, P. (1977): Bildung und Diagenese der Karbonatsedimente im Ries-See (nach dem Profil der Forschungsbohrung Nördlingen 1973). – *Geologica Bavarica*, **75**: 49–58, 1 Beil.; München.
- HOTTENROTT, M., MARTINI, E., SCHILLER, W. (1998): Profilbeschreibungen der Forschungsbohrungen Sieblos 1994/1 und 1994/2 an der Wasserkuppe/Rhön. – In: MARTINI, E. & ROTHE, P. (Hrsg.): Die alttertiäre Fossilagerstätte Sieblos an der Wasserkuppe/Rhön. – *Geol. Abh. Hessen*, **104**: 53–69, 1 Abb., 5 Taf.; Wiesbaden.
- LUTZ, H. (1998): Die unteroligozäne Insekten-Taphozönose von Sieblos/Rhön – ein Schlüssel für die Rekonstruktion des aquatischen Paläoenvironments. – In: MARTINI, E. & ROTHE, P. (Hrsg.): Die alttertiäre Fossilagerstätte Sieblos an der Wasserkuppe/Rhön. – *Geol. Abh. Hessen*, **104**: 101–114, 4 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- MARTINI, E. & ROTHE, P. (1993): Sieblos – A Lower Oligocene Messel-Type Deposit. – *Kaupia – Darmstädter Beitr. Naturgesch.*, **2**: 39–53, 14 Abb.; Darmstadt.
- MARTINI, E. & ROTHE, P. (2005): Die Fossilagerstätte Sieblos an der Wasserkuppe/Rhön – Neue Daten zur Genese, zum Alter und zur Fossilführung. – *Geol. Jb. Hessen*, **132**: 55–68, 9 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- OGORELEC, B. & ROTHE, P. (1979): Diagenetische Entwicklung und faziesabhängige Na-Verteilung in Karbonatgesteinen Sloweniens. – *Geol. Rdsch.*, **68** (3): 965–978, 3 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Stuttgart.
- ROTHE, P. (1988): 3. Sedimente der oligozänen „Braunkohlen“-Lagerstätte von Sieblos an der Wasserkuppe/Rhön. – *Beitr. Naturkde. Osthessen*, **24**: 37–54, 16 Abb., 1 Tab.; Fulda.
- ROTHE, P. (1998): Der unteroligozäne See von Sieblos/Rhön. Salinitäts-Entwicklung nach geochemischen Untersuchungen an den Forschungsbohrungen 1994/1 und 1994/2. – In: MARTINI, E. & ROTHE, P. (Hrsg.): Die alttertiäre Fossilagerstätte Sieblos an der Wasserkuppe/Rhön. – *Geol. Abh. Hessen*, **104**: 85–100, 7 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- ROTHE, P. & HOEFS, J. (1977): Isotopen-geochemische Untersuchungen an Karbonaten der Ries-See-Sedimente der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. – *Geologica Bavarica*, **75**: 59–66, 1 Abb., 1 Tab.; München.
- STEIN, R. & FAHL, K. (1998): Organisch-geochemische Untersuchungen an oligozänen Sedimenten der Bohrungen Sieblos 1994/1 und 1994/2. – In: MARTINI, E. & ROTHE, P. (Hrsg.): Die alttertiäre Fossilagerstätte Sieblos an der Wasserkuppe/Rhön. – *Geol. Abh. Hessen*, **104**: 133–141, 3 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.

Manuskript eingegangen am 26.7.2005, angenommen am 16.2.2006

ISABEL JOST¹ & CHRISTIAN OPP²

Konzeption eines Bodenlehrpfades auf Grundlage bodenkundlicher Untersuchungen im Forstrevier Münchhausen/Burgwald

Kurzfassung

Um die öffentliche Wahrnehmung von Böden zu verbessern und um in der Öffentlichkeit ein größeres Bodenbewusstsein zu erzeugen, muss das Umweltmedium Boden in verständlicher Weise zugänglich gemacht werden. Das im Folgenden vorgestellte Lehrpfadkonzept richtet sich hauptsächlich an den interessierten Laien als Zielgruppe. Hierbei erfolgt die Darstellung der Informationen auf anschauliche und leicht verständliche Weise in Form von Schautafelkonzepten, einer Begleitbroschüre und einer Internetseite.

Das Lehrpfadkonzept basiert auf vier Bodenprofilen, die bodenkundlich untersucht wurden. Mit Hilfe von Geländeuntersuchungen und Laboranalysen der einzelnen Bodenprofile wurden ausgewählte bodenphysikalische und bodenchemische Eigenschaften erfasst und interpretiert. Aus diesen Merkmalen werden die Substratgenese und die Bodenbildungsprozesse rekonstruiert sowie die Standorteigenschaften abgeleitet.

Abstract

To improve the public awareness about soils and to predispose a “soil-consciousness” in the public, soil as an “environmental medium” has to be presented to the public in a comprehensive way. The introduced thematic natural soil trail is especially addressed to the interested laymen. The presentation of the information in a depict and plain way is realized using presentation-boards, an accompanying booklet and a web-site as well.

The concept of the presentation-boards is based on four assayed soil profiles. Field analysis and laboratory analysis of each soil profile were carried out to determine soil-physical and soil-chemical characteristics and values. With the help of this attributes it was possible to reconstruct the genesis of the substratum and the soil formation as well to deduce site characteristics.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	96
2. Naturraum Burgwald	96
2.1 Geologischer Bau und Relief	96
2.2 Klima und Gewässer	97
2.3 Böden	97
2.4 Vegetation	98
3. Böden des Lehrpfades	99
3.1 Schwach podsolige Braunerde	99
3.2 „Lockerbraunerde-Braunerde“	100
3.3 Kolluvisol-Podsol	102
3.4 Niedermoor	104
4. Bodenlehrpfad Burgwald	105
5. Schriftenverzeichnis	107

¹ Dipl.-Geogr. I. Jost (e-mail: Isabel.Jost@gmx.de), Blitzweg 29, D-35039 Marburg

² Prof. Dr. Ch. Opp (e-mail: Opp@staff.uni-marburg.de), Fachbereich Geographie der Philipps-Universität, Deutschhausstr. 10, D-35037 Marburg

1. Einleitung

Der Burgwald bildet mit etwa 200 km² ein nur von wenigen kleinen Siedlungen unterbrochenes geschlossenes Waldgebiet. Der Naturraum wird durch ausgedehnte Waldflächen und Feuchtgebiete – wie Feuchtwiesen, Moore, Tümpel, Teiche und Fließgewässer –, die netzartig im Waldgebiet verteilt sind, charakterisiert. Die Nährstoffarmut der Sandsteine des Mittleren Buntsandsteins bedingt eine für Hessen seltene großflächige Verbreitung nährstoffarmer, oligotropher Standorte (HGON 1996, HMILFN 1996). Als Folge von Tektonik und mesozoisch-tertiärer Verwitterung sowie der quartären Formung des Gebiets weist der oberflächennahe Untergrund eine bedeutende Heterogenität auf. In Abhängigkeit vom Untergrund, insbesondere von petrologischen Merkmalen der verschiedenen Sandsteinfolgen des Buntsandsteins und in Abhängigkeit von der pleistozänen periglaziären und holozänen, z.T. anthropogenen Überformung des Gebietes, kam es zur Bildung unterschiedlicher Böden.

2. Naturraum Burgwald

Der Burgwald ist mit etwa 200 km² unzerschnittener Waldfläche eines der letzten großflächigen Waldgebiete Hessens (HGON 1996). Er befindet sich ca. 20 km nördlich der Universitätsstadt Marburg (Abb. 1). Seine natürlichen Grenzen bilden im Süden und Westen das Amöneburger Becken und das Rheinische Schiefergebirge, im NE schließt sich der Kellerwald an. Die Mittelhessische Senke begrenzt das Waldgebiet im Osten. Eingefasst wird der Burgwald von verschiedenen Fließgewässern: von der Lahn im SE, der Wetschaft im Westen, der Nemphe und Eder im NW, der Schweife und Wohra im NE und Osten sowie der Ohm im Süden und SE (HMILFN 1996). Das Untersuchungsgebiet befindet sich im Westen des Burgwaldes, im Gebiet des Forstreviers Münchhausen (Abb. 1). Der Burgwald gehört zur naturräumlichen Haupteinheit „Westhessisches Bergland“ (PLETSCH 1989).

2.1 Geologischer Bau und Relief

Der Burgwald ist der westlichste Teil der Oberhessischen Buntsandsteinplatte und damit der – auch als Frankenger Triasbucht bezeichnete – westlichste Ausläufer der Hessischen Senke (HMILFN 1996). Im Westen, Norden und NE umgeben die paläozoischen Schichten des Rheinischen Schiefergebirges den Buntsandstein des Burgwaldes (KUPFAHL & ANDRES 1983). Der Sockel des Burgwaldes besteht aus Sandsteinen des Unteren Buntsandsteins, die an mehreren Stellen am westlichen, nördlichen und östlichen Burgwaldrand zutage treten. Dem Unteren Buntsandstein liegt der Mittlere Buntsandstein auf. Das an der Oberfläche anstehende Gestein bzw. der oberflächennahe Untergrund wird überwiegend durch qualitativ

Böden mit ihren vielfältigen und lebensnotwendigen Funktionen wurden bisher im Bereich der Umweltbildung vernachlässigt. Die Vermittlung bodenkundlicher Inhalte stellt jedoch einen wichtigen Grundsatz in der Umweltbildung dar. Die Öffentlichkeit beginnt, vor allem in Verbindung mit Umweltschutz, sich zunehmend für das Thema Boden zu interessieren. Auch an der stärkeren gesetzlichen Einbindung des Bodens kann man feststellen, dass das Interesse am Schutz des Bodens zunimmt [u.a. Bundes-Bodenschutzgesetz (BBodSchG) von 1998]. Um mehr Bodenbewusstsein zu erzeugen, muss das Schutzgut Boden auch für Laien „begreifbar“ gemacht werden. Hier setzt das Konzept für einen Bodenlehrpfad an. Mit einem solchen Lehrpfad soll der interessierten Öffentlichkeit die Möglichkeit gegeben werden, sich über Böden zu informieren und damit auseinander zu setzen.

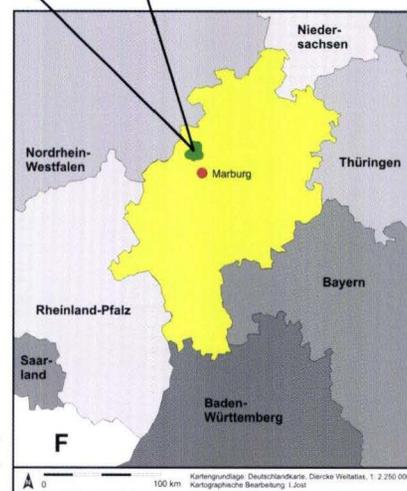


Abb. 1. Lage des Burgwaldes und des Untersuchungsgebietes.

unterschiedliche Sandsteine der verschiedenen Folgen des Mittleren Buntsandsteins gebildet. Flächenhaft dominieren Sandsteine der Hardeggen- und der Detfurth-Folge. Der Obere Buntsandstein ist nur noch auf kleinen Flächen im SW des

Burgwaldes erhalten. Während des Pleistozäns bildeten sich durch Frostverwitterung, Solifluktion und z.T. Lösseinwehung mächtige Schuttdecken. Außerdem lagerte sich im Pleistozän in Mulden, Tälern sowie an flachen Hängen als äolisches Sediment Löss ab (HMILFN 1996). Löss, der als Folge einer zum Teil mehrfach erfolgten Umlagerung heute meist als Schwemmlöss vorliegt, findet man vor allem auf den ost- und nordexponierten Hängen sowie in den den Burgwald umgebenden Tälern und Becken.

Die heutige Oberflächengestalt des Burgwaldes wird fast ausschließlich durch horizontal gelagerte, jedoch verschiedene widerständige Buntsandstein-Schichten bestimmt (LENZ 1967).

Nach KUPFAHL & ANDRES (1983) weisen die Buntsandstein-Schichten Reste einer Hochfläche zwischen 380 und 420 m über NN auf. Die Burgwaldhochfläche ist vorwiegend auf den Schichten der Hardeggen-Folge erhalten. Sie steigt vom Wetschafttal bei etwa 200 m über NN über eine Stufe auf bis 400 m über NN (HMILFN 1996) an. Die Reliefentwicklung des heutigen Burgwaldes, hervorgerufen durch die Eintiefung der Gewässer, setzte auf den Resten dieser Hochfläche an. Das Alter der Fläche ist noch unklar, da die zu einer sicheren Datierung notwendigen Tertiärsedimente fehlen oder bereits erodiert sind.

2.2 Klima und Gewässer

Der Burgwald liegt im Übergangsbereich zwischen dem atlantisch geprägten Nordwest- und dem kontinental geprägten Südostdeutschland. Weiterhin befindet er sich im Regenschatten des Rheinischen Schiefergebirges. Dieses wirkt abschirmend auf die atlantischen Luftströmungen aus Westen (HMILFN 1996).

Die durchschnittliche Jahresniederschlagsmenge beträgt 650–700 mm (RÖDIG 1983). Diese Werte liegen deutlich unter denen des westlich vorgelagerten Rheinischen Schiefergebirges (Kahler Asten: 1471 mm/Jahr) (LIEDTKE & MARCINEK 1995). Die Hauptniederschläge fallen im Burgwald im Sommerhalbjahr (BOHN 1996). Die Jahresdurchschnittstemperatur liegt zwischen 7 und 7,5 °C (RÖDIG 1983).

Die hydrogeologischen Verhältnisse des Burgwaldes sind geprägt durch die zumeist sandigen und damit durchlässigen Buntsandstein-Schichten. Das Talsystem entstand entlang tektonischer Verwerfungen, die im Quartär Leitlinien für die Einschneidung der Burgwaldhochfläche durch Fließgewässer darstellten. Die Täler haben überwiegend muldenförmige Quellgebiete. Sie schneiden sich, i.d.R. an Störungen gebunden, tief in die Hochfläche z.T. kastenförmig ein, bevor sie den Burgwaldrand in schmalen Talgründen verlassen (HMILFN 1996, OPP 2005).

Die Entwässerung des Burgwaldes erfolgt im Wesentlichen über die Gewässer Wetschaft, Ohm und Wohra. Nur der nördliche Teil entwässert in Richtung Eder.

Quellhorizonte in Hangbereichen sind an wasserstauende, tonige Lagen der Hardeggenfolge des Mittleren Buntsandsteins gebunden. Vorrangig in den Talgründen des Burgwaldes finden sich zudem weitflächige Grundwasseraustritte. Das Wasser der Unterhänge fließt hier breitflächig ab, wobei die Talgrundsohlen gleichmäßig vernässt werden. Um die Feuchtgebiete trockenzulegen, wurde das abfließende Wasser zum Teil in künstlichen Bachbetten abgeleitet. Diese neu geschaffenen strukturarmen Bäche sind meist begradigt, streckenweise eingetieft und wirken stark entwässernd (HGON 1996).

2.3 Böden

Das anstehende Gestein des oberflächennahen Untergrundes bilden überwiegend nährstoffarme Sandsteine des Mittleren Buntsandsteins. In den Randgebieten zum Wetschaftstal treten auch etwas nährstoffreichere Sandsteine des Unteren Buntsandsteins auf. Die holozäne Bodenbildung fand jedoch nur selten im autochthonen Verwitterungsmaterial statt. Vielmehr setzte die Bodenbildung meist in unterschiedlichen Mächtigkeiten im darüber liegendem, zum Teil lösslehmhaltigem Solifluktionsschutt (periglaziäre Lagen nach AG BODEN 1994) ein (SCHRADER 1985). Örtlich anzutreffende Lösseinwehungen sowie die Vermischung der Substrate mit Laacher Bimstuff und dessen Umlagerungsprodukten stellen die Substrate für die Bodenbildung dar (HMILFN 1996).

Im Burgwald sind die meisten Böden aufgrund des nährstoffarmen Untergrundes schwach mesotroph bis oligotroph. Der Bodenfeuchtegrad bewegt sich zwischen mäßig-frisch und frisch (RÖDIG 1983). In den Hanglagen sind meist mittel- bis tiefgründige, in Kuppenlagen auch flachgründige, nährstoffarme, teils podsolige Braunerden geringer Basensättigung ausgebildet. Im Bereich von Lösslehmablagerungen kommen nährstoffreiche Braunerden und pseudovergleyte Parabraunerden mit hoher bis mittlerer Basensättigung vor (HGON 1996, HMILFN 1996, SCHRADER 1985). Außerdem sind, insbesondere auf Lösslehm, zum Teil pseudovergleyte Parabraunerden anzutreffen.

In beiden zuletzt genannten Böden können im Oberboden Podsolierungserscheinungen auftreten. Typische Podsole sind im Burgwald örtlich an Hängen oder auf Kuppen bei fehlender Lössbeimischung verbreitet. Des Weiteren kommen im Burgwald Lockerbraunerden vor. Diese Böden sind an unterschiedlich mächtige Decken vulkanischen Bimsmaterials gebunden, die im Burgwald meist als Umlagerungsdecken, z.T. vermischt mit den Verwitterungssanden der Sandsteine, auftreten (HMILFN 1996, STÖHR 1963). Die Vulkanaschen im Untersuchungsgebiet sind ein Produkt des Laacher-See Vulkanausbruchs im Alleröd, 12 900 Jahre vor heute (SCHMINCKE 2000).

Im Bereich des Mittleren Buntsandsteins bewirken einzelne Stellen mit wasserundurchlässigen Kaolin-Tonschichten stärkeren Wasseraustritt an der Oberfläche. Hier treten feuchte

Wiesen und Vermoorungen auf (BORN 1967). Pseudogleye, Gleye und Moorböden sind dort die vorherrschenden Bodentypen.

2.4 Vegetation

Der Burgwald besitzt trotz oder gerade der großen Verbreitung nährstoffarmer Substrate wegen ein hohes Artenpotenzial mit Arten aus verschiedenen Klima- und Lebensräumen, insbesondere der Trocken- und Feuchtgebiete (WEISS 1983). Gründe für die Artenvielfalt auf engstem Raum sind lokalklimatische Variationen, kleinräumig wechselnde Schicht- (bzw. Substrat-) Konstellationen, welche durch variierende Anteile petrographisch unterschiedlicher Eigenschaften der Verwitterungssande des Anstehenden und in den periglaziären Umlagerungsdecken, z.T. in Abhängigkeit von der Reliefposition (Wasserdefizit- oder Wasserzuschussstandorte) erklärt werden können.

Die potenzielle natürliche Waldgesellschaft für die Standorte mit der größten Flächenverbreitung ist der artenarme Hainsimsen-Buchenwald (*Luzulo-Fagetum*), mit einem höheren Anteil an Trauben-Eiche (*Quercus petraea*) (RÖDIG 1983). An Standorten mit höheren Lösslehmanteilen herrschen Flattergras-Buchenwälder vor. Die heutige nadelbaumbeherrschte Vegetation ist das Ergebnis einer über Jahrhunderte andauernden anthropogenen Nutzung. Als das Gebiet in der ersten Hälfte des 19. Jh. unter preußische Forstverwaltung kam, wurden vor allem Kiefern, Fichten und Lärchen ausgesät. Nicht wenige Böden erfuhren auch durch die langandauernde und z.T. intensive Streunutzung eine zusätzliche Degradation (RÖDIG 1983). Der weitaus größte Teil des Burgwaldes, etwa 70 %, wird heute von Nadelbäumen (40 % Kiefern, 30 % Fichten),

eingenommen. Außerdem kommen in größeren Anteilen auch Buchen (24 %) und Eichen (6 %) vor. In „Normallagen“ dominieren moosreiche Fichtenforste, in trockeneren und feuchteren Gebieten moos- und beerstrauchreiche Kiefernforste (HGON 1996, HMILFN 1996).

Im Burgwald gibt es trotz relativ geringer Niederschlagssummen (650–700 mm/Jahr) im Zentrum eines weiten Talkessels ein Flächenmoor, das als Übergangsmoor im Dauerstadium (zwischen einem Hoch- und einem Niedermoor) charakterisiert werden kann. Es handelt sich um das unter Naturschutz stehende Gebiet der sog. „Franzosenwiesen“. Andere Moorbildungen im Burgwald ziehen sich streifenartig vor allem als Durchströmungsmoor, örtlich mit Ansätzen zur Hochmoorbildung, entlang der Talsohlen (Abb. 2). Für deren Vernässung zeichnet überwiegend Hangwasser und hochstehendes Grundwasser verantwortlich. Weitere Ursachen für die Entstehung der Moore sind wasserstauende Schichten des anstehenden Gesteins oder die verwitterungs- sowie umlagerungsbedingte Korngrößendezimierung mit porenverstopfender Wirkung im Einzugsgebiet des Grund- und Oberflächenwassers, lang andauernde kühle Temperaturen (Jahresmitteltemperatur Region Burgwald: 7–7,5 °C) und eine hohe Luftfeuchtigkeit in Kaltluftsenken (HMILFN 1996). Unter diesen Bedingungen wird der Umsatz der organischen Substanz gehemmt, und es kommt zur Torfakkumulation. Auch KELLNER (1983) nennt im Untergrund befindliche undurchlässige Schichten als Grund für die Vermoorung der Talgründe und Senken. Die potenziell natürliche Vegetation in den Burgwaldtälern entspricht einem Hainsimsen-Stieleichen-Hainbuchen-Auwald sowie einem Kleinseggen-Moorbirken-Erlensumpfwald (OPP 2005).



Abb. 2. Durchströmungsmoor im Christenberger Tal (Burgwald).

3. Böden des Lehrpfades

Die vier betrachteten Bodenprofile (Profil 1 bis 4, Abb. 3) wurden nach AG BODEN (1994) bodenkundlich aufgenommen. Mit Hilfe von Geländeuntersuchungen, Bodenprobenentnahmen (ungestört und gestört) und Laboranalysen der einzelnen Profile konnten physikalische und chemische Bodeneigenschaften erfasst und interpretiert werden. Aus diesen Merkmalen wurden die Substratgenese und die Bodenbildungsprozesse rekonstruiert sowie die Standorteigenschaften abgeleitet.

Die Auswahl der Profile des Bodenlehrpfades Burgwald erfolgte nach ihrer Bedeutung im Naturraum Burgwald. Außerdem wurde bei der Festlegung der Lehrpfad-Standorte deren Zugänglichkeit bzw. Lage an Wanderwegen berücksichtigt. Um eine Moorbodenbildung in den Lehrpfad zu integrieren, wurde auch ein Profil in einem grundwasserbeeinflussten Teil des Untersuchungsgebiets zur Aufnahme und Probenahme angelegt. Da diese Profilgrube fast ständig mit Wasser gefüllt ist, ist sie für die Besichtigung und Begehung im Rahmen des Bodenlehrpfades nicht vorgesehen. Allerdings können Informationen über diesen Boden und Standort aus einer Informationstafel und anderen Medien erschlossen werden.

3.1 Schwach podsolige Braunerde

Profil 1 (Abb. 4) zeigt die Horizontabfolge Ah/Aeh/Bv/IICv/IIICv. In der Korngrößen-Zusammensetzung dominiert die Sandfraktion, hierbei insbesondere der Feinsand. Die Sandgehalte liegen in allen Horizonten über 75 Mas.-%. Im unteren Profildbereich (IICv, IIICv) erreicht der Sandanteil fast 90 Mas.-%.

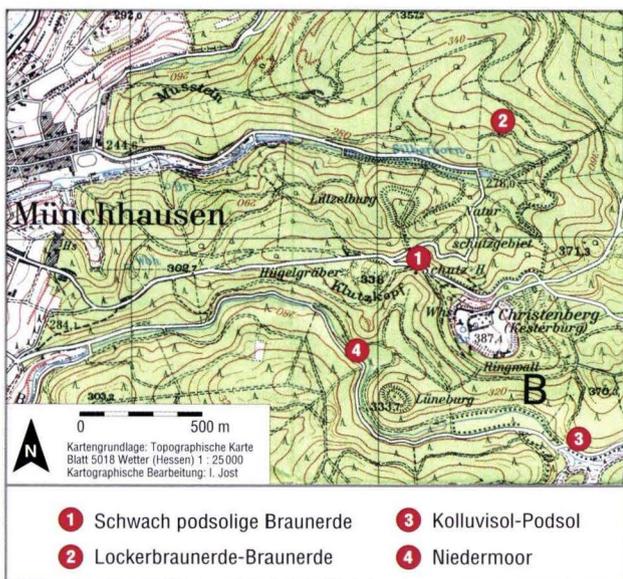


Abb. 3. Lage der Bodenprofile 1 bis 4.

Die Dominanz von Sand im gesamten Profil deutet auf die Entwicklung des Bodens aus Verwitterungsmaterial (aus der sehr sandreichen Detfurth-Folge des Mittleren Buntsandsteins) hin. Auch die Gefügeformen, vor allem das Einzelkorngefüge der Cv-Horizonte, haben ihre Ursache in den hohen Sandgehalten. Des Weiteren führen die hohen Sandgehalte, insbesondere in den Cv-Horizonten, zu einem hohen Grobporenanteil (IICv: 38,4 Vol.-%) bei gleichzeitig niedrigem Gesamtporenvolumen (IICv: 43,4 Vol.-%).

Das Ausgangsmaterial der Bodenbildung gliedert sich in drei Schichten. Die oberen 60 bis 70 cm werden von schutführendem (Fließ-)Sand gebildet. Darunter folgt ein 40 bis 50 cm mächtiger schutführender Verwitterungssand aus Sandstein. Dieser überlagert einen weiteren schutführenden Verwitterungssand aus Sandstein. Die Substrattypbezeichnung nach AG BODEN (1994) lautet schutführender (Fließ-)Sand über schutführendem Verwitterungssand aus Sandstein [pfl LH (n)s/c-(n)s(^sa)].

Die erste Schicht des Profils unterscheidet sich durch einen erhöhten Schluffgehalt von den folgenden Schichten (Schicht I: 15 bis 20,4 Mas.-% gegenüber II und III: 8,6 Mas.-%). Die Tongehalte sind im gesamten Profil niedrig, Schicht I zeigt jedoch



Abb. 4. Titelblatt der Begleitbroschüre zum Bodenlehrpfad Burgwald.

höhere Werte als die beiden darunter liegenden Schichten (Schicht I: 4,0 bis 7,9 Mas.-%, II: 2,4 Mas.-%, III: 3,2 Mas.-%). Der erhöhte Schluff- und Tonanteil in den Horizonten der ersten Schicht spricht für die dort weiter fortgeschrittene Verwitterung und Verlehmung, aber auch für eine Anreicherung mit umgelagerten, vorverwitterten und verlehnten Substanzen aus oberhalb gelegenen Hangbereichen. Daraus folgt, dass die Braunerde-Bodenbildung im periglaziären Fließerdematerial stattfand. Da mit der Bodenbildung eine Eisen (III)oxid-bedingte (siehe unten) Färbung einhergeht und diese auf die erste Schicht begrenzt ist, lassen sich hier auch für Laien Schichtgrenzen bereits visuell voneinander unterscheiden.

Die sprunghafte Änderung des Gesamtporenvolumens von Schicht I (Ø 48,4 Vol.-%) zu Schicht II (43,4 Vol.-%) ist ein Ausdruck des Schichtwechsels. Des Weiteren weist eine Steinsohle im Übergangsbereich zwischen dem Bv- und dem IICv-Horizont auf diese erste Schichtgrenze hin. Die Steinsohle kann als Rest einer ehemaligen Landoberfläche aufgefasst werden.

Eine Untergliederung der zwei Verwitterungsstadien der Cv-Horizonte ist anhand der Korngrößenzusammensetzung des Feinbodens aufgrund fehlender Unterscheidungsmerkmale nicht möglich. Diese Unterteilung erfolgt mit Hilfe des Grusgehaltes des IICv-Horizontes. Der untere Bereich dieses Horizontes ist schwach grusig (10,3 Mas.-%, Mittel- und Grobgrus), was einen Hinweis auf die Schichtgrenze darstellt. Schicht II weist zudem eine im Vergleich zu Schicht III geringere Festigkeit auf (Schicht II: Vf 2; III: Vf 3).

Schicht I zeigt mit dem im Vergleich zu Schicht II und III erhöhten Schluffgehalt, insbesondere der Grobschlufffraktion, Merkmale der Hauptlage (SEMMELE 1966). Auch die an der Basis vorhandene Steinsohle stellt ein Merkmal der Hauptlage dar (AG BODEN 1994). Zudem deuten vereinzelte verschieden große Skelettbrocken ohne oberseitige Schluffhäutchen auf die Hauptlage hin (FRÖHLICH et al. 2005). Die Skelettbrocken stammen vor allem aus Material, das in der Umgebung ansteht oder aus der liegenden Decke. Wenn Schicht I die Hauptlage darstellt, lässt sich daraus folgern, dass das Substrat nach dem Alleröd (in dieser Zeit fand der Laacher-See Vulkanausbruch statt) sedimentiert, im Anschluss umgelagert und an diesem Standort abgelagert wurde (SEMMELE 2002). In diesem umgelagerten Hauptlagenmaterial setzt dann die Bodenbildung zur Braunerde ein. Eine vorhandene Basis- oder Mittellage sowie fossile Bodenbildungen sind hier nicht zu erkennen. Sie sind nicht abgelagert oder schon wieder erodiert worden. Schicht II und III weisen in Bezug auf Korngröße, Schichtung und Farbe Merkmale des anstehenden Gesteins auf.

Die vorherrschenden bodenbildenden Prozesse in Profil 1 sind die Verbraunung und Verlehmung. Des Weiteren zeigen die oberen 15 cm Anzeichen einer beginnenden Podsolierung. Der Prozess der Verbraunung bedingt die gelblich braune Farbe (10YR5/6) des Bv-Horizontes. Die während der Verbraunung stattfindende Neubildung von Eisen(III)oxiden beginnt

verstärkt bei pH-Werten unter 7 sowie nach der Entkalkung des Bodens (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1998). Die Karbonatfreiheit sowie die niedrigen pH-Werte (pH_{KCl} 3,3 bis 4,5) des Profils unterstützen daher diesen Prozess. Die neugebildeten Eisen(III)oxide kommen durch die erhöhten Werte der Eisenfraktionen des Bv-Horizontes (Fe_o : 3,2 bzw. 2,6 mg/g; Fe_d : 5,5 bzw. 5,2 mg/g) zum Ausdruck.

Gegen eine ausgeprägte Tonmineralneubildung während des Verlehmungsprozesses spricht der geringe Tongehalt des Bv-Horizontes von etwa 4 Mas.-%. Die neugebildeten Tonminerale und Eisen(III)oxide verbleiben weitgehend am Ort ihrer Entstehung, sie werden aufgrund der niedrigen pH-Werte kaum verlagert (REHFUESS 1981). Eine Weiterentwicklung zur Parabraunerde ist daher unwahrscheinlich.

Die beginnende Podsolierung wird durch den leicht ausgebleichten, graubraunen (10YR5/2) Aeh-Horizont angezeigt. Die Sesquioxide werden mit dem Sickerwasser aus dem Oberboden abwärts transportiert. Der Aeh-Horizont beginnt auszubleichen. Zugleich findet eine Verlagerung der Huminstoffe statt, was der im Vergleich zum Ah-Horizont geringere C_{org} -Gehalt des Aeh-Horizontes zeigt (Ah: 17,18 Mas.-%; Aeh: 7,83 Mas.-%).

Eine sichtbare Anreicherung der Huminstoffe sowie der Sesquioxide in einem Bh- beziehungsweise Bs-Horizont ist in Profil 1 nicht feststellbar. Der obere Teil des Bv-Horizontes zeigt allerdings einen erhöhten C_{org} -Gehalt (4,08 Mas.-% gegenüber 1,79 Mas.-% im unteren Teil), was auf eine beginnende Einlagerung der Huminstoffe und auf eine Weiterentwicklung zum Bh-Horizont hindeutet.

Die schwach podsolige Braunerde besitzt wenig Nährstoffvorräte, was durch die sehr geringen Gehalte an Na, K, Ca- und Mg-Kationen zum Ausdruck kommt ($< 4,0 \text{ cmol}_c/\text{kg}$), sowie eine zum Teil geringe Wasserspeicherkapazität. Die relativ lockeren Oberbodenhorizonte (Ah und Aeh) sowie der Unterbodenhorizont (Bv) gehen auf Bimseinmengenungen im Umlagerungssubstrat zurück. Dies führt zu einer hohen Durchwurzelungsintensität des Standorts. Der Boden weist zudem, zumindest im Aeh- und Bv-Horizont, eine hohe nutzbare Feldkapazität auf (Aeh: 25,1 Vol.-%, Bv: 27,5 Vol.-%).

3.2 „Lockerbraunerde-Braunerde“

Profil 2 (Abb. 5) zeigt die Horizontierung Ah/B(f)v/IICv/IICv. In Profil 2 dominiert in der Korngrößenzusammensetzung, wie auch in Profil 1, der Sand; hier insbesondere der Mittel- und Feinsand. Die Sandgehalte liegen in allen Horizonten über 70 Mas.-%, wobei die Cv-Horizonte sogar Sandgehalte um 90 Mas.-% aufweisen. Der Schluffgehalt liegt im Ah- sowie im B(f)v-Horizont im Durchschnitt bei 18,9 Mas.-% und sinkt in den Unterbodenhorizonten auf 4,8 beziehungsweise 7,5 Mas.-% ab. Die geringen Tonanteile nehmen mit der Tiefe noch weiter ab (Ah: 6,5 Mas.-%; IICv: 2,0 Mas.-%).

Auch bei Profil 2 erfolgt eine Untergliederung des Substrates in drei Schichten. Postsedimentär umgelagerte Vulkan-

aschen des Laachersee-Ausbruchs, vermischt mit lehmigem Sand, bilden Schicht I. Es folgen zwei, als Schicht II und III ausgegliederte, schuttführende Verwitterungssande aus Sandstein aufeinander. Die Substratypbezeichnung nach AG BODEN (1994) lautet demnach Vulkanaschen über schuttführendem Verwitterungssand aus Sandstein [vu-Asc/c-(n)s(^sa)].

Schicht I lässt sich von Schicht II und III durch einen höheren Schluffanteil (Schicht I: etwa 20 Mas.-% gegenüber II: 4,8 Mas.-% und III: 7,5 Mas.-%) abgrenzen. Auch der Tonanteil zeigt in Schicht I etwas höhere Werte. Der Sandanteil ist dagegen in Schicht I deutlich geringer als in Schicht II und III (Schicht I: Ø 76,3 Mas.-%; II: 93,2 Mas.-%; III: 89,5 Mas.-%), wobei in Schicht I ein höherer Grobsandanteil festzustellen ist (Schicht I: Ø 4,3 Mas.-%; II: 1,9 Mas.-%; III: 1,8 Mas.-%). Die sprunghafte Änderung des Gesamtporenvolumens von Schicht I (50,9 beziehungsweise 54,7 Vol.-%) zu Schicht II (39,6 Vol.-%) ist ein weiteres Zeichen des Schichtwechsels.

Auch die unteren beiden Schichten unterscheiden sich in der Korngrößenzusammensetzung. Schicht II besitzt gegenüber Schicht III einen höheren Mittelsand- und einen geringeren Feinsandgehalt. Schicht III weist zudem einen höheren Verfestigungsgrad auf (Vf 4 gegenüber Vf 3 in Schicht II). Hier treten vermehrt stark verfestigte, zentimeterbreite Lagen aus rötlichem



Abb. 5. Braunerde mit Lockerbraunerde-Merkmalen („Lockerbraunerde-Braunerde“) aus Fließschluffsand (Vulkanaschen der Laacher See-Tephra über tiefem schuttführendem Verwitterungssand aus Sandstein.

(7,5R4/6) Sandstein auf. Außerdem unterscheiden sich die beiden Schichten durch ihre Farbe (II: 7,5YR7/4; III: 5YR7/6).

Die in Schicht I enthaltenen allerödzeitlichen Bimsaschen (Nachweis im Gelände erfolgt anhand des „greasing-effectes“) sind nach SEMMEL (1996) ein Hinweis auf die Hauptlage. Auch der erhöhte Schluffgehalt – insbesondere der Grobschluffgehalt – dieser Schicht ist ein Merkmal der Hauptlage. Demnach handelt es sich bei dem Substrat von Schicht I um Vulkanaschen, die im Alleröd in den höheren Lagen des Burgwaldes deponiert und in der nachfolgenden Jüngerer Dryas- (oder Tundren)zeit unter periglaziären Bedingungen als Solifluktions-Fließerde umgelagert sowie am Standort sedimentiert wurden. Basis- oder Mittellagenmerkmale (nach AG BODEN 1994) sowie fossile Bodenbildungen sind nicht zu erkennen. In diesem, direkt auf dem Verwitterungsmaterial des Anstehenden (IICv, IIICv) liegenden Substrat fanden bzw. finden die bodenbildenden Prozesse der Verbraunung und Verlehmung statt. Eine Weiterentwicklung zur podsoligen Braunerde ist nicht feststellbar. Dies lässt sich auf das als Puffer wirkende bimsreiche B(f)v-Material zurückführen. Gegen eine intensive Tonmineralneubildung während des Verlehmungsprozesses spricht auch hier der geringe Tongehalt des B(f)v-Horizontes von 4 Mas.-%.

Dieses Bodenprofil weist bei der Profilsprache im Gelände Merkmale einer Lockerbraunerde auf. Dies ist zum einen die flächenhaft einheitlich gelblich-braune Farbe (10YR5/8) des B(f)v-Horizontes, zum anderen spricht die tiefreichende und intensive Durchwurzelung des B(f)v-Horizontes und die lockere Lagerung des Bodengefüges dafür. In der Umgebung des Profils sind zahlreiche Eingangshöhlen von Fuchsbauten verbreitet, die in den Hessischen Mittelgebirgen häufig in Lockerbraunerdegebieten vorkommen. Die Lockerheit konnte auch durch den schwachen Verfestigungsgrad (Vf 2) des B(f)v-Horizontes (Eindringwiderstand < 1,5 N/mm²) nachgewiesen werden. Mit Hilfe der Fingerprobe kann außerdem der auf die Bimsverwitterung zurückgehende „greasing-effect“ erfühlt werden, der auf den Bodentyp der Lockerbraunerde hinweist (SEMMEL 1996). Dies ist ein weiteres Indiz dafür, dass es sich um eine Braunerde mit Lockerbraunerdemerkmalen handelt.

Die anhand der Zylinderproben durchgeführten Laboruntersuchungen zeigen allerdings nicht die in der Literatur vorgegebenen Dichte- und Gesamtporenvolumenwerte (< 0,9 g/cm³ bzw. > 60 Vol.-%). Die Dichtewerte des B(f)v-Horizontes liegen im oberen Bereich bei 1,3 g/cm³, im unteren Bereich bei 1,2 g/cm³. Das Gesamtporenvolumen beträgt im oberen Horizontbereich 50,9 Vol.-%, im unteren 54,7 Vol.-%.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass der Boden von Profil 2, insbesondere bei der Geländeansprache, einige lockerbraunerdetypische Merkmale aufweist. Die Werte im Labor sprechen jedoch eher für den Bodentyp der Braunerde. Profil 2 wird daher in Abweichung von der Bodensystematik der Kartieranleitung 4 (AG BODEN 1994), die einen solchen Übergangsbodentyp nicht vorsieht, als „Lockerbraunerde-Braunerde“ bezeichnet.

Die „Lockerbraunerde-Braunerde“ ist arm an pflanzenverfügbaren Nährstoffen, jedoch aufgrund ihrer Lockerheit und dem damit verbundenen großen Porenvolumen gut durchwurzelbar. Durch die relativ hohen Werte der nutzbaren Feldkapazität (31 Vol.-%) im B(f)w-Horizont wird der an sich nährstoffarme Boden als Pflanzenstandort in den Bereich einer mittleren Nährkraftstufe aufgewertet. Dass der Standort über eine gute Wasserversorgung für das Pflanzenwachstum verfügt, zeigt sich sowohl im Stammdurchmesser der Bäume als auch in der in der Baum- und Strauchschicht erreichten Wuchshöhe.

3.3 Kolluvisol-Podsol

Der folgende von einem Waldweg gut einsehbare Aufschluss hat eine Gesamtlänge von 26 m und zeigt entlang der Profilwand zumeist die Horizontabfolge Ah/M-Ahe/(IIAe)/IIBh/Bs/IIICv. Die Aufnahme im Gelände erfolgte meterweise. Eine detaillierte Profilsprache sowie die Laboruntersuchungen wurden anhand von zwei Profilausschnitten, genannt Profil 3a (Abschnitt 0–1 m) und Profil 3b (Abschnitt 13–14 m) durchgeführt. Ausgewählte Daten davon werden hier wiedergegeben.

Profil 3a (Abb. 6) weist die Horizontfolge eines typischen Podsoles auf: Ah/Ahe/IIAe/Bh/Bs/IIICv. Es dominiert die Korngröße Sand, hierbei insbesondere der Mittel- und Feinsand. Die Sandgehalte liegen in allen Horizonten bei etwa 90 Mas.-%.

Erkennbar ist, dass sich der Boden aus einem dreischichtigen Substrat entwickelt hat. Schicht I (0 bis 50 cm) wird von einem (Kryo-)Sand gebildet. Darunter folgt mit Schicht II ein

weiterer 50 cm mächtiger (Kryo-)Sand. Dieser überlagert einen als Schicht III ausgewiesenen Verwitterungssand, der in das anstehende Gestein, einen kalkfreien, quarzreichen Sandstein der Detfurth-Folge des Mittleren Buntsandsteins, übergeht. Die Substrattypbezeichnung nach AG BODEN (1994) lautet (Kryo-)Sand über tiefem schutführendem Verwitterungssand aus Sandstein [p-s//c-(n)s(^sa)].

Ein Hinweis auf die erste Schichtgrenze stellt die im Übergangsbereich zwischen Schicht I und II ausgebildete Steinschicht im unteren Bereich des Ahe-Horizontes bei etwa 50 cm Tiefe dar. Die Steine weisen Durchmesser bis 20 cm auf. Auch die unterschiedliche Korngrößenzusammensetzung von Schicht I und II spricht für zwei verschiedene Substrate. Schicht I weist gegenüber Schicht II einen geringeren Feinsandgehalt auf (I: 42,8 Mas.-%, II: Ø 53,0 Mas.-%). Der Mittelsandgehalt liegt dagegen höher (I: 42,6 Mas.-%, II: Ø 35,3 Mas.-%). Die Abgrenzung von Schicht II zu Schicht III erfolgt anhand des erhöhten Grusgehaltes im Bereich des IIICv-Horizontes, wohingegen eine Unterteilung anhand der Korngrößenzusammensetzung des Feinbodens aufgrund fehlender Unterscheidungsmöglichkeiten nicht möglich ist. Schicht III zeigt zudem Merkmale des anstehenden Gesteins (Körnung, Schichtung, Farbe).

In Profil 3a (Abb. 6) haben sich der Ah- und der Ahe-Horizont (Schicht I) in der Hauptlage entwickelt. Hier weist das Substrat eine braune, durch Goethit-Dominanz hervorgerufene, Farbe auf. Schicht I wird von Schicht II durch eine deutlich erkennbare Steinsohle getrennt. Die Hauptlage weist jedoch hier im Gegensatz zu den o.g. Profilen 1 und 2 nur einen sehr

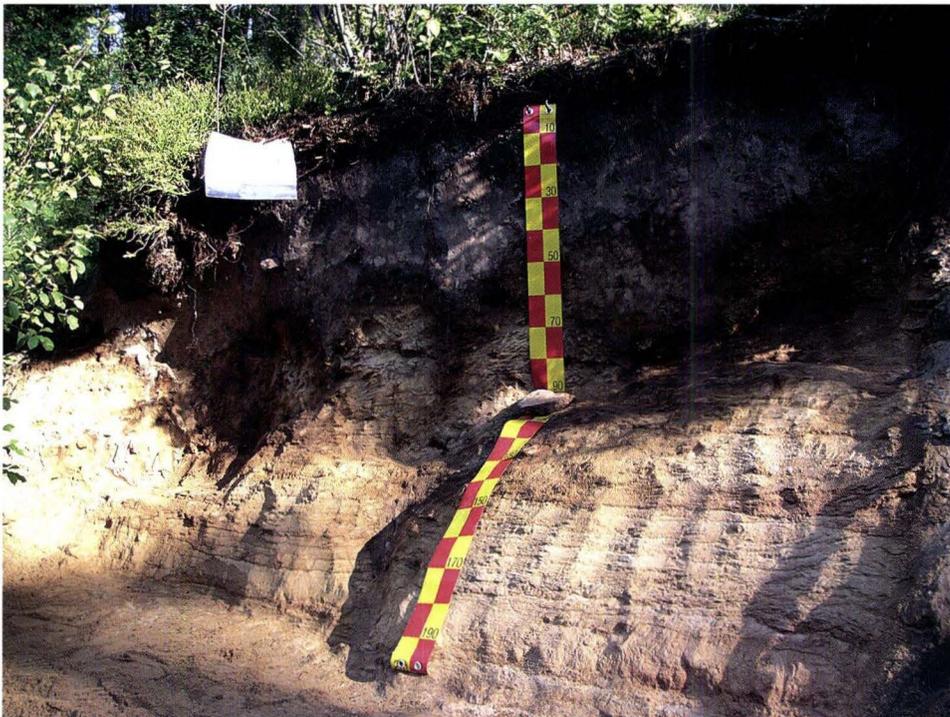


Abb. 6. Podsol aus (Kryo-)Sand über tiefem schutführendem Verwitterungssand aus Sandstein.

geringen gU-Gehalt (2,9 Mas.%) auf. Da kein greasing-effect feststellbar ist, ist entweder kein Bimstoff im Substrat enthalten oder nur in sehr geringen Anteilen. Eine Mittellage wurde hier nicht abgelagert, oder sie ist schon vor der Sedimentation der Hauptlage wieder abgetragen worden. Schicht II zeigt Merkmale der Basislage, wie Taschenbildung und einen erhöhten Verfestigungsgrad. Einige Skelettbruchstücke sind außerdem in Gefällerrichtung eingeregelt. Die Horizonte Ae, Bh und Bs sind folglich in der Basislage ausgebildet.

Im rechten Bereich der Profilwand überlagert ein Kolluvium den dadurch begrabenen Podsol. Der als Profil 3b (Abb. 7) bezeichnete Abschnitt zeigt die Horizontierung Ah/M-Ahe/IIBh/Bs/IIICv, wobei der M-Ahe-Horizont einen Übergangshorizont darstellt. Die Korngrößenzusammensetzung ähnelt Profil 3a (Abb. 6) stark. Die Kornfraktion Sand dominiert, die Schluffgehalte liegen durchschnittlich bei 5,4 Mas.-%, die Tongehalte durchschnittlich bei 3,7 Mas.-%. Auch hier zeigt sich eine Dreischichtigkeit des Substrates, jedoch eine zu Profil 3a unterschiedliche Genese: Schicht III bildet das verwitterte Anstehende (schutführender Verwitterungssand), Schicht II die Basislage [schutführender (Kryo-)Sand], Schicht I wird jedoch von einem M-Ahe-Horizont gebildet (schutführender Kolluvialsand). Hier ist die Hauptlage erodiert. Die Erosion reicht bis in den oberen Bereich der Basislage. Auch der Ae-Horizont wurde hier abgetragen. Der Substrattyp lautet demnach schutführender Kolluvialsand über schutführendem (Kryo-)Sand der Basislage über tiefem schutführenden Verwitterungssand aus Sandstein [uk-(n)/pfl LB-(n)s(^sa)//c-(n)s(^sa)].

Die Basislage (der Bh-Horizont) wird von kolluvialem Material, das an weiter oberhalb gelegenen Hangpositionen erodiert wurde, überdeckt. Eine exakte zeitliche Einordnung der Erosionsereignisse ist anhand der erhobenen Daten nicht möglich. Am wahrscheinlichsten kommen dafür hoch- oder spätmittelalterliche Zeitabschnitte oder Rodungsphasen im 17. und 18. Jh. in Frage. Wie aus Waldprotokollen von 1820 hervorgeht, dominierten an diesem Standort zu dieser Zeit Ericaceen und andere Lichtarten. Dieses eventuell schon vorpodsolisierte Material, verlagert durch Niederschlagswasser, bildet den M-Ahe-Horizont. Hieraus beginnt sich nach Festlegung des Substrates durch die Vegetation und gefördert durch die säurereichen Vegetationsrückstände der Kiefern und Heidekrautgewächse wiederum ein Podsol zu entwickeln. Das Kolluvium liegt demnach über einem durch die Überlagerung fossil gewordenen Podsol (EMMERICH 1994; WIECHMANN 2000).

In der gesamten Profilwand dominiert der bodenbildende Prozess der Podsolierung. Stark saure, niedermolekulare organische Verbindungen gelangen mit dem Sickerwasser aus der Rohhumusaufgabe in die Oberbodenhorizonte und führen zu den sehr stark sauren pH-Werten, insbesondere des Ah-Horizontes (pH_{KCl} 3a: 2,6 bis 3,4; pH_{KCl} 3b: 2,4 bis 3,9). Die Versauerung nimmt mit der Tiefe ab. Der Oberboden beginnt aufgrund der Sesquioxid- und Huminstoffauswaschung auszubleichen, wobei sich die Ausbleichung von nur wenigen gebleichten Sandkörnern im Ah-Horizont über den Ahe- zum stärker ausgebleichten Ae-Horizont verstärkt. Der abnehmende Gehalt

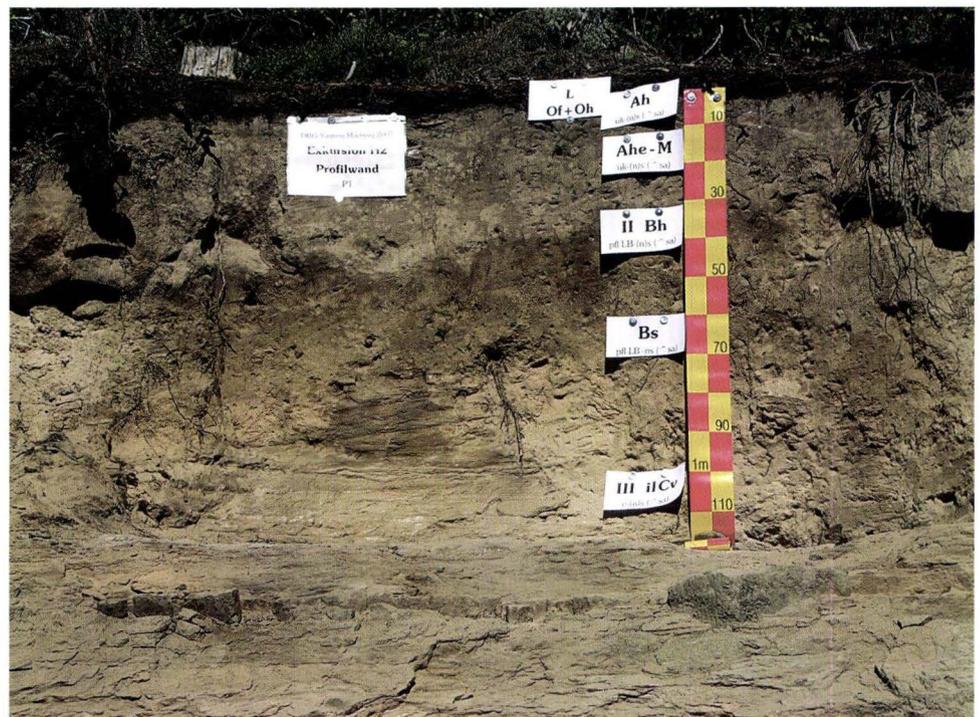


Abb. 7. Kolluvisol-Podsol aus schutführendem Kolluvialsand über schutführenden (Kryo-)Sand über tiefem schutführenden Verwitterungssand aus Sandstein.

an organischem Kohlenstoff bis einschließlich des Ae-Horizontes verdeutlicht in Profil 3a die Auswaschung der organischen Säuren und der Huminstoffe (Ah: 32,67 Mas.-%; Ahe: 12,70 Mas.-%; Ae: 2,11 Mas.-%).

Unter den Eluvialhorizonten folgt ein in seiner Mächtigkeit wechselnder, zum Teil in Töpfen und Humusbändern tieferreichender Bh- sowie ein Bs-Horizont, mit mehr oder weniger stark verfestigten Bereichen (Ortstein und Orterde). Hier findet eine Anreicherung der Huminstoffe sowie der Sesquioxide (Al, Fe, Mn) durch eine Wiederausfällung statt. Die organischen Stoffe werden bevorzugt im oberen Teil des Unterbodens angereichert. Dies wird durch den im Bh-Horizont von Profil 3a erhöhten C_{org} -Gehalt (6,84 Mas.-%) verdeutlicht.

Profil 3b (Abb. 7) zeigt dagegen nur einen C_{org} -Gehalt von 1,77 Mas.-%. Der Bh-Horizont ist hier, wie auch in den umgebenden Abschnitten, weniger deutlich ausgeprägt. Die Sesquioxide werden im unteren Teil des Unterbodens ausgefällt. Die angereicherten Huminstoffe sowie die Sesquioxide umhüllen und verkitten die Mineralkörner miteinander und rufen das teilweise im Bh- sowie im Bs-Horizont vorhandene Kittgefüge hervor (BILLWITZ & KÜHN 2002). Profil 3a (Abb. 6) zeigt eine beginnende Ortsteinbildung, eher Orterde, im Bereich des Bh-Horizontes.

Die Nährstoffarmut, insbesondere die Ca- und Mg-Armut (Werte liegen in Profil 3 bei $< 4 \text{ cmol}_e/\text{kg}$) und die hohe Wasserdurchlässigkeit des Ausgangsgesteins sowie dessen fehlende Pufferkapazität fördern die Podsolierung an diesem Standort. Auch die Vegetation (Nadelhölzer und Heidekrautgewächse mit geringen Nährstoffansprüchen sowie nährstoffarmen Vegetationsrückständen) und das Klima (niedrige Jahresmitteltemperaturen, hohe relative Luftfeuchte) wirken an diesem Standort podsolierungsfördernd.

Die Nährstoffarmut von Profil 3 wird durch die geringen Gehalte an basischen Kationen (Profil 3a: $< 3,0 \text{ cmol}_e/\text{kg}$; 3b: $< 2,5 \text{ cmol}_e/\text{kg}$) belegt. Niedrige Tonanteile, im Durchschnitt 4 Mas.-%, bedingen außerdem eine geringe Sorptionskapazität (WIEHMANN 2000).

Profil 3 zeigt außerdem eine geringe Stickstoff-Verfügbarkeit. Die Stickstoffmineralisation ist durch die saure Bodenreaktion sowie häufiges Austrocknen der sandreichen Horizonte gehemmt. Die Stickstoff- und Kohlenstoffvorräte sind überwiegend in der Auflage sowie in den humusreicheren Horizonten (Ahe, Bh) zu finden. Das C/N-Verhältnis von Profil 3 liegt im Bereich von 20 bis 30. Die Horizonte weisen folglich einen geringen mikrobiellen Zersetzungsgrad auf.

Der Kolluvisol-Podsol verfügt nur über eine niedrige Wasserspeicherleistung. Ursache hierfür ist der hohe Grobporenanteil der Bodenhorizonte und der wasserdurchlässige Untergrund. Die nutzbare Feldkapazität (nFK) des Cv-Horizontes beträgt nur 11 Vol.-%. Schlechte Nährstoffversorgung, eine geringe Sorptionskapazität sowie eine niedrige Wasserspeicherleistung bedingen eine äußerst geringe Ertragsfähigkeit des Kolluvisol-Podsols.

3.4 Niedermoor

Profil 4 zeigt die Horizontierung nHw/nHr/nHt/Fr/IICv. Die Oberflächenstruktur des Standorts ist geprägt von Bulten und Schlenken. Das den Talgrund durchfließende Gewässer, ein anthropogen entstandener Entwässerungsgraben, ist nur auf kurzen Abschnitten als Bachlauf zu erkennen, meist nimmt das wasserdurchsickerte Areal den gesamten Talgrund ein. Nach Anlage des Entwässerungsgrabens wurde das Gebiet mit Fichten, Kiefern und Tannen aufgeforstet. Der meist hoch anstehende Grundwasserspiegel sowie das Zuschusswasser von den Hängen lassen jedoch nur schütterten bis krüppeligen Baumwuchs zu.

Das Moorprofil zeigt einen zweischichtigen Profilaufbau. Schicht I bilden die Torfhorizonte, Schicht II der mineralische Untergrundhorizont. Die Substrattypbezeichnung nach AG BODEN (1994) lautet Torf über tiefem Verwitterungssand aus Sandstein [og-H//c-s(^sa)].

Die Torfart des Profils ist ein Niedermoor aus Seggen (*Carex sp.*), Weiden (*Salix sp.*) und Kiefern (*Pinus sylvestris*). Die Horizontierung sowie der hohe Gehalt an basischen Kationen, vor allem der Torfhorizonte und der pH-Wert > 4 sprechen für die Entwicklung eines (Norm-)Niedermoors (HN) nach AG BODEN (1994). Nach der hydrogenetischen Moor-Klassifizierung (SUCCOW & JOOSTEN 2001) fällt das Niedermoor in die Klasse der Durchströmungsmoore.

Die vorwiegend mittelsaure Bodenreaktion der Torfhorizonte spiegelt sich in den Zersetzungsgraden wider. Der Niedermoor zeigt eine relativ starke Zersetzung, insbesondere im nHt-Horizont, als Folge der stark pH-abhängigen Mikroorganismenaktivität. Auch der Stickstoffgehalt korreliert eng mit dem Zersetzungsgrad der Torfhorizonte. Der am geringsten zersetzte nHr-Horizont zeigt auch die niedrigsten Stickstoffgehalte (0,85 Mas.-%). Hier ist die mikrobielle Aktivität am schwächsten (GROSSE-BRAUCKMANN 1990).

Die Nährstoffversorgung des Moores ist abhängig von den hydrogeologischen Bedingungen des Einzugsgebiets. Profil 4 zeigt in den Torfhorizonten, insbesondere bei Calcium und Magnesium, hohe Werte (bis $43,4 \text{ cmol}_e/\text{kg}$). Die Werte für K und Na liegen deutlich darunter (bis $11 \text{ cmol}_e/\text{kg}$).

Der Standort von Profil 4 ist aufgrund der fast immer währenden Wassersättigung im natürlichen Zustand waldfreundlich. Aufgrund der Entwässerungsmaßnahmen der letzten Jahrhunderte setzte jedoch ein Vegetationswandel ein. Die Grundwasserabsenkung im Torfkörper führte zu starken Veränderungen in der Vegetationszusammensetzung. Heute ist es für einige Nadelbaumarten (*Pinus sylvestris*, *Picea abies*, *Abies alba*) möglich, hier zu wachsen. Schon der zwischen 28 und 50 cm Tiefe liegende nHr-Horizont weist Reste von Fichten auf. Das Torfwachstum der letzten 200 Jahre, seit Beginn der Fichtenaufforstungen, liegt demnach mindestens bei 28 cm. In den letzten Jahrzehnten geht die Entwicklung zurück zu einem naturbelassenen Niedermoor. Der überwiegende Teil der Burgwaldmoore ist heute Naturschutzgebiet.

4. Bodenlehrpfad Burgwald

In Deutschland wurde inzwischen eine große Anzahl Naturlehrpfade angelegt. Unter ihnen haben Bodenlehrpfade einen vergleichsweise sehr geringen Anteil. Viele Natur- und Waldlehrpfade bieten jedoch untergeordnet auch Informationen über Böden. Im Jahr 2000 gab es sechs Bodenlehrpfade in Deutschland (KRÜGER & LÜBKING 2000). In den folgenden fünf Jahren sind einige weitere Bodenlehrpfade eröffnet worden, weil man sich immer mehr der großen Bedeutung von Bodenlehrpfaden für die Öffentlichkeit bewusst wird (OPP & PENNDORF 2001).

Das in dieser Arbeit vorgestellte Lehrpfadkonzept bezieht sich auf ein etwa 2 km² großes Gebiet des Forstreviers Münchhausen im Burgwald. Neben unterschiedlichen Böden auf engem Raum stellen ein gut ausgebautes Wanderwegenetz und attraktive touristische Ziele andere wichtige Randbedingungen für die Anlage eines Bodenlehrpfades dar.

Das Ziel des Bodenlehrpfades Burgwald besteht darin, den bodenkundlich interessierten Laien mit bestimmten Leitböden, beziehungsweise für den Naturraum Burgwald typischen Böden, anhand von natürlichen Bodenaufschlüssen bekannt zu machen. Mit Hilfe des Lehrpfades soll auch die Bedeutung und die Schutzwürdigkeit des Umweltmediums Boden verständlich gemacht werden. Der Lehrpfad ermöglicht Einblicke in den unbekanntem und sonst nur schwer zugänglichen Lebensraum Boden (OPP & PENNDORF 2001).

Bei der Konzeptentwicklung eines Naturlehrpfades unterscheidet man zwischen klassischen Schilderpfaden, Nummernpfaden mit dazugehöriger Begleitbroschüre oder einer Kombination aus beiden (EBERS et al. 1998). Informationstafeln können inhaltliche Textinformationen und zum Teil Abbildungen enthalten. Bei der Möglichkeit der mit Nummern versehenen Pfähle befindet sich die Erklärung der Objekte in einem Begleitheft.

Das Konzept für den Bodenlehrpfad Burgwald basiert auf einer Kombination von begehbaren Bodenprofilen und Schautafeln sowie einer Begleitbroschüre und einer Internetseite. Auf insgesamt sieben Tafeln werden vier ausgewählte, für den Burgwald typische Bodentypen dargestellt. Die ersten drei Stationen bestehen aus je einer Tafel mit grundlegenden Informationen, die nachfolgenden vier setzen sich aus jeweils einem natürlichen Bodenaufschluss und einer erklärenden Tafel zusammen. Drei der Aufschlüsse sind direkt begehrbar, über das Niedermoor informiert eine Schautafel am Wegrand. Dieses Profil ist aufgrund des hier sehr hoch stehenden Grundwasserspiegels nicht begehrbar. Mit Hilfe von kurzen Texten und schematischen Zeichnungen auf den Schautafeln wird auf den jeweiligen Bodentyp der Station eingegangen. In einer den Lehrpfad begleitenden Broschüre und auf einer Internetseite erhält der Besucher weiterführende Informationen zu den Tafelthemen und weiteren bodenkundlichen Grundlagen.

Der Bodenlehrpfad Burgwald richtet sich vorrangig an interessierte, aber fachlich nicht vorgebildete Laien (Jugendliche und Erwachsene). Die Wegeführung orientiert sich am bereits bestehenden Wegenetz des Gebiets und führt durch ein Gelände mit abwechslungsreichen Standortbedingungen und Waldbildern. Der gesamte Rundweg des Bodenlehrpfades orientiert sich weitgehend an bestehenden Bodenaufschlüssen und erreicht daher eine Länge von 6,5 km. Er ist in einem Zeitraum von zwei bis zweieinhalb Stunden zu bewältigen. Es können aber auch nur Teile des Lehrpfades besucht werden. Von allen Standorten aus gelangt man – ohne den gesamten Rundweg ablaufen zu müssen – problemlos wieder zurück zum Christenberg, einem zentralen Punkt mit Parkplatz und Ausflugsstätte im mittleren Burgwald. Am Anfang des Bodenlehrpfades steht eine Tafel, die mit Hilfe eines Lageplans den Verlauf des Pfades, seine Länge sowie die Tafelthemen angibt. Zwischen den Stationen weist ein Holzschild den Weg. Es wird versucht, längere geradlinige Wegstücke zu vermeiden, da solche übersichtlichen Wegabschnitte als langweilig und demotivierend empfunden werden. Ein abwechslungsreiches Gelände und geschwungene Wege fördern hingegen Neugierde und Motivation (BRÄMER 1996).

Der Bodenlehrpfad bietet das Objekt Boden selbst als Typbeispiel im Gelände. Das Anschauungsobjekt beziehungsweise Tafelthema ist an der jeweiligen Stelle vorhanden, und der Besucher hat die Möglichkeit, Informationen direkt am Bodenprofil zu überprüfen. Damit der Besucher Böden realitätsnah erleben und verstehen kann, ist es wichtig, „gepflegte“ und „unterhaltene“ Aufschlüsse zum Bestandteil von Bodenlehrpfaden zu machen (KRÜGER 2003).

Im Folgenden werden zwei ausgewählte Tafelentwürfe vorgestellt. Auf Tafel 1 (Abb. 8, Der Bodenlehrpfad Burgwald) werden die Wegeführung sowie die einzelnen Stationen übersichtlich dargestellt. Die Tafel ermöglicht dem Besucher die zeitliche und räumliche Orientierung im Gelände. Neben Streckenführung, Gehzeit und Weglänge gehören zu den Inhalten auch die Standorte und Themen der Tafeln. Außerdem wird auf die Bedeutung des Bodens sowie seine Stellung und Funktionen in der Gesellschaft eingegangen. Der Besucher erhält zudem Informationen über die Notwendigkeit eines Bodenlehrpfades.

Die Erläuterung des Bodenprofils auf Tafel 4 erfolgt auf der Schautafel anhand eines Fotos, kombiniert mit einer farbigen Profilskizze (Abb. 9). Die Bodenhorizonte werden benannt und charakterisiert, zusätzlich ergänzen einige Bodenkenngrößen sowie die jeweiligen Bodenbildungsprozesse die Kennzeichnung des Bodentyps. Auch auf die daraus abgeleiteten standortökologischen Eigenschaften und die daraus resultierende Nutzung wird eingegangen. Die Profilskizze soll helfen, einen komplexen „Naturkörper“ vereinfacht darzustellen und die wesentlichen Merkmale hervorzuheben. Ergänzungen in Textform dienen dem Bildverständnis. Um die Verarbeitung

1 Der Bodenlehrpfad Burgwald

Böden sind unsere natürliche Lebensgrundlage, u.a. dienen sie der "Produktion" von Nahrung, Kleidung, Holz und Wasser

Böden dienen als Baugrund für unsere Häuser

Böden bieten Lebensraum für eine Vielzahl von Pflanzen und Tieren

Böden werden durch **Flächenversiegelungen** und **Schadstoffe**, also durch uns Menschen, **geschädigt**

➔ **Böden brauchen Schutz!**

Wozu ein Bodenlehrpfad?

Der **Bodenlehrpfad Burgwald** informiert auf anschauliche und leicht verständliche Weise über die in diesem Gebiet vorkommenden Böden und gibt Einblicke in die spannende Welt unter unseren Füßen.

Der **Bodenlehrpfad Burgwald** verläuft auf einem ausgeschilderten Rundweg. Insgesamt 7 Stationen sowie 3 offene Profilgruben informieren über landschaftstypische Böden und ihre Eigenschaften und Funktionen im Landschaftshaushalt.



- 1 Der Bodenlehrpfad Burgwald
- 2 Der Naturraum Burgwald
- 3 Kleine Bodenkunde
- 4 Schwach podsolige Braunerde
- 5 Lockerbraunerde - Braunerde
- 6 Podsol
- 7 Moor

Die Länge des Pfades beträgt etwa 6,5 km.
An benötigter Gehzeit sollten ungefähr 2 bis 2,5 Stunden eingeplant werden.

Weitere Informationen:
www.Bodenlehrpfad-Burgwald.de
Hier ist auch eine **Begleitbroschüre** erhältlich.

Abb. 8. Tafel 1 des Bodenlehrpfades Burgwald.

4 Schwach podsolige Braunerde

Wie ist dieser Boden aufgebaut?

Dieser Boden besteht hauptsächlich aus Sand.

Oberboden: dunkelbraun, humos, im unteren Bereich grau, Bodenart: schwach lehmiger Sand.

Unterboden: gelbbraun, Bodenart: schwach schluffiger Sand.

Untergrund: verwittertes Ausgangsgestein, weiße bis rosafarbene Sande des Buntsandsteins.



Wie hat sich dieser Boden entwickelt?

Der Boden hat sich aus Fließerdematerial (entstanden während der letzten Kaltzeit) entwickelt. Dieses Material ist den Hang heruntergeflossen und lagerte sich auf den Verwitterungssanden des Buntsandsteins ab.

Die gelbbraune Farbe des Bv-Horizontes ist Ergebnis der **Verbraunung** (Umwandlung von Eisenmineralen durch versickerndes Regenwasser, Farbänderung in braun). Zusätzlich werden durch die **Verlehmung** Tonminerale neugebildet.

Die im Oberboden festzustellende Graufärbung ist Folge der Auswaschung von Humusstoffen durch Regenwasser (bodenbildender Prozess: **Podsolierung**).

Was für Eigenschaften besitzt dieser Boden und wie kann man ihn nutzen?

Der sandige Boden hat viele grobe Poren und ist daher gut durchlüftet, sein Nährstoffangebot und sein Wasserrückhaltevermögen sind jedoch gering.

Wegen der Nährstoffarmut kann hier kein Ackerbau betrieben werden. Genutzt wird der Standort daher als Forst (Nadelholzmischbestand).

Horizont-symbole

A = Oberboden aus mineralischem und organischem Material
B = Mineralischer Unterboden
C = Ausgangsgestein

h = humos
e = ausgewaschen ("e" steht für eluvial = ausgewaschen)
v = verwittert, verbraunt, verlehmt
II, III = Schichtwechsel im Bodenausgangsmaterial

Was wächst hier?

Buche Kiefer
Heidelbeere Fichte
Besenheide
verschiedene Moose

Podsolierung

Der Podsolierungsprozess wird auf Tafel 6 sowie in der Begleitbroschüre näher erklärt.



Abb. 9. Tafel 4 des Bodenlehrpfades Burgwald: Schwach podsolige Braunerde aus schuttführendem (Fließ-)Sand über schuttführendem Verwitterungssand aus Sandstein.

der gebotenen Informationen zu erleichtern, erfolgt die Präsentation nicht in einem langen Textblock, sondern in Teilabschnitten. Mit den Tafeln wird versucht, Informationen in kurzen, verständlichen Texten und einfachen graphischen Darstellungen bereit zu stellen. Mit Hilfe der einheitlichen Gestaltung der Tafeln sowie einem Lehrpfadlogo wird ein Wiedererkennungseffekt erzeugt. Das Logo stellt einen Regenwurm („Regina Regenwurm“) in seinem Lebensraum Boden dar. Am natürlichen Bodenaufschluss hat der Besucher die Möglichkeit, den Boden in der Natur wahrzunehmen. Er kann Bodenmaterial anfassen, Körner oder auch die Feuchte des Bodens fühlen. Durch den Bezug zur Vegetation der Umgebung werden zudem Wechselwirkungen zwischen Boden und Pflanzen aufgezeigt. Der Abschnitt „Was für Eigenschaften besitzt dieser Boden und wie kann man ihn nutzen“ verdeutlicht dem Besucher weiterhin, dass die Nutzung einer Landschaft stark von den jeweiligen Bodenverhältnissen abhängt.

Die Begleitbroschüre (Abb. 4) enthält weiterführende Informationen zu den Tafeln des Bodenlehrpfades. Sie dient der Vertiefung der am Lehrpfad behandelten Themen. Jeder Tafel des Lehrpfades ist ein Kapitel zugeordnet, in dem die Tafelthemen ausführlicher behandelt werden. Die Broschüre beinhaltet unter anderem eine Anfahrtkarte, einen Lageplan des Lehrpfades mit den jeweiligen Tafelstandorten und trifft ergänzende Aussagen zu bodenkundlichen Themen sowie den Nutzungsmöglichkeiten des Standorts. Am Ende der Broschüre ist ein Glossar zu finden, der wichtige Fachbegriffe erklärt.

Die Begleitbroschüre bietet Platz für detaillierte Informationen. Die Kombination von Broschüre und Nummernschild

(z.B. an einem Baum in der Nähe eines Lehrpfad-Profiles) hat gegenüber den Schautafeln den Vorteil, dass das Landschaftsbild weniger durch Tafeln beeinträchtigt wird. Damit umgeht man die kostenaufwendige Konservierung von Lehrpfadtafeln gegenüber Witterung und Zerstörung. Der Nachteil besteht darin, dass Besucher, die den Lehrpfad ohne Begleitheft besuchen, ohne Informationen bleiben.

Die konzipierte Internetseite (www.Bodenlehrpfad-Burgwald.de) stellt neben Schautafeln und Broschüre ein weiteres Informationsmedium dar. Auf der Internetseite sind die Themen der Schautafeln sowie weiterführende bodenkundliche Themen verlinkt. Die Startseite behandelt gleichzeitig den Inhalt der ersten Tafel. Hier wird der Lehrpfad vorgestellt und auf einer Übersichtskarte markiert. Die Bodenprofile werden mit Hilfe eines Fotos und einer schematischen Zeichnung vorgestellt. Der Leser kann sich über die Bodenbildungsprozesse, die Vegetation und die Nutzung informieren. Fachbegriffe sind unterstrichen und mit einem Glossar verlinkt. Zudem kann hier eine wissenschaftliche Darstellung der Substratgenese und der Bodenbildung abgerufen werden. Auch die erhobenen Labordaten sind vorhanden.

Die Internetseite ermöglicht ein individuelles, tiefergehendes Studium der Themen, da hier viel mehr Hintergrund- und Detail-Informationen (JOST 2004) auf- bzw. abgerufen werden können, ohne vor Ort sein zu müssen. Im Gegensatz zum Lehrpfad gibt die Internetseite keinen festen Weg der Information vor. Der Nutzer kann sich interaktiv über die Themen informieren, die ihn interessieren.

5. Schriftenverzeichnis

- AG BODEN – AD-HOC-ARBEITSGRUPPE BODEN DER GEOLOGISCHEN LANDESÄMTER UND DER BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE DER BUNDESREPUBLIK DEUTSCHLAND (Hrsg.) (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung. – 392 S.; Hannover.
- BILLWITZ, K. & KÜHN, P. (2002): Der Bodenlehrpfad Jägerhof in Vorpommern. – Greifswälder Geogr. Arbeiten, **25**: 57 S.; Greifswald.
- BOHN, U. (1996): Vegetationskarte der Bundesrepublik Deutschland 1 : 200 000 – Potentielle natürliche Vegetation – Bl. CC 5518 Fulda. – Schriftenr. Vegetationskunde, H. **15**: 364 S.; Bad Godesberg.
- BORN, M. (1967): Der Burgwald. – Marburger Geogr. Schriften, **30**: 213 S.; Marburg.
- BRÄMER, R. (1996): Was ist eine schöne Landschaft? – www.staff.uni-marburg.de/~braemer/schoela.htm (Stand: 26.01.06).
- EBERS, S., LAUX, L. & KOCHANER, H.-M. (1998): Vom Lehrpfad zum Erlebnispfad. – 183 S.; Wetzlar.
- EMMERICH, K.-H. (1994): Podsole im Buntsandstein-Odenwald. – Geol. Jb. Hessen, **122**: 173–184; Wiesbaden.
- FRÖHLICH, H., OPP, CH. & SCHOLTEN, T. (2005): Periglacial layer or anthropogenic layer? – A small scale analysis of their spatial distribution under forest. – Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Vol. **139**: 203–219; Berlin.
- GROSSE-BRAUCKMANN, G. (1990): Ablagerungen der Moore. – In: GÖTTLICH, K. (Hrsg.): Moor- und Torfkunde: 127–135; Stuttgart.
- HGON – HESSISCHE GESELLSCHAFT FÜR ORNITHOLOGIE UND NATURSCHUTZ E.V.; AKTIONSGEMEINSCHAFT RETTET DEN BURGWALD E.V. (Hrsg.) (1996): Naturschutz und Entwicklungskonzeption Burgwald. – 337 S.; Wohratal/Wetter.
- HMILFN – HESSISCHES MINISTERIUM DES INNEREN UND FÜR LANDWIRTSCHAFT, FORSTEN UND NATURSCHUTZ (Hrsg.) (1996): Pilotprojekt Burgwald. – Mitt. Hess. Landesforstverwaltung, **30**: 180 S.; Wiesbaden.
- JOST, I. (2004): Substratgenese und Bodenbildung sowie deren standortökologische Konsequenzen als Grundlagen eines Bodenlehrpfades, dargestellt am Beispiel des Forstreviers Christenberg/Burgwald. – Unveröff. Dipl.-Arb. Philipps-Universität Marburg, FB Geographie: 119 S; Marburg.
- KELLNER, K. (1983): Die Pflanzenwelt des Burgwaldes. – Allg. Forstzeitschrift, H. **35**: 895–898; München.
- KRÜGER, K. (2003): Bodenlehr- und erlebnispfade – Möglichkeiten und Grenzen ihres Einsatzes. – In: „Unter den Füßen – aus dem Sinn?“ Boden(schutz) in Bildung und Öffentlichkeitsarbeit. – Hess. L.-Amt Umwelt u. Geologie, Böden und Bodenschutz in Hessen, H. **5**: 43–47, 4 Abb.; Wiesbaden.

- KRÜGER, K. & LÜBKING, W. (2000): Allgemeine Grundsätze und Richtlinien zur Anlage von Bodenlehrpfaden in Deutschland. – Unveröff. Dipl.-Arb. Fachhochsch. Osnabrück, FB Agrarwiss.: 127 S.; Osnabrück.
- KUPFAHL, H.-G. & ANDRES, W. (1983): Die geologische und geomorphologische Entwicklung des Burgwaldes. – Allg. Forstzeitschrift, H. **35**: 876–880; München.
- LENZ, K. (1967): Das Naturlandschaftliche Gefüge des Marburger Raumes. – Marburger Geogr. Schriften, H. **30**: 97–111; Marburg.
- LIETKE, H. & MARCINEK, J. (Hrsg.) (1995): Physische Geographie Deutschlands. – 585 S.; Gotha.
- OPP, CH. (2005): Bodenentwicklung und Bodenvergesellschaftung auf Buntsandstein im Burgwald. – In: FELIX-HENNINGSSEN, P., KÜHN, P. & OPP, CH. (Hrsg.): Boden @ Landschaft. Die dünne Haut der Erde. Exkursionsführer. – DBG-Mitteilungen, **105**: 178–181; Oldenburg.
- OPP, CH. & PENNDORF, O. (2001): „Böden ans Licht“ – Möglichkeiten und Grenzen der Öffentlichkeit an Böden. – Scriptum, **8**: 24–25; Krefeld.
- PLETSCH, A. (1989): Hessen. – Wiss. Länderkunde, **8/III**: 344 S.; Darmstadt.
- REHFUESS, K. (1981): Waldböden. Entwicklung, Eigenschaften und Nutzung. – 192 S.; Hamburg (Parey).
- RÖDIG, K.-P. (1983): Standorte, Zielbestockungen, Baumartenwahl im Burgwald. – Allg. Forstzeitschrift, H. **35**: 890–892; München.
- SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. (1998): Lehrbuch der Bodenkunde. – 494 S.; Stuttgart (Enke).
- SCHMINCKE, H.-U. (2000): Vulkanismus. – 264 S.; Darmstadt (Wiss. Buchgesellschaft).
- SCHRADER, L. (1985): Böden. – Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Blatt 5018 Wetter (Hessen): 93–103; Wiesbaden.
- SEMMELE, A. (1966): Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen 1 : 25 000, Blatt Nr. 5224 Eiterfeld: 56 S.; Wiesbaden.
- SEMMELE, A. (1996): Deckschichten in den deutschen Mittelgebirgen, geökologische Charakterisierung für den Bodenschutz. – 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. – Abt. **1155**: 1–16; Berlin (Schmidt).
- SEMMELE, A. (2002): Hauptlage und Oberlage als umweltgeschichtliche Indikatoren. – Zeitschrift für Geomorphologie, **46** (2): 167–180; Berlin.
- STÖHR, W. (1963): Der Bims (Trachyttuff), seine Verlagerung, Verlehmung und Bodenbildung (Lockerbraunerden) im südwestlichen Rheinischen Schiefergebirge. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **91**: 318–341; Wiesbaden.
- SUCCOW, M. & JOOSTEN, H. (2001): Hydrogenetische Mootypen. – In: SUCCOW, M. & JOOSTEN, H. (Hrsg.): Landschaftsökologische Moorkunde: 234–240; Stuttgart.
- WEISS, J. (1983): Tierwelt und Naturschutz in einer Waldlandschaft. Die faunistische Bedeutung des Burgwaldes. – Allg. Forstzeitschrift, H. **35**: 898–902; München.
- WIECHMANN, H. (2000): Podsole. – In: BLUME, H.P., FELIX-HENNINGSSEN, P., FISCHER, W.R., FREDE, H.G., HORN, R. & STAHR, K. (Hrsg.): Handbuch der Bodenkunde: 1–24; Landsberg/Lech.

Manuskript eingegangen am 19.12.2005, angenommen am 9.1.2006

ARNO SEMMEL¹ & RAINER PETSCHICK²

Spätglaziale Sedimente und ihre äolischen Beimengungen in einigen deutschen Mittelgebirgen

Kurzfassung

Kaum bestritten ist, dass in den Mittelgebirgen periglaziale Solifunktionsdecken mit Löss-Beimengungen sehr weit verbreitet sind. Die häufig anzutreffende Auffassung, solche Beimengungen seien auch noch in der Jüngeren Tundrenzeit einge-

weht worden, ist bisher kaum sicher belegbar. Jedoch gibt es einige Lokalitäten in bestimmten geomorphologischen Positionen, an denen die Akkumulation nichtvulkanischen äolischen Sediments in der jüngeren Dryas sehr wahrscheinlich ist.

Abstract

It is generally accepted that in lower mountain ranges solifluction covers with contents of loess are widely distributed. Until now there is no solid evidence to support the frequent opinion such amounts were incorporated as aerosols in the

Younger Dryas. But there are localities in specially geomorphological positions where the accumulation of non volcanic aeolean sediments in the Younger Dryas is quite probable.

Inhaltsverzeichnis

1. Problemstellung	109
2. Äolische Beimengungen in Hauptlagen über verschiedenen Substraten	110
3. Hauptlagen über Laacher See-Tephra	111
4. Zusammenfassung	119
5. Schriftenverzeichnis	119

1. Problemstellung

Aus verschiedenen hessischen Mittelgebirgen beschrieb SCHÖNHALS (1957) äolische Sedimente, die er nur in größerer Meereshöhe fand und deren Körnung und Mineralgehalt durch ausgesprochene Lokalfazies geprägt waren. Die Ablagerungen wurden als Produkt der Jüngeren Tundrenzeit angesehen, während der in den Hochlagen der Mittelgebirge die Vegetation stark aufgelichtet gewesen sein soll (SCHÖNHALS 1957: 15). Diese Erklärung fand weitgehende Zustimmung. Probleme stellten sich jedoch später dadurch ein, dass die spätglazialen äolischen Sedimente, die zugleich das Solum der „Lockerbraunerde“ (SCHÖNHALS 1957: 6; STÖHR 1963: 320; SEMMEL 1968: 80) bilden, auch in Tieflagen der Mittelgebirge gefunden wurden (SEMMEL 1964: 279), wie überhaupt äolische Beimengungen charakteristische Bestandteile des „Deckschutts“ im Sinne von SEMMEL (1964; heute „Hauptlage“ der AD-HOC-AG BODEN 2005) sind. Indessen ist bei diesen Vorkommen in der Regel nie sicher auszuschließen, dass die äoli-

sche Komponente älter als die Jüngere Tundrenzeit ist. Diese Frage bekommt durch VÖLKE & LEOPOLD (2001: 290) erneut Aktualität, weil von ihnen in verschiedenen Mooren der Mittelgebirge kein Hinweis auf postallerödzeitliche (jungtundrenzeitliche) äolische Sedimente gefunden wurde. Um diese Widersprüche zu klären – oder zumindest zu ihrer Klärung beizutragen – wurde versucht, an verschiedenen Profilen Zeit und Umstände äolischer Beeinflussung festzulegen.

Zunächst sind Beispiele jungtundrenzeitlicher Sedimente abgehandelt, die zwar eine eindeutige äolische Komponente enthalten, jedoch hinsichtlich des genauen Alters des äolischen Eintrags nicht zweifelsfrei erscheinen. Das ist in den Mittelgebirgen der Normalfall. An Profilen aus dem Hunsrück wird jedoch anschließend zu zeigen versucht, dass es dort deutliche Hinweise auf postallerödzeitliche Zufuhr äolischen Substrates gibt.

¹ Prof. Dr.Dr.h.c. A. Semmel (e-mail: 0174386127@d2-message.de), Theodor-Körner-Str. 6, D-65719 Hofheim am Taunus

² Dr. R. Petschick (e-mail: Petschick@em.uni-Frankfurt.de), Geowissenschaftliches Institut der Johann Wolfgang Goethe-Universität, Senckenberganlage 32, D-60325 Frankfurt am Main

2. Äolische Beimengungen in Hauptlagen über verschiedenen Substraten

Die Hauptlage wird hier, der Definition der Bodenkundlichen Kartieranleitung (KA 5; AD-HOC-AG BODEN 2005: 181) folgend, als periglaziale Bildung verstanden, die außerhalb holozäner Erosions- und Akkumulationsgebiete fast überall an der Oberfläche anzutreffen ist und immer äolisches Material enthält. Der Nachweis äolischer Komponenten kann in der Regel problemlos mit Hilfe der Körnungs- und Schwermineralanalyse geführt werden. So zeigt zum Beispiel Tab. 1 den Körnungs- und Schwermineralunterschied zwischen der Hauptlage und dem liegenden aufgelockerten Sandstein. Während die Hauptlage gut 15 % mehr Schluff als der aufgelockerte Sandstein enthält und außerdem die Schwerminerale Augit, Braune Hornblende, Titanit und Granat führt, fehlen die angeführten Minerale im Sandstein, in dem zudem Feinsand und Turmalin viel stärker vertreten sind.

Das Profil liegt auf dem flachen Plateaurücken des Mahnbirgs, der sich nordwestlich Giesenhain im Fulda-Werra-Bergland von gut 460 m NN leicht nach Osten abfallend ausdehnt. Die deutliche Leelage stützt die These von der äolischen Beeinflussung des Substrates und seine Darstellung als „Flugsand“ auf der GK 25, Bl. 5224 Eiterfeld (MOTZKA & LAEMMLEN 1967), und als „Lockerbraunerde“ auf der BK 25 (SEMMEL 1966).

HÖLTING et al. (1967) führen dazu aus: „Aus dem Flugsand ist eine von SCHÖNHALS (1957) als Lockerbraunerde bezeichnete Bodenbildung hervorgegangen. Da die Flugsanddecke immer nur ca. 50 cm mächtig ist und die Bodenbildung genau bis in diese Tiefe reicht, kann nichts über das ursprüngliche Aussehen des Flugsandes gesagt werden. Er unterscheidet sich von den liegenden Gesteinen – es handelt sich fast immer um Sand oder aufgelockerten Sandstein – außer durch seine Farbe auch durch Körnung und Mineralführung. Im Korngrößenspektrum sind die Fraktionen zwischen 20 und 60 μm besonders stark vertreten. Der Schwermineralgehalt beträgt bei den untersuchten Proben 3–4 %, im liegenden Buntsand-

stein dagegen weniger als 1 %. In den Korngrößenfraktionen 60 bis 600 μm bestehen über 50 % der Schwerminerale aus Augit und Hornblenden. Im Liegenden fehlen diese Minerale völlig. Wahrscheinlich wurde der Flugsand mit Resten des allerödzeitlichen Laacher Bimstuffs vermischt. So könnte am besten die eigenartige Mineralführung erklärt werden. Auch in anderen Gebieten wurden ähnliche Beobachtungen gemacht (STÖHR 1963; SEMMEL & PLASS 1965).

Der Flugsand lagerte sich demnach erst in der Jüngeren Tundrenzeit ab. Seine erstaunlich gleich bleibende Mächtigkeit hat ihre Ursache vielleicht darin, dass die +/- 50 cm-Grenze entweder die Trennlinie zwischen Auftau- und Dauerfrostboden war oder aber überhaupt eine Grenze darstellt, bis zu der eine Durchbewegung des Bodens stattfand. Der Flugsand liegt also nicht als völlig fremde Decke dem Buntsandstein auf, sondern hat von diesem infolge kryoturbater Durchmischung (Solimixtion) Material aufgenommen.“

Ähnliches gilt gleichfalls für Hauptlagen über Löss. Hier ist die Situation insofern unerfreulicher, als der Nachweis echten (zusätzlichen) äolischen Einflusses in der Hauptlage nicht gelingt, weil diese und der liegende Löss sich nur durch den Gehalt an Laacher Bimstuff unterscheiden, womit aber nur eine vulkanische, keine im engeren Sinne äolische und gegenüber dem liegenden Löss jüngere Beimengung in der Hauptlage nachgewiesen ist. Ein entsprechendes Beispiel zeigt Abb. 1 aus dem Solling. Dort liegt auf einem nur ganz schwach geneigten ostexponierten (Lee-)Hang eine geschichtete Parabraunerde aus Löss, deren Oberboden stark von der Laacher Tephra durchsetzt ist. Allerdings fehlt das typische enge Mengenverhältnis Augit/Braune Hornblende, das ansonsten diese Tephra auszeichnet (POETSCH 1975: 38) und im benachbarten Wesertal auch nachgewiesen wurde (HENNINGSEN & THIEM 2000: 296 f.). Der relativ geringe Augitanteil ist im Falle der Löss-Parabraunerde wohl als Verwitterungseffekt zu deuten.

Tab. 1. Schwerminerale und Körnung im Profil Mahn-Berg (Fulda-Werra-Bergland).
Lage des Profils: R 355113, H 562635, Bl. 5224 Eiterfeld.

	Augit	Braune Hornblende	Titanit	Granat	Rutil	Turmalin	Zirkon
HL	18	48	3	3	1	18	9
BL	0	0	0	0	2	88	10
	Ton	Feinschluff	Mittelschluff	Grobschluff	Feinsand	Mittelsand	Grobsand
HL	9,5	5,2	8,4	13,2	39,8	14,6	9,3
BL	1,1	3,0	2,5	5,0	60,4	11,9	16,0

HL = Hauptlage; BL = Basislage: aufgelockerter, leicht verlagertes Sandstein.

Schwerminerale = Körner-% vom Schwermineralgehalt des Flugsandes; Analytiker: Prof. Dr. B. Hölting, Mainz.

Körnung = Gewichts-% (Bestimmung nach DIN 19683).

In diesem Zusammenhang sei auf Versuche verwiesen, mit Hilfe eines Allophan-Testes Tephraergehalte in der Hauptlage nachzuweisen (SAUER 2002: 49). Da dieses Verfahren sehr einfach ist, könnte es angewendet werden, wenn die Herkunft der Tephra ohnehin sicher ist, was für die Hauptlagen in den hier diskutierten Profilen außer Zweifel scheint (u.a. SAUER 2002: 57).

Auch im Profil aus dem Solling kann die Tephra nachträglich dem übrigen Löss-Substrat beigemischt worden sein, also keine echte äolische Komponente spätglazialen (jungtundrenzeitlichen) Alters anzeigen. Um eine solche nachzuweisen, bedarf es eines liegenden Substrates allerödzeitlichen Alters. Im

terrestrischen Bereich bietet sich dafür vor allem der Laacher Bimstuff an, der in der Tat an zahlreichen Orten von jüngerem Substrat, das als Hauptlage angesprochen wird, überlagert ist. Doch für die Beweisführung, dass echte äolische Sedimente noch postalleröd entstanden, können nicht die typischen Hauptlagen herangezogen werden, denn diese sind ja solifluidaler Genese und haben in der Regel älteres äolisches Material, das weiter hangaufwärts anstand, aufgenommen und über den Bimstuff transportiert. Derartige Beispiele sind bereits früher beschrieben worden (SEMMELE 1964: 282; SEMMELE & PLASS 1965).

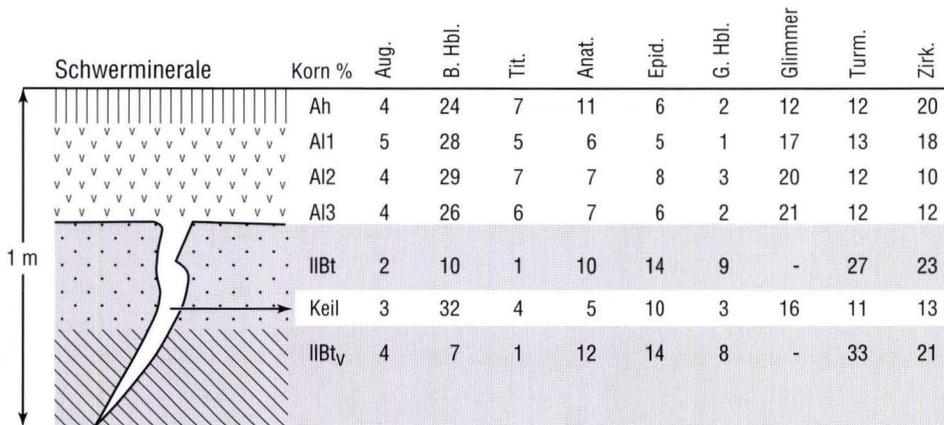


Abb. 1. Löss-Parabraunerde im Forst Brüggefeld südwestlich Amelith (Solling).

Lokalität: R 3532515, H 5727877.

In der Hauptlage (koinzident mit dem Al-Horizont) sind Schwerminerale der Laacher Tephra deutlich stärker vertreten als im liegenden Löss, aus dem der Bt-Horizont hervorging. Die Tephra-Minerale weisen auf die jüngere Durchmischung in der Hauptlage hin, eine Zufuhr von echtem jungtundrenzeitlichem Löss belegen sie indessen nicht.

3. Hauptlagen über Laacher See-Tephra

Eine rein äolische Decke tragen laut SCHÖNHALS (1959) die Hänge des Laacher See-Kraters. Diesem Befund ist jedoch mit Vorsicht zu begegnen, da dort einerseits durchaus steinige Fließerden vorkommen und andererseits anthropogene Umlagerungen größeren Ausmaßes zu beobachten sind (SEMMELE 2003: 96). Ein anderes Problem kommt hinzu: FRECHEN & ROSAUER (1959: 281) beschreiben Verwehungen jungtundrenzeitlichen Alters aus dem Neuwieder Becken, das von einer mächtigen allerödzeitlichen Bimsdecke überlagert war. Da praktisch nur Bimstuff an der Oberfläche lag, konnte auch nur dieser verweht werden. Es überrascht deshalb nicht, dass in diesem Gebiet über der Laacher Tephra weithin eine Hauptlage ausgebildet ist, die nur aus eben dieser Tephra besteht.

Schwermineralogisch unterscheiden sich hier die Hauptlage und der liegende Bimstuff nicht (Tab. 2). Einen deutlichen Unterschied zeigt indessen der Gesamt-Schwermineralegehalt. Er ist in der Hauptlage oft wesentlich höher als in der Tephra (hier z.B. 4,5 % gegenüber 2,1 %). Darin könnte sich ein Steigerungseffekt („Seifenbildung“) äußern, der durch stärkere Ausblasung der leichteren Minerale während eines äolischen Transportes des Materials der Hauptlage entstand. Bei allen

fünf untersuchten Profilen des Laacher See-Gebietes ist dieser Unterschied im Gesamt-Schwermineralegehalt nachweisbar. Selbst in dem weiter entfernt gelegenen Revier Buchholz westlich Boppard enthält die (geschichtete) Hauptlage oben 3,5 (Gewichts-) % Gesamt-Schwerminerale im Feinsand und unten 2,6 %, der liegende Bimstuff hingegen nur 1 % (!). Jedoch sei betont, dass an anderen Orten auch umgekehrte Gehalte zu finden sind, etwa im Moselgebiet (SCHOLTEN 2003: 6) oder auf der Hohen Wurzel bei Wiesbaden (SEMMELE 2003: 98). Das ist sogar die Regel in den Gebieten, wo die Laacher Tephra von Fließerden mit anderem petrographischem Material überwandert wurde.

Auf den Hängen des Laacher See-Vulkans wie überhaupt auf dem Laacher Bimstuff im Neuwieder Becken ist laut STÖHR (1963: 320) die typische Lockerbraunerde entwickelt. Ihr Solium umfasst den Bereich der Hauptlage. An verschiedenen Stellen, vor allem in Muldenlagen (Abb. 2), liegt über dem Bimstuff jedoch ein kräftig brauner Bt-Horizont einer Parabraunerde, der sich von der Lockerbraunerde durch seine Dichte und sein Gefüge deutlich unterscheidet. Darüber ist oft Kolluvium zu finden, das sehr wahrscheinlich infolge

Tab. 2. Schwerminerale und Körnung im Profil Wassenach und Bt-Horizont Wingertsberg.
Lage des Profils: R 259072, H 558868, Bl. 5509 Burgbrohl.

	Augit	Braune Hornblende	Titanit	Zirkon	SM		
HL	52	37	7	4	4,5		
Bims	41	48	10	1	2,1		
BtW	48	44	3	3	4,4		
	Ton	Feinschluff	Mittelschluff	Grobschluff	Feinsand	Mittelsand	Grobsand
HL	7,8	6,2	7,3	9,6	16,5	28,9	23,8
Bims	0,8	2,8	5,0	7,4	18,6	34,4	31,0
BtW	20,8	8,7	8,2	9,6	13,6	23,3	15,8

SM = Gesamt-Schwermineralgehalt (Gewichts-%) im Feinsand.

HL = Hauptlage.

Bims = Laacher Tephra; BtW = Bt-Horizont Wingertsberg.

Analytikerin: Dipl.-Geogr. M. Guddat-Seipel, Bad Nauheim.



Abb. 2. Von humosem Kolluvium überlagert brauner Bt-Horizont über Laacher Tephra am Südhang des Wingerts-Berges (Laacher See).
1 = Bimstuff; 2 = Bt-Horizont; 3 = Kolluvium.

Tab. 3. Schwerminerale und Körnung im Profil Buchholz.
Lage des Profils: R 339472, H 556639, Bl. 5711 Boppard.

	Augit	Braune Hornblende	Titanit	Zirkon	SM		
HL1	51	39	4	6	3,5		
HL2	47	45	2	5	2,5		
Bims	56	34	4	3	1,0		
BL	69	22	3	2	0,3		
	Ton	Feinschluff	Mittelschluff	Grobschluff	Feinsand	Mittelsand	Grobsand
HL1	25,6	10,8	10,1	10,4	9,5	20,0	13,6
HL2	9,8	10,3	13,5	14,8	12,4	24,5	14,6
Bims	4,1	5,8	9,7	6,8	3,1	14,1	56,3
BL	31,1	18,1	19,2	20,1	1,8	3,6	6,0

SM = Gesamt-Schwermineralgehalt (Gewichts-%) im Feinsand.

HL1 = obere Hauptlage; HL2 = untere Hauptlage.

Bims = Laacher Tephra.

BL = Basislage: Schieferzersatz, in diesen Schichten kommen außerdem 1–2 % Grüne Hornblende, Granat und Epidot vor.

Analytikerin: Dipl.-Geogr. M. Guddat-Seipel.

Bemerkenswert ist, dass auch im (verlagerten) Schieferzersatz (BL) unter der Laacher Tephra noch Bimstuffminerale enthalten sind. Ähnliche Beobachtungen wurden auch an anderen Orten gemacht. Eine solche Einmischung, die aber fast immer mit einem gegenüber dem Hangenden drastisch geringeren Gesamt-Schwermineralgehalt verbunden ist, kann verschiedene Ursachen haben (vgl. Untersuchungen an Lössprofilen, SABEL 1983). Neben Kryoturbation und Bioturbation ist wohl auch mit vertikaler Wanderung der schweren Minerale zu rechnen.

früherer Weinbergsnutzung entstand. Stellenweise sind Spuren einstigen Rigolens unter dem heutigen Waldbestand zu erkennen. Auch gibt es Reste von Hangterrassen, hauptsächlich auf den südexponierten Hängen des Wingerts-Berges am südlichen Kraterwall des Laacher Sees.

Da das Substrat, aus dem der kräftig braune Bt-Horizont hervorging, sehr unterschiedliche Körnung aufweist, war nicht auszuschließen, dass hieran auch Beimengungen nicht-vulkanischen Materials beteiligt sind. Vor allem wechseln schluffige Partien mit sehr körnigen Bimslagen. In letzteren wird die Durchlässigkeit so groß, dass statt des geschlossenen Bt-Horizonts ein gebänderter Bbt-Horizont entwickelt ist. Die Laboruntersuchungen ergaben insofern einen Anhaltspunkt für später angewehtes nichtvulkanisches Material, als im tonigen Bt-Horizont die Gehalte an Kali-Feldspat um 50 % höher sind als im liegenden Bimstuff. Es liegen mithin Merkmale vor, die bei den später erörterten Profilen an der Römerstraße im Hunsrück gleichfalls gefunden wurden.

Der Tongehalt (20,8 %, Tab. 2) des Bodens lässt sich als Ergebnis holozäner Verwitterung deuten, die auch makroskopisch an den Bimskörnern zu erkennen ist. Gleichwohl sind viele Biotite noch gut erhalten. Der Tongehalt erreicht ansonsten im oberen Teil der Hauptlagen über Bimstuff manchmal gleichfalls Werte zwischen 20 und 25 %, während im tieferen Teil oft nur um 10 % ermittelt wurden. Dieser

Unterschied ist nicht immer nur auf postsedimentäre Verwitterung zurückzuführen, sondern in ihm spiegelt sich auch ein Schichtungseffekt wider. Das wird dann deutlich, wenn die Hauptlagen fremdes Material aufgenommen haben. Dabei muss es sich nicht um Löss handeln, denn selbst bei minimalem Gefälle ist eine solifluidale Überwanderung möglich. Ein derartiges Beispiel liefert das bereits von STÖHR (1963) untersuchte Profil Buchholz (Forstamt Boppard).

Das Profil war ursprünglich in einer Grube freigelegt, die heute erheblich erweitert ist. Auf dem ganz schwach nach Westen geneigten Hang war früher die Hauptlage steinfrei und als typische „äolische Lockerbraunerde“ ausgebildet. Der Bimsgehalt nahm vom liegenden Bimstuff bis zur heutigen Oberfläche von 80–100 % auf weniger als 25 % ab. Der „Bimsgehalt“, also nicht nur die Schwerminerale, wurde damals (STÖHR 1963: 328) unter dem Binocular in der Sandfraktion geschätzt. Heute zeigt sich, dass zur Oberfläche hin immer mehr Schieferbröckchen die Hauptlage durchsetzen, die offensichtlich solifluidal beigemengt wurden. Trotzdem steigt der Gesamt-Schwermineralgehalt von 1 % im Bims über 2,5 % im unteren Teil der Hauptlage bis auf 3,5 % in deren oberen Teil an (Tab. 3). Die Zusammensetzung der Schwermineralgesellschaft ändert sich allerdings nicht, es sind nur die typischen Laacher See-Minerale vertreten. Eine derartige Dominanz der „Laacher Schwerminerale“ in der Hauptlage ist

im Hunsrück oft auch über Löss oder anderen Gesteinen zu beobachten, so zum Beispiel im Profil Lingerhahn (FELIX-HENNINGSSEN et al. 1991: 62).

Damit werden aber auch die Grenzen der Schwermineralanalyse sichtbar. Mit ihrer Hilfe allein gelingt der Nachweis postvulkanischer Lösseinwehung nicht. Außerdem wird er nur möglich sein, wenn nichtäolische Zufuhr ausgeschlossen werden kann. Daraus folgt, dass für den Nachweis postallerödzeitlicher äolischer Ablagerung von Substrat, das nicht dem Laacher See-Vulkanismus angehört, labortechnische Ergänzungen nötig sind und außerdem Profile gefunden werden müssen, deren Hauptlage nicht durch Zufuhr nichtäolischen Materials beeinflusst wurde.

Die Hänge des Laacher See-Vulkans eignen sich für diese Untersuchungen nicht besonders, da die Bedeckung mit vulkanischem Material so mächtig und weitgehend geschlossen ist, dass bei einer lokalen Verwehung eben vor allem nur dieses Substrat und kaum nichtvulkanisches transportiert werden konnte. Als besser geeignete Standorte wurden zwei flache Kuppen westlich der Römerstraße im Forstrevier Buchholz (GK 25, Bl. 5711 Boppard) ausgewählt. Dort liegen unter Buchenbestand in ca. 390 m NN Abfolgen mit nahezu gleichem Profilaufbau (Abb. 3). Das östlichste Profil (R 339530, H 556642) gliedert sich in:

L = 2 cm Buchenlaub

O = 2 cm zersetztes Buchenlaub

Ah = 0–15 cm dunkelgraubrauner (10 YR 3/4) stark humoser feinsandiger Lehm, stark durchwurzelt

Bv1 (HL1) = 15–35 cm brauner (10 YR 4/4) feinsandiger Lehm, schwaches Krümelgefüge, stark durchwurzelt

Bv2 (HL2) = 35–55 cm brauner (10 YR 4/4) feinsandiger Lehm, etwas sandiger als Bv1, gleiches Gefüge, stark durchwurzelt

IIC = 55–70 cm grauer körniger Laacher Bimstuff, durchwurzelt

IIISBt (ML) = 70–80 cm graubrauner fleckiger toniger Lehm, oben 2 cm dunkelbraun und schwach humos, insgesamt klumpig-polyedrisch, braune Tonbeläge

IVC (BL) = 80–110 cm olivgrauer, außen hellgrauer Schiefer schutt (aufgelockertes und leicht verlagertes Anstehendes)

Dichtes Abbohren erlaubt die Aussage, dass „mit an Sicherheit grenzender Wahrscheinlichkeit“ im gesamten Kuppenareal eine geschlossene Decke von Laacher Tephra vorliegt, so dass die Hauptlage (Ah- bis Bv2-Horizont) nur Material durch Solimixtion aus dem liegenden Bimstuff oder durch spätere äolische Zufuhr erhalten haben kann. In der unmittelbaren Nachbarschaft gibt es indessen tiefer liegendes Gelände, in dem die Tephra decke fehlt, mithin nichtvulkanisches Material im Postalleröd ausgeweht werden konnte. Dazu gehörte sehr wahrscheinlich auch nichtvulkanisches äolisches Substrat, dessen

Beteiligung sich in der deutlichen Erhöhung des Schluff-, Fein- und Mittelsand-Anteils äußert. Diese Fraktionen gelten als typisch äolisch und können nicht als alleinige Folge post-sedimentärer Verwitterung gedeutet werden. Allerdings lässt sich nicht ausschließen, dass periglaziale Frostverwitterung insbesondere Schluff-Korngrößen produziert. Deshalb wurde versucht, weitere Hinweise auf äolische Komponenten zu finden.

Schwermineralogisch sind jedoch auch hier in der Hauptlage nur Minerale der Laacher Tephra zu finden, wobei die höchsten Gesamt-Schwermineralgehalte im oberen Teil der Hauptlage angetroffen werden (Tab. 4a). Auch im übrigen Substrat der Hauptlage kommen laut mikroskopischem Befund durch Herrn Dr. P. Kühn, Gießen, nur Minerale vulkanischen Ursprungs vor. Von einem Versuch, durch REM-Aufnahmen den äolischen Transport von Quarzkörnern nachzuweisen, wurde abgesehen, da verschiedentlich (z.B. PYE 1984: 148 f.) gezeigt

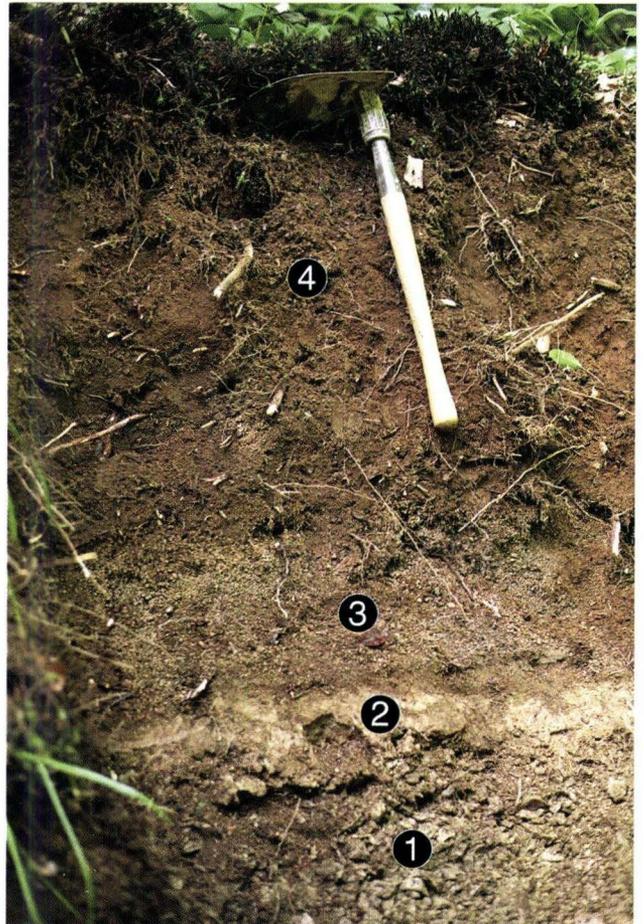


Abb. 3. Östliches Profil Römerstraße nördlich Buchholz (Hunsrück).

Die braune Hauptlage (4), koinzident mit der Lockerbraunerde, überlagert grauen grobkörnigen Laacher Bims (3). Unter der Tephra folgt grauer lösshaltiger toniger Lehm (2), der der Mittellage entspricht. Darunter liegt durch Frostsprengung aufgelockertes und etwas verlagertes Schiefer (1).

Tab. 4a. Schwerminerale und Körnung im östlichen Profil Römerstraße.
Lage des Profils: R 339524, H 556644, Bl. 5711 Boppard.

	Augit	Braune Hornblende	Titanit	Epidot	Granat	Grüne Hornblende	Rutil	Turmalin	Zirkon	SM
HL1	50	38	5	–	–	–	+	–	6	3,2
HL2	51	39	5	–	–	–	–	–	5	2,5
Bims	65	30	2	–	+	1	–	–	1	8,4
ML	39	26	3	19	3	4	1	2	4	0,1
	Ton	Feinschluff	Mittelschluff	Grobschluff	Feinsand	Mittelsand	Grobsand			
HL1	12,1	9,9	10,7	11,2	13,0	33,1	10,0			
HL2	9,1	8,5	8,7	12,1	14,7	36,9	10,1			
Bims	1,3	0,8	2,2	0,6	1,3	15,9	77,9			
ML	25,8	11,0	17,8	22,7	7,0	8,8	6,7			

SM = Gesamt-Schwermineralgehalt (Gewichts-%) im Feinsand.

HL1 = obere Hauptlage; HL2 = untere Hauptlage; ML = Mittellage.
Bims = Laacher Tephra.

Tab. 4b. Diffraktometrisch bestimmter Mineralgehalt im westlichen Profil Römerstraße (relative %).
Lage des Profils: R 339524, H 556644, Bl. 5711 Boppard.

	Smectit	Wechselagerung Illit-Smectit	Illit	Chlorit	Kaolinit	Quarz	Feldspat	Goethit	Pyroxen und Amphibol
HL2	3,3	4,5	10,0*	3,0	2,1	10,0	54,0	0,0	13,1
Bims	1,6	0,0	50,9**	0,0	0,0	7,1	28,2	0,0	12,2
ML	9,5	17,4	40,8*	0,0	4,4	9,7	16,9	1,3	0,0
BL	4,0	12,9	19,1*	5,7	6,0	17,6	34,7	0,0	0,0

Illit: * dioktaedrisch = muskovitisch; ** trioktaedrisch = biotitisch.
Chlorit: mit Beteiligung von Vermiculit.

HL2 = untere Hauptlage; ML = Mittellage; BL = Basislage: kryoturbar gelockerter, leicht verlagertes Schiefer.
Bims = Laacher Tephra

werden konnte, dass ausschließliche Frostbeanspruchung zu den gleichen Oberflächenmustern führt, die als typisch für Löss-Körner gelten.

Ein besser interpretierbares Resultat erbrachte hingegen die Röntgendiffraktometrie anhand texturarmer und texturierter Präparate der Fraktion $< 2\mu\text{m}$. Verglichen wurden hierbei die relativen Gehalte, welche über Peakflächenverhältnisse der jeweils höchsten Reflexe der erörterten Minerale anhand der Texturpräparate erfasst wurden (Tab. 4b, Abb. 4a und 4b). Im Fall des Quarzes wurde der zweitstärkste Peak bei $4,26\text{ \AA}$ vermessen, Smectit und quellfähige Wechselagerungsstrukturen wurden an zusätzlichen Röntgendiffraktogrammen glycolierter Präparate erfasst.

So fällt auf, dass die Hauptlage ein Tonmineralspektrum aufweist, das sich eher an die Mittel- und Basislage orientiert als an die Laacher Bims-Tephra. So lässt sich in der Hauptlage bereits ohne Berücksichtigung der röntgenamorphen Bestandteile erkennen, dass der relative Anteil an Chlorit, Kaolinit, Feldspat und Quarz sich gegenüber dem liegenden Bimstuff erheblich erhöht hat. Das lässt sich allenfalls teilweise als Verwitterungseffekt deuten, zumal der Smectitanteil gegenüber dem des Laacher Bims eher schwach ansteigt. Insbesondere der rund doppelt so hohe relative Feldspatgehalt in der Hauptlage berechtigt zu der Annahme von Fremdzufuhr. Aber auch der allerdings nahe der Nachweisgrenze detektierte Kaolinit dürfte mehr auf eingewehtes Material aus tertiärer „Weißverwitte-

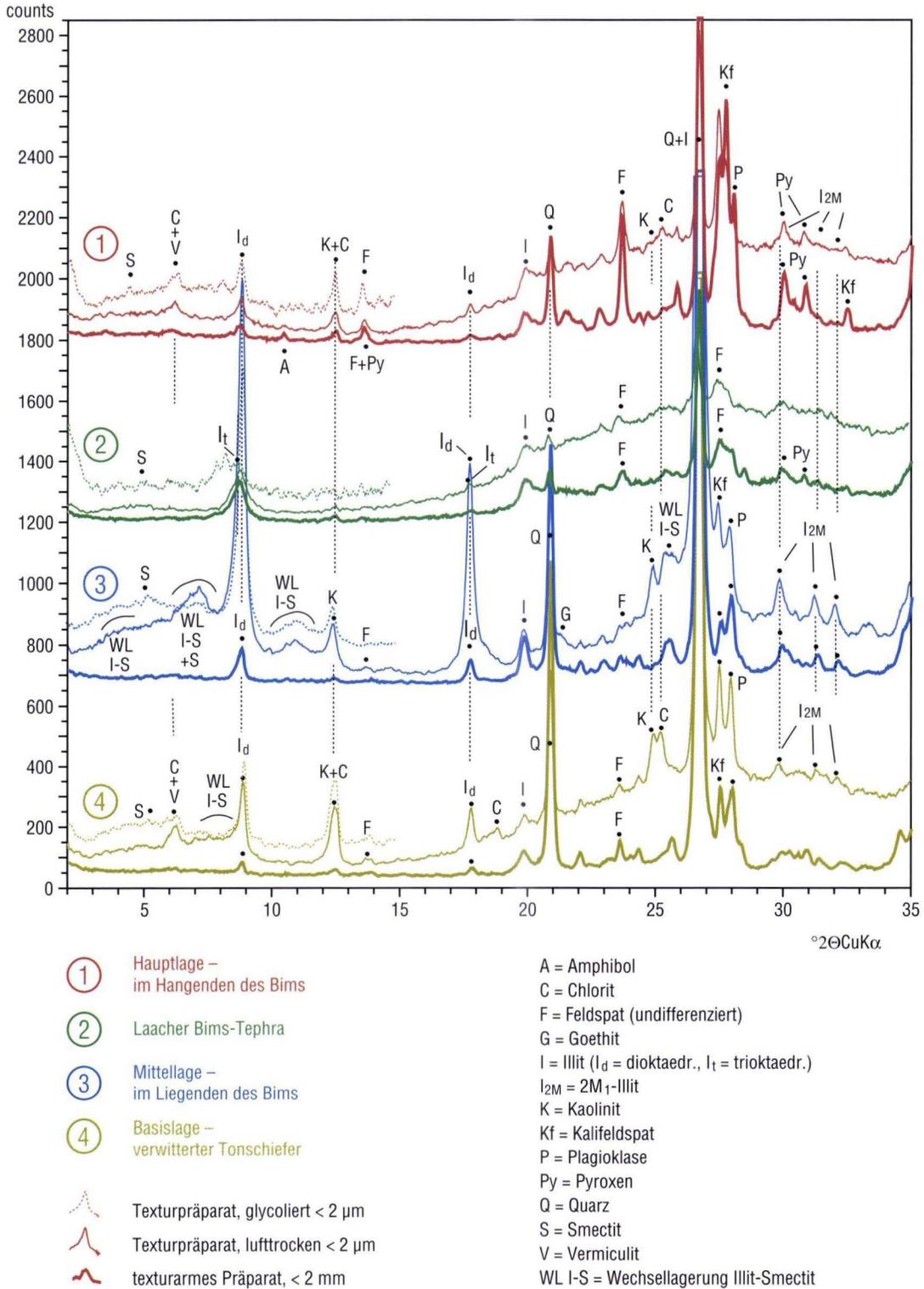


Abb. 4 a. Diffraktogramme des östlichen Profils Römerstraße nördlich Buchholz.

Typische röntgendiffraktometrische Aufnahmen von vier Proben aus der Hauptlage (1), dem Laacher Bims (2), der Mittellage (3) und der Basislage (4) des östlichen Profils. Gegenübergestellt wurden jeweils die texturarmen Präparate der Fraktion < 2 mm und die texturierten Präparate der Fraktion < 2 μm (Eindampfpräparate). Der Nachweis von Smectit und Wechsellagerungen Smectit-Illit wurde anhand der Diffraktogramme glycolierter Profile vorgenommen.

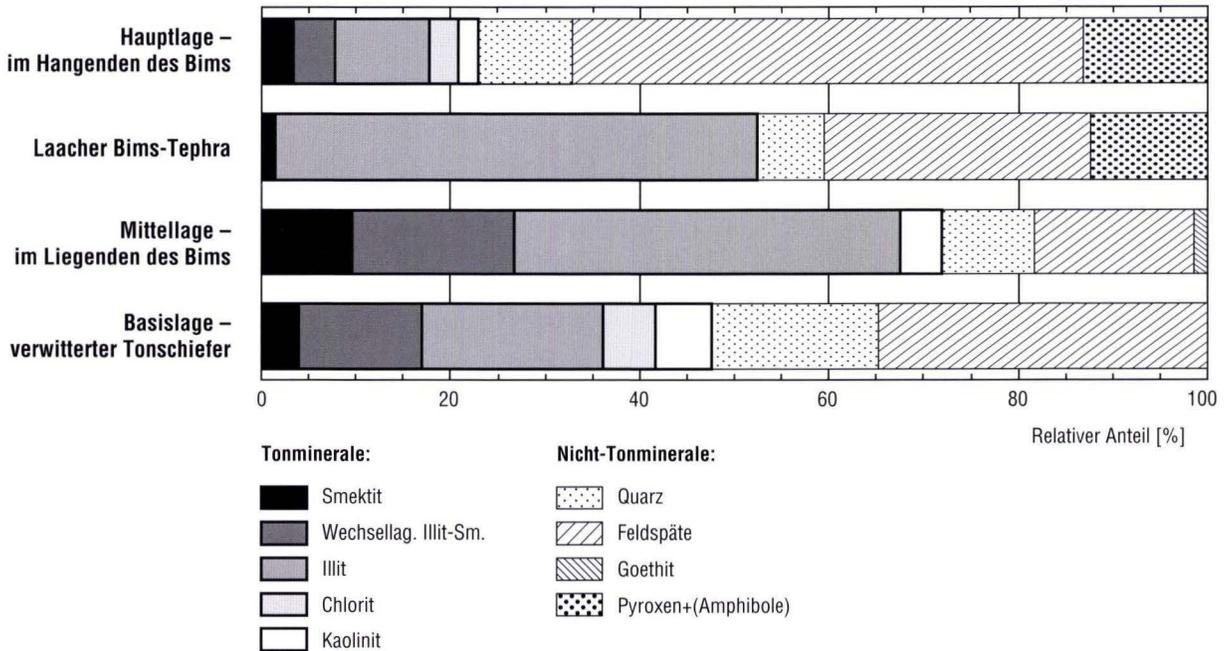


Abb. 4 b. Relative Mineralgehalte des westlichen Profils Römerstraße nördlich Buchholz.

Relative Anteile bezogen auf Peakflächen der jeweils höchsten Linie in den Röntgendiffraktogrammen der vier Proben im westlichen Profil (vgl. auch Tab. 4b).

„beruhen denn als Resultat holozäner Bodenbildung zu deuten sein.

Diese Zufuhr von Fremdmaterial ist den Diffraktogrammen der Hauptlage in Abb. 4a zu entnehmen. Zwar spricht die Pyroxen- und Amphibolführung und die allgemein niedrige Intensität der mineralischen Phasen für eine auch im Hangenden des Bims erkennbare deutliche Beteiligung magmatischer Komponenten. Doch eher mit der Mittellage (ML) im Liegenden des Bims, welche ein Gemisch von Lösslehm und Ton der „Weißverwitterung“ des Schiefers darstellt, hat die Hauptlage einen dioktaedrischen, Al-betonten und besser geordneten Illit mit zumindest geringen Anteilen an 2M-Strukturen gemeinsam (leider wird deren Diagnose wegen der Pyroxen-Überlagerung erschwert). Dieser Al-betonte Illit ist damit sehr wahrscheinlich ebenfalls auf Lössmaterial zurückzuführen. Der im Bimstuff enthaltene Illit ist dagegen schlechter geordnet und weist quellfähige Anteile auf. Er hat eher eine trioktaedrische Struktur und ist damit Fe/Mg-betont, was seine Herkunft aus vulkanischen Biotiten unterstreicht („Hydrobiotit“).

Die Chlorit-Führung in der Hauptlage ist sogar eher mit der Basislage des verwitterten Tonschiefers vergleichbar. Gemeinsam ist auch der geringe Anteil an vermiculitischen Strukturen. Zudem sprechen die eher zurückgehenden Wechsellagerungsminerale für eine im Vergleich zur Mittellage geringere Mineral-Degradation. Somit ergeben sich deutliche Abweichungen im Mineralgehalt der Hauptlage im Vergleich

zu dem des liegenden Bimstoffes. Die Differenzen sind am plausibelsten als Folge postvulkanischer Einwehung von Lösssubstrat zu erklären.

Bei dem westlich benachbarten Profil zeigen sich ähnliche Resultate. Auch hier liegt der Feldspat-Anteil in der Hauptlage deutlich höher als in den liegenden Substraten (Abb. 4b). Wie schon betont, ist der Feldspat-Anteil im über dem Bims liegenden Bt-Horizont am Wingertsberg südlich des Laacher Sees gleichfalls sehr hoch. Bei diesem ist indessen eine nichtäolische Zufuhr des Fremdmaterials wegen der Muldenlage nicht unwahrscheinlich.

Wenn demnach auf der Basis der Befunde an der Römerstraße durchaus mit postallerödzeitlichen Verwehungen gerechnet werden kann, so ließe sich dennoch einwenden, diese seien nur auf Areale beschränkt gewesen, die von der allerödzeitlichen Laacher Tephra überdeckt wurden. Die durch die vulkanischen Aschen ausgelösten Waldbrände haben wahrscheinlich den Boden entblößt (VAN DEN BOGAARD & SCHMINCKE 1990: 181), so dass nichtvulkanisches Substrat verweht werden konnte.

Einer solchen Interpretation, wonach die postallerödzeitliche Verwehung auf Areale beschränkt war, die vom Laacher Vulkanismus beeinflusst wurden, ist entgegenzuhalten, dass in Mooren verschiedener Eifel-Maare über der Laacher Tephra eine neue Vermoorungsphase einsetzte, bevor sich der Einfluss der Jüngerer Tundrenzeit mit hohem anorganischem

Sedimentanteil bemerkbar machte. Abb. 5 zeigt die entsprechenden, einer Publikation von ZOLITSCHKA (2000) entnommenen Darstellungen. Die Genese dieser anorganischen Komponente wurde bisher zwar nicht eindeutig geklärt, jedoch ist der Abfolge zu entnehmen, dass zeitlich unabhängig vom Laacher Vulkanismus die Vegetation während der Jüngeren Tundrenzeit in der Eifel aufgelichtet war. Damit wird auch die Annahme nichtvulkanisch bedingter äolischer Aktivität im Postalleröd gestützt.

Dass zeitlich dafür nur die Jüngere Tundrenzeit in Betracht kommt, ergibt sich unbeschadet aller paläobotanischen Ein-

wände (vgl. VÖLKEL & LEOPOLD 2001: 289 f.) aus den Maar-Profilen, wo im Torf über den anorganischen Sedimenten der Jüngeren Tundrenzeit mit der Ulmener Tephra (ca. 11 000 cal BP) eine verlässliche Zeitmarke vorliegt. In Übereinstimmung damit stehen auch Befunde aus dem Waldecker Bergland, wo die Laacher Bimstuff und Lösslehm enthaltende Hauptlage direkt unter Torfen des beginnenden Holozäns zu finden ist (HORN & SEMMEL 1985; vgl. auch Abb. 6).

Insgesamt erscheint es deshalb berechtigt, eine spätglaziale (jungtundrenzeitliche) Verwehung von Lössmaterial in den angeführten Mittelgebirgen für gegeben zu halten.

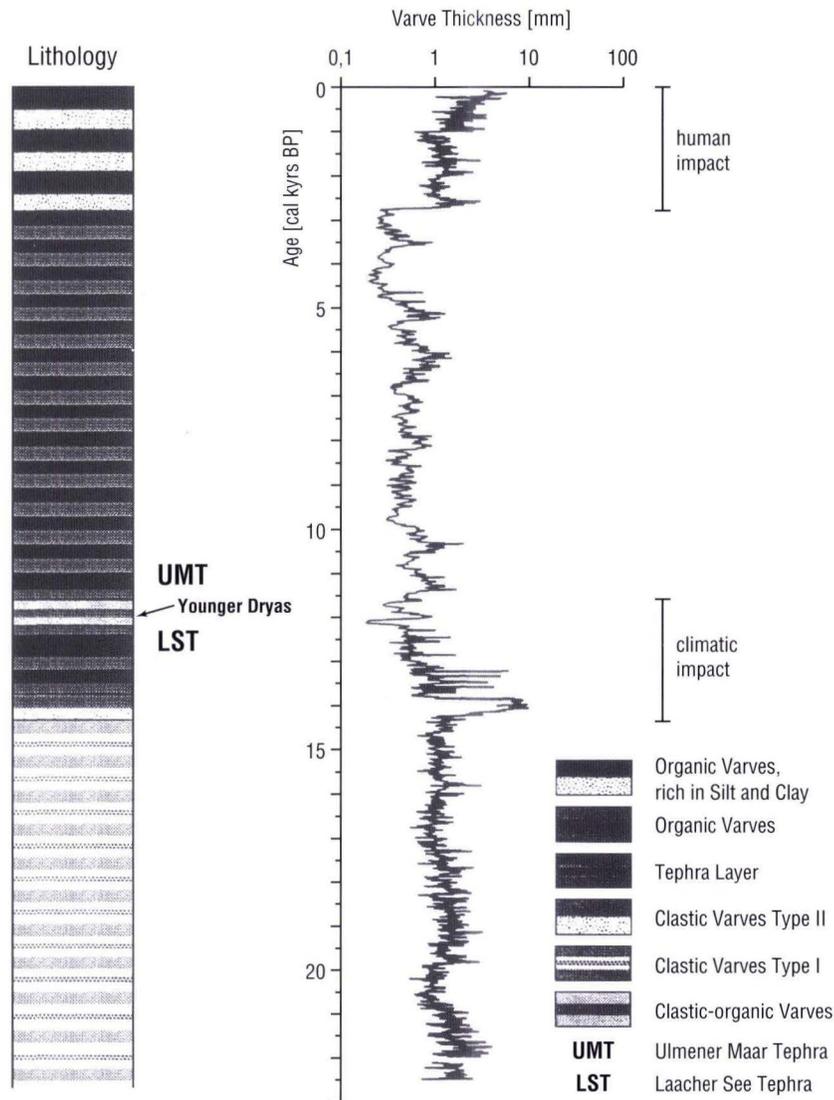


Abb. 5. Lithologie der Holzmaar-Sedimente (Vulkaneifel) (aus ZOLITSCHKA 2000).

Zwischen Laacher See-Tephra und den an anorganischen Sedimenten reichen Ablagerungen der Jüngeren Tundrenzeit liegt Torf, der anzeigt, dass dem Laacher Vulkanismus nicht unmittelbar verstärkte anorganische Sedimentation folgte, die etwa durch eine durch den Vulkanismus bewirkte Vegetationsauflichtung zustande kam. Diese setzte erst mit der jungtundrenzeitlichen Klimaverschlechterung ein.

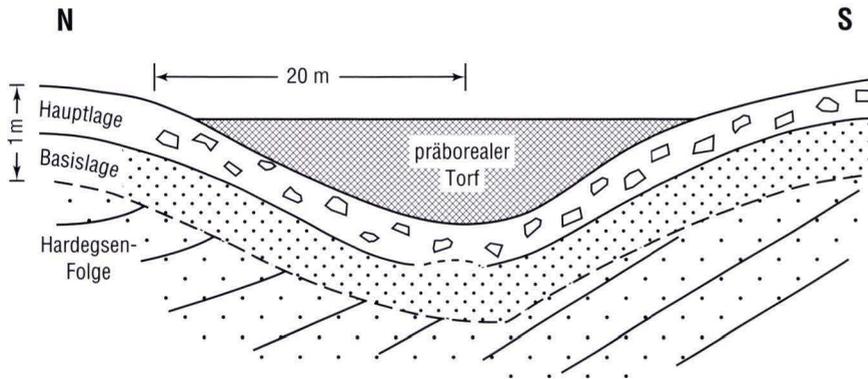


Abb. 6. Hauptlage mit Laacher Tephra unter ältestholozänem (präborealem) Torf in Waldeck.

Der Abfolge ist zu entnehmen, dass eine bemerkenswerte Zufuhr von anorganischem Substrat im älteren Holozän nicht stattgefunden hat und dass die Hauptlage auch hier wegen ihres Gehalts an Laacher Tephra als Fließerde der jüngeren Tundrenzeit zeitlich zu fixieren ist. Zugleich darf diese Fließerde als Hinweis auf stärkere Vegetationsauflichtung gedeutet werden, die wahrscheinlich auch lokale Verwehungen in der jüngeren Tundrenzeit erlaubte.

4. Zusammenfassung

Die Beimengung von Lössmaterial in der Hauptlage, der jüngsten periglazialen Bildung in den Mittelgebirgen, ist im Rheinischen Schiefergebirge und seiner weiteren Umgebung bereits durch Korngrößen- und Schwermineral-Analysen relativ leicht nachzuweisen. In der Regel bleibt jedoch offen, wann das Lössmaterial äolisch beigemischt wurde. Um diese Vorgänge zeitlich zu fixieren, wurden Profile in absoluter Kuppenlage untersucht, bei denen auszuschließen ist, dass eine nichtäolische Beimengung, etwa solifluidal oder aquatisch, erfolgte. Das Liegende der Profile besteht aus Laacher Bimstuff, ist mithin gleich alt oder jünger als der allerödzeit-

liche Vulkanausbruch. In der Hauptlage wird mit einer sehr deutlichen Zunahme der „typisch äolischen“ Fraktionen von Schluff, Fein- und Mittelsand ein wesentlicher Hinweis auf die äolische Zufuhr gegeben. Mineralogische Unterschiede zwischen dem Liegenden und dem Hangenden zeigen eine ähnliche Tendenz. Beide angeführten Unterschiede sind nicht überzeugend als Auswirkungen postsedimentärer Bodenbildung zu erklären. Demnach bestätigt sich die bereits von SCHÖNHALS (1957) vertretene Auffassung einer postallerödzeitlichen (jungtundrenzeitlichen) Verwehung.

5. Schriftenverzeichnis

- AD-HOC-AG BODEN (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung. – 5. Aufl.: 438 S.; Hannover.
- BOGAARD, P. VAN DEN & SCHMINCKE, H.-U. (1990): Die Entwicklungsgeschichte des Mittelrheinraumes und die Eruptionsgeschichte des Osteifel-Vulkanfeldes. – *deuqua-Führer*, **1**: 166–190; Dormagen.
- FELIX-HENNINGSSEN, P., SPIES, E.D. & ZAKOSEK, H. (1991): Genese und Stratigraphie periglazialer Deckschichten auf der Hochfläche des Ost-Hunsrücks (Rheinisches Schiefergebirge). – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **41**: 56–69; Hannover.
- FRECHEN, J. & ROSAUER, E.A. (1959): Aufbau und Gliederung des Würm-Löß-Profils von Kärlich im Neuwieder Becken. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **4**: 267–282; Krefeld.
- HENNINGSSEN, D. & THIEM, W. (2000): Laacher-See-Bimstufe in einem Quartär-Profil bei Hehlen südlich Hameln/Weser. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **218**: 285–306; Stuttgart.
- HÖLTING, B., LAEMMLEN, M. & SEMMEL, A. (1967): Quartär. – *Erl. geol. Kt. Hessen*, Bl. 5224 Eiterfeld: 78–89; Wiesbaden.
- HORN, M. & SEMMEL, A. (1985): Zur Genese vermoorter Hohlformen in Nord-Waldeck. – *Geol. Jb. Hessen*, **113**: 83–96; Wiesbaden.
- MOTZKA, R. & LAEMMLEN, M. (1967): Geologische Karte von Hessen 1 : 25 000, Blatt 5224 Eiterfeld. – Wiesbaden.
- POETSCH, T. (1975): Untersuchungen von bodenbildenden Deckschichten unter besonderer Berücksichtigung ihrer vulkanischen Komponente. – *Giessener geol. Schr.*, **4**: 180 S.; Giessen.
- PYE, K. (1984): SEM investigations of quartz silt micro-textures in relation to the source of loess. – In: Pecs, M. (ed.): *Lithology and stratigraphy of loess and paleosols*: 139–151; Budapest.
- SABEL, K.-J. (1983): Schwermineraluntersuchungen an verschiedenen Böden des Rhein-Main-Gebietes. – *Geol. Jb. Hessen*, **111**: 303–313; Wiesbaden.
- SAUER, D. (2002): Genese, Verbreitung und Eigenschaften periglaziärer Lagen im Rheinischen Schiefergebirge. – *Boden und Landschaft*, **36**: 294 S.; Giessen.
- SCHÖNHALS, E. (1957): Spätglaziale äolische Ablagerungen in einigen Mittelgebirgen Hessens. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **15**: 5–17; Öhringen.
- SCHÖNHALS, E. (1959): Ein äolisches Sediment der jüngeren Dryas-Zeit auf dem Laacher See-Tuff. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **4**: 337–340; Krefeld.
- SCHOLTEN, T. (2003): Beitrag zur flächendeckenden Ableitung der Verbreitungssystematik und Eigenschaften periglaziärer Lagen in deutschen Mittelgebirgen. – *Relief, Boden, Paläoklima*, **19**: 149 S.; Berlin.
- SEMMEL, A. (1964): Junge Schuttdecken in hessischen Mittelgebirgen. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **92**: 275–285; Wiesbaden.
- SEMMEL, A. (1966): Bodenkarte von Hessen 1 : 25 000, Blatt 5224 Eiterfeld. – Wiesbaden.

- SEMMEL, A. (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. – Frankfurter geogr. Hefte, **45**: 133 S.; Frankfurt a.M.
- SEMMEL, A. (2003): Der Laacher Bimstuff als Zeitmarke der Landschaftsentwicklung in der Wiesbadener Umgebung. – Jb. nass. Ver. Naturkde., **124**: 95–109; Wiesbaden.
- SEMMEL, A. & PLASS, W. (1965): Spätkaltzeitliche Umlagerungen in Parabraunerde-Profilen. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **4**: 33–44; Göttingen.
- STÖHR, W. (1963): Der Bims (Trachyttuff), seine Verlagerung, Verlehmung und Bodenbildung (Lockerbraunerden) im südwestlichen Rheinischen Schiefergebirge. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **91**: 318–337; Wiesbaden.
- VÖLKELE, J. & LEOPOLD, M. (2001): Zur zeitlichen Einordnung der jüngsten periglazialen Aktivitätsphase im Hangrelief zentraleuropäischer Mittelgebirge. – Z. Geomorph. N.F. **45**: 273–294; Berlin.
- ZOLITSCHKA, B. (2000): Exkursionsführer Eifel, 26. Jahrestagung AK Geomorphologie. – 113 S.; Trier.

Manuskript eingegangen am 08.08.2005, angenommen am 07.09.2005

GEORG MATTHEß¹

Nachruf Friedrich Nöring



Am 18.3.2005 ist der ehemalige Direktor des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung, Professor Friedrich Karl Nöring, friedlich eingeschlafen. In einer Trauerfeier nahmen am 29.3.2005 seine Angehörigen Ehefrau Dr. Renate Motzka-Nöring und seine Tochter Beate Nöring-Nicola mit ihrem Ehemann und den beiden Enkelöhnen Abschied, begleitet in herzlicher Anteilnahme und Verbundenheit von zahlreichen ehemaligen Angehörigen und heutigen Mitarbeitern aus dem Hessischen Landesamt für Bodenforschung, heute Abteilung Geologie und Boden, Geologischer Landesdienst des Hessischen Landesamtes für Umwelt und Geologie, Wiesbaden, und anderen Freunden aus seinem Lebenskreis. Mit Friedrich Nöring verloren die hessischen Geologen, aber auch die Gemeinschaft der deutschen Hydrogeologen einen ihrer promi-

entesten Vertreter, der wesentliche Beiträge in einer Zeit des wissenschaftlichen Umbruches in der Hydrogeologie geleistet hat.

Friedrich Nöring kam am 6.8.1912 in Niederrodenbach/Landkreis Hanau als Sohn des späteren Revierförsters Otto Heinrich Nöring und seiner Ehefrau Johanna Margarete Nöring, geb. Horst, zur Welt und wuchs im dortigen Forsthaus am Rande des berühmten Staatsforstes Wolfgang auf, ein Faktum, das er gerne erwähnte. Die Schulzeit von 1918 bis 1921 an der Volksschule in Niederrodenbach und von 1921 bis 1930 an der Städtischen Oberrealschule in Hanau schloss er am 22.3.1930 mit dem Reifezeugnis erfolgreich ab. Nach dem anschließenden Studium der Geologie, das er von SS 1930 bis WS 1932/33 an der Johann Wolfgang Goethe-Universität in Frankfurt am Main und von SS 1933 bis WS 1935 an der Friedrich-Wilhelm-Universität in Berlin absolvierte, wurde er im Jahre 1937 an der Universität Berlin zum Dr. rer.nat. promoviert. Seine von den Professoren Fritz Dahlgrün und Hans Stille betreute Dissertation „Das Unterdevon im westlichen Hunsrück“ erschien 1939 im Druck.

Am 19.5.1938 bestand er die 1. Staatsprüfung für Geologen an der Preußischen Geologischen Landesanstalt, die nachträglich mit der Verleihung des akademischen Grades „Diplom-Geologe“ am 29.8.1941 verbunden war. Die 2. Staatsprüfung legte er am 17.12.1940 bei der Reichsstelle für Bodenforschung in Berlin ab.

Erste berufliche Erfahrungen sammelte Friedrich Nöring vom 1.10. bis 31.12.1937 als Hilfsassistent am Geologisch-Paläontologischen Institut und Museum der Universität Berlin und vom 2.1. bis 31.3.1938 als wissenschaftlicher Hilfsarbeiter am Geologischen Staatsinstitut in Hamburg. Vom 1.4.1938 bis 30.9.1939 bearbeitete er als Angestellter beim Deutschen Verein des Gas- und Wasserfaches e.V. (DVGW) in Berlin die von Johannes Behr ins Leben gerufene „Geologische Wasserstatistik“. Ab 1.10.1939 war er als wissenschaftlicher Assistent an der Reichsstelle (seit 12.12.1941 Reichsamt) für Bodenforschung, ab 1.1.1941 als wissenschaftlicher Angestellter, ab 1.10.1941 als Außerplanmäßiger Bezirksgeologe und ab 20.10.1942 als Bezirksgeologe tätig.

Von 15.5.1939 bis 8.5.1945 diente Friedrich Nöring mit zwei Unterbrechungen von insgesamt 14,5 Monaten im Wehrdienst des Heeres. Bei der Landung in Norwegen wurde er am 12. April 1940 verwundet und in einer zehnmonatigen Lazarettbehandlung wiederhergestellt. Für seine fachliche Entwicklung waren die Erfahrungen wesentlich, die er als Wehr-

¹ Prof. Dr.Dr.h.c. G. Mattheß, Mozartweg 16, D-64287 Darmstadt

geologe seit 16.3.1942 bis Kriegsende erwarb, ab 1.8.1942 als Technischer Kriegsverwaltungsrat und ab 11.8.1943 als Regierungsbaurat der Reserve. Am Ende seiner Militärzeit leitete er die Wehrgeologen-Stelle 6. Er erzählte gelegentlich von den umfangreichen Brunnenbauarbeiten im Festungsbau in Dänemark und Norwegen, wo die Erschließung mengenmäßig und qualitativ geeigneter Grundwasservorkommen unter den Rahmenbedingungen örtlich vorgegebener Bunkeranlagen als Herausforderung gestellt war. Hierbei lernte er die Anforderungen kennen, die von den federführenden Ingenieuren, damals den Pionieroffizieren, an die Hydrogeologen in der Praxis gestellt werden: möglichst quantitative, zahlenmäßige Aussagen in einer verständlichen Sprache ohne unnötige fachliche Details.

In der Übergangszeit nach dem Kriege arbeitete Friedrich Nöring im Herbst 1945 als Geologe am Amt für Bodenforschung in Kurhessen, Sitz in Heringen/Werra, Landkreis Hersfeld, und von Juli 1946 bis Anfang Oktober 1947 als wissenschaftlicher Hilfsarbeiter der Wetterauischen Gesellschaft für die gesamte Naturkunde in Hanau.

Am 6.10.1947 trat Friedrich Nöring in das Hessische Landesamt für Bodenforschung in Wiesbaden ein, zunächst als wissenschaftlicher Angestellter. Ab 5.5.1949 gehörte er dieser wissenschaftlichen Fachbehörde als Bezirksgeologe, ab 1955 als Regierungsgeologe, ab 1961 als Oberregierungsgeologe und ab 1964 als Regierungsdirektor an. Seit 1.11.1963 wirkte er als stellvertretender Amtsleiter und stand vom 7.5.1965 bis 30.9.1976 dem Hessischen Landesamt für Bodenforschung als dessen Direktor vor. Nach seinem Ausscheiden aus dem Landesamt leitete er bis 1982 die Geologische Forschungsstelle der Oberhessischen Versorgungsbetriebe-AG in Hungen, wo er sich u.a. mit der Ermittlung der Dauerergiebigkeit von Grundwasservorkommen im Vogelsberg-Basalt befasste.

Seine vielfältigen hydrogeologischen Erfahrungen brachte er in seine berufliche Tätigkeit als Hydrogeologe am Hessischen Landesamt für Bodenforschung in Wiesbaden ein: Im Dezember 1949 wurde er zum Sonderreferenten „Wasser“ und im April 1959 zum Leiter der Abteilung „Hydrogeologie“ ernannt, die von ihm aufgebaut und wissenschaftlich geprägt wurde. Der fachliche Umbruch von der qualitativ beschreibenden zur quantitativ messenden und rechnenden Vorgehensweise ergab sich in Hessen aus den Anforderungen der Wasserwirtschaftsverwaltung, die in den fünfziger und sechziger Jahren wasserwirtschaftliche Rahmen-, Sonder- und Generalpläne erarbeitete. Als Aufgaben stellten sich die Bearbeitung der hydrogeologischen und hydrochemischen Aspekte dieser Pläne (u.a. die Hydrogeologie geplanter Talsperren und Rückhaltebecken, die Grundwassergüte und das Grundwasserdargebot). Friedrich Nöring bearbeitete das Einzugsgebiet der Kinzig, dessen Rahmenplan als erster dieser Art im Jahr 1961 in Druck erschien. Ihm folgten 1964 bis 1968 die unter seiner Betreuung bearbeiteten hydrogeologischen Beiträge zu den Rahmenplänen der Einzugsgebiete der Weschnitz, der Fulda und der Nidda sowie die mit der Trinkwasserversorgung befas-

ten Sonderpläne Mittelhessen und Rhein-Main. Aus diesen Aufgaben erwuchs die von Friedrich Nöring vorgeschlagene und gedanklich entworfene hydrogeologische Feldkartierung im Maßstab 1 : 25 000. Dieser Ansatz wurde am Beispiel der GK 25, Bl. 5223 Queck (1963), erprobt und weiter entwickelt (NÖRING, MATTHEB & THEWS 1967). Das Verfahren wurde in der Folgezeit, gekoppelt an die geologische Spezialkartierung, auf zahlreichen hessischen Blättern angewandt.

Einen guten Überblick über die regionale Geologie Hessens und benachbarter Gebiete verschaffte sich Friedrich Nöring durch die bibliographische Bearbeitung und Veröffentlichung des „Hessischen Geologischen Schrifttums“ von 1950 bis 1960. Bezeichnend für sein umfassendes Denken ist, dass er den Begriff „geologisch“ nicht fachlich eng sah, sondern fachübergreifend auch andere regional relevante Veröffentlichungen, z.B. historische und landeskundliche Beiträge, berücksichtigte.

Praxisnahe Aufgaben von Friedrich Nöring waren – neben der Erstattung von rund 30 Gutachten auf dem Gebiet der Steine und Erden – die Beratung von Gemeinden und Gebietskörperschaften u.a. bei der Erschließung von Grund- und Mineralwasser (Brunnenbohrungen, Quelfassungen), bei der Ausweisung von Schutzgebieten für Trinkwasser und Heilquellen sowie bei der Sanierung von Grundwasserunreinigungen durch Vergaserkraftstoffe und andere Mineralölderivate. Diese Beratungstätigkeit fand von 1948 bis 1965 in rund 630 hydrogeologischen Gutachten ihren Niederschlag. In diesem Zusammenhang förderte er die interdisziplinären Untersuchungen der chemischen und mikrobiellen Auswirkungen der Ablagerung von festen und schlammigen Abfallstoffen auf das Grundwasser an den Standorten Frankfurt/Main-Schwanheim, Frankfurt/Main-Stadtwald, Großkrotzenburg und Weilbach, die – zusammen mit Wilhelm Schneider (Institut FRESENIUS, Wiesbaden) – seit 1964 mit Fördermitteln des Wirtschaftsministeriums des Landes Hessen und des Bundesministeriums für Gesundheitswesen, Bonn-Bad Godesberg, durchgeführt werden konnten (NÖRING, GOLWER & MATTHEB 1967).

Seine Tätigkeit am Hessischen Landesamt für Bodenforschung war charakterisiert durch ihren Praxisbezug zu allen Bereichen des staatlichen geowissenschaftlichen Dienstes, ihre Interdisziplinarität u.a. in der Zusammenarbeit mit der Bodenkunde und der Geophysik, und in ihrer von ihm und seinen Vorgängern in der Amtsleitung, den Professoren Franz Michels und Hans Udluft, stets geförderten wissenschaftlichen Forschung zur Sicherstellung einer qualifizierten Hydrogeologie und deren Anwendung in der Praxis. Diesen Zielen diente auch die Arbeitsgemeinschaft Hydrogeologie (eingesetzt durch den Direktorenkreis Staatl. Geol. Dienste (SGD) und der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe), zu denen er ab 1957 – seit 1962 als stellvertretender Obmann – wichtige Beiträge leistete. Das kritische Interesse und die letztlich positiven Empfehlungen der Arbeitsgemeinschaft Hydrogeologie kamen der Entwicklung und der Fortführung

des Forschungsansatzes der oben erwähnten hydrogeologischen Feldkartierung zugute.

Am 13.5.1969 wurde anlässlich der Frühjahrstagung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Hannover als deren Unterorganisation die Fachsektion Hydrogeologie gegründet und Friedrich Nöring als deren 1. Vorsitzender gewählt. Die Fachsektion Hydrogeologie gewann in der Folgezeit zahlreiche Geowissenschaftler, Ingenieure und sonstige Wasserfachleute als Mitglieder.

Als Folge des Zweiten Weltkrieges bestand in den ersten Jahren der Nachkriegszeit bei internationalen Tagungen eine erhebliche Zurückhaltung gegenüber deutschen Wissenschaftlern. Friedrich Nöring half diese Blockade internationaler wissenschaftlicher Kontakte durch seine engagierte Mitwirkung an Tagungen der zur International Union of Geodesy and Geophysics gehörenden International Association of Scientific Hydrology (IAHS) zu überwinden, einer vorwiegend von Ingenieuren und Hydrologen geprägten Organisation. Als Vertreter Deutschlands in der Commission for Subsurface Water nahm er als Delegierter an den einschlägigen Kongressen und Symposien in Rom 1954, Dijon 1956, Toronto 1957, Teheran 1958, Hann.-Münden 1959, Helsinki 1960, Athen 1961 und Berkeley 1963 teil. Die Teilnahme am IAHS-Symposium über „Grundwasseranreicherung und Grundwasserbewirtschaftung“ im März 1967 in Haifa/Israel erlaubte Friedrich Nöring Einblicke in die aktuellen hydrologischen Techniken und Probleme und bot ihm Gelegenheiten zum Kennenlernen von einschlägig wichtigen Wissenschaftlern aus aller Welt, vor allem aus dem US Geological Survey. In den Jahren 1953 bis 1955 wirkte er auf vier Reisen insgesamt fünf Monate in der Türkei als Berater der Wassererschließung für Bewässerungszwecke in den Provinzen Konya, Urfa, Mardin und Gaziantep.

Seine vielfältigen Erfahrungen legte Friedrich Nöring in zahlreichen überwiegend hydrogeologischen Aufsätzen in geologischen und technischen Zeitschriften der fachlich interessierten Öffentlichkeit vor. Als größere Veröffentlichungen sind die 1957 erschienenen Erläuterungen zur Hydrogeologischen Übersichtskarte 1 : 500 000 Bl. Frankfurt am Main und der 1969 erschienene Beitrag „Erschließung des Trink- und Betriebswassers“ in Bd. 8 des Handbuchs der Lebensmittelchemie hervorzuheben.

Friedrich Nöring brachte seine Erfahrungen auch in die akademische Lehre ein. So wirkte er von WS 1962/63 bis WS 1969/70, zunächst als Lehrbeauftragter für Hydrogeologie, seit 1966 als Honorarprofessor für Hydrogeologie an der Fakultät für Chemie, Biologie, Geologie und Mineralogie der Technischen Hochschule Darmstadt. In einem 1962 begonnenen 6-semesterigen Zyklus hielt er in den Wintersemestern 2-stündige Vorlesungen „Allgemeine Hydrogeologie“ (1962/63), „Praktische Hydrogeologie“ (1963/64) und „Regionale Hydrogeologie“ (1964/65) sowie jeweils 1-stündige Übungen, in den Sommersemestern führte er zugehörige „Hydrogeologische Exkursionen“ 4-stündig aus. Daneben betreute er einige Diplom-

und Doktorarbeiten, die sich mit Grundwasserfragen befassten.

Friedrich Nöring wurde in zahlreiche Ausschüsse als Mitglied, z.T. auch als Obmann berufen, u.a. in die Arbeitsgruppen „Wasserchemie“, „Hydrogeologische Karten“ und „Grundwasserrecht“ im Hydrogeologischen Arbeitskreis beim Bundesministerium für Wirtschaft, in die DVGW-Ausschüsse „Allgemeine Wasserwirtschaft“, „Wassergewinnung“ und „Notstandswasserversorgung“, in den VGW-Ausschuss „Wasserrecht“, in die Ausschüsse „Hydrologie“ und „Gewässerkundliche Signaturen“ des Fachnormenausschusses Wasserwesen, im Kuratorium für Kulturbauwesen in den Ausschuss Wasserversorgung und Kanalisation, in den Arbeitsausschuss Heilquellen der Länderarbeitsgemeinschaft Wasser (LAWA), in der Arbeitsgemeinschaft für naturwissenschaftliche und technische Grundlagen der Balneologie, in den Arbeitskreis „Bautechnische Maßnahmen an Straßen in Wasserversorgungsgebieten“ der Forschungsgesellschaft für das Straßenwesen e.V., Köln.

Durch die Verbindung von Wissenschaft und Praxis schuf Friedrich Nöring die Grundlagen für zahlreiche wasserwirtschaftliche Maßnahmen. Ein Schwerpunkt seiner Arbeit war der Erhaltung und dem Schutz des Grundwassers durch seine maßgebliche Mitwirkung als Ausschussobmann bei der Erarbeitung der DVGW/LAWA-Richtlinien für Wasserschutzgebiete gewidmet. Diese behandeln das Grundwasser (Arbeitsblatt W 101), die Trinkwassertalsperren (W 102) und die Seen (W 103). Unter seiner Obmannschaft entstanden im DVGW-Fachausschuss „Geohydrologie“ die technischen Regeln für die Ausführung von Pumpversuchen bei der Wassererschließung (W 111), das Merkblatt W 113 über die Ermittlung und Darstellung zur Auswertung der Korngrößenverteilung nutzbarer grundwasserleitender Lockergesteine für Brunnenbau und geohydrologische Untersuchungen und schließlich das Merkblatt W 115 über die bei der Planung und Ausführung von Wassererschließungsbohrungen zu beachtenden Fakten. Für das vielfältige Engagement und seine unermüdliche Tätigkeit im Rahmen dieser Ausschüsse wurde Friedrich Nöring durch Verleihung des DVGW-Ehrenringes 1960 und der BUNSEN-PETTENKOFER-Ehrentafel des DVGW 1978 geehrt.

Für die Wirkung als Vorgesetzter einer wissenschaftlichen Behörde, als Hochschullehrer und als Obmann von wissenschaftlich-technischen Ausschüssen ist sein Streben nach einer möglichst hohen Qualität der geleisteten Arbeit charakteristisch, das er durch strenges Denken und konsequentes Handeln verfolgte. Hervorzuheben ist sein Bemühen um ein gerechtes Verhalten gegenüber seinen Mitarbeitern. Die Persönlichkeit von Friedrich Nöring wird durch die geschilderten hervorragenden Leistungen nicht vollständig erfasst. Es darf nicht vergessen werden, dass er als geistreicher Unterhalter auch zum gesellschaftlichen Leben beitragen konnte. So werden wir ihn immer als wichtige wissenschaftliche Persönlichkeit an einem Wendepunkt der hydrogeologischen und wasserwirtschaftlichen Praxis und Forschung und als integren Menschen dankbar in Erinnerung behalten.

Veröffentlichungen von Friedrich Nöring

- NÖRING, F. (1937): Großindustrie im Staate Liliput, nein, in Niederbayern. Das Gaswerk im Garten und der Bergbau auf Hühnerfutter. – Sonntag Morgen Post, **8** (39): 22; München.
- NÖRING, F. (1938): Die Blei-Zinkerzgänge des Hunsrücks. – Z. dtsh. geol. Ges., **90** (6/7): 412; Berlin.
- NÖRING, F. (1939): Ein Karrenfeld im Fichtelgebirge. – Natur u. Volk, **69** (2): 100–101, 1 Abb.; Frankfurt/Main.
- NÖRING, F. (1939): Das Unterdevon im westlichen Hunsrück. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N.F. **192**: 96 S., 9 Taf.; Berlin.
- NÖRING, F. (1949): Aufgaben eines Geologen in der Ziegelindustrie. – Ziegelindustrie, **2**: 89–91; Wiesbaden.
- MICHELS, F. & NÖRING, F. (1949): Die geologischen Grundlagen der Trinkwasserversorgung der Stadt Frankfurt am Main. – Gas- u. Wasserf., **90**: 237–238; München.
- NÖRING, F. (1949): Kleintektonische Untersuchungen im Fichtelgebirge südlich Wunsiedel. – Geol. Rdschau., **37**: 108; Stuttgart.
- NÖRING, F. (1950): Das Wärmeleitvermögen des Bodens – ein wichtiger Faktor für die Höhe der Rohrüberdeckung. – Dtsch. Ver. Gas- u. Wasserfachmänner, Rdschr., **42**: 8–9; Hannover.
- NÖRING, F. (1950): Hessisches Geologisches Schrifttum. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **VI,1**: 321–344; Wiesbaden.
- NÖRING, F. (1950): Die gesetzliche Pflicht der Anzeige und Mitteilung der Ergebnisse von Bohrungen. – Bohrtechn., Brunnenb., **1**: 239–242; Berlin.
- NÖRING, F. (1950): Die geelektrischen Messungen im Schwanheimer Wald bei Frankfurt am Main. – Bohrtechn., Brunnenb., **1**: 319–320; Berlin.
- NÖRING, F. (1950): Grundsätzliches betreffend hydrogeologische Karten. – Z. dtsh. geol. Ges., **101** (1949): 222–229; Berlin.
- NÖRING, F. (1951): Die Fortsetzung der Saar-Senke in Hessen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **VI,2**: 22–40; Wiesbaden.
- NÖRING, F. (1951): Neue Nachweise des Untermain-Trapps. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **VI,2**: 41–43; Wiesbaden.
- NÖRING, F. (1951): Der paläozoische Aufbruch der Naumburg bei Erbstadt. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **VI,2**: 44–46; Wiesbaden.
- NÖRING, F. (1951): Tektonische Auswertung einer Reliefdarstellung von Hessen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **VI,2**: 67–73; Wiesbaden.
- NÖRING, F. (1951): Das angebliche fragliche Vorkommen von Spessartkristallin bei Oberrodenbach. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **VI,2**: 74; Wiesbaden.
- NÖRING, F. (1951): Hessisches Geologisches Schrifttum 1949–1950. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **VI,2**: 243–255; Wiesbaden.
- NÖRING, F. (1951): Die hydrogeologischen Grundlagen der Erfahrungssätze Paramelle's. – Gas- u. Wasserf., **92** (Wasser): 80–82; München.
- NÖRING, F. (1951): Die gesetzliche Meldepflicht von Bohrungen. – Gas- u. Wasserf., **92** (Wasser): 94; München.
- NÖRING, F. (1951): Fragen der Grundwasserchemie in Beziehung zu Oberfläche und Untergrund. – Z. dtsh. geol. Ges., **102** (1950): 123–128; Hannover.
- NÖRING, F. (1951): Die Fortsetzung der Saarsenke in Hessen. – Z. dtsh. geol. Ges., **102** (1950): 149; Hannover.
- NÖRING, F. (1951): Einflüsse der Kunstdüngung auf den Chemismus des Grundwassers. – Gesundheits-Ing., **72**: 190–191; München.
- MICHELS, F. & NÖRING, F. (1951): Geologisches Gutachten des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung über die Einrichtung von Gruppenwasserwerken im Main-Taunuskreis und Obertaunuskreis. – In: Generalplan für die Wasserversorgung in den Kreisen Main-Taunus, Obertaunus, Usingen, Reg.-Bez. Wiesbaden: 16–21; Wiesbaden.
- NÖRING, F. (1952): Die zuständigen Anstalten für die Meldung von Bohrungen. – Bohrtechn., Brunnenb., **3**: 43; Berlin.
- NÖRING, F. (1952): Die Geologie als Grundlage der Grundwasserkunde. – In: Neuere Methoden der Grundwassererschließung: 7–11; Hannover.
- NÖRING, F. (1952): Schriften von OTTO DIEHL. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **VI,3**: 390–392; Wiesbaden.
- NÖRING, F. (1952): JAKOB ZINNDORF †. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **VI,3**: 393–395; Wiesbaden.
- NÖRING, F. (1952): Die Solquellen in Gelnhausen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **VI,3**: 278–293; Wiesbaden.
- NÖRING, F. (1952): Hessisches Geologisches Schrifttum 1951. Mit Nachträgen aus den Jahren 1938–1950. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **VI,3**: 450–474; Wiesbaden.
- NÖRING, F. (1952): Internationale Kongresse auf dem Grundwassergebiet. – Gas- u. Wasserf., **93**: 165–166; München.
- NÖRING, F. (1952): Wünschelrutengänger – Geologen. – Gas- u. Wasserf., **93**: 212–214; München.
- NÖRING, F. (1953): Zur Geschichte des staatlichen geologischen Dienstes in Hessen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **81**: 10–41; Wiesbaden.
- NÖRING, F. (1953): Hessisches Geologisches Schrifttum 1952. Mit Nachträgen aus den Jahren 1938–1951. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **81**: 447–464; Wiesbaden.
- NÖRING, F. (1953): Geologisch-hydrologische Auswertung von Grundwasserbeobachtungen. – Z. dtsh. geol. Ges., **104** (1952): 189; Hannover.
- NÖRING, F. (1953): Geologische und hydrologische Voraussetzungen für Horizontalfilterbrunnen. – Gas- u. Wasserf., **94**: 605–612; München.
- NÖRING, F. (1954): Hessisches Geologisches Schrifttum 1953. Mit Nachträgen aus den Jahren 1938–1952. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **82**: 401–410; Wiesbaden.
- NÖRING, F. (1954): Die regionale Paläogeographie und Tektonik als Hilfsmittel beim Aufsuchen von Grundwasservorkommen. – Roemeriana, **1** (DAHLGRÜN-Festschrift): 195–208; Clausthal-Zellerfeld.
- NÖRING, F. (1955): Voraussetzungen und Erfahrungen bei Horizontalfilterbrunnen. – Fachl. Anzeigenbl. Gas-, Wasser- u. Elektrizitätsfach, **7** (3): 22–27; Frankfurt a.M.-Höchst.
- NÖRING, F. (1955): Die regionale Paläogeographie und Tektonik als Hilfsmittel bei der Aufsuchung von Grundwasservorkommen. – Z. dtsh. geol. Ges., **105** (1953): 584; Hannover.
- NÖRING, F. (1955): Die Änderungen in der Grundwasserneubildung als wichtige Aufgabe für den Wassergesetzgeber. – Gas- u. Wasserf., **96**: 602–603; München.
- NÖRING, F. (1955): Offene stratigraphische Fragen des Rotliegenden von Südwesthessen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **83**: 157–166; Wiesbaden.
- NÖRING, F. (1955): Der Hessische Landesgrundwasserdienst und Quellmeßdienst im Abflußjahr 1954. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **83**: 350–396; Wiesbaden.

- NÖRING, F. (1955): Hessisches Geologisches Schrifttum 1954. Mit Nachträgen aus den Jahren 1938–1953. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **83**: 397–417; Wiesbaden.
- NÖRING, F. (1955): Chemische und physikalische Erscheinungen bei infiltriertem Grundwasser. – Ass. Intern. hydrolog. Sci., **37**: 113–117; Louvain. – dgl. (1956): Z. dtsh. geol. Ges., **106** (1954): 11–15; Hannover. – dgl. (1956): Deutsche Berichte zur Internationalen Hydrologischen Tagung in Rom 1954: 76–80; Bonn (BM für Verkehr).
- NÖRING, F. (1956): Grundwassererschließung für landwirtschaftliche Bewässerung in ariden Gebieten, besonders in der Hochebene von Konya, Anatolien. – Z. dtsh. geol. Ges., **106** (1954): 169–174; Hannover.
- NÖRING, F. (1956): Exkursion (A) zu den Wassergewinnungsanlagen der Stadt Frankfurt a.M. am 29. Mai 1954. – Z. dtsh. geol. Ges., **106** (1954): 177–182; Hannover.
- NÖRING, F. (1956): Der Hessische Landesgrundwasserdienst und Quellmeßdienst im Abflußjahr 1955. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **84**: 420–458, Taf. 25–35; Wiesbaden.
- NÖRING, F. (1956): Hessisches Geologisches Schrifttum 1955. Mit Nachträgen aus den Jahren 1938–1954. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **84**: 459–491; Wiesbaden.
- NÖRING, F. (1957): Bericht über das Referat wissenschaftliche Hydrogeologie und Landesgrundwasserdienst. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **85**: 475–478; Wiesbaden.
- NÖRING, F. (1957): Der Hessische Landesgrundwasserdienst und Quellmeßdienst im Abflußjahr 1956. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **85**: 500–527; Wiesbaden.
- NÖRING, F. (1957): Hessisches Geologisches Schrifttum 1956. Mit Nachträgen aus den Jahren 1949–1955. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **85**: 528–553; Wiesbaden.
- NÖRING, F. (1957): Hydrogeologische Übersichtskarte 1 : 500 000, Erläuterungen zu Bl. Frankfurt. – In: UDLUFT, H.: 123 S., 24 Tab., 14 Taf., 5 Textbilder, 2 Übersichtskt.; Remagen.
- a) Die hydrogeologischen Verhältnisse. Die jungpaläozoischen Sedimente (Perm) in der Umrandung des Rheinischen Schiefergebirges, im Werra-Schiefergebirge, Richelsdorfer Gebirge und am Rand von Vogelsberg, Spessart und Odenwald. Rotliegendes. S. 40–41.
- b) NÖRING, F., SCHENK, E. & UDLUFT, H.: Die hydrogeologischen Verhältnisse. Das Tertiär der Niederhessischen Senke, im Vogelsberg und seinen Randgebieten sowie im Untermaingebiet. S. 60–65.
- c) Die hydrogeologischen Verhältnisse. Die quartären Ablagerungen. Pleistozän. S. 65–67.
- d) Die hydrogeologischen Verhältnisse. Die quartären Ablagerungen. Holozän. S. 67.
- e) Die Wasserversorgung im Rhein-Main-Gebiet und im Maintal sowie die wichtigsten Gruppennetze außerhalb des Rhein-Main-Gebietes. Die Hydrogeologie des Rhein-Main-Gebietes. S. 68–83 (Absätze „Basalt“ z.T. mit SCHENK, E.).
- f) NÖRING, F. & THEWS, D.: Schrifttum. S. 108–119.
- g) Gliederung und Ausbildung des Rotliegendes. Taf. 5.
- h) Gliederung und Ausbildung des Tertiärs in Südhessen. Taf. 13.
- NÖRING, F. (1958): Professor Dr.-Ing. VLADIMIR PAAVEL †. – Wasserwirtschaft, **48**: 242; Stuttgart.
- NÖRING, F. (1958): Methods of production a map on subterranean waters of Hesse. – Ass. Intern. hydrolog. Sci., **44**: 68–69; Gentbrugge.
- NÖRING, F. (1958): Contamination of ground water by oil wells. – Ass. Intern. hydrolog. Sci., **44**: 277–278; Gentbrugge.
- NÖRING, F. (1958): Hessisches Geologisches Schrifttum 1957. Mit Nachträgen aus den Jahren 1938–1956. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**: 411–442; Wiesbaden.
- NÖRING, F. (1959): Die richtige Ausdeutung von Beobachtungen beim Niederbringen einer Brunnenbohrung und beim Versuchspumpen. – Bohrtechn., Brunnenb., Rohrleitungs., **10**: 567–571; Berlin.
- NÖRING, F. (1960): Landwirtschaftliche Wassererschließung. – Chemie und Technik in der Landwirtschaft, **11** (4): 87, 89; (5): 123–124; Frankfurt a.M.
- NÖRING, F. & MATTHEB, G. (1960): Hessisches Geologisches Schrifttum 1958 und 1959. Mit Nachträgen aus den Jahren 1941–1957. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **88**: 395–428; Wiesbaden.
- NÖRING, F. (1961): Versalzung von Grundwasser und Boden in Wüstengebieten. – Z. dtsh. geol. Ges., **112** (1960): 582–583; Hannover.
- NÖRING, F. (1961): Ways to increase efficiency of exploration wells. – Ass. Intern. hydrolog. Sci., **57**: 512; Gentbrugge.
- NÖRING, F. (1961): In: Wasserwirtschaftlicher Rahmenplan Kinzig, Wiesbaden (Hess. Min. Landwirtschaft u. Forsten, Abt. Wasserwirtschaft).
- a) 1.32 Geologie, S. E3–E6, Kt. K7.
- b) NÖRING, F. & THEWS, D.: 1.33 Schichthöhen der geologischen Formationen, S. E6, Kt. K8.
- c) NÖRING, F. & THEWS, D.: 1.34 Lagerstätten, S. E6–E7, Kt. K9.
- d) NÖRING, F. & THEWS, D.: Mutmaßliche Räume, in denen Einzugsgebiet und Niederschlagsgebiet der Kinzig wesentlich von einander abweichen, S. E20–E21.
- e) 5.11 Hydrogeologie des Kinziggebietes, S. E27–E28, Kt. K30.
- f) NÖRING, F. & THEWS, D.: Grundwasserbeschaffenheit, S. E32–E33, Kt. K33.
- g) Ergiebige Fassungsräume im Kinziggebiet, S. E34–E35.
- h) NÖRING, F. & THEWS, D.: Talsperrengeologie, S. E37–E39, Abb. A13.
- NÖRING, F. (1962): Erhaltung der Grundwassergüte durch Schutzgebiete. – Bohrtechn., Brunnenb., Rohrleitungs., **13**: 230; Berlin. – dgl. in: Korrespondenz Abwasser, (5): 18; Bonn.
- NÖRING, F. (1962): Schutzgebiete für Trinkwasser. – Wasser u. Boden, **14**: 230–232; Hamburg.
- NÖRING, F. (1962): Grundwassertagung in Athen 1962. – Gas- u. Wasserf., **103**: 629; München.
- NÖRING, F. (1964): Die geologischen und hydrogeologischen Grundlagen der Wasserversorgung der Stadt Langen. – Festschr. anl. Erweiterung Wasserwerk West Stadt Langen GmbH: 4 S.; Langen.
- NÖRING, F. (1965): Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1964 (1.1.–31.12.1964). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **93**: 359–374; Wiesbaden.
- NÖRING, F. (1966): Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1965 (1.1.–31.12.1965). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **94**: 403–419; Wiesbaden.
- BURRE, O. & NÖRING, F. (1967): HANS UDLUFT †. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **95**: 249–264, 1 Bild; Wiesbaden.
- NÖRING, F. (1967): Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1966 (1.1.–31.12.1966). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **95**: 270–288; Wiesbaden.
- NÖRING, F. (1967): HANS UDLUFT †. – Geol. Jb., **84**: LV–LVI; Hannover.
- NÖRING, F. (1967): Vorwort. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **50**: 6–7; Wiesbaden.
- NÖRING, F. (1967): Bad Orb (Hessen) – Geologische Angaben. – Heilbad u. Kurort, **18** (8): 22; Baden-Baden.

- NÖRING, F. (1967): Grundwasser – der wertvollste Bodenschatz des Rhein-Main-Gebietes. – In: R. METZ: Bericht über die 88. Tagung des Oberrheinischen Geologischen Vereins e.V. in Aschaffenburg. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **49**: 8–9; Stuttgart.
- NÖRING, F. (1967): Grundwasseranreicherung und Grundwasserbewirtschaftung. Symposium der Internationalen Assoziation für wissenschaftliche Hydrologie in Haifa (Israel). – Wasser, Luft u. Betrieb, **11** (8): 476; Mainz.
- NÖRING, F., GOLWER, A. & MATTHEB, G. (1967): Auswirkungen von Industrie- und Hausmüll auf das Grundwasser. – Mém. int. ass. Hydrogeol., **7**: 165–171; Hannover.
- NÖRING, F., MATTHEB, G. & THEWS, J.D. (1967): Die hydrogeologische Feldkartierung. – Mém. int. ass. Hydrogeol., **7**: 240–243; Hannover.
- NÖRING, F. (1968): Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1967 (1.1.–31.12.1967). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **96**: 365–384; Wiesbaden.
- NÖRING, F. (1968): ALBERT SCHWARZ †. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **96**: 359–364, 1 Bild; Wiesbaden.
- NÖRING, F. (1968): Hydrogeologische Grundlagen der Wasserversorgung in Hessen. – Gas- u. Wasserf., **109**: 633–635; München.
- NÖRING, F., FARKASDI, G., GOLWER, A., KNOLL, K.H., MATTHEB, G. & SCHNEIDER, W. (1968): Über Abbauvorgänge von Grundwasser-Verunreinigungen im Unterstrom von Abfalldeponien. – Gas- u. Wasserf., **109** (6): 137–142; München.
- NÖRING, F. (1969): Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1968 (1.1.–31.12.1968). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **97**: 403–436; Wiesbaden.
- NÖRING, F. (1969): Erschließung des Trink- und Betriebswassers. – In: Handbuch der Lebensmittelchemie, **8** (1), Wasser und Luft, B. Erschließung und Nutzung des Wassers. I. Erschließung des Wassers, **1**: 183–216; Berlin (Springer).
- NÖRING, F. (1969): Geologische Grundlagen für die Wassererschließung in Hessen 1969 – Die Wasserwirtschaft in Hessen. – Wirtschaftsreihe Staats-Anz. Land Hessen: 30–35, 1 Kt.; Wiesbaden.
- NÖRING, F. (1970): Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1969 (1.1.–31.12.1969). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **98**: 298–310; Wiesbaden.
- NÖRING, F. (1970): FRANZ MICHELS †. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **98**: 287–297, 2 Bilder; Wiesbaden.
- NÖRING, F. (1970): Ausbildungsfragen betreffende Auszüge aus Stellungnahmen führender Praktiker vor der Senatskommission für Geologische Gemeinschaftsforschung der Deutschen Forschungsgemeinschaft zum Thema „Aufgaben und Zukunftsaussichten der geologischen Wissenschaften in der Praxis“ – d) Hydrogeologie. – Nachr. dtsh. geol. Ges., **1** (2): 138–139; Hannover.
- NÖRING, F. (1970): Bad Nauheim (Hessen) – Geologische Angaben. – Heilbad u. Kurort, **22**: nichtbeziff. Seite nach S. 308ff. und S. 362; Gütersloh.
- NÖRING, F. (1970): Bad Orb (Hessen) – Geologische Angaben. – Heilbad u. Kurort, **22**: nichtbeziff. Seite 9 nach S. 308; Gütersloh.
- NÖRING, F. (1971): Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1970 (1.1.–31.12.1970). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **99**: 393–415; Wiesbaden.
- NÖRING, F. (1971): Heilquellen und Mineralwässer in Hessen. – Gas- u. Wasserf., **112**: 57–61; München.
- NÖRING, F. (1971): Hydrogeologische Methoden in der Volksrepublik China. – Gas- u. Wasserf., **112**: 422; München.
- NÖRING, F. (1971): Der hydrogeologische Rahmen der Stadt Wiesbaden. – In: Die Sicherstellung der Trinkwasserversorgung von Wiesbaden. Wissenschaftliche Berichte über Untersuchungen und Planungen. – Festschr. 100jährig. Bestehen Wiesbadener Trinkwasserversorg.: 19–22; Wiesbaden (Stadtwerke).
- NÖRING, F. (1971): Vorwort. – Erl. geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. Rodheim-Bieber, 2. Aufl.: 5*–8*; Wiesbaden.
- NÖRING, F. (1972): Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1971 (1.1.–31.12.1971). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **100**: 287–309; Wiesbaden.
- NÖRING, F. (1972): Auswirkungen chemischer und bakterieller Erzlösungsverfahren auf das Grundwasser. – Ges. dtsh. Metallhütten- und Bergleute e.V., Hauptvers. 1972 Stuttgart, Vortragsauszüge: 21–22; Clausthal-Zellerfeld.
- NÖRING, F. (1972): Hydrogeologische Gesichtspunkte bei der Festsetzung von Wasser- und Heilquellenschutzgebieten. – Z. dtsh. geol. Ges., **123**: 105–109; Hannover.
- NÖRING, F. (1972): Geologischer Überblick über das Tagungs- und Exkursionsgebiet Taunus und Taunusvorland. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **54**: 73–77; Stuttgart.
- NÖRING, F., MATTHEB, G. & RAMBOW, D. (1972): Probleme der Bestimmung des gewinnbaren Grundwasserdargebotes in Festgesteinen für wasserwirtschaftliche Rahmen- und Sonderpläne. – Z. dtsh. geol. Ges., **123**: 65–80, 2 Abb.; Hannover.
- NÖRING, F. (1973): Auswirkungen chemischer und bakterieller Erzlösungsverfahren unter Tage auf das Grundwasser. – Erzmetall, **26**: 220–222; Stuttgart.
- NÖRING, F. (1973): Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1972 (1.1.–31.12.1972). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **101**: 383–402; Wiesbaden.
- NÖRING, F. (1973): Die neuen Richtlinien für die Festsetzung von Grundwasserschutzgebieten. – Z. dtsh. geol. Ges., **124**: 397–398; Hannover.
- NÖRING, F. (1973): Trinkwasserschutzgebiete in Hessen. – Sonderdr. Jahrestag. DVGW- u. VGW-Landesgr. Hessen 22.5.1973 Kassel: 7 S.; Frankfurt/Main.
- LASCHKE, BLASIG & NÖRING (1974): Der Hessische Minister für Wirtschaft und Technik informiert: Bodenforschung in Hessen. Aufgaben, Leistungen und Möglichkeiten des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung. – VI + 44 S., 1 Kt., Wiesbaden (Hess. Min. Wirtsch. u. Techn.).
- NÖRING, F. (1974): Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1973 (1.1.–31.12.1973). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **102**: 335–355; Wiesbaden.
- NÖRING, F. (1974): Das Hessische Landesamt für Bodenforschung in seiner Stellung zu Land und Bund. – Geol. Jb., **A15**: 117–122; Hannover.
- NÖRING, F. (1974): Die Festsetzung von Trinkwasserschutzgebieten und ihre Einteilung in Zonen – die neuen DVGW/LAWA-Richtlinien. – Wasserfachl. Aussprachetag. 27.3.1974 Duisburg, Kurzauszüge: 5–6; Eschborn (DVGW).
- NÖRING, F. (1974): Protection zones for groundwater catchments. – Int. Water Supply Assoc. 10. Congr. 19.–22.8.1974 in Brighton/England, Spec. comm. on pollution and protection of water sources, Subject **3**: 49–52; London.
- NÖRING, F. (1974): Aktuelle Aufgaben der Balneogeologie in Deutschland. – Heilbad u. Kurort, **26**: 328, 330–331; Gütersloh.
- NÖRING, F. (1974): Erfahr(ung)en bei der Festlegung von Wasserschutzzonen. – DVGW, Landesgr. Baden-Württemberg, Verb. Gas- u.

- Wasserwerke Baden-Württemberg, Verb. kommunaler Unternehmen Landesgr. Baden-Württemberg. Ber.-H., **4**: 17–24; Stuttgart.
- NÖRING, F. (1975): OTTO BURRE †. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **103**: 357–366, 1 Bild; Wiesbaden.
- NÖRING, F. (1975): Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1974 (1.1.–31.12.1974). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **103**: 383–400; Wiesbaden.
- NÖRING, F. (1975): Neue Richtlinien für Trinkwasserschutzgebiete. – Kommunalwirtschaft (1975), **6**: 207–210; Düsseldorf.
- NÖRING, F. (1975): WALTER CARLÉ, im Ruhestand. – Heilbad und Kurort, **27** (7-8): 211–212; Gütersloh.
- NÖRING, F. (1975): Geoscientific problems in a typical industrial area (Rhine-Main-area). – Geoscientific Studies and the Potential of the Natural Environment. Rep. Int. Training Sem., organized by German Comm. for UNESCO in cooperation with Carl Duisberg-Gesellschaft a. the Fed. Inst. Geoscience a. Mineral Resources, Hannover, April 28 – May 23, 1975: 89–90; München (Dokumentation Sauer).
- NÖRING, F. & DIEDERICH, G. (1975): Subsurface water. – National Report on Hydrological Research 1967–1974: 27–51; Koblenz (National Comm. Geodesy a. Geophys. Fed. Rep. Germany).
- NÖRING, F. (1976): Die Festsetzung von Trinkwasserschutzgebieten und ihre Einteilung in Zonen – die neuen DVGW/LAWA-Richtlinien. – Wasserfachl. Aussprachetag. Duisburg 1974, DVGW-Schr.-R. Wasser, **7**: 12–15; Eschborn (DVGW).
- NÖRING, F. (1976): Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1975 (1.1.–31.12.1975). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **104**: 303–320; Wiesbaden.
- NÖRING, F. (1977): ERWIN SCHENK †. – Geol. Jb. Hessen, **105**: 245–253; Wiesbaden.
- NÖRING, F. (1977): Grenzen der Grundwassernutzung – Zusammenfassung der Tagungsergebnisse, Wertung und Ausblick. – Z. dtsh. geol. Ges., **128**: 247–250; Hannover.
- NÖRING, F. (1977): WOLFGANG RICHTER. – Gas- u. Wasserf., Wasser/Abwasser, **118**: 595–596, 1 Bild; München.

Manuskript eingegangen am 31.8.2005, angenommen am 13.9.2005

Inhalt

Seite 5

E. KAUFMANN & B. LEBMANN
Zur Hydrogeologie der Solequellen
von Bad Sooden-Allendorf

Seite 19

K.I. GRIMM
Meeresverbindungen im Rupelium
Mitteleuropas – Paläobiogeographische
Untersuchungen anhand von Foraminiferen

Seite 29

R. HOFFMANN
Das Bruchmuster im Sprendlinger Horst
und sein Zusammenhang mit der Genese
der isolierten Eozänvorkommen
– Linearanalytische Untersuchungen von Luft-
und Satellitenbildern –

Seite 75

A.K. SCHMITT
Hochauflösende U-Pb Datierung von
Zirkonen des Sporneiche Trachyts
(Sprendlinger Horst)

Seite 83

P. ROTHE
Mineralogische und geochemische Unter-
suchungen an Sedimenten der Forschungs-
bohrungen Sieblos 1998 und 1999
(Wasserkuppe/Rhön)

Seite 95

I. JOST & CH. OPP
Konzeption eines Bodenlehrpfades
auf Grundlage bodenkundlicher Unter-
suchungen im Forstrevier Münch-
hausen/Burgwald

Seite 109

A. SEMMEL & R. PETSCHICK
Spätglaziale Sedimente und ihre äolischen
Beimengungen in einigen deutschen Mittel-
gebirgen

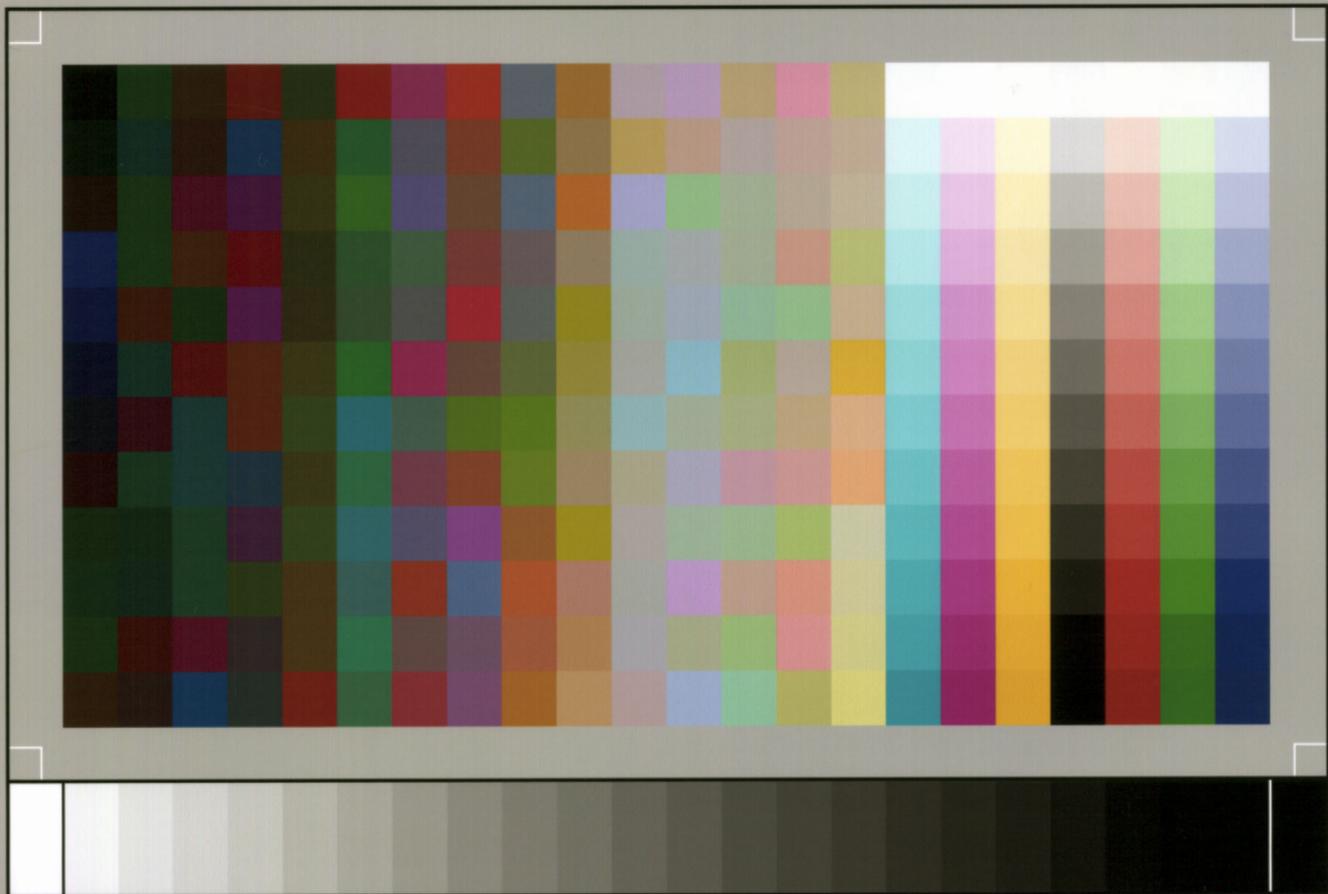
Seite 121

G. MATTHEB
Nachruf Friedrich Nöring



Hessisches Landesamt
für Umwelt und Geologie

www.hlug.de



SP050509001

ScanPrint® *autopilot* Scan Target v2.0