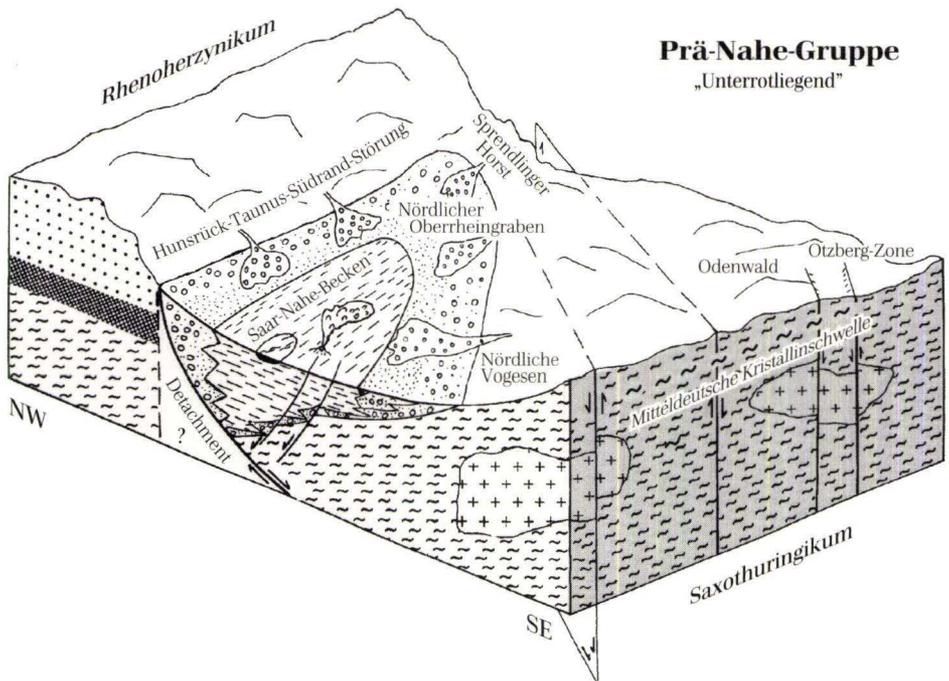


# Das Permokarbon im nördlichen Oberrheingraben



Paläogeographische und strukturelle Entwicklung des permokarbonen Saar-Nahe-Beckens im nördlichen Oberrheingraben

von HARTMUT MÜLLER

Geologische Abhandlungen Hessen, Band 99: 85 Seiten, 30 Abb., 3 Tab., 5 Taf., Wiesbaden 1996  
ISBN 3-89531-801-9  
ISSN 0341-4043

# **Das Permokarbon**

## **im nördlichen Oberrheingraben**

Paläogeographische und strukturelle Entwicklung des permokarbonen Saar-Nahe-Beckens im nördlichen Oberrheingraben  
VON HARTMUT MÜLLER

---



**Hessisches Landesamt  
für Bodenforschung**

Schriftleitung  
Dr. ANDREAS HOPPE  
Hessisches Landesamt für Bodenforschung  
Leberberg 9, 65193 Wiesbaden

Die Deutsche Bibliothek - CIP-Einheitsaufnahme

**Müller, Hartmut:**

Das Permokarbon im nördlichen Oberrheingraben : paläogeographische und strukturelle Entwicklung des permokarbonen Saar-Nahe-Beckens im nördlichen Oberrheingraben / von Hartmut Müller. - Wiesbaden : Hess. Landesamt für Bodenforschung, 1996 (Geologische Abhandlungen Hessen; Bd. 99)  
ISBN 3-89531-801-9  
NE: GT

Titelbild

Schematisches Blockbild der strukturellen Entwicklung des nördlichen Oberrheingrabens und seiner angrenzenden Gebiete; Prä-Nahe-Gruppe, „Unterrotliegend“.

Hinweis für Autoren

Manuskripte sind entsprechend den neu bearbeiteten „Bonner Anweisungen“ abzufassen: Richtlinien für die Verfasser geowissenschaftlicher Veröffentlichungen.

Ausgearbeitet von H. D. LANG, A. RABIEN, W. STRUVE UND E. WIEGEL, 36 S.; Hannover 1976.

[Zu beziehen durch E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung] (Nägele u. Obermiller); Johannesstraße 3A, 70176 Stuttgart.

© Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden 1996  
ISBN 3-89531-801-9  
ISSN 0341-4043

Printed in Germany

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

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

Redaktion: Hermann Brenner, Elisabeth Lommatzsch  
Gestaltung: Oliver Aumann  
Schrift: Schneider Libretto  
Herstellung: Druckhaus „Thomas Müntzer“ GmbH  
Neustädter Straße 1-4  
99947 Bad Langensalza  
gedruckt auf chlor- und säurefreiem Papier  
Vertrieb: Hessisches Landesamt für Bodenforschung  
Leberberg 9, 65193 Wiesbaden  
Telefon: 0611/537327

# Das Permokarbon im nördlichen Oberrheingraben

## Paläogeographische und strukturelle Entwicklung des permokarbonen Saar-Nahe-Beckens im nördlichen Oberrheingraben

### Kurzfassung

Das nördliche Oberrheingrabengebiet zählt während der spätvariszischen Orogenese zu den Molassebecken zwischen dem Rhenoherynikum im Norden und der Mitteldeutschen Kristallinzone im Süden des Ablagerungsraumes und ist als Übergangsbereich zwischen den permokarbonen Senkungsstrukturen Saar-Nahe-Becken und Hessischer Senke zu bezeichnen. Das Permokarbon des Rheingrabens wird von bis zu 3 km mächtigen tertiären Schichten überlagert und ist nur über Aufschlüsse anhand von Bohrungen zu untersuchen.

Die permokarbonen Ablagerungen im nördlichen Oberrheingraben setzen sich aus Klastika, Pyroklastika und basischen Vulkaniten zusammen. Letztere erreichen örtlich mehrere hundert Meter Mächtigkeit und trennen vertikal Klastika unterschiedlicher Bildungsbereiche voneinander ab.

An zwei Bohrungen im nördlichen Oberrheingraben (Br. Gimsheim 2 und Worms 3) durchgeführte petrographische Analysen zeigen, daß die permokarbonen Sedimente liefergebietsnah zum Abtragungsraum Mitteldeutsche Kristallinzone (MDKS) abgelagert wurden. In den permokarbonen Sedimenten sind zudem durch die lateralen Differenzierungen in den Sedimenten die unterschiedlichen Metamorphose-Zonen der permokarbonen Landoberfläche in der MDKS dokumentiert. Die heutige Morphologie des Odenwaldes zeigt lithologisch betrachtet annähernd die permokarbonen Landoberfläche der MDKS.

Die in den Bohrungen auftretenden und untersuchten Pyroklastika inklusive ihrer Zwischensedimente werden aufgrund der radio-metrischen Datierung und ihrer geochemischen Eigenschaften der Donnersberg-Formation der stratigraphischen Gliederung des Saar-Nahe-Beckens zugeordnet.

Das nördliche Oberrheingrabengebiet ist hinsichtlich der strukturellen und kinematischen Entwicklung als Übergangsbereich zwischen dem Saar-Nahe-Becken und der Hessischen Senke zu charakterisieren. Im östlichen Saar-Nahe-Becken dominieren NW-SE gerichtete tektonische Strukturen, die während eines Detachment geprägt wurden. In der Hessischen Senke dominieren N-S gerichtete tektonische Elemente das Sedimentationsbild. Eine Synopsis aller Strukturelemente des nördlichen Oberrheingrabens zur Zeit der permokarbonen Sedimentation zeigt dagegen beide strukturellen Richtungen in gleichstarker Ausprägung. Dabei sind die N-S gerichteten strukturellen Elemente des nördlichen Oberrheingrabens als Teile einer variszischen Scherzone in den Varisziden Mitteleuropas zu interpretieren. Es wird schlussfolgernd postuliert, daß das Untersuchungsgebiet Nördlicher Oberrheingraben im Permokarbon den Übergangsbereich zwischen dem über ein Detachment kontrollierten Saar-Nahe-Becken und der über Transtension kontrollierten Hessischen Senke darstellt.

---

\* Dr. H. Müller, Geologisch-Paläontologisches Institut der Johann Wolfgang Goethe-Universität, Senckenberganlage 32-34, 60054 Frankfurt am Main.

## Abstract

The Northern Rhinegraben is a transition zone between the permocarboniferous Saar-Nahe Basin and the Hessian Basin in SW-Germany. The Permocarboniferous sequences in the Rhinegraben are overlain by 2–3 km thick Tertiary sediments and are inaccessible to surface investigations. Previous studies have concentrated on volcanics which have been dated as Permocarboniferous. An ignimbrite of the well Worms 3 yielded an absolute age of 291 Ma (LIPPOLT et al. 1990). In contrast to the adjacent Saar-Nahe Basin the Permocarboniferous sedimentary sequences in the northern Rhinegraben are incomplete. Additionally the thickness of the volcanic and volcanoclastic sequences is much greater in the Rhinegraben.

The Permocarboniferous of the northern Rhinegraben is dominated by volcanic activity producing both intrusive and extrusive volcanics as well as widespread volcanoclastics. Sedimentary sequences can be compared lithologically with Saxonian sediments in the eastern Saar-Nahe Basin. These are sediments of fluvial origin with intercalated volcanoclastics. There are no fossils and/or marker horizons which could be used for correlation between the adjacent basins. The volcanoclastic and geochemical characteristics of ignimbrites in the northern Rhinegraben enabled a geochemical correlation with the Donnersberg-Formation (Lower Nahe-Group) in the eastern part of the Saar-Nahe Basin. Correlation of the Permocarboniferous of the Rhinegraben with the Hes-

sian Basin can be made by investigations of pyroclastics and sediments of the well Weiterstadt 1 and the Sprendlinger Horst.

Structural and kinematic analysis in the northern Rhinegraben, the adjacent Sprendlinger Horst and in the Wetterau Basin produced a model which explains the transitional character of the Rhinegraben area: the eastern part of the Permocarboniferous Saar-Nahe Basin is dominated by NW-SE trending tectonic structures which were formed during detachment controlled basin formation. However in the Wetterau Basin N-S trending structures are dominating. A synopsis of all major structural patterns in the surrounding of the northern Rhinegraben deliver a map with paleotectonic structures of two major directions. These have a NW-SE and a N-S strike. The N-S trending structures are the most important in this area and are interpreted as reactivated Variscan faults. It is now postulated that the northern Rhinegraben in Permocarboniferous was a transition zone between the two adjacent basins and demarks the boundary between the detachment controlled basin formation in the west and probable transtensional tectonic controlled basins in the east of the Rhinegraben. In addition it should be noted that the N-S trending faults in the Rhinegraben and the adjacent Hessian Basin could be reactivated tectonic structures which belong to a shear zone in the Variscides of Middle Europe.

# Inhalt

<b>1. Einleitung</b>	<b>6</b>
1.1 Untersuchungsgebiet und Datengrundlage	6
1.2 Untersuchungsmethoden	7
1.3 Vorbemerkungen zur stratigraphischen Nomenklatur	8
<b>2. Die Brg. Gimbsheim 2 und Worms 3</b>	<b>8</b>
2.1 Schichtenfolge der Brg. Gimbsheim 2	8
2.1.1 Zusammenfassung der Gesteinsfolge	8
2.1.2 Milieu der Sedimente	12
2.2 Schichtenfolge der Brg. Worms 3	13
2.2.1 Zusammenfassung der Gesteinsfolge	14
2.2.2 Milieu der Sedimente	16
<b>3. Petrographische Untersuchungen</b>	<b>17</b>
3.1 Korngrößenanalysen	17
3.2 Detritusanalyse	18
3.2.1 Konglomerate	18
3.2.2 Sandsteine	19
3.2.3 Komponenten benachbarter Permokarbonvorkommen	21
3.2.4 Liefergebiete und Abtragungsraum	22
3.2.5 Schwerminerale	23
3.2.5.1 Schwermineralspektrum	23
3.2.5.2 Schwermineralverteilung	26
3.2.5.3 Liefergebiete der Schwerminerale	27
3.2.6 Tonminerale	29
3.2.7 Kornrundung und Reife der Sandsteine	31
<b>4. Pyroklastika in den Brg. Gimbsheim 2 und Worms 3</b>	<b>32</b>
<b>5. Geochemie</b>	<b>36</b>
5.1 Geochemie der Laven	38
5.2 Geochemie der Pyroklastika	40
<b>6. Diagenese</b>	<b>45</b>
6.1 Mechanische Diagenese/Kompaktion	45
6.2 Chemische Diagenese/Neubildungen	47
6.2.1 Zemente/Neubildungen	47
6.2.2 Diageneseablauf und Diagenetische Petrofazies	53
<b>7. Nachbarvorkommen</b>	<b>55</b>
<b>8. Schlußfolgerungen</b>	<b>60</b>
8.1 Einfluß des Vulkanismus auf die Lithologie	60
8.2 Korrelation und paläogeographische Entwicklung	62
8.3 Strukturelle Entwicklung	68
<b>9. Schriftenverzeichnis</b>	<b>72</b>
<b>10. Anhang</b>	<b>77</b>
10.1 Profildarstellungen der Bohrkerne	77
10.2 Geochemische Tabellen	82

# 1. Einleitung

Mit den Arbeiten von KOWALCZYK (1983) und MARELL (1989) wurde der Ablagerungsraum permokarboner Molassesedimente südlich des variszischen Rheinischen Schiefergebirges für die beiden Teiltröge Hessischer Trog und Saar-Nahe-Becken erstmalig verknüpft. Dabei konnte das zwischen dem Sprendlinger Horst (MARELL 1989) und dem östlichen Saar-Nahe-Becken gelegene Oberrheingebiet aufgrund bisher von der Industrie nicht freigegebener Daten in die Korrelation nicht miteinbezogen werden. Für eine umfassende Beurteilung des Sedimentationsgeschehens am Ausgang der variszischen Orogenese im Übergangsbereich zwischen Saxothuringikum und Rhenoherynikum war eine Bearbeitung der permokarbonen Ablagerungen des nördlichen Oberrheingebietes notwendig geworden.

Die Verknüpfung der permokarbonen Schich-

tenfolgen innerhalb des Oberrheingrabens und deren Anbindung an die angrenzenden Ablagerungsräume sind die Ziele der vorliegenden Monographie. Es wird dabei, anknüpfend an die bisherigen Ergebnisse der Bearbeiter der Molassesedimente südlich des Rheinischen Schiefergebirges, die lithostratigraphische Abfolge erarbeitet, ihre chronostratigraphische Einstufung ermittelt und die paläogeographisch-strukturelle Entwicklung des Permokarbon im nördlichen Oberrheingrabengebiet dargestellt.

Ausgangspunkt der Untersuchungen war die sedimentologische, petrographische und vulkanologische Bearbeitung der Brg. Gimsheim 2 und Worms 3 unter Berücksichtigung aller noch zugänglicher Daten von weiteren Bohrungen im nördlichen Oberrheingraben.

## 1.1 Untersuchungsgebiet und Datengrundlage

Das bearbeitete Gebiet umfaßt den nordöstlichen Teil des jungpaläozoischen Saar-Nahe-Troges in dessen Übergangsbereich zum Sprendlinger Horst. Es ist i.e.S. die Region des heutigen nördlichen Oberrheingrabens, dessen permokarbonen Schichten von mächtigen tertiären Ablagerungen (1000–2000 m, PFLUG 1982) überdeckt werden. Nach Süden hin wird das Arbeitsgebiet durch die Odenwald-Kristallinschwelle als Teil der Mitteldeutschen Kristallinschwelle begrenzt (Abb. 1). Die Bearbeitung basiert auf Bohrungen innerhalb des Rheingrabens südlich einer Linie Niersteiner Horst-Sprendlinger Horst. Übertage anstehende permokarbonen Ablagerungen sind in der näheren Umgebung erst wieder nördlich dieser Grenze und innerhalb des Odenwalds vorhanden. Daneben existieren schlecht erhaltene Aufschlüsse auf der Hofheimer Scholle (EIDT 1984, MARELL 1989). Material aus den nördlich gelegenen Bereichen wurde für bestimmte Fragestellungen ergänzend zu den Proben aus dem Kernarbeits-

gebiet herangezogen und deren Untersuchungsergebnisse in einer synoptischen Darstellung zusammengefaßt.

Ausgehend von dem Befund der beiden Bohrungen der BEB Erdgas und Erdöl GmbH Gimsheim 2 und Worms 3 wurden als weitere wichtige Bohrungen erneut befahren, teilweise beprobt und untersucht: Weiterstadt 1, Olm 1, St 4, St 14, St 21, St 22, St 32, St 33R, St N1, D 1, D 2, D SW1, C 1, P 1, E 21, E 22, Wo 5, W 3a, W 5 und Henninger Bräu 1988. Diese Bohrungen wurden in den Jahren zwischen 1950 bis 1988 abgeteuft. Eine Freigabe der für die Untersuchungen im nördlichen Oberrheingraben wichtigen Bohrungen durch die beteiligten Industrieunternehmen erfolgte im Zeitraum von 1989 bis 1990. Für eine Publikation wurden für den Großteil der oben aufgeführten Bohrungsdaten keine Freigaben erteilt. Im folgenden werden die betreffenden Bohrungsdaten verschlüsselt wiedergegeben. Desweiteren erfolgen die Teufenangaben zu jeder Bohrung in Bezug auf die

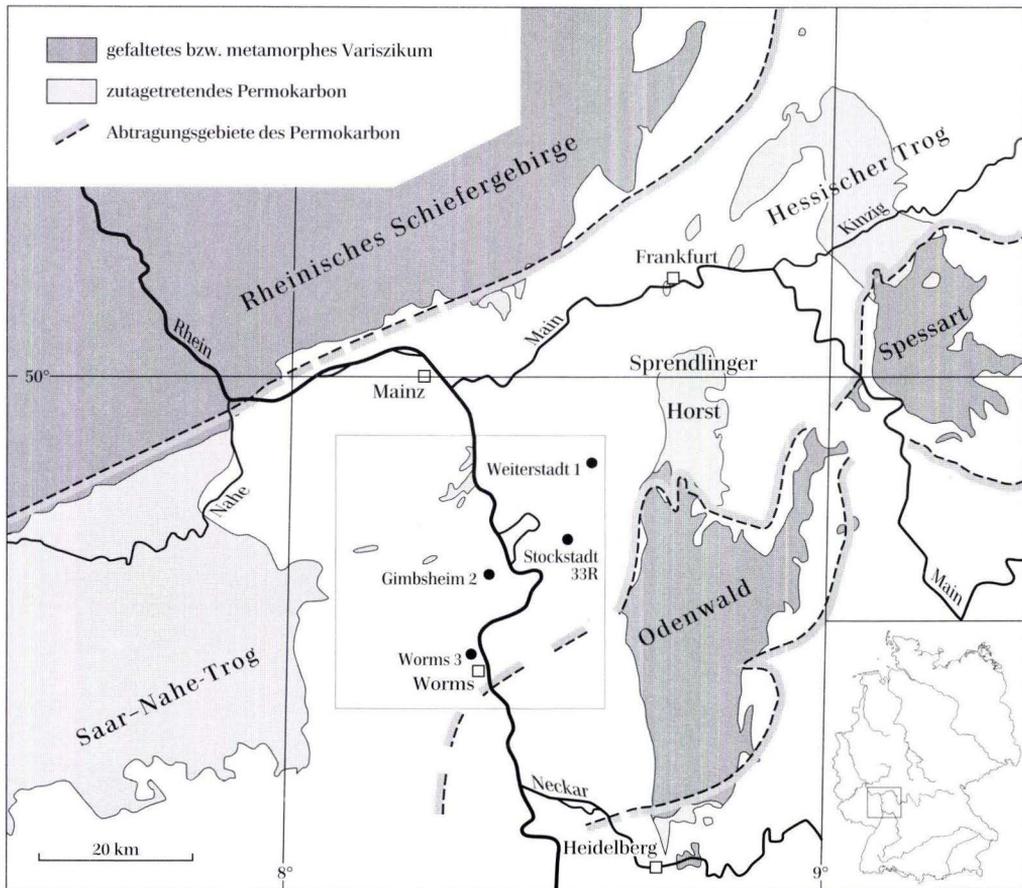


Abb. 1. Lage des Untersuchungsgebietes und Lage einzelner Bohrungen im nördlichen Oberrheingraben.

Tertärbasis. Die Aufschlüsselung der Bohrungen und der detaillierten Bohrungsdaten kön-

nen beim Verfasser oder bei der BEB Erdgas und Erdöl GmbH, Hannover erfragt werden.

## 1.2 Untersuchungsmethoden

Das Kernmaterial aller Bohrungen wurde makroskopisch in Bohrkernlagern aufgenommen und beprobt. Die Korngrößenklassen folgen der DIN 4022. Die Vulkaniklastika wurden nach den Vorschlägen von SCHMIDT (1981) klassifiziert.

Die quantitative Gesteinszusammensetzung wurde über Schätzbilder (TERRY & CHILINGAR 1955) und zur Überprüfung teilweise nach dem Punktezählverfahren (MÜLLER 1964) ermittelt.

Die Korngrößenanalyse wurde mithilfe eines Bildanalyseverfahrens durchgeführt, der Rundungsgrad der Komponenten nach PETTIJOHN (1975) und der Reifegrad der Sandsteine nach PETTIJOHN (1957) bestimmt. Hinzukommen bei den Untersuchungen zur Diagenese Analysen zu Kornkontakten (vgl. TAYLOR 1950 und WILSON & McBRIDE 1988). Die Schwermineralanalyse folgt den Anleitungen von BOENIGK (1983).

Für die petrographischen und geochemi-

schen Analysen wurden folgende Geräte eingesetzt:

- VIDS Bildanalyse-System am Institut für Geologie, Würzburg.
- REM, plus energiedispersivem Zusatz, CamScan Serie 4 am Geologisch-Paläontologischen Institut Frankfurt.
- Kathodenlumineszenz: Technosyn Cold Cathode Luminescence Model 8200 Mk II am

Fachbereich Geowissenschaften, Bremen.  
• Röntgenfluoreszenzspektrometer PW 1404 der Firma Philips am Institut für Geowissenschaften Mainz.

- Röntgendiffraktometer (Philips PW 1800) am Geologischen Institut Köln.

Die Digitalisierung der Bohrlochdaten wurde im Geologischen Institut in Bonn vorgenommen.

### 1.3 Vorbemerkungen zur stratigraphischen Nomenklatur

Die Bezeichnungen „Oberrotliegend“ und „Unterrotliegend“ sollen den Empfehlungen der Rotliegend-Arbeitsgruppe der Perm-Trias-Subkommission der Stratigraphischen Kommission der DUGW nach nicht mehr verwendet werden (vgl. auch Diskussion bei KOWALCZYK 1983). An einigen Stellen muß im Text allerdings auf ältere Rotliegend-Bearbeitungen Bezug genommen werden. Dann ist unter diesen

Bezeichnungen folgendes zu verstehen:

„Unterrotliegend“: Ablagerungen Kusel-Gruppe bis einschließlich Tholey-Gruppe (Gruppenbezeichnungen nach STAPF 1990b).

„Oberrotliegend“: Ablagerungen der Nahe-Gruppe und jünger bis zur Zechstein-Basis.

Die lithostratigraphische Zuordnung der Einheiten folgt im übrigen den Vorschlägen von STAPF (1990b).

## 2. Die Brg. Gimbsheim 2 und Worms 3

### 2.1. Schichtenfolge der Brg. Gimbsheim

Im Jahre 1980 wurde die Brg. Gimbsheim 2 wenige Kilometer nördlich Worms im Konzessionsbereich der BEB bis in eine Teufe von 779 m unter der Tertiärbasis (Pechelbronner Schichten) zur Untersuchung der tertiären Speichergesteine im Oberrheingraben abgeteuft. Unterhalb des Tertiärs wurden unter Ausfall mesozoischer Schichten permokarbone Sedimente und Vulkanite erbohrt, ohne das kristalline Basement zu erreichen. Innerhalb der permokar-

bonen Schichtenfolge wurden sieben Kernstrecken (6.-12. Kern) gefahren, von denen zwei (8. und 9. Kern) im Bereich einer ca. 203 m mächtigen Vulkanitfolge mit wenigen Sedimenteinschaltungen liegen. Der Gesamtkerngewinn beträgt 49,25 m. Von den Bohrstrecken zwischen den Kernen lagen Spülproben zur Bearbeitung vor. Die Bohrprofile sind den Profildarstellungen der Bohrkerne im Anhang zu entnehmen.

#### 2.1.1 Zusammenfassung der Gesteinsfolge

Die Bohrstrecke der Brg. Gimbsheim 2 kann in drei Abschnitte untergliedert werden. Von der Tertiärbasis bis zur Vulkanitfolge ab 184 m wurden überwiegend rotbraune, grobkörnige

Sandsteine bis Konglomerate erbohrt. Darunter folgen mächtige, zunächst mittelgraue bis bräunliche, später rotbraune Vulkanite. Daran schließt sich der tiefste Abschnitt mit Wechsel-

Brg. Gimbsheim 2

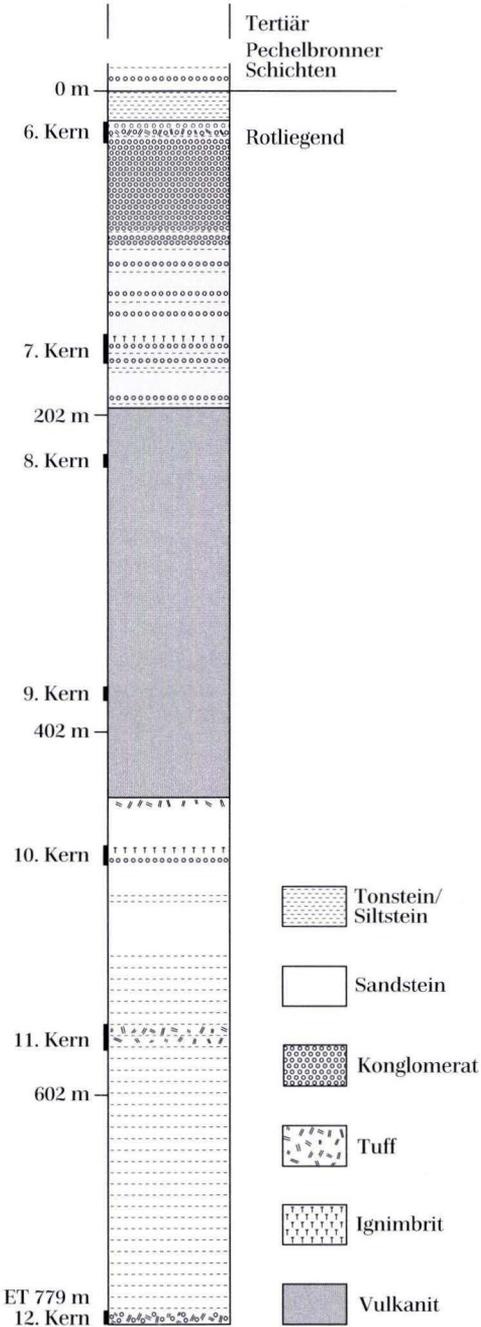


Abb. 2. Übersichtsprofil der Brg. Gimbsheim 2.

lagerungen von überwiegend grauen, grobkörnigen Arkosen und dunkelgrauen Tonsteinen an. Abb. 2 zeigt das Übersichtsprofil der Brg. Gimbsheim 2, das diese Dreiteilung der Schichtenfolge widerspiegelt.

**Oberer Abschnitt** (Obere Sedimentfolge): Im Bereich des 6. Kerns sind mit einer max. Korngröße von bis zu 3-4 cm die größten Sedimente der gesamten Bohrung aufgeschlossen. Die Korngröße nimmt von der Basis des Kerns bis zu seinem Top diskontinuierlich zu und bildet insgesamt eine coarsening-upward-Einheit. Die mittlere Korngröße liegt im Mittel- bis Grobsandbereich.

In Kern 7 geht diese einheitliche Abfolge in mehrere Einheiten wechselnder Korngrößen über. Hier herrschen Mittelsandsteine mit nur sehr wenigen siltigen bis tonigen Horizonten vor. Im Bereich des 7. Kerns lassen sich über markante Korngrößenwechsel mindestens 29 geringmächtige Ablagerungseinheiten ermitteln, die im oberen Teil von coarsening-upward-Zyklen dominiert werden, welche in die Sedimentfolge des darüberliegenden 6. Kerns überleiten. Im tieferen Abschnitt des 7. Kerns wechselt der Sedimentations-Typ häufiger, was mit dem wechselnden Eintrag pyroklastischen Materials zusammenhängt.

In der Platznahme eines Ignimbrites innerhalb des 7. Kernes (Abb. 3) zeigt sich eine Kulmination dieser vulkanischen Tätigkeit, die wiederholt Einfluß auf die Sedimentation genommen hat.

Sowohl vor als auch nach dieser Platznahme sind überwiegend coarsening-upward-Zyklen in den Sandsteinen entwickelt. Innerhalb der pyroklastischen Ablagerung wechselt die Korngröße ständig. Erst ab 147 m wird die Sedimentation wieder einheitlicher, es dominieren fining-upward-Zyklen.

Die einzelnen Einheiten sind überwiegend horizontal eben geschichtet. Innerhalb der ignimbritischen Ablagerungen im 7. Kern sowie in der Teufe von 147 m sind wellige Schichtungstypen ausgebildet. Deutlich sind die Korngrößenwechsel zwischen den einzelnen Sedimentations-Einheiten zu erkennen. Pyroklasti-

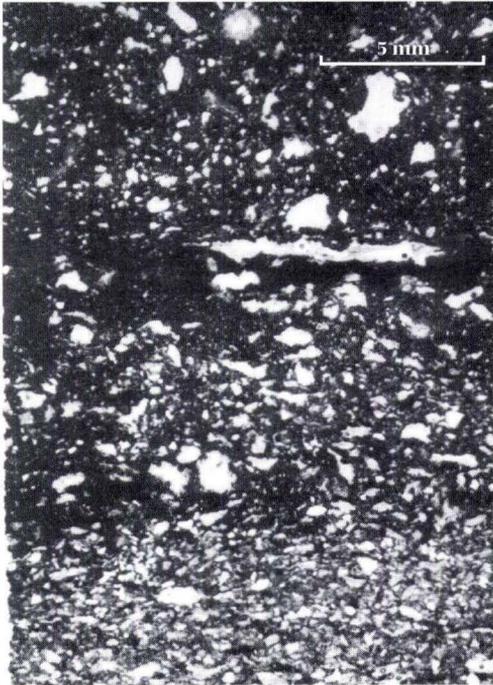


Abb. 3. Ignimbrit der Brg. Gimsheim 2 oberhalb der Vulkanitfolge, mit Fiamme, korrodierten Splitterquarzen und Aschematrix, Dünnschliffphoto, parallele Nicols, 7. Kern, Probe G2-56 .

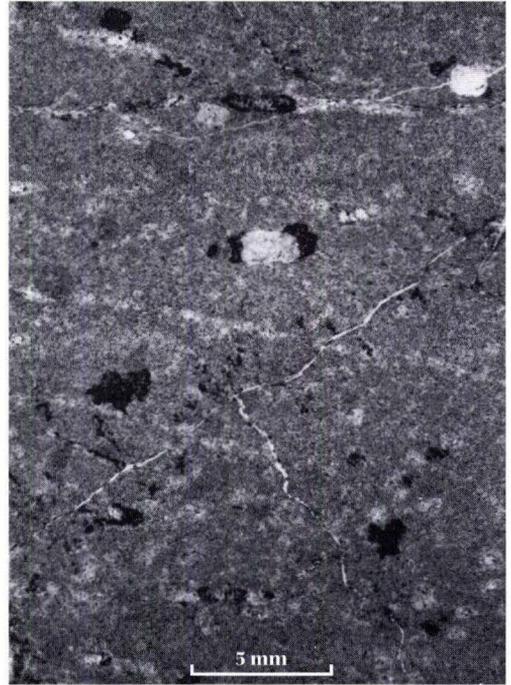


Abb. 4. Dazit der Brg. Gimsheim 2 mit submikroskopischer Grundmasse, Plagioklas-Einsprenglingen und Erz, Dünnschliffphoto, parallele Nicols, 8. Kern, Probe G2-42 (entspr. Proben-Nr. 42 der Brg. Gimsheim 2).

sche Gesteine sind häufig durch erosive Basiskontakte gekennzeichnet.

Die Spülproben unterhalb des 7. Kerns liefern Hinweise auf weitere pyroklastische Ablagerungen, da dort Tuffbröckchen, korrodierte Quarze und zahlreiche Biotite nachzuweisen sind.

**Mittlerer Abschnitt** (Vulkanitfolge): Die Vulkanitfolge (Gesamtmächtigkeit 203 m), die, wie die Spülprobenuntersuchungen und die Analyse der Lithologs ergeben haben, an manchen Stellen von tuffitischen bis sandigen Einschaltungen unterbrochen wird, zeigt im 8. Kern einen mittel- bis dunkelgrauen Vulkanit. Am Top ist er stark zerbrochen und weist blasenreiche Zonen auf, was auf effusive Bildung hinweisen könnte.

Die Basis dieses Vulkanits wurde nicht gekernt, weswegen nicht eindeutig zu belegen ist,

ob es sich insgesamt um eine effusive Lava handelt. Der Vulkanit ist geochemisch als Dazit zu klassifizieren. Er besitzt ein sehr feinkörniges Feldspatleistengefüge mit wenigen hellen Einsprenglingen, die stark angerundet und korrodiert sind. Die mafischen Gemengteile und die Mesostasis (Zwickelfüllungen) sind völlig zersetzt und durch Opakmaterial ersetzt (Abb. 4). Deutlich sind Erzpseudomorphosen, vermutlich nach Amphibol und Pyroxen, zu erkennen, deren genaue Zuordnung selten gelingt. Diese für die sauren Vulkanite des Permokarbons in SW-Deutschland und den angrenzenden Gebieten charakteristischen Pseudomorphosen sind von ARIKAS (1986: 199ff) ausführlich diskutiert worden und werden als Relikte aufgeschmolzenen Krustenmaterials gedeutet. Die Grundmasse des Dazits ist durch Erzkörner unterschiedlich grauschwarz gefärbt.



Abb. 5. Fließgefüge (Pseudofluidalgefüge) im Dazit der Brg. Gimsheim 2, die dunkleren Partien führen mehr feinstverteilte Opakminerale als die hellgrauen, Dünnschliffphoto, parallele Nicols, 9. Kern, Probe G2-40.

Ehemalige Blasen Hohlräume sind einheitlich mit Chalzedon ausgefüllt. Im Bereich des 9. Kerns ist der Dazit rotbraun gefärbt und sehr feinkörnig ausgebildet. Auch sind die Plagioklasleisten der Grundmasse stärker eingeregelt. Es finden sich kaum noch Blasen Hohlräume. Feinverteiltes Erz zeichnet ein Pseudofluidalgefüge nach, welches noch am Handstück zu erkennen ist (Abb. 5).

Am Kernmaterial kann nicht eindeutig entschieden werden, ob der Dazit in der Brg. Gimsheim 2 extrusiver oder intrusiver Entstehung ist. Allerdings deuten die stärkere Blasenbildung am Top, die Mächtigkeit, das Fließgefüge und die zwischengelagerten pyroklastischen und sedimentären Schichten auf eine extrusive Förderung mehrerer Laven hin. Die autoklastische Brecciation am Top weist auf subaerische Prozesse bei der Bildung der Vulkanite

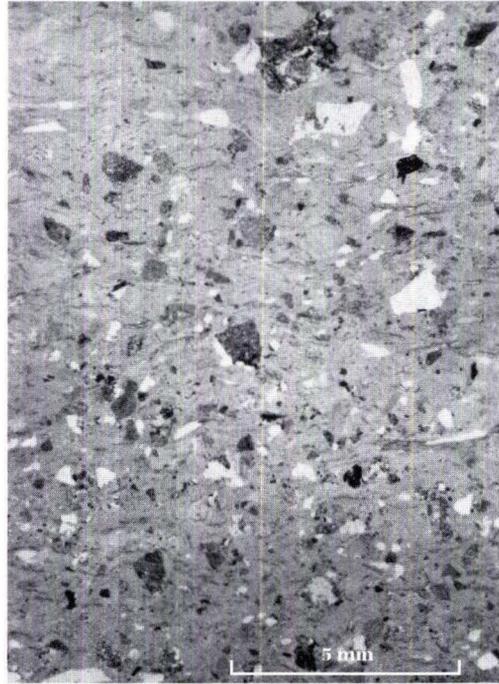


Abb. 6. Ignimbrit der Brg. Gimsheim 2 unterhalb der Vulkanitfolge, kristallreich mit Fiamme und feiner Aschematrix, Dünnschliffphoto, parallele Nicols, 10. Kern, Probe G2-34a.

hin, da eine schnelle Abkühlung eine Kontraktion der Lava an den Abkühlungsflächen (meist am Top und an der Basis von Laven) verursacht.

**Unterer Abschnitt** (Untere Sedimentfolge): Unterhalb der Vulkanitfolge treten bis zum 10. Kern hellbraun gefärbte feldspatreiche Sandsteine auf. Der 10. Kern der Brg. Gimsheim 2 erfasst im oberen Bereich erneut eine ignimbritische Ablagerung (vgl. Abb. 6).

Die Korngröße nimmt von der Basis bis zum Top des 10. Kerns geringfügig zu, an der Basis dominieren Fein- bis Mittelsandsteine, am Top befinden sich Mittel- bis Grobsandsteine. Bei etwa 464,75 m tritt eine Grobkonglomeratlage auf. Vor und nach den ignimbritischen Ablagerungen (459,50–465,50 m) kommt es durchweg zu Kornvergrößerungen, was eine Erhöhung des Reliefs oder verstärkte tektonische Bewe-

gungen anzeigt, die vermutlich im Zusammenhang mit der vulkanischen Tätigkeit stehen.

Die gesamte Abfolge wird bis in die ignimbritischen Ablagerungen hinein von der Basis bis etwa 462 m von zahlreichen fining-upward-Zyklen beherrscht, die stellenweise nur wenige Dezimeter einnehmen.

Es dominieren Zyklen, die mit einer Feinkonglomeratlage beginnen und in einer Mittel- bis Grobsandsteinlage enden. Dabei nimmt die Korngröße im Verlauf der Zyklen zum Top des 10. Kerns geringfügig zu. Innerhalb dieser allmählichen Kornvergrößerungstendenz der gesamten Ablagerungen sind häufig geringmächtige fining-upward-Zyklen eingeschaltet.

Sofern Schichtung ausgebildet ist, herrscht im oberen Bereich Horizontalschichtung vor. Erst im unteren Drittel des 10. Kerns sind wellige Schichtungstypen ausgeprägt. Die Übergänge zwischen den Einheiten sind graduell. Selten treten erosive Bankkontakte auf, die meist Ausdruck einer herannahenden Schüttung größerer Materials sind, welche sich an diese Ablagerungen nach oben hin anschließt. Inner-

halb des Ignimbrites treten meist erosive Kontakte auf, wie dies auch in den oberen pyroklastischen Ablagerungen der Fall ist.

Kern 11 zeigt eine kontinuierliche Abnahme der Korngröße zum Top und ist aus mindestens fünf kleinen und zwei größeren fining-upward-Zyklen zusammengesetzt. Gegenüber den bislang beschriebenen Kernen zeigen die vorliegenden Sedimente des Kerns 11 die ausgeprägtesten Schichtungstypen. Neben ebener Horizontalschichtung und Schrägschichtung treten annähernd horizontal wellige Schichtungstypen auf. Die Sortierung ist etwas besser als in den übrigen Kernbereichen und kann gute Sortierungsgrade erreichen.

In Kern Nr. 12 liegen nochmals Korngrößen bis in den Mittelkonglomeratbereich vor. Neben ausgeprägter ebener Horizontalschichtung zeigt sich bisweilen wellige Lamination in den Tonsteinen bzw. ebene Schrägschichtung oder Flaserschichtung an deren Basis. Der hohe Gehalt an Glimmern und fragmentierten Quarzen läßt auch hier auf einen vulkanoklastischen Anteil am Sedimentmaterial schließen.

## 2.1.2 Milieu der Sedimente

Die Vulkanite im mittleren Abschnitt der Brg. Gimbsheim trennen Sedimente aus unterschiedlichen Faziesbereichen. Mit Auftreten permokarboner Sedimente unterhalb des Tertiärs bis zu den ersten Vulkaniten wird die Sedimentation von Grobschüttungen beherrscht bzw. schalten sich in feinerklastische Ablagerungen immer wieder gröbere Horizonte ein. Kern 6 zeigt durchgehend die Fazies einer Schwemmfächerablagerung. Ebene Schichtung ist ausgeprägt, plattige Komponenten sind eingeregelt. Eckige Komponenten dominieren und die Sedimente sind durch schlechte Sortierung und teilweise erhöhten Matrixgehalt gekennzeichnet. Korngrößen von 3 bis 4 cm, Tongerölle und Schrägschichtungskörper mit interner Korngrößenabnahme treten auf. Diese Faktoren deuten auf eine Sedimentation innerhalb distaler Schwemmfächer hin. Auch die

Schrägschichtungstypen liefern Hinweise auf Ablagerungen in distalen Schwemmfächerbereichen mit channel-Füllungen (stream channel deposits, vgl. GALLOWAY & HOBDAI 1983). Allerdings sind daneben Indizien für den Faziesbereich von Schichtflutsedimenten vorhanden. Die oberen Sedimente des 6. Kerns zeigen insgesamt einen Oberrotliegend-Habitus, wie er im Saar-Nahe-Gebiet in Form der Waderner Fazies auftritt (nach den Kriterien von STAPF 1990a).

In Kern 7 weisen matrixgestützte Gefüge, schlechte Sortierung, die variablen Schichtungstypen (Feinschichtung, Schrägschichtung, wellige Horizontalschichtung, aufgearbeitete Tongerölle, Belastungsmarken, Einregelungsgefüge in den Feinsandsteinen und unregelmäßiges Gefüge in den Grobsandsteinen, convolute bedding und Linsenschichtung) auf Sedimenta-

tion in einem Schwemmfächer-Sandebenen-Teilablagungsbereich (nach STAPF 1982) hin. Das Vorkommen von Tuffhorizonten deutet, ähnlich wie im Saar-Nahe-Gebiet, aufgrund ihrer Erhaltung ebenfalls auf einen solchen Sedimentationsraum hin (STOLLHOFEN 1991). Am Top und an der Basis des Kerns entstammen die Sedimente einer Schwemmfächer-sedimentation. Auch in Kern Nr. 7 sind die Sedimente in einer „Oberrotliegend-Fazies“ ausgebildet, wie sie im Saar-Nahe-Bereich auftritt.

Die Sedimente des 10. Kerns, unterhalb der mächtigen Vulkanite, zeigen korngestütztes Gefüge und erosive Bankkontakte. Es handelt sich um braided-river-Sedimentation mit Überflutungsablagerungen, in welchem wiederum Tuffhorizonte erhalten sind. Die Basis des 10. Kerns wird von mudflow-Ablagerungen aufgebaut.

Abweichend von den bisherigen Faziesbereichen zeigt sich das fazielle Bild des 11. Kerns. Es treten auf: Feinlaminationen, flachbogige bis tafelige Schrägschichtungen, schlierig-unregelmäßiges Gefüge, Mikroschrägschichtung, Flaserschichtung, wellige Wechselschichtung und Ton-Sand-Wechsellaagerungs-Sedimentation. Faziell sind diese Texturen als limnisch-fluviatile Ablagerungen zu interpretieren, die am Rand eines Sees mit Sandsteinschüttungen abgelagert wurden (Playa-See). Es sind Seesedimente in der näheren Umgebung aktiver Flußläufe, die Spuren eines fluviatilen oder deltaischen Sedimenteintrages in diesen See aufweisen.

Innerhalb des 12. Kerns ist nochmals eine konglomeratische Einheit aufgeschlossen, die zwischengelagerte, siltig-tonige Sedimente führt. Gegenüber den Schwemmfächer-Sedimenten im 6. Kern sind diese allerdings ausge-

prägt eben-horizantal geschichtet. Die feinkörnigen Zwischensedimente zeigen wellige Schichtung und Belastungsmarken, wobei korngestützte Gefüge überwiegen. Es liegt eine durchweg aquatisch-fluviatile Ausbildung vor, die überwiegend von stream-channel-deposits verflochtener Flüsse und Überflutungssedimenten gebildet wird (vgl. FÜCHTBAUER 1988: 869).

Die unterschiedliche Verbreitung und Menge pyroklastischer Sedimente beeinflussen das Bild der Sedimentation. Neben rein pyroklastischen Ablagerungen treten klastische Sedimente auf, die in verzweigten bis mäandrierenden Flußsystemen mit Überflutungsbereichen und distalen Schwemmfächersystemen gebildet wurden. In diesen Faziesräumen wurden in unterschiedlicher Häufigkeit und Menge Pyroklastika abgelagert. Deren Platznahme ist von Kornvergrößerung der Klastika begleitet, was auf eine verstärkte vulkanische/vulkano-tektonische Aktivität im Ablagerungsraum zurückzuführen ist.

Die mächtige Vulkanitfolge der Bohrung Gimsheim trennt zwei voneinander abweichende Sedimentationsmilieus (Schwemmfächer und Schwemmfächer-Sandebenen-Ablagerungen gegenüber verzweigter bis mäandrierender Flüsse mit flood-plain-Sedimenten). Dem Vulkanismus kommt auch hier eine Bedeutung hinsichtlich der Veränderung im Sedimentationsgeschehen zu. Aufgrund der genannten Faktoren ist ein Hiatus zwischen der Ablagerung der Sedimente unter- und oberhalb der Vulkanite anzunehmen. Die Sedimentation war in der Phase der Vulkanitförderung wahrscheinlich längere Zeit unterbrochen, wobei sich das Ablagerungsgebiet wesentlich verändert haben muß.

## 2.2 Schichtenfolge der Brg. Worms 3

Die Brg. Worms 3 wurde im Jahre 1980 bis auf eine Endteufe von 806 m unterhalb der Tertiärbasis (Pechelbronner Schichten) abgeteuft, ohne mesozoische Schichten erbohrt zu haben.

Unterhalb der permokarbonen Sedimente traf die Bohrung bei 769 m auf kristallines Basement von dem 37 m durchteuft wurden. Innerhalb der permokarbonen Gesteinsfolge

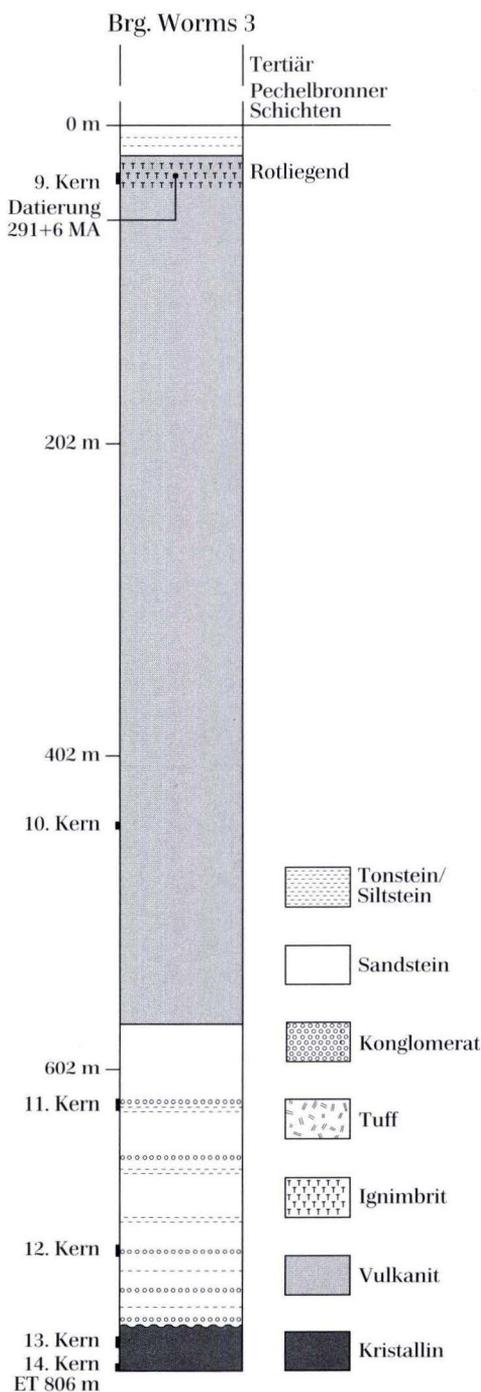


Abb. 7. Übersichtsprofil der Brg. Worms 3.

wurden sechs Kerne (9.-14. Kern) mit einem Gesamtkerngewinn von 15,90 m gewonnen. Kern 9 und Kern 10 liegen innerhalb einer 554 m mächtigen Vulkanitfolge, die wie die Vulkanite in der Brg. Gimsheim Sediment- und Tuffiteinschaltungen führt. Von den nicht gekernten Bereichen lagen Spülproben zur Untersuchung vor.

Das Übersichtsprofil der Brg. Worms 3 ist der Abb. 7 zu entnehmen.

## 2.2.1 Zusammenfassung der Gesteinsfolge

**Sedimente oberhalb der Vulkanite:** Oberhalb der Vulkanite liegen ca. 20 m Sedimente in Form von Spülproben vor. Es handelt sich um rotgefärbte, kalkige und glimmerreiche Tonsteine bis tonige Feinsandsteine. Daneben deuten Bimskomponenten auf einen Anteil pyroklastischer Produkte hin.

**Vulkanitfolge:** Die 554 m mächtigen Vulkanite sind den Spülprobenuntersuchungen und der Log-Interpretationen zufolge von geringmächtigen sedimentären und tuffitischen Zwischenlagen unterbrochen. Auch an der Basis ergeben sich Hinweise für tuffitische Ablagerungen.

Am Top der Folge ist innerhalb des 9. Kerns ein rotbrauner, teils leicht violetter Ignimbrit mit bis zu 8 cm großen, blasigen Bimslapilli abgeschlossen, der viele klare Quarzeinsprenglinge und teilweise zersetzte Feldspatleisten in einer inhomogenen und dichten Grundmasse führt. Die Grundmasse ist völlig vererzt, wodurch mikroskopisch keine weitere Information zu erhalten ist. Zudem ist die Umwandlung des Ignimbrits stark fortgeschritten (Palagonitisierung und Zeolithisierung). Der Mineralbestand läßt auf einen intermediären Chemismus schließen. Der Ignimbrit wird von einem dazitischen Vulkanit unterlagert. Der Dazit entspricht petrographisch dem Dazit in der Brg. Gimsheim. Er besitzt das markante feinstkörnige Feldspatleistengefüge und führt nur sehr wenig Einsprenglinge, daneben aber reich-

lich Erz und Erzpseudomorphosen nach Amphibol und Pyroxen. Zur Basis der gesamten Vulkanitfolge hin geht der Dazit geochemisch allmählich in einen Vulkanit basaltischer Zusammensetzung über.

An der Basis der Vulkanitfolge treten vereinzelt tuffitische Horizonte auf, die über Spülprobenmaterial identifiziert wurden. Diese Tuffite sind weißgrau und hellgrün gepunktet, weisen viele Biotite sowie eckige Quarze auf und besitzen einen hohen Anteil rötlicher Feldspäte. Ihre Gesamtmächtigkeit beträgt etwa 30 m.

**Sedimente unterhalb der Vulkanite:** Bis zum 11. Kern belegen die Spülproben das Auftreten blaßrötlicher, grobkörniger und feldspatreicher Gesteinsbruchstück-Sandsteine, die viele eckige Quarzkomponenten, helle und rötliche Feldspäte und viele Biotite und Vulkanitbröckchen als Komponenten führen. Als weitere Komponenten sind Quarze metamorpher Gesteine festzustellen. Innerhalb des 11. Kerns treten keine diskreten pyroklastischen Horizonte auf. Tuffitische Beimengungen sind dagegen anhand der stärkeren Bimsführung zu erkennen. Kern 11 ist aus acht Sedimentationseinheiten aufgebaut, die aus rotbraunen Arkosen bestehen. In den Einheiten nimmt die Korngröße kontinuierlich zum Top hin ab. Nur in einer Teufe von ca. 627 m ist ein coarsening-upward-Zyklus ausgebildet. Die Basis der Sedimentationseinheiten bildet meist eine Kieslage, die nach oben zu über Mittelsande in Silt- und Tonsteine übergeht.

Im 12. Kern sind keine pyroklastischen Ablagerungen nachzuweisen. Die Abfolge gliedert sich in mindestens fünf grobkörnige Sedimentationseinheiten mit überwiegend Grobsanden bis Mittelkiesen. Coarsening- und fining-upward-Zyklen wechseln sich ab. Selten werden Korngrößen im Fein- bis Mittelsandbereich erreicht. Schichtung ist nur im Bereich 721,75 m in Form von Mikroschrägschichtung in einem Mittelsandstein ausgebildet. Dünnbankige Zwischenschaltungen von Grobkiesen und Grobsandsteinen, ebenso Grobkieslinsen innerhalb feinerkörnigen Materials sind vorhanden. Unterhalb des 12. Kerns bis zur Grenze

zum Grundgebirge bei einer Teufe von 769 m sind den Spülprobenuntersuchungen zufolge Gesteine wie in Kern 12 vertreten.

**Grundgebirge:** Zwei Kerne der Brg. Worms stammen aus dem kristallinen Basement (Kern 13 und Kern 14). Der 13. Kern durchteuft eine Kataklysezone mit Klastengrößen von 0,1 bis 3 cm, welche in Gesteinsmehl aus Kristallinmaterial eingebettet sind (Abb. 8).

Stellenweise zeigt sich ein noch gut erhalte-



Abb. 8. Kataklysezone in den Gneisen der Brg. Worms 3, Kernstück, 13. Kern, Probe W3-4.

nes Fitting der einzelnen Komponenten. Die Matrix ist rötlichgrau, die Komponenten sind meist mittelgrau bis rötlich. Gneis- und Pegmatitklasten bauen die Zerrüttungszone auf, teilweise sind Granitoide zu identifizieren. Innerhalb der Komponenten sind kleine Scherzonen ausgebildet. Ab einer Teufe von 778 m geht die Kataklysezone in anstehendes Material

über. Das anstehende Kristallin wird von mittelgrauen bis grünlichen Gneisen aufgebaut, die teilweise pegmatitische Gänge führen und eine straffe Paralleltexur zeigen, die mit zunehmender Tiefenlage stärker wird. Die Gneise sind biotitreich und apatitführend. Große Quarzblasten sind einschlußreich. Häufig sind in den Gneisen zwei Schieferungen nachzuweisen.

## 2.2.2 Milieu der Sedimente

Da die Sedimente oberhalb der Vulkanitfolge nur eine geringe Gesamtmächtigkeit haben und zudem nur als Spülprobenmaterial vorliegen, ist eine Aussage zum Bildungsmilieu nur unter Vorbehalt möglich. Andererseits ist aufgrund der Gesteinsabfolge von einer ähnlichen Entwicklung wie bei der Brg. Gimsheim auszugehen. Für die vorliegenden Sedimente des Spülprobenmaterials bedeutet dies eine Milieuinterpretation als Schwemmfächer-Sandebenen-Teilablagerungsbereich mit Tendenz zu feinkörnigeren Ablagerungen einer Sandebene. Unterhalb der Vulkanite zeigt die Brg. Worms 3 gegenüber der Brg. Gimsheim 2 insofern Unterschiede, als häufiger grobkörnigere Einschaltungen in ansonsten mittelkörnigen Sandsteinen anzutreffen sind. In der Brg. Gimsheim 2 treten solche Konglomeratlagen erst an der Basis des 12. Kerns auf. Auch sind pyroklastische Ablagerungen innerhalb der Brg. Worms 3 nur in geringem Umfang ausgebildet. So sind z.B. keinerlei ignimbritische Ablagerungen außerhalb der Vulkanitsequenz nachzuweisen.

Für den Bereich unterhalb der Vulkanite läßt sich auf eine Schwemmfächer-Playa-Assoziation als Ablagerungsraum schließen. Die Basis der Bohrung zeigt eine Randfazies innerhalb des permokarbonen Ablagerungsraumes. Kern 11 enthält ungeschichtete Grobsandsteine, Gerölllagen und intraformationale Tongerölle, die horizontal bis subhorizontal eingeregelt sind.

Teilweise sind erosive Kontakte vorhanden und aufgearbeitete Komponenten an der Basis von Silt- und Tonsteinen festzustellen. Innerhalb des 12. Kerns sind die Gesteine ebenfalls texturarm, Dachziegellagerung und wechselnde Imbrikationsschichtungen kommen vor. Die Sedimente des 12. Kerns lassen sich einem distalen Schwemmfächer mit stream-channel-deposits zuordnen. Der 11. Kern ist eher aus sandflat-Ablagerungen aufgebaut, die teilweise durch Schwemmfächer-Sedimentation beeinflusst wurden. Die Sedimente unterhalb der Vulkanitfolge zeigen eine liefergebietsnahe Ablagerung im Schwemmfächerbereich an. Die relative Nähe zum Abtragungsgebiet drückt sich im reichhaltigen Grundgebirgsmaterial innerhalb der Sedimente aus, welches dem direkt unter den Sedimenten anstehenden Kristallinmaterial kompositionell entspricht.

Insgesamt sind die Ablagerungen der Brg. Gimsheim 2 deutlicher gegliedert, die Ablagerungsbedingungen und die Gesteine sind differenzierter als die der Brg. Worms 3. Eine intensive Vermischung mit Pyroklastiten ist in der Brg. Worms 3 nicht vorhanden. Überlagert werden die Sedimente von Vulkaniten, deren gefördertte Mächtigkeiten von über 500 m auf mehrere Ereignisse hinweisen, die schnell aufeinander folgten, so daß nur wenige andere Eruptionsprodukte oder Sedimente abgelagert wurden.

# 3. Petrographische Untersuchungen

## 3.1 Korngrößenanalysen

Zur quantitativen Klassifikation der gröber-klastischen Anteile der Bohrkerne und zur Abschätzung der tendenziellen Entwicklung der Korngrößenverteilung über das Bohrprofil wurden Korngrößenanalysen durchgeführt.

Wegen der mangelhaften Desintegrationsfähigkeit des Probengutes wurde dafür eine computergestützte Bildanalyse von Dünn- und Anschliffen eingesetzt. Genutzt wurde eine Einrichtung des Instituts für Geologie, Würzburg, mit dem Programm VIDS V der AI Tektron Meßsysteme GmbH Hamburg.

Die Meßwerte wurden statistisch ausgewertet und folgende Parameter bestimmt: Median, Schiefer

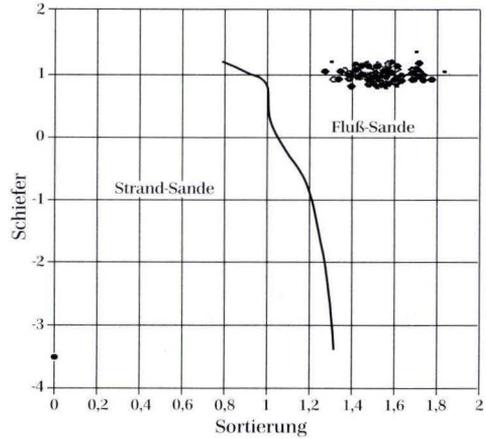


Abb. 9. Abgrenzung von Fluß- und Strandsanden über die Korngrößenparameter Schiefe und Sortierung (umgezeichnet nach FRIEDMAN 1961, 1962). Die Sandsteine der Brg. Gimbsheim 2 (102 Werte) liegen alle im Feld der Flußsande.

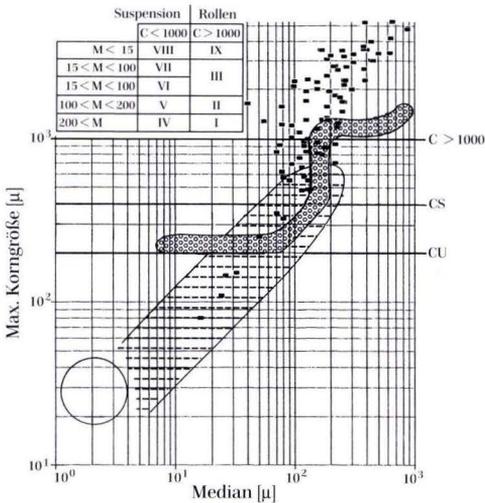


Abb. 10. CM-Diagramm (Median gegen max. Korngröße) der Sandsteine der Brg. Worms 3 und Gimbsheim 2 (verändert nach PASSEGA 1957). Das Feld mit Kreissignatur entspricht Sandsteinen, die über strömendes Wasser („traction current deposits“) abgelagert werden; das Feld mit Strichsignatur umrahmt die Sandsteine, die über Suspensionsströme zur Ablagerung gekommen sind und der Kreis markiert Ablagerungen im Stillwasser. Ist die maximale Korngröße 1 mm, dann handelt es sich um Sedimente des rollenden Transports, ist sie kleiner, sind die Sedimente in Suspension transportiert worden. cs entspricht dem Grenzwert für gradierte, cu dem für nichtgradierte Suspension.

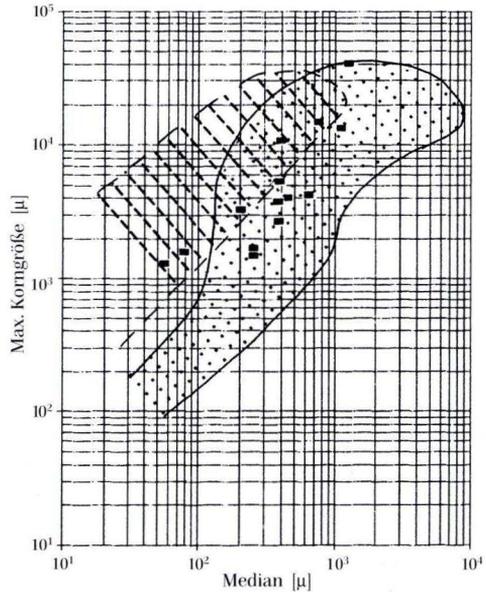


Abb. 11. CM-Diagramm der Sandsteine der Brg. Gimbsheim 2 nach BULL (1972). Das punktierte Feld steht für Ablagerungen aus verzweigten Flüssen, das schraffierte für Ablagerungen aus Schlammsströmen.

Mean, Modalwert, Sortierung (Sortierungsgrad und Relativer Sortierungskoeffizient), Schiefe, Kurtosis, Korngrößenverteilung über das Profil (Tendenz).

Die Korngrößen wurden in Mikrometern angegeben und den Klassen der DIN-4022-Skala zugeordnet. Schwierigkeiten ergeben sich bei der Korrelation der Ergebnisse aus der Bildanalysemethode mit denen der traditionellen Siebanalysen. Wertet letztere Gewichtsprozent, so ermittelt die Bildanalyse Häufigkeitsprozent. Um vergleichbare Ergebnisse zu erhalten, können diese über Umrechnungsfaktoren einander angeglichen werden (ROSENFELD et al. 1953; FRIEDMAN 1958, 1961, 1962, 1965). HARELL & ERIKSSON (1979) kommen zu anderen Ergebnissen bei der Umrechnung von Bildanalysedaten zu Siebanalysewerten. Alle Autoren stimmen dahingehend überein, daß die Korngrößen bei der Siebanalyse immer geringfügig

größer sind als die durch die Bildanalyse ermittelten Größen. Um Vergleiche und Interpretationen zwischen Literaturdaten und gewonnenen Daten zu ermöglichen, wurden die eigenen Analysenwerte wie Daten der Siebanalyse verwendet. Bei der Zuordnung zu den Korngrößenklassen verschiebt sich die Korngröße kaum zum größeren Korn hin, was bei den Angaben berücksichtigt wurde.

Zur genetischen Interpretation der ermittelten Korngrößenverteilungen und Parameter wurden covariate plots (vgl. PETTIJOHN et al. 1987) erstellt (vgl. Abb. 9, 10, 11).

Die Kurvenableitungen und covariate plots bestätigen die Hinweise zum Ablagerungsmilieu wie sie sich bereits bei der makroskopischen, sedimentologischen Kernaufnahme ergeben hatten. Es handelt sich bei dem untersuchten Kernmaterial um aquatisch transportierte Sedimente fluviatilen Milieus.

## 3.2 Detritusanalyse

### 3.2.1 Konglomerate

Die Geröllspektren der Konglomerate beider Bohrungen ähneln sich über weite Strecken. Die Konglomerate der Brg. Gimbsheim setzen sich in absteigenden Anteilen aus Gneisen, Graniten/Granitoiden, Vulkaniten, Amphiboliten und Quarzen zusammen. Untergeordnet (< 5 Vol.-%) treten Sandstein- und Silt-Tonsteingerölle auf. Vulkanitgerölle sind durchweg mit 5–10 Vol.-% am Spektrum beteiligt. Dabei dominieren die Anteile saurer Vulkanite (Dazite bis Rhyolithe, vgl. Probe G2-63). Oberhalb der basischen Vulkanite der Brg. Gimbsheim 2 sind Gerölle basischer Vulkanite zu beobachten.

Mit zunehmender Teufe nimmt innerhalb der Kieskorngröße der Brg. Gimbsheim 2 der Gehalt an sauren Vulkanitkomponenten zu (bis 20 Vol.-%). In der Probe G2-65 im 6. Kern ist ein über 10 cm großes Vulkanitgeröll vorhanden, das nach dem Modalbestand als Andesit bis Dazit zu klassifizieren ist. Es handelt sich um ein porphyrisches Gestein mit Einsprenglingskri-

stallen von Plagioklas, sehr viel Biotit und wenigen, fraglichen Amphibolen, die völlig durch Erz ersetzt wurden.

Die einzelnen Gerölltypen zeigen unter- und oberhalb der Vulkanitfolge unterschiedliche Anteile am Gesamtspektrum. Oberhalb der Vulkanite dominieren die Gneisgerölle, unterhalb die Quarzgerölle. In der Brg. Gimbsheim 2 besteht oberhalb der Vulkanite folgende Verteilung (in Vol.-%): Gneise > 50 %, Granite/Granitoide 20–30 %, Amphibolite 5–10 %, Vulkanite 5–10 %; unterhalb der Vulkanite ist das Spektrum wie folgt zusammengesetzt: Gneise bis 30 %, Granitoide 10–20 %, Amphibolite 5–10 %, Vulkanite 10–20 % und Quarze > 30 %.

Im Gegensatz zur Brg. Gimbsheim 2 ist der Anteil der Metamorphit-Gerölle am Spektrum in der Brg. Worms 3 größer. Die Gehalte an Vulkaniten (ebenfalls hauptsächlich saure Vulkanite) und Quarzen sind zusammen meist nicht größer als 10–20 Vol.-%. Das Geröllspektrum

setzt sich überwiegend aus Gneisen, Glimmerschiefern und Graniten/Granitoiden zusam-

men. Die Gneise machen häufig über 60 Vol.-% am Gesamtspektrum aus.

### 3.2.2 Sandsteine

Häufigste Komponenten der Sandsteine sind Quarze, Feldspäte und Gesteinsbruchstücke. In wechselnden Anteilen treten Hell- und Dunkelglimmer auf.

**Quarz:** Auffällig häufig treten in allen Proben beider Bohrungen klare, einschlußfreie Quarze als Komponenten auf, die einheitlich auslöschten. Sie weisen keine Undulosität, aber sehr oft Einbuchtungen an ihren Korngrenzen auf (Resorptionsbuchten). Damit verbunden zeigen sich euhedrale Kristallformen. Diese Charakteristika sprechen für einen vulkanischen Ursprung dieser Quarzvarietät. Oft sind die Quarze sehr stark fragmentiert und zeigen extrem scharfe Ecken und Kanten mit haarfeinen Spitzen sowie interne Zerbrechungen. Sind die Komponenten völlig zerbrochen, weisen die Bruchstücke untereinander dennoch ein sehr hohes Fitting auf. Auch dies sind Hinweise auf vulkanische Prozesse bei der Bildung derart geformter Quarze. Untergeordnet treten Quarze aus Plutoniten auf, die an typischen Flüssigkeitseinschlußreihen zu erkennen sind. Sie löschen meist undulös aus und zeigen gegenüber den vulkanischen Quarzen viele Einschlüsse. Quarze aus Metamorphiten sind zahlreich vorhanden und treten in Form von Aggregaten auf, die bei mehr als drei Subindividuen allerdings den Gesteinsfragmenten zugeordnet werden.

**Feldspäte:** Als Feldspäte sind Orthoklas, Sanidin, selten Mikroklin und polysynthetisch verzwilligter Plagioklas in den Sandsteinen der beiden Bohrungen vertreten. Die mengenmäßig dominierenden Kalifeldspäte sind ohne Ausnahme in beiden Bohrungen sehr stark zersetzt. Beginnend an den Spaltrissen sind sie oft völlig serizitisiert, so daß man nur noch Umrisse des Minerals erkennt, die durch ein noch erhaltenes Tonhäutchen nachgezeichnet werden. Neben Serizitisierung wurden die Kalifeldspäte von Illit und Kaolinit ersetzt. Die Kalifeldspäte

können Kristallgrößen bis 2 cm Kantenlänge erreichen. Im selten auftretenden frischen Zustand sind sie fleischfarbig. Die Plagioklase sind insgesamt seltener als die Kalifeldspäte. Im Gegensatz zu diesen sind sie durchweg besser erhalten, vereinzelt ist eine Calzitisierung festzustellen. Mikrokline treten selten auf, sind aber an ihrer Schachbrettvergitterung gut zu identifizieren. Der Sanidingehalt ist außer in tuffitischen Horizonten im Sedimentmaterial gering.

**Hell- und Dunkelglimmer:** Neben den Komponenten Quarz, Feldspat und Gesteinsbruchstücke, die für die Sandstein-Klassifikation berücksichtigt werden, sind in den Sandsteinen noch Biotit und Muskovit in der Leichtmineralfraktion vorhanden. Beide finden sich aufgrund ihres Vererzungsgrades auch unter den Schwermineralen. Aus den Schwermineral-Analysen ergibt sich ein auffälliger, z.T. hoher Anteil an sehr frischen Glimmern (überwiegend Dunkelglimmer). Der Biotit ist überwiegend grün gefärbt und enthält Erzkomponenten, deren unterschiedliche Gehalte für den Schwermineral-Charakter des Biotits verantwortlich sind. Auch aus angrenzenden Regionen (MARELL 1989, BACKFISCH 1984) ist ein hoher Biotitgehalt kennzeichnend für permokarbone Ablagerungen. Nach unserer Interpretation stammen die überwiegenden Glimmeranteile aus vulkanischen Gesteinen. Das Fehlen von mit Glimmern vergesellschafteten Mineralen in Metamorphiten, die Idiomorphie und die Konzentration in vulkanogenen Sedimenten stützen diese Interpretation. Biotit ist in Vulkaniten oft randlich resorbiert und weist dann einen schwarzen, opaken Rand auf. Diese Eigenschaft zeigt sich in den Schwermineralproben der Brg. Gimbsheim 2 und Worms 3 häufig. Biotite sind in dazitischen bis rhyolitischen vulkanischen Aschen oft auftretende Juvenile, die sehr gut für die Tephrochronologie

heranzuziehen sind. Euhedrale Biotite lassen sich auch als Relikte aus alterierten vulkanischen Fall-out-Aschen interpretieren. So ersetzt Biotit in den Ignimbritlegen oft die ansonsten dominierenden Schwerminerale. Ungewöhnliche Biotitanreicherungen in den permokarbenen Ablagerungen der untersuchten Bohrkern deuten somit ebenfalls auf pyroklastische Ablagerungen hin.

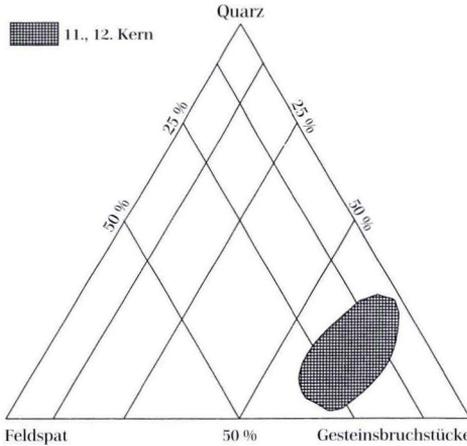
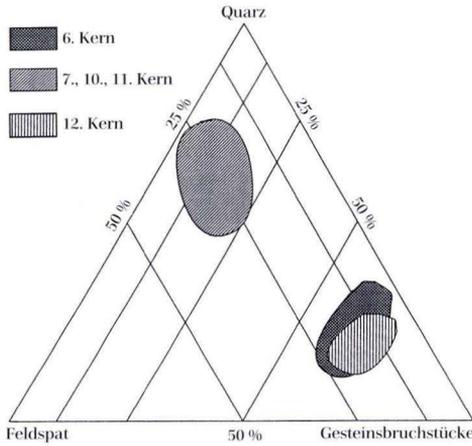


Abb. 12. Zusammensetzung der Sandsteine (Mittelsandsteine) der Brg. Gimbsheim 2 (oben) und Worms 3 (unten), Quarz-Feldspat-Gesteinsbruchstück-Diagramm nach FÜCHTBAUER (1988).

In Form des feinschuppigen Serizits kommt der Muskovit zahlreich in sauren Paläo-Vulkaniten (Quarzporphyren) vor. Ein Teil stammt dabei aus der Serizitisierung der Feldspäte. Muskovit tritt jedoch auch häufig als juvenile Komponente in Ignimbriten des östlichen Saar-Nahe-Beckens auf (STOLLHOFEN 1991).

In den Sedimenten beider Bohrungen sind die Glimmer oft durch mechanische Diagenese (Kompaktion) verbogen und an den Enden aufgefaser. Innerhalb von Glimmerlagen sind die Einzelindividuen subparallel eingeregelt.

**Gesteinsbruchstücke:** In beiden Bohrungen sind an Gesteinsbruchstücken sowohl vulkanische (und pyroklastische), metamorphe, plutonische als auch sedimentäre Komponenten vertreten.

Zum einen sind reine Vulkanitkomponenten zu identifizieren, die meist eine saure bis intermediäre Zusammensetzung zeigen, zum anderen sind Tuffkomponenten vorhanden. Die Tuff- oder Tuffit-Gesteinsbruchstücke sind durch feinverteiltes Erz stark opakisiert, weisen ein vitroklastisches Gefüge auf, bestehen aus mikrokristallinen Quarz-Feldspat-Aggregaten und führen nicht selten idiomorphe Quarze und Feldspäte in einer kryptokristallinen Grundmasse. Charakteristisch sind zudem geplättete Bimse. Die Tuffkomponenten der Sandsteine sind aufgrund der Ähnlichkeit mit manchen sedimentären Komponenten (z.B. Siltsteinen) schwer zu identifizieren. Dagegen sind die vulkanischen Gesteinsbröckchen gut an ihren Fließstrukturen, an Sphärolithen, ihrer Farbe und ihren idiomorphen Kristallen zu erkennen. Typisch sind weiterhin porphyrische Gefüge, mikro- bis kryptokristalline Quarze, Quarz-Plagioklas-Glimmer-Grundmasse und manchmal feinkristalline bis völlig dichte Grundmasse. Gesteinsbruchstücke von Plutoniten sind demgegenüber im Probenmaterial nur untergeordnet vertreten. Es handelt sich meist um Quarz-Feldspat-Glimmer-Aggregate.

Unter allen Gesteinsbruchstücken kommen metamorphe Komponenten am häufigsten vor. Darunter fallen im Untersuchungsmaterial überwiegend polykristalline Quarze mit mehr

als drei Einzelkörnern, die eine unterschiedlich starke Beanspruchung erkennen lassen. Dabei treten metamorphe Quarze auf, die eine beginnende unregelmäßige Subkornbildung anzeigen; Neukorn-Bildungen sind vorhanden und selbst völlige Neoblastengefüge sind in manchen Komponenten ausgebildet. Darüber hinaus sind Glimmerschiefer-Komponenten vertreten. Die Quarzkomponenten des vorliegenden Probenbestandes sind ihrer Beanspruchung nach Metamorphiten aus dem Odenwald zuzuordnen.

In den Sandsteinen der beiden Bohrungen sind selten sedimentäre Gesteinsfragmente nachzuweisen. Es treten u.a. Sandsteine, Siltsteine, Karbonate und Tongerölle auf, die aus dem permokarbonen Ablagerungsraum stammen.

Die überblickshafte Darstellung der Dreiecksdiagramme zur Sandstein-Zusammensetzung

beider Bohrungen ergibt, daß die meisten zwar erhöhte Gehalte an Feldspäten führen (meist über 15 Vol.-%), die dominierenden Komponenten allerdings die Gesteinsbruchstücke sind (Abb. 12). Nur in den Sandsteinen der Brg. Gimbsheim 2 sind im 7., 10. und 11. Kern weniger Gesteinsbruchstücke als Feldspäte vorhanden. Aus den bisherigen Befunden ist festzuhalten, daß die Zusammensetzung der Sandsteine in diesen Bereichen in engem Zusammenhang mit der Förderung von Vulkaniten und Vulkaniklastiten steht.

Die Gesteinsbruchstücksandsteine des 11. und 12. Kerns der Brg. Worms und die des 6. und 12. Kerns der Brg. Gimbsheim sind von hohen Gehalten an metamorphen Komponenten bestimmt. Es muß daher von einer liefergebietsnahen Ablagerung der Sandsteine ausgegangen werden.

### 3.2.3 Komponenten benachbarter Permokarbonvorkommen

**Brg. Weiterstadt 1** (vgl. MARELL 1989): Hier ist der Geröllbestand in den verschiedenen stratigraphischen Einheiten unterschiedlich. Die Oberkarbon-Sedimente zeichnen sich im Gegensatz zu den jüngeren Ablagerungen durch das Führen von chloritreichen Quarz-Glimmer-Schiefern aus. In den rotliegendzeitlichen Sedimenten der Brg. Weiterstadt 1 sind dagegen Granite, Gneise und Amphibolite die dominierenden Komponenten. Die permokarbonen Anteile der Brg. Worms 3 und Gimbsheim 2 zeigen ein genau umgekehrtes Verhältnis. Für die Konglomerate der Brg. Weiterstadt 1 ist daher ein Liefergebiet zu erwarten, das eher von Plutoniten dominiert ist als das Liefergebiet der Brg. Gimbsheim 2 und Worms 3. Deren Abtragungsraum muß metamorphe Gesteine zur Erosion bereitgestellt haben.

In der Zusammensetzung der Sandsteine ähneln sich dagegen in der Brg. Weiterstadt 1 die oberkarbonischen und die rotliegendzeitlichen Ablagerungen sehr. Nach der Einteilung von FÜCHTBAUER & MÜLLER (1977) handelt es

sich dabei durchgehend um „feldspatreiche Sandsteine mit (oder reich an) Gesteinsbruchstücken“. Eine einheitliche Zusammensetzung aller permokarbonen Sandsteine im Oberrheingraben ist jedoch nicht gegeben, wenn man die Ergebnisse der Brg. Gimbsheim 2 und Worms 3 miteinbezieht. Hier zeigt sich ebenso wie im Geröllspektrum der Einfluß des jeweiligen unmittelbar benachbarten Abtragungsraumes und unterschiedlicher diagenetischer Vorgänge.

**Sprendlinger Horst:** Im Geröllspektrum der Konglomerate dominieren saure Vulkanite. MARELL (1989) führt dies auf einen nahegelegenen Vulkanismus im Sprendlinger Horst zurück. Neben den Vulkaniten treten im Spektrum noch Granite, Gneise und Amphibolite auf. Die Amphibolite erreichen hier aufgrund des nahegelegenen Amphibolit-Abtragsbereiches einen größeren Volumenanteil als in den permokarbonen Ablagerungen des nördlichen Oberrheingrabens. Die Sandsteine im Rotliegend des Sprendlinger Horstes sind als „feld-

spatführende Sandsteine reich an bzw. mit Gesteinsbruchstücken\* zu bezeichnen.

**Östliches Saar-Nahe-Becken:** Im westlich an das Untersuchungsgebiet angrenzenden Sedimentationsraum besitzt das Komponenten-Spektrum der Sandsteine ebenfalls eine positionsabhängige lithologische Zusammensetzung. Hier dominieren wieder die Plutonite und verdrängen anteilig die metamorphen Komponenten, was im Zusammenhang mit der Bildung und Erosion mächtiger Vulkanit- und Subvulkanit-Komplexe zu sehen ist. Die Zusammensetzung der Sandsteine reflektiert diese vom Vulkanismus betonte Sedimentpetrographie. So sind z.B. die Feldspatgehalte der Sandsteine im Donnersberg-Raum wesentlich

größer als im Nordteil des östlichen Saar-Nahe-Beckens.

**SW-Deutschland:** BACKFISCH (1984) und mit Einschränkungen auch LÖFFLER (1991) untersuchen die Geröll- und Sandsteinzusammensetzung in SW-Deutschland und kommen zu ähnlichen Ergebnissen wie im Oberrheingraben und seinen angrenzenden Gebieten. Auch sie betonen die Abhängigkeit der Zusammensetzung der Konglomerate und Sandsteine von ihrer jeweiligen regionalen Position, da sich das Spektrum in Raum und Zeit verändert. Im Rotliegend SW-Deutschlands dominieren Plutonite die lithologische Zusammensetzung der Komponentenspektren.

### 3.2.4 Liefergebiete und Abtragungsraum

Die Abb. 13. zeigt die heutige Lithologie des Odenwaldes als Teil der Mitteldeutschen Kristallzone und die Geröllspektren der permokarbonen Ablagerungen im nördlichen Oberrheingraben. Die oben skizzierte positionsgebundene Zusammensetzung dieser Sedimente wird deutlich. Dabei richten sich die Spektren im wesentlichen nach den heute aufgeschlossenen kristallinen Einheiten. Am deutlichsten wird dieser Zusammenhang im Bereich des nördlichen Oberrheingrabens. Die Vorkommen von Gneisgeröllen in den Sedimenten der Brg. Worms 3 und Gimsheim 2 können in Bezug zu den Zonen II und III der vereinfachten Geologischen Karte von KROHE (1990: 395) gebracht werden. Diese Zonen setzen sich überwiegend aus Para- und Orthogneisen, Gabbros, Granodioriten und Graniten zusammen. Diese beiden Zonen können somit als Hauptliefergebiet für die Gerölle und die Sandsteine in den beiden betreffenden Bohrungen angesehen werden. Die gegenüber den beiden genannten Bohrungen höheren Anteile an Amphiboliten am Sedimentmaterial des Sprendlinger Horstes und der Brg. Weiterstadt 1 reflektieren die Lithologie des dazugehörigen Liefergebietes. Dort sind in Zone I nach KROHE (1990) neben Dio-

riten die Amphibolite am weitesten verbreitet.

Damit ist insgesamt nachzuweisen, daß der Bereich des Odenwaldes schon im Permokarbon annähernd bis auf das heute zugängliche Stockwerk erodiert gewesen sein muß. Alle heute im Odenwald angeschnittenen Gesteine sind schon im Sedimentmaterial der permokarbonen Abschnitte im Sprendlinger Horst und im nördlichen Oberrheingraben wiederzufinden. Die heutige Morphologie des Odenwaldes als Teil der ehemaligen Mitteldeutschen Kristallinschwelle zeigt damit annähernd die permokarbonen Landoberfläche und damit die südliche Grenze des permokarbonen Ablagerungsraumes „Nördlicher Oberrheingraben“ an.

Im östlichen Saar-Nahe-Gebiet ist die Beziehung zur Mitteldeutschen Kristallzone im Gegensatz dazu nur undeutlich. Die Gneise, Amphibolite und Granitoide des westlichen Rheingrabenrandes bei Albersweiler und Edenkoben sind Reste der Mitteldeutschen Kristallzone (FLÖTTMANN & ONCKEN 1992), können aber nach STOLLHOFEN (1991) nicht eindeutig als Liefergesteine für den Sedimentationsraum im östlichen Saar-Nahe-Becken identifiziert werden.

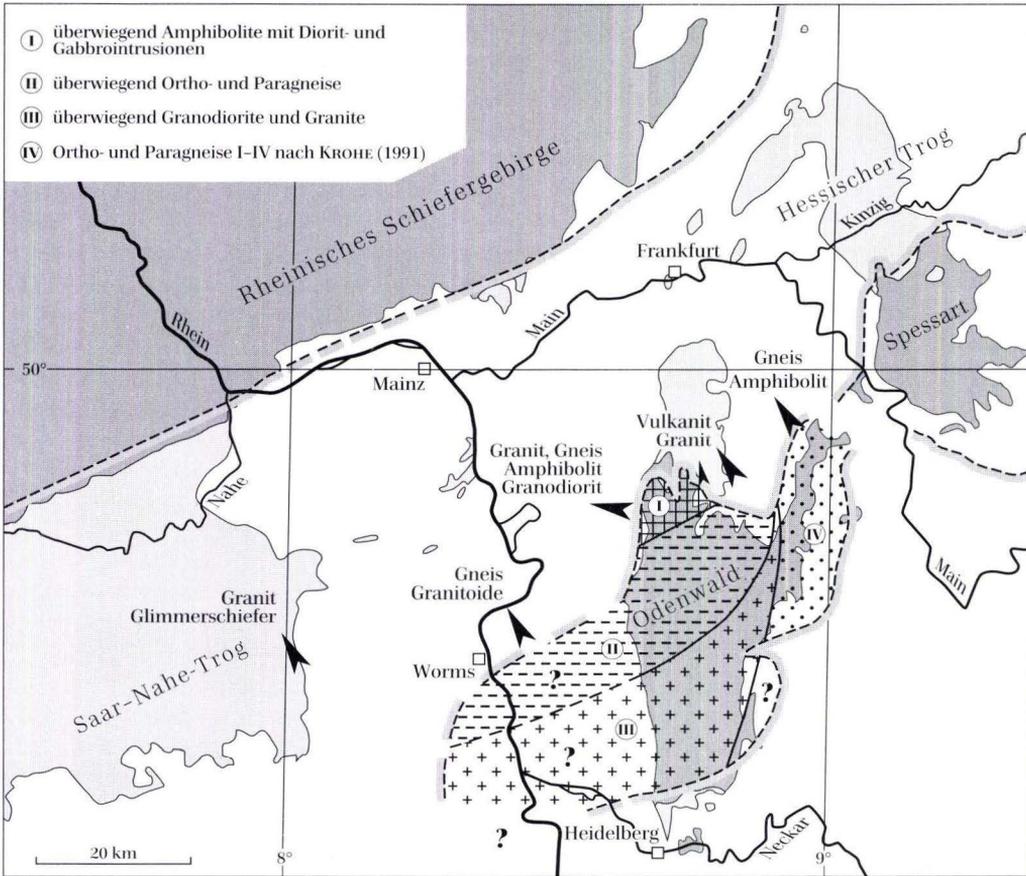


Abb. 13. Prä-Oberkarbon-Gerölle der Klastika der Brg. Gimsheim 2 und Worms 3 und der Bezug zum Liefergebiet. I: überwiegend Amphibolite mit Diorit- und Gabbrointrusionen, II: überwiegend Ortho- und Paragneise, III: überwiegend Granodiorite und Granite, IV: Ortho- und Paragneise I bis IV nach KROHE (1991).

### 3.2.5 Schwerminerale

#### 3.2.5.1 Schwermineralspektrum

Mit wenigen Ausnahmen können die nachfolgend aufgeführten Minerale bzw. Mineralassoziationen in sämtlichen untersuchten Proben beider Bohrungen nachgewiesen werden: Zirkon (Zr), Turmalin (T), Apatit (Apt) sofern nicht mit HCl weggelöst, und Glasfragmente (Gl). Untergeordnet wurden vereinzelt identifiziert: Dolomit (Dol), grüner und brauner Biotit (Bio) Sillimanit (Sil), Baryt (Bar) und Granat

(Gt). Der Nachweis von Korund, Andalusit, Monazit und Zinnstein ist aufgrund der zu geringen Korngröße der selten auftretenden Objekte nur unsicher zu führen. Insgesamt sind mindestens 14 verschiedene Schwerminerale in den Proben beider Bohrungen nachzuweisen, deren Ausbildung, Verbreitung, Häufigkeit und Bedeutung für die Paläogeographie analysiert wurde. Der Anteil an opaken Schwermineralen

am Gesamtspektrum schwankt zwischen 19 und 77 %.

Die Zirkone bilden mit wenigen Ausnahmen den Hauptanteil der einzelnen durchsichtigen Assoziation einer Probe. Ihr Anteil erreicht z.T. 96 % aller durchsichtigen Schwerminerale. Es überwiegen idiomorphe bis subidiomorphe Individuen (Taf. 1, Bild 1), die relativ groß und langprismatisch sind. Ein ausgeprägter Zonarbau ist außer bei völlig klaren und farblosen Zirkonen immer vorhanden. Daneben sind Einschlüsse von Gas und/oder Flüssigkeit, sowie „Risse“ (Abkühlungssprünge) festzustellen.

Die weite Verbreitung von Sillimanit in den Proben ist als wichtigstes Resultat der Untersuchungen hervorzuheben. Meist tritt er in Form prismatischer Körner auf. Es handelt sich um farblose bis leicht bräunliche Körner mit unregelmäßiger Interferenzfarben-Verteilung bei gekreuzten Nicols (Taf. 1, Bild 4). Der Sillimanit-Anteil am Schwermineralspektrum beträgt meist nur wenige Prozent. Allgemein gilt Sillimanit als seltenes Schwermineral. Sein Auftreten ist für die Liefergebietsinterpretation daher besonders wichtig.

Granat ist ebenfalls in geringen Prozentsät-

zen (meist < 10 % bis max. 21 %) in den Proben vertreten. Selten zeigen sich große Formen bei denen die Spaltflächen deutlich zu erkennen sind und oft den Umriß der Körner bestimmen. Die vorkommenden Granate sind ausschließlich farblos.

Apatit ist fast immer mit mehr als 20 % vertreten (max. 78 %), sofern die untersuchten Proben nicht mit HCl behandelt wurden. Es handelt sich um farblose, am Rand leicht gelblich gefärbte Schwermineralindividuen (Taf. 1, Bild 6).

Rutil und Turmalin kommen neben den Hauptgemengteilen wie Zirkon und Apatit seltener vor, sind aber fast durchgehend mit Anteilen von 1-5 % (Rt max. 14 %, T max. 6 %) vertreten (Taf. 1, Bild 2 und Bild 9).

Weiterhin ist das Vorkommen vereinzelter Glasfragmente in zahlreichen Proben für die Interpretation der Herkunft der Sedimentfracht wichtig. Es handelt sich um durchsichtige, farblose Splitter mit z.T. extrem scharfkantigen Rändern (Taf. 1, Bild 11), muscheligem Bruch und unregelmäßigen Rissen.

In einigen Proben tritt Dolomit verstärkt auf (max. mit 57 %, Taf. 1, Bild 10).

Die Häufigkeit von Biotit entspricht in etwa

#### Tafel 1

Schwerminerale (wichtigste auftretende Hauptgruppen)

Vergleichsstrecke jeweils 0,02 mm

Bild 1: Zirkon, verschiedene Varietäten; 1a: langprismatisch idiomorph; 1b: zwei schwach langprismatische Zirkone, deren Spaltrisse gut zu erkennen sind; 1c: extrem eng zonierter, idiomorpher Zirkon; 1d: extrem kurzprismatischer Zirkon; Proben aus Gimbsheim 2 und Worms 3, Proben W3-12, G2-49, G2-45.

Bild 2: Turmalin, alle prismatisch und wenig gerundet, wenig Einschlüsse, seltene, klare Farbtonung. Brg. Gimbsheim 2 und Worms 3, Proben W3-12, G2-47.

Bild 3: Biotit, grüne Varietät, Plättchen z.T. idiomorph auf der (001)-Fläche liegend, stellenweise Erzanreicherung (deshalb Schwermineral). Brg. Gimbsheim 2, Probe G2-53, aus ignimbritischen Lagen.

Bild 4: Sillimanit, prismatisch. Brg. Worms 3, Probe W3-7a.

Bild 5: Baryt, stark gerundet mit typischen opaken Einschlüssen. Brg. Gimbsheim 2, Probe G2-4a.

Bild 6: Apatit, 6a: großes Exemplar mit orientiertem zonarem Einschluß. Brg. Gimbsheim 2, Probe G2-51, G2-53; 6b: Apatit. Brg. Gimbsheim 2, Probe G2-53.

Bild 7: Monazit, fraglich, Lösungsspuren auf der Oberfläche. Brg. Worms 3, Probe W3-6a.

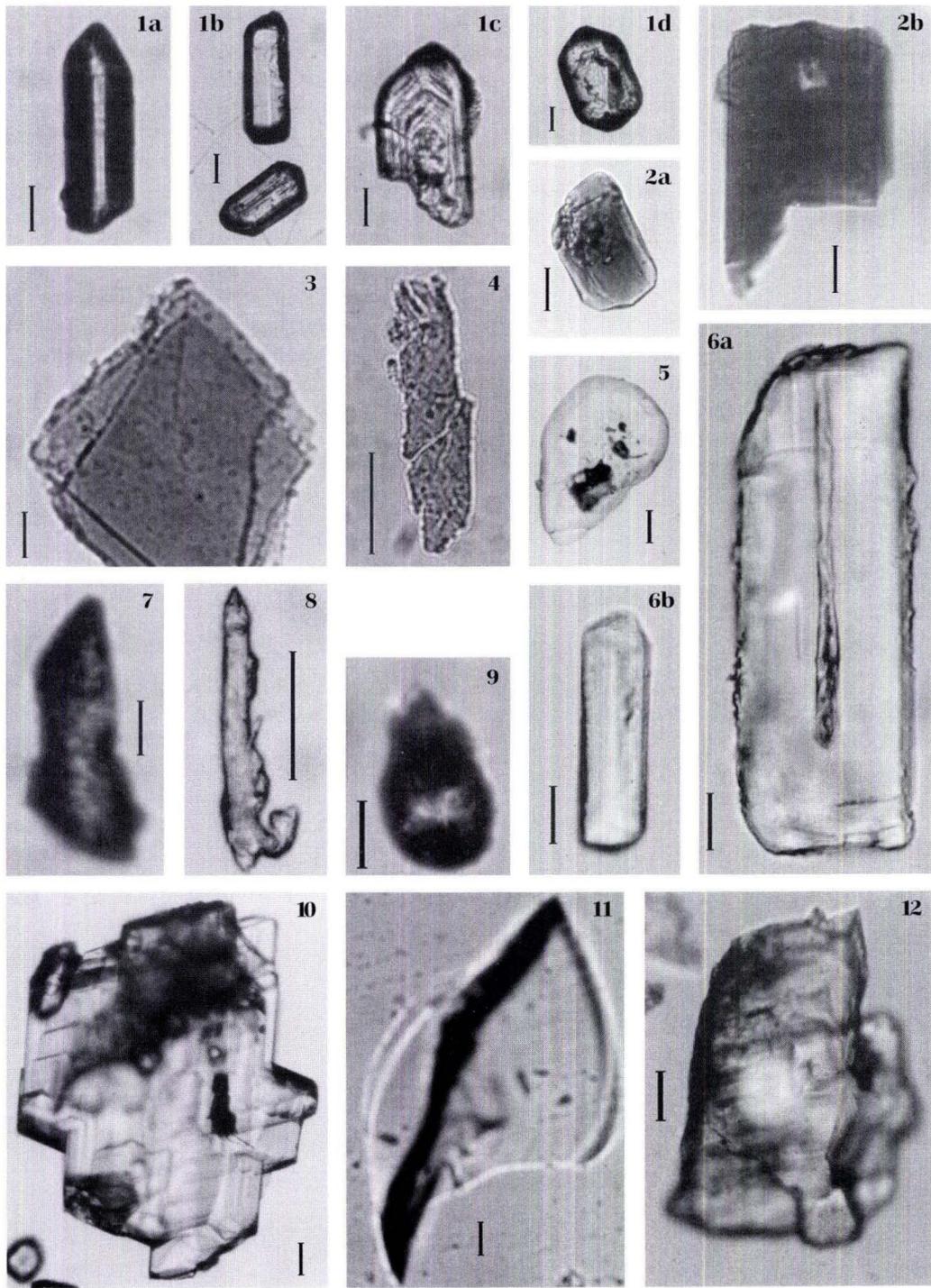
Bild 8: Disthen oder Andalusit, fraglich, säulige Form, blaßblaue Farbe. Brg. Worms 3, Probe W3-12.

Bild 9: Rutil, stark zugerundetes Einzelkorn. Brg. Worms 3, Probe W3-12.

Bild 10: Dolomit, Brg. Gimbsheim 2, Probe G2-12.

Bild 11: Glas, Brg. Worms 3, Probe W3-12.

Bild 12: Korund, Brg. Gimbsheim 2, Probe G2-36.



der von Dolomit. In seltenen Fällen bildet der Biotit allerdings den Hauptanteil am Schwermineralinhalt (max. 86.%, siehe Taf. 1, Bild 3). Die für Biotit typische scheinbare Einachsigkeit läßt sich relativ häufig nachweisen. Nur selten kommt als weiterer Glimmer der Muskovit vor; er wird nicht einzeln aufgeführt.

Baryt (max. 32 %) kann aufgrund farbloser am Rand leicht gelblicher Körner mit niedriger Lichtbrechung und mittlerer Doppelbrechung im Zusammenhang mit guter Spaltbarkeit relativ sicher identifiziert werden (Taf. 1, Bild 5).

### 3.2.5.2 Schwermineralverteilung

In Verteilung und Vergesellschaftung der einzelnen Minerale zeigt sich ein hohes Maß an Variabilität, das allerdings nicht immer auf Veränderungen im Liefergebiet zurückzuführen ist. Es haben zusätzlich Veränderungen nach der Sedimentation innerhalb der Sandsteine stattgefunden, die auf der einen Seite neue Schwerminerale entstehen ließen, auf der anderen Seite aber auch einzelne, leichter lösliche Minerale abführten (intra stratal solution, vgl. BOENIGK 1983).

Davon abgesehen kommen mit einer Ausnahme in den bearbeiteten Proben immer Zirkon und Sillimanit vor. Neben der sekundären, authigenen Bildung von Apatit ist in den Sandsteinen von einer derartigen Bildung sowohl bei Baryt als auch bei Dolomit auszugehen (FÜCHTBAUER 1988). Berücksichtigt man die authigen gebildeten Schwerminerale im Schwermineral-Spektrum nicht, so vermindert sich die prozentuale Variabilität der beteiligten Minerale erheblich (vgl. Abb. 14) und die Dominanz von Zirkon unter allen durchsichtigen Schwermineralen ist deutlich. Nur bei drei Proben wird diese durch das Auftreten zahlreicher Biotite durchbrochen. Als Ergebnis in der Verteilungs-Analyse der Schwerminerale ist weiterhin festzuhalten, daß dort, wo die Anteile an

Ähnlichkeiten mit Andalusit bzw. auch Apatit erschweren bei sehr kleinen Körnern eine exakte Bestimmung. Der Nachweis von Baryt im untersuchten Sedimentmaterial kann sicher über die EDX-Analysen geführt werden (vgl. Kap. 6.2.1, Taf. 5, Bild 2).

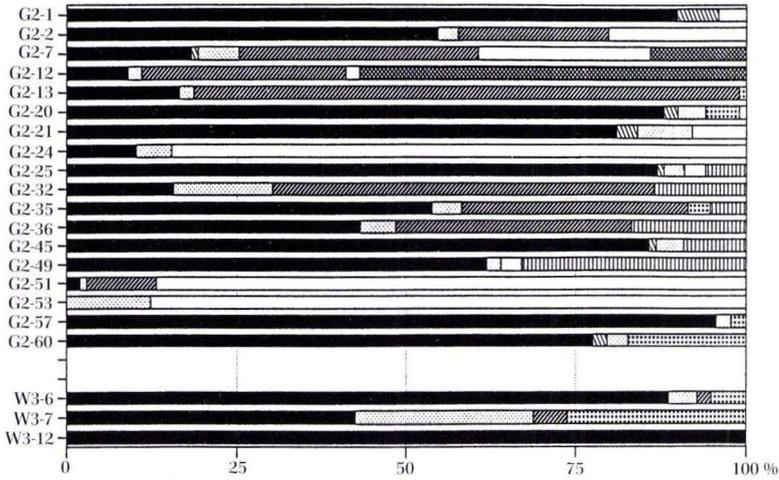
Für die Herkunftsbestimmungen der Schwerminerale sind die nur vereinzelt auftretenden Minerale entscheidend. Es wurden in den untersuchten Schwermineralproben die Minerale Korund, Andalusit, Monazit und Zinnstein nachgewiesen (vgl. Taf. 1).

Zirkon deutlich zurücktreten, der Biotit an dessen Stelle tritt. In den Proben mit dominierenden Biotit-Anteilen ist von deren vulkanischem Ursprung auszugehen, wofür auch das gleichzeitige Auftreten von Glasfragmenten, idiomorphen Zirkonen und die Frische mancher Schwerminerale sowie vulkanische Beimengungen sprechen.

Die Stabilität von Granat und Apatit ist nur bei pH-Werten über 7 gegeben. Somit können beide Schwerminerale nur in den Sedimentationsraum gelangen, wenn die pH-Stabilitätsbedingungen für deren Transport vorhanden waren. Dies ist vor allem bei aridem Klima gegeben. Ansonsten muß ein schneller Transport vom Liefergebiet zum Ablagerungsraum gewährleistet gewesen sein. In beiden Fällen hätte nur eine wenig intensive Verwitterungstätigkeit stattgefunden.

Eine weitere Möglichkeit des Eintrags von Granat muß angeführt werden. Aus mehreren stark K-reichen Vulkaniten des Saar-Nahe-Gebietes werden Granate beschrieben (SECKENDORFF 1990; ARIKAS 1986), die über die Verwitterung der Vulkanite in die Sedimente gelangt sein könnten. Hierzu liegen bisher jedoch keine weiteren Untersuchungen vor.

### Schwermineralverteilung ausgewählter Schwerminerale



### Schwermineralverteilung ohne Apatit und ohne Authigene

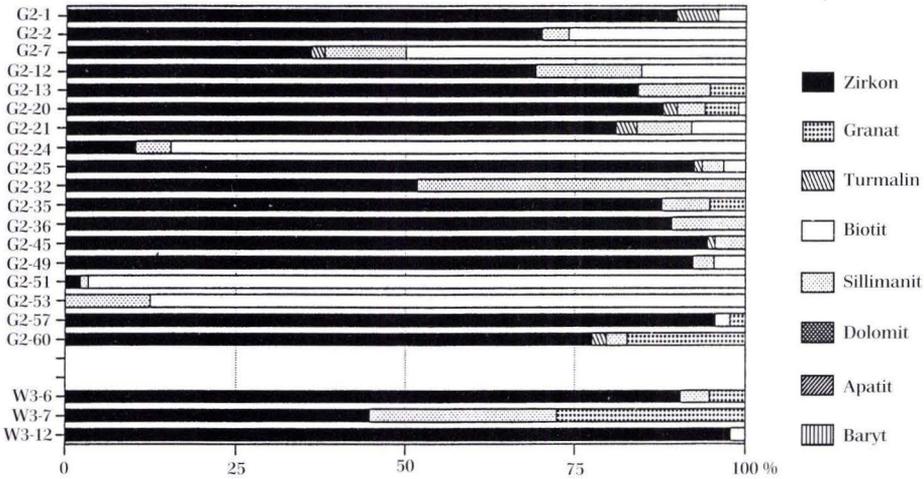


Abb. 14: Schwermineralverteilung in den Sandsteinen der Brg. Gimbsheim 2 und Worms 3.

### 3.2.5.3 Liefergebiete der Schwerminerale

Die nachgewiesenen Schwerminerale lassen sich in unterschiedlichem Maße zur Eingrenzung des Liefergebietes verwenden. So fällt bei den Zirkonen die absolute Dominanz der zonierten und idiomorphen Varietäten auf. Dies gilt zusammen mit den anderen Merkmalen dieser Zirkonpopulation als typisch für vulka-

nogene Zirkone (FÜCHTBAUER 1988: 22; vgl. auch WINTER 1977). In die gleiche Richtung deutet auch der relativ hohe Anteil pyroklastischer Beimengungen in den Sedimenten beider Bohrungen. Die Schwermineralassoziation Zr-Apt-Bio, aber auch die einzelnen frischen und euhedralen Minerale, sind somit relativ sichere

Hinweise auf pyroklastische Aktivitäten im Ablagerungsraum. Ein Eintrag von Schwermineralen über air-fall-Ablagerungen ist für das Sedimentmaterial beider Bohrungen als möglich anzusehen.

Wichtig ist das Vorkommen von Sillimanit und Andalusit. Für die Herkunft dieser Schwerminerale ist ein kristallines Liefergebiet notwendig; ebenso deuten die Granate auf ein solches Liefergebiet hin. In der näheren Umgebung kommt zur Zeit der Ablagerung der permokarbonen Sedimente als mögliches kristallines Liefergebiet nur die südliche Kristal-

lin-Schwelle in der Umgebung des Odenwalds in Frage. Im anderen möglichen Liefergebiet im Norden, nämlich der Hunsrück-Taunus-Schwelle, sind solche Minerale nur sehr lokal und in geringem Umfang nachgewiesen. Die Hunsrück-Taunus-Schwelle scheidet deshalb als Liefergebiet für diese Schwerminerale aus. Alle anderen in den Brg. Gimsheim 2 und Worms 3 vorhandenen Schwerminerale können ebenfalls ohne weiteres aus Gesteinen der Kristallinschwelle im Süden bzw. Osten bis Südosten bezogen werden.

Das Schwermineralspektrum und die

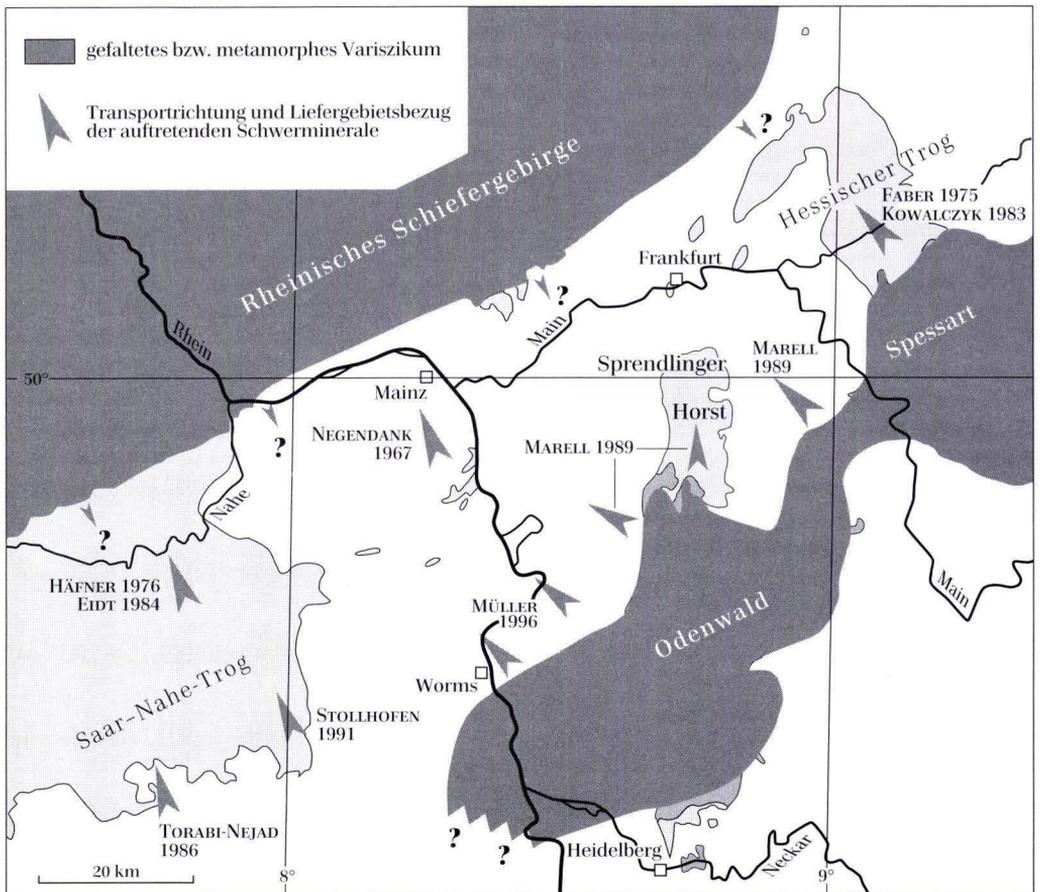


Abb. 15: Liefergebiete der Schwerminerale im Permokarbon des Saar-Nahe-Beckens und des Wetterau-Beckens mit Angabe entsprechender Literaturquellen. Der Schwermineralanteil aus der Hunsrück-Taunus-Schwelle (Rheinisches Schiefergebirge), der wegen des Geröllinhaltes im Rotliegend erwartet werden muß, ist wegen fehlender Leitminerale nicht zu identifizieren.

Schwermineralverteilung weisen somit wie die Komponenten der Sandsteine und der Geröllbestand der Konglomerate auf ein relativ nahes Liefergebiet im Bereich des heutigen Odenwaldes als Rest der Kristallin-Schwelle hin. Allenfalls ein Transport aus ehemaligen Hochgebieten, die jetzt im Oberrheingraben versenkt liegen, stellen noch ein potentielles Liefergebiet dar. Ebenso müssen das Kristallin von Albersweiler und Edenkoben berücksichtigt werden. Alle genannten Vorkommen sind Teile der Mitteldeutschen Kristallinzone, die damit als das Herkunftsgebiet für die Sandfraktion beider bearbeiteten Bohrungen zu identifizieren ist. Aus der Geröllanalyse ist als Ergebnis festgehalten worden, daß die groben Komponenten der Sandsteine ebenfalls nachweislich von dieser Schwelle stammen. Sandanteil und Kiesanteil der Kerne besitzen somit ein identisches Liefergebiet.

Zur Interpretation der Schwermineralanalysen sind Vergleiche mit den Ergebnissen aus Nachbargebieten notwendig. Im Permokarbon wurden in der näheren Umgebung des Untersuchungsgebietes von FABER (1975), KOWALCZYK (1983) und MARELL (1989) Analysen durchgeführt. Alle genannten Autoren können einen lokal und zeitlich wechselnden Teil der Schwerminerale im Permokarbon ebenfalls mit Schwerpunkt aus der südlichen Schwellenregion beziehen. Für das Saar-Nahe-Gebiet liegen nur wenige Untersuchungen zur Herkunft der Schwerminerale vor. HÄFNER (1976) und EIDT (1984) postulieren aufgrund der Vergesell-

schaftung von Zr, T, Gt, Rt, Apt und Anatas eine Sedimentationsfracht aus dem Süden, aus Schwarzwald und Vogesen. In der Brg. Olm 1 konnten folgende Schwermineralassoziationen identifiziert werden (NEGENDANK 1967): Apt, Zr, T, Rt, Gt, Anatas und Monazit. NEGENDANK (1967) postuliert als mögliche Liefergesteine Plutonite und Metamorphite, deren Abtragungsprodukte aus dem Süden in den Sedimentationsraum geschüttet wurden. Auch in der Brg. Olm 1 treten auffällig viele idiomorphe und zonierte Zirkone auf.

TORABI-NEJAD (1986) untersuchte die Schwermineralassoziationen in den Freisen-Schichten des östlichen Saar-Nahe-Beckens. Das vorkommende Schwermineralspektrum besteht aus Zirkon, Granat, Turmalin, Rutil, Anatas, Apatit, Staurolith, und Baryt. Als Liefergebiet schließt er Taunus, (abweichende Lithologie), Spessart (Barriere zwischen Saar-Nahe-Becken und Wetterauer Trog (vgl. MARELL 1989) und auch den Odenwald (Lithologie) aus. Ihm erscheint ein Transport der Schwerminerale aus dem Raum Schwarzwald/Vogesen und damit ein Transport von Sedimentationsfracht aus dem Süden wahrscheinlicher. Abb. 15 veranschaulicht im Überblick die Herkunft der Schwerminerale aus den einzelnen Gebieten. STOLHOFEN (1991) findet v.a. Zirkone in den Oberrotliegend-Sedimenten des östlichen Saar-Nahe-Beckens, die einen erhöhten Anteil an pyroklastischen Komponenten aufweisen. Indexminerale zur Eingrenzung eines Liefergebiets können von ihm nicht angeführt werden.

### 3.2.6 Tonminerale

29 Proben feinkörniger Sedimente der Brg. Gimbshelm 2 und 5 Proben der Brg. Worms 3 wurden röntgendiffraktometrisch untersucht. Es sollte die tonmineralogische Zusammensetzung der Proben erfaßt werden. Tab. 1 zeigt die ermittelte Verteilung und die relativen Anteile der wichtigsten Tonminerale beider Bohrungen.

In den bearbeiteten Proben wird der Tonmi-

neralbestand i.w. nur von Illit und Kaolinit gebildet, wobei der Illit meist überwiegt. Smektitte, mixed-layer-Minerale, Vermikulit und Chlorit sind nur in sehr geringen Konzentrationen in einigen Proben vorhanden.

In den permokarbonen Ablagerungen (speziell im Rotliegend) der näheren Umgebung (Saar-Nahe-Becken, Sprendlinger Horst, Wetterau) wurden bei Tonmineraluntersuchungen

dagegen auch Smektit und mixed-layer-Minera-  
le identifiziert. Dort gelten diese Minerale als  
Indikatoren für erhöhten pyroklastischen Ein-  
trag (MARELL 1989; KOWALCZYK 1983; HEIM 1961,  
1971).

Demgegenüber sind die feinkörnigen Sedi-  
mente beider Brg. Gimbsheim 2 und Worms 3,  
die aufgrund petrographischer und textueller  
Merkmale pyroklastische Anteile aufweisen,  
durch auffällig hohe Illit-Gehalte gekennzeich-  
net. Daß die für pyroklastische Anteile in Ober-  
flächenvorkommen typischen, quellfähigen  
Tonminerale fehlen, ist durch fortgeschrittene  
diagenetische Prozesse zu erklären. Diese ver-  
liehen vermutlich über eine Smektitisierung der  
pyroklastischen Gläser (und Feldspäte) und ei-  
ne anschließende Illitisierung.

HEIM (1990) unterstreicht jedoch in diesem

Probe	Illit	Kaolinit	Albit	Muskovit
G2-1	—	—	—	—
G2-5	—	—	—	—
G2-8	—	—	—	—
G2-9	—	—	—	—
G2-11	—	—	—	—
G2-12	—	—	—	—
G2-13	—	—	—	—
G2-14	—	—	—	—
G2-15	—	—	—	—
G2-17	—	—	—	—
G2-20	—	—	—	—
G2-21	—	—	—	—
G2-25	—	—	—	—
G2-30	—	—	—	—
G2-31	—	—	—	—
G2-32	—	—	—	—
G2-35	—	—	—	—
G2-36	—	—	—	—
G2-38	—	—	—	—
G2-50	—	—	—	—
G2-52	—	—	—	—
G2-53	—	—	—	—
G2-54	—	—	—	—
G2-55	—	—	—	—
G2-56	—	—	—	—
G2-57	—	—	—	—
G2-58	—	—	—	—
G2-59	—	—	—	—
G2-60	—	—	—	—
W3-09	—	—	—	—
W3-10	—	—	—	—
W3-11	—	—	—	—
W3-12	—	—	—	—
W3-14	—	—	—	—

Tab. 1. Tonmineralverteilung und Verteilung Albit/  
Muskovit in den Brg. Gimbsheim 2 und Worms 3,  
halbquantitativ (relative Intensitäten). Durch Raste-  
rung sind die nachgewiesenen pyroklastischen Hor-  
izonte gekennzeichnet. Teufenlage und Kernbereich  
der jeweiligen Probe sind im Anhang aufgelistet.

Zusammenhang, daß primär smektitisch-pyro-  
klastische Ablagerungen von einer Illitisierung  
über das Stadium der Wechselschichtminerale  
betroffen sein können. Dabei können unter er-  
höhten Temperaturen und Drücken sowie zu-  
sätzlichem  $K^+$ -Angebot quellfähige Dreischicht-  
minerale gebildet werden. Die benötigten Tem-  
peraturen liegen im Bereich von 93–170 °C. Das  
 $K^+$ -Angebot ist entscheidend, so daß es bei einer  
Anreicherung von  $K^+$  durch Feldspatverwite-  
rung schon unter Oberflächenbedingungen zur  
Illitisierung kommen kann. Das bedeutet,  
daß eine Illitbildung auch unmittelbar vom  
Grad der vorhandenen Feldspatverwitterung  
abhängt und nicht nur vom Ausgangschemis-  
mus und diagenetischen Veränderungen.

Durch die auffälligsten Illitgehalte beider  
Bohrkerne ist die Probe G2-14 der Brg. Gimbs-  
heim gekennzeichnet, die makroskopisch einem  
Hygrophyllit nach HEIM (1971) stark  
ähnelt. Sie besitzt wie dieser eine grünliche  
Farbe, eine weiche, talkartige Substanz, die in  
Wasser sehr schnell zerfällt. Als einzige Probe  
enthält dieses Gestein mixed-layer-Minera-  
le, daneben viel Illit und auch Kaolinit, d.h. sie ist  
auch röntgendiffraktometrisch mit dem Hygro-  
phyllit nach HEIM (1971) identisch. Dieses Ge-  
stein wurde überwiegend vom Oberrotliegend  
des Saar-Nahe-Gebietes beschrieben; ähnliche  
Charakteristika erwähnt auch KOWALCZYK  
(1983). Nach HEIM (1971, 1990) sind die Hygro-  
phyllite auf saure bis intermediäre „Bimsaus-  
würflinge“ zurückzuführen. Die begleitenden  
Aschentuffe sind zudem (HEIM 1990: 89) nicht  
zu Tonmineralen, sondern zu Quarz und  
Feldspataggregaten umgewandelt worden.

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß  
die tonmineralogische Zusammensetzung der  
beprobten Bohrungs-Abschnitte von den Ober-  
flächenvorkommen und Nachbarbohrungen  
nur durch das weitgehende Fehlen quellfähiger  
Tonminerale abweicht. Entscheidend dafür  
sind neben der petrographischen Zusammen-  
setzung der Ausgangsgesteine mit hoher  
Wahrscheinlichkeit diagenetische Prozesse in-  
folge Versenkung der permokarbonen Sedi-  
mente in Tiefen über 2–4 km.

### 3.2.7 Kornrundung und Reife der Sandsteine

**Rundung:** PETTIJOHN (1975) schlägt eine Einteilung nach Rundungsgraden vor, die für Übersichtsuntersuchungen ausreichend genau ist. Er stuft folgende Rundungsgrade ab: angular, subangular, subrounded, rounded und well-rounded.

Die Quarze der beiden bearbeiteten Bohrungen werden nachfolgend nach PETTIJOHN (1975) klassifiziert. Dabei wurden die Grobsandfraktion und die Mittelsandfraktion getrennt nach FRIEDMAN & JOHNSON (1982) voneinander gewertet. FÜCHTBAUER (1988) weist in diesem Zusammenhang auf den bedeutenden Einfluß der Korngröße auf den Zurundungsgrad hin. Folgendes Ergebnis ist festzuhalten:

Im Untersuchungsmaterial dominieren eindeutig angulare bis subangulare Rundungsgrade. Nur wenige Sandsteine besitzen, meist vereinzelt, noch Quarze mit etwas besserer Zurundung, die selten die Klasse „subrounded“ erreicht. Deutlich ist der Unterschied zwischen den beiden untersuchten Korngrößenklassen. Ausnahmslos sind die mittelkörnigen Quarze schlechter gerundet als die grobkörnigen. Dies gilt nach FÜCHTBAUER & MÜLLER (1977) generell für fluviatile Sandsteine; eine Beteiligung mehrerer Schüttungen bei den einzelnen Sandsteinen ist auszuschließen. Zu bemerken ist weiterhin, daß die Quarzkörner äußerst stark fragmentiert in den Schliffen vorliegen, d.h. sie zeigen zwar ebene, glatte Flächen (meist drei), aber sehr scharfe und spitze Enden, die auch bei kürzestem Transport eine Rundung erfahren hätten. Die Ablagerung der Sandsteine beider Bohrungen ist somit nahe am Liefergebiet erfolgt, ein Transport aus größerer Entfernung ist auszuschließen.

**Reife:** Die Sandsteine der beiden Brg. Worms 3 und Gimbsheim 2 liegen in nur zwei strukturellen Reifestadien vor, nämlich „immature“ und „submature“ (Klassifikation nach FOLK, 1974):

- Dem „immature“-Stadium entsprechen schlecht sortierte Sandsteine, die matrixgestütztes Gefüge aufweisen wie annähernd

alle Sandsteine der Brg. Worms und die Sandsteine des 7. Kerns der Brg. Gimbsheim 2.

- „submature“-Stadium: Hierunter fallen die mäßig sortierten, tonärmeren Sandsteine des 11. Kerns der Brg. Worms oder die Sandsteine des 10. Kerns der Brg. Gimbsheim.

Insgesamt betrachtet sind die Sandsteine beider Bohrungen daher einem strukturell unreifen Stadium zuzuordnen. Nur vereinzelt treten Lagen mit einer geringfügig höheren Reife auf.

Die Kompositionelle Reife verhält sich umgekehrt proportional zum Anteil derjenigen Komponenten, welche stark verwitterungsempfindlich sind. Je höher der Gehalt an Feldspäten und Gesteinsbruchstücken, desto kleiner ist der Kompositionelle Reifegrad. Für die untersuchten Sandsteine ergeben sich folgende Werte:

	Brg. Gimbsheim 2	Brg. Worms 3
6. Kern	0,3-0,6	11. + 12. Kern 0,3-0,4
7. Kern	1,0-1,4	
10. Kern	ca. 1	
11. Kern	1,0-1,5	
12. Kern	0,2-0,3	

Aus den niedrigen Werten ist nur eine sehr geringe Kompositionelle Reife aller untersuchten Sandsteine abzuleiten. Von einer höheren Reife kann erst ab einem Verhältnis von  $> 2$  gesprochen werden; diese Werte werden hier nicht erreicht.

Zum Vergleich wurden aus den Daten von MARELL (1989) und NEGENDANK (1967) die Reifegrade der Sandsteine aus dem Sprendlinger Horst und den Brg. Weiterstadt 1 und Stockstadt 33R berechnet. Die Strukturelle Reife dieser Sandsteine reicht nicht über das Stadium „submature“ hinaus. Für deren Kompositionelle Reife konnten folgende Werte ermittelt werden:

Moret-Schichten:	0,4-1
Langen-Schichten:	ca. 1
Weiterstadt 1:	0,4-1.

Für die Sandsteine der Brg. Stockstadt 33R

sind stellenweise höhere Reifegrade (Kompositionelle Reife) festzustellen. Maximal werden Werte von 2,3 erreicht. Die Mehrzahl der Proben besitzt jedoch Reifegrade zwischen 0,4-1,5.

Die für die Brg. Gimbsheim und Worms getroffenen Aussagen können somit auf weite

Bereiche des Permokarbon im nördlichen Oberrheingraben und seinen angrenzenden Gebieten übertragen werden. Insgesamt zeigen fast alle Sandsteine eine geringe Kompositionelle und Strukturelle Reife.

## 4. Pyroklastika in den Brg. Gimbsheim 2 und Worms 3

In beiden Bohrungen bestehen mehrere Kernstrecken aus einheitlich pyroklastischen Ablagerungen. Dabei ist primäres Glas überwiegend nicht mehr erhalten, sondern diagenetisch umgewandelt. Die primären strukturellen Merkmale sind ebenfalls stark verändert worden (vgl. Kap. 6). Bei einigen wenigen Proben überrascht dagegen ihre äußerst frische Textur.

Die im nachstehenden Text verwendete Nomenklatur für die Pyroklastika der untersuchten Bohrungen folgt den Definitionen von FISHER & SCHMINCKE (1984), CAS & WRIGHT (1987) und SCHMIDT (1981), bzw. LE MAITRE (1989).

**Brg. Gimbsheim 2:** Die Einstufung der Gesteine aus Kern 12 hinsichtlich ihres pyroklastischen Anteils bereitet Schwierigkeiten. Die pyroklastischen Komponenten sind mit dem klastischen Sedimentmaterial stark vermischt worden. Neben den Feldspatsandsteinen treten vereinzelt feinkörnige Lagen auf, die sehr reich an Biotiten sind, stark angulare Quarze aufweisen und vermutlich ehemalige Bimse in jetzt stark zersetzter Form führen. Die Matrix dieser Feinklastika ähnelt der feinkörniger Pyroklastika. Dazu treten häufig Vulkanitkomponenten auf (Rhyolithe), ebenso ist der Feldspatreichtum auffällig. Dies sind die einzigen makroskopischen Merkmale der pyroklastischen Anteile in den Sedimenten. Insgesamt erreichen die pyroklastischen Komponenten in den Gesteinen des 12. Kerns nie mehr als 25 %. Aufgrund dieses geringen Gehaltes an pyroklastischen Komponenten werden diese Sedimente als „Zwischensedimente“ bezeichnet (STOLLHOFEN 1994).

Im 11. Kern zeigen sich deutliche Hinweise

auf erhöhten pyroklastischen Eintrag in den Sandsteinen. Diese Sandsteine sind insgesamt etwas feinkörniger als die Gesteine des 12. Kerns und es finden sich größere Ansammlungen vulkanogener Komponenten. Hinweise auf akkretionäre Lapilli ergeben sich im Bereich 587,65 m in der Probe G2-13. In einer weiteren Probe (G2-10) sind ebenfalls Bimse vorhanden. Ansonsten ist wie im 12. Kern die Matrix sehr oft optisch nicht mehr auflösbar. Sie zeigt in ihrer Ausprägung allerdings typische Merkmale für Tonsteine pyroklastischen Ursprungs.

Die Tonmineralanalyse ergab innerhalb des 11. Kerns an einigen Stellen eine überdurchschnittliche Anreicherung von Illiten, die im bearbeiteten Kernmaterial als Indiz für pyroklastische Ablagerungen gelten kann (vgl. Kap. 3.2.6). Danach ist für die Tonsteine des 11. Kerns von einer vulkanoklastischen Bildung auszugehen und der Kern ist insgesamt als eine Wechselfolge tuffitischer Sandsteine und tuffitischer Tonsteine zu interpretieren. Aufgrund der Sedimentstrukturen muß eine deutliche Umlagerung der tuffitischen Komponenten stattgefunden haben. Der Modalbestand zeigt in den Tuffiten eine rhyodazitische bis dazitische Zusammensetzung.

100 m über den vulkano-sedimentären Gesteinen des 11. Kerns läßt sich im oberen Bereich des 10. Kerns eine gut erhaltene Abfolge von Pyroklastika erkennen (Proben G2-30 bis G2-39). Von etwa 480,74 m an sind die Ablagerungen von juvenilen pyroklastischen Komponenten dominiert, ab etwa 477 m sind kaum noch Lithoklasten vorhanden. Zum Top des Kerns nimmt der Anteil der pyroklastischen

Komponenten wieder ab. Bei dem pyroklastischen Material handelt es sich um Pyroklasten, die sich in unterschiedlichem Maße mit den anderen sedimentären Komponenten vermischen. In einer Aschematrix reichern sich die Bimse in zusammengedrückter Form an und liegen häufig verschweißt vor. An der Basis des Kerns befindet sich eine Wechselfolge von geschichteten Aschen- und Staubtuffen. Die erstgenannten enthalten größere, invers gradierte Bimse. Darüber folgen Aschentuffe, die teils erosiv von Staubtuffen überlagert werden. Die Aschentuffe zeigen eine wellige Schichtung, mit water escape structures oder pipes. Etwa einen halben Meter oberhalb dieses Bereichs sind die Bimse sehr gut erhalten und weisen stellenweise noch völlig runde Formen auf. Von etwa 479–477 m besteht die Abfolge nur noch aus Bimsen, die vereinzelt juvenile Kristallfragmente führen können. Darüber schaltet sich ein dünner Horizont mit Gesteinsfragmenten und Kristallen ein, der erneut in reine Bimslagen übergeht.

Im Bereich um 478,74 m ist eine Dreiteilung der Ablagerungen nach der Größe der Bimse vorzunehmen. Im mittleren Bereich sind die Bimse völlig kollabiert und ausgeschwänzt. Am Top und an der Basis sind runde Formen ausgebildet, die zum zentralen Bereich hin immer stärker geplättet werden (Fiamme). Die bimsreicheren Zonen werden zum Top hin von einer Wechselfolge bimsärmerer und bimsreicherer Zonen überlagert. Im Bereich um 474,74 m sind aerodynamisch geformte Bimse vorhanden, die Airfall-Prozesse bei der Ablagerung dieser Pyroklastika am Top andeuten. Die gesamte beschriebene Abfolge des 10. Kerns im Bereich von 480,74–474,74 m läßt sich als eine ignimbritische Ablagerung mit mehreren Fließeinheiten deuten.

Innerhalb des 7. Kerns tritt erneut eine ignimbritische Abfolge oberhalb von tuffitischen Sandsteinen auf. Hier dominiert eine Wechselfolge von Aschen- und Staubtuffen das Erscheinungsbild. Die Lagen sind gut geschichtet, zeigen teilweise Erosivformen und eine gradierte Schichtung innerhalb der Aschentuffe von grob

nach fein. In den Aschentuffen treten Lapilli und Kristallfragmente auf. Die Schichtgrenzen sind meist erosiv. Ab 159,95 m nimmt der Gehalt an Kristallfragmenten und auch an Fiamme in der pyroklastischen Matrix zu, um ca. einen Meter darüber in eine reine Fiammelage überzugehen. Ab 158,50 m sind wieder mehr Kristallfragmente vorhanden. Die Probe G2-56 (Teufe 159,15 m) zeigt sehr gut erhaltene Yshards blasenreicher Lapilli. Die shards sind an den Ecken abgebrochen, was auf eine eher kalte Ablagerung hindeutet. Über diesen Lapillituffen lagert eine Wechselfolge aus Tuffen und Fiammehorizonten. Ab einer Teufe von 155,10 m nimmt der Anteil der Gesteinsbruchstücke und fragmentierten Quarze zu. Devitrifizierte Lapilli enthalten Akkretionsstrukturen und deuten damit innerhalb der gut sortierten Schichten auf eine Fallablagerung hin. Zum Top des 7. Kerns gehen die ignimbritischen Lagen wieder in schwach tuffitische Sandsteine über. Die ausgeprägte Schichtung innerhalb der Abfolge deutet ebenfalls auf Fallprozesse bei der Ablagerung hin. Dies kann als Hinweis auf eine komplexe Zusammensetzung des vorliegenden Ignimbrits gelten, in den dünnbankige Fallablagerungen eingeschaltet sind. Auch eine Beteiligung phreatomagmatischer Prozesse bei der Genese der Ignimbrite ließe sich daraus ableiten (WRIGHT 1981).

Taf. 2 und Taf. 3 zeigen die typischen Merkmale der vulkanoklastischen Sedimente in den Brg. Gimbsheim 2 und Worms 3.

**Brg. Worms 3:** Innerhalb der Sedimentfolge deuten nur Gesteine des 11. Kerns auf pyroklastische Anteile hin. Hier handelt es sich um epiklastisch beeinflusstes Material, das nur vereinzelt Lapilli und/oder eine pyroklastische Matrix führt. Eine Klassifikation dieser Abfolge als Pyroklastika kann aufgrund der geringen vulkanogenen Komponenten nicht vorgenommen werden.

Die Vulkanitfolge im 9. Kern der Brg. Worms weist am Top eine 3 m mächtige Zone mit sehr großen Bimslapilli und Bimsblöcken auf. Nach den Spülprobenuntersuchungen ist die Mächtigkeit dieses Bereiches auf ca. 14 m auszudeh-

nen (10–24 m). Die Abfolge ist im Bereich des 9. Kerns in ihren unteren Abschnitten erschlossen. Innerhalb einer inhomogenen Matrix aus alteriertem Gesteinsglas liegen neben kleinen, stark zerbrochenen pyroklastischen Gesteins- und Kristallapilli auch Xenolithbruchstücke vor.

Wesentlich ist der Gehalt an großen Bimsen, die der Größe nach z.T. als Bimsblöcke (Korngrößen bis 8 cm!) zu bezeichnen sind. Sowohl die Matrix als auch die Bimse sind rotbraun gefärbt. Nur selten heben sich die Bimse durch eine Aufhellung von der Matrix ab. In Annäherung an den liegenden Basaltischen Andesit zeigen die pyroklastischen Ablagerungen eine Breccierung. In diesem Kontaktbereich zwischen Vulkanit und Pyroklastit vermischen sich die Komponenten beider Einheiten. Die großen Bimslapilli führen als essentielle Kom-

ponenten euhedrale Feldspäte und Quarze, die sämtlich auch in der Matrix der pyroklastischen Ablagerung vorkommen (Taf. 2, Bilder 5 und 6). Daneben sind umgewandelte und deformierte Blasen Hohlräume vorhanden. Eine Palagonitisierung ist in den ehemaligen glasigen Partien zu erkennen. Das pyroklastische Gestein ist sehr schlecht sortiert, was auf eine Fließablagerung schließen läßt. Der Top der Vulkanitfolge ist als Ignimbrit anzusprechen (LIPPOLT et al. 1990).

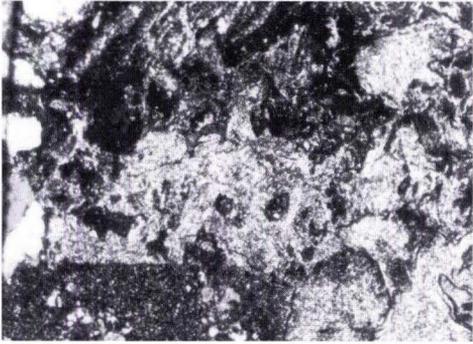
Für die pyroklastischen Ablagerungen beider Bohrungen läßt sich festhalten, daß nur eine geringe Variabilität in den mengenmäßigen Anteilen ihrer Klusten (Phänokristalle, Glasshards, Bimse und lithische Klusten inkl. Xenolithe) vorliegt. Die Matrix der vorliegenden Ignimbrite und einiger Tuffe wird von bereits früh devitrifizierten Glasshards gebildet. Bimse

---

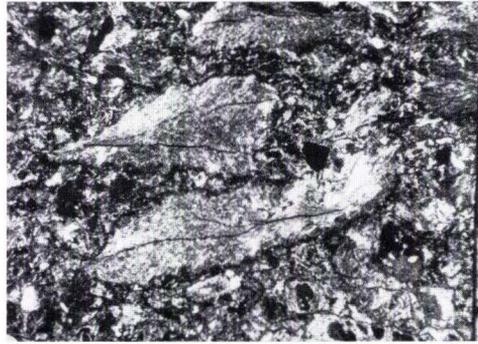
Tafel 2

Pyroklastika, Vergleichsstrecke jeweils 0,5 mm

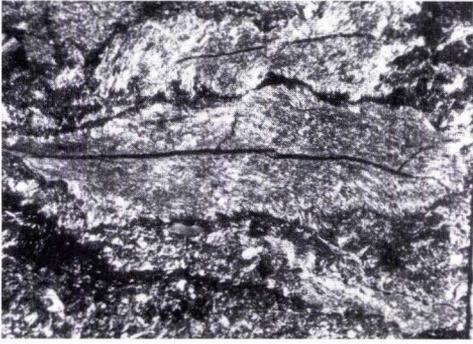
- Bild 1: Blasenarmer Bims in Aschen-Korngröße, leicht zerdrückt und an den Enden ausgefranst, rechts daneben mehrere blasenfreie Pyroklasten in schlecht sortierter Aschenstromablagerung (Ignimbritischer Aschentuff), dickwandige Blasenzwischenräume und runde bis leicht eiförmige Blasen Hohlräume, beide mit feinsten Aschematrix verüllt. Brg. Gimsheim 2, Probe 28417, // Nicols (fünfstellige Proben-Nr. = Dünnschliffe der BEB Erdgas und Erdöl GmbH).
- Bild 2: Geplättete Bimse (Fiamme), typisches Merkmal verschweißter Tuffe (Aschenströme, Ignimbrite), Lapilli-Korngröße, Fiamme zeigen eutaxitisches Gefüge, glasiges Ausgangsmaterial völlig devitrifiziert. Brg. Gimsheim 2, Probe 28419, // Nicols.
- Bild 3: Fiamme, Lapilli-Korngröße, zentral von einer nicht in Tonminerale umgewandelten Zone durchzogen (ehemaliger runder Blasen hohlraum, der durch Rheomorphismus während des Fließvorgangs deformiert wurde?), feine Aschematrix, Ignimbrit. Brg. Gimsheim 2, Probe 28421, // Nicols.
- Bild 4: Fiamme, an den Enden stark aufgeweitet und ausgefranst, Lapilli-Korngröße, Aschematrix, vermutlich durch differentielle Kompaktion deformiert, devitrifiziert, Ignimbrit. Brg. Gimsheim 2, Probe 28420, // Nicols.
- Bild 5: Bims-Pyroklast in Aschentuff, Aschen-Korngröße, stark ausgefranst, mit einem eingeschlossenen, euhedralen, juvenilen Quarzkorn: „armored lapillus“ als fester Kondensations-Kern, der bei hydroklastischen Eruptionen von nasser Asche ummantelt wird (FISHER & SCHMINCKE 1984), feinstkörnige Aschematrix, die in Tonminerale umgewandelt ist, Ignimbrit. Brg. Gimsheim 2, Probe G2-56, // Nicols, Durchmesser des „armored lapillus“ ca. 1 mm.
- Bild 6: Bims-Pyroklast, „armored lapillus“, mit Grundgebirgsklast (Granitoid) als Nukleus, Ignimbrit. Brg. Gimsheim 2, Probe 28417, // Nicols.
- Bild 7: Hantelförmiger Bims-Pyroklast in einem Aschentuff, Charakteristikum für aerodynamisch geformte Bimse, Ignimbrit. Brg. Gimsheim 2, Probe 28416, // Nicols.
- Bild 8: Runder Bims-Pyroklast in Aschenkorngöße, isometrische Form, sogenannter „akkretionärer Lapillus“, ohne Rinde [Kerntyp nach SCHUMACHER (1988)], vermutlich aus der die Ignimbrite begleitenden Aschenwolke bei der phreatomagmatischen Eruption stammend, eine Bildung durch ausströmende Gasmassen bei pyroklastischen Strömen ist ebenfalls denkbar, Ignimbrit. Brg. Gimsheim 2, Probe G2-35, // Nicols.



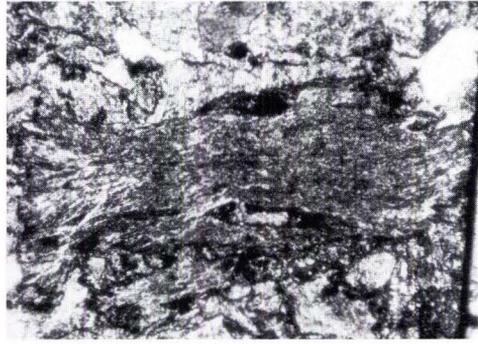
1



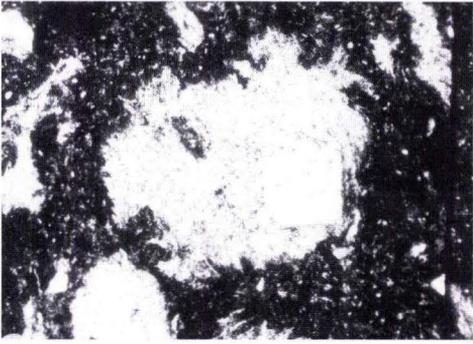
2



3



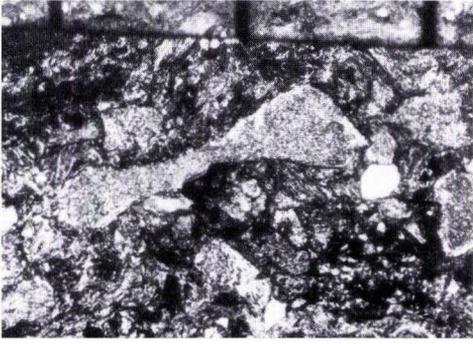
4



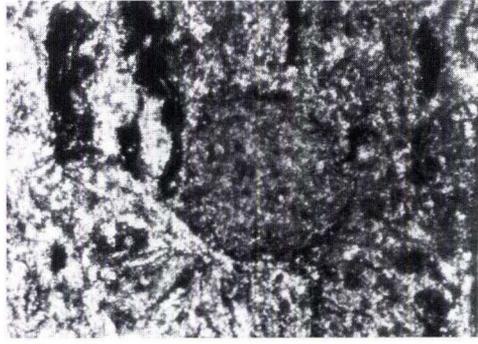
5



6



7



8

und lithische Klasten zeigen die stärkste Variabilität, wobei bei den letztgenannten vermutlich Rotliegendesandsteine und -siltsteine vor Rotliegend-Vulkaniten (meist Rhyolithen) und Grundgebirgsmaterial rangieren. An manchen

Stellen verdrängen Bimse (Fiamme) alle übrigen Komponenten. Insgesamt ist in den pyroklastischen Ablagerungen der Anteil aufgearbeiteter pyroklastischer Komponenten gering und übersteigt nur in wenigen Fällen 5–10 %.

## 5. Geochemie

Insgesamt 40 Proben, darunter 22 Proben aus den beiden Brg. Gimsheim 2 und Worms 3, wurden röntgenfluoreszenzanalytisch untersucht (vgl. Anhang). Aus der Literatur wurden geochemische Daten von Vulkaniten und Vul-

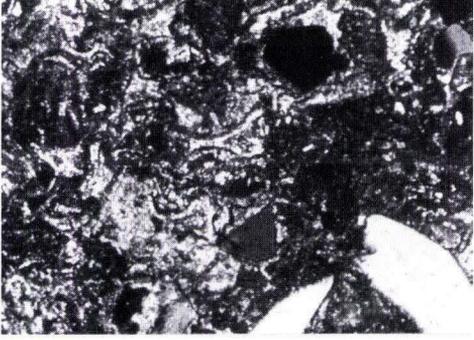
kaniklastiten des Sprendlinger Horstes (MARELL 1989), des nördlichen Odenwaldes (ARIKAS 1986) und des südlichen Odenwaldes (BÜHLER 1989) zusammengestellt und in Diagramme eingearbeitet.

---

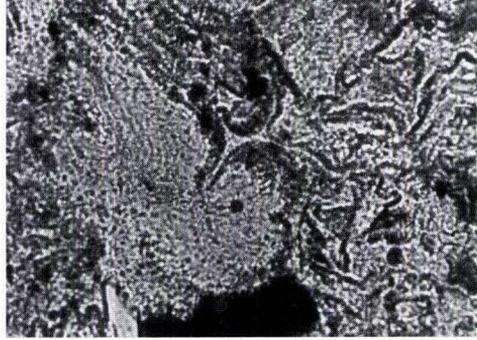
### Tafel 3

Pyroklastika (Bildmaßstab jeweils 0,5 mm) ▶

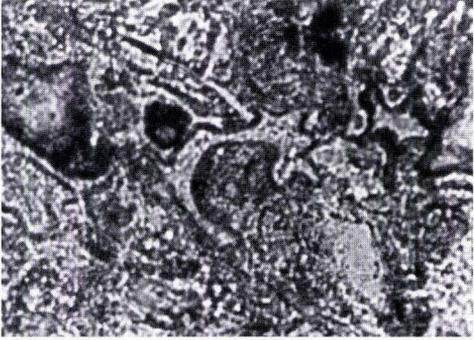
- Bild 1: Ehemalige Glasshards (jetzt devitrifiziert), ignimbrische Aschenlage, vitroklastisches Gefüge, daneben juvenile Quarzklasten, typische Y-förmige shards, keine Einregelung der shards, „bubble-wall junction shards“, nicht verschweißt, Y-shards sind typisch für sauren, explosiven Vulkanismus, shard-Typ I nach WOHLLETZ (1983), Ignimbr. Brg. Gimsheim 2, Probe 28406, // Nicols.
- Bild 2: Ehemalige Glasshards, devitrifiziert, daneben Bimslapilli, sehr deutliche Y-förmige shards des Typ I nach WOHLLETZ (1983), HEIKEN & WOHLLETZ (1991), „bubble wall junction shards“, keine Verschweißung, Ignimbr. Brg. Gimsheim 2, Probe 28406, // Nicols.
- Bild 3: Ehemalige Glasshards, devitrifiziert, filigrane „bubble wall junction shards“, Typ I, keine Verschweißung, Ignimbr. (Aschentuff). Brg. Gimsheim 2, Probe 28407, // Nicols.
- Bild 4: Umgewandelte Glasshards mit schwachem eutaxitischem Gefüge, vitroklastisches Gefüge, am rechten Bildrand schwaches Parallelgefüge der shards, die eine leichte Verschweißung andeuten, Ignimbr. (Aschentuff). Brg. Gimsheim 2, Probe 28406, // Nicols.
- Bild 5: Verschweißte, ehemalige Glasshards in stark eutaxitischer Matrix aus ehemaligen verschweißten shards, daneben essentielle Quarzkomponenten mit Anlösungsstrukturen, verschweißter Ignimbr. Brg. Gimsheim 2, Probe 28406, // Nicols.
- Bild 6: Buchtquarze in ignimbrischer Matrix aus vertontem Glas, die Quarze zeigen (sub-)idiomorphe Kristallumrisse mit deutlich sichtbaren Einschnürungen, klare, vulkanische Quarze, rundliche Korrosionsbuchten, essentielle, juvenile Quarzkomponenten, Ignimbr. Brg. Gimsheim 2, Probe G2-52, // Nicols.
- Bild 7: Essentielle, juvenile Minerale in einem Bims des Ignimbr. der Brg. Worms 3, Plagioklase, Quarze und Biotite, Plagioklase sind stärker umgewandelt als die Quarze, Matrix nahezu vollständig vererzt, Ignimbr. Brg. Worms 3, Probe W3-18, // Nicols.
- Bild 8: Ignimbr. der Brg. Worms 3, Blasen Hohlräume mit z.T. sich ablösendem „Palagonit“-Saum, Palagonitisierung durch Hydratisierung und chemische Veränderung basischen Glases, hier jedoch saures Gestein mit palagonitähnlichem Zwischenprodukt bei der Umwandlung saurer Gläser, die ehemaligen Hohlräume sind durch Tonhäute stabilisiert, anschließend kristallisierten im Hohlraum Sekundärminerale. Brg. Worms 3, Probe W3-18, // Nicols.



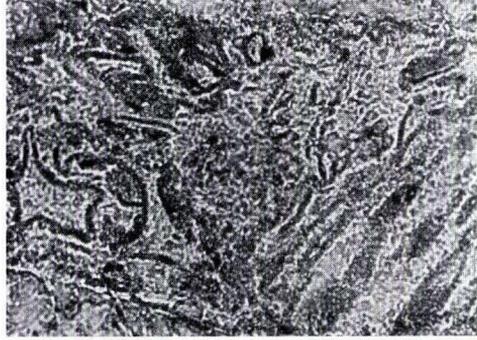
1



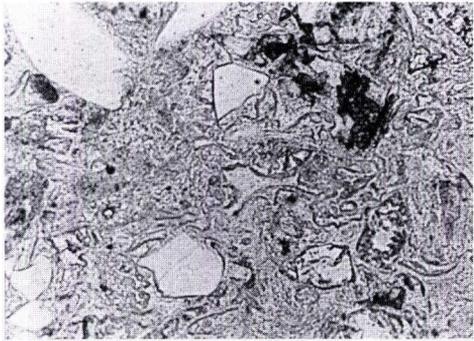
2



3



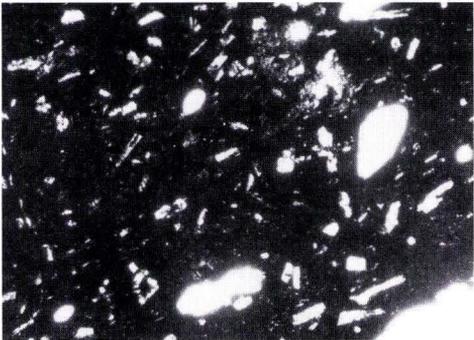
4



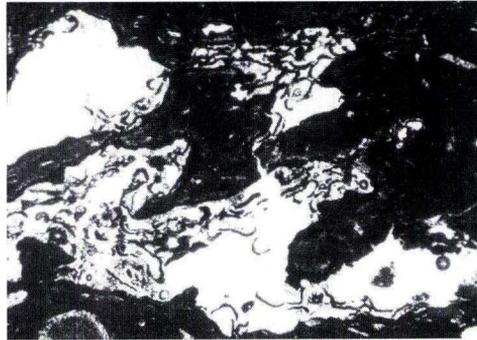
5



6



7



8

## 5.1 Geochemie der Laven

Innerhalb der Donnersberg-Formation (Vulkanit-Sediment-Wechselfolge) des Saar-Nahe-Beckens treten mehrere „Lager“ basisch bis intermediärer Vulkanite auf, die bisher nur wenig untersucht wurden (SCHWAB 1965, 1968, 1981; HÄFNER 1978; NEGENDANK 1967, 1968, 1969a, b; ARIKAS 1986) und schon in Aufschlüssen schwierig voneinander abzugrenzen sind. Die Laven innerhalb dieser stratigraphischen Position sind petrographisch bisher nicht unterscheidbar (STOLLHOFEN 1991).

Solange keine eindeutigen Unterscheidungsmerkmale für die einzelnen Lager abzuleiten sind, kann für die vorliegenden Untersuchungen nur auf den petrographisch-geochemischen Charakter der in den beiden betreffenden Bohrungen auftretenden Vulkanite eingegangen werden. Als weiteres Problem tritt innerhalb des Oberrheingrabens die Förderung von tertiären Vulkaniten hinzu, die bisher nur über intensive mineralogische Untersuchungen von den permischen Förderungen zu trennen sind. NEGENDANK (1967, 1968, 1969a, b) trennt permische von tertiären basischen Vulkaniten über die Petrographie. Danach ist bei allen Na-reichen Förderungen (z.B. Nephelinite, Limburgite, Basanite) von einer Bildung im Tertiär auszugehen. Bei den permischen Vulkaniten handelt es sich im gesamten Bereich der „Grenzlager-Folge um Olivin-Basalte oft sehr ähnlicher Ausprägung“. NEGENDANK (1967, 1969a,b) postuliert, daß die Förderung der Olivin-Basalte in Form mehrerer Basaltdecken mit Zwischensedimenten und pyroklastischen Einlagerungen in einheitlicher Vulkanitfazies erfolgte und sich in relativ kurzer Zeit bildete. Dabei geht er von durchgehend zu verfolgenden Lavendecken aus, die zwischen der Nahe-Mulde bis zum Sprendlinger Horst zu korrelieren sind. Die Laven sind durch die spätere Bruchtektonik in Schollen zerlegt worden.

Aufgrund der größeren Datenmenge in den vorliegenden Untersuchungen kann das Modell der einheitlich ausgebildeten Lavendecken mit nur geringen Mächtigkeitsschwankungen

modifiziert werden. Es ergeben sich in den gefördertsten Laven der Donnersberg-Formation innerhalb des Oberrheingrabens z.T. erhebliche Mächtigkeitsunterschiede.

Führt die Nahe-Mulde noch Mächtigkeiten von 600–800 m, so reduzieren sich diese am Ostrand der Mulde auf etwa 200 m. Im Oberrheingraben können Mächtigkeiten von ca. 100–150 m in den Bereichen der Brg. Olm 1, aber auch Mächtigkeiten von über 550 m im Bereich der Brg. Worms 3 festgestellt werden.

Der Mineralbestand der Vulkanite der Brg. Gimbsheim 2 und Worms 3 ist in Kap. 2 dargestellt. SCHWAB (1968, 1981) klassifiziert die Lavaserien im Donnersbergraum als Olivin-Basalte und Andesite. Nach STOLLHOFEN (1991) ist die Lavaserie I (Donnersberg-Grenzlager) an der Basis der Donnersberg-Folge in den unteren Bereichen als Basalt ausgebildet, die über andesitische Basalte zu Andesiten übergehen. Schon in den Vulkaniten der Brg. Worms 3 zeigt sich der unterschiedliche Chemismus innerhalb einer Abfolge. Nach der geochemischen Klassifikation von COX et al. (1979) entwickelt sich der Vulkanismus von der Basis zum Top von einer basaltisch-andesitischen zu einer rhyolithischen Zusammensetzung. Über die Klassifikation nach Spurenelementen (WINCHESTER & FLOYD 1977) ist von einer Entwicklung Andesit zu andesitischem Dazit auszugehen (Abb. 16). In beiden Fällen wird deutlich, daß sich der Chemismus von basisch nach sauer entwickelt, und zwar innerhalb einer wohl eng zusammenhängenden Vulkanitfolge, die nur durch geringmächtige Zwischensedimente oder Tuffe voneinander getrennt sind. Die Vulkanite der Brg. Worms 3 liefern ein weiteres Beispiel für den bimodalen Vulkanismus innerhalb der Donnersberg-Formation der Nahe-Gruppe und der Entwicklung von basischerem zu saurem Chemismus an der Basis dieser Formation.

Bei den Vulkaniten der Brg. Gimbsheim 2 ist kein Trend in der geochemischen Zusammensetzung zu beobachten (vgl. Abb. 16). Hier handelt es sich um dazitische bis trachyandesiti-

sche Vulkanite

Zum Vergleich mit den Proben der beiden Brg. Gimsheim 2 und Worms 3 und zu möglichen Korrelationszwecken wurden vulkanische Horizonte anderer Bohrungen des Oberrheingrabens beprobt und geochemisch analysiert (Abb. 17). Es handelt sich bei den Basaltoiden um Material aus den Brg. St 14, St 21, St 22, St 32, Stockstadt 33R, St-N1 und Weiterstadt 1. Bei den untersuchten Proben handelt es sich überwiegend um alkalische Basalte (Alkalibasalte bis Nephelinit/Basanite). Die Basalte aus der Brg. Stockstadt 33R sind von Negendank (1967) nach dem Modalbestand als Olivinbasalte beschrieben und dem permokarbonen Vulkanismus zugeordnet worden. Diese Einstufung entspricht

der geochemischen Klassifizierung nach den Spurenelementen. Die beiden Proben aus der Brg. St 32a und Weiterstadt 1 (We1-3) sind geochemisch als Dazit zu klassifizieren.

Ein wesentliches Merkmal der tertiären Vulkanite ist das häufige Vorkommen von gut erhaltenen Titanaugit-Phänokristallen. Auch in einigen Vulkanit-Proben der Vergleichsbohrungen sind derartige Augite vorhanden (z.B. St N1-2), andere beprobte Vulkanite wiederum sind sehr stark umgewandelt und liegen nur noch als völlig vertonte Gesteine vor (z.B. St 21-8). Hier ist eine zeitliche Einordnung aufgrund des Mineralbestands nicht möglich. Es wurde versucht, über die Geochemie derartig umgewandelter Vulkanite eine stratigraphi-

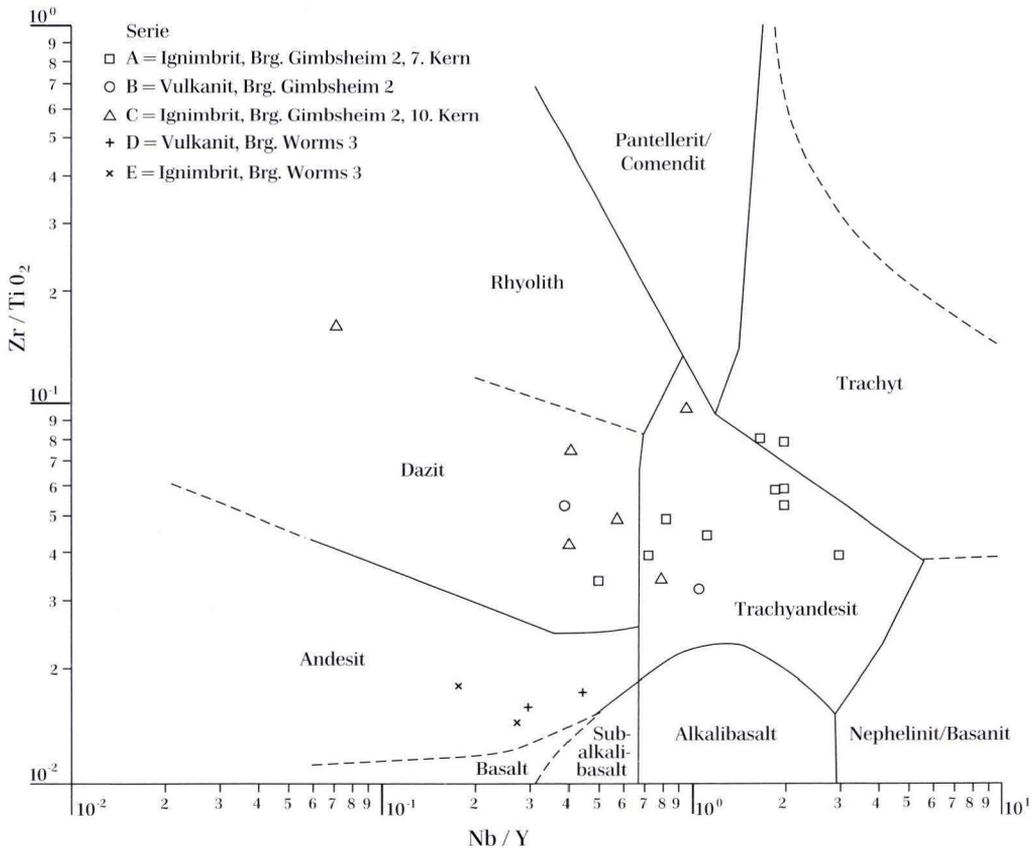


Abb. 16. Klassifikation der Vulkanite, Pyroklastika und des Kristallins der Brg. Gimsheim 2 und Worms 3 im Diagramm  $Zr/TiO_2$  gegen  $Nb/Y$  (Diagramm nach WINCHESTER & FLOYD 1977).

sche Zuordnung in Anlehnung an NEGENDANK (1967) zu treffen. Dabei zeigt sich, daß die Hauptelementuntersuchungen keine befriedigenden Ergebnisse liefern können. Die Spurenelemente jedoch ermöglichen eine Abgrenzung der permokarbonen von den tertiären Vulkaniten. Wie oben erwähnt, sind als einzige die Proben der Brg. Stockstadt 33R nach den Spurenelementen als Basalte zu klassifizieren. Alle anderen, inklusive der über den Mineralbestand dem Tertiär zuzuordnenden Vulkanite, sind ge-

ring differenzierte, alkalische Gesteine. Die Ausnahme bilden die Proben aus der Brg. St 32a und Weiterstadt 1, die als Dazite zu klassifizieren sind. Eine Trennung der geochemisch analysierten permokarbonen und tertiären Vulkanite des nördlichen Oberrheingrabens mittels der Spurenelemente ist möglich: die tertiären Vulkanite sind geochemisch gering differenziert ( $Zr/TiO_2 < 0,02$ ) und besitzen ein Niob-Yttrium-Verhältnis das größer ist als 2.

## 5.2 Geochemie der Pyroklastika

STOLLHOFEN (1991) kommt zu dem Ergebnis, daß innerhalb der Tuffserien I und II im östlichsten Saar-Nahe-Becken eine rein geochemi-

sche Unterscheidung der Serien nur eingeschränkt möglich ist. Ob dies für alle Tuffserien innerhalb der Vulkanit-Sediment-Wechselfolge

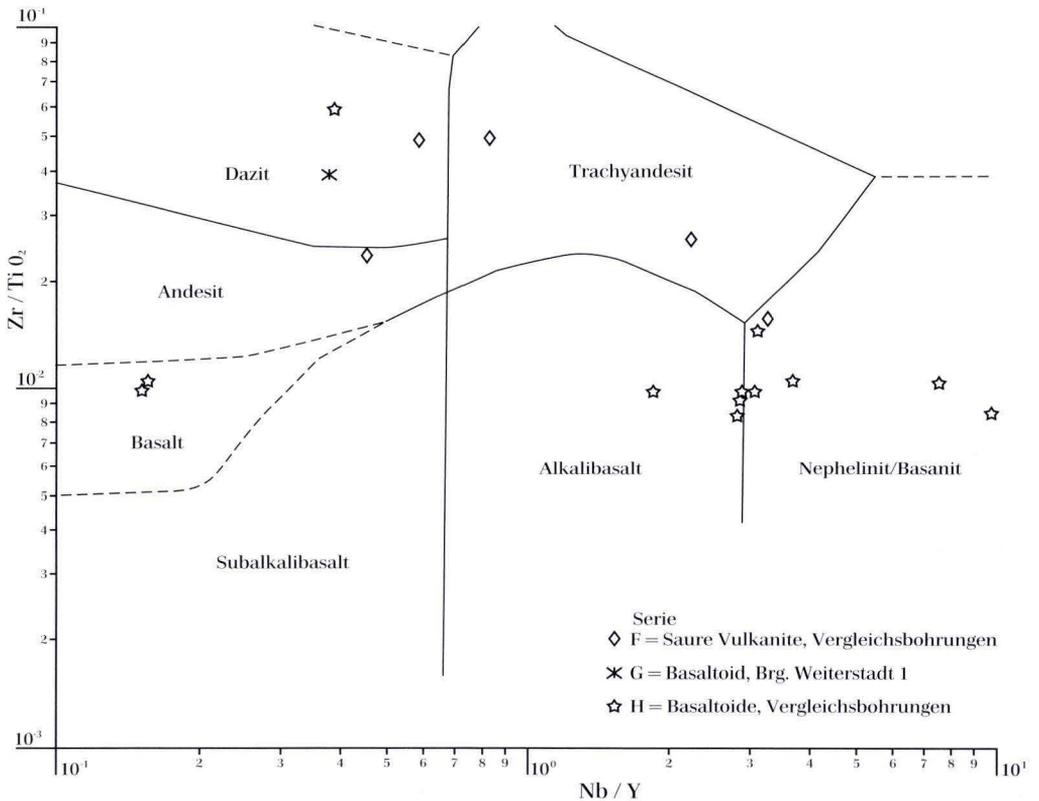


Abb. 17. Klassifikation der Vulkanite aus Vergleichsbohrungen (Diagramm nach WINCHESTER & FLOYD 1977).

(Donnersberg-Folge) gilt, läßt er, solange keine ausreichenden Analyseergebnisse vorliegen, offen. Ob die Uneindeutigkeit der Trennung von Tuffserie I und Tuffserie II signifikant für eine Abgrenzung zu anderen Tuffserien ist, kann bisher ebenfalls nicht festgestellt werden. Die Analysen der eigenen Vulkaniklastite liefern in diesem Zusammenhang neue geochemische Daten aus dem nördlichen Oberrheingraben. Sie werden nach gebräuchlichen Abgrenzungen klassifiziert und mit anderen Daten aus der Region verglichen.

**Pyroklastika der Brg. Gimbsheim 2:** Der Ignimbrit des 10. Kerns unter dem dazitischen bis trachyandesitischen Vulkanit ist durch sauren, rhyolithischen Chemismus gekennzeichnet (Cox et al. 1979). Im Diagramm  $Zr/TiO_2$  gegen  $Nb/Y$  ist der Ignimbrit des 10. Kerns als Dazit bzw. Trachyandesit zu klassifizieren. Nur die Probe G2-52 weicht von diesen Ergebnissen ab. Hierbei handelt es sich nach den Spurenelementen um einen Rhyodazit/Dazit (Abb. 16). Innerhalb der Abfolge des Ignimbrits des 10. Kerns ist keine Tendenz in der geochemischen Entwicklung zu erkennen, vielmehr schwanken die Haupt- und Spurenelementgehalte.

Die Variationsbreite der ignimbritischen Sequenz im 7. Kern oberhalb der Vulkanitfolge der Brg. Gimbsheim 2 ist gegenüber dem 10. Kern geringer. Nach den Hauptelementen handelt es sich im unteren Teil um einen dazitischen, im oberen Teil, ab Probe G2-36, um einen rhyolithischen Ignimbrit. Die Spurenelemente zeigen eine überwiegend trachyandesitische bis trachytische Zusammensetzung (Abb. 16). In diesem Ignimbrit läßt sich ein geochemischer Trend von einer basisch-intermediären Basis zu einem sauren Topbereich erkennen.

**Pyroklastika der Brg. Worms 3:** Nach den Hauptelementen klassifiziert handelt es sich beim Ignimbrit der Brg. Worms (9. Kern), direkt am Kontakt zum darunterliegenden Basalt, um einen Benmoreit. Die Spurenelemente weisen den Ignimbrit als Andesit aus. LIPPOLT et al. (1990) klassifizieren den Ignimbrit über den Modalbestand als Rhyolith. Aus dem Ignimbrit

konnte aufgrund der großen Pyroklastengröße eine geochemische Analyse der Bimse der Proben W3-18a und W3-18 vorgenommen werden, welche die ursprüngliche Magmenzusammensetzung widerspiegeln können. Nach den Hauptelementen ist von einem trachytischen Ausgangsmaterial auszugehen. Die Spurenelemente charakterisieren die Bimse geochemisch als Andesite (Abb. 16). Ignimbrit und darunterliegender basaltischer Vulkanit können einer Differentiationsreihe zugeordnet werden und gehören damit wahrscheinlich zu einer Magmaserie. In keiner der Spuren- oder Hauptelementzusammensetzungen ergeben sich geochemische Ähnlichkeiten zwischen den Ignimbriten der Brg. Worms 3 und denen der Brg. Gimbsheim 2.

Im Vergleich zu den Ergebnissen von STOLLHOFEN (1991) zeichnen sich über die geochemische Spurenelementanalyse folgende Parallelen zum Saar-Nahe-Becken ab:

Der obere Ignimbrit der Brg. Gimbsheim 2 weist die größten geochemischen Ähnlichkeiten zum Donnersberg-Rhyolith auf, der dadurch charakterisiert ist, daß seine Förderprodukte ein für die Region selten hohes Niob-Yttrium-Verhältnis von über 0,67 besitzen. Ein ähnliches Verhältnis zeigt auch der Ignimbrit der Brg. Gimbsheim. Der Ignimbrit des 10. Kerns ist über die Spurenelemente mit den proximalen Ablagerungen der Tuffserie I des östlichen Donnersbergs zu vergleichen. Demgegenüber ist der Ignimbrit der Brg. Worms geochemisch eher mit den Förderprodukten des Kuhkopf-Andesits zu parallelisieren (vgl. dazu STOLLHOFEN 1991: 328).

In der näheren Umgebung der Bohrlokationen müssen im Permokarbon Vulkanitkomplexe vorhanden gewesen sein, die den beiden bedeutendsten im östlichen Saar-Nahe-Gebiet vergleichbar waren und von ihrem Chemismus her ähnlichen Magmenserien zugeordnet werden können.

Geochemische Untersuchungen von Rhyolithen liegen außer aus dem östlichen Saar-Nahe-Gebiet auch aus der Umgebung des Oberrheingrabens vor (ARIKAS 1986; MARELL 1989;

BÜHLER 1989; SECKENDORFF 1991). Auch hier sollten durch einen Vergleich der Daten Korrelationen möglich sein:

Die den bearbeiteten Bohrkernen am nächsten liegenden Vorkommen permokarboner Vulkanite und Vulkaniklastite sind die Rhyolithe in der Umgebung von Weinheim, Dossenheim und Heidelberg. Für diese Rhyolithe am östlichen Rheingrabenrand wird angenommen, daß sie sich in den Oberrheingraben hinein fortsetzen (THÜRACH 1918). In mehreren Arbeiten (FUCHS 1985; GLOMB 1985; GRÖBER 1988; BÜHLER 1989; SPECKHAHN 1989; SCHWARZ 1989) konnten Hinweise auf die pyroklastische Genese der Rhyolithe in der Umgebung von Heidelberg geliefert werden. FLICK (1986) betrachtet den Wachenberg als möglichen zentralen Förderort. Die Vorkommen liegen alle innerhalb der auch permokarbon morphologisch wirksamen Odenwald-Schwelle der Mitteldeutschen Kristallinzone und sind als Entstehungsort der Vulkanite und Vulkaniklastite der bearbeiteten Bohrungen wohl deshalb schon auszuschließen. Ein Transport der Ignimbrite z.B. aus der Odenwald-Schwelle oder von noch weiter südlich ist wenig wahrscheinlich. Über die Geochemie sollte jedoch überprüft werden, ob ein genetischer Zusammenhang zwischen den vulkanogenen Abfolgen beider Bereiche bestehen könnte.

Die Abb. 18 stellt die Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen für die pyroklastischen Gesteine der Umgebung ( Brg. Weiterstadt 1, St 14, St 22, Wachenburg, Schauenburg und Ölberg) dar. Nach Hauptelementen klassifiziert sind die Gesteine der drei Lokalitäten als Rhyolithe zu bezeichnen. Die Spurenelement-Gehalte stufen sie als Rhyolithe bis Comendite/Pantellerite ein. Im Vergleich mit den Proben aus den Brg. Gimbsheim 2 und Worms 3 weisen diese Rhyolithe ein um fast eine Zehnerpotenz höheres  $Zr/TiO_2$ -Verhältnis auf und sind geochemisch nicht mit den Vulkaniten und Vulkaniklastiten der beiden Bohrungen vergleichbar.

Im Nordteil des Odenwaldes befinden sich bei Groß-Umstadt weitere Rhyolithvorkom-

men, die überwiegend als Schlotfüllungen bzw. als Ausfüllungen von Eruptionsspalten gedeutet werden (EBERLE 1967, 1968). Geochemisch sind alle Rhyolithe des nördlichen Odenwalds nur unzureichend analysiert; ein Vergleich über Spurenelementgehalte ist nur eingeschränkt möglich, da von den Spurenelementen nur Zr und Rb analysiert wurden. Aus dem Verhältnis  $Zr/TiO_2$  der Odenwald-Rhyolithe ist zu erkennen, daß diese durchschnittlich einen ähnlichen Index wie die eigenen vulkanoklastischen Proben aufweisen. Aufgrund dieses Ergebnisses könnte eine geochemische Korrelation zwischen diesen vulkanischen Produkten erfolgen.

Wenige geochemische Analysen liegen aus dem weiteren Bereich des Sprendlinger Horstes vor (MARELL 1989). Aus dem Steinbruch „Mainzer Berg“ in den Moret-Schichten und den Brg. 8 und 15 an der Darmbachbrücke in den Langen-Schichten sind tuffitische Horizonte geochemisch analysiert worden. Dabei handelt es sich nach der Klassifikation von WINCHESTER & FLOYD (1977) ( $Zr/TiO_2$  gegen Nb/Y) am „Mainzer Berg“ und in den Bohrungen um Tuffite, die geochemisch ins Feld der Pantellerite und Comendite fallen (Abb. 18). Ein tuffitisches Konglomerat aus der Brg. 3 in der Grube Messel plottet im genannten Diagramm ins Feld der Dazite bis Trachyandesite (Abb. 18) Ein tuffitisches Konglomerat aus der Brg. 3 in der Grube Messel plottet im genannten Diagramm ins Feld der Subalkali-Basalte. MARELL (1989) korreliert über die Geochemie die Proben aus dem Steinbruch „Mainzer Berg“ und den Bohrungen an der Darmbachtal-Brücke südöstlich von Darmstadt. Geochemisch sind die Proben vom „Mainzer Berg“ und den beiden Bohrungen aus der Region um Darmstadt mit denen im nördlichen Oberrheingraben zu vergleichen.

Neben basaltischen Vulkaniten wurde in Vergleichsbohrungen des nördlichen Oberrheingrabens gezielt nach sauren pyroklastischen Ablagerungen gesucht. Nur in den Bohrungen Weiterstadt 1, St 14 und St 22 konnten derartige Horizonte identifiziert werden. Es

handelt sich bei diesen Proben um Tuffe bis tuffitische Sandsteine.

Die nach den Hauptelementen als saure Pyroklastika eingestuft Proben sind nach den Spurenelementen zum einen als Andesite bis Dazite (We1-1 und We1-4) zum anderen als Alkaligesteine zu klassifizieren. Bei den letztgenannten handelt es sich um einen Nephelinit (St 14-4) und um Trachyandesite (We1-2 und St 22-2). Die Probe aus der Brg. St 22 ist ein Lapillituff mit bis zu 1 cm großen akkretionären Lapilli. Die Probe St 14-4 ist nach den mikroskopischen Befunden ein Vulkanit und muß nach den oben genannten Ergebnissen aufgrund seiner geochemischen Charakteristik den tertiären Vulkaniten zugeordnet werden. Der trachyandesitische Tuff aus der Brg. St 22 ist aufgrund seines Chemismus ebenso in das Tertiär einzustufen. Der direkt unterlagernde Vulkanit ist nach obigen Kriterien tertiären Alters und stützt diese Überlegungen (Abb. 17).

Die dazitischen (We1-1) bzw. trachyandesitischen (We1-2) Pyroklastika der Brg. Weiterstadt 1, die dem Permokarbon zugeordnet werden (vgl. auch MARELL 1989), sind geochemisch im Falle We1-1 mit dem Vulkanit und dem Ignimbrit der Brg. Worms 3 zu vergleichen. Noch eher aber weist er geochemische Parallelen zur Tuffserie I des östlichen Saar-Nahe-Beckens auf. Die Probe We 1-2 ist geochemisch ver-

ren Vulkaniten zugeordnet werden. Der trachyandesitische Tuff aus der Brg. St 22 ist aufgrund seines Chemismus ebenso in das Tertiär einzustufen. Der direkt unterlagernde Vulkanit ist nach obigen Kriterien tertiären Alters und stützt diese Überlegungen (Abb. 17).

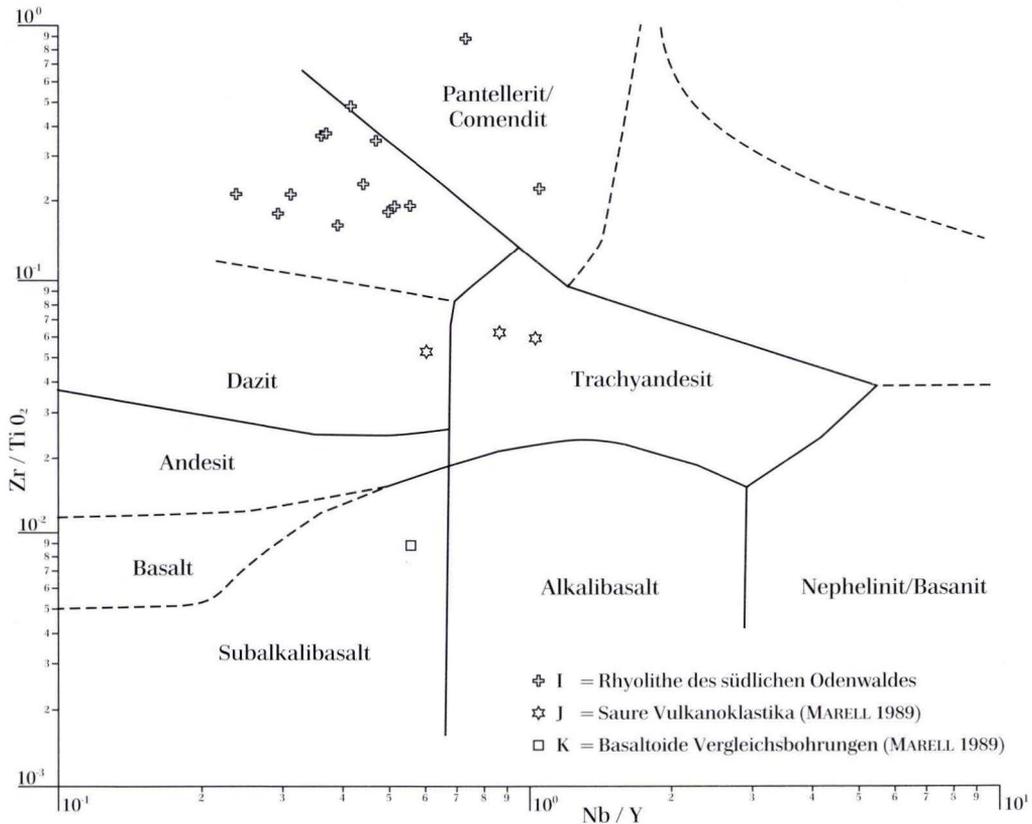


Abb. 18. Klassifikation der Rhyolithe des südlichen Odenwaldes, der Brg. Weiterstadt 1, St 14, St 22 sowie der sauren und basischen Gerölle nach MARELL (1989) im Diagramm  $Zr/TiO_2$  gegen  $Nb/Y$  (Diagramm nach WITCHESTER & FLOYD 1977).

gleichbar mit dem unteren Ignimbrit der Brg. Gimbsheim 2 sowie ebenfalls mit der Tuffserie I des östlichen Saar-Nahe-Beckens.

Die Vulkanite/Vulkaniklastite aus dem Raum Heidelberg zeigen keine Übereinstimmung mit den vulkanogenen Produkten der Brg. Gimbsheim 2 und Worms 3 (vgl. Abb 18). Die Vergleichsproben sind dabei stärker differenziert als die Ignimbrite in den Bohrungen und weisen ein deutlich höheres Zr/TiO<sub>2</sub>-Verhältnis auf. Ein direktes Maß für die Alkalinität von magmatischen Gesteinen wird im Niob-Yttrium-Verhältnis wiedergegeben (WINCHESTER & FLOYD 1977). Dabei liegt der Grenzwert zwischen kalkalkalischen und alkalischen Gesteinen bei 0,67. Die Rhyolithe von Heidelberg besitzen ein Niob-Yttrium-Verhältnis von max. 0,5, die aus dem Sprendlinger Horst von > 0,6. Danach sind die Rhyolithe von Heidelberg als kalkalkalische Eruptiva, die aus dem Sprendlinger Horst als alkalische Produkte mit fortgeschrittener Differentiation anzusehen. Dagegen sind die pyroklastischen Proben aus den beiden Brg. Gimbsheim 2 und Worms 3 überwiegend geringer differenzierte, alkalische Eruptiva mit einem größeren Niob-Yttrium-Verhältnis als 0,67 (vgl. Abb. 16–18). Betrachtet man die Stärke der Differentiation und die Niob-Yttrium-Verhältnisse zusammen, so ergeben sich für den Ignimbrit des 7. Kerns der Brg. Gimbsheim 2 geochemische Parallelen zur proximalen Tuffserie I des östlichen Saar-Nahe-Beckens, für den Ignimbrit des 10. Kerns sehr gute Übereinstimmung mit dem Donnersberg-Rhyolith und für den Ignimbrit der Brg. Worms 3 eine ausgeprägte Ähnlichkeit mit dem Kuhkopf-Andesit des östlichen Saar-Nahe-Beckens. Für die beprobten Tuffe der Brg. Weiterstadt 1 sind ebenfalls geochemische Parallelen mit der unteren Donnersberg-Formation zu postulieren.

Diese Gesteine aus dem östlichen Saar-Nahe-Becken sind bisher die einzigen, mit denen sich die Pyroklastika aus dem nördlichen Oberrheingraben geochemisch korrelieren lassen. Dies könnte zwar bedeuten, daß eventuell weitere geochemische Daten aus anderen Regionen oder jüngeren Bereichen als der unter-

sten Donnersberg-Formation eine größere Übereinstimmung mit den Pyroklastika der untersuchten Bohrkerne liefern können. Vergleicht man aber die geochemischen Daten aus anderen sowohl stratigraphisch als auch lokal benachbarten Vorkommen, so mag, bis die Datenmenge groß genug ist, die Korrelation der Ignimbrite aus den Brg. Worms 3 und Gimbsheim 2 mit den pyroklastischen Ablagerungen im östlichen Saar-Nahe-Becken, wie sie in dieser vorliegenden Untersuchung vorgenommen wird, gerechtfertigt erscheinen.

Damit sind die Ignimbrite der Bohrungen nach der tephrostratigraphischen Gliederung von STOLLHOFEN (1991) in den tieferen Bereich der unteren Donnersberg-Formation einzuordnen. Die Rhyolithe von Groß-Umstadt sowie die sauren Tuffe des Sprendlinger Horstes sind mit den Pyroklastika im nördlichen Oberrheingraben durchaus zu vergleichen und können dem gleichen Bildungszeitraum zugeordnet werden.

Neben den geochemischen Parallelen und der zeitlichen Aufeinanderfolge der vulkanogenen Produkte stimmt die basaltisch-rhyolithische Bimodalität der Vulkanite und Pyroklastite der Bohrungen mit der im östlichen Saar-Nahe-Becken in der unteren Donnersberg-Formation überein. Die vorgenommenen geochemischen Untersuchungen stützen somit die auf rein lithologischen Kriterien beruhende stratigraphische Einstufung der Abfolgen beider Bohrungen in die Donnersberg-Formation des Saar-Nahe-Beckens und präzisieren diese insofern, als eine Korrelation zum Abschnitt zwischen Rhyotuff I und Donnersberg-Rhyolith dieser Formation vorgeschlagen wird. Damit kann die tephrostratigraphische und vulkanostratigraphische Gliederung der vulkanosedimentären Abfolgen im Saar-Nahe-Becken (HANEKE et al. 1979; STOLLHOFEN 1991) auf den Bereich des Permokarbon im nördlichen Oberrheingraben ausgedehnt werden. Es ist allerdings nicht nachzuweisen, daß z.B. die Ignimbrite beider Bohrungen genetisch bestimmten Vulkankomplexen des östlichen Saar-Nahe-Beckens entsprechen, eine Zugehörigkeit zu einundderselben Magmaserie mag aufgrund

der geochemischen Ähnlichkeiten jedoch nahe liegen. Als weiteres Ergebnis bietet die geochemische Analytik der basischen Vulkanite im Bereich des Oberrheingrabens die Mög-

lichkeit, tertiäre von permokarbonen Vulkaniten über ihren Gehalt an Spurenelementen zu unterscheiden.

## 6. Diagenese

Für das gesamte Arbeitsgebiet und dessen Umrahmung (Saar-Nahe-Gebiet, Wetterau, Sprendlinger Horst) fehlen veröffentlichte, detaillierte Diageneseuntersuchungen permokarboner Ablagerungen, wie sie z.B. BACKFISCH

(1984) und LÖFFLER (1991) für das Rotliegend in SW-Deutschland oder BLÜM (1987) für die Nordschweiz innerhalb der intramontanen Becken des Rotliegend durchgeführt haben.

### 6.1 Mechanische Diagenese / Kompaktion

Nach WILSON & McBRIDE (1988) sind als Maß für die Kompaktionsstärke in klastischen Sedimenten die Art der auftretenden Kornkontakte entscheidend. Zum einen untersucht man an Dünnschliffen die Zahl der Kornkontakte und ermittelt den Kontakt-Index CI nach TAYLOR (1950) (vgl. PETTJOHN et al. 1978), zum anderen stellt man diesem den „tight-packing-index“ (TPI) nach WILSON & McBRIDE (1988) gegenüber, der nicht wie der CI alle Kontakte berücksichtigt, sondern nur die langen konkav-konvexen und die suturierten. Die beiden Parameter, v.a. aber der TPI, eignen sich zur Beurteilung des Kompaktionsgrades innerhalb einer Abfolge klastischer Sedimente.

Für die Sandsteine der beiden Brg. Gimbsheim 2 und Worms 3 wurden CI- und TPI-Messungen durchgeführt, um die Kompaktionsstärke zu quantifizieren. Es genügen ca. 100 Zählungen an Komponenten, die Kornkontakte aufweisen, wobei Fein- bis Mittelsande ausgezählt werden sollen (McBRIDE et al. 1991). Weiterhin werden zu große oder zerbrochene Körner, große Glimmer und flache Gesteinskomponenten nicht mitgezählt. Schlecht sortierte Sandsteine und hohe Matrixgehalte können die Ergebnisse beeinflussen und bleiben daher unberücksichtigt. Der ermittelte Index (CI oder TPI) ist ein Mittelwert für die Anzahl der

jeweiligen Kornkontakte eines Kornes in einem Sandstein. Hohe Indexwerte sind dabei gleichzusetzen mit hohen Kompaktionsgraden, d.h. starker mechanischer Diagenese.

An jeweils sieben für die entsprechende Kernstrecke repräsentativen Dünnschliffen wurden 100 Komponenten mit den dazugehörigen Kornkontakten gezählt und ausgewertet. Tab. 2 enthält die Ergebnisse der Auszählungen. Für die Brg. Gimbsheim sind deutliche Unterschiede zwischen den Sandsteinen oberhalb und unterhalb der Vulkanite zu erkennen.

Die oberen Sandsteine besitzen einen weit aus größeren Kompaktionsgrad als die unteren Sandsteine (TPI 1,28–1,8 bzw. 0,24–0,94). Überraschend ist der Verlauf des Kompaktionsgrades. Mit zunehmender jetziger Teufenlage der Gesteine der Brg. Gimbsheim 2 verringert sich der Grad der Kompaktion, was empirisch gewonnenen Daten (vgl. SMOSNA 1989) widerspricht, die eine Zunahme der Kompaktion mit der Teufenlage postulieren. Für die Brg. Worms läßt sich keine derartige Tendenz festhalten, da kein Kernmaterial oberhalb der Vulkanite für weitere Untersuchungen vorlag. Die Daten aus Kern 11 und Kern 12 unterscheiden sich nur geringfügig. Ein TPI von 0,6–0,7 für die Teufenlage der Gesteine der Brg. Worms ist jedoch unerwartet niedrig (Abb. 19).

Tab. 2. Kornkontaktmessungen an Fein- bis Mittel-Sandsteinen der Brg. Gimbsheim 2 und Worms 3, CI: Anzahl aller Kornkontakte eines Einzelkorns, TPI: Anzahl aller langen Kornkontakte eines Einzelkorns (Mittelwerte aus jeweils 100 Körnern).

Brg. Gimbsheim

Kornkontakt je 100 gezählter Körner		
	CI	TPI
6. Kern	3,67	1,80
7. Kern	4,00	1,28
Vulkanitfolge	-	-
10. Kern	2,54	0,94
11. Kern	2,36	0,24
12. Kern	1,20	0,24

Brg. Worms

Kornkontakt je 100 gezählter Körner		
	CI	TPI
11. Kern	2,36	0,64
12. Kern	2,52	0,68

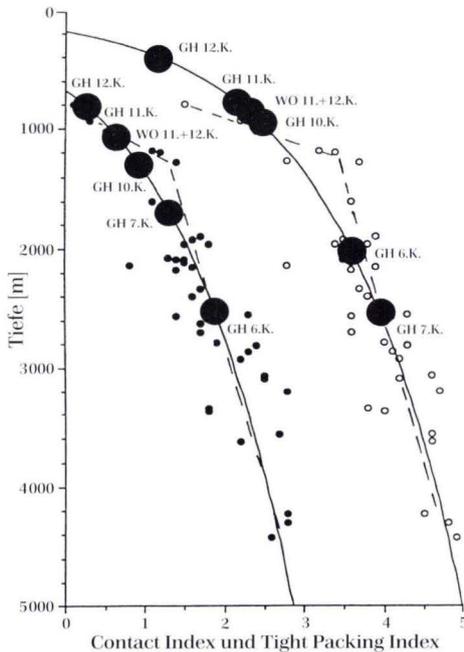


Abb. 19. CI und TPI/Teufe-Diagramm aus McBRIDE et al. (1991). Die CI- und TPI-Werte der Sandsteine der Brg. Gimbsheim 2 und Worms 3 wurden in das Diagramm ohne Teufenbezug eingetragen.

Nach McBRIDE et al. (1991) entsprechen die TPI-Indizes von 1,2-1,8 der Kerne 6 und 7 der Brg. Gimbsheim einem Porositätsverlust von ca. 20-24 %. Die Sandsteine der Brg. Worms und die der Brg. Gimbsheim in Kern 11 und 12 hätten dagegen nur rund 15-18 % ihrer Porosität durch Kompaktion verloren (vgl. Abb. 7 bei McBRIDE 1985), obwohl sie eine höhere Versenkungstiefe besitzen. Diese Unterschiede sind nicht allein auf differierende Kompaktion zurückzuführen, sondern sind in den begleitenden Faktoren wie Zusammensetzung und/oder Zementation begründet. Als mögliche Ursachen für diese Kompaktionsinversion lassen sich unterschiedliche Quarzgehalte, längere Zeit der Versenkung und erhöhter geothermischer Gradient ausschließen. Stattdessen sind bei den Sandsteinen der unterschiedliche Gehalt an verformbaren Komponenten, der Grad der Zementation, der differierende Matrixgehalt oder andersartige Porenwässer für diese Umkehr verantwortlich (vgl. auch TAYLOR 1978).

Früh zementierte Sandsteine werden im Stadium punktförmiger Kontakte fixiert (FÜCHTBAUER 1974), d.h. die Sandsteine unterhalb der Vulkanite sind in frühem Stadium der Diagenese zementiert worden und konnten so die Lagebeziehungen ihrer Komponenten bis zu einem gewissen Grad konservieren. Die oberen Sandsteine hingegen wurden vermutlich in einem späteren Stadium der Versenkung fixiert. Eine andere Erklärung läge in dem hohen Gehalt an symsedimentärer Matrix in den Gesteinen oberhalb der Vulkanite, welche eine starke Kompaktion ebenfalls hätte verhindern können. In beiden Sedimentfolgen wurde Calcit-zement als Neubildung während der frühen Diagenese gebildet (vgl. Kap. 6.2).

Insgesamt läßt sich folgern, daß sich innerhalb des Ablagerungsraumes der Sedimente der Brg. Gimbsheim die Diagenese-Faktoren mit der Zeit verändert haben müssen. Direkt oder indirekt scheint hier der zwischengelagerte Vulkanismus sowohl Einfluß auf die Zusammensetzung der Neubildungen, als auch auf die Diagenese im Ablagerungsraum Einfluß genommen zu haben.

Der Hauptverlust an Porosität wird durch die Einregelung der Komponenten erreicht. Eine Porositätsreduzierung durch chemische Kompaktion kann in den vorliegenden Proben nicht nachgewiesen werden, da eindeutige Kriterien für eine derartige Einstufung fehlen.

Zum Vergleich mit den Untersuchungsergebnissen der Brg. Gimbsheim 2 und Worms 3 wurden Kornkontaktmessungen auch an geeigneten Sandsteinen der Brg. Weiterstadt 1 vorgenommen. Aus den Dünnschliffen, die aus der Bearbeitung von MARELL (1989) vorliegen, konnten in den entsprechenden Kernbereichen nur 10 Schliffe von Fein- bis Mittelsandsteinen sinnvoll ausgewertet werden (Tab. 3). Alle übrigen Proben sind entweder zu grobkörnig oder besitzen eine derart schlechte Sortierung, daß keine sichere Bearbeitung vorgenommen werden konnte.

Die fein- bis mittelkörnigen und mäßig bis gut sortierten Sandsteine der Brg. Weiterstadt 1 haben insgesamt gegenüber vergleichbaren Sandsteinen der Brg. Gimbsheim 2 und Worms 3 geringere Kornkontaktindices (CI und TPI). Sie

sind früh zementiert worden, ohne daß eine Kompaktion das Sediment während der Versenkungsdiagenese noch wesentlich verdichtet hat. Aus der Tendenz des CI und auch des TPI mit zunehmender Tiefenlage der Ablagerungen ist festzustellen, daß die Kornkontakte mit größerer Tiefenlage der Sandsteine zunehmen. Es ist folglich im Gegensatz zur Brg. Gimbsheim 2 keine Kompaktionsinversion vorhanden.

Tab. 3. Kornkontaktmessungen an Fein- bis Mittelsandsteinen der Brg. Weiterstadt 1, Werte für CI und TPI, vgl. Text. Proben 7a, 7b, 9g, 9h, 10f bis 10k [vgl. MARELL (1989)]. Tiefenlage der entsprechenden Kernbereiche: 7. Kern von 2100–2108 m, 9. Kern von 2270,20–2274,80 m, 10. Kern von 2352–2361 m.

Brg. Weiterstadt		
Kornkontakt je 100 gezählter Körner		
	CI	TPI
7. Kern	0,42	0,28
9. Kern	0,36	0,22
10. Kern	1,60	0,80

## 6.2 Chemische Diagenese/Neubildungen

### 6.2.1 Zemente - Neubildungen

Die u.d.M. durchgeführten Zementeinstufungen der beiden untersuchten Bohrungen wurden anhand energiedispersiver Analysen überprüft und die wechselnde mineralogische und chemische Zusammensetzung von einzelnen Zementen ermittelt.

Folgende Neubildungen sind zu identifizieren:

- Karbonatzemente: Dolomit und Calcit,
- Quarzneubildungen,
- Illit,
- Kaolinit,
- „Grundmasse“,
- Baryt.

**Karbonatzemente–Karbonatneubildungen:** In der Brg. Gimbsheim 2 treten insgesamt Dolomit, Calcit, ankeritischer Dolomit, Karbo-

natkonkretionen (Caliche) und untergeordnet detritische Karbonatkomponenten auf. Die Brg. Worms ist insgesamt von hohen „Grundmasse“-Anteilen geprägt, die nur stellenweise geringe Karbonatneubildungen aufweist. Die Klastika der Brg. Gimbsheim oberhalb der Vulkanite sind stärker dolomitisch zementiert als die unterhalb, die überwiegend calcitische Zemente aufweisen. Eine scharfe Trennung von nur calcitisch oder nur dolomitisch gebundenen Horizonten ist nicht vorzunehmen. Vielmehr sind beide Neubildungen in wechselnden Anteilen an der Zementation der Sandsteine beteiligt.

Die Karbonatzemente sind innerhalb der größeren Sandsteine durchweg grobkristallinspätig und bilden hypidid- bis idiomorphe Kristalltafeln bis ca. 2–3 mm aus. Die Gesteins-

komponenten werden von den Karbonaten dabei teilweise vollständig umschlossen (poikilitisches Gefüge). Der blockige Karbonatzement (FLÜGEL 1978) ist in vielen Kernabschnitten auffällig zoniert aufgebaut, was u.d.M. schon aufgrund der unterschiedlichen Graustufen der Rhomboeder zu erkennen ist. In den feinkörnigeren Bereichen dominieren mikritische Karbonate, welche die Komponenten zudem nicht mehr poikilitisch umschließen, sondern nur noch kleinere Porenräume ausfüllen.

Der Karbonatzement kann die das Gestein aufbauenden Komponenten weitgehend verdrängen, wobei die Quarze, da sie durch Tonhäute (coatings) geschützt sind, kaum angegriffen werden. Feldspäte und vulkanische Komponenten können demgegenüber völlig durch Karbonat verdrängt werden.

Außer dem dolomitischen Hauptzement ist in beiden Bohrungen Calcizement vertreten. Karbonatkonkretionen stellen eine Form des Calcizementes dar; daneben kommt er in Form nichtzonierter, blockiger Zementkristalle vor, die etwas kleiner sind als die Dolomitekristalle und nur in eng umgrenzten Bereichen ein poikilitisches Gefüge individueller Kristalle

aufweisen (fleckige Verteilung oder drusiger, mosaikartiger Zement nach TUCKER 1985).

Wie bereits oben erwähnt, kommt neben dem dolomitischen immer ein calcitischer Anteil am Gesamtzement hinzu. Es ist in allen Fällen die zeitliche Relation beider Neubildungen ermittelt worden. Häufig beobachtet man in den Bruchfugen oder in aufgeweiteten Mineralen eine Zementation durch Karbonatzemente, so in mehreren Fällen, bei denen in Glimmern Karbonatzement ausgeschieden wurde, wie in Taf. 4, Bild 5 und 6 zu sehen ist. Dabei erfolgt eine Auseinanderspaltung des betroffenen Minerals.

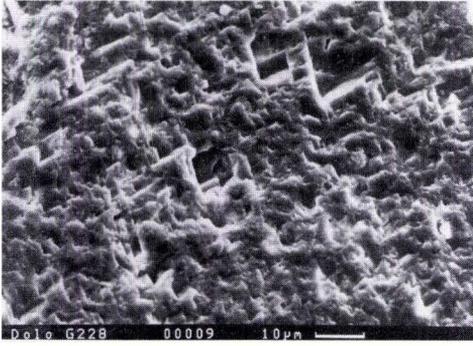
In rein dolomitisch zementierten Sandsteinen treten vereinzelt auch Karbonatgerölle auf wie in der Probe G2-28. Die Bildung des Calcizementes erfolgte vor der Bildung des Dolomites. Dafür spricht, daß der Calcizement noch an vielen Stellen von Dolomit verdrängt wird. Somit ergibt sich für die daraus abzuleitenden diagenetischen Prozesse zunächst eine Neubildung von Calcit, der dann anschließend von Dolomit verdrängt wird.

Hinweise auf Calichebildungen in den Sedimenten unterhalb der Vulkanite finden sich in

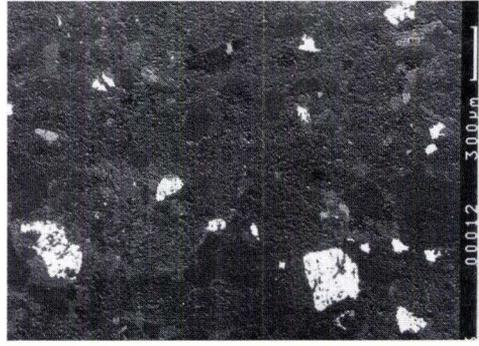
#### Tafel 4

##### Diagenetische Neubildungen

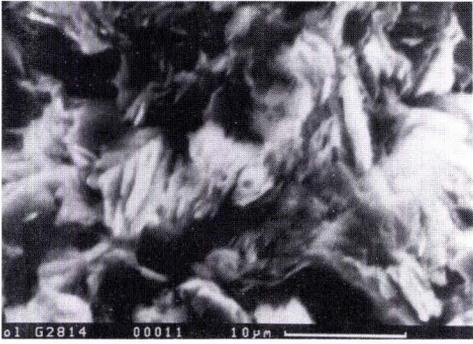
- Bild 1: Neugebildeter Dolomit mit ausgeprägten Rhomboeder-Flächen, die in den Porenraum hineingewachsen sind, keine begleitende Illit-Neubildung, (spätere?) Versenkungsdiagenese. Brg. Gimsheim 2, Probe G2-28, REM-Oberflächenaufnahme.
- Bild 2: Spätdiagenetisch gebildeter Baryt (helle Rückstrahlung) in einem Sandstein der Brg. Gimsheim 2, subidiomorphe Neubildung, (frühdiaagenetische?) Mineralneubildung. Brg. Gimsheim 2, Probe G2-13, Dünnschliff, Rückstreu-REM-Aufnahme.
- Bild 3: Ausschnittsvergrößerung aus Bild 4, geldrollenförmige Kaolinitblättchen, REM-Oberflächenaufnahme.
- Bild 4: Kaolinit-Neubildung der (frühen?) Versenkungsdiagenese, typisch die geldrollenförmige Anordnung von Kaolinit-Blättchen; oft sind die Blättchen idiomorph sechseckig. Brg. Gimsheim 2, Probe G2-18, REM-Oberflächenaufnahme.
- Bild 5: Rückstreu-REM-Aufnahme eines durch Calcit aufgeweiteten Biotits, Neubildung von Calcit während der Frühdiaagenese, Calichebildung, die Glimmer sind an ihren Enden aufgeweitet. Brg. Gimsheim 2, Probe G2-16, Rückstreu-REM-Aufnahme.
- Bild 6: Ausschnitt aus Bild 5, deutlich wird das inselförmige Aufwachsen des neugebildeten Calcit zwischen den Glimmerschichten. Rückstreu-REM-Aufnahme.
- Bild 7: Spätdiagenetisch aufgewachsene Quarz- und Calcitkristalle auf früheren Karbonaten oder Tonmineralen, Kristalle wachsen in den freien Porenraum, syntaxiales Wachstum der Quarzkristalle, daneben blättchenförmige Illitneubildungen, späte Versenkungsdiagenese. Brg. Gimsheim 2, Probe G2-55, REM-Oberflächenaufnahme.
- Bild 8: Ausschnitt aus Bild 7, idiomorphe, spätdiagenetische Calcitneubildung.



1



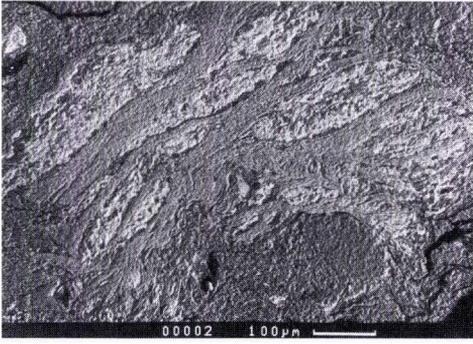
2



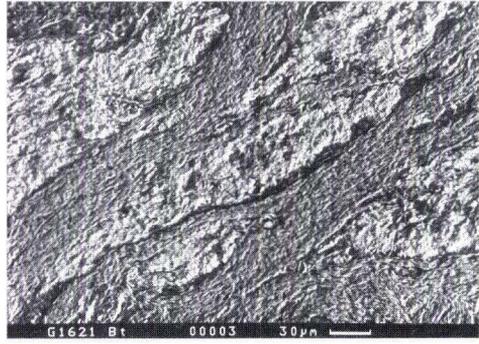
3



4



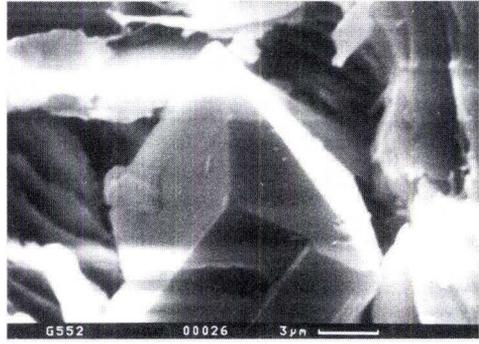
5



6



7



8

der Brg. Gimsheim häufig in Form von Calcitkristallen, die Komponenten ersetzen bzw. Calcitkristallen, die Glimmer aufweiten (Taf. 4, Bild 5 und 6) (BRAITHWAITE 1989). Daneben sind, wenn auch selten, Calicheknollen im Sedimentmaterial vorhanden.

**Illit-Neubildungen** (vgl. Taf. 5): Von den bisher beschriebenen Zementmineralen unterscheiden sich die Zemente der pyroklastischen Ablagerungen deutlich. Bereits in Kap. 6.1 konnten in der Diagenese Unterschiede zu den anderen Ablagerungen der Bohrungen festgehalten werden. Klastika und tuffitische Sandsteine sind überwiegend karbonatisch gebunden, wobei der Anteil an calcitischem Zement überwiegt. Als Hauptneubildung führen die Pyroklastika Illit, der aus der Umwandlung des primären Glasanteils stammt. Ein weiterer Hinweis auf eine Illit-Neubildung ist die lockere, für das jeweilige Mineral spezifische Anordnung in freien Porenräumen. Der Illit ist in den untersuchten Gesteinen in zwei Formen ausgebildet: als tangentialer und als faseriger Illit. In Form der sogenannten Illit-„coatings“ (tangentielle Tonhäute) ist er primär vorhanden.

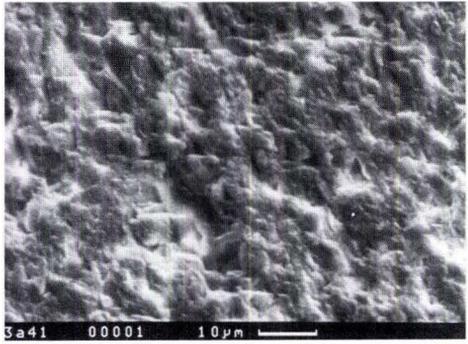
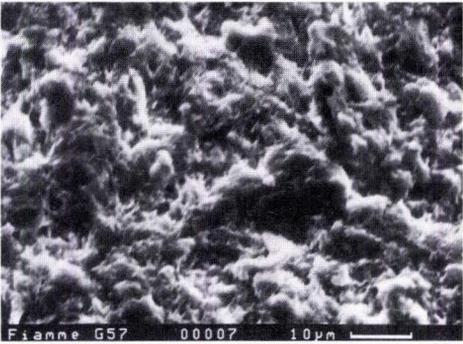
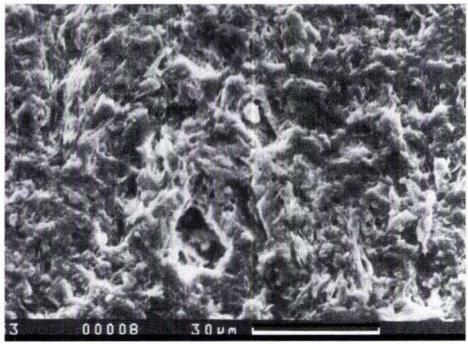
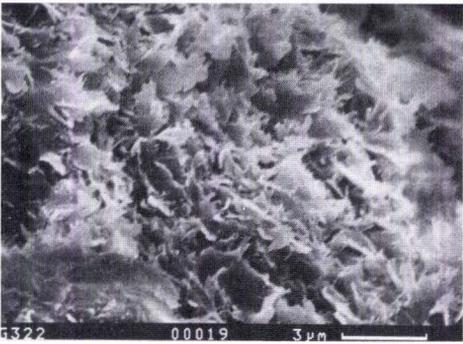
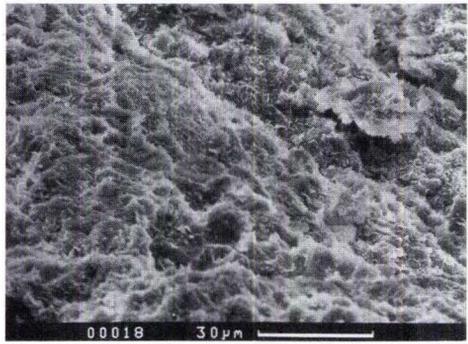
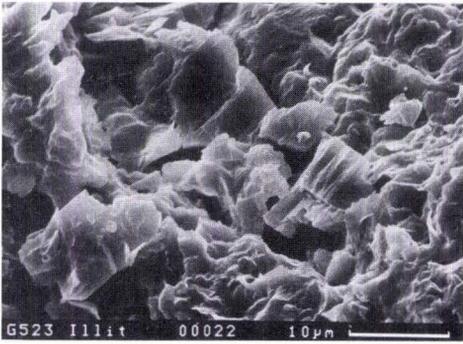
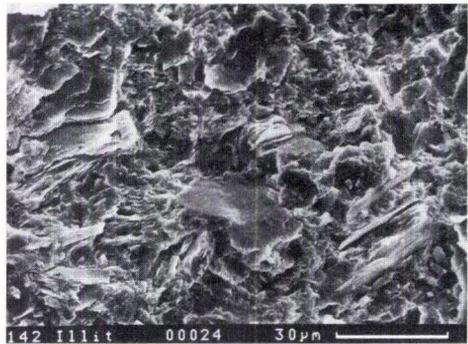
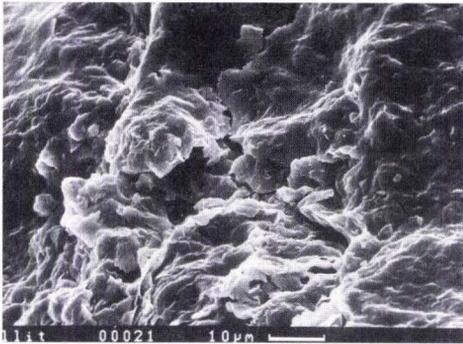
Auf neugebildeten Tonmineralen sind in den Proben aus den beiden bearbeiteten Bohrungen oft längliche und faserige Illite ausgebildet, die aufgrund ihrer Form Faserillite genannt werden. DICKINSON (1970) ordnet derartige Faserminerale Neubildungen während der Diagenese zu. Sie stehen in engem Zusammenhang mit der jeweils noch vorhandenen Menge an Pseudomatrix innerhalb der Sedimente. Es kommt in den Zonen starker Faserillit-Anreicherung weniger Pseudomatrix vor, als in vergleichbaren Zonen ohne Faserillit-Bildungen dies zu erwarten wäre. Nach DICKINSON (1970) ist die Pseudomatrix an der Bildung von Faserillit direkt beteiligt, d.h. die Bildung von faserigen Tonmineralneubildungen erfolgt zu Lasten der Pseudomatrix.

**„Grundmasse“:** Es ist nicht immer eindeutig zwischen Neubildungen und einer primär vorhandenen Matrix zu unterscheiden. In den Abschnitten der Brg. Worms 3, in welchen keine pyroklastischen Anteile am Gestein auftreten, ist der hohe Gehalt aus tonigem Material in der Grundmasse nur durch einen primären Eintrag feinstkörniger Komponenten zu er-

#### Tafel 5

##### Diagenetische Neubildungen

- Bild 1: Blättchenförmige Illite, die vorhandene Komponenten vollständig umhüllen; tangential angeordnet, ohne in den vorhandenen Porenraum hineinzuwachsen, frühdiagenetische Mineralneubildung. Brg. Gimsheim 2, Probe G2-52, REM-Oberflächenaufnahme.
- Bild 2: Blättchenförmige Illite, die stärker radial um die Komponenten herum aufwachsen; daneben in der oberen Bildhälfte tangentielle, blättchenförmige Illite, frühdiagenetische Mineralneubildung, Brg. Worms 3, Probe W3-14, REM-Oberflächenaufnahme.
- Bild 3: Blättchenförmige, radial angeordnete Illit-Mineralneubildungen, die im freien Porenraum aufeinander zuwachsen, frühdiagenetische Neubildung. Brg. Gimsheim 2, Probe G2-52, REM-Oberflächenaufnahme.
- Bild 4: Mineralneubildungs-Rasen von schwach faserigem Illit, der auf blättchenförmigen Illiten aufsitzt und in den freien Porenraum hineinwächst, Mineralbildung der Versenkungsdiagenese. Brg. Gimsheim 2, Probe G2-32, REM-Oberflächenaufnahme.
- Bild 5: Vergrößerter Ausschnitt aus Bild 4, deutlich sichtbar der aufgewachsene Faserillit, teilweise sehr feine Fasern mit gekrümmtem Habitus, Versenkungsdiagenese. Brg. Gimsheim 2, Probe G2-32, REM-Oberflächenaufnahme.
- Bild 6: Faserillit-Rasen innerhalb von Fiamme des oberen Ignimbrits der Brg. Gimsheim 2, nur geringes Aufwachsen von faserigen Illiten, Versenkungsdiagenese. Brg. Gimsheim 2, Probe G2-53, REM-Oberflächenaufnahme.
- Bild 7: Ausgeprägtere Faserillite in ignimbritischen Ablagerungen der Brg. Gimsheim 2 oberhalb der vorherigen Probe G2-53, Versenkungsdiagenese. Brg. Gimsheim 2, Probe G2-57, REM-Oberflächenaufnahme.
- Bild 8: Dolomitneubildung der (späteren?) Versenkungsdiagenese, daneben blättchenförmige, tangentielle Illite. Brg. Gimsheim 2, Probe G2-63, REM-Oberflächenaufnahme.



klären. Die Grundmasse besteht hier aus kleinsten Quarz-Feldspat-Verwachsungen, feinsten Glimmern, opaken Fe-Verbindungen und illitischen Tonmineralen, die überwiegend blättchenartig aufgebaut sind und entweder mit den Komponenten zusammen angeliefert wurden oder nachträglich, aber noch während der Ablagerung oder der Verwitterung, ins Sediment infiltriert wurden. Auch kann es während der Diagenese in Porenräumen aus instabilen Komponenten zur Bildung von Tonmineralen kommen, was aber u.d.M. nicht mehr sauber von Neubildungen zu trennen ist.

**Quarz-Neubildungen** (vgl. Taf. 4, Bilder 7 und 8): Als weitere, wenn auch untergeordnet auftretende Neubildungen sind Quarze zu nennen. In einigen Proben der Sandsteine der beiden untersuchten Bohrungen ließen sich mikrokristalline Quarzkristalle im Bereich neugebildeten Illits identifizieren. Es handelt sich dabei um authigene Quarze, die in den restlichen freien Porenraum hineingewachsen sind. Sie sind nicht von mitsedimentierten Illithäuten umgeben, was eine späte Bildung der Quarze impliziert. Die Größe dieser kleinen Kristalle beträgt meist 5–10 µm. Idiomorphe Quarzkristalle, die auf Mutterkörnern syntaxial angewachsen sind, konnten nicht nachgewiesen werden. Die auftretenden idiomorphen Quarzkristalle werden als spätdiagenetische Neubildungen gedeutet.

Neben den idiomorphen Neubildungen ist innerhalb der bearbeiteten Bohrungen eine Silifizierung von dolomitisierten Calciten zu beobachten. Nach der Dolomitisierung von neugebildeten calcitischen Calicheknollen setzte vom Rand ausgehend eine Verkieselung ein, die über EDX-Untersuchungen festgestellt werden konnte: Der Gehalt an Silizium in den Karbonaten nimmt in Richtung zum Kern kontinuierlich ab. Nur Magnesium und Calcium sind dort als Elemente nachzuweisen.

**Kaolinit:** Vereinzelt läßt sich in den Bohrungen über RDA und REM Kaolinit als Neubildung feststellen. Dabei ist der Kaolinit unter dem Rasterelektronenmikroskop anhand seiner geldrollenförmigen Anordnung von sechs-

eckigen, aufeinanderliegenden Blättchen zu erkennen (Taf. 4, Bilder 3 und 4).

**Baryt:** In wenigen Sandsteinen tritt akzessorisch Baryt in Form von subidiomorphen Kristallen in ehemaligen Porenräumen auf (G2-13, Taf. 4, Bild 2). Er erreicht dort Korngrößen bis 300 µm. Im Schwermineralspektrum konnte der Baryt ebenfalls nachgewiesen werden (vgl. Kap. 3.2.5). Baryt wird in den Proben von Calcit bzw. Dolomit umrahmt und ist damit älter als diese Neubildungen. Nach FÜCHTBAUER (1988) ist die diagenetische Bildung von Baryt zum einen aus Evaporation, zum anderen aus der Verwitterung von Orthoklas herzuleiten.

Zusammenfassend sind in abnehmenden Anteilen folgende Neubildungen in den bearbeiteten Bohrungen festgestellt worden: Dolomitement, Calcitcement, „Grundmasse“, Pseudomatrix, Faserillit, Quarzement, Kaolinit und Baryt.

**Zeitliche Abfolge der diagenetischen Neubildungen:** Die hier angeführten Beziehungen beschränken sich zumeist auf die Sedimente der Brg. Gimbsheim, da die Gesteine der Brg. Worms, wie oben ausgeführt wurde, fast ausschließlich durch eine tonige Matrix stabilisiert sind, die durch ihre geringe Korngröße auch unter dem REM keine generellen Aussagen zu einer Entwicklung oder Abfolge von Neubildungen zuläßt.

Die frühdia-genetische Phase ist in den Bohrungen auf die Ablagerung der Klastika und die eventuelle Infiltrierung feinkörnigen Tonmaterials beschränkt. Bei den pyroklastischen Ablagerungen kommt es in diesem relativ frühen Stadium zu stärkerer Kompaktion, da die Bims- und Glaskomponenten durch geringste Auflast geplättet werden. Dies gilt auch für die Sandsteine mit einem erhöhten Anteil vulkanogener Komponenten, wobei die Glaskomponenten stark zerbrochen bzw. früh weg-gelöst wurden. Das Stadium der Frühdia-genese wird durch Umwandlung der Tonsäure der Komponenten eingeleitet, welche diese im vorhergehenden Stadium erhalten haben. Als weitere frühdia-genetische Neubildungen sind die Karbonat-zemente anzuführen, wobei der Calcit als er-

ster Zement gebildet wird. Frühdiagenetische authigene Quarze oder Feldspatzemente konnten nicht identifiziert werden.

Im Stadium der Spätdiagenese (mittlere und tiefere Versenkungsdiagenese) werden die primären Karbonatzemente von sekundären verdrängt, einzelne Tonminerale komplett umgewandelt (Illitisierung) und Komponenten wie die Feldspäte an- bzw. aufgelöst, wodurch sich sekundäre Porenräume bilden. In diesen Diageneseabschnitt fällt auch das Aufwachsen von Kristallen und Mineralen in freigebliebene Porenräume. Als letzte Phase der diagenetischen Überprägung muß für das Untersuchungsmaterial zumindest in den oberen Abschnitten mit einer telogenetischen Diagenese gerechnet werden. Bis zur stärksten Aktivierung des Oberrheingrabens im Tertiär war das Gebiet und damit die Gesteine des Permokarbon durch diagenetische Veränderung bei der Umgestaltung der überlagernden mesozoischen und tertiären Sedimente betroffen. Die Gesteine des Permokarbon wurden durch diese jüngeren Ablagerungen bis auf das vorliegende Niveau erodiert (ILLIES 1977; PFLUG 1982) und standen mindestens zu dieser Zeit wahrscheinlich unter dem Einfluß diagenetischer Prozesse. Diese sind an

dem vorhandenen Kernmaterial nicht nachweisbar, zum einen, weil die obersten Partien nur als Spülproben vorliegen und so diagenetischen Untersuchungen weitestgehend unzugänglich sind, zum anderen, weil die Sedimente durch mächtige Vulkanit- bzw. Pyroklastitfolgen vermutlich vor einer Überprägung geschützt wurden. Einziges mögliches Anzeichen einer telodiagenetischen Beeinflussung ist die Bildung eines, allerdings verschwindend geringen, Anteils sekundärer Porosität und/oder Zerbrecen von Komponenten. Eine späte, durch Heraushebung initiierte, telodiagenetische Überprägung durch starkes Wachstum authigener Quarzkristalle oder aber eine erneute Neubildung von weiteren Karbonatzementen, wie sie GLENNIE et al. (1978) als Indikatoren angeben, fehlt in den vorliegenden permokarbonen Ablagerungen. Auch lokale Anreicherungen von Knollen, die auf eine differentielle Diagenese während einer Heraushebung hinweisen können (MOLENAAR 1990), sind nicht nachweisbar.

Die verschiedenen Zemente erlauben in beiden Bohrungen eine Einteilung in diagenetische Petrofazies-Typen (vgl. CLAEYS & MOUNT 1991), die im Folgenden erläutert werden.

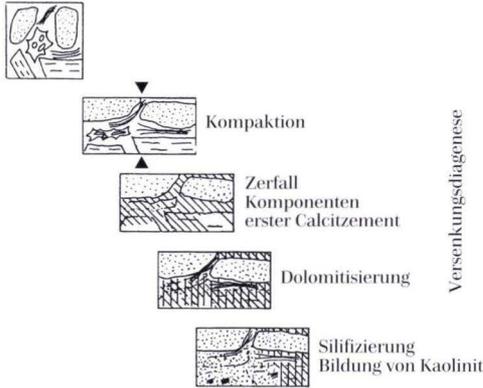
## 6.2.2 Diageneseablauf und Diagenetische Petrofazies

Bei der zeitlichen Abfolge der Diagenese ist nachfolgend zwischen den Entwicklungen der Sedimente in der Brg. Gimbsheim unterhalb bzw. oberhalb der Vulkanitfolge, den Gesteinen der Brg. Worms und den pyroklastischen Ablagerungen in den Kernen beider Bohrungen zu unterscheiden. Da deutliche Unterschiede in den Auswirkungen der Diagenese vorhanden sind, wird in allen vier Bereichen nach Möglichkeit zwischen einer frühen und einer späten Versenkungsdiagenese unterschieden. Die Abb. 20 gibt einen schematischen Überblick der unterschiedlichen Entwicklung der einzelnen Ablagerungen.

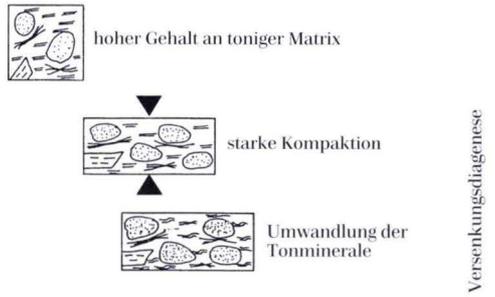
**Sedimente oberhalb der Vulkanitfolge der Brg. Gimbsheim:** Toniges Material ist

während der frühen Versenkungsdiagenese nur in geringen Mengen eingetragen worden, obwohl die intensive Rotfärbung zunächst einen stärkeren Eintrag vermuten läßt. Die Sandsteine bestehen hier meist aus sehr groben Komponenten, deren korngestütztes Gefüge deutlich zu erkennen ist. Die Rotfärbung ist zum größten Teil auf eine Umwandlung primärer Eisen-Mineralen (Biotit, Hornblende u.a.) aber auch primärer Tonminerale (Fe-haltiger Smektite) während der Frühdiagenese zurückzuführen (vgl. FÜCHTBAUER 1988). Spätestens in diesem Zeitraum sind die Sedimente oberhalb der Vulkanitfolge sehr stark von einer Kompaktion überprägt worden, die nur geringe Minus-Zement-Porositäten aufweist. Diese Sandsteine

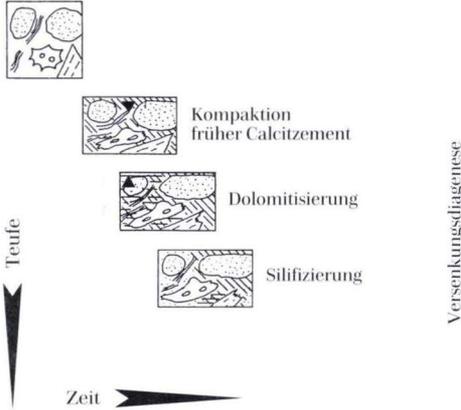
**Gimbsheim: Sandsteine oberhalb der Vulkanite**



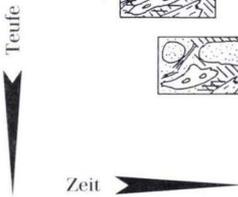
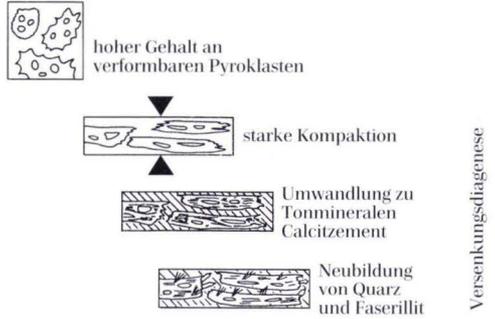
**Worms: Sandsteine unterhalb der Vulkanite**



**Gimbsheim: Sandsteine unterhalb der Vulkanite**



**Diagenese der Pyroklastika**



**Primäre Komponenten**

- Quarz
- Feldspat
- Pyroklasten
- tonige Matrix
- Tonminerale und Glimmer

**Neubildungen / Zemente**

- Calcizement
- Dolomitcement
- Silifizierung
- Faserillit
- Kaolinit

- sekundäre Quarze
- Porosität

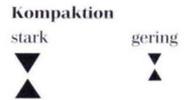


Abb. 20. Diagenetische Petrofazies der Sedimentgesteine der Brg. Gimbsheim 2 und Worms 3.

zeigen von allen untersuchten Sandsteinen den größten Kompaktionsgrad.

Während der weiteren Versenkungsdiagenese kam es zum partiellen Zerfall von Komponenten (Calcitisierung von Feldspäten etc.). In manchen Bereichen wurde Calcizement neugebildet, der anschließend von einer Dolomitierung überprägt wurde. Währenddessen dauerte die Auflösung instabiler Komponenten weiter an. Dies und das lokale Auflösen von Zement (nur sehr untergeordnet) sind die Ursachen für die nur in den Sedimenten oberhalb der Vulkanitfolge vorkommenden sekundären Porositäten.

**Sedimente unterhalb der Vulkanite der Brg. Gimsheim:** Im Stadium der frühen Versenkungsdiagenese ist im Gegensatz zu den oberen Sandsteinen ein stärkerer Eintrag von tonigem Material festzustellen. Eine relativ frühe Calcizementation und damit frühe Stabilisierung der Sandsteine ist durch die höhere Minus-Zement-Porosität gegenüber den oberen Sandsteinen festzustellen. Während der weiteren Versenkungsdiagenese kommt es in den unteren Sandsteinen nur zu einer schwachen Dolomitierung, auf die eine späte Silifizierung folgt. In einigen Bereichen ist eine Neubildung von Kaolinit zu erkennen. In diesen Ablagerungen ist keine nennenswerte sekundäre Porosität ausgebildet.

**Sandsteine der Brg. Worms:** Hier ist kaum zwischen den einzelnen Diagenesephasen zu differenzieren, da während der Sedimentation ein hoher Anteil toniger Matrix in die Sandstei-

ne gelangte, die zwar zunächst im Verlauf der Versenkungsdiagenese eine Kompaktion erfuhren, ansonsten aber von weitreichenden Neubildungen nicht betroffen waren. In den vorliegenden Sandsteinen kann lediglich eine sehr kurze Zementationsphase festgestellt werden, die allerdings kaum eine Bedeutung hat, da sie nur lokal im Bereich von Mineralumwandlungen auftritt. Zum Abschluß der Diagenese findet eine Umwandlung von Tonmineralen statt.

**Diagenesefolge der pyroklastischen Gesteine:** Je nach dem Anteil glasiger Komponenten ist bereits während der frühen Versenkungsdiagenese der Kompaktionsgrad sehr hoch, da die Glasshards noch verformbar sind. Zu Beginn der Frühdiagenese kommt es zu Umwandlungen in den sauren Ablagerungen beider Bohrungen, die meist in eine Bildung von quellfähigen Tonmineralen mündet. Im weiteren Verlauf der Versenkungsdiagenese werden die relativ instabilen smektitischen Tone zunehmend illitisiert, so daß in allen pyroklastischen Ablagerungen keine quellfähigen Tonminerale mehr nachzuweisen sind. Auch zeigen die Pyroklastika kaum Porositäten, da auf den bereits sekundär gebildeten Illiten eine die Porosität herabsetzende Bildung von Faserilliten einsetzt. Etwa im gleichen Diagenesestadium kommt es zu letzten Neubildungen von Quarzkristallen, die noch in den verbleibenden Porenraum hineinwachsen können. In einigen Bereichen ist während der Versenkungsdiagenese eine Bildung von Calcizement festzustellen.

## 7. Nachbarvorkommen

Der tiefere Untergrund des nördlichen Oberrheingrabens wurde in den letzten vierzig Jahren intensiv auf seine Lagerstätten hin exploriert. Dabei erreichten zwar viele abgeteufte Bohrungen das Permokarbon, generell wurden aber nur sehr wenige Meter in diesen variszischen Molassesedimenten angefahren. Für die Untersuchung dieser Abfolgen tritt erschwe-

rend hinzu, daß viele Kernmeter heute nur noch unzusammenhängend vorliegen und in Sammelkisten gelagert werden.

Aus über 400 Bohrungen wurden diejenigen aus Schichtenverzeichnissen ausgewählt, die über einen ausreichenden Permokarbon-Anteil verfügen und von denen noch möglichst viel Kernmaterial vorhanden ist. Aufgrund von

Kernbefahrungen wurden folgende Bohrungen ausgewählt, die näher erläutert werden (die Bohrungsdaten werden verschlüsselt wiedergegeben, vgl. dazu Kap. 1.1): St 4, St 14, St 21, St 22, St 32 und St N1; E 21 und E 22; W 3A und W 5; Wo 5.

Alle Bohrungen sind im Bohrkernlager der BEB Erdgas und Erdöl GmbH gelagert und zur Einsicht- und Probennahme zur Verfügung gestellt worden. Im Folgenden werden die einzelnen Bohrungen hinsichtlich ihrer Lithologie, Petrographie und der möglichen Altersstellung ihrer Ablagerungen behandelt. Die Brg. Olm 1, Stockstadt 33R und Weiterstadt 1 werden knapp skizziert, da sie bereits bearbeitet wurden.

**Brg. St 4:** Innerhalb des Permokarbon wurden unterhalb der Tertiärbasis bis zur Endteufe bei 47,50 m insgesamt 10 Kerne abgeteuft. Bis 17,50 m besteht die Abfolge aus rotbraunen, stellenweise auch grünlich-grauen Ton- bis Siltsteinen in einer Wechsellagerung mit Feinsandsteinen. Die Feinsandsteine sind karbonatisch gebunden. Häufig sind Reduktionsflecken in den feinkörnigen Lagen vorhanden. Biotitreiche Lagen befinden sich im Bereich des 8. Kerns zwischen 13,50–7,50 m. Bis 21,50 m besteht die Abfolge aus einer Feinsand-Silt-Wechsellagerung mit Tonlinsen. Die Sandsteine sind mikro- bis kleindimensional schräggeschichtet und weisen stellenweise Grobsandlagen auf. In den feinerkörnigen Partien sind Hydromedusen-Abdrücke nachzuweisen (Probe St 4-3). Von 21,50–25,50 m sind Tonsteine und Siltsteine wie oben vorhanden.

Darunter wechselt die Sedimentation wieder zu grobkörnigeren Ablagerungen mit einer Feinsandstein-Silt-Wechsellagerung (25,50–32 m). Daran schließen sich wieder Ton-Siltsteine an, die überwiegend eine Flaserschichtung zeigen und mehrere Entfärbungshorizonte besitzen. Im 12. Kern sind in einem Teufenbereich von 32–41 m erneut Hydromedusen-Abdrücke nachzuweisen.

Insgesamt ergeben sich aus der Kernaufnahme keine Hinweise auf pyroklastische Ablagerungen in den sedimentären Folgen. Das Milieu

der Ablagerungen entspricht etwa einem Sandebenen-Teilablagerungsbereich einer playa. Eine detaillierte stratigraphische Zuordnung der Schichtenfolge der Brg. St 4 zur Gliederung des Permokarbons im Oberrheingraben ist nicht gesichert möglich. Aufgrund der Fazies und des daraus abzuleitenden Milieus liegt jedoch mit großer Wahrscheinlichkeit ein Äquivalent der Nahe-Gruppe vor.

**Brg. St 14:** Von dem Kernmaterial dieser Bohrung existieren heute nur noch Sammelkisten, was eine Untersuchung und Probennahme erschwert. Am Top der als Rotliegend eingestuft Schichtenfolge (Schichtenverzeichnis der BEB Erdgas und Erdöl GmbH) ist bis 3,60 m tuffitischer Tonstein bis Tuffit durchteuft, der eine graugrüne Färbung besitzt und hygrophyllitisch ausgebildet ist. Unter diesem Horizont folgt ein Vulkanit. Aufgrund der geochemischen Analysen handelt es sich dabei um einen Alkalibasalt bis Nephelinit/Basanit, der nach seiner geochemischen Zusammensetzung ins Tertiär zu stellen ist (vgl. Kap. 5).

Unter dem Vulkanit befindet sich eine monotone Abfolge rotbrauner Ton- bis Siltsteine mit flaseriger Schichtung, Reduktionszonen und Eisenkonkretionen. Ansonsten ist diese Folge texturlos. Bei der gesamten Abfolge der Brg. St 14 könnte es sich um tertiäre Schichten handeln, die lithologisch schwer von jüngeren Permokarbonschichten zu unterscheiden sind. Einstufungskriterien sind der überlagernde tertiäre Vulkanit, die monotone Folge von Feinklastika, angedeutete Wühlgefüge und ein erhöhter Siltgehalt in den feinstkörnigen Ablagerungen, die die tertiären gegenüber den permokarbonen Sedimenten aufweisen (frdl. mdl. Mitt. BEB Erdgas und Erdöl GmbH).

**Brg. St 21:** Wie bei allen anderen Bohrungen wurde gezielt nach pyroklastischen Ablagerungen in den permokarbonen Sedimenten gesucht, da vor allem diese eine gewisse lithostratigraphische Zuordnung ermöglichen, wie die Untersuchungen der beiden Brg. Gimsheim 2 und Worms 3 gezeigt haben.

Die Brg. St 21 durchteuft im 8.–13. Kern zwischen der Tertiärbasis und 19 m einen Tuff bis

tuffitischen Vulkanit, der grünlich-grau gefärbt und sehr brüchig ist. Der Tuff ist ausgeprägt hygrophyllitisch. An der Basis des 12. Kerns befindet sich ein blockiger Tuff, der nach unten hin in eine Tuffbreccie übergeht (im Teufenbereich 16,80–17 m). Die Pyroklastika wurden geochemisch analysiert (vgl. Kap. 5). Es sind basaltische Tuffe mit einem alkalibasaltisch-nephelinitisch/basanitischen Spurenelement-Verhältnis. Der Mineralbestand wurde ebenfalls in Kap. 5 angesprochen. Aufgrund des Modalbestandes und der geochemischen Untersuchungen sind die pyroklastischen Ablagerungen und Vulkanite der Brg. St 21 der Gruppe der tertiären Vulkanite des Oberrheingrabens zuzuordnen.

**Brg. St 22:** Die in Bohrkernen erhaltene Abfolge der Brg. St 22 nimmt von der Tertiärbasis bis 3,40 m ein Vulkanit ein, der z.T. stark alteriert ist. In mehreren Abschnitten ist er tuffitisch ausgebildet und führt akkretionäre Lapilli. Die Farbe des Vulkanits/Vulkanoklastits ist grau bis grün, im oberen erbohrten Bereich ist er von mehreren Calcitadern durchzogen. U.d.M. sind folgende Minerale zu erkennen: Plagioklas, Chlorit und Karbonat, relativ frischer (Titan-) Augit und umgewandelter Olivin. Wie bei allen bisherigen Vulkaniten/Vulkaniklastiten der Vergleichsbohrungen, so liegt aufgrund der Spurenelemente auch hier ein alkalibetonter Basalt vor, der wiederum in das Tertiär zu stellen ist.

**Brg. St 32:** In dem einzigen Kern, der anhand des Schichtenverzeichnisses ins Permo-karbon abgeteuft wurde (12. Kern), ist nur ein dunkelgrüner Vulkanit bis Tuff aufgeschlossen, der von mehreren Calcitklüften durchzogen wird. Insgesamt ist das Gestein sehr stark umgewandelt und durch mehrere kleinere Zerrüttungszonen mit Harnischflächen verruschelt. Die geochemischen Analysen legen ein permokarbones Alter dieses Vulkanites nahe (Dazit).

**Brg. St N1:** In der Brg. St N1 sind nur Vulkanite erbohrt worden, die bislang dem Permo-karbon zugeordnet wurden. Es handelt sich zwischen den Teufen 4 m und 12,50 m um einen stark alterierten, tuffitischen, violetten bis

grünlich-grauen Vulkanit, der eine Melaphyrmandelstein-Struktur aufweist. Die Grundmasse ist feinkristallin und stellenweise stark karbonatisiert. Es sind keine größeren Kristalle ausgebildet, die den Modalbestand genauer charakterisieren könnten. Eigene geochemische Untersuchungen ergaben eine alkalibasaltische Zusammensetzung des Vulkanits. Er muß nach den oben genannten Kriterien zeitlich ebenfalls dem Tertiär zugeordnet werden.

**Brg. E 21:** Im 6. Kern der Bohrung treten von 65–66,80 m überwiegend rotbraune Konglomerate (Grobsand bis Grobkies) auf, die eine bunte Matrix zeigen. Am Top des Kerns befinden sich überwiegend Metamorphitgerölle, die mit zunehmender Teufe quantitativ von Magmatiten verdrängt werden. Es herrscht ein korngestütztes Gefüge vor, Schichtung ist nicht zu erkennen. Basalt- und Kristallingerölle erreichen Durchmesser bis zu 3 cm. Die Gerölle sind mäßig bis gut gerundet. Das Bindemittel ist karbonatisch. Bis 67,77 m ist ein Konglomerat erbohrt, das im Gegensatz zum Topbereich eine angedeutete Horizontalschichtung und stellenweise eine Dachziegellagerung der Komponenten führt. Vor allem im unteren Abschnitt sind Tuffkomponenten vorhanden. Zwischen 67,77 m und 70,64 m lagert ein grau-grüner Grobkies, der Komponenten bis zu 6 cm Durchmesser führt. Es treten gebleichte Zonen auf, die pyroklastische Komponenten führen. Bis zur Endteufe ist der Kern aus einer Folge von Grobkonglomeraten mit zahlreichen Vulkanitkomponenten (überwiegend Rhyolithe) aufgebaut. Insgesamt handelt es sich bei der Abfolge um Schuttfächersedimente, die durchgehend karbonatisch gebunden vorliegen. Eine grobe stratigraphische Einstufung ist durch das häufige Auftreten der Rhyolithgerölle möglich. Daher liegt wahrscheinlich eine Folge vor, die frühestens nach den ersten vulkanischen Ereignissen der Vulkanit-Sediment-Wechselfolge (Donnersberg-Formation) abgelagert wurde und Äquivalenten der Nahe-Gruppe entspricht.

**Brg. E 22:** Ab der Tertiärbasis bis zur Endteufe der Bohrung ist eine äußerst monotone und texturlose Abfolge grau-grüner Tonsteine

erbohrt worden, die durch die Anreicherung von kohligem organischer Substanz stellenweise grau gefärbt ist. Vulkanite oder Vulkaniklastite sind nicht enthalten. In einer Teufe von etwa 7 m ist die monotone Abfolge durch einen rotbraunen Feinsandstein durchbrochen, der Tonfasern und zahlreiche Glimmer enthält. Die Quarzkomponenten sind kantengerundet. Eine eindeutige stratigraphische Zuordnung der gesamten Schichtenfolge kann nicht vorgenommen werden, selbst eine Zuordnung zum Rotliegend ist nicht gesichert.

**Brg. W 3A:** Innerhalb des 24. Kerns der Brg. W 3A sind rotbraune Fein- bis Mittelsandsteine erbohrt worden, die vereinzelt grobkonglomeratische Komponenten führen. Die Sandsteine sind sehr feldspatreich und tonig gebunden. Die Gerölle bestehen ausschließlich aus gerundeten Quarzen. Insgesamt sind die Sandsteine schlecht sortiert. In dem Kernmaterial finden sich keine Vulkanitgerölle und keine Vulkanite oder Vulkaniklastite. Eine stratigraphische Zuordnung ist dadurch nur eingeschränkt möglich. Auch eine Zuordnung zum Rotliegend ist nicht gesichert. Das ausschließliche Auftreten von Quarzgeröllen spricht eher dagegen.

**Brg. W 5:** In zwei Kernen (22. und 23. Kern) ist ähnlich wie in der Brg. W 3A jeweils eine relativ monotone Folge von Feinsandsteinen abgeschlossen. Nur im 23. Kern liegt im unteren Bereich ein siltiger Sandstein vor. Im Schichtenverzeichnis für den 22. Kern sind zahlreiche Kaolinminerale aufgeführt, die vielleicht auf pyroklastische Beimengungen hinweisen könnten. Bei der Kernaufnahme konnten allerdings keine vulkanoklastischen Komponenten identifiziert werden. Eine genauere stratigraphische Zuordnung der Sedimentfolgen in der Brg. W 5 ist wie bei der Brg. W 3A nicht möglich.

**Brg. Wo 5:** Von der gesamten Bohrung stehen nur noch Sammelkisten und damit unzusammenhängendes Kernmaterial für Untersuchungen zur Verfügung. Insgesamt ist der Permokarbon-Anteil zwischen der Tertiärbasis und 56 m aus einer monotonen Folge von Ton- bis Siltsteinen aufgebaut, die im oberen Bereich rotbraun, im mittleren Abschnitt grünlich-grau

und an der Basis wieder rotbraun gefärbt ist. Die Siltsteine sind flaserig geschichtet. Im Bereich, der nicht mehr gekernt wurde, treten bis zur Endteufe Fein-Konglomerate auf, die dunkelbraun gefärbt sind. Das Geröllmaterial setzt sich dem Schichtenverzeichnis zufolge überwiegend aus Kristallinmaterial zusammen.

Das Kernmaterial der Brg. Wo 5 wird ab der Tertiärbasis der Pechelbronner Schichten dem Rotliegend zugeordnet. Eine genauere Einstufung ist nicht möglich. Bei der Kernaufnahme ergaben sich keine Hinweise auf pyroklastische Anteile in den Sedimenten.

**Brg. Weiterstadt 1** (MARELL 1989): Zu Korrelationszwecken ist nochmals auf die gut untersuchte Brg. Weiterstadt 1 einzugehen. Die Rotliegend-Abfolge der Brg. Weiterstadt 1 reicht von 1773–2170 m und ist überwiegend aus einer Wechsellagerung von Mittelsandsteinen bis Siltsteinen aufgebaut. In diese Sedimentabfolge sind mehrfach Basalte eingeschaltet, die z.T. extrusiver Natur sind (im Bereich des 7. Kerns). Unterhalb der mächtigsten Vulkanite zwischen 1960 und 2064 m sind zudem noch Grob- bis Mittelkonglomerate durchteuft worden, die Gerölle bis zu einem Durchmesser von 4 cm führen. MARELL (1989) interpretiert die basale Abfolge als fluviatile Sedimente und als Massenstromsedimente. Die höheren Abschnitte des Rotliegend deutet er als Sedimente einer flood plain und abschnittsweise einer playa. Unter den Rotliegend-Ablagerungen sind ab etwa 2170 m karbonische Gesteinsserien erbohrt worden, die insgesamt 315 m mächtig sind und sich aus überwiegend graugefärbten Sedimenten zusammensetzen. Die Sedimente werden von einem Vulkanit überlagert, den MARELL (1989) als vergrüntes Andesit klassifiziert.

Der Vulkanitgang des 9. Kerns zwischen 2271,10 und 2271,20 m wird dem Vulkanit darüber zugeordnet und ebenfalls als Andesit angesprochen. Die den Vulkanit unmittelbar unterlagernden Sedimente sind schwarze Tonsteine mit relativ reichem Fossilinhalt. Unterhalb der Tonsteine befinden sich im 9.-11. Kern geröllführende Sedimente, die z.T. hohe Karbonatanteile aufweisen. Die gesamte Karbonabfolge

interpretiert MARELL (1989) als Ablagerungen im Verzahnungsbereich distaler Schwemmflächen mit Überflutungsebenen bzw. Seen.

Sedimentpetrographische Vergleiche mit den Sandsteinen der Brg. Worms 3 und Gimbsheim 2 ergaben keine Übereinstimmungen in der Zusammensetzung der Sandsteine, dem Tonmineralbestand oder der diagenetischen Petrofazies. Parallelen zu den beiden genannten Bohrungen ergaben sich allein aus geochemischen Analysen einiger Proben der Brg. Weiterstadt 1. Die dazitischen bis andesitischen Tuffe der Brg. Weiterstadt 1 (Proben We1-1 und We1-2, etwa aus einem Teufenbereich um 2100 m) sind geochemisch mit dem Ignimbrit und dem Vulkanit der Brg. Worms 3 zu korrelieren. Damit wird die stratigraphische Einstufung, wie sie bisher für den Rotliegend-Anteil der Brg. Weiterstadt vorgenommen wurde, bestätigt. Nach der neuen Nomenklatur für das Permokarbon des Saar-Nahe-Gebietes entsprechen diese Ablagerungen der Donnersberg-Formation. Für die zeitliche Einstufung der karbonischen Anteile konnten keine neuen Erkenntnisse gewonnen werden. Die Diskrepanz zwischen radiometrischem Alter, biostratigraphischer Zuordnung und lithofazieller Ausbildung besteht weiterhin (vgl. ausführliche Diskussion bei MARELL 1989).

**Brg. Stockstadt 33R:** Auch für diese Bohrung konnte kein detailliertes Profil aufgenommen werden, da Kernmaterial nur noch in Sammelkisten vorhanden ist. Die Bohrung weist grobschematisch eine Dreigliederung auf. Im oberen Teil sind nach NEGENDANK (1967) „Oberrotliegend“-Sedimente aufgeschlossen. Den mittleren Bereich nehmen permokarbone Vulkanite ein, an die sich „Unterrotliegend“-Ablagerungen anschließen.

Ab 1556 m sind in der Brg. Stockstadt 33R überwiegend rotbraune Tonsteine aufgeschlossen, die fein horizontal laminiert sind, stellenweise aber auch flaserige Schichtung aufweisen. Die Sedimente führen reichlich Hell- und Dunkelglimmer.

Ab dem 13. Kern bei einer Teufe von 1687 m bis zum Top des erbohrten Vulkanits bei etwa

1932 m ist eine Reihe von Grobsandsteinen bis Grobkonglomeraten vorhanden, die stellenweise tuffitische Komponenten führen. In den grobkörnigen Sedimenten überwiegen Quarzgerölle, daneben treten Basalte und dunkle Metamorphite sowie gabbroide Gerölle auf. Ab einer Teufe von ca. 1932 m ist ein Vulkanit erbohrt worden, der bis in eine Teufe von 2047,80 m reicht. NEGENDANK (1967) beschreibt diese Vulkanitfolge detailliert als Olivin-Basalte, die er dem Permokarbon zuordnet. Aus diesem Kernbereich wurden zwei Vulkanitproben (St 33R-5 und St 33R-8) geochemisch untersucht (vgl. Kap. 5). Nach Spurenelementen klassifiziert handelt es sich dabei um Basalte. In Übereinstimmung mit der zeitlichen Einstufung durch NEGENDANK (1967) sind diese Vulkanite dem permokarbonen Vulkanismus zuzuordnen.

Für den Vulkanit der Brg. Stockstadt 33R ermittelten LIPPOLT et al. (1990) ein radiometrisches Alter von  $275 \pm 8$  Ma. Unterhalb der permokarbonen Vulkanite, die sich bislang geochemisch nicht mit Vulkaniten des östlichen Saar-Nahe-Beckens korrelieren lassen, aber auch aufgrund ihres Modalbestands von NEGENDANK (1967) den permokarbonen Vulkaniten in dieser Region zugeordnet werden, sind mindestens bis zu einer Teufe von 2114,90 m grauschwarze Tonsteine erschlossen, die sehr glimmerreich sind und vereinzelt Feinsandsteinlagen führen. MARELL (1989) vergleicht diese Schichtenfolge mit den karbonischen Sedimenten in der Brg. Weiterstadt 1 und geht von einem ähnlichen stratigraphischen Bildungsalter aus. Unterhalb der dreigliederten Abfolge wird in der Brg. Stockstadt 33R das Kristallin erreicht, das sich hier aus granodioritischen Gesteinen zusammensetzt.

**Brg. Olm 1:** Nach HENK (1990) besitzt die Brg. Olm 1 das vollständigste Rotliegend-Profil des gesamten Saar-Nahe-Beckens. Die Bohrung wurde detailliert von HABICHT (1966) und NEGENDANK (1967) beschrieben, aber im oberen Abschnitt stratigraphisch nicht korrekt zugeordnet. SCHÄFER (1986) dokumentiert den Oberkarbon- und Unterrotliegend-Anteil der Bohrung. Nach den Untersuchungen von SCHÄFER

(1986) reichen die Ablagerungen der Bohrung bis in die Lauterecken-Schichten der Kusel-Gruppe hinab. Nach oben sind Sedimente bis zur Nahe-Gruppe aufgeschlossen. Zwischengeschaltet sind bei einer Teufe von 1776–1903 m und bei 2155–2219 m permokarbone Vulkanite, die der Donnersberg-Formation zugeordnet werden können. Es handelt sich wie in der Brg. Stockstadt 33R um Olivin-Basalte.

Die meisten Bohrungen im nördlichen Oberrheingraben, die gesichert Permokarbon durchteuft haben, können lithostratigraphisch nur sehr grob miteinander verknüpft werden. Dies gilt insbesondere dann, wenn permokarbone Vulkanite oder Pyroklastika nicht angefahren wurden oder nicht vorhanden sind. Der überwiegende Teil der untersuchten permokarbonen Schichtenfolgen ist jedoch als Äqui-

valente der Nahe-Gruppe anzusehen.

Es ist allerdings in diesem Zusammenhang darauf hinzuweisen, daß im nördlichen Oberrheingraben auch palynologisch als tertiär ausgewiesene Rotsedimente auftreten, die mit den Rotfolgen des höheren Rotliegend verwechselt werden können (vgl. PLEIN 1992). Für die meisten Vulkanite der Vergleichsbohrungen muß außerdem aufgrund der geochemischen Analysen ein tertiäres Alter angenommen werden.

Die bisherigen stratigraphischen Zuordnungen der Schichtenfolgen der Brg. Weiterstadt 1, Stockstadt 33R und Olm 1 werden durch die geochemischen Untersuchungen im wesentlichen bestätigt. Im Fall der Brg. Weiterstadt 1 und der Brg. Stockstadt 33R können direkte Beziehungen zu den Brg. Gimsheim 2 und Worms 3 hergestellt werden.

## 8. Schlußfolgerungen

### 8.1 Einfluß des Vulkanismus auf die Lithologie

Zunächst ergeben sich aus den Korngrößenanalysen des Kernmaterials der Brg. Gimsheim 2 und Worms 3 erste Hinweise auf den Einfluß der vulkanischen Tätigkeit für die Sedimentation. So ist mit der Platznahme der mächtigen Vulkanite eine Veränderung in der Korngrößenzusammensetzung vor bzw. nach der Förderung von Magmen zu beobachten. Bei erhöhtem Eintrag vulkanischer Produkte in die Ablagerungsbereiche kehren sich Korngrößentrends um oder wechseln häufiger. Die petrographische Zusammensetzung der untersuchten Sedimente ist geprägt von der Dominanz vulkanischer Quarze und vermutlich auch vulkanogener Feldspäte. Weiterhin weisen die Schwermineralanalysen auf den erhöhten Eintrag vulkanogener Komponenten, wie etwa euhedrale Zirkone, frische Glimmer und Glassplinter hin. Die Anlieferung notwendiger Kationen für die Bildung der in den untersuchten Bohrproben auftretenden Tonminerale ist überwiegend den Vulkaniten und ihren Neben-

produkten zuzuschreiben. Über die Normalwerte von Illitbildungen hinaus ist eine Bildung aus der Umwandlung primär quellfähiger Tonminerale vulkanogenen Ursprungs nachzuweisen. Für die teilweise starke Kompaktion (mechanische Diagenese) des Sedimentstapels sind hauptsächlich die pyroklastischen Ablagerungen und tuffitischen Anteile am Sedimentprofil verantwortlich. Als Quelle für viele Neubildungen während der Diagenese dienen vulkanogene Komponenten wie Feldspäte und Glimmer.

SMITH, G. A. (1991) kennzeichnet derartige enge Zusammenhänge zwischen Vulkanismus und Sedimentologie, wie sie im Kernmaterial beider Bohrungen vorliegen, über Fazies-Sequenzen in kontinentalen vulkanoklastischen Sedimenten, die einzelne Phasen der vulkanischen Aktivitäten reflektieren. Die Fazies-Sequenzen sind über Zusammensetzung, Korngröße und Ablagerungsbedingungen in Syneruptions- und Intereruptionsablagerungen zu untergliedern. Syneruptive Sedimente sind mo-

nolithologisch, weisen nur einen geringen Gehalt an Epiklasten auf und zeichnen sich durch das Auftreten pyroklastischer Fall- und Fließablagerungen aus. Dagegen sind die Intereruptiven Sedimente durch Kieskorngößen, Polyolithologie und durch das Fehlen pyroklastischer und vulkanogener Komponenten gekennzeichnet. Die erstgenannte Phase ist gleichzusetzen mit einer Sedimentaggradation, wohingegen intereruptive Sedimente Degradationsprozesse anzeigen, die durch sich einschneidende (mäandrierende) Flußsysteme entstehen (SMITH 1991).

Beide Sedimentfaziestypen liegen in den untersuchten Brg. Gimsheim 2 und Worms 3 vor. In den Gesteinen des 7. und 10. Kerns der Brg. Gimsheim sind die Ignimbrite und die sie direkt unterlagernden bzw. überlagernden Sedimente als Syneruptionssedimente zu deuten. Die anderen Gesteine der Bohrkerne der Bohrung lassen sich intereruptiven Sequenzen zuordnen. Innerhalb der Gesteine der Brg. Worms kann nur der Ignimbrit am Top der Vulkanite einer syneruptiven Phase zugeordnet werden; die Sedimente unterhalb der Vulkanite zeigen intereruptiven Charakter.

In der Eruptionsphase ist von einer Produktion vulkanogener Materials in geologisch sehr kurzer Zeit auszugehen (FISHER & SCHMINCKE 1984). Diese Phase drückt sich im Arbeitsgebiet und auch im östlichen Saar-Nahe-Becken durch die Förderung von Laven und pyroklastischen Fließ- und Fallablagerungen aus. Bildungszeiten von Stunden bis zu wenigen Jahren werden postuliert. Dabei ist für die pyroklastischen Fließablagerungen eine Bildung und Konservierung in Paläotälern zu postulieren (CAREY 1991). Eine eventuell vorhandene Vegetation wird zerstört und das vorherrschende Drainagesystem erheblich verändert.

So ist das Sedimentationsbild durch die Impermeabilität der pyroklastischen Fließablagerungen insofern verändert, als verstärkt „debris flows“, „hyperconcentrated flows“, temporäre Seen sowie geflochtene und mäandrierende Flüsse auftreten. Diejenigen Sedimente, die nicht von diesen pyroklastischen Ablagerun-

gen betroffen sind, behalten ihre Permeabilität bei. In ihren Sedimentationsprozessen dominieren Ablagerungsbedingungen wie „debris flows“, während wassergesättigte Fließablagerungen dagegen stark zurücktreten (SMITH, R. 1991). Idealisierte, eruptionsbezogene Ablagerungssequenzen sind auch nach ihrer Nähe zum Eruptionszentrum zu charakterisieren (FISHER & SMITH 1991). So treten z.B. Ignimbrite überwiegend in einem medialen Faziesbereich auf. Die in den beiden Bohrungen angetroffenen Ignimbrite werden aufgrund der Korngröße und der Nähe zu den effusiven Vulkaniten der proximalen bis medialen Fazieszone zugeordnet.

Folgt man der Klassifikation von FÜCHTBAUER (1988) handelt es sich in der Brg. Gimsheim 2 um verschweißte Ignimbrite bzw. verschweißte Aschenströme. Der Ignimbrit am Top des Basaltischen Andesits im 9. Kern der Brg. Worms 3 weist dagegen keinerlei Verschweißung auf. Eher ist eine Brecciiierung bzw. Zerrüttung zu erkennen. Die enorme Korngröße der Bimse und die Textur des pyroklastischen Gesteins deuten im Falle der Brg. Worms auf eine proximale Fazies des Ignimbrits hin, die keine Verschweißungserscheinungen führt.

Gegenüber der proximalen Fazies des Ignimbrites in der Brg. Worms 3 ist bei den pyroklastischen Ablagerungen der Brg. Gimsheim 2 von medialer bis distaler Fazies eines weiter entfernten Eruptionszentrums auszugehen.

Aufgrund der Verschweißungsgrade und der nachgewiesenen Fließeinheiten ist für die Ignimbrite der Brg. Gimsheim 2 und Worms 3 eine Genese als „outflow“-Bildungen einer Caldera zu postulieren. Da das Ausbruchszentrum und eventuell für die Bildung der Ignimbrite in Frage kommende Störungen bisher nicht nachgewiesen werden konnten, ist kein detaillierteres Genesemodell zu erstellen. Allenfalls ist im Zusammenhang mit den erhöhten Vulkanitmächtigkeiten im Raum Worms-Alzey, bzw. etwas südwestlich davon mit einem Vulkanzentrum während des Ablagerungszeitraumes der untersuchten Pyroklastika zu rechnen.

## 8.2 Korrelation und paläogeographische Entwicklung

Eine Korrelation der permokarbonen Abfolgen im nördlichen Oberrheingraben mit benachbarten Vorkommen (vgl. Abb. 21) ist i.w. möglich über:

- Petrographie und Geochemie der Vulkanite und deren radiometrische Datierung,
- Tephrostratigraphische Vergleiche,
- Bildungsmilieu der durchteuften Schichtenfolgen.

Lithostratigraphische Verknüpfungen über paläomagnetische Untersuchungen sind bisher nicht durchgeführt worden, jedoch geplant. Biostratigraphische Korrelationen waren, ganz abgesehen von grundsätzlichen Schwierigkeiten, wegen des Fehlens geeigneter Fossilien nicht möglich.

Demgegenüber bietet das Bildungsmilieu der durchteuften Schichtenfolgen wesentliche Anhaltspunkte zur Verknüpfung. Innerhalb der intramontanen Permokarbon-Abfolgen ist ein Milieutyp ausgebildet, der für begrenzte Areale zur lithostratigraphischen Korrelation benutzt werden kann: die Assoziation playa/alluvial fan. Sie tritt im Saar-Nahe-Gebiet und im östlich anschließenden Hessischen Trog nur am Top der Permokarbon-Abfolge auf, stets innerhalb einer Vulkanit-/Sediment-Wechselfolge und darüber. Sie ist hier zeitlich an das Auftreten der Vulkanite gekoppelt. Da dieser Milieutyp, besonders wenn es sich wie im Fall des Saar-Nahe-Gebietes und des Hessischen Troges um eine evaporitische playa handelt, wesentlich klimatisch gesteuert ist, darf er in regional eng begrenztem Rahmen auch chronostratigraphischen Charakter beanspruchen.

Die durchteuften Schichtenfolgen der Brg. Gimsheim 2 und Worms 3 sind nach Milieuindikatoren in Verbindung mit den auftretenden Vulkaniten ausschließlich als Äquivalente der Nahe-Gruppe (und zwar ihres unteren Teils) anzusehen. Das gilt auch für die Mehrzahl der im nördlichen Oberrheingraben-Gebiet abgeteuften Bohrungen wie E 21, W 3A, W 5a, Wo 5, Weiterstadt 1, Stockstadt 33R und Olm 1.

Unter den lithostratigraphischen Ansätzen zeichnet sich eine weitreichende stratigraphische Bedeutung für den Vulkanismus und seine begleitenden Produkte ab. Die Förderung permokarboner Vulkanite in den Teiltrögen bietet seit längerem einen Ansatz zu deren Korrelation (LORENZ 1973). Es liegen mehrere radiometrische Datierungen permokarboner Vulkanite aus verschiedenen Teiltrögen vor, die auf eine ungefähr zeitgleiche Kulmination des Vulkanismus um  $290 \pm 5$  Ma hindeuten. Der Beginn des permokarbonen Vulkanismus ist stratigraphisch somit bereits in Stefan anzusiedeln (LIPPOLT et al. 1989, LIPPOLT et al. 1990, LIPPOLT & HESS 1983).

Der Ignimbrit der Brg. Worms besitzt ein geochronologisches Alter von  $291 \pm 6$  Ma und ist damit nach HESS & LIPPOLT (1986) etwa an die Grenze Karbon/Perm zu stellen. Regional ist die Förderung des Ignimbrites dem Grenzlager-Vulkanismus (Vulkanit-/Sediment-Wechselfolge) der Donnersberg-Formation innerhalb der Nahe-Gruppe der Gliederung im Saar-Nahe-Becken zuzuordnen. Der Ignimbrit der Brg. Worms hat in etwa das gleiche radiometrische Alter wie ein Rhyolith bei Groß-Umstadt und ein rhyolithischer Tuff bei Altenbach im Odenwald. LIPPOLT et al. (1990) ordnen dazu die Förderung der Rhyolithe und Ignimbrite von Dossenheim und Weinheim einander als zeitgleich zu. Die den Ignimbrit und die Vulkanite der Brg. Worms unterlagernden grobkörnigen Sedimente sind nur über Untersuchungen zu ihrer Zusammensetzung und ihrem Ablagerungsmilieu einzugrenzen.

Die Grenzziehung zwischen Tholey-Gruppe und Nahe-Gruppe („Unter-“ bzw. „Oberrotliegend“) ist innerhalb des Saar-Nahe-Beckens teilweise wegen ausgeprägter lithologischer Parallelen nur schwer möglich (STOLLHOFEN 1991). Farbwechsel und Korngrößenveränderungen allein ermöglichen keine Unterscheidung beider Gruppen (LORENZ 1972). Ein wichtiger Hinweis scheint das Vorhandensein von aufgearbeiteten Pyroklasten in der Donners-

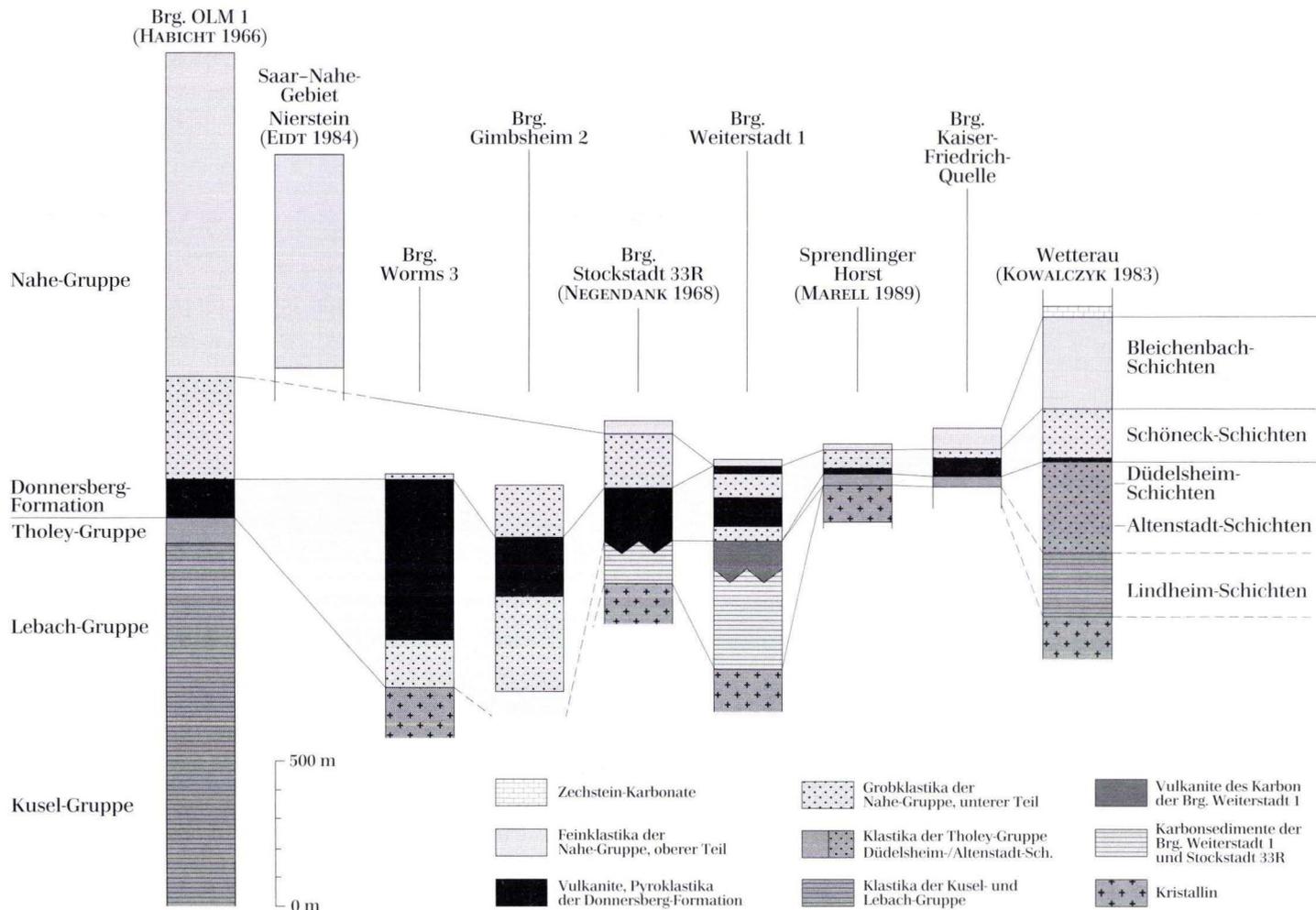


Abb. 21. Verknüpfung der permokarbonen Abfolgen des nördlichen Oberrheingrabens und seiner angrenzenden Gebiete (ergänzt und verändert nach MARELL 1989).

berg-Formation zu sein, die in der Tholey-Gruppe nicht auftreten (STAPF 1990a; STOLLHOFEN 1991).

Die Zusammensetzung und das Vorkommen solcher aufgearbeiteter Pyroklasten in den die Vulkanite unterlagernden Sedimenten der Brg. Worms 3 sollten eine Einstufung innerhalb der Basis der Donnersberg-Formation belegen. Eine genauere stratigraphische Einstufung kann über die Lithologie und die Geochemie der Pyroklastika vorgenommen werden. Danach ergeben sich geochemische und lithologische Parallelen zu der unteren Donnersberg-Formation etwa ab Rhyotuff I bis zur Donnersberg-Hauptintrusion.

Ein Mächtigtkeitsvergleich der Donnersberg-Formation in beiden Bereichen ist, da keine exakte stratigraphische Zuordnung besteht, nicht möglich. Die Gesamtmächtigkeit der Donnersberg-Formation im Typusgebiet um den Donnersberg beträgt ca. 1090 m (HANEKE 1987). Rechnet man die erbohrten Sedimente am Top der Brg. Worms 3 aufgrund des Auftretens tuffitischer Anteile noch der Donnersberg-Formation zu, so ist von einer Mindestmächtigkeit dieser Abfolge in der Brg. Worms 3 von 769 m auszugehen.

Unterhalb der Vulkanite und Ignimbrite der Brg. Gimbsheim treten ca. 370 m mächtige Sedimente auf, die wie die liegenden Sedimente der Brg. Worms 3 erhöhte Anteile pyroklastischer Materials führen. Auch sie sind somit nach den oben genannten Kriterien der Donnersberg-Formation zuzurechnen. Gleiches gilt für die Sedimente oberhalb der Vulkanite, die an ihrer Basis eine ignimbritische Ablagerung und über das gesamte Profil hinweg zahlreiche Pyroklasten führen. Insgesamt sind durch diese Bohrung mindestens 764 m Gesteine der Donnersberg-Formation durchteuft worden.

Seit mehreren Jahren wird eine Korrelation von Bohrprofilen des Saar-Nahe-Beckens u.a. über Korngrößen und Korngrößentrends versucht, die für das Oberkarbon und die Kusel-, Lebach- und Tholey-Gruppe innerhalb des Saar-Nahe-Beckens erste Ergebnisse zeigt (SCHÄFER 1986). Im Bereich der Brg. Olm 1, Wei-

terstadt 1, Stockstadt 33 R und den beiden Brg. Gimbsheim 2 und Worms 3 sind jedoch derartige Korrelationsaussagen nicht möglich.

Für die Gliederung der mächtigen Vulkanitsequenzen konnten jedoch die geophysikalischen Analysen verwendet werden. Sie ergaben, daß innerhalb der auftretenden Vulkanite Tuff- oder Zwischensedimente abgelagert wurden.

Zusammenfassend läßt sich feststellen:

- In beiden Bohrungen treten keine Ablagerungen auf, die mit stefanischen oder älteren Ablagerungen zu parallelisieren sind; gesichert ist dies für die Brg. Worms 3 und die durchteuften Schichten der Brg. Gimbsheim 2; die Basis dieser Bohrung ist allerdings nicht bekannt.
- Es gibt keine Hinweise auf eine Sedimentation in Unterrotliegend-Fazies (analoge Einschränkung wie oben).
- Die gesamten durchteuften Gesteinsfolgen beider Bohrungen sind lithostratigraphisch in die unteren Abschnitte der Nahe-Gruppe zu stellen (Donnersberg-Formation).
- Es ergeben sich gegenüber dem Sprendlinger Horst und dem östlichen Teil des Oberrheingrabens erhöhte Mächtigkeiten.
- Gegenüber dem westlich angrenzenden Ablagerungsbereich sind höhere Vulkanitmächtigkeiten nachzuweisen.
- In den Sedimenten der Brg. Gimbsheim 2 ist insgesamt eine beckenzentralere Fazies festzustellen gegenüber einer Beckenrandfazies der Sedimente der Brg. Worms.
- Innerhalb des Ablagerungsbereiches der beiden Bohrungen kommt es zu starker vulkanischer und pyroklastischer Tätigkeit.

Überlegungen zur paläogeographischen Entwicklung des Saar-Nahe-Beckens, des Sprendlinger Horstes sowie des Wetterau-Beckens werden im Folgenden nicht erneut dargestellt; es sei hier auf die entsprechende Literatur verwiesen (FALKE 1969, 1971, 1974; SCHÄFER 1986, 1989; KOWALCZYK 1983; MARELL 1989; MARELL & KOWALCZYK 1986; BOIGK & SCHÖNEICH 1970).

Die beiden Brg. Stockstadt 33R und Weiterstadt 1 weisen als einzige Sedimente mit einem

(ober-?)karbonischen Alter, aber auch Sedimente auf, die in Unterrotliegend-Oberkarbon-Fazies vorliegen (NEGENDANK 1967; SCHÄFER 1989; MARELL 1989). Die erneute Begutachtung beider Bohrungen konnte keine Hinweise auf eine andere stratigraphische Einstufung liefern. Von einer Ablagerung stefanischer oder älterer Molassesedimente bis zum östlichen Rand des Oberrheingrabens ist folglich weiterhin auszugehen. Die karbonischen Sedimente müssen danach Reste ehemals weiträumiger verbreiteter Ablagerungen sein (vgl. auch LIPPOLT et al. 1990).

In der Abfolge der Brg. Worms 3 ist, wie oben angemerkt, kein stefanischer oder älterer Anteil vorhanden. Ebenso sind keinerlei Hinweise auf eine Sedimentation in „Unterrotliegend-Fazies“ gegeben. Gleiches ist für die Sedimente der Brg. Gimbsheim 2 festzustellen, deren Basis allerdings nicht bekannt ist. In dieser Hinsicht sind die paläogeographischen Karten von MARELL (1989) und SCHÄFER (1989) zu modifizieren (vgl. Abb. 22, 23, 24, 25).

Die Ausdehnung des Ablagerungsraumes in Richtung Westen ist an die Daten von SCHÄFER (1989) und HANEKE (1987) anzulehnen (siehe auch KORSCH & SCHÄFER 1991). Aus deren Untersuchungen geht hervor, daß auf der Linie von Worms entlang des seismischen Profils 9N (Dekorp Research Group 1988, 1991) keine älteren Schichten als „Oberrotliegend“ zur Ablagerung gekommen sind, sondern daß die Oberrotliegend-Schichten des Oberrheingrabens diskordant auf Gneisen und Graniten des kristallinen Untergrundes auflagern (KORSCH & SCHÄFER 1991).

Nachfolgend wird die Entwicklung der Sedimentationsräume und die strukturelle Entwicklung des nördlichen Oberrheingrabengebietes in paläogeographischen Karten und strukturellen Blockbildern dargestellt (Abb. 22 bis Abb. 25 bzw. Abb. 26 bis Abb. 30).

Erst westlich der westlichen Grabenrand-

störung des Oberrheingrabens treten Sedimente auf, die stratigraphisch bis ins Mitteldevon hinunterreichen (vgl. Brg. Saar 1). Für Ablagerungen, die ein Stefan- und „Unterrotliegend“-Alter besitzen, gilt dies ebenfalls. Eine Verbreitung von Sedimenten, die dem Stefan und älteren Sedimenten zugeordnet werden müssen, ist erst weiter nördlich des Profils 9N zu postulieren (vgl. Abb. 22 und Abb. 27).

Aus den seismischen Untersuchungen am Donnersberg können südlich des Intrusivkomplexes Sedimente bis zur Grenze Stefan/Westfal geophysikalisch nachgewiesen werden (HANEKE 1987: 56 ff.), die im Profil 9N wegen der störenden Donnersberg-Intrusion geophysikalisch nicht erfaßbar sind (HENK 1990). Aus den seismischen Untersuchungen läßt sich folgern, daß von einer Sedimentation im südlichen Donnersbergraum, die älter als Stefan ist, nicht ausgegangen werden kann (JORDAN & KOCH 1984). Ältere Karbon-Ablagerungen sind erst weiter im Norden und Westen zu finden (vgl. Abb. 23 und Abb. 27).

In den Brg. Meisenheim 1 und Olm 1 sind Sedimente ab der Kusel-Gruppe bis zum oberen Stefan (Meisenheim 1) bzw. Nahe- bis Lebach-Gruppe erbohrt worden. SCHÄFER (1989) postuliert eine flächenhafte Sedimentation im Bereich des Oberrheingrabens und seiner direkten Umgebung erst ab dem „Unterrotliegend“. Nach den Untersuchungen im Oberrheingraben muß die paläogeographische Verbreitung des Stefan aber bis in den nördlichen Bereich des Oberrheingrabens gereicht haben (MARELL 1989). Damit ist eine Ausdehnung der Sedimentation vom Westfal zum Stefan nach NE hin zu rekonstruieren (vgl. Abb. 22 und Abb. 28).

Nach dieser Ausdehnung in Richtung NE verlagert sich der Sedimentationsraum im „Unterrotliegend“ weiter nach N und NW, um im „Oberrotliegend“ wieder weiter in den S vorzustoßen (vgl. Abb. 23 und Abb. 24 bzw. Abb. 28 und Abb. 29).

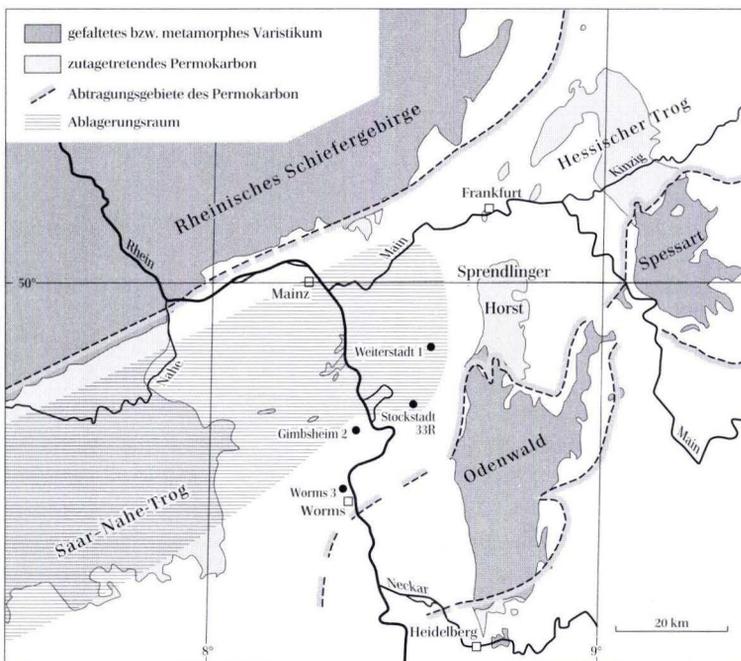


Abb. 22. Ausdehnung der Ablagerungsräume im Stefan und Westfal. (nach Manuskriptkarten von KOWALCZYK, Universität Frankfurt am Main).

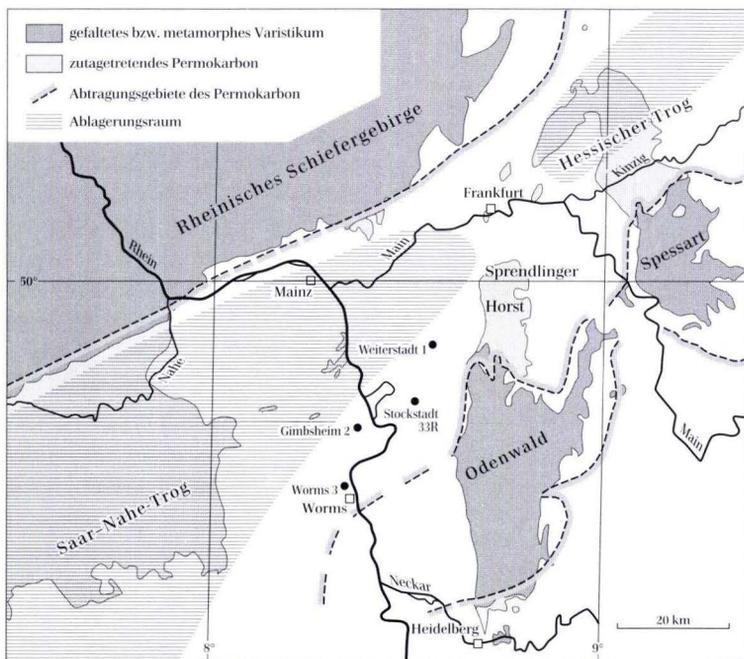


Abb. 23. Ausdehnung der Ablagerungsräume der prä-Nahe-Gruppe (Kusel- bis Tholey-Gruppe). (nach Manuskriptkarten von KOWALCZYK, Universität Frankfurt am Main).

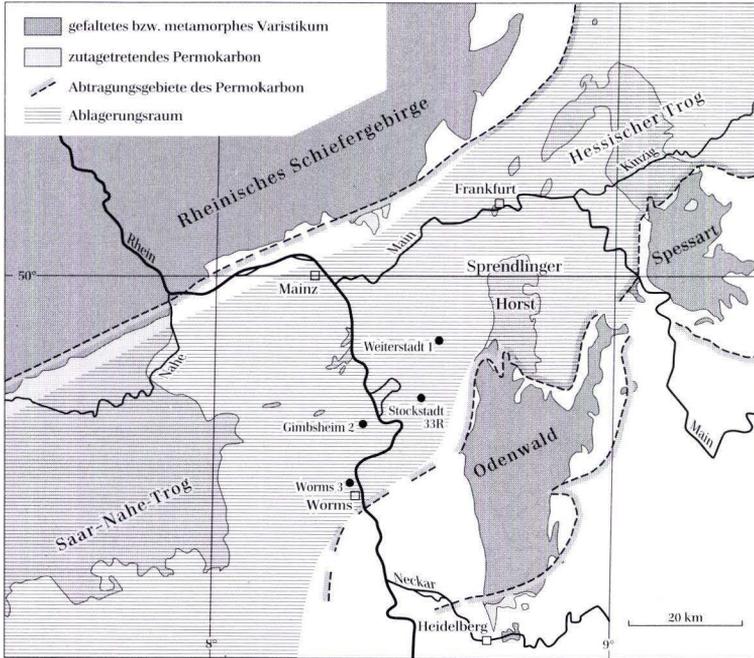


Abb. 24. Ausdehnung der Ablagerungsräume der Nahe-Gruppe (unterer Teil), Donnersberg-Formation und Äquivalente, (nach Manuskriptkarten von KOWALCZYK, Universität Frankfurt am Main).

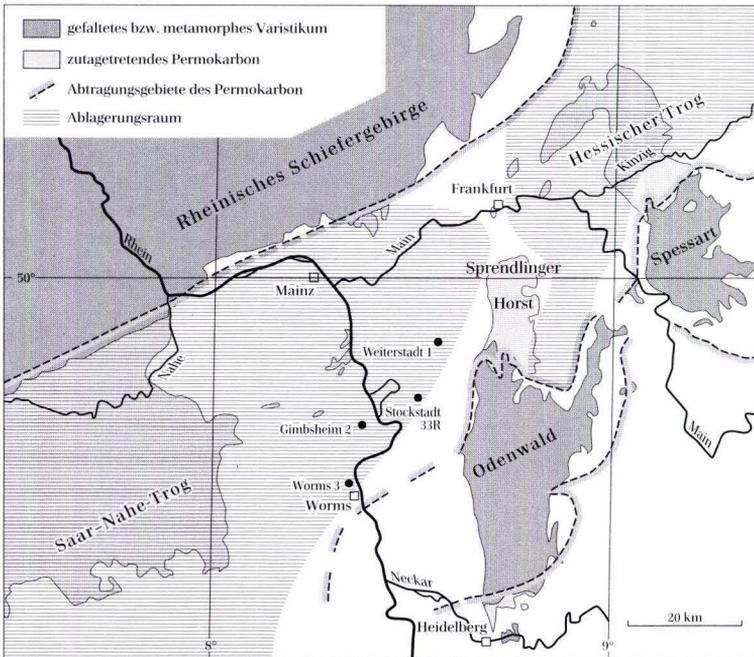


Abb. 25. Ausdehnung der Ablagerungsräume der Nahe-Gruppe (oberer Teil), post-Donnersberg-Formation; mit dem Sprendlinger Horst als Barriere, (nach Manuskriptkarten von KOWALCZYK, Universität Frankfurt am Main).

### 8.3 Strukturelle Entwicklung

Auf die von HENK (1990) und KORSCH & SCHÄFER (1991) vorgelegten Modelle zur Geometrie des Saar-Nahe-Beckens und Kinematik seiner Genese wird hier nicht erneut eingegangen, sondern Beobachtungen mitgeteilt, die die vorgelegten Modelle ergänzen oder modifizieren können.

Im östlichen Teil des Saar-Nahe-Beckens, im Bereich der Taunus-Südrand-Störung, ist von einer tektonisch angelegten Beckenbegrenzung auszugehen, die in ihrem Verlauf wie die gesamte Hunsrück-Südrand-Störung etwa der variszisch aktivierten Blattverschiebung entspricht (BEHRMANN et al. 1991; HENK 1990). Südlich dieser Störungszone entsteht ab Visé das Saar-Nahe-Becken (vgl. Abb. 26–30).

Die südliche bis südöstliche Begrenzung dieses Beckens ist im Gegensatz zur nördlichen nicht bruchtektonisch bedingt. Geophysikalische Erkundungen des südlichen Saar-Nahe-Beckens liefern hierfür eindeutige Hinweise (Dekorp 9N und Dekorp 9S, BRUN et al. 1991).

Demnach ist das Saar-Nahe-Becken eine Halbgrabenstruktur, deren Sedimente im Süden und Südosten auf die herausgehobene Mitteldeutsche Kristallin-Schwelle übergreifen, ohne tektonisch von dieser getrennt zu werden (WENZEL et al. 1991). Die am weitesten südöstlich abgelagerten Sedimente des Beckens im weiteren Sinne sind somit in den Nordvogesen, in den Becken von Villé und St. Dié, zu finden, wie dies STAPF (1982) angibt (vgl. CARASCO 1987). Dabei ist zu beachten, daß die südliche Begrenzung des Saar-Nahe-Beckens nicht mit der Zone von Lalaye-Lubine bzw. im Osten mit der Zone von Baden-Baden zusammenfällt, sondern über diese hinausreicht (vgl. im Gegensatz dazu ZIEGLER 1990).

Für den östlichen Teil des Beckens liegen im Bereich des nördlichen Oberrheingrabens keine geophysikalischen Daten im Grenzbereich zur Mitteldeutschen Kristallinzone vor. Zwar deuten die Sedimente in diesem Teilbecken auf ein nahes Liefergebiet hin. Es spricht jedoch nichts gegen die Annahme, daß die permokar-

bonen Sedimente des nördlichen Oberrheingrabens auf die Mitteldeutsche Kristallinzone ohne bruchtektonische Begrenzung übergreifen.

Eine tektonische Begrenzung des Permokarbon-Beckens zur Mitteldeutschen Kristallinzone wird erst weiter im Osten beobachtet. Die Interpretation stützt sich dabei auf kartierbare Störungen am Spessart-Nordrand, die während des Rotliegend abschiebenden Charakter besitzen (KOWALCZYK 1983). Damit ist davon auszugehen, daß im gesamten Saar-Nahe-Becken bis zum Spredlinger Horst nach Süden hin keine bruchtektonische Beckenbegrenzung vorliegt. Im Bereich der Wetterau dagegen ist eine solche Begrenzung vorhanden. Damit unterscheidet sich dieser Beckenteil in seiner Geometrie deutlich vom Saar-Nahe-Becken und dem Spredlinger Horst. Nach den vorangegangenen Untersuchungen (siehe DFG-Abschlußbericht Ko 573/5-1 [ohne Zitat] und MARELL 1989) ist die Grenze zwischen Saar-Nahe-Becken und dem Spredlinger Horst bruchtektonisch angelegt (vgl. Abb. 29). Der Spredlinger Horst ist dabei im oberen Teil des Rotliegend als Horst an einer N-S streichenden Störung herausgehoben. Damit ist diese Störungszone die eigentliche Beckenbegrenzung des Saar-Nahe-Beckens in Richtung Osten (vgl. auch ZIEGLER 1990: Taf. 17). Nach MARELL (1989) haben die Bewegungen entlang dieser Störungen zudem eine horizontale Komponente.

Die östliche Grenze des Saar-Nahe-Beckens liegt somit parallel zu den variszisch angelegten, N-S gerichteten, sinistralen Scherzonen im Bereich des späteren Oberrheingrabens. Dort weist die tiefere Kruste eine Asymmetrie auf, wobei die Mächtigkeit der Unterkruste westlich des heutigen Oberrheingrabens deutlich größer ist als östlich davon (CAMPOS-ENRIQUEZ et al. 1991; WENZEL et al. 1991). Weitere Indizien für eine N-S bzw. NNE-SSW gerichtete, variszisch und permokarbon aktive Zone sind die magnetischen und gravimetrischen Diskontinuitäten, sowie weiter im Süden der ca. 30 km betragen-

de Versatz der Zone von Lalaye-Lubine-Baden-Baden (EDEL 1982, EISBACHER et al. 1989), deren Bewegung tertiäres Alter besitzt und die Langlebigkeit der Scherzone belegt (AHORNER et al. 1972; AHORNER 1985). Diese bedeutende laterale Bewegungszone im Oberrheingraben ist nach den vorliegenden Untersuchungen für die permokarbone Entwicklung des nördlichen Oberrheingrabens insofern bedeutend, als sie die Anlage und Interngeometrie des östlichen Saar-Nahe-Beckens beeinflusst, indem sie eine weitere tektonische Richtung hinzufügt. Es kommt damit zu einer Vergitterung zwischen NE-SW und N-S streichenden Richtungen (vgl. BOIGK & SCHÖNEICH 1970; ORTLAM 1970; STELLRECHT 1971). Im engeren Bereich des nördlichen Oberrheingrabens beherrschen die N-S-Elemente die Beckenkonfiguration.

Solche N-S-Elemente treten schon im östlichen Teil des heute aufgeschlossenen Saar-Nahe-Beckens zu den Quer- und Längsstörungen hinzu (HENK 1990; STOLLHOFEN 1991). Nach Weber (1990) war im Bereich zwischen dem heutigen nördlichen Oberrheingraben und der Otzbergzone des Odenwaldes eine variszische Scherzone mit linkslateralem Charakter ausgebildet. Sie wurde offensichtlich im Oberkarbon und Rotliegend reaktiviert.

Die Otzbergzone, der Gersprenzgraben und kleinere Parallelstörungen sind alle etwa N-S gerichtete Strukturen, die während des Permokarbon meist nur eine vertikale Schollenbewegung erkennen lassen (vgl. Abb. 28 und 29). Diese N-S orientierten Störungen können in das im Permokarbon herrschende stressfeld eingeordnet werden, das ab dem Stefan eine E-W gerichtete Extension im kollabierenden variszischen Orogen anzeigt (BURG et al. 1991). Bei dieser E-W-Extension kommt es zu parallel verlaufenden Vertikalbewegungen einzelner Schollen. Im Saar-Nahe-Becken entwickelt sich dabei nach HENK (1991) ein Detachment an einer schon variszisch angelegten Überschiebungsbahn (Abb. 28-30); im nördlichen Oberrheingraben kommt es aufgrund der strukturellen Prägung des Untergrundes zu N-S streichenden Abschiebungen. Die Scherzonen

zwischen nördlichem Oberrheingraben und der Otzberg-Zone wirken sich offensichtlich nicht in Form einer Initiierung von dextralen Bewegungen an der Hunsrück-Südrandstörung aus, da kein direkter zeitlicher Zusammenhang zwischen beiden Bewegungen nachgewiesen werden kann (HESS & SCHMIDT 1989; HENK 1991; FLÖTTMANN & ONCKEN 1992).

Der nördliche Oberrheingraben war während des Permokarbon ein Vergitterungsbereich der variszischen, NW-SE streichenden tektonischen Elemente mit N-S gerichteten Strukturen, die als reaktivierte variszische Scherzonen aufzufassen sind. Der Übergangsbereich zwischen Saar-Nahe-Becken und Hessischem Becken zeigt damit zwar keine unbedingt selbständige strukturelle Entwicklung etwa als eigenständiges Becken, er ist vielmehr von N-S streichenden Strukturelementen stark beeinflusst und leitet in die östlich angrenzenden Becken über, die stärker von N-S gerichteten Strukturen dominiert werden als dies im Saar-Nahe-Becken der Fall ist.

Dank: Die vorliegende Bearbeitung des Permokarbon im Nördlichen Oberrheingraben komplettiert die von Prof. Dr. G. KOWALCZYK (Frankfurt a. M.) durchgeführten und betreuten Arbeiten im Permokarbon zwischen Spessart, Odenwald und Rheinischem Schiefergebirge. Für die Themenstellung und die Förderung habe ich ihm zu danken. Die BEB Erdöl und Erdgas GmbH (Hannover) und das Hessische Landesamt für Bodenforschung (Wiesbaden) stellten das Untersuchungsmaterial zur Verfügung, wofür besonders gedankt sei. Für Diskussionen und vielfältige Unterstützung danke ich Dr. K. STAPF (Mainz), Prof. Dr. A. SCHÄFER (Bonn), Dr. A. HENK, Dr. H. STOLLHOFEN und Prof. Dr. V. LORENZ (alle Würzburg), Dr. M. MENNING (Potsdam), Dr. R. GAST (Hannover), Prof. Dr. R. GAUPP (Mainz), Prof. Dr. WILLEMS, Dr. H. PFLÄSTERER, Dr. J. SCHARLLA (alle Bremen), Prof. Dr. W. BOENIGK (Köln), Prof. Dr. H.-U. SCHMINCKE (Kiel), Dipl.-Geol. G. KOBBERGER (Frankfurt a. M.), Dipl.-Geol. M. BÜHLER (Heidelberg), Dr. E. FISCHER (Freiberg), der Rotliegend AG der

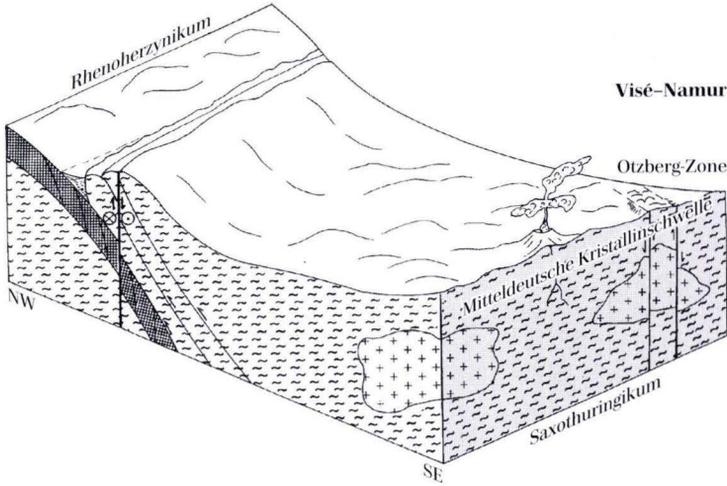


Abb. 26. Schematische Blockbilddarstellung der strukturellen Entwicklung des nördlichen Oberrheingrabs und seiner angrenzenden Gebiete, Visé bis Namur.

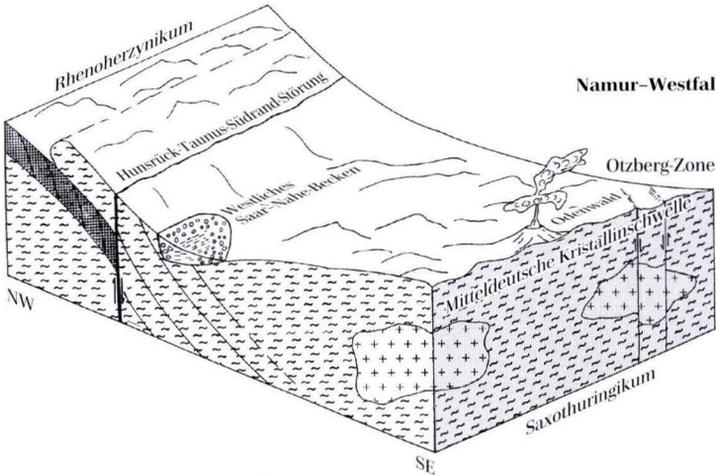


Abb. 27. Schematische Blockbilddarstellung der strukturellen Entwicklung des nördlichen Oberrheingrabs und seiner angrenzenden Gebiete, Namur bis Westfal.

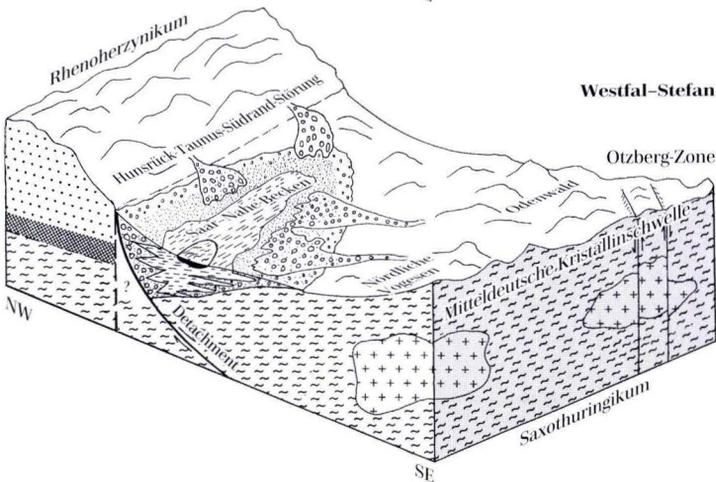


Abb. 28. Schematische Blockbilddarstellung der strukturellen Entwicklung des nördlichen Oberrheingrabs und seiner angrenzenden Gebiete, Westfal bis Stefan.

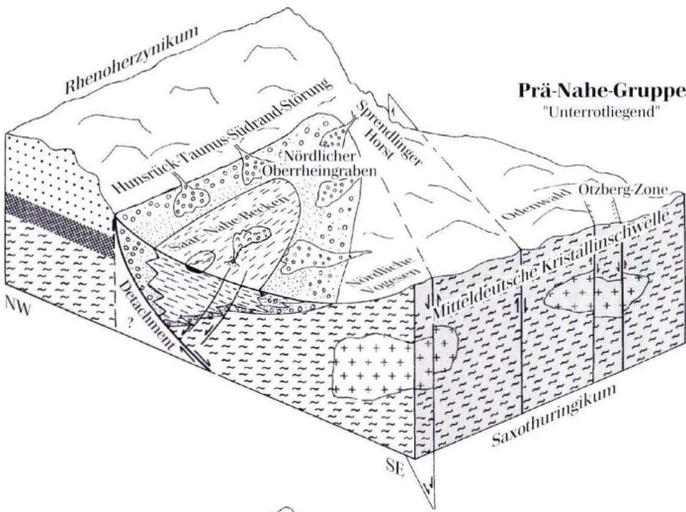


Abb. 29. Schematische Blockbildarstellung der strukturellen Entwicklung des nördlichen Oberrheingrabens und seiner angrenzenden Gebiete, Prä-Nahe-Gruppe.

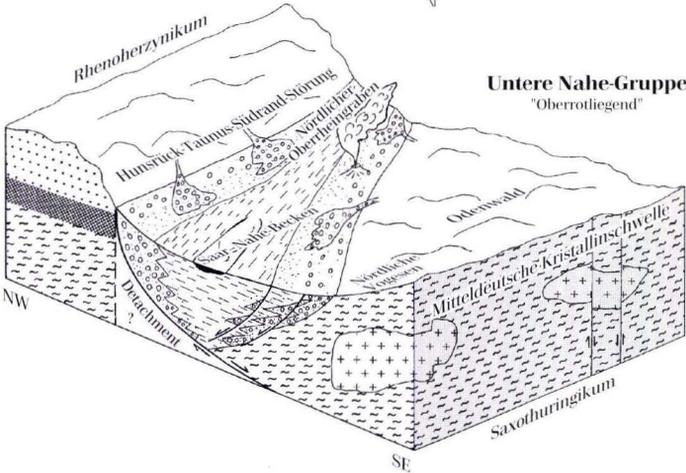


Abb. 30. Schematische Blockbildarstellung der strukturellen Entwicklung des nördlichen Oberrheingrabens und seiner angrenzenden Gebiete, Untere Nahe-Gruppe.

DUGW, Dipl.-Geol. G. MAYER (Kempten), den Mitarbeitern und Kommilitonen des Geologischen Institutes in Frankfurt und meiner Frau Helga sowie allen Ungenannten, die Ihren Beitrag zu dieser Arbeit geleistet haben. An der Auswertung von Analysedaten sowie der Anfer-

tigung von Zeichnungen waren Dipl.-Min. G. STRECKER und H. BRENNER (beide Wiesbaden) beteiligt. Die DFG förderte die Arbeit im Rahmen des Projektes Ko 573/6-1. Den Reviewern des HLB bin ich für Anregungen und Korrekturvorschläge dankbar.

## 9. Literaturverzeichnis

- AHORNER, L. (1985): The general patterns of seismotectonic dislocations in Central Europe as the background for the Liège earthquake on November 8, 1983. - In: MELCHIOR, P. (Hrsg.): Seismic activity in Western Europe. - NATO ASI Series C, **144**: 41-56, 3 Abb.; Dordrecht.
- AHORNER, L., MURAWSKI, H. & SCHNEIDER, G. (1972): Seismotektonische Traverse von der Nordsee bis zum Apennin. - Geol. Rdsch., **61**: 915-942, 13 Abb., 3 Taf.; Stuttgart.
- ARIKAS, K. (1986): Geochemie und Petrologie der permischen Rhyolithe in Südwestdeutschland (Saar-Nahe-Pfalz-Gebiet, Odenwald, Schwarzwald) und in den Vogesen. - Pollichia-Buch, **8**, 321 S., 107 Abb., 51 Taf.; Bad Dürkheim.
- BACKFISCH, S. (1984): Die Petrographie der Rotliegendesandsteine SW-Deutschlands. Ein Beitrag zur Diagenese vulkanoklastischer Sandsteine. - Unveröff. Diss. Univ. Heidelberg: 235 S., 49 Abb., 21 Taf., 14 Taf.; Heidelberg.
- BEHRMANN, J., DROZDZEWSKI, G., HEINRICH, T., HUCH, M., MEYER, W. & ONCKEN, O. (1991): Crustal scale balanced cross section through the Variscan Fold Belt, Germany - the central EGT-segment. - Tectonophysics, **196**: 1-21, 11 Abb., 2 Taf.; Amsterdam.
- BLÜM, W. (1987): Diagenese permischer Schuttfächer-Sandsteine in der Nordschweiz. - Eclogae Geol. Helv., **80**: 369-381, 4 Abb.; Basel.
- BOENIGK, W. (1983): Schwermineralanalyse. - 158 S., 77 Abb., 8 Tab., 4 Taf.; Stuttgart (Enke).
- BOIGK, H. & SCHÖNEICH, H. (1970): Die Tiefenlage der Permabasis im nördlichen Teil des Oberrheingrabens. - In: ILLIES, H. & MÜLLER, S. (Hrsg.): Graben Problems. - Intern. Upper Mantle Project, **27**: 45-55, 8 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart).
- BRAITHWAITE, C. J. R. (1989): Displacive calcite and grain breakage in sandstones. - Journ. Sediment. Petrol., **59**: 258-266, 13 Abb.; Tulsa.
- BRUN, J. P., WENZEL, F. & ECORS-DEKORP TEAM (1991): Crustal-scale structure of southern Rhinegraben from ECORS-DEKORP seismic reflection data. - Geology, **19**: 758-762, 5 Abb.; Boulder.
- BÜHLER, M. (1989): Die Rhyolithdecke am Ölberg bei Schriesheim/ Bergstraße südlicher Odenwald. - Unveröff. Dipl.-Arbeit Univ. Heidelberg, 129 S., 49 Abb., 9 Tab.; Heidelberg.
- BULL, W. B. (1972): Recognition of alluvial fan deposits in the stratigraphic record. - In: DORT, R. H. jr. & SHAVER, R. H. (Hrsg.): Modern and ancient geosynclinal sedimentation. - SEPM Spec. Publ., **19**: 290-303, 11 Abb. 4 Tab.; Tulsa
- BURG, J.-P., BRUN, J.-P. & DRIESSCHE, VAN DEN, J. (1991): Postorogenic extension in the Variscan Belt: consequences on the collision structures. - Terra abstracts, **1**: 203; Oxford.
- CAMPOS-ENRIQUEZ, J. D., HUBRAL, P. LÜSCHEN, E. & WENZEL, W. (1991): Gravity and magnetic constraints on intermediate and deep crustal structure and evolution models for the Northern Rhinegraben. - Terra Abstracts, **3-1**: 143; Oxford.
- CARASCO, B. (1987): Les grabens Stéphano-Permiens de l'Est de la France. Évolution tectono-sédimentaire, développement des faciès lacustres carbonatés et sapropéliques. - Thèse doct. Etat, Univ. Strasbourg, **Vol. I+II**, 147+47 S., 40 Abb., 23 Taf.; Strasbourg.
- CAS, R. A. F. & WRIGHT, J. V. (1987): Volcanic successions - modern and ancient. - 528 S., 383 Abb., 38 Tab., 15 Taf.; London (Allen & Unwin).
- CARREY, S. N. (1991): Transport and deposition of tephra by pyroclastic flows and surges. - In: FISHER, R. V., & SMITH, G. A. (Hrsg.): Sedimentation in volcanic settings. - SEPM Spec. Publ., **45**: 39-57, 19 Abb., 1 Tab.; Tulsa.
- CLAEYS, P. F. & MOUNT, J. F. (1991): Diagenetic origin of carbonate, sulfide and oxide inclusions in biotites of the Great Valley Group (Cretaceous), Sacramento Valley, California. - Journ. Sediment. Petrol., **61-5**: 719-731, 6 Abb., 4 Taf.; Tulsa.
- COX, K. G., BELL, J. D. & PANKHURST, R. J. (1979): The interpretation of igneous rocks. - 450 S., div. Abb., div. Tab.; London (Allen & Unwin).
- DACHROTH, W. (1988): Gesteinsmagnetischer Vergleich permischer Schichtenfolgen in Mitteleuropa. - Z. geol. Wiss. Berlin, **16-0**: 959-968, 9 Abb.; Berlin.
- DEKORP RESAERCH GROUP (1988): Results of the DEKORP 4/KTB Oberpfalz deep seismic reflection investigations. - J. Geophys., **62**: 69-101; 21 Abb., 3 Tab.; Berlin.
- (1991): Results of DEKORP 1/ BELCORP deep seismic reflection studies in the western part of the Rhenish Massif along DEKORP 1. - Geophys. J. Int., **106**: 203-227, 9 Abb.; Oxford.
- DICKINSON, W. R. (1970): Interpreting detrital modes of graywacke and arcose. - Journ. Sediment. Petrol., **40-2**: 695-707; Tulsa.
- EBERLE, W. (1967): Neue Beobachtungen an den Quarzporphyren von Groß-Umstadt. - Unveröff. Diss. Univ. Heidelberg, 152 S., div. Abb., div. Tab.; Heidelberg.
- Neue Beobachtungen an den Quarzporphyren von Groß-Umstadt im nördlichen Odenwald. - Geol. Rdschau., **57**: 199-203, div. Abb.; Stuttgart.
- EDEL, J. B. (1982): Le socle varisque de l'Europe Moyenne apports du magnétisme et de la gravimétrie. - Sci.Géol., **Bull.**, **35-4**: 207-224, 6 Abb.; Strasbourg.
- EIDT, T. (1984): Sedimentologische Untersuchungen der Oberrotliegend Psammite und Pelite der Nahe-Mulde (oberhalb der Vulkanitserien). - Unver-

- öff. Dipl.-Arbeit Univ. Mainz, 143 S., 68 Abb., 1 Kte.; Mainz.
- EISBACHER, G. H., LÜSCHEN, E. & WICKERT, F. (1989): Crustal-scale thrusting and extension in the Hercynian Schwarzwald and Vosges, Central Europe. - *Tectonics*, **8**: 1-21, 10 Abb.; Washington.
- FABER, P. (1975): Schwermineraluntersuchungen im Rotliegenden der Wetterau (Hessen). - *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **103**: 279-290, 2 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- FALKE, H. (1969): Zur Paläogeographie der Randgebiete des nördlichen Oberrheingrabens zur Zeit des Rotliegenden. - *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **97**: 130-151, 4 Abb.; Wiesbaden.
- (1971): Zur Paläogeographie des kontinentalen Perms in Süddeutschland. - *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **60**: 223-234, 4 Taf.; Wiesbaden.
- (1974): Das Rotliegende des Saar-Nahe-Gebietes. - *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. N.F.*, **56**: 21-34, 3 Abb.; Stuttgart.
- FISHER, R. V. & SCHMINCKE, H. U. (1984): Pyroclastic rocks. - 472 S., 339 Abb., 48 Tab.; Berlin etc. (Springer).
- & SMITH, G. A. (1991): Volcanism, tectonism and sedimentation. - In: *Sedimentation in volcanic settings*. - SEPM Spec. Publ., **45**: 1-5, 1 Abb.; Tulsa.
- FLICK, H. (1986): Permokarboner Vulkanismus im südlichen Odenwald. - *Heidelberger Geowiss. Abh.*, **6**: 121-138, 6 Abb.; Heidelberg.
- FLÖTTMANN, T. & ONCKEN, O. (1992): Constraints on the evolution of the Mid German Crystalline Rise - a study of outcrops west of the River Rhine. - *Geol. Rdsch.*, **81-2**: 515-543, 16 Abb.; Stuttgart.
- FLÜGEL, E. (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. - 454 S., 68 Abb., 57 Tab.; Heidelberg etc. (Springer).
- FOLK, R.L. (1974): Petrology of sedimentary rocks. - 182 S.; Austin Tex., Hemphill.
- FRIEDMAN, G. M. (1958): Determination of sieve-size distribution from thin-section data for sedimentary petrological studies. - *Journ. Geology*, **66**: 394-416; Chicago.
- (1961): Distinction between dune, beach, and river sands from their textural characteristics. - *Journ. Sediment. Petrol.*, **31-4**: 514-529, 8 Abb., 2 Tab.; Tulsa.
- (1962): Comparison of moment measures for sieving and thinsection data for sedimentary petrological studies. - *Journ. Sediment. Petrol.*, **32-1**: 15-25, 8 Abb., 5 Tab.; Tulsa.
- (1965): Terminology of crystallisation textures and fabrics in sedimentary rocks. - *Journ. Sediment. Petrol.*, **35-3**: 643-655, 11 Abb.; Tulsa.
- & JOHNSON, G. (1982): Exercises in Sedimentology. - 208 S., diverse Tabellen und Tafeln; Cluchester etc., (Wiley & Sons).
- FUCHS, K. (1985): Gefügedaten und Effusivvorgänge am Wachenberg-Rhyolith bei Weinheim/Bergstraße. - Unveröff. Dipl.-Arbeit Univ. Heidelberg, 76 S., 42 Abb., 2 Tab.; Heidelberg.
- FÜCHTBAUER, H. (1974): Zur Diagenese fluviatiler Sandsteine. - *Geol. Rdschau.*, **63**: 904-925, 3 Abb. 2 Tab.; Stuttgart.
- (Hrsg.), (1988): *Sedimentpetrologie Teil II - Sedimente und Sedimentgesteine*. - 1141 S., 660 Abb., 113 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- & MÜLLER, G. (1977): *Sedimentpetrologie Teil II - Sedimente und Sedimentgesteine*. - 784 S., 341 Abb., 70 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- GALLOWAY, W. E. & HOBDDAY, D. K. (1983): Terrigenous clastic depositional systems. - 423 S., 237 Abb.; New York, Berlin etc. (Springer).
- GLENNIE, K. W., MUDD, G. C. & NAGTEGAAL, P. J. C. (1978): Depositional environment and diagenesis of Permian Rotliegendes sandstones in Leman Bank and Sole Pit areas of the U.K. - *J. Geol. Soc. London*, **135**: 35-34, 4 Abb., 2 Taf.; Oxford.
- GLOMB, H. (1985): Die Herkunft des Dossenheimer Rhyoliths (Quarzporphyr). - Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Heidelberg, 73 S., 28 Abb., 4 Tab., 1 Taf.; Heidelberg.
- GRÖBER, J. (1988): Der Rhyolith von Ziegelhausen. - Untersuchungen zur Tektonik, Petrologie und Genese. - Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Heidelberg, 64 S., 29 Abb., 4 Tab.; Heidelberg.
- HABICHT, H. (1966): Die permokarbonischen Aufschlußbohrungen der Nahe-Senke, des Mainzer Beckens und der Zweibrücker Mulde - *Z. dt. geol. Ges.*, **115**: 631-649, 15 Taf.; Hannover.
- HÄFNER, F. (1976): Untersuchungen an transparenten Schwermineralen im Rotliegenden bei Odernheim/Glan (Saar-Nahe-Gebiet). - *Mainzer geowiss. Mitt.*, **5**: 111-127, 9 Abb.; Mainz.
- (1978): Die basischen Vulkanite des Oberrotliegenden zwischen Alzey und Odernheim (Saar-Nahe-Gebiet). Ein Beitrag zu ihrer Geologie, Petrographie und Geochemie. - *Mitt. Pollichia*, **66**: 25-89, 12 Abb., 3 Tab.; Bad Dürkheim.
- HANEKE, J. (1987): Der Donnersberg. - *Pollichia-Buch*, **10**: 147 S., 44 Abb., 2 Tab und 7 Karten im Anhang; Bad Dürkheim.
- GÄDE, C.-W. & LORENZ, V. (1979): Zur stratigraphischen Stellung der Rhyolitischen Tuffe im Oberrotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes und der Urangehalt des Kohlen-Tuff-Horizontes an der Kornkiste bei Schallodenbach/Pfalz. - *Z. dt. geol. Ges.*, **130**: 535-560, 9 Abb., 3 Tab.; Hannover.
- HARELL, J. A. & ERIKSSON, K. A. (1979): Empirical conversion equations for thin-section and sieve derived size distribution parameters. - *Journ. Sedim. Petrol.*, **49-1**: 273-280, 4 Abb., 3 Tab.; Tulsa.
- HEIKEN, G. & WOHLETZ, K. (1991): Fragmentation processes in explosive volcanic eruptions. - In: FISHER, R. V. & SMITH, G. A. (Hrsg.): *Sedimentation in*

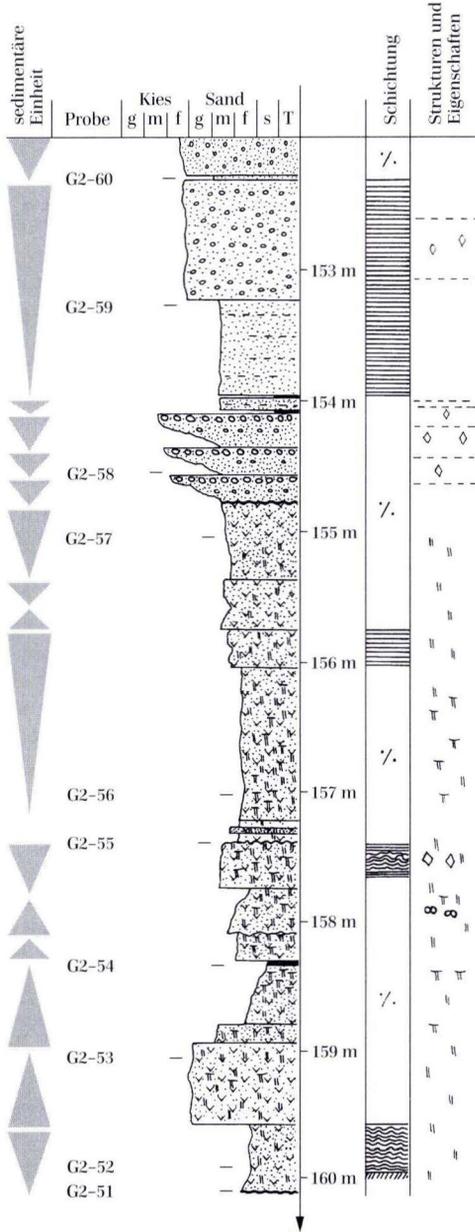
- volcanic settings. – *SEPM Spec. Publ.*, **45**: 19–26, 12 Abb.; Tulsa.
- HEIM, D. (1961): Über die Tonsteintypen aus dem Rotliegenden des Saar–Nahe-Gebietes und ihre stratigraphisch-regionale Verbreitung. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **89**: 377–399, 4 Tab., 25 Taf.; Wiesbaden.
- (1971): Über den „Hygrophyllit“ im Rotliegenden des Saar–Nahe-Gebietes, ein Beitrag zur Diagenese pyroklastischer Gesteine. – *Centr. Mineral. and Petrol.*, **32**: 149–164, 4 Abb., 4 Tab.; Heidelberg (Springer).
  - (1990): Tone und Tonminerale: Grundlagen der Sedimentologie und Mineralogie. – 157 S., 30 Abb., 9 Tab.; Stuttgart (Enke).
- HENK, A. (1990): Struktur und geodynamische Entwicklung des Saar–Nahe-Beckens. – Unveröff. Diss. Univ. Würzburg, 242 S., 96 Abb., 9 Tab.; Würzburg.
- (1991): Structure of the Saar–Nahe Basin (SW-Germany) from DEKORP Profiles 1-C and 9N. – In: MEISSNER, R. et al. (Hrsg.): Continental lithosphere deep seismic reflections. – *Geodynamics Series*, **22**: 91–95, 4 Abb.; Washington.
- HESS, J. C. & LIPPOLT, H. J. (1986): 40Ar/39Ar ages of tonstein and tuff sandstones. New calibration points for the improvement of the Upper Carboniferous time scale. – *Chem. Geol.*, **59**: 143–154, Amsterdam (Elsevier).
- & SCHMIDT, G. (1989): Zur Altersstellung der Kataklase im Bereich der Oetzberg-Zone, Odenwald. – *Geol. Jb. Hessen*, **117**: 69–77, 3 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- ILLIES, J. H. (1977): Ancient and recent rifting in the Rhinegraben. – *Geol. en Mijnbouw*, **56-4**: 329–350; Amsterdam.
- & MÜLLER, ST. (1970): Graben problems. – 316 S.; Intern. Upper Mantle Project, Sci. Rep., **27**; Stuttgart (Schweizerbart).
- JORDAN, F. & KOCH, E. (1984): Neue seismische und strukturelle Ergebnisse zur Geologie des Saar–Nahe-Gebietes. – *Erdöl-Erdgas*, **100**: 222–228, 10 Abb.; Hamburg.
- KORSCH, R. J. & SCHÄFER, A. (1991): Geological interpretation of DEKORP deep seismic reflection profiles 1C and 9N across the Variscan Saar–Nahe basin, Southwest Germany. – *Tectonophysics*, **191**: 127–146; Amsterdam.
- KOWALCZYK, G. (1983): Das Rotliegende zwischen Taunus und Spessart. – *Geol. Abh. Hessen*, **84**: 1–99, 48 Abb., 2 Tab., 8 Taf.; Wiesbaden.
- KROHE, A. (1990): Tectonic evolution at mid-crustal level of a variscan magmatic arc (Odenwald, FRG). In: *Abstr. GV-Tagung 1990 Bochum*.
- (1991): Emplacement of synkinematic plutonites in the Variscan Odenwald (Germany) controlled by transtensional tectonics. – *Geol. Rdschau*, **80-2**: 391–409, 11 Abb.; Stuttgart.
- LE MAITRE, R. W. (1989): A classification of igneous rocks and glossary of terms. – *Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. – 193 S., 17 u. 1 Abb., 4 u. 4 Tab., 1 Taf.; Oxford etc. (Blackwell).
- LIPPOLT, H. J. & HESS, J. C. (1983): Isotopic evidence for the stratigraphic position of the Saar–Nahe-Rotliegend volcanism. I 40Ar/39Ar investigations. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1983**: 713–730, 2 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- – RACZEK, I. & VENZLAFF, V. (1989): Isotopic evidence for the stratigraphic position of the Saar–Nahe-Rotliegende volcanism II. Rb-Sr investigations. – *N. Jb. Geol. Paläont.*, **1989**: 539–552, 5 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
  - KIRSCH, H. & PLEIN, E. (1990): Karbonische und permische Vulkanite aus dem Untergrund des nördlichen Oberrheingrabens: Art, Altersbestimmung und Konsequenz. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, N.F., **72**: 227–242, 3 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- LÖFFLER, M. (1991): Das Permokarbon des Nord-schwarzwaldes – Eine Fallstudie am Beispiel des Beckens von Baden-Baden. – Unveröff. Diss. Univ. Karlsruhe, 285 S., 100 Abb., 25 Tab., 8 Anl.; Karlsruhe.
- LORENZ, V. (1972): Sekundäre Rotfärbung im Rotliegenden der Saar–Nahe-Senke/SW-Deutschland. – *N. Jb. Geol.-Paläontol. Mh.*, **6**: 356–370, 7 Abb.; Stuttgart.
- (1973): On the formation of maars. – *Bull. volcanol.*, **37-2**: 183–204, 6 Abb.; Napoli.
- MARELL, D. (1989): Das Rotliegende zwischen Odenwald und Taunus. – *Geol. Abh. Hessen*, **89**: 128 S., 57 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- & KOWALCZYK, G. (1986): Höheres Rotliegendes in der Wetterau – Gliederung und Sedimentologie. *Geol. Jb. Hessen*, **114**: 227–248, 8 Abb.; Wiesbaden.
- MCBRIDE, E. F. (1985): Diagenetic processes that affect provenance determinations in sandstone. – In: ZUFFA, B. (Hrsg.): *Provenance of arenites*. – NATO ASI series C, **148**: 95–113, 17 Abb., 3 Taf.; Dordrecht, (Reidel).
- DIGGS, T. H. & WILSON, J. C. (1991): Compaction of Wilcox and Carrizo sandstones (Paleocene-Eocene) to 4420 m, Texas Gulf Coast. – *Journ. Sediment. Petrol.*, **61-1**: 73–85, 12 Abb., 2 Tab.; Tulsa.
- MOLENAAR, N. (1990): Eogenetic and telogenetic cementation of sandstones. – *Geologica Utraiectina*, **58**: 126 S., 42 Abb., 12 Tab.; Rijksuniversiteit Utrecht.
- MÜLLER, G. (1964): Methoden der Sedimentuntersuchung. – 303 S., Schweizerbart (Stuttgart).
- NEGENDANK, J. F. W. (1967): Untersuchungen an den Kernproben der Brg. Olm 1 und Vergleich der in dieser Bohrung auftretenden Magmatite mit Pro-

- ben tertiärer und permischer (rotliegender) Magmatite aus dem Oberrheingraben und dem Sprendlinger Horst. Unveröff. Diss. Univ. Mainz; - 168 S., 43 Abb., 5 Tab.; Mainz.
- (1968): Zur Petrographie permischer Magmatite im Bereich des nördlichen Oberrheingrabens. - Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **96**: 236-249, 3 Tab.; Wiesbaden.
  - (1969a): Beschreibung einiger tertiärer Alkali-Basalte im nördlichen Oberrheingraben. - Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **97**: 283-295, 1 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
  - (1969b): Über permische und tertiäre Magmatite im Untergrund des Mainzer Beckens. - Geol. Rdschau., **58**: 502-512, 5 Abb.; Stuttgart.
- ORTLAM, D. (1970): Interferenzerscheinungen rheinischer und variszischer Strukturelemente im Bereich des Oberrheingrabens. - In: ILLIES, J. H. & MÜLLER, St. (Hrsg.): Graben Problems-Internat. Upper Mantle Project Sci. Rep., **27**: 91-97, 4 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart).
- PASSEGA, R. (1957): Texture as a characteristic of clastic deposits. - Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull., **41**: 1952-1984, 17 Abb., 4 Tab.; Tulsa.
- PETTIJOHN, F. J. (1957): Sedimentary rocks. - 718 S., div. Abb., div. Taf.; New York (Harper & Brothers).
- (1975): Sedimentary rocks, 3. Aufl., 628 S., div. Abb., div. Tab.; New York (Harper & Row).
  - POTTER, P. E. & SIEVER, R. (1987): Sand and sandstone. - 2. Aufl., 618 S., 258 Abb.; New York etc. (Springer).
- PELUG, R. (1982): Bau und Entwicklung des Oberrheingrabens. - Erträge der Forschung, 145 S., 43 Abb., 2 Tab.; Darmstadt (Wissenschaftliche Buchgesellschaft).
- PLEIN, E. (1992): Das Erdölfeld Eich-Königsgarten - (Exkursion E am 23. 4. 1992). - Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **74**: 41-54, 10 Abb.; Stuttgart.
- ROSENFELD, M. A., JACOBSEN, L. & FERM, J. C. (1953): A comparison of sieve and thin-section technique for size analysis. - J. Geol., **61**: 114-132; Chicago.
- SCHÄFER, A. (1986): Die Sedimente des Oberkarbons und Unterrotliegenden im Saar-Nahe-Becken. - Mainzer geowiss. Mitt., **15**: 239-365, 63 Abb., 1 Tab.; Mainz.
- (1989): Variscan molasse in the Saar-Nahe-Basin (W-Germany), Upper Carboniferous and Lower Permian. - Geol. Rdschau, **78-2**: 499-524, 15 Abb.; Stuttgart.
  - SCHMIDT, R. (1981): Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments (Recommendation of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks). - Geol. Rdschau., **70-2**: 794-799, 1 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
  - SCHUHMACHER, R. (1988): Aschenaggregate in vulkanoklastischen Transportsystemen. - Unveröff. Diss. Univ. Bochum, 140 S., div. Abb., div. Tab.; Bochum.
  - SCHWAB, K. (1965): Petrographische Untersuchungen an basischen Magmatiten in der Umgebung des Donnersberges/Pfalz. - N. Jb. Mineral. Abh., **102**: 258-290, 9 Abb.; Stuttgart.
  - (1968): Die Verbreitung der effusiven Vulkanite auf der SE-Flanke des Pfälzer Sattels und ihre Stellung im Profil des Oberrotliegenden. - Mainzer Naturwiss. Archiv, **7**: 105-119, 3 Abb., 2 Ktn.; Mainz.
  - (1981): Differentiation trends in Lower Permian effusive igneous rocks from the southeastern part of the Saar-Nahe-Basin/ FRG. - Proceedings Intern. Symp. Central European Permian, Jablonna, April 27.-29. 1978: 180-200, 10 Abb., 3 Taf.; Warsaw.
- SCHWARZ, A. (1989): Petrographie und Genese der massiven Rhyolithe zwischen Schriesheim und Wilhelmsfeld. - Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Heidelberg; 68 S., 12 Abb., 5 Taf.; Heidelberg.
- SECKENDORFF, V. VON (1990): Geologische, petrographische und geochemische Untersuchungen an permischen Magmatiten im Saarland (Blatt 6507 Lebach). - Berichte geol.-paläontol. Inst. u. Museum Christ.-Albrechts-Universität Kiel, **39**: 1-232, 82 Abb., 3 Tab., 43 Tab. und 4 Abb. im Anhang; Kiel.
- (1991): Kreiche permische Magmatite in SW-Deutschland - ein Überblick. - Kurzfassungen der Vorträge zur Tagung Paläovulkanismus im östlichen Deutschland, 23.-26.10.1991, Mönchenfrei-/Erzgebirge: 21.
- SMITH G. A. (1991): Facies sequences and geometries in continental volcanoclastic sequences. - In: FISHER, R. V. & SMITH, G. A. (Hrsg.): Sedimentation in volcanic settings. - SEPM Spec. Publ., **45**: 109-121, 10 Abb.; Tulsa.
- SMOSNA, R. (1989): Compaction law for Cretaceous sandstones of Alaska's North slope. - Journ. Sediment. Petrol., **59-4**: 572-584, 13 Abb., 1 Tab.; Tulsa.
- SPECKHAHN, U. (1989): Eruptionsmechanismen in den permokarbonen Pyroklastiten im Raum Schriesheim-Altenbach-Wilhelmsfeld. - Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Heidelberg; 125 S.; Heidelberg.
- STAPE, K. R. G. (1982): Schwemmfächer- und Playa-Sedimente im Oberrotliegenden des Saar-Nahe-Beckens (Permokarbon, SW-Deutschland). Ein Überblick über Faziesanalyse und Faziesmodell. - Mitt. Pollichia, **70**: 7-64, 11 Abb.; Bad Dürkheim.
- (1990a): Fazies und Verbreitung lakustriner Systeme im Rotliegend des Saar-Nahe-Beckens (SW-Deutschland). - Mainzer geowiss. Mitt., **19**: 213-234, 8 Abb.; Mainz.
  - (1990b): Einführung lithostratigraphischer Formationsnamen im Rotliegend des Saar-Nahe-Beckens (SW-Deutschland). - Mitt. Pollichia, **77**: 111-124, 2 Abb.; Bad Dürkheim.
- STELRECHT, R. (1971): Geologisch-tektonische Entwicklung im Raum Albersweiler/Pfalz. - Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **53**: 239-262, 14 Abb.; Stuttgart.

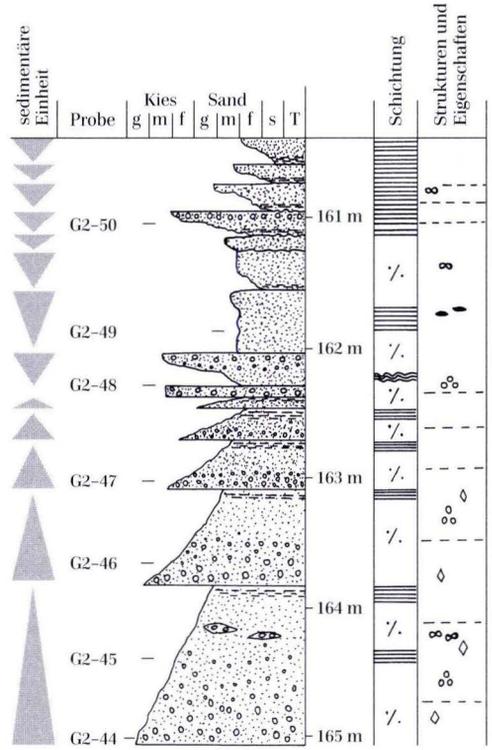
- STOLLHOFEN, H. (1991): Die basalen Vulkanoklastika des Oberrotliegend im Saar-Nahe-Becken (SW-Deutschland): Zusammensetzung, Transport, Ablagerung und geodynamische Position permokarboner Synrift-Sedimente. – Unveröff. Diss. Univ. Würzburg; 413 S., 67 Abb., 11 Taf., 5 Karten; Würzburg.
- (1994): Vulkanoklastika und Siliziklastika des basalen Oberrotliegend im Saar-Nahe-Becken (SW-Deutschland): Terminologie und Ablagerungsprozesse. – *Mainzer geowiss. Mitt.* **23**: 95–138, 6 Abb., 4 Taf.; Mainz.
- STRACK, D. (1978): Die Kreuznach-Formation in der Nahe-Gruppe (Rotliegend-Supergruppe des Saar-Nahe-Gebietes) und die Entstehung des „Kreuznacher Sandsteins“ – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Mainz; 247 S., 135 Abb., 10 Tab., 19 Taf., 1 Geol. Kte.; Mainz.
- TAYLOR, J. M. (1950): Pore space reduction in sandstones. – *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **34**: 703–716, 3 Abb., 4 Taf.; Tulsa.
- (1978): Control of diagenesis by depositional environment within a fluvial sandstone sequence in the northern North Sea Basin. – *Journ. Geol. Soc. London*, **135**: 83–91, 4 Abb.; London.
- TERRY, R. D. & CHILINGAR, G. V. (1955): Summary of „concerning some additional aids in studying sedimentary formations“ by M. S. SHVETSON. – *Journ. Sediment. Petrol.*, **25-3**: 229–234, 4 Abb.; Tulsa.
- TIÜRACH, H. (1918): Erläuterungen der geologischen Spezialkarte des Großherzogtums Baden, Blatt Heidelberg 3, neubearbeitete Auflage, 95 S., 8 Abb.; Heidelberg (Winter).
- TORABI-NEJAD, F. (1986): Schwermineraluntersuchungen in den Freisen-Schichten (Ober-Rotliegendes) des Saar-Nahe-Beckens. – *Mitt. Pollichia*, **73**: 73–102, 31 Abb.; Bad Dürkheim.
- TUCKER, M. E. (1985): Einführung in die Sedimentpetrologie. – 265 S., 219 Abb., 20 Tab.; Stuttgart (Enke).
- WEBER, K. (1990): Reflexion seismic crustal structure and geological development of the Rhenohercynian/Saxothuringian boundary in Germany. – Abstracts of the Internat. Conf. on Paleozoic orogens in Central Europe, Göttingen, Gießen, Aug. – Sept. 1990; Göttingen.
- WENZEL, F., BRUN, J. P. & DEKORP-ECORS TEAM (1991): A deep reflection seismic line across the Northern Rhinegraben. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **104**: 140–150, 5 Abb.; Amsterdam.
- WILSON, J. C. & MCBRIDE, E. F. (1988): Compaction and porosity evolution of Pliocene sandstones, Ventura Basin, California. – *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **72**: 664–681, 11 Abb., 6 Tab.; Tulsa.
- WINCHESTER, J. A. & FLOYD, P. A. (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. – *Chem. geol.*, **20**: 325–343, 10 Abb., 3 Tab.; Amsterdam.
- WINTER, J. (1977): „Stabile“ Spurenelemente als Leit-Indikatoren einer tephrostratigraphischen Korrelation (Grenzbereich Unter-/Mitteldevon, Eifel-Belgien). – *Newsl. Stratigr.*, **6-3**: 152–170, 5 Abb., 4 Tab.; Berlin, Stuttgart.
- WOHLETZ, K. (1983): Mechanisms of hydrovolcanic pyroclast formation: grain-size scanning electron microscopy, and experimental studies. – *J. volcanol. geotherm. res.*, **17**: 31–63, 22 Abb., 2 Tab.; Amsterdam.
- WRIGHT, J. V. (1981): The Rio Caliente ignimbrite: analysis of a compound intraplinian ignimbrite from a major late Quaternary Mexican eruption. – *Bull. Volcanol.*, **44**: 189–212; Napoli.
- ZIEGLER, P. A. (1990): Geological Atlas of Western and Central Europe. – 239 S. + 56 Karten, 2nd completely revised edition; Avon.



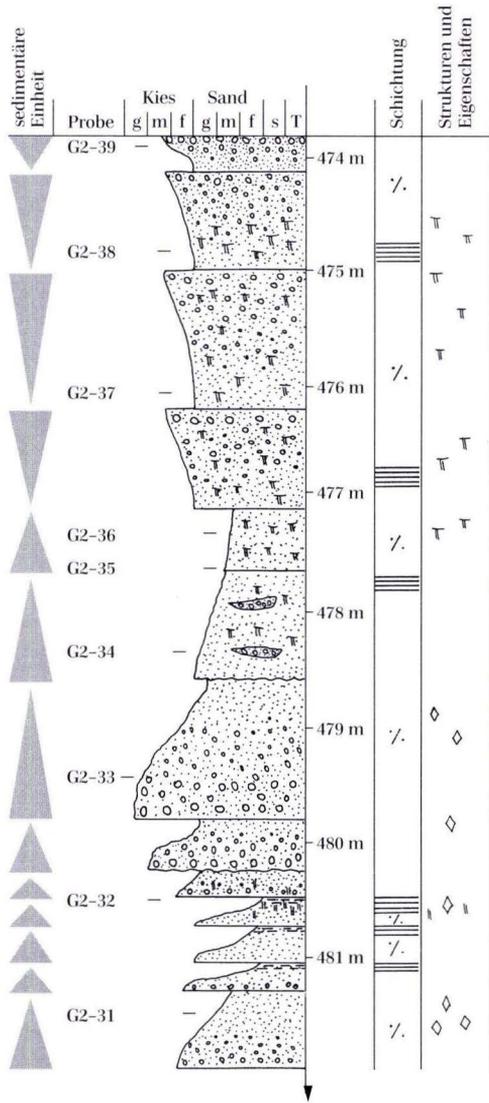
Gimbsheim Kern Nr. 7, Teil I



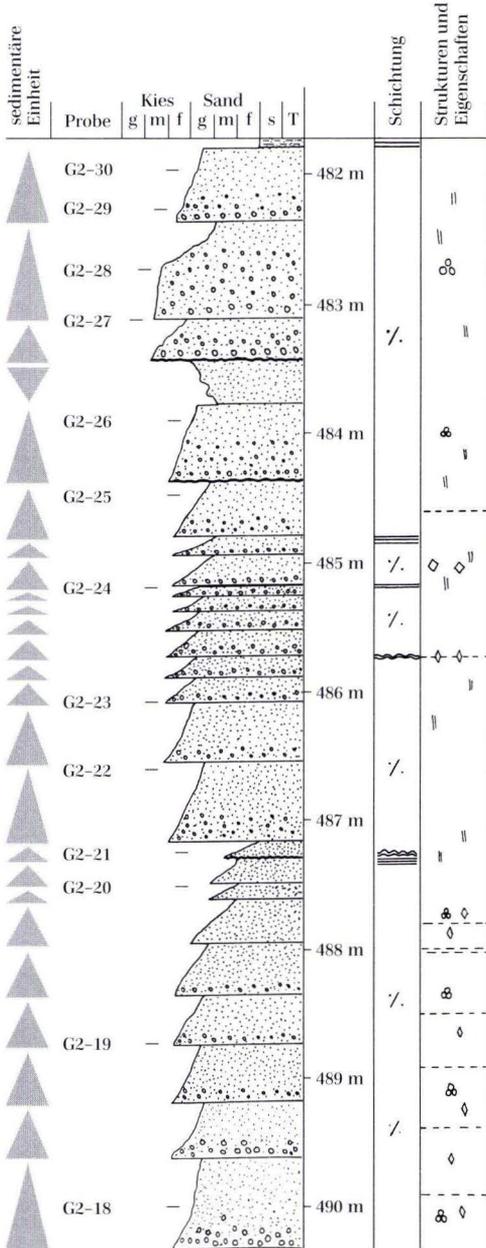
Gimbsheim Kern Nr. 7, Teil II



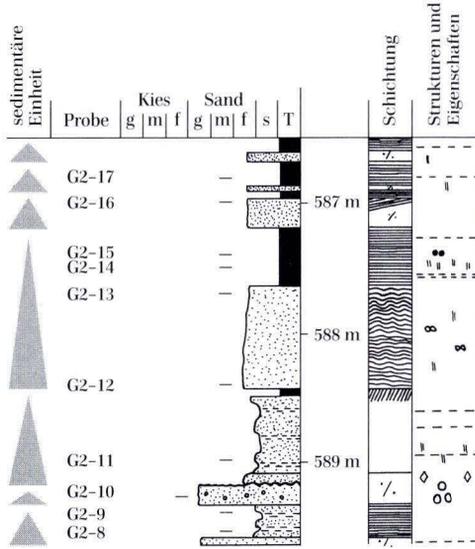
Gimbsheim Kern Nr. 10, Teil I



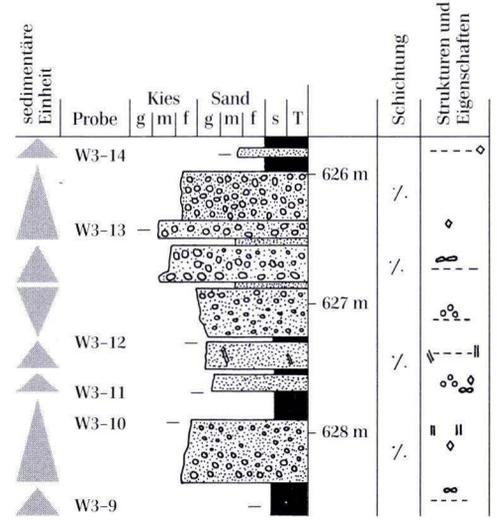
Gimbsheim Kern Nr. 10, Teil II



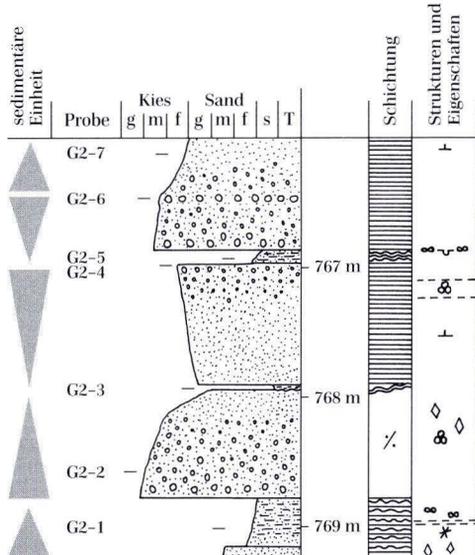
### Gimbsheim Kern Nr. 11



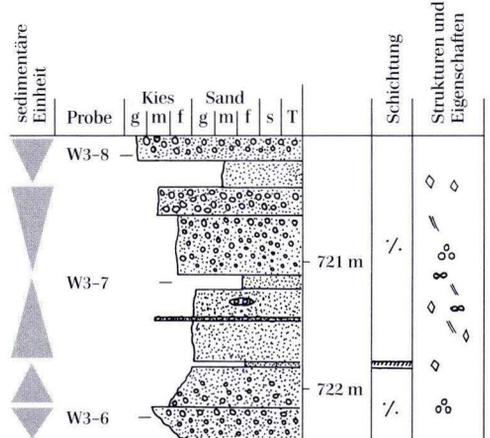
### Worms Kern Nr. 11



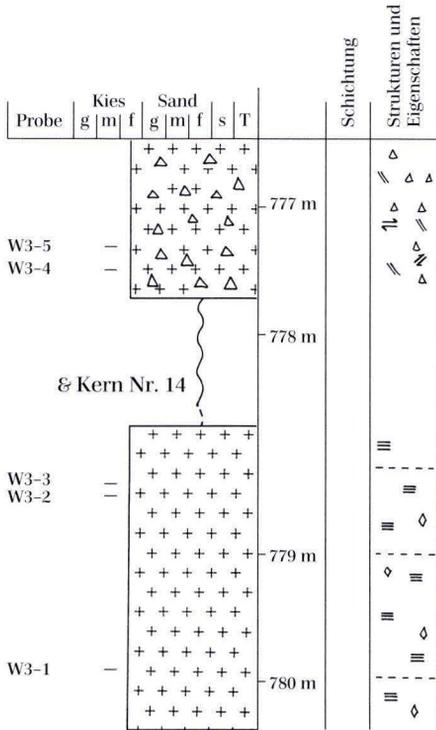
### Gimbsheim Kern Nr. 12



### Worms Kern Nr. 12



Worms Kern Nr. 13





## 10.2. Geochemische Tabellen (Die in % angegebenen Hauptbestandteile sind auf eine Summe von 100 % umgerechnet)

Probe Serie	G2-31 A	G2-32 A	G2-33 A	G2-34 A	G2-34 A	G2-35 A	G2-36 A	G2-37 A	G2-38 A	G2-39 A	G2-40 B	G2-45 B	G2-51 C	G2-52 C	G2-53 C
SiO <sub>2</sub>	72,27	79,73	73,18	73,76	73,98	74,16	78,34	73,47	69,9	73,15	66,25	65,71	89,71	63,09	78,76
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,05	0,11	0,1	0,09	0,11	0,17	0,12	0,21	0,16	0,41	0,49	0,23	0,03	0,36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,98	13,28	13,4	17,12	17,08	16,87	14,11	14,89	14,11	14,3	16,82	17,57	8,42	10,67	13,08
FeO <sub>2</sub>	0,99	0,75	1,15	0,89	0,89	1,98	0,96	1,68	2,16	1,77	3,85	4,53	0,28	0,78	1,37
MgO	1,38	1,05	1,02	1,23	1,25	1,28	1,14	0,9	1,15	0,92	0,42	2,53	0,18	1,98	1,89
CaO	0,35	0,35	6,56	1,13	1,14	1,17	0,79	3,96	6,57	4,12	0,92	1,45	0,15	19,5	0,21
Na <sub>2</sub> O	0,98	1,23	1,29	1,27	1,08	0,94	0,67	1,91	2,79	2,79	6,23	3,31	0,76	1,24	0,9
K <sub>2</sub> O	4,96	3,53	3,26	4,46	4,45	4,44	3,8	3,03	3,04	2,72	4,99	4,32	0,21	2,71	3,35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,03	0,04	0,04	0,03	0,05	0,02	0,04	0,06	0,06	0,12	0,08	0,06	0	0,07
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
V	27	13	23	18	18	14	20	25	35	30	56	44	70	21	47
Cr	11	7	13	11	11	13	19	13	22	19	104	47	67	15	40
Co	16	27	20	11	11	11	15	15	17	34	18	26	20	30	14
Ni	16	17	13	7	7	8	9	10	12	14	14	23	20	26	16
Cu	7	6	14	35	35	57	30	35	58	40	7	8	29	15	14
Zn	33	26	32	26	26	34	26	24	42	65	22	99	71	28	65
Ga	30	23	18	27	27	27	23	19	18	17	19	26	18	14	21
Rb	200	140	118	175	174	180	176	115	116	105	202	265	274	121	274
Sr	111	101	155	135	134	161	75	116	143	136	178	352	251	122	246
Y	16	12	24	13	13	16	10	18	34	22	23	17	28	138	44
Zr	55	40	49	53	53	64	67	59	71	63	218	158	222	48	122
Nb	32	20	27	26	26	30	30	15	17	16	9	18	27	10	35
Ba	102	104	1904	273	272	297	360	462	358	245	1014	533	282	49	138

Fortsetzung

<b>Probe</b>	<b>G2-54</b>	<b>G2-55</b>	<b>G2-57</b>	<b>W3-15</b>	<b>W3-16</b>	<b>W3-18</b>	<b>W3-18b</b>	<b>We1-1</b>	<b>We1-2</b>	<b>We1-4</b>	<b>St14-4</b>	<b>St22-2</b>	<b>We1-3</b>	<b>St14-3</b>	<b>St21-4</b>
<b>Serie</b>	<b>C</b>	<b>C</b>	<b>C</b>	<b>D</b>	<b>D</b>	<b>E</b>	<b>E</b>	<b>F</b>	<b>F</b>	<b>F</b>	<b>F</b>	<b>F</b>	<b>G</b>	<b>H</b>	<b>H</b>
SiO <sub>2</sub>	75,47	76,59	74,23	55,07	67,17	61,17	60,95	62	64,8	64,81	66,72	62,81	51,83	48,17	43,83
TiO <sub>2</sub>	0,21	0,09	0,25	0,76	1,04	1,11	1,18	0,26	0,25	0,92	2,75	2,46	0,76	5,23	5,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,71	12,58	15,05	16,57	15,91	16,39	16,94	20,27	19,76	18,27	17,37	9,52	20,72	34,32	36,5
FeO <sub>2</sub>	2,5	0,72	2,81	8,54	4,35	8,62	6,22	5,42	3,81	5,51	10,11	22,4	8,07	8,89	10,9
MgO	2,4	1,77	1,72	6,22	1,42	1,42	1,1	2,69	2,33	2,31	0,58	1,25	5,08	0,69	0,44
CaO	0,35	4,06	0,45	5,15	0,36	0,31	0,61	1,2	0,78	1,42	0,31	0,19	7,24	0,43	0,81
Na <sub>2</sub> O	0,91	1,09	1,65	4,19	1,39	0,75	0,71	2,1	2,44	2,97	1,01	0,85	1,29	1,5	0,83
K <sub>2</sub> O	3,42	3,1	3,81	3,39	8,19	10,1	12,15	6,05	5,79	3,62	1	0,19	4,91	0,47	0,12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0	0,03	0,08	0,18	0,13	0,14	0,01	0,02	0,18	0,16	0,33	0,08	0,18	1,21
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0	0,03	0	0	0	0	0	0	0	0	0,01	0,13	0,13
V	25	18	28	186	213	88	53	71	66	100	336	473	99	471	576
Cr	25	16	33	293	100	85	102	26	32	92	567	524	80	883	877
Co	14	18	30	38	33	22	39	25	30	25	209	339	23	32	7
Ni	15	13	18	94	48	46	44	45	42	35	193	350	37	251	53
Cu	11	10	9	12	12	16	50	3	3	6	29	628	2	16	16
Zn	64	46	46	132	35	38	40	58	64	66	32	101	88	290	62
Ga	23	16	20	17	19	20	16	42	37	23	27	15	26	39	44
Rb	267	156	231	132	245	177	205	431	400	135	70	14	176	27	5
Sr	155	75	98	142	111	213	181	119	120	106	243	367	140	451	2775
Y	73	46	42	27	36	90	48	71	55	24	31	50	58	26	100
Zr	103	67	105	121	181	201	172	127	123	215	432	640	298	538	513
Nb	42	19	17	8	16	16	13	42	46	11	102	113	22	198	187
Ba	66	47	165	274	392	252	342	300	309	204	278	394	150	567	2505

<b>Probe Serie</b>	<b>St21-5 H</b>	<b>St21-6 H</b>	<b>St21-8 H</b>	<b>St22-3 H</b>	<b>St32a H</b>	<b>St32b H</b>	<b>St33R-5 H</b>	<b>St33R-8 H</b>	<b>StN1-2 H</b>	<b>StN1-3 H</b>	<b>Wb I</b>	<b>Wb I</b>	<b>Wb I</b>	<b>Wb I</b>
SiO <sub>2</sub>	45,04	53,95	44,65	44,62	89,77	46,79	51,41	49,83	52,04	45,69	75,29	76,51	78,33	75,08
TiO <sub>2</sub>	4,56	3,19	4,75	2,28	0,23	2,57	1,3	1,19	3,42	2,64	0,02	0,03	0,03	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33,89	21,82	31,4	14,89	8,46	16,56	16,12	16,18	19,26	15,6	14,53	13,58	12,94	13,83
FeO <sub>2</sub>	12,72	15,61	12,31	10,57	0,28	14,56	9,93	10,86	16,29	17,01	0,86	1,02	1,01	1,25
MgO	0,67	0,96	1,53	6,44	0,18	4,59	6,68	5,96	3,49	6,62	0,31	0,52	0,41	0,59
CaO	0,97	0,56	1,46	15,35	0,16	9,43	9,95	8,57	0,79	7,97	0,03	0,04	0,03	0,12
Na <sub>2</sub> O	0,91	1,22	1,83	4,18	0,66	2,82	3,41	6,18	2,11	2,64	1,72	0,19	0,08	0,28
K <sub>2</sub> O	0,33	1,87	0,61	0,94	0,2	1,86	1	1,02	2,5	0,87	5,72	7,23	6,86	7,68
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,78	0,67	1,31	0,67	0,06	0,74	0,15	0,17	0	0,89	0,01	0,01	0,04	0,02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,13	0,11	0,15	0,06	0	0,07	0,05	0,04	0,1	0,06				
V	450	509	458	257	104	275	210	266	268	335				
Cr	902	808	1007	464	132	515	337	311	750	436				
Co	12	30	867	47	30	112	61	53	225	160				
Ni	89	160	422	174	22	270	203	118	741	600				
Cu	28	167	350	49	7	15	13	10	15	40	0	0	0	0
Zn	63	69	87	113	10	112	83	128	131	193	34	89	18	49
Ga	41	29	37	18	1	21	18	17	27	20	33	30	28	27
Rb	16	80	28	12	10	90	37	57	72	35	684	715	437	760
Sr	1954	1466	2407	1046	190	1203	277	120	528	957				
Y	58	38	46	28	23	32	32	33	11	28	108	144	87	159
Zr	418	462	498	223	135	252	136	117	287	221	98	114	107	112
Nb	166	118	170	86	9	92	5	5	109	79	45	53	41	57
Ba	1175	905	882	853	8683	996	296	53	471	661				

Fortsetzung

<b>Probe Serie</b>	<b>Wb I</b>	<b>Wb I</b>	<b>Ö I</b>	<b>Ö I</b>	<b>Ö I</b>	<b>Ö I</b>	<b>Sch I</b>	<b>Sch I</b>	<b>Sch I</b>	<b>Sch I</b>	<b>Ma1 J</b>	<b>Ma2a J</b>	<b>Ma2b J</b>	<b>Ma3 K</b>
SiO <sub>2</sub>	77,82	75,79	75,07	75,56	74,95	76,88	75,9	83,75	79,4	78,94				
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,05	0,08	0,07	0,07	0,07	0,07	0,05	0,06	0,07	0,12	0,2	0,4	0,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,79	14,44	12,59	12,49	12,59	12,29	11,96	8,85	10,2	10,96				
FeO <sub>2</sub>	0,74	0,95	1,49	0,96	1,81	0,29	1,84	0,4	1,47	1,29				
MgO	0,69	0,66	0,14	0,13	0,17	0,17	0,05	0,18	0,06	0,11	4,27	4,02	4,57	7,9
CaO	0,05	0,05	0	0	0,01	0	0,03	0	0,04	0,01				
Na <sub>2</sub> O	0,08	0,14	0,2	0,21	0,23	0,15	0,12	0,19	0,35	0,16				
K <sub>2</sub> O	5,64	7,72	10,35	10,23	10,14	10,07	9,83	6,82	8,39	8,82				
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02				
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>														
V														
Cr											0	14	14	98
Co														
Ni											24	34	37	38
Cu	0	0	0	13	0	0	0	0	0	0	17	25	47	22
Zn	77	28	18	35	24	40	23	42	17	36	26	38	39	16
Ga	31	28	21	24	22	21	18	21	13	17				
Rb	630	577	428	395	441	398	511	352	453	363	435	370	370	187
Sr											43	43	76	35
Y	79	172	108	66	84	100	36	34	85	45	81	105	57	9
Zr	91	108	131	135	130	127	161	119	131	137	75	100	236	76
Nb	58	53	42	34	42	29	38	15	20	25	70	63	59	5
Ba														

## Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung

Preise bitte dem jeweils gültigen Verzeichnis Geowissenschaftlicher Karten und Schriften entnehmen.

- Heft 1: JOHANNSEN, A.: Die geologischen Grundlagen der Wasserversorgung am Ostrand des Rheinischen Gebirges im Raum von Marburg-Frankenberg-Borken. 1950. 87. S., 8 Abb., 10 Taf.
- Heft 2: SCHÖNHALS, E.: Die Böden Hessens und ihre Nutzung. Mit einer bodenkundlichen Übersichtskarte 1:300000. 1954. 288 S., 25 Abb., 60 Tab., 15 Taf.
- Heft 3: KUBELLA, K.: Zum tektonischen Werdegang des südlichen Taunus. 1951. 81 S., 14 Abb., 2 Taf.
- Heft 4: GÖRGES, J.: Die Lamellibranchiaten und Gastropoden des oberoligozänen Meeressandes von Kassel. 1952. 134 S., 3 Taf.
- Heft 5: SOLLE, G.: Die Spiriferen der Gruppe *arduennensis-intermedius* im Rheinischen Devon. 1953. 156 S., 45 Abb., 7 Tab., 18 Taf.
- Heft 6: SIMON, K.: Schrittweises Kernern und Messen bodenphysikalischer Kennwerte des ungestörten Untergrundes. 1953. 63 S., 19 Abb., 3 Taf.
- Heft 7: KEGEL, W.: Das Paläozoikum der Lindener Mark bei Gießen. 1953. 55 S., 3 Abb., 3 Taf.
- Heft 8: MATTHES, S.: Die Para-Gneise im mittleren kristallinen Vor-Spessart und ihre Metamorphose. 1954. 86 S., 36 Abb., 8 Tab.
- Heft 9: RABIEN, A.: Zur Taxionomie und Chronologie der Oberdevonischen Ostracoden. 1954. 268 S., 7 Abb., 4 Tab., 5 Taf.
- Heft 10: SCHUBART, W.: Zur Stratigraphie, Tektonik und den Lagerstätten der Witzenhauser Grauwacke. 1955. 67 S., 8 Abb., 4 Taf.
- Heft 11: STREMMER, H. E.: Bodenentstehung und Mineralbildung im Neckarschwemmlern der Rheinebene. 1955. 79 S., 35 Abb., 28 Tab., 3 Taf.
- Heft 12: STETTEN, O. v.: Vergleichende bodenkundliche und pflanzensoziologische Untersuchungen von Grünlandflächen im Hohen Vogelsberg (Hessen). 1955. 67 S., 4 Abb., 2 Tab., 1 Taf.
- Heft 13: SCHENK, E.: Die Mechanik der periglazialen Strukturböden. 1955. 92 S., 21 Abb., 13 Tab., 10 Taf.
- Heft 14: ENGELS, B.: Zur Tektonik und Stratigraphie des Unterdevons zwischen Loreley und Lorchhausen am Rhein (Rheinisches Schiefergebirge). 1955. 96 S., 31 Abb., 2 Tab., 15 Diagr., 5 Taf.
- Heft 15: WIEGEL, E.: Sedimentation und Tektonik im Westteil der Galgenberg-Mulde (Rheinisches Schiefergebirge, Dill-Mulde). 1956. 156 S., 41 Abb., 7 Tab., 7 Taf.
- Heft 16: RABIEN, A.: Zur Stratigraphie und Fazies des Ober-Devons in der Waldecker Hauptmulde. 1956. 83 S., 2 Abb., 2 Tab., 3 Taf.
- Heft 17: SOLLE, G.: Die Watt-Fauna der Unteren Klerfer Schichten von Greimerath (Unterdevon, Südost-Eifel). Zugleich ein Beitrag zur unterdevonischen Mollusken-Fauna. 1956. 47 S., 7 Abb., 6 Taf.
- Heft 18: BEDERKE, E., et al.: Beiträge zur Geologie des Vorspessarts. 1957. 167 S., 65 Abb., 18 Tab.
- Heft 19: BISCHOFF, G.: Die Conodonten-Stratigraphie des rheno-herzynischen Unterkarbons mit Berücksichtigung der *Wocklumeria*-Stufe und der Devon/Karbon-Grenze. 1957. 64 S., 1 Abb., 2 Tab., 6 Taf.
- Heft 20: PILGER, A., & SCHMIDT, W.: Die Mullion-Strukturen in der Nord-Eifel. 1957. 53 S., 42 Abb., 1 Tab., 8 Taf.
- Heft 21: LEHMANN, W. M.: Die Asterozoen in den Dachschiefern des rheinischen Unterdevons. 1957. 160 S., 31 Abb., 55 Taf.
- Heft 22: BISCHOFF, G., & ZIEGLER, W.: Die Conodontenchronologie des Mitteldevons und des tiefsten Oberdevons. 1957. 136 S., 16 Abb., 5 Tab., 21 Taf.
- Heft 23: ZOBELEIN, H. K.: Kritische Bemerkungen zur Stratigraphie der Subalpinen Molasse Oberbayerns. 1957. 91 S., 2 Abb.
- Heft 24: GUNZERT, G.: Die einheitliche Gliederung des deutschen Buntsandsteins in der südlichen Beckenfazies. 1958. 61 S., 14 Abb., 7 Tab.
- Heft 25: PAULY, E.: Das Devon der südwestlichen Lahnmulde und ihrer Randgebiete. 1958. 138 S., 41 Abb., 6 Taf.

- Heft 26: SPERLING, H.: Geologische Neuaufnahme des östlichen Teiles des Blattes Schaumburg. 1958. 72 S., 14 Abb., 5 Tab., 10 Taf.
- Heft 27: JUX, U., & PELUG, H. D.: Alter und Entstehung der Triasablagerungen und ihrer Erzkvorkommen am Rheinischen Schiefergebirge, neue Wirbeltierreste und das *Chirotherium*problem. 1958. 50 S., 11 Abb., 3 Taf.
- Heft 28: SCHMIDT, H.: Die Cornberger Fährten im Rahmen der Vierfüßler-Entwicklung. 1959. 137 S., 57 Abb., 9 Taf.
- Heft 29: BAUER, G., et al.: Beitrag zur Geologie der Mittleren Siegener Schichten. 1960. 363 S., 85 Abb., 10 Tab., 22 Taf.
- Heft 30: BURRE, O.: Untersuchungen über die Berechnung der dem Grundwasser von den Niederschlägen zugehenden Wassermengen aus den Bewegungen des Grundwasserspiegels. 1960. 68 S., 1 Abb., 8 Tab., 5 Taf.
- Heft 31: RÖDER, D. H.: Ulmen-Gruppe in sandiger Fazies (Unter-Devon, Rheinisches Schiefergebirge). 1960. 66 S., 4 Abb., 1 Tab., 7 Taf.
- Heft 32: ZAKOSEK, H.: Durchlässigkeitsuntersuchungen an Böden unter besonderer Berücksichtigung der Pseudogleye. 1960. 63 S., 12 Abb., 1 Tab., 2 Taf.
- Heft 33: KREBS, W.: Stratigraphie, Vulkanismus und Fazies des Oberdevons zwischen Donsbach und Hirzenhain (Rheinisches Schiefergebirge, Dill-Mulde). 1960. 119 S., 21 Abb., 7 Tab., 11 Taf.
- Heft 34: STOPPEL, D.: Geologie des südlichen Kellerwaldgebirges. 1961. 114 S., 21 Abb., 2 Tab., 4 Taf.
- Heft 35: MATTHES, G.: Die Herkunft der Sulfationen im Grundwasser. 1961. 85 S., 3 Abb., 31 Tab.
- Heft 36: STENGER, B.: Stratigraphische und gefügetektonische Untersuchungen in der metamorphen Taunus-Südrand-Zone (Rheinisches Schiefergebirge). 1961. 68 S., 20 Abb., 4 Tab., 3 Taf.
- Heft 37: ZAKOSEK, H.: Zur Genese und Gliederung der Steppenböden im nördlichen Oberrheintal. 1962. 46 S., 1 Abb., 19 Tab.
- Heft 38: ZIEGLER, W.: Taxonomie und Phylogenie Oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. 1962. 166 S., 18 Abb., 11 Tab., 14 Taf.
- Heft 39: MEISCHNER, K.-D.: Rhenaer Kalk und Posidonienkalk im Kulm des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges und der Kohlenkalk von Schreufa (Eder). 1962. 47 S., 15 Abb., 2 Tab., 7 Taf.
- Heft 40: HOLTZ, S.: Sporen-stratigraphische Untersuchungen im Oligozän von Hessen. 1962. 46 S., 1 Abb., 6 Taf.
- Heft 41: WALLISER, O. H.: Conodonten des Silurs. 1964. 106 S., 10 Abb., 2 Tab., 32 Taf.
- Heft 42: KUTSCHER, E.: Register für die Notizblatt-Bände der 5. Folge, Hefte 1-20, erschienen 1916-1939. 1963. 58 S., 1 Taf.
- Heft 43: EINSELE, G.: Über Art und Richtung der Sedimentation im klastischen rheinischen Oberdevon (Famenne). 1963. 60 S., 8 Abb., 7 Tab., 5 Taf.
- Heft 44: JACOBSHAGEN, E., et al.: Eine Faunenfolge aus dem jungpleistozänen Löß bei Bad Wildungen. 1963. 105 S., 9 Abb., 2 Tab., 14 Taf.
- Heft 45: KÜMMERLE, E.: Die Foraminiferenfauna des Kasseler Meeressandes (Oberoligozän) im Ahnetal bei Kassel (Bl. Nr. 4622 Kassel-West). 1963. 72 S., 1 Abb., 2 Tab., 11 Taf.
- Heft 46: SCHENK, E.: Die geologischen Erscheinungen der Subfusions des Basaltes. 1964. 31 S., 6 Abb., 2 Tab., 16 Taf.
- Heft 47: HÖLTING, B., & STENGEL-RUTKOWSKI, W.: Beiträge zur Tektonik des nordwestlichen Vorlandes des basaltischen Vogelsberges, insbesondere des Amöneburger Beckens. 1964. 37 S., 2 Taf.
- Heft 48: DIEDERICH, G., et al.: Das obere Biebental im Nordspessart. Neugliederung des Unteren Buntsandstein, Exkursionsführer und geologische Karte. 1964. 34 S., 2 Abb., 5 Tab., 4 Taf., 1 Kt.
- Heft 49: KUTSCHER, E.: Register für die Notizblatt-Bände der 4. Folge, Hefte 1-35, erschienen 1880-1914. 1965. 56 S., 1 Taf.
- Heft 50: ZAKOSEK, H., et al.: Die Standortkartierung der hessischen Weinbaugebiete. 1967. 82 S., 1 Abb., 17 Tab., 1 Atlas **vergriffen**.
- Heft 51: MATTHES, G.: Zur Geologie des Ölschiefervorkommens von Messel bei Darmstadt. 1966. 87 S., 11 Abb., 10 Tab.

- Heft 52: BERG, D. E.: Die Krokodile, insbesondere *Asiatosuchus* und aff. *Sebecus*?, aus dem Eozän von Messel bei Darmstadt/Hessen. 1966. 105 S., 11 Abb., 6 Taf.
- Heft 53: HÖLTING, B.: Die Mineralquellen in Bad Wildungen und Kleinern (Landkreis Waldeck, Hessen). 1966. 59 S., 7 Abb., 9 Tab.
- Heft 54: SOLLE, G.: Hederelloidea (Cyclostomata) und einige ctenostome Bryozoen aus dem Rheinischen Devon. 1968. 40 S., 1 Tab., 5 Taf.
- Heft 55: SCHNEIDER, J.: Das Ober-Devon des nördlichen Kellerwaldes (Rheinisches Schiefergebirge). 1969. 124 S., 24 Abb., 1 Taf.
- Heft 56: Festschrift zum 60. Geburtstag von HORST FALKE. 1970. 228 S., 71 Abb., 10 Tab., 23 Taf., 1 Bild
- Heft 57: MEISL, S.: Petrologische Studien im Grenzbereich Diagenese-Metamorphose. 1970. 93 S., 70 Abb., 2 Tab.
- Heft 58: MATTHES, G.: Beziehungen zwischen geologischem Bau und Grundwasserbewegung in Festgesteinen. **vergriffen** 1970. 105 S., 20 Abb., 18 Tab., 4 Taf.
- Heft 59: SOLLE, G.: *Brachyspirifer* und *Paraspirifer* im Rheinischen Devon. 1971. 163 S., 1 Diagr., 2n Taf
- Heft 60: Festschrift zum 60. Geburtstag von HEINZ TOBIEN. 1971. 308 S., 8 Abb., 12 Tab., 32 Taf., 1 Bild
- Heft 61: WIRTZ, R.: Beitrag zur Kenntnis der Paläosoile im Vogelsberg. 1972. 159 S., 2 Abb., 21 Tab.
- Heft 62: BUGGISCH, W.: Zur Geologie und Geochemie der Kellwasserkalke und ihrer begleitenden Sedimente (Unteres Oberdevon). 1972. 68 S., 19 Abb., 6 Tab., 13 Taf.
- Heft 63: THEWS, J.-D.: Zur Typologie der Grundwasserbeschaffenheit im Taunus und Taunusvorland. 1972. 42 S., 27 Abb., 7 Tab., 2 Taf.
- Heft 64: STEPHAN-HARTL, R.: Die altmiozäne Säugetierfauna des Nordbassin und der Niederrader Schleusenkammer (Frankfurt/M., Hessen) und ihre stratigraphische Stellung. 1972. 97 S., 16 Abb., 11 Tab., 24 Taf.
- Heft 65: BOY, J. A.: Die Branchiosaurier (Amphibia) des saarpfälzischen Rotliegenden (Perm, SW-Deutschland). 1972. 137 S., 70 Abb., 2 Tab., 2 Taf.
- Heft 66: BARTH, H.: Petrologische Untersuchungen im Felsberg-Zug (Bergsträßer Odenwald). 1972. 85 S., 16 Abb., 11 Tab., 8 Taf.
- Heft 67: KUSTER-WENDENBURG, E.: Die Gastropoden aus dem Meeressand (Rupelium) des Mainzer Tertiärbeckens. 1973. 170 S., 8 Taf.
- Heft 68: NEUFFER, F. O.: Die Bivalven des Unteren Meeressandes (Rupelium) im Mainzer Becken. 1973. 113 S., 13 Taf.
- Heft 69: WALTER, H.: Hydrogeologie und Wasserhaushalt im oberen Horlofftal (westlicher Vogelsberg). 1974. 104 S., 13 Abb., 17 Tab., 2 Taf.
- Heft 70: AZIMI, M. A., et al.: Beiträge zur Hydrogeologie von Hessen. 1974. 198 S., 60 Abb., 37 Tab., 2 Taf.
- Heft 71: BAHLO, E.: Die Nagetierfauna von Heimersheim bei Alzey (Rheinhessen, Westdeutschland) aus dem Grenzbereich Mittel-/Oberoligozän und ihre stratigraphische Stellung. 1975. 182 S., 43 Abb., 11 Tab.
- Heft 72: MATHEIS, J.: Kartographische Bearbeitung geologischer und bodenkundlicher Karten. Von der Manuskriptkarte zur Druckvorlage. 1975. 68 S., 22 Abb., 3 Taf., 5 Beil.
- Heft 73: GOLWER, A., et al.: Belastung und Verunreinigung des Grundwassers durch feste Abfallstoffe. 1976. 131 S., **vergriffen** 23 Abb., 34 Tab., 2 Taf.

## Geologische Abhandlungen Hessen

- Band 74: SOLLE, G.: Oberes Unter- und unteres Mitteldevon einer typischen Geosynklinal-Folge im südlichen Rheinischen Schiefergebirge. Die Olkenbacher Mulde. 1976. 264 S., 11 Abb., 2 Taf., 1 Kt.
- Band 75: BOENIGK, W., et al.: Jungtertiär und Quartär im Horloff-Graben/Vogelsberg. 1977. 80 S., 17 Abb., 6 Tab., 8 Taf.

- Band 76: MOAYEDPOUR, E.: Geologie und Paläontologie des tertiären „Braunkohlenlagers“ von Theobaldshof/Rhön (Miozän, Hessen). 1977. 135 S., 7 Abb., 5 Tab., 21 Taf.
- Band 77: SOBOTHA, E.: Lang- und kurzperiodische Änderungen der Grundwasserbeschaffenheit und der Quellschüttung während 20jähriger Beobachtungen in der Frankenger Bucht (Hessen). 1978. 39 S., 17 Abb., 5 Tab., 6 Taf.
- Band 78: JANSSEN, R.: Revision der Bivalvia des Oberoligozäns (Chattium, Kasseler Meeressand). 1979. 181 S., 1 Abb., 4 Taf.
- Band 79: HOMRIGHAUSEN, R.: Petrographische Untersuchungen an sandigen Gesteinen der Hörre-Zone (Rheinisches Schiefergebirge, Oberdevon-Unterkarbon). 1979. 84 S., 16 Abb., 5 Tab., 13 Taf.
- Band 80: WITTEN, W.: Stratigraphie, Sedimentologie und Paläogeographie der Kieselkalke im Unterkarbon II $\gamma$ / $\delta$  bis III $\alpha$  des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges. 1979. 132 S., 26 Abb., 12 Tab., 4 Taf.
- Band 81: EHRENBERG, K.-H., et al.: Forschungsbohrungen im Hohen Vogelsberg (Hessen), Bohrung 1 (Flösser-Schneise), Bohrung 2/2A (Hasselborn). 1981. 166 S., 89 Abb., 17 Tab., 9 Taf.
- Band 82: BOTTKÉ, H., & POLYSOS, N.: Die Altenbürener Störungszone und der nördliche Teil der Briloner Scholle im tektonischen Photolineationsmuster des nördlichen Sauerlandes (Rheinisches Schiefergebirge). 1982. 50 S., 21 Abb., 2 Tab.
- Band 83: WEBER, J., & HOFMANN, U.: Kernbohrungen in der eozänen Fossilagerstätte Grube Messel bei Darmstadt. 1982. 58 S., 3 Taf.
- Band 84: KOWALCZYK, G.: Das Rotliegende zwischen Taunus und Spessart. 1983. 99 S., 48 Abb., 2 Tab., 8 Taf.
- Band 85: SCHAFFT, A.: Quantitative Wasserhaushaltsbetrachtungen im Einzugsgebiet der Elz (SE-Odenwald/Bauland). 1984. 60 S., 13 Abb., 13 Tab.
- Band 86: REITZ, E.: Palynologie der Trias in Nordhessen und Südniedersachsen. 1985. 36 S., 11 Abb., 11 Taf.
- Band 87: DIEDERICH, G. et al.: Erläuterungen zu den Übersichtskarten 1:300 000 der Grundwasserergiebigkeit, der Grundwasserbeschaffenheit und der Verschmutzungsempfindlichkeit des Grundwassers von Hessen. 1985. 51 S., 2 Abb., 3 Tab., 3 gefaltete Kt.
- Band 88: AMLER, H. R. W.: Fauna, Paläogeographie und Alter der Kohlenkalk-Vorkommen im Kulm des östlichen Rheinischen Schiefergebirges (Dinantium). 1987. 339 S., 37 Abb., 16 Tab., 10 Taf.
- Band 89: MARELL, D.: Das Rotliegende zwischen Odenwald und Taunus. 1989. 128 S., 57 Abb., 2 Tab.
- Band 90: QUADFLIEG, A.: Zur Geochemie der Kluftgrundwasserleiter des nord- und osthessischen Buntsandsteingebietes und deren Beeinflussung durch saure Depositionen. 1990. 110 S., 26 Abb., 24 Tab., 8 Beil.
- Band 91: DÖRR, W.: Stratigraphie, Stoffbestand und Fazies der Gießener Grauwacke (östliches Rheinisches Schiefergebirge). 1990. 94 S., 22 Abb., 5 Tab., 5 Kt.
- Band 92: KIRNBAUER, T.: Geologie, Petrographie und Geochemie der Pyroklastika des Unteren Ems/ Unter-Devon (Porphyroide) im südlichen Rheinischen Schiefergebirge. 1991. 228 S., 52 Abb., 4 Tab., 5 Taf., 2 Kt.
- Band 93: BECKER, G. et al.: Beiträge zur Biostratigraphie von Hessen. 1991. 81 S., 15 Abb., 5 Tab., 11 Taf.
- Band 94: SCHMIDT, B.: Stratigraphie und Tektonik der Umgebung von Hessisch Lichtenau-Hirschhagen (Nordhessen), Blatt Nr. 4724 Großalmerode. 1992. 61 S., 6 Abb., 1 Kt., 1 Bbl.
- Band 95: **Neuaufgabe Band 87**  
DIEDERICH, G. et al.: Hydrogeologisches Kartenwerk Hessen 1:300 000. 1992. 83 S., 2 Abb., 3 Tab., 5 Kt.
- Band 96: THEWS, J.-D.: Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte von Hessen 1:300 000 (GÜK 300 Hessen), Teil I. 1996. 235 S., 39 Abb., 17 Tab., 7 Taf.
- Band 97: WITTENBECHER, M.: Geochemie tholeiitischer und alkaliolivinbasaltischer Gesteine des Vogelsberges. 1992. 52 S., 12 Abb., 9 Tab.
- Band 98: NESBOR, H.-D. et al.: Vulkanismus im Devon des Rhenoherynykums: Fazielle und paläogeographische Entwicklung vulkanisch geprägter mariner Becken am Beispiel des Lahn-Dill-Gebietes. 1993. 149 S., 66 Abb., 8 Tab., 1 Taf.

## Kurzfassung des Inhalts

### Das Permokarbon im nördlichen Oberrheingraben Paläogeographische und strukturelle Entwicklung des permokarbo- nen Saar-Nahe-Beckens im nördlichen Oberrheingraben

Das nördliche Oberrheingrabengebiet zählt während der spätvariszischen Orogenese zu den Molassebecken zwischen dem Rhenoherynikum im Norden und der Mitteldeutschen Kristallinzone im Süden des Ablagerungsraumes und ist als Übergangsbereich zwischen den permokarbonen Senkungsstrukturen Saar-Nahe-Becken und Hessischer Senke zu bezeichnen. Das Permokarbon des Rheingrabens wird von bis zu 3 km mächtigen tertiären Schichten überlagert und ist nur über Aufschlüsse anhand von Bohrungen zu untersuchen.

Die permokarbonen Ablagerungen im nördlichen Oberrheingraben setzen sich aus Klastika, Pyroklastika und basischen Vulkaniten zusammen. Letztere erreichen örtlich mehrere hundert Meter Mächtigkeit und trennen vertikal Klastika unterschiedlicher Bildungsbe-  
reiche voneinander ab.

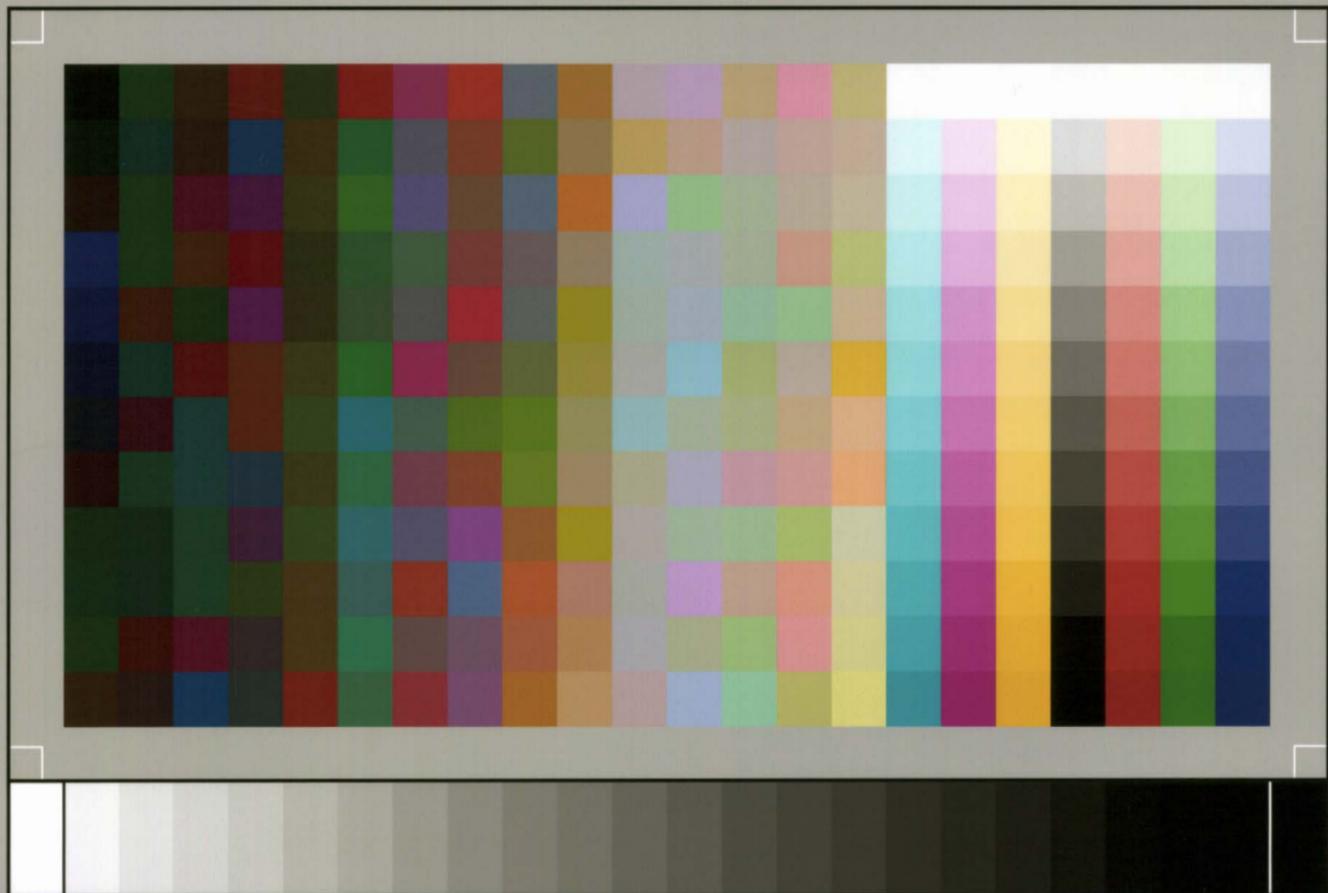
An zwei Bohrungen im nördlichen Oberrheingraben (Brg. Gimbsheim 2 und Worms 3) durchgeführte petrographische Analysen zeigen, daß die permokarbonen Sedimente liefergebietsnah zum Abtragungsraum Mitteldeutsche Kristallinzone (MDKS) abgelagert wurden. In den permokarbonen Sedimenten sind zudem durch die lateralen Differenzierungen in den Sedimenten die unterschiedlichen Metamorphose-Zonen der permokarbonen Landoberfläche in der MDKS dokumentiert. Die heutige Morphologie des Odenwaldes zeigt lithologisch betrachtet annähernd die permokarbone Landoberfläche der MDKS.

Die in den Bohrungen auftretenden und untersuchten Pyroklastika inklusive ihrer Zwischensedimente werden auf Grund der radiometrischen Datierung und ihrer geochemischen Eigenschaften der Donnersberg-Formation der stratigraphischen Gliederung des Saar-Nahe-Beckens zugeordnet.

Das nördliche Oberrheingrabengebiet ist hinsichtlich der strukturellen und kinematischen Entwicklung als Übergangsbereich zwischen dem Saar-Nahe-Becken und der Hessischen Senke zu charakterisieren. Im östlichen Saar-Nahe-Becken dominieren NW-SE gerichtete tektonische Strukturen, die während eines Detachment geprägt wurden. In der Hessischen Senke dominieren N-S gerichtete tektonische Elemente das Sedimentationsbild. Eine Synopsis aller Strukturelemente des nördlichen Oberrheingrabens zur Zeit der permokarbonen Sedimentation zeigt dagegen beide strukturellen Richtungen in gleichstarker Ausprägung. Dabei sind die N-S gerichteten strukturellen Elemente des nördlichen Oberrheingrabens als Teile einer variszischen Scherzone in den Varisziden Mitteleuropas zu interpretieren. Es wird schlussfolgernd postuliert, daß das Untersuchungsgebiet Nördlicher Oberrheingraben im Permokarbon den Übergangsbereich zwischen dem über ein Detachment kontrollierten Saar-Nahe-Becken und der über Transtension kontrollierten Hessischen Senke darstellt.

Herausgabe und Vertrieb:  
Hessisches Landesamt für Bodenforschung,  
Leberberg 9, 65193 Wiesbaden





SP050509001

ScanPrint® *autopilot* Scan Target v2.0