

Geologische Abhandlungen Hessen
Band 91

**Stratigraphie, Stoffbestand und Fazies
der Gießener Grauwacke
(östliches Rheinisches Schiefergebirge)**

VON

WOLFGANG DÖRR

Mit 22 Abbildungen, 5 Tabellen und 5 Karten

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden

Wiesbaden 1990

Geol. Abh. Hessen	91	94 S.	22 Abb.	5 Tab.	5 Karten	Wiesbaden 1990
-------------------	----	-------	---------	--------	----------	----------------

ISSN 0341-4043

Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung

- 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. vergriffen
- 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. vergriffen
- Heft 3: KUBELLA, K.: Zum tektonischen Werdegang des südlichen Taunus. 1951. 81 S., 14 Abb., 2 Taf. DM 5,—
- Heft 4: GÖRGES, J.: Die Lamellibranchiaten und Gastropoden des oberoligozänen Meeressandes von Kassel. 1952. 134 S., 3 Taf. DM 7,50
- Heft 5: SOLLE, G.: Die Spiriferen der Gruppe *arduennensis-intermedius* im Rheinischen Devon. 1953. 156 S., 45 Abb., 7 Tab., 18 Taf. DM 20,—
- Heft 6: SIMON, K.: Schrittweises Kern- und Messen bodenphysikalischer Kennwerte des ungestörten Untergrundes. 1953. 63 S., 19 Abb., 3 Taf. DM 7,—
- Heft 7: KEGEL, W.: Das Paläozoikum der Lindener Mark bei Gießen. 1953. 55 S., 3 Abb., 3 Taf. DM 6,—
- Heft 8: MATTHES, S.: Die Para-Gneise im mittleren kristallinen Vor-Spessart und ihre Metamorphose. 1954. 86 S., 36 Abb., 8 Tab. DM 12,50
- Heft 9: RABIEN, A.: Zur Taxionomie und Chronologie der Oberdevonischen Ostracoden. 1954. 268 S., 7 Abb., 4 Tab., 5 Taf. DM 17,—
- Heft 10: SCHUBART, W.: Zur Stratigraphie, Tektonik und den Lagerstätten der Witzenhäuser Grauwacke. 1955. 67 S., 8 Abb., 4 Taf. DM 8,—
- Heft 11: STREMMER, H. E.: Bodenentstehung und Mineralbildung im Neckarschwemmlern der Rheinebene. 1955. 79 S., 35 Abb., 28 Tab., 3 Taf. DM 7,—
- Heft 12: STETTEN, O. von: Vergleichende bodenkundliche und pflanzensoziologische Untersuchungen von Grünlandflächen im Hohen Vogelsberg (Hessen). 1955. 67 S., 4 Abb., 2 Tab., 1 Taf. DM 5,50
- Heft 13: SCHENK, E.: Die Mechanik der periglazialen Strukturböden. 1955. 92 S., 21 Abb., 13 Tab., 10 Taf. DM 12,—
- 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. DM 12,60
- 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. DM 18,60
- Heft 16: RABIEN, A.: Zur Stratigraphie und Fazies des Ober-Devons in der Waldecker Hauptmulde. 1956. 83 S., 2 Abb., 2 Tab., 3 Taf. DM 7,—
- 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. DM 5,—
- Heft 18: BEDERKE, E., et al.: Beiträge zur Geologie des Vorspessarts. 1957. 167 S., 65 Abb., 18 Tab. DM 13,—
- Heft 19: BISCHOFF, G.: Die Conodonten-Stratigraphie des reno-herzynischen Unterkarbons mit Berücksichtigung der *Wocklumeria*-Stufe und der Devon/Karbon-Grenze. 1957. 64 S., 1 Abb., 2 Tab., 6 Taf. DM 8,—
- Heft 20: PILGER, A., & SCHMIDT, Wo.: Die Mullion-Strukturen in der Nord-Eifel. 1957. 53 S., 42 Abb., 1 Tab., 8 Taf. DM 9,80
- Heft 21: LEHMANN, W. M.: Die Asterozoen in den Dachschiefern des rheinischen Unterdevons. 1957. 160 S., 31 Abb., 55 Taf. DM 30,—
- Heft 22: BISCHOFF, G., & ZIEGLER, W.: Die Conodontenchronologie des Mitteldevons und des tiefsten Oberdevons. 1957. 136 S., 16 Abb., 5 Tab., 21 Taf. DM 20,—
- Heft 23: ZÖBELEIN, H. K.: Kritische Bemerkungen zur Stratigraphie der Subalpinen Molasse Oberbayerns. 1957. 91 S., 2 Abb. DM 8,—
- Heft 24: GUNZERT, G.: Die einheitliche Gliederung des deutschen Buntsandsteins in der südlichen Beckenfazies. 1958. 61 S., 14 Abb., 7 Tab. DM 14,—
- Heft 25: PAULY, E.: Das Devon der südwestlichen Lahnmulde und ihrer Randgebiete. 1958. 138 S., 41 Abb., 6 Taf. DM 20,—
- Heft 26: SPERLING, H.: Geologische Neuaufnahme des östlichen Teiles des Blattes Schaumburg. 1958. 72 S., 14 Abb., 5 Tab., 10 Taf. DM 10,—
- Heft 27: JUX, U., & PFLUG, H.D.: Alter und Entstehung der Triasablagerungen und ihrer Erzvorkommen am Rheinischen Schiefergebirge, neue Wirbeltierreste und das *Chirotherium*-problem. 1958. 50 S., 11 Abb., 3 Taf. DM 5,60
- Heft 28: SCHMIDT, H.: Die Cornberger Fährten im Rahmen der Vierfüßler-Entwicklung. 1959. 137 S., 57 Abb., 9 Taf. DM 15,—
- Heft 29: BAUER, G., et al.: Beitrag zur Geologie der Mittleren Siegener Schichten. 1960. 363 S., 85 Abb., 10 Tab., 22 Taf. DM 36,—
- 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. DM 8,60
- Heft 31: RÖDER, D. H.: Ulmen-Gruppe in sandiger Fazies (Unter-Devon, Rheinisches Schiefergebirge). 1960. 66 S., 4 Abb., 1 Tab., 7 Taf. DM 8,—

Geologische Abhandlungen Hessen
Band 91

**Stratigraphie, Stoffbestand und Fazies
der Gießener Grauwacke
(östliches Rheinisches Schiefergebirge)**

VON

WOLFGANG DÖRR

Mit 22 Abbildungen, 5 Tabellen und 5 Karten

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden

Wiesbaden 1990

Geol. Abh. Hessen	91	94 S.	22 Abb.	5 Tab.	5 Karten	Wiesbaden 1990
-------------------	----	-------	---------	--------	----------	----------------

ISSN 0341-4043

Schriftleitung

Dr. JOE-DIETRICH THEWS, HARTMUT POSCHWITZ
Hessisches Landesamt für Bodenforschung
Leberberg 9, 6200 Wiesbaden

© Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden 1990
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 written permission from the publisher.

Satz: Grunewald Satz & Repro GmbH, Kassel
Druck: Hof- und Waisenhaus-Buchdruckerei GmbH, Kassel

Kurzfassung: Der als „Gießener Grauwacke“ bezeichnete Flysch am SE-Rand des Rheinischen Schiefergebirges wird in zwei Einheiten getrennt. Die Krofdorfer Schichten, die liegende Einheit, wird als neue Formation beschrieben. Diese setzt sich aus einer lückenlosen Abfolge von unterdevonischen bis tiefobdevonischen Ton- und Kieselschiefern sowie Grauwacken der Adorf-/Nehden-Stufe zusammen. In die geringmächtigen, mitteldevonischen Tonschiefer sind Diabase eingeschaltet, deren Spurenelementchemismus sie als MOR-Typ Basalte ausweist. Die Bezeichnung Jüngere Grauwacke wird für die unterkarbonischen Grauwacken, die hangende Einheit, eingeführt.

Sedimentologisch und sedimentpetrographisch lassen sich zwei Grauwackenabfolgen unterscheiden. Die oberdevonischen distalen Turbidite der Krofdorfer Schichten setzen sich aus fein- bis mittelkörnigen Quarzwacken und lithischen Grauwacken zusammen, für die stabile Schwerminerale und Sedimentgerölle typisch sind. Die unterkarbonischen, proximalen Turbidite der Jüngeren Grauwacke bestehen aus grobkörnigen bis feinkonglomeratischen, lithischen Grauwacken, für die ein hoher Granatgehalt und metamorphe Gesteinsbruchstücke charakteristisch sind.

Eine Kartierung des Krofdorfer Forstes auf sedimentologischer und sedimentpetrographischer Grundlage ergibt eine flächenhafte Verbreitung der Krofdorfer Schichten im NW-Teil des Grauwackenkomplexes. Die Jüngere Grauwacke nimmt den gesamten südlichen Bereich der Gießener Grauwacke ein.

Die unterschiedliche fazielle Entwicklung von Lahnmulde und Gießener Grauwacke, liegende Falten und Tauchfalten mit übergeordneter Schuppentektonik, insbesondere aber die MOR-Typ Basalte, beweisen die Allochthonie der Krofdorfer Schichten und der Jüngeren Grauwacke.

Abstract: The late Palaeozoic flysch deposits of the Rheinisches Schiefergebirge, former named as "Gießener Grauwacke", has been subdivided into two major lithostratigraphic units.

The older unit, the Krofdorfer Schichten, is described as a new formation. This unit is composed of a sequence of Lower Devonian to Upper Devonian slates and cherts as well as graywackes of Adorf/Nehden age. Interstratified in the thin Middle Devonian slate are diabases, which can be classified as MOR-Type basalts.

The younger unit is named as Jüngere Grauwacke, which is of Lower Carboniferous age. The graywackes of the two units can be easily distinguished in terms of their sedimentological and petrographical character.

The Upper Devonian part of the Krofdorfer Schichten is represented by distal turbidites, which are composed of fine to medium grained quartzwackes and lithic graywackes, characterized by stable heavy minerals and sedimentary rock fragments.

The Jüngere Grauwacke is represented by proximal turbidites consisting of coarse grained to pebbly lithic graywackes with typical high garnet content and metamorphic rock fragments.

A sedimentological and petrographical mapping of the Krofdorfer Forst reveals that the Krofdorfer Schichten are restricted to the north-west part of the graywackecomplex, whereas the Jüngere Grauwacke forms the southern part of the complex. Recumbent and returned folds with imbricated folding as the main structural element and especially the MOR-Type basalts, corroborate the allochthonous nature of the Krofdorfer Schichten and the Jüngere Grauwacken.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	6
1.1. Erforschungsgeschichte	6
1.2. Begriffsklärung	9
2. Lahnmulde	11
2.1. Unterdevon	11
2.1.1. Rheinische Fazies	12
2.1.1.1. Unterems-Stufe	13
2.1.1.2. Emsquarzit	14
2.1.1.3. Oberems-Stufe	14
2.1.2. Herzynische Fazies	15
2.2. Mitteldevon	16
2.2.1. Tonschiefer der Eifel-Stufe	16
2.2.2. Givet-Stufe	17
2.3. Oberdevon	18
2.3.1. Iberger Kalke	18
2.3.2. Flaser- und Knotenkalke	18
2.3.3. Adorf'sche Tuffite	19
2.3.4. Bänderschiefer	19
2.3.5. Kieselschiefer	20
2.3.6. Rotschiefer	20
2.4. Unterkarbon	21
2.4.1. Hangenbergschiefer	21
2.4.2. Kiesel- und Alaunschiefer	21
2.4.3. Deckdiabas	22
2.4.4. Erdbacher Kalk	22
2.4.5. Tonschiefer und Grauwacken	23
3. Gießener Grauwacke	24
3.1. Krofdorfer Schichten	24
3.1.1. Tonschiefer und kieselige Schiefer des Unter- und Mitteldevons	24
3.1.2. Kiesel- und Alaunschiefer des Mittel- und Oberdevons	27
3.1.3. Grauwacken und Bänderschiefer der Adorf- und Nehden-Stufe	29
3.2. Jüngere Grauwacke	32
4. Magmatite	33
5. Sedimentologie	35
5.1. Oberdevonische Turbidite	36
5.2. Unterkarbonische Turbidite	38
6. Sedimentpetrographie	42
6.1. Methodik	42
6.2. Beschreibung der Komponenten	42
6.2.1. Freie Minerale	42
6.2.2. Gesteinsbruchstücke	43
6.2.3. Unbestimmbare und andere Komponenten	45
6.2.4. Matrix	45
6.3. Zusammensetzung der klastischen Gesteine	47
7. Schwermineralanalyse	50
7.1. Aufbereitung	50
7.2. Beschreibung der Schwerminerale	50
7.3. Auswertung	51
7.3.1. Beeinflussung der Schwermineralanalyse	51
7.3.2. Ergebnisse	53

8. Tektonik	59
9. Paläogeographisches Modell	63
10. Schlußfolgerung	74
11. Schriftenverzeichnis	77
12. Anhang	85

1. Einleitung

1.1. Forschungsgeschichte

Am SE-Rand des Rheinischen Schiefergebirges bilden W Gießen paläozoische Grauwacken eine 250 km² große, zusammenhängende Tafel, die als „Gießener Grauwacke“ bezeichnet wird (s. Abb. 1). Ihre monotone Abfolge, bestehend aus Grauwacken und Tonschiefern, und ihre übergreifende Lagerung auf die tektonisch und lithologisch reich gegliederte Lahnmulde läßt sie als Fremdkörper innerhalb des östlichen Rheinischen Schiefergebirges erscheinen.

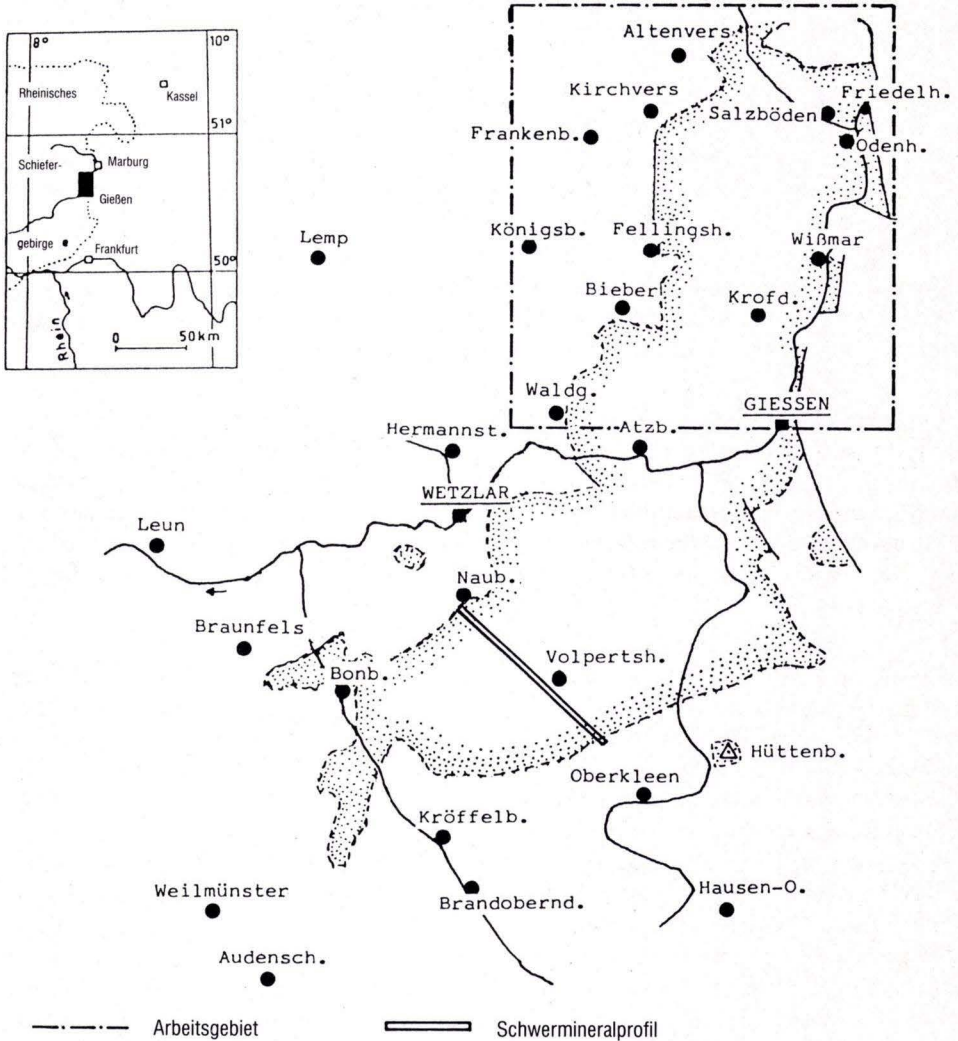


Abb. 1. Verbreitung der Gießener Grauwacke.

Bedingt durch ihren spärlichen Fossilinhalt erfuhr die „Gießener Grauwacke“ unterschiedlichste stratigraphische Einordnungen und damit verbundene tektonische Interpretationen.

Lithologische Ähnlichkeiten mit dem Flözleeren an Ruhr und Saar und Andeutungen von Steinkohleflözen (LUDWIG, 1862: 5) veranlaßten die ersten Bearbeiter, die „Gießener Grauwacke“ in das Oberkarbon zu stellen (KLIPSTEIN, 1852; DECHEN, 1884). Die übergreifende Lagerung auf die Schichten der Lahnmulde wurde als eine Winkeldiskordanz zwischen flachliegendem Oberkarbon und gefaltetem Devon und Kulm interpretiert (SCHOTTLER, 1913; AHLBURG, 1918 a, 1918 b; KEGEL, 1922). Gefaltete „oberkarbonische“ Grauwacken zwischen Marburg und Gießen ließen die ersten Zweifel an diesem Modell aufkommen (KAYSER & PAECKELMANN, 1915: 16). Doch wurde diese Theorie weiter aufrechtgehalten, da im Liegenden der Grauwacken bei Königsberg die obere Visé-Stufe nachgewiesen wurde.

Ein Vergleich der an der Basis der „Gießener Grauwacke“ auftretenden Kieselschiefer mit denen des Kulms und eine Überprüfung der Flora der „Gießener Grauwacke“ führten zur Einstufung ins Kulm (KEGEL, 1925). Die übergreifende Lagerung wurde auf das gesamte Kulm ausgeweitet und wiederum durch eine Diskordanz erklärt, die auf die bretonische Phase zurückgeführt wurde.

Die sudetische Phase sollte das Kulm einschließlich der „Gießener Grauwacke“ in aufrechte Falten gelegt haben. KEGEL (1929 a, 1929 b) nahm deshalb eine Unterscheidung in ein stärker gefaltetes Unterlager (= Präkulm) und ein schwächer gefaltetes Kulm vor.

Etwa zeitgleich mit dem oben beschriebenen autochthonen Modell wurde von verschiedenen Autoren die wenig beachtete Idee eines mobilen tektonischen Konzepts entwickelt (KOSSMAT, 1927). Die „Gießener Grauwacke“ wurde als Decke interpretiert, die mit ihrem Unterlager von SE, aus dem Taunus, auf die Lahnmulde überschoben wurde (DUFOUR, 1925; SCHWARZ, 1925), doch fand das allochthone Modell bei den darauffolgenden Bearbeitern wenig Anklang. Es wurde weiterhin an dem von KEGEL entwickelten Modell mit einer bretonischen Faltungsphase festgehalten.

Anfang der 60er Jahre erfuhr das östliche Rheinische Schiefergebirge, aufgrund neuer stratigraphischer Einstufungen anhand der Conodontenchronologie, eine neue Interpretation. Das autochthone Modell blieb im Vordergrund, doch konnte eine bretonische Faltungsphase im östlichen Rheinischen Schiefergebirge widerlegt werden. Die übergreifende Lagerung der „Gießener Grauwacke“ wurde durch die Sedimentation des Flyschs auf ein präkulmisches Relief interpretiert, welches durch die bruchtektonische Zerlegung des Untergrundes entstanden war (HENNINGSEN, 1960, 1961, 1965; HENNINGSEN & RIETSCHEL, 1964; KREBS, 1968). Die isoliert am NW-Rand der „Gießener Grauwacke“ liegende Klippe des Weinberges sollte durch das Abscheren der kompetenten Grauwackenserien von den inkompetenten devonischen Schiefen entstanden sein. Die oberdevonischen Grauwacken innerhalb des Nordteils der „Gießener Grauwacke“ (HENNINGSEN, 1966) und der Hörre wurden als Vorläuferflysche bezeichnet, die durch schmale Rinnen (Hörre) in das östlich Rheinische Schiefergebirge transportiert wurden. Dies würde einen engen räumlichen Zusammenhang zwischen Flyschsedimenten und Lahnmuldenfazies bedeuten. Zeitgleich auftretende Kieselschiefer in der Lahnmulde und im Nordteil der „Gießener Grauwacke“ schienen ein erster Hinweis in dieser Richtung zu sein.

Ein Vergleich der Lagerungsverhältnisse des östlichen Rheinischen Schiefergebirges mit denen des südöstlichen Harzes führte zur Interpretation der „Gießener Grauwacke“ als Gleitdecke aus einem Hochgebiet im Bereich der heutigen Hessischen Senke (KREBS & WACHENDORF, 1974). Die vorwiegende Schuppentektonik unter Zurücktreten von Faltungsstrukturen, flache Bewegungsbahnen und die isolierte, horizontal liegende Grauwackentafel des Weinbergs wurden zum Beweis der Allochthonie herangezogen. Auch auf die Deckennatur der Hohensolmser Diabas-Tafel wurde hingewiesen, da dort ebenfalls isolierte Klippen (Mühlberg, Bl. 5316 Balersbach) NW der Diabas-Tafel und flache Überschiebungsbahnen vorhanden sind. Die oberdevonischen Grauwacken (Hörre, Krofdorfer Forst) wurden weiterhin als autochthone Sedimente des östlichen Rheinischen Schiefergebirges angesehen.

Die oben beschriebene Allochthonie der „Gießener Grauwacke“ wurde auf eine primär vertikale Tektogenese zurückgeführt, während die neu diskutierte Hypothese einer Deckenstruktur, nun allerdings im ursächlichen Zusammenhang mit mobilen Großschollen, einen neuen Aspekt mit einbrachte (WEBER, 1978). Lediglich das von KOSSMAT (1927) entwickelte Modell deutete in die gleiche Richtung. Als Beweis dienten höherer Metamorphosegrad und -alter der schon von AHLBURG (1918 a, 1918 b) beschriebenen Solmstaler Schichten gegenüber der Umgebung und ihr Ursprung von einer Phyllitzone am SE-Rand des Taunus (WEBER, 1980). Als weiteres Hauptargument für die Allochthonie der „Gießener Grauwacke“ wurde, neben MOR-Typ-Basalten und tektonischen Spänen an ihrer Basis, das Fehlen von grobklastischen Sedimenten vom Typ „Gießener Grauwacke“ oder deren distalen Äquivalenten innerhalb oberdevonischer Schichten der Lahnmulde angeführt (ENGEL et al. 1983 a). Die Hörre wurde nun in das Deckenkonzept mit einbezogen. Doch blieb die stratigraphische Stellung der „Gießener Grauwacke“ weiterhin umstritten.

Ein von WEBER & BEHR (1983) und BEHR et al. (1984) erstelltes umfassendes plattentektonisches Modell für das mitteleuropäische Variszikum, in welches das Deckenkonzept der „Gießener Grauwacke“ eingebunden ist, regte zu weiteren Diskussionen und Bearbeitungen an. So wurden im Laufe der letzten Jahre von einer Arbeitsgruppe unter der Leitung von F. STIBANE (Gießener Geologisch-Paläontologisches Institut) weitere Untersuchungen durchgeführt, die sich mit dem Problem der Autochthonie bzw. der Allochthonie der „Gießener Grauwacke“ beschäftigten (DÖRR & PREISS, 1982; STIBANE, DÖRR & MICHEL, 1984; MICHEL, 1984; WECK, 1986; BIRKELBACH, 1986; GRÖSSER & DÖRR, 1986).

Die zuletzt erwähnten mobilen Modelle basieren auf Untersuchungen aus dem Südtail der „Gießener Grauwacke“. Die Allochthonie wird von oberdevonischen Grauwacken abgeleitet, die im Gegensatz zur rein tonig-kalkigen Fazies der oberdevonischen Schichten der Lahnmulde (im Liegenden) stehen. Dabei wird von einer flächenhaften Verbreitung der oberdevonischen Grauwacken im S ausgegangen. Da sich die Datierungen auf umgelagerte Conodonten stützen und im SE, in nächster Nähe der „Gießener Grauwacke“ am Hüttenberg, Kulm-Grauwacken zu finden sind, läßt sich die stratigraphische Einstufung ins Oberdevon und damit das Argument der Faziesgegensätze für den Südtail der „Gießener Grauwacke“ im Vergleich zur Lahnmulde nicht ohne weiteres aufrechterhalten. Auch wenn im Nordteil der „Gießener Grauwacke“ (Krofdorfer Forst) in letzter Zeit zahlreiche Einstufungen der Grauwacke ins Oberdevon vorliegen (STIBANE et al., 1984) lassen sie sich nicht auf den Südtail übertragen, da dort die tektonischen Verhältnisse nicht unbedingt mit denen des Krofdorfer Forstes zu vergleichen sind. So fehlt bisher im Krofdorfer Forst der Nachweis des eindrucksvollen Scherhorizontes der Solmstaler „Phyllite“ mit Diabas- und Grauwacken-Phacoiden, der noch als bestes Argument

für die Allochthonie der „Gießener Grauwacke“ gelten kann. Damit stellt sich die Frage, ob die Grauwacken im Krofdorfer Forst überhaupt zur Decke im Südteil der „Gießener Grauwacke“ zu rechnen sind. Eine Vergesellschaftung mit oberdevonischen Kieselschiefern, die ebenfalls in der Lahnmulde auftreten, deuten eher auf einen autochthonen Charakter hin. Deshalb erscheint es wichtig, die sich aus der Literatur ergebende stratigraphische Gliederung der „Gießener Grauwacke“ in oberdevonische und kulmische Grauwacken zu überprüfen und bei ausreichenden Unterscheidungsmerkmalen ihre Verbreitung festzulegen. Von besonderem Interesse ist es, ob am Nordrand des Krofdorfer Forstes, an der Basis der Grauwacken, ein Scherhorizont entsprechend den Solmstaler „Phylliten“ wie im Südteil zu finden ist.

Da der Begriff „Gießener Grauwacke“ im Folgenden nicht ausreicht, um die unterschiedlichen Bereiche der „Gießener Grauwacke“ zu beschreiben, sollen zum besseren Verständnis vorab die benutzten Begriffe erklärt werden.

1.2. Begriffsklärung

Die oberkarbonischen Grauwacken am E-Rand des Rheinischen Schiefergebirges bezeichnete AHLBURG (1918 a, 1918 b) als sog. Gießener Grauwacke. Er verstand darunter eine Serie von fein- bis mittelkörnigen, selten konglomeratischen Arkosegrauwacken mit einer Bankmächtigkeit von bis zu 2 m, die mit Tonschiefern wechsellagern. Unter Annahme einer flachen Lagerung schätzte er die Mächtigkeit auf weit über 150 m.

Die stratigraphische Einordnung leitete er von der petrographischen Ähnlichkeit der „Gießener Grauwacke“ mit dem Flözleeren des unteren Oberkarbons und der diskordanten Lagerung auf das gesamte Devon ab.

KEGEL (1922) benutzte den Begriff „Gießener Grauwacke“ ohne Einschränkungen für alle seiner Meinung nach oberkarbonischen Grauwacken, die über die älteren Schichten am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges transgredierte. Die an der Basis auftretenden kieseligen Schiefer wurden ebenfalls in das Oberkarbon gestellt.

KEGEL (1925, 1929 a, 1929 b, 1933) rechnete nach einer Überprüfung der Flora aus den Grauwacken zwischen Gießen und Marburg die „Gießener Grauwacke“ zu den normalen Kulmgrauwacken, behält aber den Namen „Gießener Grauwacke“ als Synonym bei. HENNINGSEN (1961) benutzte den Begriff „Gießener Grauwacke“ geomorphologisch für die 250 km² große zusammenhängende Grauwackentafel W Gießen. Weitere Pflanzenfunde bestätigten das unterkarbonische Alter, ließen aber keine genauere Einstufung zu. Lithologisch verstand HENNINGSEN (1961) unter dem Begriff „Gießener Grauwacke“ eine Wechselfolge von fein- bis mittelkörnigen z. T. gradierten Grauwacken, Sandsteinen und Tonschiefern. Ihre Bezeichnung als Arkosegrauwacke wurde von ihm widerlegt, da der Feldspatgehalt deutlich niedriger als die reichlich vorkommenden Gesteinsgerölle ist. Durch den Nachweis von oberdevonischen Grauwacken und Sandsteinen im N-Teil der „Gießener Grauwacke“ erfuhr der Begriff „Gießener Grauwacke“ eine Einschränkung. Als typische „Gießener Grauwacke“ wurden nur noch die grobkörnig bis konglomeratischen Grauwacken mit hohem Granatgehalt angesehen. Alle älteren Grauwacken wurden als Vorläufer der „Gießener Grauwacke“ bezeichnet (HENNINGSEN, 1966). Weitere Bearbeitungen machten für einen größeren Teil der Grauwacken im nördlichen Bereich ein oberdevonisches Alter wahrscheinlich, so daß von STIBANE et al. (1984) vorgeschlagen wurde, den Begriff „Gießener Grauwacke“ nicht mehr im stratigraphischen Sinn, sondern nur noch als Faziesbegriff zu benutzen.

ENGEL et al. (1983 a) stellten die gesamte „Gießener Grauwacke“ ins Oberdevon, da sie aus karbonatischen Grauwacken Conodonten aus dem Grenzbereich Givet-/Adorf-Stufe gewinnen konnten, die denen von HENNINGSSEN (1961) als Unterkarbon datierten Grauwacken lithologisch gleichen. Typisch für diese karbonatischen Grauwacken sind Kalkgerölle, die Fossilien des Unter- und Mitteldevons führen (HENNINGSSEN, 1966).

Eigene Beobachtungen an den von ENGEL et al. (1983 a) bearbeiteten Grauwacken bestätigten dies, so daß die stratigraphische Stellung dieser Grauwacken weiterhin auf die Pflanzenfunde gestützt bleiben muß. Nur eine Revision der Flora oder weitere Fossilfunde könnten das unterkarbonische Alter dieser Grauwacken widerlegen. Für einen Teil der Grauwacken W Gießen muß deshalb weiterhin ein unterkarbonisches Alter angenommen werden. Dies wird durch die Datierung von HENNINGSSEN & RIETSCHEL (1964) am Hüttenberg unweit vom Südrand der „Gießener Grauwacke“ unterstützt. Die tektonische Position der dort auftretenden Kulm-Kiesel-schiefer ist ähnlich wie die der Kiesel-schiefer am Rand der „Gießener Grauwacke“ im S.

Da durch die Datierung der Grauwacken an der Basis des Hüttenbergs ein tiefunterkarbonisches Alter für einen Teil der „Gießener Grauwacke“ wahrscheinlich ist, können diese nicht mit den typischen Kulm-Grauwacken (cu III) des südöstlichen Rheinischen Schiefergebirges gleichgestellt werden.

Eine Benutzung des Begriffs „Gießener Grauwacke“ als Faziesbezeichnung für alle Grauwacken W Gießen erscheint nicht sinnvoll, da doch erhebliche fazielle Unterschiede zwischen den verschiedenen Grauwacken vorhanden sind, so daß „Gießener Grauwacke“ als Faziesbezeichnung irreführend wäre. Außerdem würde dies eine Ausweitung des Begriffes „Gießener Grauwacke“ auf die unterdevonischen Grauwacken der Lahnmulde nach sich ziehen.

Es wird deshalb vorgeschlagen, den Begriff Gießener Grauwacke weiterhin für die zusammenhängende Grauwackentafel W Gießen beizubehalten. Für die Grauwacken mit wahrscheinlich unterkarbonischem Alter wird die Formationsbezeichnung Jüngere Grauwacke eingeführt. Die sonst nirgends im südöstlichen Rheinischen Schiefergebirge bekannten devonischen Schichten aus dem Nordteil der Gießener Grauwacke werden als eigene Formation abgegrenzt und folgender neuer Formationsname vorgeschlagen.

Formationsname: Krofdorfer Schichten, benannt nach dem Hauptverbreitungsgebiet Krofdorfer Forst.

Lithologie: Die Krofdorfer Schichten setzen mit schwarzen, gebänderten Tonschiefern ein, denen grüne, kieselige Tonschiefer folgen. Stellenweise werden sie von Rotschiefern vertreten. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 20 bis 40 m. Darüber folgen schwarze Kiesel- und Alaunschiefer mit Radiolariten, deren Mächtigkeit auf ca. 5 bis 15 m geschätzt wird. In die mitteldevonischen Schiefer sind stellenweise Diabase und Tuffitlagen eingeschaltet. Erste Grauwacken treten schon innerhalb der oberdevonischen Kiesel-schiefer auf, die stellenweise von gebänderten, grünen Tonschiefern vertreten werden. Den Abschluß bildet eine Wechselfolge von Quarzwacken, Grauwacken und Tonschiefern, deren Mächtigkeit zwischen 10 bis 100 m schwankt. Es handelt sich hierbei um relativ distale Turbidite.

Stratigraphie: Die basalen Tonschiefer setzten im Emsium ein und reichen bis in die Givet-Stufe. Die Rotschiefer werden in die Eifel-Stufe gestellt. Aus den kieseligen Schiefen entwickeln sich im oberen Teil der Givet-Stufe die Kiesel- und Alaunschiefer, die bis in die mittlere Adorf-Stufe reichen. Die gebänderten Tonschiefer setzen in der tiefen Adorf-Stufe ein und reichen bis in die Nehden-Stufe. Lokale Grauwackeneinschaltungen treten in der tiefen Adorf-

Stufe auf. Die Grauwacken/Tonschiefer-Wechselfolge beginnt in der mittleren Adorf-Stufe. Eine jüngere Datierung der Wechselfolge als Nehden ist nicht bekannt.

Typusprofil: N Wißmar, großer Kieselschieferaufschluß (s. Karte 2, Fundpunkte 9, 18 bis 20) und die Aufschlüsse S davon (s. Karte 2, Fundpunkte 4, 5 und 6). Bis auf die Emsschiefer (s. Karte 2, Fundpunkt 1) sind dort alle Schichtglieder aufgeschlossen. Die Wechselfolge liegt allerdings in reduzierter Mächtigkeit vor. Gut aufgeschlossen und in typischer Ausbildung findet man die oberdevonischen Grauwacken im großen Steinbruch zwischen Krumbach und Kirchvers.

Der Begriff Jüngere Grauwacke wird im folgenden Sinn verwandt.

Formationsname: Jüngere Grauwacke, im Gegensatz zur älteren, tiefoberdevonischen Grauwacke der Krofdorfer Schichten, stratigraphisch aber nicht genauer einstuftbar als Unterkarbon. Hauptverbreitungsgebiet ist der SE-Teil der Gießener Grauwacke.

Lithologie: Die Jüngere Grauwacke setzt sich aus einer Wechselfolge von mittelkörnigen bis feinkonglomeratischen Grauwacken mit Tonschiefern zusammen. Die Bankmächtigkeit der Grauwacken schwankt zwischen 30 cm (vollständige Turbidite) bis 10 m bei gekappten Turbiditen. Ansonsten weisen die Grauwacken alle typischen Merkmale von relativ proximalen Turbiditen auf. Als Komponenten der groben Grauwacken treten vorwiegend Kristallingerölle auf. Typisch ist ein hoher Granatgehalt. Die wesentlich seltener auftretenden Sedimentgerölle leiten sich von aufgearbeitetem Paläozoikum ab. Auffällig sind umgelagerte, marine Fossilien wie Korallen und Crinoidenstiellglieder. Die Mächtigkeit der gesamten Abfolge läßt sich nur schätzen, dürfte aber bei mehreren hundert Metern liegen.

Stratigraphie: Unterkarbonisches Alter belegt durch Pflanzenfunde (KEGEL, 1925; HENNINGSEN, 1961). Wahrscheinlich in das tiefere Kulm gehörend, ähnlich wie am Hüttenberg unweit vom S-Rand der Jüngeren Grauwacke (HENNINGSEN & RIETSCHEL, 1964).

Typusprofil: Steinbrüche zwischen Gießen und Heuchelheim.

2. Lahnmulde

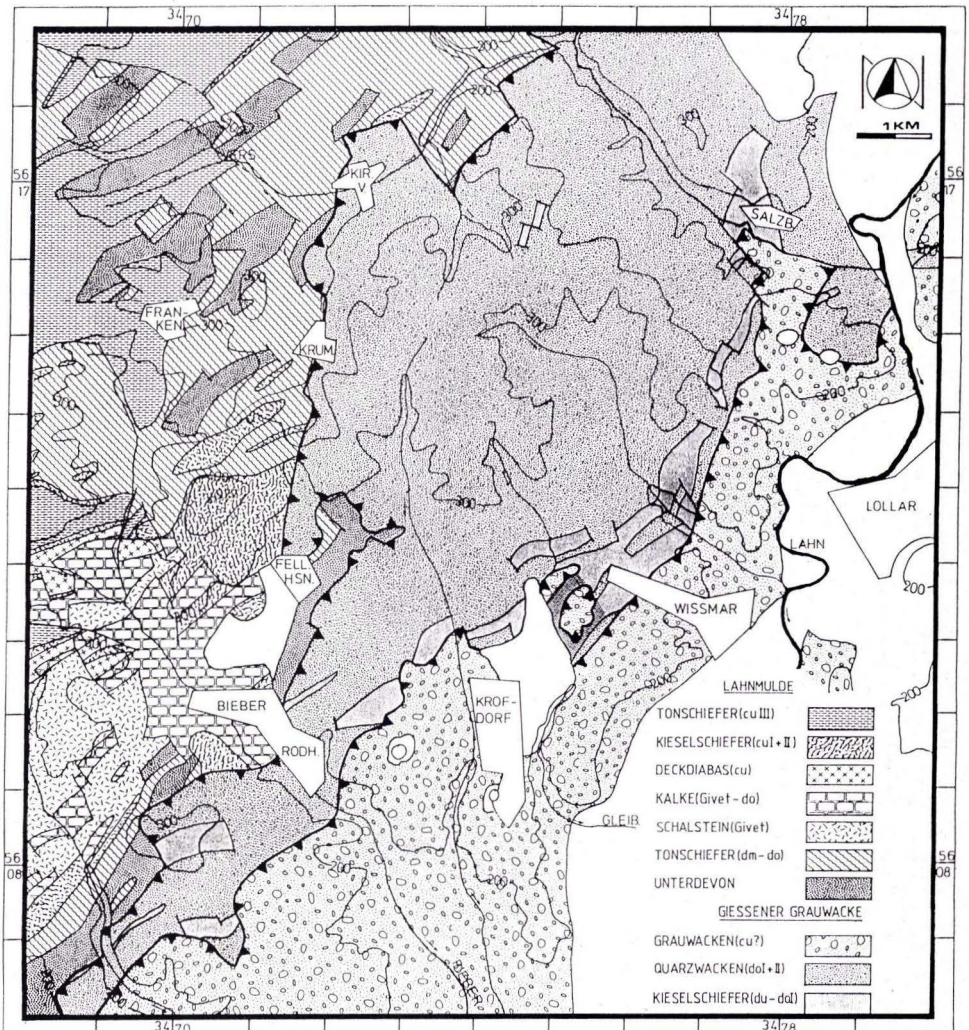
Um einen geologischen Überblick in das östliche Rheinische Schiefergebirge zu geben und als Grundlage für die Diskussion zur Autochthonie bzw. Allochthonie der Gießener Grauwacke soll zuerst ein Abriß der Geologie der Lahnmulde gegeben werden. Sie kann sicher noch als relativ autochthon angesehen werden. Außerdem kann so besser ein Vergleich der lithostratigraphischen Abfolge und der Beckenentwicklung zwischen den Krofdorfer Schichten und der Lahnmulde stattfinden. Auf Ähnlichkeiten bzw. Gegensätze wird im Kapitel 3.1. hingewiesen.

2.1. Unterdevon

Das Unterdevon in der näheren Umgebung der Gießener Grauwacke wird durch zwei Faziesbereiche – rheinisch / herzynisch – vertreten. Die rheinische Fazies ist am weitesten verbreitet. Die herzyne, kalkige Fazies ist i. w. auf den Bereich der Lindener Mark (S Gießen) beschränkt.

2.1.1. Rheinische Fazies

Bearbeitungsstand: Das Unterdevon der östlichen Lahnmulde wurde früh von vielen Autoren – KLIPSTEIN (1852), DECHEN (1884), AHLBURG (1918 a, 1918 b), KEGEL (1920, 1929 a, 1929 b und 1933) – bearbeitet. Die z. T. massenhaft auftretenden Fossilien regten schon frühzeitig zu zahlreichen Bearbeitungen an. Stellvertretend erwähnt seien hier: MAURER (1885), WALTHER (1903), HERMANN (1912), AHLBURG (1913), SOLLE (1942, 1950). Eine Zusammenstellung der einzelnen Beobachtungen ergibt nach SOLLE (1972) und MITTMAYER (1982) folgende Leitfossilfolge:



Karte 1. Geologische Karte des Krofdorfer Forstes.

Kondel	<i>Arduspirifer mosellanus</i> (SOLLE) SW Kirchvers (BENDER, 1965)
Oberems	<i>Euryspirifer paradoxus</i> (SCHLOTHEIM) S Wetzlar (KEGEL, 1929 b)
Lahnstein	<i>Arduspirifer arduennensis ard.</i> (SCHNUR) Oberkleen (SOLLE, 1950)
Vallendar	<i>Arduspi. arduennensis latestriatus</i> (MAURER) Oberkleen (SOLLE, 1942)
Untereims	<i>Arduspi. arduennensis antecedens</i> (FRANK) NW Altenvers (WALTHER, 1903)

Verbreitung: Die rheinische Fazies wird durch pelitische bis psammitische, unterschiedlich reife Siliziklastika charakterisiert. S der Gießener Grauwacke treten sie flächenhaft auf. Sie gehören vorwiegend der Untereims-Stufe an, erst mit Annäherung an die Lahnmulde tritt das Oberems zu einem geschlossenen Zug zusammen und bildet ihre Südgrenze. Bei Altenkirchen (Bl. 5516 Weilmünster) verschwindet der Oberemszug unter die Gießener Grauwacke und taucht bei Nauborn (Bl. 5416 Braunfels) wieder auf. Teilweise von der Gießener Grauwacke bedeckt, zieht er E Wetzlar nach Waldgirmes (Bl. 5417 Wetzlar). Bei Fellingshausen erscheinen die Schichten der Oberems-Stufe in einem Fenster innerhalb der oberdevonischen Grauwacken (s. Karte 1). Das Unterdevon bildet am Nordrand der Gießener Grauwacke und in dem N anschließenden Gebiet Sättel, die von mittel- bis oberdevonischen Tonschiefern umhüllt werden. Aufbrüche von Unterdevon finden sich auch innerhalb der Lahnmulde z. B. SW Steindorf, N Oberbiels, N Naunheim (Bl. 5417 Wetzlar).

2.1.1.1. Untereims-Stufe

Die Untereims-Stufe besteht aus einer Wechselfolge von Tonschiefern, sandigen Tonschiefern, quarzitischen Sandsteinen und Grauwacken. Charakteristisch sind aber Porphyroidschiefer, die FRANK (1897/99) als Äquivalent der Singhofenerschichten ansieht (s. Tab. 1).

Porphyroidschiefer: Dies sind tuffitische Einlagerungen in sandige Tonschiefer, die schon durch ihr geringes spezifisches Gewicht und ihre weißlich-graue Farbe auffallen. Idiomorphe Quarze lassen sich mit bloßem Auge erkennen. Das Auftreten der Porphyroidschiefer beschränkt sich auf das Gebiet S der Gießener Grauwacke. Das nördlichste Vorkommen befindet sich E Nauborn.

Grauwacken und Sandsteine: Die vorherrschenden Gesteine des Untereims sind Tonschiefer, Sandsteine und Grauwacken. N des Krofdorfer Forstes, in der hessischen Schieferserie, bilden sie die Sattelkerne. KEGEL (1929 a, 1929 b und 1933) erwähnte neben massenhaftem Auftreten von Choneten auch *Spirifer hercyniae* in Grauwacken. Größere Vorkommen befinden sich z. B. an der Isselscheid SE Frankenbach, Niederenberg W Weipoltshausen und am Westhang der Viermark N Kirchvers.

Kieselgallenschiefer: Eine Besonderheit sind Kieselgallenschiefer, die sonst nur im obersten Ems vorkommen. Sie verzahnen sich E Cleeburg mit sandigen Tonschiefern, beinhalten aber von diesen abweichend eine pelagische Fauna (MICHELS, 1977, Bl. 5617 Usingen).

Tab. 1. Lithologische Gliederung des Unterdevons der Lahnmulde

Oberems-Stufe	Kondel- Unter- stufe	Kieselgallenschiefer Sphärosideritschiefer
	Laubach- Unter- stufe	Tonschiefer Flaserschiefer
	Lahnstein- Unter- stufe	Grauwacken & Sandsteine
Unterems-Stufe	Vallendar- Unterstufe	EMSQUARZIT Ton- & Flaserschiefer Grauwacken & Sandsteine
	Singhofen- Unterstufe	Porphyroid- schiefer

2.1.1.2. Emsquarzit

Stratigraphie: Eine genaue stratigraphische Einordnung ist bisher nicht möglich, doch das Auftreten zwischen paläontologisch belegtem Unterems und Oberems deutet auf eine Stellung als Verbindungsglied hin (s. Tab. 1). In durchgehenden Profilen aus dem Unterems ist ein allmählicher Übergang von plattigen Sandsteinen über quarzitisches Sandsteine zu dickbankigen Quarziten zu beobachten. Z. T. treten die Quarzite schon als Einschaltungen in der Unterems-Stufe auf (KEGEL, 1929 a und 1929 b).

Verbreitung: Der Emsquarzit tritt vorwiegend S der Gießener Grauwacke auf. Nach N nimmt die Mächtigkeit des Emsquarzites ab und verschwindet N des Krofdorfer Forstes als Grenzschicht zur Oberems-Stufe fast vollständig. Bei geringmächtiger Ausbildung ist er oft konglomeratisch. Nur in den Unterdevonsätteln N und NW Kirchvers (s. Karte 1) finden sich lokale Einschaltungen von Quarziten. Örtlich wird er durch geringmächtige, quarzitisches Sandsteine und Grauwacken, wie z. B. E Kirchvers (Heege) und um Frankenbach, vertreten.

2.1.1.3. Oberems-Stufe

Die Oberems-Stufe läßt sich in zwei Abschnitte einteilen:

1. Tiefes Oberems (Lahnstein/Laubach) mit vorwiegend Grauwacken, Sandsteinen und Tonschiefern, ins Hangende feinkörniger werdend.
2. Höheres Oberems (Kondel) beginnend mit Sphärosideritschiefern, überleitend in das Mitteldevon mit Kieselgallenschiefern. Oft vertreten sich beide Ausbildungen oder werden von Flaserschiefern ersetzt.

Grauwacken und Sandsteine: SOLLE (1950) bezweifelte das von KEGEL (1929 b) erwähnte Oberems S der Gießener Grauwacke auf Bl. 5517 Cleeberg. Doch wurde von HENNINGSEN & RIETSCHEL (1964) bei Niederkleen eine Oberems-Fauna gefunden, welche die Einordnung von KEGEL bestätigt. Aus diesem Grund muß eine Taunusinsel in diesem Bereich abgelehnt werden. Weiter im S setzen über dem Emsquarzit geflaserte, grobe Grauwacken (Hausen-Oes und Espa Bl. 5517 Cleeberg) ein. Sie führen an mehreren Stellen massenhaft Fossilien, unter ihnen *Euryspirifer paradoxus* (z. B. KEGEL, 1929 a, S Wetzlar). Auch Funde von RIEMANN (1883) E Garbenheim und DECHEN (1884) bei Waldgirmes bestätigen dies. Auf Grauwacken aus dem tiefen Oberems innerhalb der Lahnmulde weist AHLBURG (1918) bei Steindorf und KEGEL (1929 a) in der Grube Raab hin. Doch scheint auch schon hier der Emsquarzit im Liegenden zu fehlen. N des Krofdorfer Forstes (NE Frankenbach und NW Kirchvers am Niederenberg) sind Grauwacken des tiefen Oberems belegt. Kalksandstein und unreine Kalke innerhalb der Grauwacke findet man im nördlichsten Unterdevonzug (s. Karte 1) und zwischen Oberkleen und Cleeberg. Mit *Euryspirifer paradoxus* (BENDER, 1965) gehören sie zur rheinischen Faunenprovinz, zeigen aber bereits lithologische Ähnlichkeiten mit der herzynen Fazies.

Sphärosideritschiefer: Sphärosideritschiefer treten nur S der Gießener Grauwacke bei Kröfelbach, Kraftsolms (S des Bahnhofs), S Audenschmiede und innerhalb der Lahnmulde bei Tiefenbach auf (AHLBURG, 1918 a, 1918 b). Die Grenze vom tiefen Oberems zum höheren Oberems glaubte SOLLE (1942) N Waldgirmes bei Höhenpunkt 209,3 m gefunden zu haben, doch stehen hier keine echten Sphärosideritschiefer, sondern eisenschüssige Sandsteine an. Echte Sphärosideritschiefer findet man erst weiter S bei Garbenheim und zwischen Wetzlar und Nauborn. N des Krofdorfer Forstes findet man nur sandige Tonschiefer und Sandsteine (z. B. SW Kirchvers).

Kieselgallenschiefer: Während in der Lahnmulde E Tiefenbach und N Naunheim die Sphärosideritschiefer bis ins höchste Oberems reichen, treten S Wetzlar und S Nauborn Kieselgallenschiefer auf. Am gesamten Nordrand des Krofdorfer Forstes fehlen sie und werden durch flaserige Sandsteine vertreten (s. BENDER, 1965: 8). Eine ausführliche Bearbeitung dieser Schichten durch WECK (1986; Fellingshausen) erbrachte eine reichhaltige Trilobitenfauna, die von der Oberems-Stufe bis in den untersten Abschnitt der Eifel-Stufe reicht. Kieselgallenschiefer finden sich erst wieder weiter im N. Sie leiten zu den weiterverbreiteten Kieselgallenschiefer der Dillmulde über.

2.1.2. Herzynische Fazies

Bearbeitungsstand: Im Unterdevon scheint die herzynische Fazies i. w. auf den Bereich S Gießen - die Lindener Mark - beschränkt zu sein. Bedingt durch ihre exotische Fauna zog sie schon früh viele Bearbeiter an. Die grundlegenden Arbeiten sind von: KEGEL (1926, 1927, 1953) und JAEGER (1962). Die neuesten Arbeiten über die Lindener Mark stammen von ALBERTI (1981, 1983) und BAHLBURG (1985).

Stratigraphie: Das Unterdevon der Lindener Mark beginnt in der Gedinne-Stufe (Lochkov) mit den Schiefen des Eichelstückschachtes, die dünne Bänke und Knollen eines dunklen, spätigen Kalkes führen. Darüber folgt der Dalmanitensandstein, der in der Unterems-Stufe (Pragium) eine kalkige Grauwacke beinhaltet (BAHLBURG, 1985). Diese führt metamorphe Gesteinsbruchstücke, die von der Mitteldeutschen Schwelle stammen (HENNINGSEN, 1963). Eine konglomeratische Grauwacke zwischen Gießen und Klein-Linden führte neben Korallen-

Brachiopoden-, Crinoiden-, Ooid-Bruchstücken und Tentaculitenkalken 2–3 mm große, gerundete Myrmekit- und 0,5 mm große Quarzitgerölle.

Nach **BAHLBURG** (1985) ist die Fauna des Dalmanitensandsteins im Gegensatz zur Erbslochgrauwacke (Kellerwald) und Rothäuser Grauwacke (Harz) rein herzynisch. Die von **BENDER** et al. (1974) untersuchte Kalkgrauwacke bei Marburg enthält wie die Erbslochgrauwacke rheinische Faunenelemente. Somit erhebt sich die Frage, ob sich die kalkigen Grauwacken des Dalmanitensandsteins mit den unterdevonischen Grauwacken bei Marburg vergleichen lassen, da diese sich auch deutlich durch ihre lithologische Ausbildung unterscheiden.

Im höheren Unterems (Oberpragium) wird der Dalmanitensandstein faziell vom Steinberger Kalk vertreten. Das jüngste Unterdevon (Dalejum) bilden die Lindener Schiefer, bestehend aus sandigen Tonschiefern mit Kalklinsen und einer Grauwacke, die nach **BAHLBURG** (1985) ebenfalls metamorphe Gesteinsbruchstücke führt.

Schon **KEGEL** (1933) wies auf die unvollständige Entwicklung der rheinischen Fazies – geringe Mächtigkeit, zunehmender Kalkgehalt – im Bereich der östlichen Lahnmulde hin. **BENDER** (1965) erwähnte drei Fundpunkte N der Gießener Grauwacke, die evtl. dem Herzyn zugerechnet werden müssen. Eine dieser Faunen enthielt sogar Scutelliden. Diese Beobachtungen und die stratigraphische Einstufung für den relativ häufig auftretenden Ballersbacher Kalk durch **CARLS** et al. (1972) in die Oberems-Stufe zeigt, daß die herzynische Fazies bereits im Ems nicht auf den Bereich der Lindener Mark beschränkt war.

2.2. Mitteldevon

Bearbeitungsstand: Der Roteisensteinbergbau führte schon im vergangenen Jahrhundert und zu Beginn dieses Jahrhunderts zu zahlreichen Bearbeitungen der mittel- und oberdevonischen Schichten (z. B. **KEGEL** und **AHLBURG**). Mit Hilfe der Conodonten-Chronologie konnte in den sechziger Jahren durch Arbeiten aus dem Gießener- sowie dem Marburger Geologisch-Paläontologischen Institut eine detaillierte Gliederung der Schichtfolge vorgenommen werden. Einige der Arbeiten sind hier stellvertretend aufgeführt: **BRINKMANN** (1963, NE-Teil der Hörre), **BENDER** (1965, NE-Teil der Lahnmulde), **QUADE** (1961, 1963, Wetzlarer-Mulde), **KEGLER** (1965, Niederkleener Mulde; 1967, westliche Lahnmulde), **GOLDMANN** (1966, nordwestliche Lahnmulde) und **RIETSCHEL** (1966, Weilburg u. Usingen) von Frankfurt a. M. ausgehend.

2.2.1. Tonschiefer der Eifel-Stufe

Der sich bereits in der Oberems-Stufe ankündigende Wechsel von rheinischer zu herzyner Fazies vollzog sich nun in der gesamten Lahnmulde. Die Kieselgallenschiefer der Kondel-Unterstufe setzen sich bis in die untere Eifel-Stufe fort. Dunkle Tonschiefer mit Einschaltungen von Kalklinsen und -bänken bilden die Hauptmasse der Sedimente. Örtlich schließen sich die kalkigen Einschaltungen unter Zurücktreten der Schieferfazies zu größeren Komplexen zusammen. In der unteren Eifel-Stufe sind dies die hellen, geflaserten Ballersbacher- und Greifensteiner Kalke, im höheren Teil der Eifel-Stufe gebankte, dunkle Günteröder Kalke. In der mittleren Lahnmulde stellen die sandig-kalkigen Leuner Schiefer als Fortsetzung der unterdevonischen Sphärosideritschiefer eine Sonderfazies dar.

Der in der Unterems-Stufe beginnende Keratophyrvulkanismus setzt sich durch die Eifel-Stufe hindurch fort. Er steht im engen Zusammenhang mit der givetischen Schalstein-Massenkalkschwelle der zentralen Lahnmulde.

2.2.2. Givet-Stufe

Das höhere Mitteldevon ist durch eine weitaus stärkere Faziesdifferenzierung gekennzeichnet als die Eifel-Stufe. Eine mächtige Schwellenfazies steht einer geringmächtigeren tonigen Beckenfazies gegenüber.

Massenkalk: Von Katzenelnbogen im SW zieht die Zentralschwelle über Limburg, Weilburg und Hermannstein nach Bieber. Auf Keratophyr- (Hermannstein) oder Schalstein-Untiefen (Taubenstein b. Wetzlar) wuchsen Stromatoporen- und Korallenriffe auf. Es sind massige, ungeschichtete, z. T. grobbankige Kalke, die erst an angewitterten Stücken ihren Fossilinhalt zeigen. Neben den zahlreich auftretenden Crinoidenresten sind Brachiopoden (z. B. *Stringocephalus*) typisch. Echte Riffkalke sind nicht erhalten. Meist sind es Detrituskalke. In die massigen Kalke sind stellenweise Schalsteinbänke und Linsen eingeschaltet, die anzeigen, daß die Riffentwicklung zeitweise durch die Bedeckung von Tuffiten unterbrochen wurde.

Außerhalb der Lahnmulde treten noch mehrere Massenkalkvorkommen auf, die nicht an vulkanische Schwellen gebunden dem sedimentären Eifel aufsitzen. S der Gießener Grauwacke (Bl. 5517 Cleberg) bilden die Massenkalke keine geschlossene Riffplattform, sondern sitzen als einzelne Riff-Körper, durch tonige Beckensedimente begrenzt, den Schwellen auf (WERDING, 1965). Am Taunus-Ostrand setzt das Riffwachstum früher als in der Lahnmulde ein. Dies belegen allodapische Kalke im höheren Eifel, die aufgearbeitetes Riffmaterial enthalten.

Schalstein: Neben den die gesamte Givet-Stufe umfassenden Massenkalken wird die Schwelle vorwiegend aus Schalstein aufgebaut. Der Riffgürtel und die Schalsteinförderzentren lagen eng zusammen. Unter Schalstein versteht man eine Tuff- bzw. Tuffiterie heterogener Zusammensetzung, die z. T. Plattenkalke und Tonschiefer beinhaltet. Z. T. treten Diabasfragmente auf, die erhebliche Größen erreichen können und so zum Bombenschalstein überleiten. In der Nähe der Vererzungszonen ist der Schalstein rötlich-violett gefärbt.

An der Wende Mittel-/Oberdevon kam es, an die Schalsteinschwellen gebunden, zur Ausbildung von submarin-exhalativen Roteisensteinlagern vom Typus Lahn/Dill, welche die ausklingende Tätigkeit des Schalsteinvulkanismus anzeigen.

Tonschiefer: Unter raschem Zurücktreten der detritischen Plattenkalke geht die mächtige Schwellenfazies in die geringmächtige, tonig-kalkige Beckenfazies über. Sie bildet die Fortsetzung der schwarzen Tonschiefer der Eifel-Stufe. Meist treten graue bis schwarze, bituminöse, selten plattige, helle Kalke als Einschaltungen in den Tonschiefern auf. Die Kalke erbringen reichlich Conodonten (BENDER, 1965), die eine stratigraphische Einordnung erlauben (s. unnummerierte Fundpunkte auf Karte 2). Durch Einschaltung von feinen Tufflagen erhalten die Tonschiefer ein bänderschieferartiges Aussehen. Diese Tuffbänder können bis zu 5 cm dick werden. An manchen Stellen bedecken Styliolinen massenhaft die Schichtflächen.

In der westlichen Lahnmulde findet man an der Basis des Givet Einschaltungen von Sandsteinen in die Tonschiefer. Besonders erwähnenswert sind die dort im mittleren und oberen Givet auftretenden Rotschiefer (RIETSCHEL, 1966; KEGLER, 1967).

S der Gießener Grauwacke (Bl. 5517 Cleberg) enthalten die dunklen Tonschiefer Kiesel-schieferlagen, die möglicherweise bis in die Adorf-Stufe durchhalten.

Abgesehen von kleineren Becken innerhalb der Schalsteinschwelle haben die dunklen Ton-schiefer im SE und NW der Zentralschwelle ihre Hauptverbreitung. Flächenhaft sind sie N des Krofdorfer Forstes aufgeschlossen. Den dort auftretenden „Stringocephalen-Kalk“ bei Weipoltshausen deutete BENDER (1965) als Bildung auf einer Tiefschwelle und nicht als echten Riffkalk (Massenkalk).

2.3. Oberdevon

Die bereits in der Givet-Stufe vorhandene fazielle Differenzierung bleibt auch mit geringfügigen Änderungen im unteren Teil der Adorf-Stufe bestehen. Massigen Kalken auf Schwellen, Platten- und Flaserkalken auf Tiefschwellen stehen verschiedene Beckensedimente wie Bänderschiefer, Rotschiefer und Kieselschiefer gegenüber. Adorf-Tuffite beenden, zumindest in der NE Lahnmulde, den givetischen Schalstein-Vulkanismus. Ins höhere Oberdevon hinein verwischen die Unterschiede und verschwinden am Ende fast ganz.

2.3.1. Iberger Kalke

Die direkte Fortsetzung der givetischen Riffkalke sind die ebenfalls massigen Iberger Kalke. Sie lassen sich lithologisch nicht von den Massenkalken unterscheiden. Lediglich in den oberen Partien weisen sie eine Bankung im Meterbereich auf. QUADE (1961) wies bei Braunfels doI α , BENDER & BRINKMANN (1969) im Steinbruch Eberstein NW von Bieber doI δ (obere gigas-Zone) nach. Iberger Kalke sind auch in der südlichen Lahnmulde nachgewiesen (KEGLER, 1967).

Die Iberger Kalke haben nicht die gleiche regionale Verbreitung wie der givetische Massenkalk. So fehlt Iberger Kalk z. B. in der mittleren Lahnmulde (RIETSCHEL, 1966) und wird dort durch detritische Plattenkalke vertreten.

Außerhalb der Lahnmulde, am Taunus-Ostrand, hält das Riffwachstum z. T. ebenfalls bis in den mittleren Teil der Adorf-Stufe an. Die Iberger Kalke sind aber nicht unbedingt die Fortsetzungen der Massenkalke, sondern stellen meist isolierte Riffkörper dar, die keinen vertikalen Kontakt zu den alten Riffkörpern haben müssen (KEGLER, 1965; WERDING, 1965).

An manchen Stellen des Riffes fehlt das Oberdevon vollkommen, da es im Bereich der Brandung lag oder der Iberger Kalk während des höheren Oberdevons abgetragen wurde. Die an diesen Stellen gefundenen Erdbacher Kalke des Karbons (KREBS, 1968) weisen auf eine erhebliche Schichtlücke hin. Das aufgearbeitete Material wurde, wie auch schon im Mitteldevon, in Form von Kalkturbiditen in das Becken verfrachtet (WERDING, 1965, KEGLER, 1967).

2.3.2. Flaser- und Knotenkalke

Über den Iberger Kalken folgen entweder ab doI α Plattenkalke (QUADE, 1961, Braunfelserkalk) oder ab doI δ Flaserkalke. Im höheren Teil der Adorf-Stufe deutet sich damit eine Absenkungstendenz des Untergrundes an, die während des gesamten Oberdevons anhält.

Am Eberstein (NW Bieber) gut aufgeschlossen, findet man rötlich bis hellgraue Flaserkalke. Sie gehen ohne erkennbare Lücke aus den plattigen Iberger Kalken hervor und leiten zu den roten Knotenkalken und Schiefeln des höheren Oberdevons über, die im doII β einsetzen. Im höchsten Oberdevon enthalten sie noch stellenweise Flaserkalke. Die roten Kalkknotenschie-

fer sind bis in die obere *costatus*-Zone (Wocklum) belegt (BENDER & BRINKMANN, 1969, E Königsberg).

2.3.3. Adorf'sche Tuffite

Lithologie: Ein Bindeglied zwischen Schwellen- und Beckenfazies stellen die Tuffite des unteren Teils der Adorf-Stufe dar. Sie lagern entweder dem Grenzlager auf oder entwickeln sich direkt aus den Schalsteinschwellen. Es ist eine heterogene Tuffitserie mit gebänderten Tonschiefern, in die Brekzien, Konglomerate, Wacken und z.T. Plattenkalke eingeschaltet sind.

Tuffe sind selten. Meist sind es Diabas/Keratophyr-Mischtuffite mit unterschiedlichem Gehalt von Kalkdetritus, der oft eine Gradierung anzeigt. Die Tuffite bestehen aus einer feinen, chloritisch-kalzitischen Grundmasse mit Quarzen, Feldspäten, umgewandelten Glasfetzen oder dichten, stark zersetzten Pyroklasten.

Verbreitung: Die für das Lahn-Dill-Gebiet so typische Serie reicht vom doI α bis ins doI β .

Wie schon angedeutet wechselt ihre lithologische Zusammensetzung sehr stark. Schon LIEBER (1917) beschrieb solch eine Abfolge in der nordöstlichen Dillmulde und bezeichnete sie als Buchenauer Schichten. KREBS (1958) stellte bei einer ähnlichen Abfolge bei Dillenburg reine Tuffe fest und bezeichnete sie als „Dillenburg-Tuffe“. GOLDMANN (1966, 1967) beschrieb ausführlich eine heterogen aufgebaute Tuffitserie am NW-Rand der Lahnmulde aus der tiefsten Adorf-Stufe mit stark wechselnder Mächtigkeit (20 bis 80 m) und Korngröße. In der mittleren Lahnmulde (RIETSCHEL, 1966, Weilburg) findet man nur noch feinkörnige Tuffite wechsellagernd mit Plattenkalken und Tonschiefern. Aus der südlichen Lahnmulde (Limburg) beschrieb KEGLER (1967) wieder diese heterogene Serie. Sie nimmt nach SW an Mächtigkeit zu und beinhaltet wieder größere Einschaltungen.

HENNINGSEN & QUADE (1962) beschrieben Tuffite der Adorf-Stufe aus der östlichen Lahnmulde (Grube Eisenfeld) im Hangenden des Grenzlagers, die bis in das doI α reichen.

Die Adorf-Tuffite bilden den Abschluß des Schalsteinvulkanismus. Nur in abgeschwächter Form lebt er stellenweise während des höheren Oberdevons auf (STIBANE, 1963, Werdorf-Berghausen; HENNINGSEN, 1965, bei Steeden do/cu; RIETSCHEL, 1966; GOLDMANN & KEGLER, 1968).

2.3.4. Bänderschiefer

Die bereits im Mitteldevon einsetzende Tonschiefersedimentation hält weiter an. Sie beschränkt sich aber nicht nur auf die Beckenbereiche der Givet-Stufe, sondern bezieht nun auch Teile der Schalstein/Massenkalk-Schwelle mit ein.

Am SE-Rand der Schwelle (Braunfels - Wetzlar-Mulde) folgen über dem Grenzlager bzw. den Tuffiten Bänderschiefer. Es sind schwarze bis graue, z. T. gelbliche, plattige Tonschiefer. Ihre Bänderung erhalten sie durch feine Tuffitlagen, die von der zeitgleichen adorf'schen Tuffitserie stammen. HENNINGSEN & QUADE (1962) beschrieben den Übergang von Tuffitserie in Bänderschiefer aus der Grube Eisenfeld.

In den Bänderschiefen treten weiße bis graue, selten schwarze, zum Grenzlager hin rötlich werdende Plattenkalke auf, die eine Datierung erlauben. Danach beginnen die Bänderschiefer im doI α und reichen bis ins doI δ .

Einschaltungen von Plattenkalken in die Bänderschiefer verlieren sich mit zunehmender Entfernung von der Schwelle nach SE und N. Über den styliolinienführenden Schiefen des Mitteldevons lagern Bänderschiefer, die z. T. einen beträchtlichen Feinsandanteil besitzen (z. B. W des Dünsberg, NE Frankenbach, SW-Fuß Stoßberg bei Weipoltshausen, S Weipoltshausen, W Kirchvers, W Krumbach).

Die Bänderschiefer der Lahnmulde sind zeitgleich mit denen des Krofdorfer Forstes und lithologisch nicht von diesen zu unterscheiden.

2.3.5. Kieselschiefer

Schon KEGEL (1929 a: 26, Bl. 5417 Wetzlar) und MÜRRIGER (1932: 145) stellten in der Lahnmulde Adorf-Kieselschiefer fest. Es sind blauschwarze Lydite wechsellagernd mit dunklen Tonschiefern, denen im Hangenden rote Schiefer folgen (Bl. 5417 Wetzlar, Magdalenhausen). Bei Nauborn treten sie über den datierten Flaserkalken (doI (β) γ ; HENNINGSEN & QUADE 1962), in der Grube Raab (Wetzlar) und Morgenstern (Biebertal) über dem Grenzlager auf. Bohrung Laubach 104 (Bl. 5416 Braunfels) durchteufte 15 m Kieselschiefer, die im Liegenden und Hangenden von Kalken des doIII begrenzt werden. Somit treten Kieselschiefer am SE-Rand der Massenkalk/Schalsteinschwelle (Wetzlarer-Mulde) mit Sicherheit vom doI (β) γ bis doIII auf, können aber schon z. T. im doI α einsetzen, da sie dem Grenzlager folgen.

Eine Fortsetzung der Adorf-Kieselschiefer nach SE sind wahrscheinlich die S der Gießener Grauwacke in der Niederkleener-Mulde auftretenden Kieselschiefer, die KEGLER (1965) in den oberen Teil der Givet-Stufe und in die Adorf-Stufe stellte.

N der Schwelle treten Kieselschiefer erst im Hemberg auf. Sie sind NE Frankenbach zwischen mitteldevonischen und unterkarbonischen Schiefen eingeschuppt (BENDER, 1965).

GOLDMANN (1966) beschrieb aus der nordwestlichen Lahnmulde Adorf-Kieselschiefer und solche des höheren Oberdevons als Einschaltungen in Rotschiefer oder in Verbindung mit Tuffiten (do II Schalstein).

Kieselschiefer des Oberdevons kommen somit nicht nur SE, sondern auch NW der Massenkalk/Schalstein-Schwelle vor.

Wie bei den Bänderschiefern sind auch die Kieselschiefer der Lahnmulde etwa zeitgleich mit denen des Krofdorfer Forstes. Sie setzen ebenfalls im Givet ein, reichen aber bis ins höhere Oberdevon.

2.3.6. Rotschiefer

Der untere Rotschiefer ist nicht wie in der Dillmulde als eigenständiger Horizont entwickelt. Vielmehr gibt es linsenförmige Einschaltungen von Rotschiefern in die Adorf-Bänderschiefer.

Der obere Rotschieferhorizont setzt im Nehden ein und ist bis ins doIV belegt (HENNINGSEN & QUADE, 1962). Rote Knotenkalke im Biebertal sind durchgehend bis ins doVI datiert, so daß vermutlich die Rotschiefer ebenso alt sind. Es sind milde, rote und grüne Schiefer mit schwankendem Kalkgehalt. In der Nähe der ehemaligen Riffe sind noch zahlreiche Kalkknoten vorhanden, so daß Übergänge zu rötlichen Knollen- und Flaserkalken bestehen. Mit zunehmender Entfernung von der Schwelle tritt der Kalkgehalt, bei gleichzeitiger Zunahme der siltigen Fraktion, zurück. Rauhe Rotschiefer, deren geringer Fossilinhalt eine genaue Einstufung erschwert, sind dann typisch.

Nach S verzahnen sich die Rotschiefer mit den schwarzen Langhecker Schiefern („Südliche Randfazies“ sensu AHLBURG, 1918 b), die nach RIETSCHEL (1966) das Mittel- und Oberdevon der Lahnmulde vertreten.

N der Riff-Schwelle (Hess. Schieferserie) findet man ebenfalls sandige Tonschiefer mit Rotschiefern des höheren Oberdevons, in die sich nach N zunehmend Kieselschiefer (NE von Frankenbach) und Grauwacken (Damm) einschalten (BENDER & BRINKMANN, 1969).

In Rotschiefern der höheren Nehden-Stufe (doII β) finden sich am Sportplatz W Nauborn Kalkgerölle mit einer Conodontenfauna des mittleren Teils der Givet-Stufe (DÖRR & PREISS, 1982). Sie lassen sich von den im W befindlichen Massenkalken ableiten, die zu diesem Zeitpunkt im Bereich der Brandung lagen oder zumindest über die Wellenbasis hervorragten und so Schwellen innerhalb des Rotschieferbeckens bildeten. QUADE (1963) vermutete submarine Erosion bis etwa in das doIV.

2.4. Unterkarbon

Gesteine des Kulms findet man hauptsächlich am NW-Rand der Lahnmulde. Auf die als Bindeglied zum Oberdevon fungierenden Hangenberg-Schichten folgt eine typische Schwarzschieferfolge, die im höheren Kulm mit Grauwacken abschließt. Oft lagern Schichten des mittleren Kulms dem Devon auf. Dies und die Tatsache, daß die unterkarbonischen Grauwacken und Tonschiefer weniger stark verfaltet sind als die Schichten des Devons, führte zur Annahme der bretonischen Faltungphase an der Wende Devon/Karbon im östlichen Rheinischen Schiefergebirge. Doch konnten an mehreren Stellen (z. B. Steeden, HENNINGSEN, 1965) durchgehende Profile vom Devon ins Karbon nachgewiesen werden.

2.4.1. Hangenbergschiefer

Das Bindeglied zwischen Oberdevon und Unterkarbon bilden die Hangenbergschiefer. Bisher waren sie in der östlichen Lahnmulde nur für das tiefste Kulm belegt (BENDER, 1965), doch konnte BIRKELBACH (1986) N Waldgirmes (Bl. 5317 Rodheim-Bieber) auch oberdevonische Anteile nachweisen.

Es sind graugrüne, dünnplattige, z.T. siltige Tonschiefer von geringer Mächtigkeit. Ohne lithologischen Wechsel gehen sie vom Oberdevon ins Unterkarbon über. In ähnlicher petrographischer Ausbildung findet man sie auch in der zentralen Lahnmulde (RIETSCHEL, 1961: 175; 1966).

2.4.2. Kiesel- und Alaunschiefer

Über den Hangenbergschiefern folgt ein geringmächtiger Horizont von dunklen, kalkigen Schiefern mit Phosphorit-Konkretionen. Sie lassen sich mit den Liegenden Alaunschiefern der inneren Lahnmulde vergleichen. In der östlichen Lahnmulde sind sie jedoch nicht ohne weiteres von den darüber folgenden Kieselschiefern zu trennen. Sie setzen im cuII α ein und gehen ohne scharfe Grenze unter Zunahme von Kieselschiefer-einschaltungen in die schwarzen Kieselschiefer über, die bis ins cu II β/γ reichen (BENDER, 1965). Südlich der Gießener Grauwacke, am Hüttenberg und Schalsberg, sind sie brekziös-konglomeratisch ausgebildet (HENNING-

SEN & RIETSCHEL, 1964). Der Nachweis von Kulm-Kieselschiefern in der Hochweiseler Mulde (RIETSCHEL & STRIBRNY, 1979) zeigt, daß sie relativ weit nach SE reichen.

Über den schwarzen Alaun- und Kieselschiefern folgt eine Serie von hellen, kieseligen Schiefern, die mit tonig bis feinsandigen Einschaltungen wechsellagern. NW Bieber treten sie meist im Hangenden des Deckdiabases auf. KEGEL (1933: 24) belegte als erster faunistisch das cu II. BENDER (1965: 83) konnte sie ins cu II β/γ bis cuII δ stellen und verglich sie mit den hellen Kulm-Kieselschiefern der zentralen Lahnmulde. Ein Konglomerat mit Rotschiefer- (do) und Kalkkomponenten (do) in cuII-Schiefern weist erneut auf die Erosion der alten Schwellenbereiche hin (BENDER, 1965).

2.4.3. Deckdiabas

Der Vulkanismus der Lahnmulde erlischt im Oberdevon nicht ganz und hat eine erneute Hauptphase im Unterkarbon. Subeffusiver bis effusiver Deckdiabas-Vulkanismus mit typischen Pillow-Strukturen baut ein Plateau um Hohensolms und Königsberg auf. Dagegen fehlt in der nördlichen Lahnmulde und südlich der Gießener Grauwacke der Deckdiabas vollkommen.

Kontaktmetamorph veränderte Schollen von Wocklum-Kalkknotenschiefern innerhalb des Deckdiabases beweisen sein unterkarbonisches Alter. Zum Hangenden wird er durch die Auflagerung der hellen Kieselschiefer begrenzt (BENDER & BRINKMANN, 1969).

2.4.4. Erdbacher Kalk

Die Riffkalke der Givet- und Adorf-Stufe bleiben auch im höheren Oberdevon und im Unterkarbon als Schwellen erhalten. Als Untiefen mit kondensierten Cephalopodenkalken kommen sie früh in den Bereich der submarinen Erosion oder werden z. T. über den Meeresspiegel gehoben, so daß es bereits im Oberdevon zur Verkarstung der Riffoberfläche kommt. Eine Spaltenfüllung von oberdevonischen Crinoidenkalken in Riffkalken E Bieber deutet darauf hin (KREBS, 1968).

Die Entwicklung eines frühen Paläokarstes während des Oberdevons bis ins Unterkarbon beschrieb POTY (1980) S Visé.

Für die Bildung der Erdbacher Kalke nimmt KREBS (1966: 69) eine Verkarstung der Riffoberfläche vor der *Pericyclus*-Stufe an, da unterkarbonische Kalke, Deckdiabase und Tuffite in Spalten und Schlotten von Riffkalken zu finden sind. Die isolierten, oberdevonischen Conodonten erklärt er durch Lösungsvorgänge dicht unter oder über dem Meeresspiegel. Durch die Transgression im cuII werden sie in den Karstaschen und Schlotten angereichert (bis 90% der Faunen; KREBS, 1963: 63) und z. T. über mehrere Kilometer in das Alaunschieferbecken verfrachtet.

Der typische Erdbacher Kalk als Spaltenfüllung ist ein feinspätiger, grauer Kalk, der massenhaft Conodonten führt. Auch als Aufarbeitungshorizonte auf den Riffen finden sich Kalkbrekzien mit oberdevonischen Conodonten (bei Pohl-Göns; WERDING, 1965).

Ein Kalkkonglomerat der *Pericyclus*-Stufe mit oberdevonischen Conodonten außerhalb der großen Riffschwelle findet sich 2 km W Kirchvers am Niedern-Berg (BENDER, 1965).

2.4.5. Tonschiefer und Grauwacken

Über den hellen Kieselschiefern folgt ein ca. 20 m mächtiger Horizont mit gebänderten, z. T. sandigen Tonschiefern. KEGEL (1933) verglich ihn mit Kulm-Tonschiefern aus dem Dillgebiet.

Tab. 2. Stratigraphische Tabelle des südöstlichen Rheinischen Schiefergebirges

		LAHNMULDE					KROFDORFER FORST	
UNTER-KARBON		Grauwacke						
		Kulmtonschiefer						
		helle Kieselschiefer						
		Erbacher Kalk	dunkle Kieselschiefer	Deck-			Kieselschiefer-Brekzie	
			liegende Alaunschiefer	diabas				
		Hangenberg Schiefer			JÜNGERE GRAUWACKE		grobe Grauwacken	
							?	
OBERKARBON	VI	Schichtlücke	rote Kalkknotenschiefer mit Flaserkalk-einlagerungen	Kieselschiefer	Rotschiefer mit Kalkknoten	? Kieselschiefer ?		
	V							
	IV							
	III							
	beta							
	II							
	alpha		Flaserkalk	Plattenkalke	Kieselschiefer	Grauwacken		
	delta				Bänder-	milde, grüne Bänderschiefer		
	gamma		Iberger	Plattenkalke	schiefer	Quarzwacken		
	I					Radiolarite Bänderschiefer		
	alpha	Kalk	Tuffite	schwarze Kiesel-schiefer	Grauwacke	schwarze Kiesel- & Alaunschiefer mit Tuffitlagen		
MITTELKARBON	Givet	Massen	Roteisensteinlager	Kalkturbidite	Diabase			
		Kalk	Schalstein	Tonschiefer	grüne, kieselige			
		Keratophyr	Diabasmandelstein		Diabase			
	Eifel			Kalkturbidite	mit Tuffitbändern			
			Tonschiefer mit Kalklinen		Rotschiefer			
UNTERKARBON	Ems	Greifensteiner Kalk	Leuner Schiefer	Kieselgallen-schiefer	Diabase			
		Ballersbacher Kalk			schwarze			
			Sphärosiderit-schiefer		gebänderte Tonschiefer			

Eine direkte Datierung der Schiefer war bisher nicht möglich, doch erbrachte eine in die Schiefer eingelagerte 1,5 m mächtige, brekziöse Kalkbank eine Fauna aus dem höchsten $cuIII\alpha$ (PARKINSON, 1903; SOMMER, 1909; HAHN & AMLER, 1985). Über den Schiefen folgt eine Serie von Tonschiefern und Sandsteinen von mehreren hundert Metern Mächtigkeit. Erst in den hangenden Partien erscheinen die ersten mächtigeren Grauwackenbänke.

Nördlich der Gießener Grauwacke zwischen Kirchvers und Altenvers beschrieb BENDER (1965: 87) dünnplattige Kiesel- und Alaunschiefer mit sandigen Einschaltungen. Anhand von Goniatiten setzte er sie mit den kieseligen Übergangsschichten der Dillmulde und des Sauerlandes gleich. Die direkt darüber folgenden Grauwacken verglich er mit denen von Herborn, wies aber auf das Fehlen eines eigenständigen Posidonienschiefers hin.

3. Gießener Grauwacke

3.1. Krofdorfer Schichten

Einleitung: Eine von den bisher besprochenen Gesteinen abweichende Fazies findet man im Ton-/Kieselschieferzug des Krofdorfer Forstes (s. Karte 1). Tonschiefer vom Unterdevon bis in die Givet-Stufe und Kieselschiefer des oberen Teils der Givet-Stufe und der Adorf-Stufe sind, bedingt durch ihre besondere tektonische Position, erhalten geblieben. Sie sollen zusammen mit den darüber lagernden Grauwacken des tiefen Oberdevons, von der unterkarbonischen Jüngerer Grauwacke abgetrennt, als Krofdorfer Schichten bezeichnet werden (s. Kapitel 1.2. Begriffsklärung).

3.1.1. Tonschiefer und kieselige Schiefer des Unter- und Mitteldevons

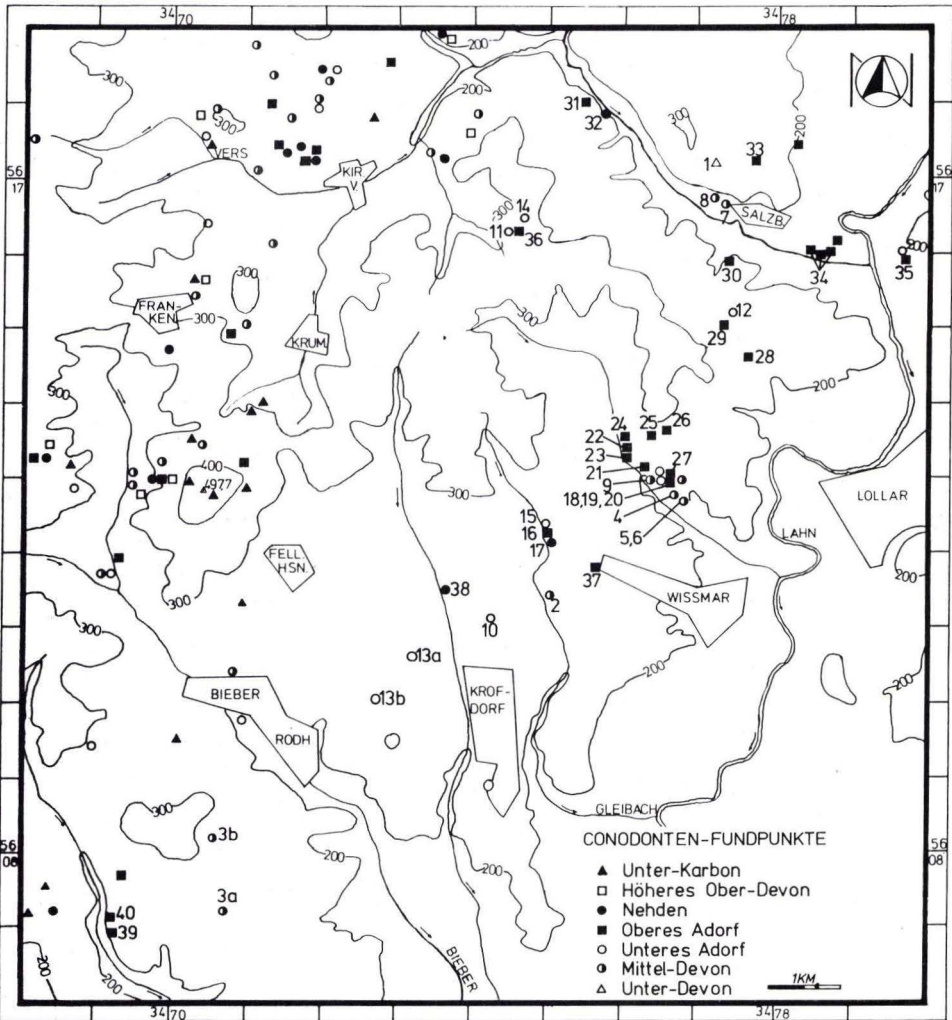
Bearbeitungsstand: Unterdevonische Schichten waren bisher aus dem Krofdorfer Forst nicht bekannt. Erst MICHEL (1984) gelang es, Tonschiefer des Unterdevons nachzuweisen. Mitteldevonische Schichten waren bis jetzt auf die Lahnmulde und kleine isolierte Vorkommen südlich der Gießener Grauwacke (Bl. 5517 Cleeburg, Bl. 5617 Usingen) beschränkt. Nur SCHOTTLER (1913) verglich die Tonschiefer SW Salzböden mit mitteldevonischen Tentakulitenschiefern, doch gehören diese ins Oberdevon (s. Fundpunkt Nr. 30, Karte 2). Der erste Nachweis von mitteldevonischen Schichten erbrachte MICHEL (1984) W Salzböden und N Wißmar.

Lithologie: Das Emsium und die Eifel-Stufe setzen sich aus feingebänderten, schwarzen Tonschiefern zusammen. Wie auch die gesamte Schichtabfolge des Mitteldevons sind diese Tonschiefer karbonatfrei. Die schwarzen Tonschiefer gehen in grüne, kieselige Tonschiefer über, die z. T. plattig absondern. Ihnen sind Tuff- oder Tuffitbänder eingeschaltet, die von ocker-gelben Tonschiefern begleitet werden. Örtlich treten die Tuffite so gehäuft auf, daß sie die kieseligen Tonschiefer verdrängen. Typisch für diese Abfolge ist das massenhafte Auftreten von Radiolarien. In der Givet-Stufe finden sich die ersten Lyditlagen, die ins Hangende zunehmen und zu den Alaun- und Kieselschiefern des oberen Teils der Givet-Stufe überleiten. Durch die permische Verwitterung besitzen sie örtlich eine rötliche Färbung.

In die dunklen Tonschiefer des Mitteldevons eingeschaltet finden sich Rotschiefer, die sich wahrscheinlich auf die Eifel-Stufe beschränken. Lithologisch lassen sie sich mit den oberdevonischen Rotschiefern der Lahn- und Dillmulde vergleichen. Die violette Färbung ähnlicher Tonschiefer des Mitteldevons und von Tonschiefern innerhalb der oberdevonischen Grauwacken ist auf die permische Verwitterung zurückzuführen, die bei Fundpunkt Nr. 34 (s. Karte 2) besonders stark ausgeprägt ist.

Die Mächtigkeit der mitteldevonischen Tonschiefer beträgt 10 bis 20 m, kann aber durch Einschaltungen von Tuffiten und Rotschiefern auf ca. 40 m anwachsen.

Verbreitung: Ein Ton-/Kieselschieferzug durchzieht von Salzböden ausgehend in SW-Richtung (NW Wißmar, N Krofdorf und Vetzberg) bis Waldgirmes den Krofdorfer Forst. Der im NE einheitlich beginnende Zug löst sich nach SW in einzelne Sättel auf (s. Karte 1). Isolierte Vorkommen liegen 2 km SE Kirchvers an der Straße vom Waldhaus zur Schmelzmühle, 1 km SE Salzböden „Neue Siedlung Odenhausen“ und 1,5 km E Salzböden im Bahneinschnitt 800 m N Haltepunkt Friedelhausen. SCHWARZ (1925) erwähnte ein nicht mehr aufgeschlossenes Vorkommen in Krofdorf an der Fohnbacherstraße.



Karte 2. Lage der Conodontenfundpunkte im Krofdorfer Forst (Fundpunkte der Lahnmulde aus: BENDER, 1965; Punkte ohne Bezeichnung).

Die gelegentlich am Rand der Jüngeren Grauwacke zum Unterlager auftretenden Kiesel-schiefer stehen im Zusammenhang mit den stark tektonisch beanspruchten Solmstaler Schichten. Diese lassen sich mangels Fossilien nicht mit denen des Krofdorfer Forstes parallelisieren.

Der unterdevonische Anteil der Tonschiefer ist wahrscheinlich nicht auf das Gebiet N Salzböden beschränkt. Die ähnliche Lithologie der Tonschiefer im Gleibach- und Wißmarbachtal läßt eine weitere Verbreitung vermuten.

Gut aufgeschlossen findet man mitteldevonische Schichten W Salzböden (Fundpunkt Nr. 7) und N Wißmar (Fundpunkte Nr. 5 und Nr. 6). Über den Kiesel-schiefern lagern dort kieselige Tonschiefer, denen Rotschiefer folgen. Die Abfolge ist invers, so daß es sich bei beiden Profilen um überkippt lagernde Schenkel NW-vergenter Sättel handelt. Den hangenden, normal lagernden Schenkel eines NW-vergerten Sattels findet man 250 m N des Fundpunktes Nr. 6 auf 230 m entlang einer Wegdrainage aufgeschlossen. Es stehen von N nach S Rotschiefer, kieselige Tonschiefer mit zahlreichen Tuffbändern und durchbewegte Kiesel-schiefer an, denen im S Grauwacken der Adorf-Stufe auflagern.

Im Ton-/Kiesel-schieferzug findet man sonst nur noch bei Fundpunkt Nr. 12 Rotschiefer. Weiter nach SW im Gleibachtal oder S Rodheim fehlen sie. Nur als isoliertes Vorkommen treten die Rotschiefer N des Haltepunktes Friedelhausen im Bahneinschnitt auf (s. Fundpunkt Nr. 35).

Bei Fundpunkt Nr. 1 folgen über den 10 m mächtigen, schwarzen Tonschiefern bereits Kiesel-schiefer der Adorf-Stufe. Obwohl die Rotschiefer bei Fundpunkt Nr. 7 noch vorhanden sind, fehlen sie in diesem vom Unterdevon bis in die Adorf-Stufe reichenden Profil. Die Rotschiefer scheinen keinen durchgehenden Horizont zu bilden, sondern sind nur als Linsen in die dunklen Tonschiefer eingeschaltet.

Stratigraphie: Die von MICHEL (1984) innerhalb der schwarzen Tonschiefer gefundenen Conodonten konnten von BENDER (Marburg, mdl. Mitt.) dem Ems zugeordnet werden (s. Fundpunkt Nr. 1). Ihre räumliche Anordnung läßt sich evtl. als Conodontenapparate deuten. Die sonst in den schwarzen Tonschiefern gefundenen Conodonten erlauben nur eine Einstufung ins Mitteldevon (s. Tab. 3, Fundpunkte Nr. 2 und 9). Die Rotschiefer können ebenfalls nicht genauer als Mitteldevon datiert werden (s. Fundpunkte Nr. 6 und Nr. 7). Doch setzen die darüber folgenden kieseligen Tonschiefer in der oberen Eifel-Stufe ein (s. Fundpunkt Nr. 5; MICHEL, 1984) und reichen bis in die obere Givet-Stufe (s. Tab. 2). Bei Fundpunkt Nr. 4 konnte der Übergang von kieseligen Tonschiefer in Alaun- und Kiesel-schiefer datiert werden. Zwischen Fundpunkt Nr. 4 und Nr. 5 sind die kieseligen Tonschiefer durchgehend aufgeschlossen und werden in Richtung der Rotschiefer (Fundpunkt Nr. 6) älter, so daß eine indirekte Datierung der Rotschiefer in die Eifel-Stufe gesichert erscheint.

Die schwarzen Tonschiefer der Krofdorfer Schichten lassen sich bestenfalls mit den an der Grenze Ems/Eifel auftretenden Kieselgallenschiefern der Lahnmulde vergleichen. Die darüber folgenden Eifel-Tonschiefer der Lahnmulde unterscheiden sich durch ihren Karbonatgehalt und durch das örtliche Auftreten von Kalken gegenüber den schwarzen Tonschiefern der Krofdorfer Schichten. Auch die geringe Mächtigkeit der schwarzen Tonschiefer von 5 bis 10 m unterscheidet sie von den bis zu 300 m mächtigen Tonschiefern (Ems bis Eifel) der Lahnmulde. Rotschiefer innerhalb der Eifel-Tonschiefer sind in der östlichen Lahnmulde nicht bekannt.

Der Unterschied zwischen Krofdorfer Schichten und der Lahnmulde ist in der Givet-Stufe noch krasser als in der Eifel-Stufe. Den 10 bis 30 m mächtigen, kieseligen Tonschiefern der Krofdorfer Schichten steht eine 600 m mächtige Schalstein/Massenkalk-Schwelle gegenüber. Obwohl die givetischen Tonschiefer der Lahnmulde ebenfalls wie die kieseligen Tonschiefer der

Krofdorfer Schichten Tuffitlagen besitzen, unterscheiden sich die Tonschiefer der Lahnmulde wiederum durch Kalkeinlagerung oder durch das z.T. massenhafte Auftreten von Styliolinen. Kieselige Schiefer innerhalb der Lahnmulde sind erst ab dem obersten Teil der Givet-Stufe bekannt.

Tab. 3. Faunenliste der Fundpunkte in den Ton- und Kiesel-schiefern

Fundpunkte	1	2	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13a	13b
<i>Ancyrognathus triangularis</i>											X		
<i>Hindeodella</i> sp.		X							X				
<i>Lonchodina</i> cf. <i>richteri</i>			X										
<i>Palmatolepis disparilis</i>													X
„ <i>hassi</i>											X		
„ <i>punctata</i>										X		X	
„ <i>proversa</i>										X			
„ <i>subrecta</i>										X			
„ cf. <i>subrecta</i>												X	
„ <i>transitans</i>									X	X			
<i>Polygnathus asymmetricus</i> asym.									X	X			
„ <i>asymmetricus ovalis</i>				X					X				
„ cf. <i>eiflius</i>				X									
„ <i>linguiformis</i> ling.	X	X		X	X	X	X	X					
„ <i>timorensis</i>			X										
„ sp.		X			X	X							
<i>Tortodus kockeliana</i>				X									
<i>Trichonodella</i> sp.		X											
		M		M	M	M	M	M		M	S	W	W

M = MICHEL, 1984; S = STIBANE et al., 1984; W = WECK, 1986

3.1.2. Kiesel- und Alaunschiefer des Mittel- und Oberdevons

Bearbeitungsstand: HENNINGSSEN (1963: 58) datierte erstmals die Alaun- und Kiesel-schiefer des Krofdorfer Forstes und stellte sie in den mittleren Teil der Adorf-Stufe (s. Karte 2, SE Fundpunkt Nr. 9). MICHEL (1984) gelang es, die Obergrenze der Kiesel-schiefer des Krofdorfer Forstes als doI γ festzulegen.

Lithologie: Aus den kieseligen Tonschiefern der Givet-Stufe entwickeln sich unter Zunahme von Lyditeinschaltungen die Kiesel- und Alaunschiefer des obersten Teils der Givet-Stufe. Schwarze Kiesel-schiefer und Radiolarite verdrängen die tonige Sedimentation in der Adorf-Stufe fast völlig. Die Alaunschiefer zeigen die für sie typischen Ausblühungen. Bis 5 cm mächtige, plattige Kiesel-schiefer wechsellagern mit 5 bis 10 cm mächtigen Alaunschiefern.

Innerhalb dieser Kiesel- und Alaunschiefer-Folge treten die ersten Grauwacken (s. Abb. 6, Profil E, Probe 173) auf.

Da die Kiesel- und Alaunschiefer spezialgefaltet sind, läßt sich nur eine ungefähre Angabe der Mächtigkeit von 5 bis 15 m machen.

Verbreitung: Das Auftreten der Kiesel- und Alaunschiefer ist an den unter Kapitel 3.1. beschriebenen Ton-/Kiesel-schieferzug gebunden.

Gut aufgeschlossen findet man die Kiesel- und Alaunschiefer in den Steinbrüchen der Fundpunkte Nr. 9, 10 und 11. Bei den Fundpunkten Nr. 9 und 11 sind die darüber lagernden Grauwacken bzw. Bänderschiefer mit aufgeschlossen. Bei Fundpunkt Nr. 10 sind die Grauwacken nicht erschürft. Da dort nur eine Fauna mit stratigraphischem Leitwert geborgen werden konnte, ist aus dieser Sicht eine Aussage zu den Lagerungsverhältnissen nicht möglich. Noch während der Aufnahme erfolgte die Verfüllung mit Haushaltsmüll.

Ein weiteres Durchhalten der Kiesel- und Alaunschiefer nach SW belegen die Conodontenfunde Nr. 3 a, 3 b (BIRKELBACH, 1986), 13 a und 13 b (WECK, 1986).

Weitere Kiesel- und Alaunschieferfundpunkte mit nicht näher bestimmbar Conodonten sind:

a) alter Kieselschieferbruch an der Straße Waldhaus/Schmelz-Mühle, R347467 H561642, Kiesel- und Alaunschiefer vermutlich unterer Teil der Adorf-Stufe, da diese mit Bänderschiefern der mittleren Adorf-Stufe (s. Fundpunkt Nr. 14) verschuppt sind

b) Wißmarbachtal 100 m NE Fundpunkt Nr. 9, R347660 H561295, Kiesel- und Alaunschiefer des unteren Teils der Adorf-Stufe, da im Hangenden Bänderschiefer des oberen Teils der Adorf-Stufe gefunden wurden (s. Fundpunkt Nr. 27)

c) 150 m SE Schwalben-Mühle, kleiner Steinbruch mit Grauwacken und Tonschiefer im Hangenden der Kieselschiefer; Tonschiefer sind 50 m nordöstlicher als oberer Teil der Adorf-Stufe datiert (s. Fundpunkt Nr. 39)

d) Grillhütte N Salzböden, Fundpunkt Nr. 1, über harten plattigen Tonschiefern (du) lagern Kiesel-schiefer

e) Bahneinschnitt N Haltepunkt Friedelhausen, R347965 H 561603, Kieselschiefer über Rotschiefern mit Diabas, darüber lagernde Grauwacke und Tonschiefer sind in den oberen Teil der Adorf-Stufe gestellt worden (s. Fundpkt. Nr. 35)

f) Waldweg 280 m NNW altes Forsthaus Wißmar, R347675 H561288, zwischen roten und dunklen Tonschiefern (dm) und feinkörnigen Grauwacken ohne Granat lagern zerscherte Kieselschiefer

g) N der Siedlung „Auf den Gleichen“ (NW Wißmar) bei Punkt 272,0; Kieselschiefer in Wegböschung
h) 150 m SE „Alte Schanze“ (Homburg, W Wißmar) Punkt 275,5; rötlich verwitterte Ton- und Kieselschiefer

i) 100 m NNW der Kreuzung Gleibach/Straße Wißmar nach Krofdorf, Punkt 207,5; in der Straßböschung und auf den Feldern Kieselschiefer

j) N Rodheim, Punkt 236,3; den Teerweg entlang nach NE auf den Feldern

k) Steinbruch im Atzbachtal, R347060 H560712, 2,2 km N Atzbach, Diabas konkordant im Kieselschiefer

Stratigraphie: Die Untergrenze der Kiesel- und Alaunschiefer ist bei Fundpunkt Nr. 4 (s. Tab. 3) gut aufgeschlossen. Die kieseligen Tonschiefer des Mitteldevons gehen in die Alaun- und Kieselschiefer des obersten Teils der Givet-Stufe über, die bis in die untere Adorf-Stufe reichen. Die Fundpunkte Nr. 10, 13 a, 13 b und 12 (STIBANE et al., 1984) belegen das Durchhalten der Kiesel- und Alaunschiefer vom $doI \alpha$ bis $doI \gamma$. Die Obergrenze der Kieselschiefer konnte MICHEL (1984) ins $doI \gamma$ legen. Die jüngeren Formen stammen aus dem Bereich dicht unter den überlagernden Grauwacken der oberen Adorf-Stufe (s. Fundpunkt Nr. 11). Noch jüngere Faunen sind bisher nicht bekannt.

Die stratigraphische Position der Kiesel- und Alaunschiefer der Krofdorfer Schichten läßt sich mit denen des östlichen Schiefergebirges vergleichen. Diese treten ebenfalls ab der Givet-Stufe (KEGLER, 1965) auf, reichen aber bis ins höhere Oberdevon. Die Kieselschiefer der Krofdorfer Schichten unterscheiden sich von denen der Lahnmulde durch Grauwackeneinschaltungen. Außerdem treten die Kieselschiefer der Lahnmulde mit karbonatischen Tonschiefern oder Plattenkalken auf und entwickeln sich z. T. aus dem Roteisensteingrenzlager.

3.1.3. Grauwacken und Bänderschiefer der Adorf- und Nehden-Stufe

Bearbeitungsstand: Erste Datierungen der Grauwacken des Krofdorfer Forstes in die mittlere Adorf-Stufe gelangen HENNINGSSEN (1963, 1966), HENNINGSSEN & RIETSCHER (1964) und WITTIG (1974). Weitere Einstufungen führten STIBANE et al. (1984) durch. MICHEL (1984) konnte erstmals die Nehden-Stufe nachweisen.

Lithologie: Der sich bereits in der tieferen Adorf-Stufe ankündigende klastische Einfluß setzt sich im mittleren Teil der Adorf-Stufe fast vollständig durch. Die Basis der Abfolge bilden schwarze, grünlich verwitternde, feingebänderte Tonschiefer. Ihre Bänderung erhalten sie durch Tuffitlagen, die bis zu 2 cm mächtig werden können. Zum Hangenden hin schalten sich dünne Siltlagen und bis zu 2 cm mächtige Sandsteinlagen ein. Darüber setzt eine Wechselfolge von Tonschiefern und Quarzwacken ein, die ins Hangende von geflaserten, graugrünlichen, lithischen Grauwacken verdrängt werden. Die Siltsteine dieser Abfolge führen reichlich Pflanzenhäcksel. An einigen Stellen (s. Karte 2, Fundpunkte Nr. 31 und 36) findet man bis zu 3 cm breite und 20 cm lange Pflanzenreste, die sich, bedingt durch ihren schlechten Erhaltungszustand, nicht näher bestimmen lassen.

Örtlich fehlen die Grauwacken innerhalb der Bänderschiefer der höheren Adorf-Stufe und der unteren Nehden-Stufe (s. Fundpunkte Nr. 15, 16 und 17).

Die Mächtigkeit der Bänderschiefer an der Basis beträgt 5 bis 10 m, die der darüber folgenden Grauwacken/Bänderschiefer-Serie schwankt relativ stark von 10 m bei Fundpunkt Nr. 19 bis wahrscheinlich über 100 m bei den Fundpunkten Nr. 21 bis 26, 31, 32, 34 und 38. Das durchgehende Bänderschieferprofil im Gleibachtal ist ca. 15 m mächtig.

Verbreitung: Oberdevonische Grauwacken und Bänderschiefer haben ihre Hauptverbreitung NW des Ton-/Kieselschieferzuges; lokal treten sie auch E davon auf (z. B. E Salzböden, 2 km NW Lollar und bei Fundpunkt Nr. 35). Im Krofdorfer Forst bilden sie einen geschlossenen Komplex, der im NW unterdevonische bis unterkarbonische Gesteine der Lahnmulde überlagert (s. Karte 1). Nach SE taucht der tiefoberdevonische Grauwackenkomplex unter die Jüngere Grauwacke ab.

Gut aufgeschlossen findet man die oberdevonischen Grauwacken N Krumbach, im Fohnbachtal, Wißmarbachtal und Salzbödetal. Eine Serie grober Grauwacken mit geröteten Tonschiefern war während des Neubaus der Straße Salzböden – Odenhausen (Fundpunkt Nr. 34) aufgeschlossen. Sonst sind die oberdevonischen Grauwacken meist fein- bis mittelkörnig ausgebildet. Nur im Wißmarbachtal findet sich eine Serie, die vorwiegend aus Siltsteinen und feinkörnigen Sandsteinen besteht.

Die oberdevonischen Grauwacken lassen sich nach SW bis Waldgirmes verfolgen. Dort konnte BIRKELBACH (1986) fein- bis mittelkörnige Grauwacke der mittleren Adorf-Stufe nachweisen (s. Fundpunkt Nr. 39 und 40). Bei Fundpunkt Nr. 39 lagern über einem kleinen Kieselschiefersattel feinkörnige Grauwacken. Der Sattel wird bereits nach 20 m in NE-Richtung tektonisch unterdrückt.

Stratigraphie: HENNINGSSEN & RIETSCHER (1964: 231) datierten Bänderschiefer mit einer Grauwackenbank innerhalb der Kieselschiefer mit doI (β) γ (s. Fundpunkt Nr. 14). Die Bänderschiefer sind somit gleich alt wie die umgebenden Kieselschiefer. Bei Fundpunkt Nr. 9 (s. Karte 2) findet sich innerhalb vom Kieselschiefer ebenfalls eine Grauwackenbank. Die Untergrenze der Bänderschiefer konnte im Gleibachtal ins obere doI α gelegt werden (s. Tab. 4, Fundpunkt Nr. 15). Da in den Bänderschiefen (Fundpunkt Nr. 15) reichlich Conodonten enthalten sind, wurde im Frühjahr 1984 ein Schurf angelegt. Auf einer Strecke von 30 m waren milde, grüne

Tonschiefer aufgeschlossen, die von einer mittelkörnigen, granatfreien Grauwacke überlagert wurden. Die etwa in der Mitte entnommene Probe enthielt Conodonten des oberen Teils der Adorf-Stufe (s. Fundpunkt Nr. 16). Ohne grobklastische Einschaltungen reichen die nach SE einfallenden Schiefer bis zu Fundpunkt Nr. 17, der etwa 2,5 m vor der ersten Grauwackenbank liegt. Erstaunlicherweise enthalten diese Tonschiefer bereits eine Fauna des unteren Teils der Nehden-Stufe. Dies ist eine Besonderheit, weil sonst in allen anderen Profilen die gröberklastischen Sedimente im doI γ einsetzen und in der höheren Adorf-Stufe die Tonschiefer verdrängt haben. Die Bänderschiefersedimentation setzt parallel zur Kieselschieferbildung ein und reicht bis in die untere Nehden-Stufe (s. Tab. 2). Erst dann schalten sich im Gleibachtal die Grauwacken ein, auf welche dunkle Tonschiefer des Mitteldevons mit einem Diabas aufgeschoben sind, so daß jüngere Sandsteine oder Grauwacken nicht nachweisbar sind.

In den anderen Profilen reichen die Bänderschiefer nur bis ins doI γ (s. Fundpunkte Nr. 18 und 27). Die darüberfolgenden Grauwacken setzen im doI γ ein (Fundpunkte Nr. 19, 22, 29 und 37) und reichen bis ins doII α (Fundpunkte Nr. 20, 32 und 38). Alle übrigen Fundpunkte aus der Grauwacken/Tonschiefer-Wechselfolge belegen den höheren Teil der Adorf-Stufe oder lassen keine genauere Einstufung als in die mittlere Adorf-Stufe zu.

Die Bänderschiefer der Krofdorfer Schichten setzen etwa zeitgleich mit denen der Lahnmulde im doI α ein und reichen bis ins doII α (s. Tab. 2). Im Gegensatz zu diesen enthalten sie keine Plattenkalke, sondern Grauwacken.

3.2. Jüngere Grauwacke

Bearbeitungsstand: Ähnliche lithologische Ausbildung und das Auftreten von zahlreichen Pflanzenresten veranlaßten KLIPSTEIN (1852) und DECHEN (1884) die Jüngere Grauwacke als Äquivalent des flözleeren Sandsteins des Ruhrkarbons anzusehen. Ein Beweis dieser These schien erbracht, als PARKINSON (1903) und SOMMER (1909) aus einer kalkigen Brekzie in Tonschiefern im Liegenden der Grauwacken bei Königsberg eine Fauna des höheren Teils der Visé-Stufe nachwies. In den meisten darauffolgenden Arbeiten schlossen sich die Autoren dieser Alterseinstufung an (SCHOTTLER, 1913; KAYSER & PAECKELMANN, 1915; AHLBURG, 1918 a, 1918 b; KEGEL, 1922). Eine erneute Bearbeitung der Brekzie bei Königsberg zeigte, daß diese aus umgelagertem Kohlenkalk der Visé-Stufe besteht, der durch subaquatische Rutschungen ins Kulm-Becken transportiert wurde (HAHN & AMLER, 1985). Sedimentpetrographisch wurde die Jüngere Grauwacke ausführlich von HENNINGSEN (1961) bearbeitet.

Lithologie: Die Jüngere Grauwacke (s. Kapitel 1.2. Begriffsklärung) zeichnet sich durch grobe, proximale Turbidite aus, in die am E-Rand (W Daubringen, N Gießen an der Badenburg) Kieselschieferbrekzien eingeschaltet sind. Ihre Mächtigkeit läßt sich nur abschätzen, doch dürfte sie mehrere hundert Meter betragen.

Verbreitung: Die Jüngere Grauwacke nimmt fast den gesamten S-Teil der Gießener Grauwacke ein. Bis auf das isolierte Grauwackenvorkommen südlich der Lindener Mark (Mühlberg) scheint die Jüngere Grauwacke den gesamten Bereich der Grauwackentafel südlich der Lahn aufzubauen. Aufgrund ihrer Verwendung als Baustoff sind in ihrem Verbreitungsgebiet einige große Steinbrüche vorhanden (von N nach S: Odenhausen, Heuchelheim, Kinzenbach, Dutenhofen, Rechtenbach, Niederwetz, Nauborn, Volpertshausen usw.). In den nördlichen Steinbrüchen findet man hauptsächlich proximale Turbidite mit Kanalfüllungen, nach SW nimmt der proximale Charakter ab. Korngröße und Bankmächtigkeit sind geringer als bei den Turbiditen in den nördlichen Steinbrüchen.

Stratigraphie: KEGEL (1925) ließ durch Gothan die Pflanzenreste aus den Grauwacken zwischen Gießen und Marburg überprüfen. Dieser stellte für folgende Fundpunkte ein unterkarbonisches Alter fest: S Gießen am Seltersberg, Kehna, Gisselberg und Oberweimar. Weitere Pflanzenfunde beschrieb HENNINGSEN (1961, 1963) bei Schloß Friedelhausen und aus den Steinbrüchen zwischen Gießen und Heuchelheim. Nach DABER (in HENNINGSEN 1961) gehören die Pflanzenreste eindeutig ins Unterkarbon. Eine genauere Einordnung ist allerdings nicht möglich.

Conodonten des tiefsten Teils der Adorf-Stufe (ENGEL et al. 1983 a) aus der Jüngeren Grauwacke lassen Zweifel an der stratigraphischen Aussagekraft der Pflanzenfunde aufkommen. Doch handelt es sich um aus karbonatischen Grauwacken herausgelöste Conodonten, die sich nicht mit den stratigraphischen Befunden aus den Krofdorfer Schichten decken. Fossilführende Kalkgerölle in diesen karbonatischen Grauwacken (Korallen, Styliolinen, Ostracoden etc.) deuten darauf hin, daß es sich um umgelagerte Conodonten handelt, die nur ein Höchstalter angeben.

Für die Jüngere Grauwacke muß weiterhin ein karbonisches Alter angenommen werden. Dies wird durch die datierte Kulmgrauwacke am Hüttenberg unweit des S-Randes der Gießener Grauwacke unterstützt.

Der Hiatus zwischen den tiefoberdevonischen Grauwacken der Krofdorfer Schichten und der kulmischen Jüngeren Grauwacke könnte auf einer Nachweislücke oder einer Schichtlücke beruhen. Die übergreifende Lagerung der lithologisch klar abtrennbaren Jüngeren Grauwacke

auf die unter- bis oberdevonischen Gesteine der Krofdorfer Schichten (s. Karte 1) deuten auf eine Schichtlücke hin, die auf das Abscheren der Jüngeren Grauwacke von ihrer Unterlage und die damit verbundene tektonische Unterdrückung der fehlenden Schichten zurückgeführt werden kann. Als Abscherhorizont könnten Kieselschiefer des höheren Oberdevons gedient haben, wie sie im südlichen Kellerwald (JAHNKE & PAUL, 1968) über den dort ebenfalls in die Nehden-Stufe gehörenden Grauwacken folgen.

Ein Versuch, den Südteil der Gießener Grauwacken stratigraphisch genauer einzuordnen, gelang nicht. Die Aufbereitung von Tonschiefern auf Palynomorpha erbrachte lediglich einige nicht näher bestimmbarere Formen. Bis auf wenige nicht zuzuordnende Conodontenreste blieb die Suche nach Fossilien erfolglos, da die Kieselschiefer zu stark beansprucht sind.

4. Magmatite

Der Vulkanismus im Rhenoharzynikum beginnt im Unterdevon mit der Förderung von Keratophyren und Quarz-Keratophyren. Diabase und Spilite sowie deren mächtige Pyroklastika sind bezeichnend für die mitteldevonische Hauptphase. Im Oberdevon klingt die vulkanische Aktivität vorübergehend ab, während es im Unterkarbon erneut zur verstärkten Magmenförderung (Deckdiabas) kommt.

RÖSLER & WERNER (1979) stellen auf Grund ihrer Untersuchungen an 1200 Magmatiten, sowohl des Rhenoharzynikums als auch des Saxothuringikums fest, daß nirgends geochemische Merkmale einer ozeanischen Kruste vorhanden sind. WEDEPOHL et al. (1983) weisen auf das Fehlen von Meta-Andesiten im Rhenoharzynikum hin und schließen damit einen subduktionsbezogenen Vulkanismus aus.

Es ist auf Grund der Tendenz von Alkali-Olivin-Basalten im N und Tholeiiten im S eine Zunahme des anatektischen Aufschmelzungsgrades von N nach S abzuleiten (HERRMANN & WEDEPOHL, 1970; WEDEPOHL et al., 1983; RÖSLER & WERNER, 1979). Alle Bearbeiter der basischen Vulkanite des Harzes und des Sauerlandes kommen zu weitgehend übereinstimmenden Interpretationen in bezug auf deren tektonische Stellung (u. a. RÖSLER & WERNER, 1979; WEDEPOHL et al., 1983: „kontinentale Tholeiite“). Demgegenüber gehen die Meinungen über den Bildungsbereich der basischen Vulkanite des Lahn-Dill-Gebietes auseinander.

Während Hauptelementanalysen der basischen Vulkanite aus der Lahn- und Dillmulde schon lange vorliegen (zusammengefaßt in RÖSLER & WERNER, 1979), untersuchten HERRMANN & WEDEPOHL (1970) erstmals ihren Spuren- und Seltenen-Erd-Element-Chemismus und deuten die Gesteine als kontinentale Tholeiite. HERRMANN et al. (1974) bestätigen diese Annahme. MEYER (1981) schließt sich ebenfalls dieser Deutung an. WEDEPOHL et al. (1983) interpretieren die Daten von MEYER (1981) neu und verweisen auf die Ähnlichkeit der Seltenen-Erd-Element-Verteilungsmuster der Lahn-Dill-Vulkanite mit Ozeanbodenbasalten (E-Type MORB sensu SUN et al., 1979).

MEYER (1981) veröffentlichte auch erstmals Daten, die auf typische Ozeanbodenbasalte (N-Type MORB sensu SUN et al. 1979) am S-Rand der Gießener Grauwacke hindeuten.

Im Krofdorfer Forst sind in mitteldevonischen, ca. 50 m mächtigen Schwarzschiefern (s. Kap. 3.1.1. und Kap. 3.1.2.) Tuffite und bis zu 10 m mächtige Diabase (Spilite) eingeschaltet. N Atzbach lagern die Kieselschiefer mit sedimentärem Kontakt auf Diabas-Mandelstein. N und S Salzböden zeigen die Tonschiefer zum Vulkanit hin Kontakterscheinungen (vgl. KLIPSTEIN, 1852: 292; SCHOTTLER, 1913: 27). Es handelt sich also offensichtlich um subeffusive bis effusive Laven.

Von sieben Proben wurden an der Justus-Liebig-Universität Gießen der Gehalt an Haupt- und Spurenelementen, von acht Proben der Gehalt an Seltenen Erden bestimmt.

Die aus den Krofdorfer Schichten untersuchten Diabase und Spilitite zeigen typische geochemische Merkmale von MOR-Typ Basalten (GRÖSSER & DÖRR, 1986). Die relativ hohen Gehalte an Cr und Y, sowie niedrige Gehalte an großionigen, inkompatiblen Elementen und flache oder an Leichten Seltenen Erden (LSE) abgereicherte Seltene-Erd-Element(SEE)-Verteilungen (s. Abb. 2) deuten an, daß es sich nicht um primitive Tholeiite einer Inselbogenentwicklung handelt. Das Fehlen von für Inselbögen typischen tholeiitischen und kalkalkalinen Basalten und Andesiten ist ebenfalls ein Hinweis in diese Richtung. Niedrige Nb-Gehalte und La/Nb-Verhältnisse sprechen für die Bildung dieser Vulkanite an divergierenden Plattenrändern, etwa im Zusammenhang mit einem Spreading. Doch ist eine typische Ophiolith-Abfolge (sheeted dykes, gabbros) und Entwicklung des Paläozoikums wie im SW Englands (Lizard-Ophiolith, FLOYD, 1976) nicht vorhanden. Bei den untersuchten Vulkaniten handelt es sich lediglich um lokal begrenzte Laven in mitteldevonischen, kieselligen Schiefern. Vergleichbar sind sie allenfalls mit den von FLOYD (1984) beschriebenen Basalten in einer Sedimentabfolge (Mylor-Formation, Adorf-Stufe) oder mit den Basalt-Megaklasten der Roseland Brekzie nördlich des Lizard-Ophiolithes. Er erklärt diese Basalte durch einen „abgebrochenen Versuch, während eines Rifting im Devon Ozeanboden zu bilden“. Doch unterscheiden sie sich von den MOR-Typ Basalten der Krofdorfer Schichten durch ihre relativ hohen Gehalte an großionigen, inkompatiblen Elementen und durch an LSE relativ angereicherte SEE-Verteilungen. Nur die Basaltklasten der Roseland Brekzie am Top der Carrick Decke zeigen geochemische Ähnlichkeiten mit dem Ozeanboden des Lizard-Komplexes, doch leitet sie FLOYD (1984) ebenfalls nicht von einem Ozeanboden ab.

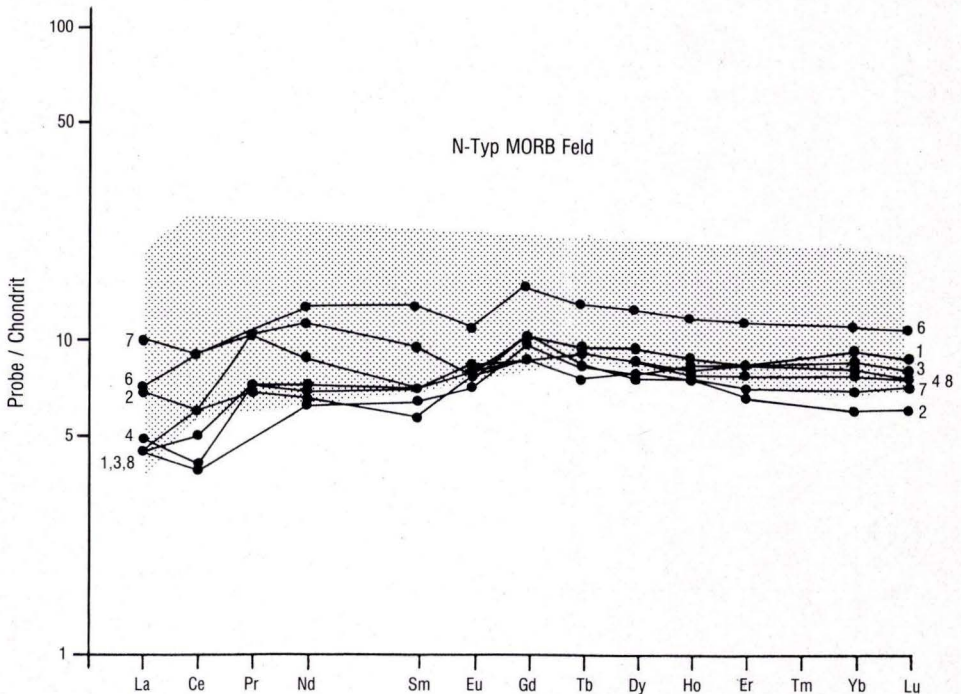


Abb. 2. Seltene-Erd-Element-Verteilungen der Basalte aus den Krofdorfer Schichten (aus GRÖSSER & DÖRR, 1986).

Die MOR-Typ Basalte in den Krofdorfer Schichten stehen im krassen Gegensatz zu den mächtigen an LSE angereicherten Basalten der Lahnmulde. Dies weist auf eine unterschiedliche Magmengene- und -herkunft hin. Es muß ein eigenständiges Becken gefordert werden, in welchem es im Mitteldevon, evtl. in Zusammenhang mit einem fortgeschrittenen Rifting, zur Bildung der MOR-Typ Basalte kam. Eine andere Deutungsmöglichkeit besteht darin, die Krofdorfer Schichten als Sedimentlayer einer ozeanischen Kruste mit kleinen intrusiven Vulkanitvorkommen zu deuten.

Dieser, für die strukturelle Entwicklung der Gießener Grauwacke so entscheidende Punkt, wird noch einmal in Kapitel 9. abgehandelt.

5. Sedimentologie

Im Nordteil der Gießener Grauwacke wurden Profile auf Korngröße, Bankdicke und Sedimentstrukturen untersucht. Dabei zeigte sich, daß der größte Teil der Klastika alle Merkmale typischer Turbidite aufweist. Boumazyklen sind ganz oder nur teilweise entwickelt. Die Variation in der Abfolge der Sedimentstrukturen, Bankmächtigkeit und Korngröße läßt sich von den verschiedenen Positionen der Bänke innerhalb der Turbidite ableiten.

Trägt man die maximale Korngröße gegen die Bankmächtigkeit auf, so lassen sich zwei Gruppen unterscheiden:

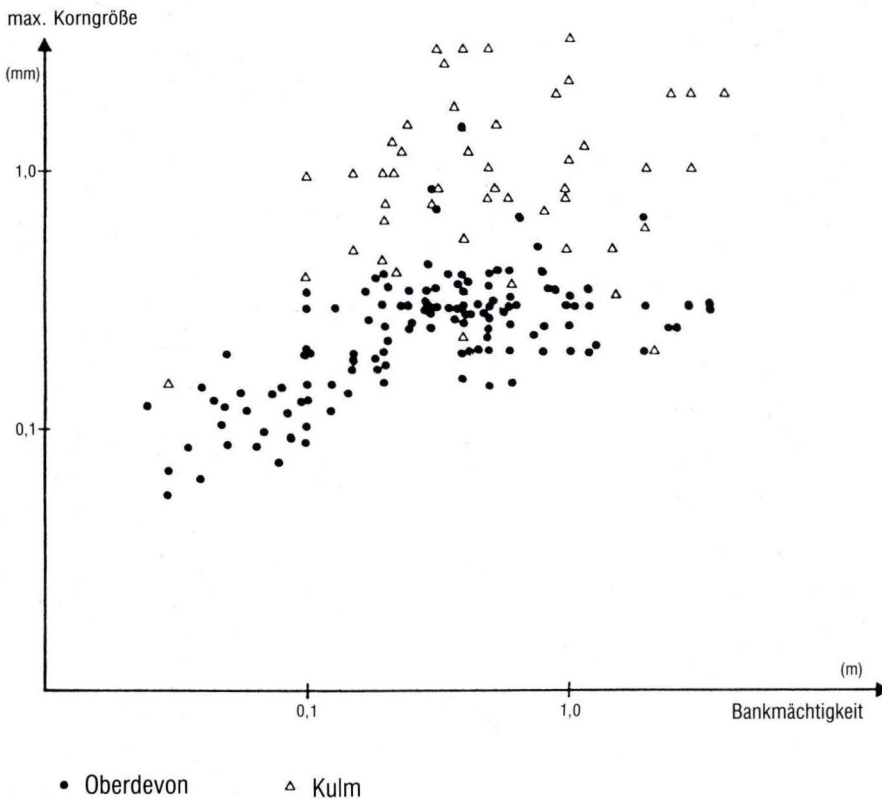


Abb. 3. Bankmächtigkeit/maximale Korngröße der Turbidite des Krofdorfer Forstes.

Oberdevonische Grauwacken mit maximalen Korngrößen selten über 0,4 mm und Bankmächtigkeiten von 5 cm bis 1 m (Verhältnis 0,002 bis 0,0008).

Unterkarbonische Grauwacken mit maximalen Korngrößen zwischen 0,5 mm bis 3 mm bei etwa gleicher Bankmächtigkeit (Verhältnis 0,01 bis 0,001; s. Abb. 3).

Die stets höheren Verhältnisse von Korngröße zu Bankmächtigkeit der kulmischen Turbidite (bei gekappten Zyklen von 0,05 bis 0,1; nicht in Abb. 3 dargestellt) läßt sich durch ihren relativ proximalen Charakter erklären. Auch in der Ausbildung der Boumazyklen unterscheiden sich die oberdevonischen von den unterkarbonischen Grauwacken. Anhand einiger ausgewählter Profile aus DÖRR (1986) sollen die Unterschiede aufgezeigt werden.

5.1. Oberdevonische Turbidite

Vollständig ausgebildete Boumazyklen finden sich selten. Sie setzen an der Basis mit einem strukturlos ausgebildeten Teil A eines Boumazykus ein und gehen ohne wesentlichen Korngrößenwechsel in den Abschnitt C des Boumazykus über, ohne einen erkennbaren Abschnitt B zu zeigen. Zur Bankoberseite hin nimmt die Korngröße langsam ab und geht in laminierte Siltsteine über (Bouma D), denen unter Zurücktreten des Siltanteils Tonschiefer (Bouma E) mit Conodonten folgen (s. Abb. 5, Profil A). Typisch für diese oberdevonischen Turbidite ist die

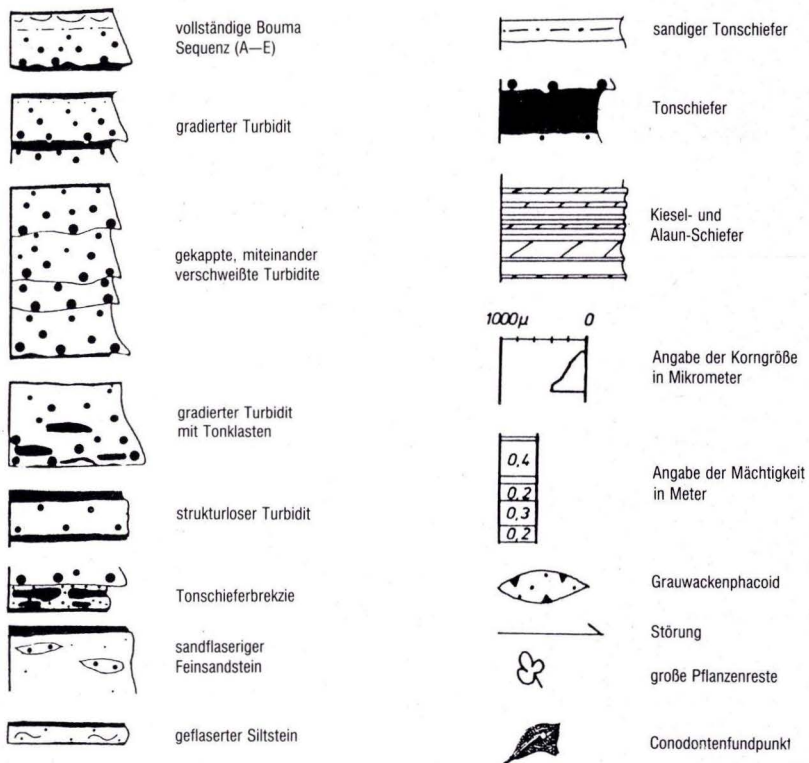


Abb. 4. Legende zu den sedimentologisch bearbeiteten Profilen.

langsame Abnahme der Korngröße von Bankunterseite zur -oberseite. Das Fehlen einer deutlichen Gradierung läßt sich durch die Anlieferung von relativ gut sortiertem Material erklären. Eine Gradierung mit deutlich größeren Körnern an der Basis findet sich sonst selten in den Profilen. Nur in einem Steinbruch N Krumbach, in welchem die oberdevonischen Turbidite am größten ausgebildet sind, weisen sie eine deutliche Gradierung auf.

Weitaus öfter treten leicht gradierte oder strukturlose Turbidite auf, denen die Abschnitte C und D der Boumasequenz fehlen (s. Abb. 5, Profil B) und direkt die pelagischen Tone (Bouma E) folgen.

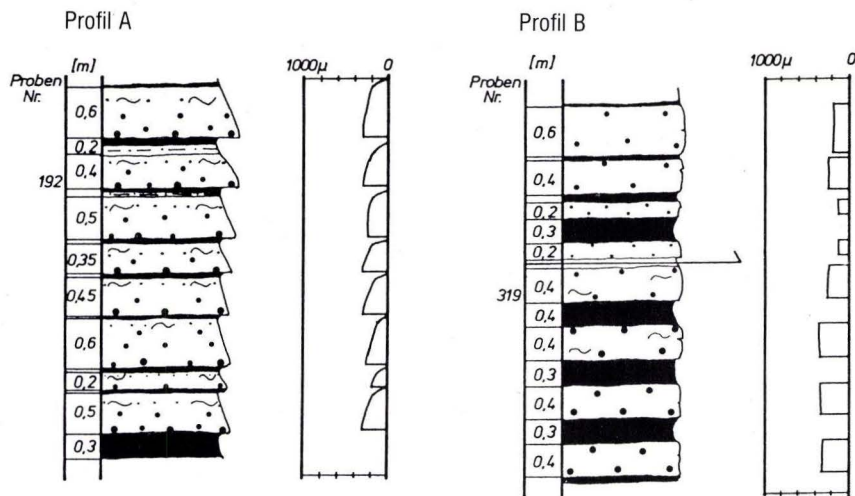


Abb. 5. Sedimentologisch bearbeitete Profile A und B aus dem Krofdorfer Forst.

Die bisher besprochenen Turbidite setzen sich aus den Boumazyklen A(B)CDE oder AE zusammen, die mit einer scharf begrenzten, ebenen Basis einsetzen. Bankunterseiten mit Strömungsmarken finden sich nur am NW-Rand des Krofdorfer Forstes (Steinbruch N Krumbach).

Ein laterales Aushalten der Bänke wird vermutet, ist mangels Aufschlüssen aber nicht zu beweisen. Die Bankmächtigkeit beträgt etwa 40 cm, kann aber zwischen 10 cm bis z. T. 1 m schwanken. Das Sand/Ton-Verhältnis variiert von 6:1 bis 3:1.

Alle bisher beschriebenen Merkmale lassen eine Zuordnung dieser Turbidite nach WALKER & MUTTI (1973) in den Faziestyp C (klassischer „proximaler“ Turbidit) zu.

Neben den Turbiditen des Faziestypes C treten auch Grauwacken auf, denen an der Basis der Bouma-Abschnitt A oder A und B fehlen. Meist mit nur geringen Korngrößenunterschieden von der Basis zur Bankoberseite sind sie selten leicht gradiert. Typisch sind geflaserte Sedimentstrukturen (Rippelschichtung), die an der Basis einsetzen (s. Abb. 5, Profil B: Probe 319 und Abb. 6, Profil C). Die Bankdicke reicht von 1 cm bis 40 cm. Meist sind es 3 cm mächtige, geflaserte oder laminierte Siltsteine (Bouma CD) mit scharf einsetzender, ebener Basis, die zum Top in pelagische Tone (Bouma E) übergehen. Das Sand/Ton-Verhältnis in solchen Abfolgen ist geringer als 1:1 (s. Abb. 6, mittlerer Teil Profil D), verschiebt sich aber in Profilen mit mächtigeren Bänken gegen 5:1.

Turbidite mit Bouma-Sequenzen CDE oder DE und den oben beschriebenen Merkmalen sind typisch für die von WALKER & MUTTI (1973) beschriebenen klassischen „distalen“ Turbidite der Fazies D. Distal kann hierbei nicht nur auf das Liefergebiet, sondern auch auf die Lage im Verhältnis zum Zentrum des Schüttungskörpers bezogen werden. FRANKE (1984 b) bezeichnete solche Turbidite als „marginal/distal“.

Nicht durch eine Boumasequenz beschreibbar sind dagegen die Bänke von 0,8 m bis 3,0 m Mächtigkeit in den Profilen D und E (s. Abb. 6). Obwohl sie die größten Mächtigkeiten aufweisen, besitzen sie die feinsten Korngrößen. Sie setzen sich vorwiegend aus geflaserten Silt- bis Feinsandsteinen mit Feinsandlinsen zusammen. Eine solche dicke Bank repräsentiert wahrscheinlich nicht ein Turbiditereignis, sondern läßt sich eher auf Strömungen im Bereich zwischen Turbiditloben oder Kanälen zurückführen, die evtl. die Turbidite aufgearbeitet haben. Auf eine solche Position weisen ebenfalls die mit den mächtigen Bänken vergesellschafteten marginal/distalen Turbidite in den Profilen hin.

Mit den dominierend auftretenden Turbiditfazies C und D und einem durchschnittlichen Sand/Ton-Verhältnis 1,6:1 gehören die oberdevonischen Turbidite nach der Einteilung von WALKER & MUTTI (1973) in die Faziesassoziation 3B des mittleren Fächers mit auffingernden Loben.

Ein Profil im Gleibachtal zeigt von der Adorf-Stufe bis in den unteren Teil der Nehden-Stufe keinerlei grobklastischen Einfluß. Die autochthone, pelagische Fazies steht hier deutlich im Vordergrund. Der in Profil E (s. Abb. 6, Probe 173) erstmals in den Kieselschiefern auftretende Turbidit zeigt das Vorrücken des Turbiditfächers in den pelagischen Faziesbereich an. Im gleichen Profil besitzen die Adorf/Nehden-Turbidite nur eine geringe Mächtigkeit, pelagische Tonschiefer (Fazies G, WALKER & MUTTI) überwiegen. Die sich nach NW anschließenden Profile und die Turbidite im Steinbruch N Krumbach stellen den Zentralbereich der auffingernden Loben dar.

In den randlich/distalen Bereichen (Profil E) bleibt die Strömungsrichtung von NE nach SW durch das gesamte Profil von der Adorf-Stufe bis in die Nehden-Stufe gleich. Die Strömungsrichtung der zentralen/proximalen Turbidite im NW zeigt dagegen eine starke Schwankung, die auf das Auffingern des Turbiditfächers zurückzuführen ist (s. DÖRR, 1986: 81).

5.2. Unterkarbonische Turbidite

Vollständig ausgebildete Bouma-Sequenzen (A-E) finden sich in Profil F und H (s. Abb. 7 und 8), wobei in Profil H die pelagischen Tonschiefer fehlen und der untere laminierte Horizont nicht erkennbar ist. Nur in Profil F zeigt Probe 242 die Ausbildung einer idealen Bouma-Sequenz mit Abschnitt B und „convolute-bedding“ im oberen Teil des Abschnittes C (Probe 241). Weitaus häufiger sind dagegen deutlich gradierte Turbidite (Bouma A) mit direkt folgendem pelagischem Ton (Bouma E). Nur selten ist noch ein laminiertes Silthorizont (Bouma D) ausgebildet. Die maximale Korngröße liegt im Feinkiesbereich und ist nur auf die unteren cm des Turbidits beschränkt. Die Bankdicke reicht von 20 cm bis 3 m. Die Basis der Turbidite setzt scharf ein und weist zahlreiche Strömungs- und Setzungsmarken auf. Das Sand/Ton-Verhältnis schwankt von 5:1 bis 10:1. Das vorwiegende Auftreten von AE (s. Abb. 7, Profil G) und AD Bouma-Abschnitten mit den oben beschriebenen Merkmalen läßt eine Zuordnung dieser Turbidite in die Fazies C nach WALKER & MUTTI (1973) zu.

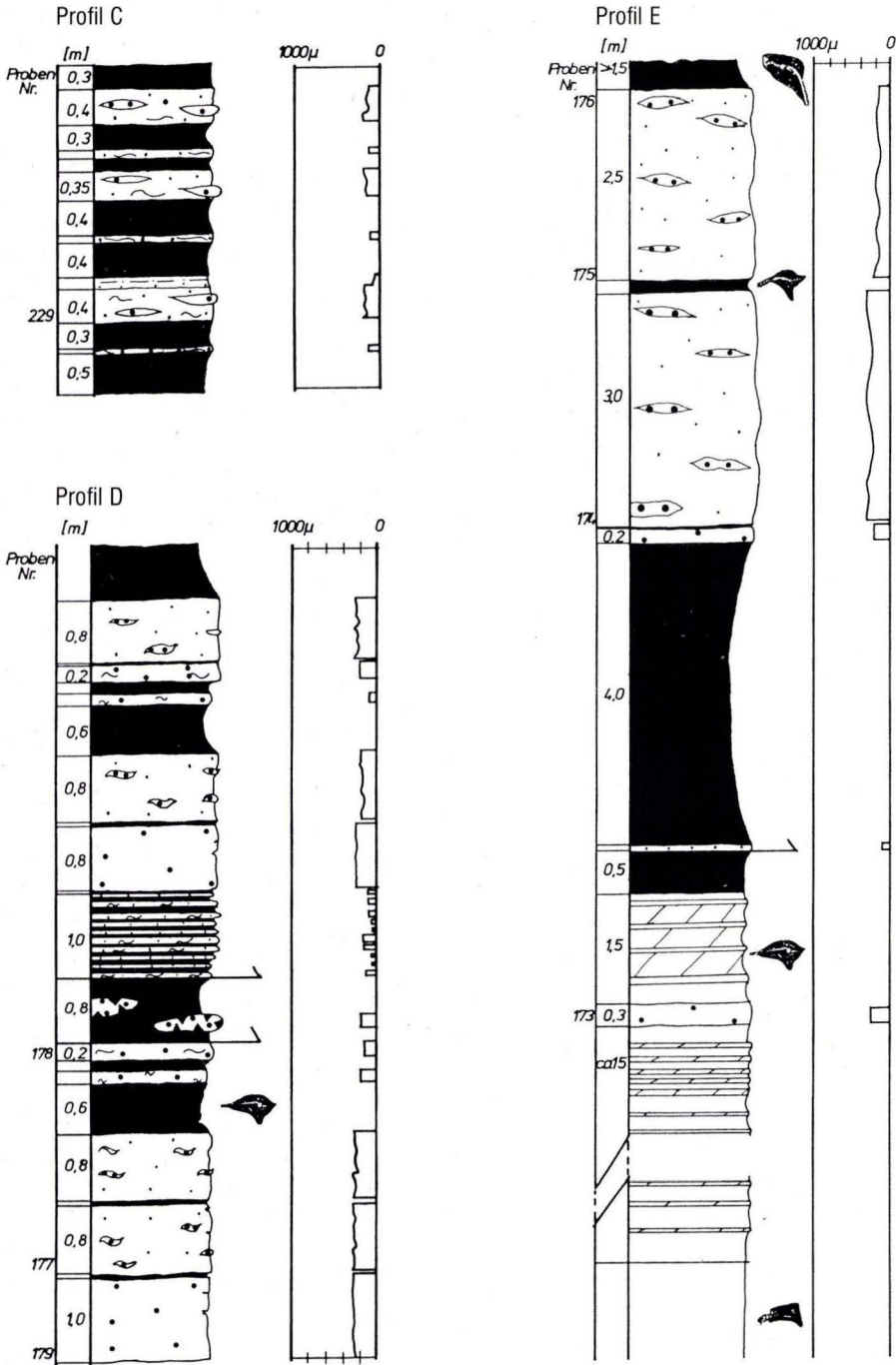


Abb. 6. Sedimentologisch bearbeitete Profile C, D und E aus dem Krofdorfer Forst.

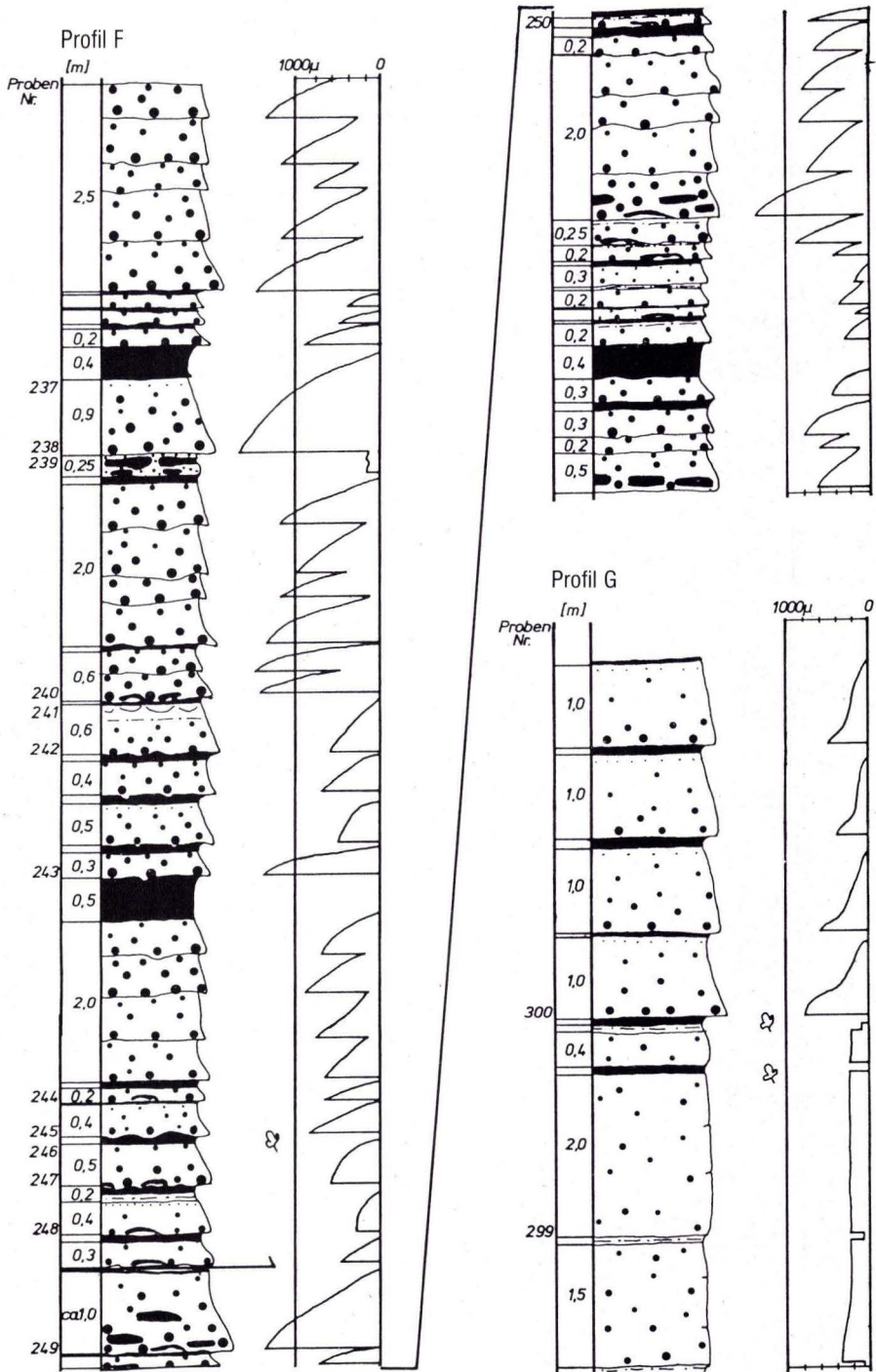


Abb. 7. Sedimentologisch bearbeitete Profile F und G aus dem Krofdorfer Forst.

Gekappte Bouma-Zyklen, bestehend nur aus Abschnitt A, sind für die karbonischen Turbidite typisch. Es sind deutlich gradierte oder strukturlose Kiese, die sich z. T. nicht mehr durch eine Bouma-Sequenz beschreiben lassen. Die einzelnen Schüttungen sind miteinander verschweißt und bilden 2 m mächtige (s. Abb. 7, Profil F) oder über die Aufschlußgröße (25 m) hinausreichende, massige Bänke (s. Abb. 8, Profil I). Das Sand/Ton-Verhältnis ist größer als 10:1. An der Basis auftretende Wickelstrukturen (Aufnahme des darunter liegenden Tonbandes ohne Abscheren von der Tonlage) deuten auf ein begrenztes Kriechen (oder Fließen) des Sediments nach der Ablagerung hin. Der durch die gekappten Bouma-Sequenzen belegte, erosive Charakter der Turbidite zeigt sich auch in der Aufnahme von Tonklasten bis 10 cm Länge, die sogar einmal in der oberen Hälfte einer Bank gefunden wurden (s. Abb. 7, Profil F: Probe 249). Inwieweit einzelne Schüttungen lateral durchhalten, ist mangels Aufschlüssen nicht zu beurteilen.

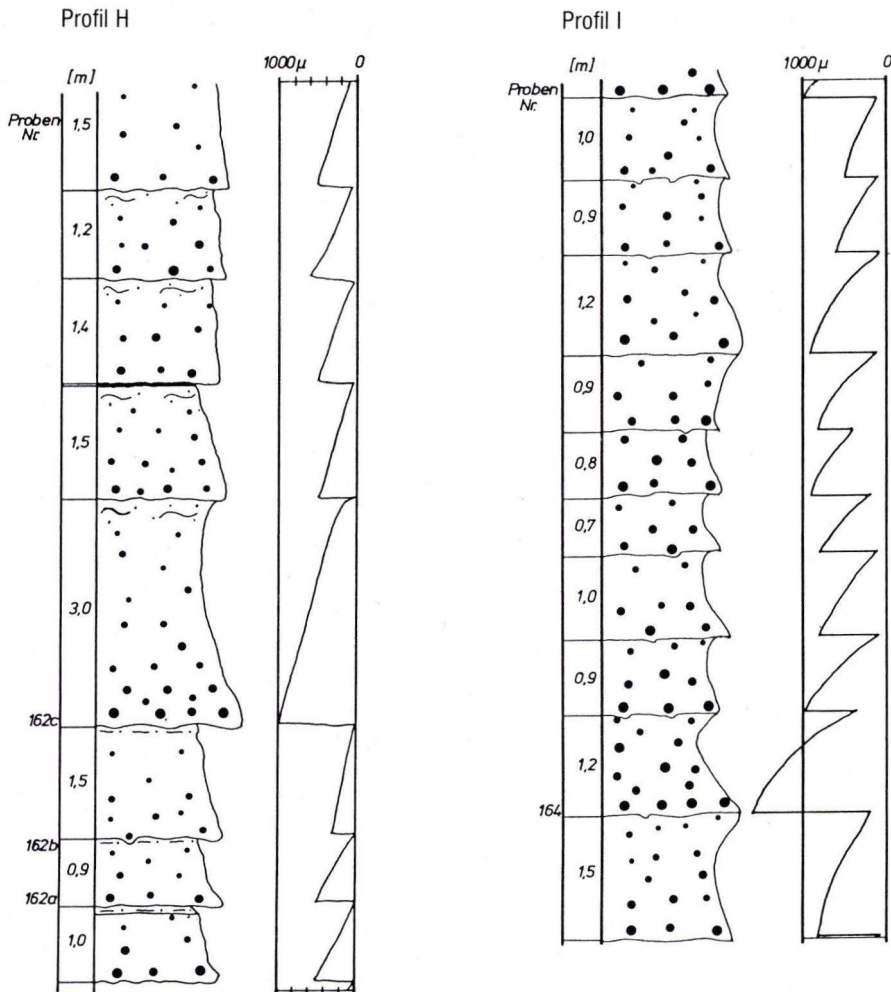


Abb. 8. Sedimentologisch bearbeitete Profile H und I aus dem Krofdorfer Forst.

Legt man die Kriterien von WALKER & MUTTI (1973) zugrunde, dann bestehen diese Turbidite aus einer Mischfazies von gekappter Fazies C (proximale Turbidite) über strukturlosen, verschweißten Sandsteinen der Fazies B2 bis hin zu gradierten Turbiditen im Kiesbereich der Fazies A4.

Das durchschnittliche Sand/Ton-Verhältnis von 9,6:1 und das Auftreten von Fazies C mit der Mischfazies (C-B2-A4) läßt eine Einordnung der unterkarbonischen Turbidite nach WALKER & MUTTI (1973) in die Faziesassoziation 3A (mittlerer Fächerbereich mit Kanälen) zu. Rutschungsstrukturen (slumping), die auf den oberen Bereich eines Turbidites am Schelfhang hinweisen, finden sich nur bei Profil F.

Im Vergleich zu den oberdevonischen Turbiditen der Krofendorfer Schichten besitzen die Turbidite der Jüngeren Grauwacke eine proximale Position zum Liefergebiet. Wenn auch hierbei bedacht werden muß, daß die Ausbildung der Sedimentstrukturen auch von der verfügbaren Korngröße auf dem Schelf abhängig ist.

6. Sedimentpetrographie

6.1. Methodik

Zur Ermittlung der Mineralspektren wurde die von HELMBOLD (1952) modifizierte Rosiwal-Methode benutzt. Sie wurde nur insofern verändert, daß ein Abzug der „größeren Körner“ von der Meßgeraden der feinen Fraktion unterblieb. Ein Vergleich der Helmbold-Rosiwal-Methode durch HUCKENHOLZ (1959) mit dem Sehnenschnittverfahren von MÜNZNER & SCHNEIDERHÖHN (1953) zeigte, daß die modifizierte Rosiwal-Methode die feinen Fraktionen überbewertet. Dies ist auf die zu kurzen Meßgeraden dieser Fraktionen zurückzuführen.

Die Dünnschliffe wurden senkrecht zur Schichtung geschnitten, um möglichst das gesamte Spektrum der Mineral- und Korngrößenverteilung der inhomogenen Grauwacken zu erhalten. Der Abstand der Meßgeraden, die über den Schliff gelegt wurden, betrug jeweils so viel wie der größte Korndurchmesser der zu bestimmenden Korngrößenklasse. Das Verhältnis der Summe der Kornschnitte zur durchfahrenen Meßstrecke ergab den prozentualen Anteil, wobei die Länge der Meßgeraden mit einhundert gemessenen Komponenten definiert war. Sämtliche Kornschnitte unter 20 Mikrometer wurden als Matrix zusammengefaßt, da die Identifizierung der Korngrenzen und Komponenten unsicher war. Der Anteil der Matrix wurde durch eine gesonderte Messung ermittelt. Pro Schliff wurden 800 bis 1000 Kornschnitte mit einer Gesamtmeßstrecke von ca. 35 cm gemessen.

6.2. Beschreibung der Komponenten

6.2.1. Freie Minerale

Quarz:

a) Nicht undulöse Quarze, meist klar und ungetrübt, löschen gleichmäßig aus. Größere Minerale sind meist idiomorph. Sie leiten zu den Gang- oder Granitquarzen über, die sich aus mehreren solcher großen, gleichkörnigen Mineralen pflasterartig zusammensetzen. Eine Unterscheidung von Gang- oder Granitquarzen ist nicht möglich. Sie werden, da sie nur in geringen Prozentwerten auftreten, den sauren Tiefengesteinen zugeschlagen.

Nur große, idiomorphe Minerale mit Resorptionsschläuchen und z.T. anhaftender feinkristalliner Grundmasse werden zu den sauren Vulkaniten gerechnet (Quarz-Porphyre).

b) Undulöse Quarze, sonst einheitlich erscheinend, zeigen ungleichmäßige Auslöschung unterschiedlicher Stärke.

c) Kataklastische Quarze, meist getrübt, erscheinen in gewöhnlichem Licht homogen. Bei gekreuzten Nicols zeigt sich die typisch felderhafte Aufteilung in stark undulös auslöschende Partien. Bei stärkerer Vergrößerung ist oft feinstzerbrochener Quarz in den Zwickeln zu erkennen. Der Übergang zu den Quarziten ist fließend.

Einschlüsse von Wasser, Gas oder Mineralen werden bei der Auszählung nicht berücksichtigt.

Feldspäte:

Die Unterscheidung der Feldspäte erfolgt nach äußeren Merkmalen.

a) Kalifeldspäte, meist relativ groß und frisch, zeigen überwiegend perthitische Strukturen wie schmale Albitspindeln oder -flammen. Selten, durch ihre Kreuzlamellierung aber auffällig, treten Mikrokline auf.

b) Plagioklase, meist nach dem Albit-, seltener nach dem Periklin-Gesetz verzwillingt. Bei einigen Plagioklasen sind die Zwillingslamellen, wahrscheinlich durch tektonischen Streß, deutlich verbogen.

c) Unverzwillingte Feldspäte

Zu dieser Gruppe werden alle Feldspäte gerechnet, die nicht weiter zu bestimmen sind. So z. B. Feldspäte der Gruppe b), die durch ungünstige Schnittlage keine Zwillinge erkennen lassen. Unverzwillingte Kalifeldspäte sind im Gegensatz zu den Plagioklasen, die z. T. auch kalzitisiert sind, geringer zersetzt.

Glimmer:

Der Gehalt der Glimmer wird durch die Auszählung zu niedrig wiedergegeben, da sich ein Großteil, bedingt durch seine Größe, unter dem Begriff Matrix versteckt.

a) Hellglimmer, farblos ohne Pleochroismus, treten am häufigsten auf. HELMBOLD (1952) und HUCKENHOLZ (1959) weisen daraufhin, daß ein Teil der farblosen Glimmer als entfärbte Biotite anzusehen sind.

b) Biotit wurde nur dann gesondert gezählt, wenn ein deutlicher Pleochroismus von hellbraun nach dunkelbraun zu erkennen ist.

Biotit und Hellglimmer sind randlich oft zerfranst und in Chlorit umgewandelt.

c) Chlorit, mit einem Pleochroismus von farblos nach lindgrün, auffällig durch seine stahlblauen und olivbraunen Interferenzfarben.

6.2.2. Gesteinsbruchstücke

Magmatite:

a) Tiefengesteine

Von den Plutoniten treten nur saure, granitische Typen auf. Sie bestehen aus mehreren großen, gleichkörnigen Feldspäten (perth. Kalifeldspäte und Plagioklase) und Quarzen, die durch gerade Korngrenzen voneinander getrennt sind. Glimmer (Biotit) ist selten zu beobachten. Selten treten Myrmekite auf.

b) Quarzporphyre

In einer stark zersetzten oft mikrokristallinen, selten relativ grobkörnigen Grundmasse schwimmen große, idiomorphe bis hypidiomorphe Quarzeinsprenglinge.

c) Feldspatporphyre

Ähnlich wie b) (s. o.) nur mit Feldspäten (Plagioklase) als Einsprenglinge. Zu dieser Gruppe werden auch Bruchstücke, bestehend aus kleinen oder großen Plagioklasleisten, gerechnet, die z.T. eine fluidale Textur besitzen. Die unter den Gruppen b) und c) besprochenen Gesteinsbruchstücke gehören zu den sauren Eruptiva.

d) Intermediäre und basische Vulkanite

Diese Gruppe zeichnet sich durch gut gerundete und meist stark zersetzte Bruchstücke aus (wahrscheinlich z.T. zur Rubrik „Unbestimmbare und Andere“ gerechnet). Es sind meist diabasartige Gesteine mit ophitischem Gefüge, deren Grundmasse fast völlig zu Chlorit umgewandelt ist. Selten können Einsprenglinge von ?Hornblenden (auch umgewandelt) mit 6-eckigem Querschnitt und Feldspäte beobachtet werden.

Sedimentite:

a) Sandsteine

Von reinen, gut sortierten Quarz-Sandsteinen mit fast keinem Bindemittel bis feinkörnigen Wacken mit viel Matrix treten alle Varianten auf. Bis auf die relativ groben Quarz-Sandsteine mit gut gerundeten Komponenten fehlen aber grobklastische Sedimente. Relativ feinkörnige Sandsteine mit tonigem Bindemittel und wenig Feldspäten und Gesteinsbruchstücken stellen die Hauptmasse dieser Gruppe. Mit zunehmendem Matrixgehalt gehen die Sandsteine in sandige Tonschiefer über, so daß der Übergang vom Sandstein zum Tonschiefer fließend ist.

b) Tonschiefer

In Farbe und Quarz-Gehalt sehr unterschiedlich, treten Tonsteine bis Tonschiefer meist als längliche, gut gerundete Gerölle auf. In den tiefoberdevonischen Grauwacken sind fast ausschließlich nur sandige Tonschiefer, in den jüngeren Grauwacken reine Tonschiefer vorhanden. Die Tonschiefer der jüngeren Grauwacken sind wahrscheinlich während des Transports vom Untergrund aufgenommen worden (s. Kapitel 5.2.).

c) Lydite

Kieselschiefer und Lydite, bestehend aus einem feinkörnigen, in sich verzahnten Quarz-Opal-Gemisch, beinhalten in den tiefoberdevonischen Grauwacken zahlreiche Radiolarien. Diese sind mit radialstrahligem Quarz ausgefüllt.

Metamorphite:

a) Gneise

Spindelförmige Feldspäte und Quarze werden lagig von Glimmer und Chlorit umschlossen. Treten nur noch Feldspäte und Quarze auf, so ist eine Abtrennung gegenüber druckbeanspruchten Granitgeröllen sehr schwierig.

b) Glimmerschiefer und Phyllite

Stark verfältelte Glimmer und Chlorite bilden den Hauptanteil. Mit zunehmenden Quarz-Gehalt gehen sie in Quarz-Glimmerschiefer über.

c) Quarz-Glimmerschiefer

Meist weniger verfältelt, aber mit einem erheblich höheren Quarz-Gehalt als Gruppe b).

d) Quarzite

Bestehend aus stark undulös auslöschenden Quarzen, die eng miteinander verzahnt sind. Diese Gruppe variiert in Textur und Korngröße erheblich. Gerölle mit relativ großen Quarzen

besitzen im Gegensatz zu den Feinkörnigen keine lagige Textur. Diese wird meist durch einen Wechsel in der Korngröße verursacht. Ein geringer Gehalt von Feldspäten (Plagioklase) und Glimmer ist auch zu beobachten.

e) Glimmer-Quarzite

Zwischen den eng verzahnten Quarzkörnern liegen eingeregelt Glimmer- und Chlorit-schuppen.

f) Quarzitschiefer

Lang ausgewalzte Quarzkörner sind eng miteinander verzahnt. Die Gerölle sind meist länglich und besitzen eine lagige Textur.

6.2.3. Unbestimmbare und andere Komponenten

Erwähnenswert sind noch Kalkgerölle, die z.T. erhebliche Prozentwerte erreichen. Es sind vorwiegend Mikrite und Sparite, die selten Fossilien (Tentaculiten) beinhalten.

Unter den freien Mineralen treten noch häufig Schwerminerale wie Zirkon, Rutil und Turmalin auf. Selten ist Granat zu finden.

Die unbestimmbaren Komponenten lassen sich wohl hauptsächlich von zersetzten Feldspäten, basischen Vulkaniten und Grauwacken mit hohem Feldspatgehalt ableiten.

6.2.4. Matrix

Als Matrix werden alle Komponenten mit Kornschnitten unter 20 Mikrometer zusammengefaßt. Tonminerale, Glimmer und Chlorite bilden die Hauptmasse. Quarz und Feldspat treten dagegen zurück. In einigen Proben findet man keine reine tonige Matrix, sondern karbonatischen Zement, der unregelmäßig im Schliff verteilt ist. Nur die Grundmasse der Probe 32 besteht ausschließlich aus karbonatischem Zement.

Tab. 5. Zusammensetzung der oberdevonischen Grauwacken

<u>Schliff-Nr.:</u>	24	40	19	34	35	36	37	33	32	38
	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)
Nicht undulöser Quarz	30,7	22,2	24,5	5,4	6,2	8,5	7,7	10,3	6,9	12,6
Undulöser Quarz	13,2	17,7	17,0	7,8	9,1	8,6	8,1	6,4	14,3	6,2
Kataklastischer Quarz	2,8	4,8	2,4	8,2	4,9	5,4	9,0	13,0	7,6	6,7
Quarz insgesamt	46,7	44,7	43,9	21,4	20,2	22,5	24,8	29,7	28,8	25,5
Kalifeldspat	0,6	0,7	0,4	1,6	2,6	1,4	2,0	0,1	0,2	0,8
Plagioklase	1,5	1,7	0,6	1,1	1,8	3,3	2,3	3,3	0,2	2,0
Feldspat unverzwill.	3,6	6,8	10,9	4,2	9,5	8,4	12,1	11,9	9,7	7,9
Feldspat insgesamt	5,7	9,2	11,9	6,9	13,9	13,1	16,4	15,3	10,1	10,7
Hellglimmer	1,1	1,4	2,9	2,9	4,6	5,4	3,3	4,7	7,6	2,8
Biotit	+	1,0	0,8		0,2	0,3	0,5	0,4	0,3	0,8
Chlorit	+	0,2	0,1	0,6	1,5	0,6			0,7	0,4
Glimmer insgesamt	1,1	2,6	3,8	3,5	6,3	6,3	3,8	5,1	8,6	4,0
Tiefengesteine	4,7	2,2	2,1	12,4	9,6	17,7	9,9	5,7	4,7	14,8
Quarzporphyre	0,5	0,4	1,6	1,5	2,5		2,0	1,7	0,9	1,4
Feldspatporphyre	2,5	1,6	0,8	6,3	2,6	0,8	3,2	2,3	1,4	2,9
Basische Vulkanite	0,2	0,3		0,5	2,6	0,3			0,5	0,6
Magmatite insgesamt	7,9	4,5	4,5	20,7	17,3	18,8	15,1	9,7	7,5	19,7
Sandsteine	5,9	3,2	3,6	7,8	2,3	3,6	0,9	1,4	0,3	2,1
Tonschiefer	14,6	11,4	13,7	1,9	0,4	2,7	2,9	3,8	2,4	0,2
Lydite	0,6	0,5		0,3	0,5	0,1	0,1		1,2	
Sedimentite insge.	21,1	15,1	17,3	10,0	3,2	6,4	3,9	5,2	3,9	2,3
Gneise				0,2	0,8	0,2	0,6			
Glimmerschiefer				1,6	2,9	1,8	1,0	2,8	0,3	2,5
Quarz-Glimmerschie.				2,2	1,2	1,5	0,4	0,7	1,2	0,4
Quarzite	2,4	6,8	1,1	17,9	16,3	10,0	12,6	9,4	9,5	8,3
Glimmerquarzite		0,3	0,1	4,2	4,1	1,7	3,1	2,4	1,0	3,3
Quarzschiefer				1,3	0,9	0,6	0,2	0,4		0,4
Metamorphite insge.	2,4	7,1	1,2	27,4	26,2	15,8	17,9	15,7	12,0	14,9
Gesteinsbruchstücke	31,4	26,7	23,0	58,1	46,7	41,0	36,9	30,6	23,4	36,9
Unbestimm. u. Andere	2,4	3,6	2,2	2,5	2,8	3,7	3,3	4,7	10,9	2,9
Matrix	11,6	12,0	14,5	5,0	8,8	11,3	13,2	13,7	17,6	19,0
Summe	98,9	98,8	99,3	97,4	98,7	97,9	98,4	99,1	99,4	99,0

6.3. Zusammensetzung der klastischen Gesteine

Die im Anhang aufgeführten Einzelergebnisse der oberdevonischen Grauwacken sind in Tab. 5 gekürzt dargestellt. Die Probennummern beziehen sich auf die in Kapitel 3.1.3. angegebenen Faunenlisten. Zum Vergleich werden die von HENNINGSSEN (1961) bearbeiteten Kulmgrauwacken (Probe I-X) herangezogen. Die Auswertung erfolgt nach der Klassifikation von PETTIOHN, POTTER & SIEVER (1972). Danach handelt es sich bei allen Proben je nach Matrixgehalt um lithische Arenite (Matrixgehalt 5–10%, Probe 34, 35, V–IX) oder lithische Grauwacken (Matrixgehalt 10–20%), wobei der Übergang fließend ist.

Im Diagramm Quarz/Feldspat/Gesteinsbruchstücke (s. Abb. 9) liegen die Proben alle in einem Feld (lith. Arenite o. Grauwacken). Nur die Proben 19, 24 und 40 heben sich durch einen deutlich höheren Quarzgehalt ab, der von feinkörnigeren Proben dieses Typs so hoch ist, daß ein Übergang zu Quarzwacken besteht.

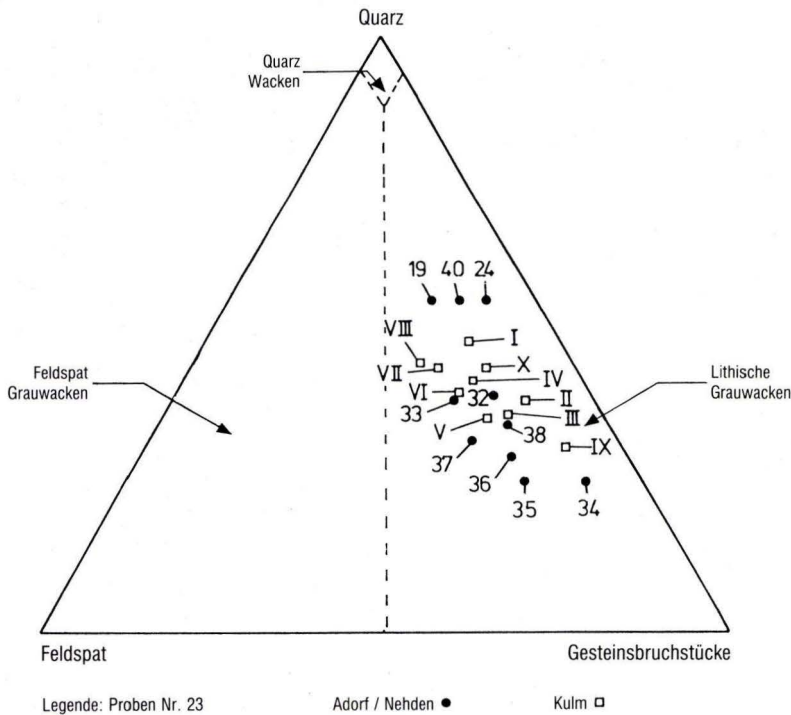


Abb. 9. Klassifikation der Grauwacken und Arenite des Krofdorfer Forstes.

Die Häufigkeit der einzelnen Quarzvarietäten läßt schon die Tendenz einer Dreigliederung erkennen. Die oberdevonischen Proben mit einem Quarzgehalt von ca. 45% besitzen immer deutlich weniger undulöse Quarze wie nicht undulöse Quarze (s. Tab. 5; Probe 19, 24, 40). Kataklastische Quarze sind nur wenig vorhanden. Die oberdevonischen Grauwacken, die sich in Abb. 9 mit den karbonischen decken, zeigen eine gleichmäßige Verteilung der verschiedenen Quarztypen. Bei den karbonischen Proben überwiegen klar die kataklastischen Quarze (s. HENNINGSSEN, 1961).

Der Feldspatgehalt der oberdevonischen Grauwacken schwankt von 6% bis 16% ähnlich wie bei den kulmischen. Es sind vorwiegend unverzwillingte Feldspäte, die sich nicht ohne weiteres untergliedern lassen. Verzwillingte Plagioklase treten gegenüber den perthitischen Kalifeldspäten z.T. öfter auf. Der Glimmergehalt, meist Hellglimmer, schwankt stark.

Der Anteil der Gesteinsbruchstücke liegt zwischen 25% und 55%. Anhand der Verteilung der Gesteinsbruchstücke lassen sich drei Grauwackentypen unterscheiden (s. Abb. 10):

Typ A (Probe 19, 24, 40) führt vorwiegend sedimentäre Gesteinsbruchstücke (s. Tab. 5). Ton-schiefer, meist sandige, überwiegen. Bei den Sandsteinen handelt es sich meist um Quarz-wacken. Die Magmatite, die nur ein Drittel der Prozentwerte der Sedimentite erreichen, werden hauptsächlich von den sauren Tiefengesteinen gestellt. Metamorphite treten gegenüber den anderen Gesteinstypen zurück. Typ A läßt sich am besten als Sedarenit bzw. Sedgrauwacke bezeichnen.

Bei **Typ B** sind die Magmatite und Metamorphite etwa gleich stark vorhanden (s. Abb. 10). Die Magmatite bestehen, wie auch bei Typ A und Typ C, hauptsächlich aus sauren Plutoniten. Bei den Metamorphiten überwiegen die Quarzite.

Typ C ist durch hohe Metamorphitanteile gekennzeichnet. Dies drückt sich auch durch den bereits oben beschriebenen hohen Gehalt von kataklastischem Quarz aus. Der Anteil der Sedimentite ist gegenüber Typ A erheblich niedriger, doch treten wesentlich mehr verschiedene Sedimenttypen auf (Quarzarenite bis Grauwacken, Radiolarite, Crinoidenkalke, Tentakulitenkalke usw.). Typ C läßt sich nach PETTJOHN et al. (1972) am besten als Phylloarenit bzw. Phyllograuwacke beschreiben.

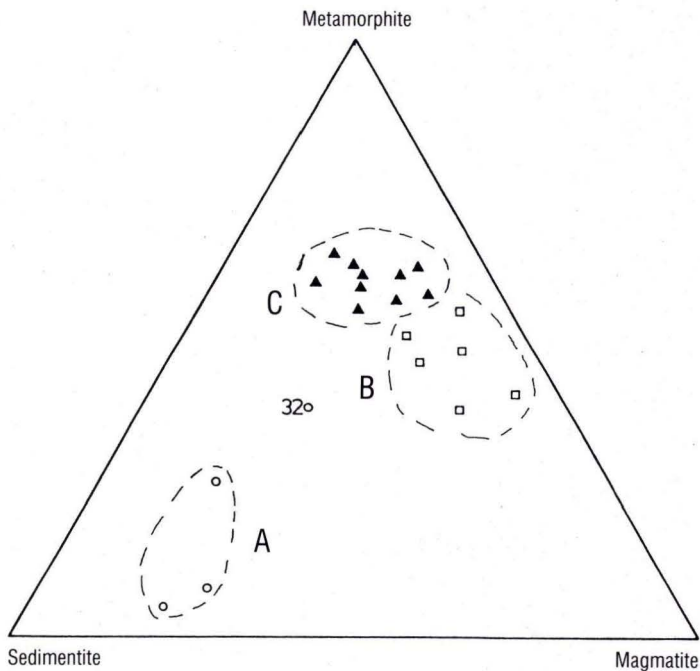
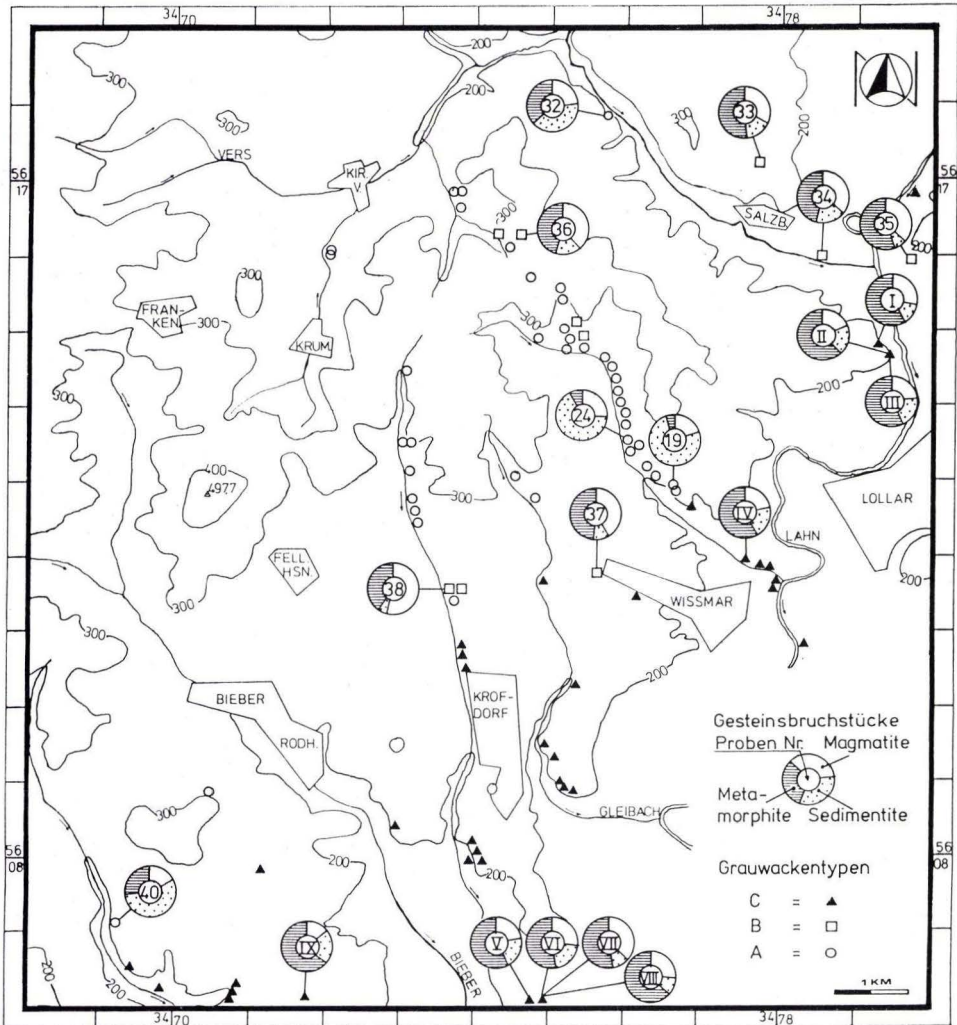


Abb. 10. Untergliederung der Grauwacken und Arenite des Krofdorfer Forstes in Typ A, B und C durch Gesteinsbruchstücke.

Probe 32 läßt sich keinem Grauwackentyp zuordnen. Die in Spalte „Unbestimmbare und Andere“ (s. Tab. 5) enthaltenen 8% Kalkbruchstücke müssen zu den Sedimentiten gerechnet werden, so daß etwa gleich viel Sedimentite (vorwiegend Kalke), Metamorphite und Magmatite vorhanden sind. Die Matrix ist im Gegensatz zu den anderen Proben karbonatisch und mit 18% relativ hoch. Sie wird nur von Probe 38 übertroffen, die ebenfalls in die Nehden-Stufe gehört.

120 weitere Dünnschliffe wurden auf ihren Gehalt an Quarz, Feldspat, Gesteinsbruchstücken und Matrix untersucht und jeweils einem der Grauwackentypen zugeordnet. Dabei erwies sich die Einstufung zu Typ A als einfach, dagegen ließen sich Typ B und C meist erst durch eine Geröllanalyse unterscheiden.

Die Verteilung der verschiedenen Grauwackentypen zeigt Karte 3. Die oberdevonischen Grauwacken der Typen A und B treten im NW-Teil des Krofdorfer Forstes, die kulmischen (Typ



Karte 3. Verteilung der Grauwackentypen im Krofdorfer Forst.

C) im SE-Teil auf. Die Sedarenite bzw. -Grauwacken des Oberdevons überwiegen deutlich gegenüber denen des Typs B, der schon Anklänge zu den Phylloareniten bzw. -Grauwacken des Karbons zeigt. Besonders gut aufgeschlossen und in ihrer typischen Ausbildung findet man die Sedarenite bzw. -Grauwacken in einem großen Steinbruch N Krumbach, wo sie als gradierte Turbidite mit load- und flute casts auftreten.

Vergleicht man die verschiedenen Grauwacken aus der Umgebung von Gießen mit denen des östlichen Schiefergebirges, so zeigt sich, daß der Typ A mit den Grauwacken des doII/III der Hörre (E Herzhausen; Ulmbachtal; HENNINGSSEN, 1963, 1973), der Typ C mit den karbonischen Grauwacken des Kellerwaldes, der Hörre und der Dillmulde vergleichbar ist. Dies spiegelt sich ebenso im Schwermineralspektrum wider, da ein hoher Granatgehalt nur in den Grauwacken des Kulms auftritt.

Petrographisch nehmen somit die Grauwacken des Krofdorfer Forstes keine Sonderstellung im östlichen Rheinischen Schiefergebirge ein. Auf die Ähnlichkeit mit den Grauwacken der noch als sicher autochthon angesehenen Dillmulde sei nochmals hingewiesen.

7. Schwermineralanalyse

7.1. Aufbereitung

Da der Schwermineralgehalt abhängig von der Korngröße des zu untersuchenden Gesteins ist, wurden zur Analyse fast nur mittelkörnige (Sandfraktion) Proben verwandt. Nur bei durchgehenden Profilen oder um die Varianz einer Serie festzulegen, wurden auch Proben im Silt- bzw. im Feinkiesbereich durchgesetzt. Die Proben wurden gesäubert, getrocknet und 200 g abgewogen. Mit Hilfe eines Backenbrechers auf 5 mm heruntergebrochen und die Fraktion von 400 bis 70 Mikrometer trocken abgesiebt, da eine zu schmale Fraktion die Verhältnisse der Schwerminerale zueinander stark beeinflusst (FÜCHTBAUER & MÜLLER, 1977). Es blieben 18 bis 22 g Probenmenge zurück, so daß die Proben nicht geteilt zu werden brauchten. Die Anzahl der Schwerminerale wurde nach der Auszählung auf 20 g umgerechnet.

Da in vorangegangenen Arbeiten und Stichproben bei der Aufbereitung die Schwerminerale eine starke Verunreinigung mit Fe-Hydroxidüberzügen aufwiesen, wurden die Proben 15 Minuten mit 30%iger, technischer Salzsäure gekocht (Apatit wird aufgelöst), anschließend mehrmals aufgeschlämmt, dekantiert und getrocknet.

Die Schwerretrennung erfolgte in einem Scheidetrichter mit Bromoform ($D=2,84$). Als Einbettungsmittel der Schwermineralkonzentrate diente Aroclor ($n=1,665$), da dies erheblich die Abschätzung der Brechungsindizes erleichterte. Ausgezählt wurden bis zu 400 transparente Schwerminerale, darüber wurde die Anzahl lediglich geschätzt. Die Angabe der Ergebnisse erfolgt in Kornprozent.

7.2. Beschreibung der Schwerminerale

Zirkon

Zirkon ist das häufigste aller stabilen Schwerminerale. Besonders zahlreich sind farblose, kleine idiomorphe Säulchen, die eine auffällig hohe Licht- und Doppelbrechung besitzen. Viele weisen einen Zonarbau auf oder führen Einschlüsse. Ein relativ hoher Prozentsatz ist durch Abrollung während der Umlagerung angerundet bis gut gerundet. Besonders auffällig sind selten auftretende große, rötliche, fast kugelige Zirkone, die nach ZIMMERLE (1972) typisch für alte Formen sind.

Turmalin

Pleochroismus und Färbung variieren stark. Es treten vorwiegend olivgrüne bis braungelbe,

selten dunkelgrüne oder hellgelbe Körner auf. Eine Rarität sind farblose Turmaline. Kleine idiomorphe Säulen sind selten. Es überwiegen gut gerundete Formen, bei Bruchstücken ist ein muscheliger Bruch zu beobachten. Im Gegensatz zu den grünen und braunen Hornblenden mit ähnlicher Licht- und Doppelbrechung löschen die Turmaline gerade aus und besitzen keine Spaltbarkeit.

Rutil

Typisch sind kräftig gefärbte, braunrote bis gelbe Rutilite, die durch ihre hohe Lichtbrechung z. T. fast opak erscheinen. Diagonale Zwillingstreifung und Kniezwillinge können oft beobachtet werden. Es sind meist säulige, angerundete, kleine Kristalle.

Granat

Die meist als große (bis zu 1 mm im Dünnschliff) angerundete Rhombendodekaeder vorliegenden Granate sind farblos oder rötlichviolett gefärbt. Als Bruchstücke zeigen sie eine unregelmäßige Form. Typisch für Granat sind Einschlüsse und oberflächliche Ätzgruben. Anormale Doppelbrechung ist nicht selten.

Titanit

Sie treten als auffällig große, idiomorphe (Klinge eines Kurzswordes), hellgelbe Kristalle mit anomaler bläulicher Interferenzfarbe auf. Eine vollkommene Auslöschung ist nie zu beobachten.

Anatas

Meist kleine, bipyramidale, bläuliche Kristalle mit horizontaler Anwachsstreifung auf den Pyramidenflächen parallel zur Basis. Besonders auffällig durch einen dunklen Saum, der die hohe Lichtbrechung anzeigt.

Brookit

Ein durch seine leuchtend anomalen blauen und roten Interferenzfarben beeindruckendes Mineral. Es besitzt meist eine tafelige Form und ist honiggelb.

7.3. Auswertung

Ziel der Schwermineralanalyse war es, die von HENNINGSSEN (1963) gemachte qualitative Aussage (granatfreies tiefes Oberdevon / granatführendes Kulm) für die Krofdorfer Schichten und die Jüngere Grauwacke zu überprüfen. Dies geschah an datierten Proben zur „stratigraphischen Eichung“, flächenhaft im Krofdorfer Forst und an dem Profil Nauborn-Schalsberg (s. Abb. 1), um die regionale Verbreitung der Schwermineralspektren und somit die der unterschiedlichen Grauwackenserien zu kartieren.

7.3.1. Beeinflussung der Schwermineralanalyse

Folgende Faktoren sind für die Schwermineralanalyse von Bedeutung:

1. Verwitterung im Liefergebiet

2. Mechanische Abnutzung und Sortierung während des Transportes
3. Mineralneubildung und Auflösung nach der Sedimentation

Zu 1.: Tiefgreifende Verwitterung im Liefergebiet findet hauptsächlich in gemäßigt humiden sowie in tropischen Breiten statt. Untersuchungen an rezenten Flüssen in den Tropen zeigen, daß diese reich an instabilen Schwermineralen sind. Es wird also nur ein Teil der Instabilen ausgemerzt (ANDEL & POSTMA, 1954). In Sedimentationsbecken mit mittlerer bis höherer Sedimentationsrate, wie in den tiefoberdevonisch und kulmischen Turbidittrögen, ist die Verwitterung vernachlässigbar (ANDEL, 1959), da durch das erhöhte Relief im Liefergebiet ein schneller Transport gewährleistet ist. Sind die Schwerminerale dagegen lange dem Einfluß der Verwitterung ausgesetzt (z. B. terrestrische Ablagerungen), so wird das Spektrum stark verändert.

Zu 2.: Nach RUSSEL (1936) läßt sich der Einfluß von Abrasion und Zerkleinerung auf Schwerminerale während des Transports vernachlässigen. Von größerer Bedeutung sind dagegen Sortierungseffekte. LUDWIG (1955) wies für schlecht sortierte Sedimente des Rotliegenden nach, daß ihre Schwermineralspektren unabhängig von der Korngrößenverteilung des Sediments sind und nur von den im Liefergebiet bereitgestellten Korngrößen der Schwerminerale abhängen. BOENIGK (1983) schlägt zur Feststellung von Körnungseffekten eine hohe Probenzahl vor, die alle Korngrößenvariationen des Sedimentes erfaßt. Es wurden deshalb über 700 Proben aus den Krofdorfer Schichten und der Jüngeren Grauwacke untersucht.

Das Fehlen von Granat in den tiefoberdevonischen Grauwacken könnte auf Sortierungseffekten beruhen, doch zeigen grobkörnige, devonische Grauwacken ebenso keinen Granat wie die feinkörnigen. Vergleicht man die devonischen Proben mit den kulmischen, so zeigt sich, daß die granatführenden Grauwacken bei gleicher Korngröße bereits einen bedeutenden Granatgehalt haben. Sogar Siltsteine bzw. eine Tonschieferbrekzie weisen einen ansehnlichen Granatgehalt von 11 % bzw. 3 % auf. Die Unabhängigkeit von Korngröße und Granatführung zeigt Abb. 11. Die Granatführung ist nicht auf einen bestimmten Korngrößenbereich beschränkt. Ebenso besteht keine Abhängigkeit von Sedimentkörnung und Anzahl der Schwerminerale. Der Grund für das Fehlen bzw. für das sporadische Auftreten von Granat ist nicht durch eine Korngrößensortierung zu erklären, sondern beruht auf den Verhältnissen im Liefergebiet.

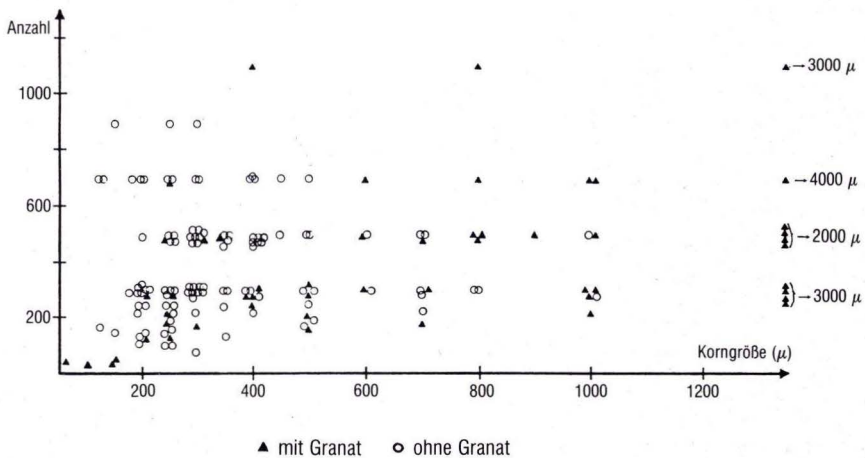


Abb. 11. Anzahl der Schwerminerale und Granatführung in Abhängigkeit der Korngröße des Sediments.

Zu 3.: Veränderungen der Schwermineralspektren durch Verwitterung, wie es WEYL (1950) und ANDEL & WEYL (1952) an Bodenprofilen nachgewiesen haben, läßt sich für die Gießener Grauwacke ausschließen oder zumindest vernachlässigen. Der Gehalt an instabilen Schwermineralen (Granat) nimmt nicht zum Hangenden hin ab. Auch läßt sich keine Zunahme des Ätzungsgrades beobachten. Vergleichbare stark verwitterte und unverwitterte Proben erbrachten immer ähnliche Granatgehalte. Außerdem verändert sich das Verhältnis der stabilen Schwerminerale in den verschiedenen Spektren. Dies spricht ebenfalls gegen ein Verwitterungsprofil. Die tonige Matrix der Wacken konservierte wahrscheinlich das Schwermineralspektrum.

Eine Auflösung der Schwerminerale durch die Diagenese läßt sich nicht ausschließen (GAZZI, 1965), doch bleibt Granat in diesem Fall relativ stabil (FÜCHTBAUER & MÜLLER, 1977). Veränderungen des Schwermineralspektrums durch Mineralneubildung ist nur für Anatas zu beobachten, der idiomorph vor allem in tonreichen bis siltigen Proben zu beobachten ist. Neuspaltungen von Brookit sind selten und fallen nicht ins Gewicht.

Die oben genannten Einflüsse auf das Schwermineralspektrum der Krofdorfer Schichten und der Jüngeren Grauwacke sind nur gering. Die verschiedenen Schwermineralspektren geben in etwa die Verhältnisse im Liefergebiet wieder.

7.3.2. Ergebnisse

Die räumliche Verteilung der Schwermineralspektren ist auf Karte 5 und durch das Profil Nauborn – Schalsberg (s. Abb. 14) dargestellt. Eine Gesamtübersicht für den Granatgehalt im Krofdorfer Forst gibt Karte 4, die durch die Daten von BIRKELBACH (1986, Raum Atzbach), MICHEL (1984, Salzbödetal) und WECK (1986, W-Rand des Krofdorfer Forstes) ergänzt ist. Die Auswertung der Schwermineraleergebnisse erfolgt in zwei Abschnitten. Im ersten Abschnitt wird der Krofdorfer Forst, dann der Südteil der Gießener Grauwacke (Profil Nauborn – Schalsberg) besprochen.

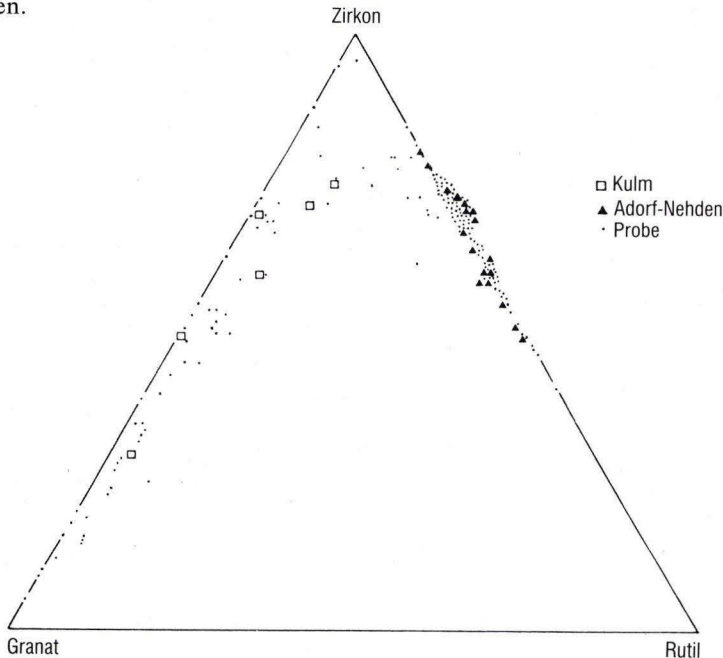
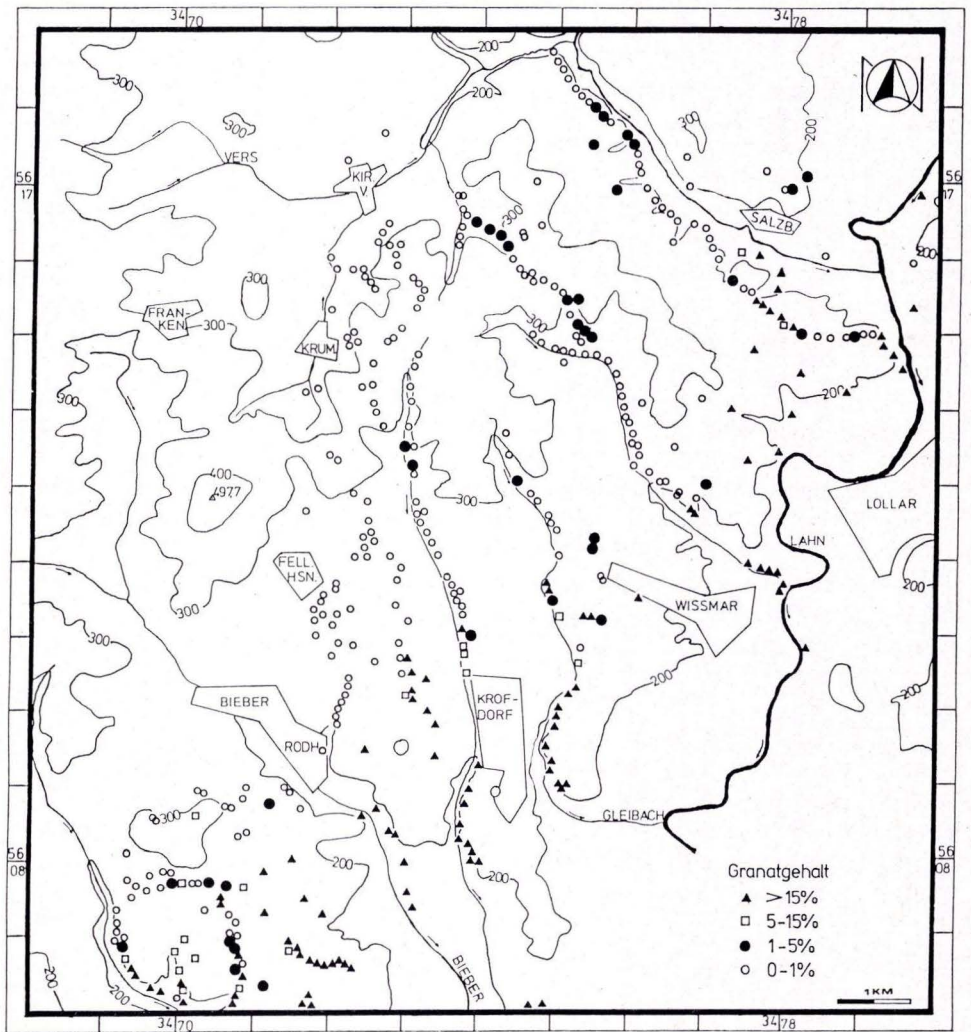


Abb. 12. Dreiecksdiagramm Granat/Zirkon/Rutil der Grauwacken und Arenite des Krofdorfer Forstes.

a) Krofdorfer Forst:

Durch die in das Dreiecksdiagramm Granat/Zirkon/Rutil eingetragenen Werte lassen sich zwei klar getrennte Schwermineralspektren unterscheiden (s. Abb. 12). Die devonischen Proben liegen dicht zusammen, fast immer auf der Zirkon/Rutil-Linie in Richtung Zirkon verschoben. Die Kulmischen variieren sehr stark in ihrem Zirkon/Granat-Verhältnis bei niedrigen Rutil-Werten. Datierte Proben sind gesondert gekennzeichnet. In einem vom Adorf [doI (β) γ] bis in das untere Nehden (doII α) reichenden Profil (s. Abb. 6, Profil E: Proben 173–176) konnte in keiner Probe Granat nachgewiesen werden. Eine Besonderheit in diesem Profil ist eine Grauwacke innerhalb von Kieselschiefern des unteren Teils der Adorf-Stufe. Auch ein Profil mit größeren Schüttungen im Liegenden einer Nehden-Datierung (s. Karte 5: Proben 306 bis 311) er-



Karte 4. Granatgehalt der Grauwacken des Krofdorfer Forstes ergänzt durch MICHEL (1984), WECK (1986) und BIRKENBACH (1986).

brachte das gleiche Ergebnis, obwohl es sich hier um den Grauwackentyp B handelt, der dem granatführenden Typ C sehr ähnlich ist. Auch die gröbste datierte Probe (s. Karte 5, Nr. 228), wie auch weitere grobe Einzelproben (Nr. 177, 178, 179, 189, 190, 262, 264), zeigen keine Abweichung. Grauwacken mit sehr geringem Granatgehalt datierte MICHEL (1984, s. S. 53). Damit ist die Einstufung des folgenden Schwermineralspektrums ins tiefe Oberdevon (doI α bis doII α) gesichert:

Granat:	0,5 \pm 1 %
Rutil:	22 \pm 6 %
Zirkon:	52 \pm 10 %
Turmalin:	15 \pm 6 %
Sonstige:	10 \pm 4 %

Die Standardabweichungen liegen außer für Zirkon im Bereich des statistischen Fehlers einer Schwermineralanalyse (s. BOENIGK 1983: 35).

Die auf Karte 4 dargestellte Verteilung des Granatgehaltes zeigt eine deutliche Zweiteilung des Krofdorfer Forstes in einen granatfreien NW- und einen SE-Teil mit sehr hohem Granatgehalt. Die granatfreien Grauwacken bilden das Unterlager der granatreichen. Als Fenster treten sie innerhalb der granatreichen Grauwacken 1,5 km S Salzböden auf. Auch östlich der Lahn (N Haltepunkt Friedelhausen) sind granatfreie Grauwacken entlang der Bahnlinie erschlossen. Sie werden durch postvariszische Störungen begrenzt. Eine Untersuchung des isolierten Grauwackenvorkommens (Mühlberg) südöstlich der Lindener Mark erbrachte ebenfalls granatfreie Grauwacken. Zur Zeit liegen noch keine Datierungen dieses Bereiches vor, doch läßt sich vermuten, daß es sich um die Grauwacken der Krofdorfer Schichten handelt.

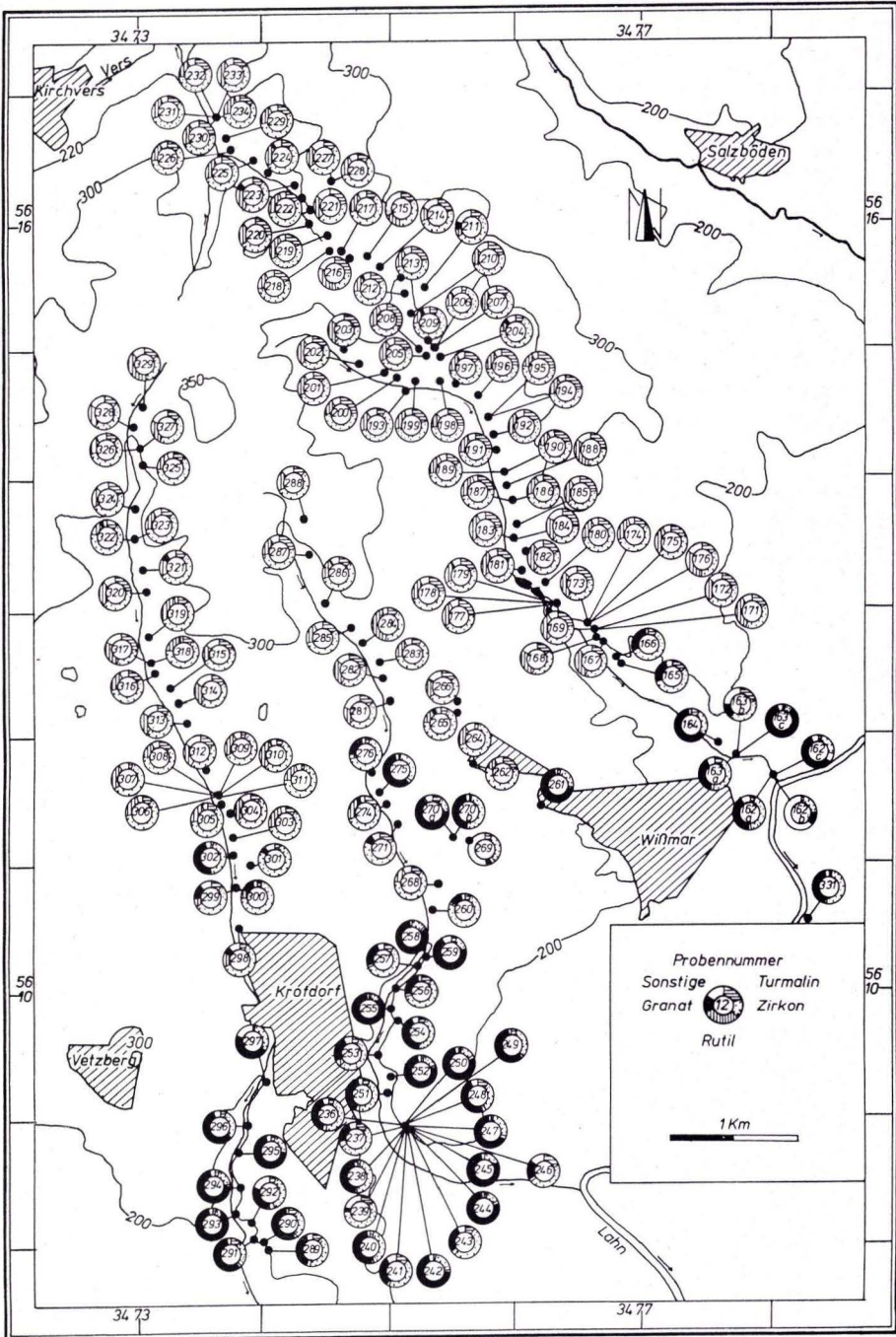
Ein ähnlich stabiles Schwermineralspektrum wie die oberdevonischen Grauwacken besitzen auch die Vorläufer des Flysches im Unter- (und ?Mittel-)devon (s. HENNINGSEN, 1963), doch lassen sie sich durch ihre typische Flachwasserfauna von denen der Krofdorfer Schichten trennen.

Die stratigraphische Zuordnung der granatreichen Serie durch zusätzliche Faunen gelang leider nicht. Die in Abb. 12 ins Kulm gestellten Proben basieren auf Pflanzenfunden von KEGEL (1925) und HENNINGSEN (1961). Diese Datierung wird durch einen überregionalen Vergleich bestätigt. Die von HENNINGSEN (1973) durchgeführten Untersuchungen zeigen, daß erst nach dem mittleren Oberdevon (do II/III) granatreiche Grauwacken auftreten (s. HENNINGSEN, 1973: 307, Tab. 3).

Zur Feststellung der Schwankungsbreite der Schwermineralgehalte in den granatreichen Grauwacken wurde im Gleibachtal, 1 km SE Krofdorf, ein Profil durchgehend beprobt (s. Karte 5 Proben 236 bis 250). Alle Spektren weisen einen hohen Granatgehalt auf. Nur eine Tonschieferbrekzie (Probe 239) und Proben im oberen Teil zweier Grauwackenbänke (Probe 237 und 246) besitzen wenig Granat. Diese Beobachtung deckt sich mit dem schwankenden Granatgehalt bei unterschiedlicher Korngröße für den gesamten südöstlichen Krofdorfer Forst. Folgende mittlere Zusammensetzung wurde festgestellt:

Granat:	48 \pm 24 %
Rutil:	2 \pm 2 %
Zirkon:	38 \pm 18 %
Turmalin:	5 \pm 4 %
Sonstige:	5 \pm 4 %

Auffällig ist weiterhin der niedrige Rutilgehalt dieser Serie gegenüber dem der oberdevonischen. Die hohen Standardabweichungen lassen sich nicht allein durch den statistischen Fehler



Karte 5. Schwermineralspektren der Grauwacken des Krofdorfer Forstes.

begründen, sondern werden durch die Granularvariationen und/oder den heterogenen Aufbau des Liefergebietes verursacht.

Karte 4 zeigt die räumliche Verteilung der granatreichen Grauwacken. Sie treten hauptsächlich im SE-Teil auf, greifen aber stellenweise, z. B. N Krofdorf, über den Kieselschieferzug hinweg. Die übergreifende Lagerung der granatreichen Grauwacken wird durch ihr verschieden altes Unterlager belegt. Ein km N Wißmar liegen sie direkt dem Mitteldevon (Grenze Givet-/Eifel-Stufe) auf, 200 m weiter nördlich bereits auf Grauwacken der Adorf-Stufe. Isolierte Vorkommen findet man zwischen Krofdorf und Wißmar, welche auf mitteldevonischen Tonschiefern oder auf Kieselschiefern und Grauwacken der Adorf-Stufe lagern.

Am SW-Rand der granatreichen Grauwacken (E Waldgirmes) schalten sich granatarmer, untergeordnet granatfreie Grauwacken in diese Serie ein (BIRKELBACH, 1986). Sie leiten nach S zum Profil Nauborn - Schalsberg über.

b) Profil Nauborn - Schalsberg:

Eine direkte Datierung des Südteils durch Faunen gelang leider nicht. Man kann hier nur auf die karbonischen Pflanzenfunde von RIEMANN (1878) und AHLBURG (1918 b) hinweisen. Eventuell lassen sich die in diesem Kapitel folgenden „basalen Schichten“ mit denen von HENNINGSEN & RIETSCHEL (1964) am Hüttenberg vergleichen (s. Abb. 1). Dort lagern über Kieselschiefern des Kulms Grauwacken mit geringem Granatgehalt.

Die in einem Dreiecksdiagramm eingetragenen Werte für Granat/Zirkon/Rutil zeigen im Gegensatz zu denen des Krofdorfer Forstes keine Trennung in zwei typische Schwermineralspektren. Bei etwa gleichem Rutilgehalt schwanken die Zirkon/Granat-Verhältnisse sehr stark (s. Abb. 13).

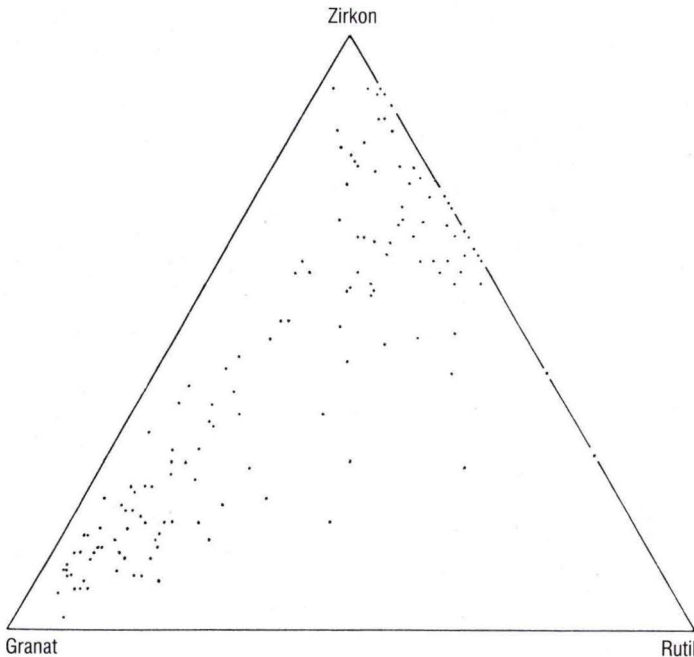


Abb. 13. Dreiecksdiagramm Granat/Zirkon/Rutil der Grauwacken und Arenite des Profils Nauborn - Schalsberg.

Die in einem durchgehenden Profil (Steinbruch Volpertshausen, s. Abb. 1) genommenen Proben zeigen sprunghafte Schwankungen von 0 bis 23 % Granat. Ebenfalls starke Schwankungen zeigt das Profil Nauborn-Schalsberg für Abschnitte mit hohem Granatgehalt (s. Abb. 14). Im Durchschnitt ergeben die Untersuchungen folgende Werte:

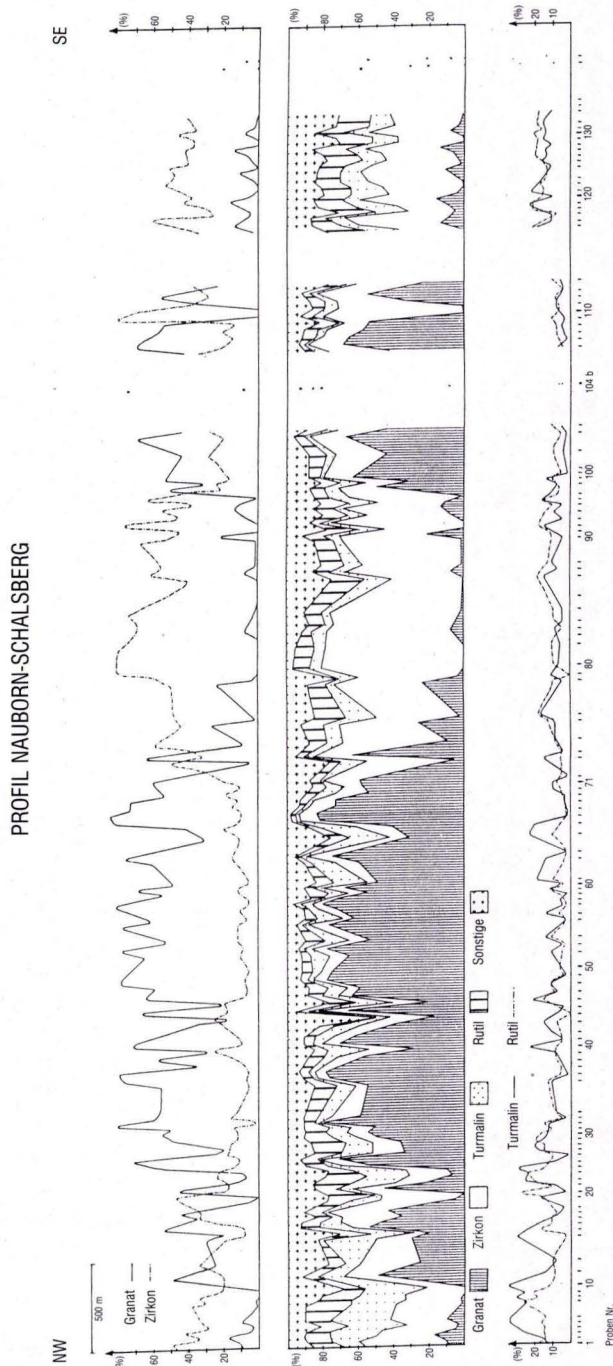


Abb. 14. Schwermineralprofil aus dem Südteil der Jüngerer Grauwacke.

Granat:	32	± 28 %
Rutil:	11	± 6 %
Zirkon:	30	± 19 %
Turmalin:	12	± 8 %
Sonstige:	15	± 8 %

Die stabilen Schwerminerale, vor allem Zirkon (s. Abb. 14, Profil Nauborn – Schalsberg), verhalten sich umgekehrt proportional zum Granatgehalt. Rechnet man die Werte auf die stabile Gruppe um, so haben bis auf wenige Ausnahmen alle Proben ein geringes Zirkon/Rutil/Turmalin-Verhältnis (3:1:1).

Trotz dieser Schwankungen lassen sich eventuell zwei Schwermineralsequenzen durch ihren Granatgehalt abgrenzen. Die eine Gruppe, „basale Schichten“, am NW- und SE-Rand der Grauwackentafel zeichnet sich durch einen geringen Granatgehalt von durchschnittlich $6 \pm 6\%$ aus (s. Abb. 14, Proben 1 bis 10 und 115 bis 133). Im Gegensatz dazu stehen die deutlich höheren Werte für Granat von $50 \pm 22\%$ in den „Hangendschichten“, die etwa in der Mitte des Profils wieder von niedrigen Werten abgelöst werden (s. Abb. 14, Profil Nauborn – Schalsberg). Die Ähnlichkeit mit dem Spektrum der „basalen Schichten“ läßt eine Aufschuppung vermuten.

Liefergebiet

Das stabile Schwermineralspektrum vom Unterdevon bis ins tiefe Oberdevon stammt zum größten Teil aus aufgearbeiteten Sedimenten, die als Hülle noch den größten Teil des Kristallinkerns der Mitteldeutschen Schwelle verdeckten. Nur sporadisch auftretende Grauwacken mit Kristallingeröllen und sehr niedrigem Granatgehalt zeigen, daß ein Teil des Kristallinkerns angeschnitten war. Der Reliefunterschied und die damit verbundene Erosion war noch relativ gering. Erst im höheren Oberdevon wurde durch die von SE heranrückende orogene Front der Reliefunterschied verstärkt. Dies führte zur flächenhaften Freilegung des Kristallinkerns, der durch einen hohen Anteil an Granat-Glimmerschiefer gekennzeichnet war.

8. Tektonik

Die Lagerungsverhältnisse der Gießener Grauwacke erfuhren in ihrer Bearbeitungs-schichte die unterschiedlichsten Deutungen. So wurde zuerst für den größten Teil der Gießener Grauwacke eine flache Lagerung angenommen (AHLBURG, 1918 a, 1918 b) und NW-vergenter Faltenbau sowie flachliegende Falten als Ausnahme dargestellt (SCHOTTLER, 1913). KEGEL (1925, 1929 a) meinte sogar, daß der Baustil der Gießener Grauwacke durch aufrechte Normal-falten geprägt ist. Zu dieser Anschauung kam er durch die Kartierung der grauwackenreichen Zonen, die auf seiner Karte als Normalfalten erscheinen. In gleicher Weise interpretierte er den Südteil der Gießener Grauwacke als weitgespannte Mulde (Wetzlarer Kulm-Mulde). Doch wies schon SCHWARZ (1925) auf liegende Falten sowie intensiven Schuppenbau für den Nordbereich der Gießener Grauwacke (Krofdorfer Forst) hin. Er erkannte ebenfalls wie HENNINGSSEN (1961) die Untergliederung des Krofdorfer Forstes in einen schwach beanspruchten NW-Teil und einen tektonisch wesentlich stärker beanspruchten SE-Teil, die in etwa durch den Verlauf des Kie-selschieferzugs im Krofdorfer Forst getrennt werden. HENNINGSSEN (1961) stellte fest, daß der vorherrschende tektonische Baustil der Gießener Grauwacke ein ausgeprägter Schuppenbau ist, der sich z. T. aus Falten entwickelte.

Eine ausführliche tektonische Bearbeitung führte GROTE (1983) im Südtail der Gießener Grauwacke (Wetzlarer Kulm-Mulde) durch. Er widerlegte die Annahme von KEGEL (1929 a) und HENNINGSEN (1961), daß der Südtail aus einer weitgespannten Mulde besteht. Anhand von zahlreichen kleintektonischen Aufnahmen führte er eine tektonische Dreigliederung durch:

Einheit I:

Liegende Einheit mit monoklinem, NW-vergentem Großfaltenbau

Einheit II:

Mittlere Zone mit Knickfalten, Knickzonen und Anzeichen einer synkinematischen Metamorphose („Solmstaler Schichten“)

Einheit III:

Hangende Einheit mit liegenden, NNW-vergenten Falten und Tauchfalten im 100 m-Bereich, die häufig durch flache Überschiebungen und Schuppenbau ergänzt oder ersetzt werden. Großfaltenbau ist nicht erkennbar

Weitere Arbeiten (MICHEL, 1984; WECK, 1986; BIRKELBACH, 1986) und eigene Beobachtungen im Krofdorfer Forst bestätigen weitgehend die Auffassung der tektonischen Interpretation von SCHWARZ (1925) und HENNINGSEN (1961). Insgesamt gesehen ergibt sich folgendes Bild:

Die Krofdorfer Schichten, die den NW Teil des Krofdorfer Forstes aufbauen, unterscheiden sich im tektonischen Baustil von der im SE folgenden Jüngeren Grauwacke. Die Krofdorfer Schichten lagern im Gegensatz zur Jüngeren Grauwacke horizontal oder leicht nach SE geneigt. Das Einfallen der Schichten beträgt selten mehr als 20° SE (200 Maßpunkte). Im Aufschlußbereich erscheint die Lagerung der Schichten wenig gestört. Durch Gradierung können an zwei Stellen im oberen Wißmarbachtal und an einer Stelle im Fohnbachtal die überkippt lagernden Schenkel liegender Falten nachgewiesen werden. Normale Lagerung scheint zu überwiegen, doch ist oft durch fehlende Gradierung keine Aussage zu den Lagerungsverhältnissen möglich. Übergeordnete tektonische Strukturelemente lassen sich durch das Fehlen geeigneter Leithorizonte im Grauwackenkomplex des nordwestlichen Krofdorfer Forstes nicht erkennen. Der tektonische Baustil läßt sich deshalb nur exemplarisch am Kieselschieferaufbruch des Waldhauses und am Ton- und Kieselschieferzug darstellen. Die z. T. unterdevonischen Gesteine (N Wißmar) des Ton- und Kieselschieferzuges sind entlang einer flachliegenden, streichenden Störung auf die tiefoberdevonischen Grauwacken im NW überschoben. Der Ton- und Kieselschieferzug entwickelte sich aus NW-vergenten Falten, die durch streichende Störungen in Schuppen zerlegt wurden. Reste von liegenden Schenkeln NW-vergenter Sättel sind W Salzböden und im Kieselschieferaufbruch am Waldhaus (s. MICHEL, 1984: 59) zu beobachten. Meist sind aber die normalliegenden, hangenden Flanken der Sättel weit auf die oberdevonischen Grauwacken aufgeschoben (N Salzböden und im Wißmarbachtal, s. Abb. 15, Profil I) und zeigen so die Begrenzung der Schuppen an. Wenn auch schlecht aufgeschlossen, lassen sich doch anhand der Lithologie und einiger Datierungen im Gleibachtal mehrere Schuppen nachweisen (s. Abb. 15, Profil II).

Einen Einblick in den internen Baustil des Kieselschieferzuges gibt Profil I (s. Abb. 15). Schiefer der Eifel-Stufe bis unteren Teil der Adorf-Stufe umschließen einen Muldenkern, bestehend aus Grauwacken der oberen Adorf- bis unteren Nehden-Stufe. Der starre Muldenkern wird durch flache, streichende Störungen begrenzt, so daß im NW-Teil der Mulde die Bänderschiefer z. T. tektonisch unterdrückt sind und im SE-Teil der Mulde der obere Abschnitt der Kieselschiefer und die darüberfolgenden Bänderschiefer fehlen. Die überkippte Lagerung des SE-Flügels der Mulde ist durch Datierungen belegt. Im SE wird die Mulde von der Jüngeren Grauwacke überlagert, wodurch der normalliegende, hangende Schenkel des nach SE folgenden Sattels im

Wißmarbachtal nicht aufgeschlossen ist, sondern durch eine Querstörung versetzt 100 m weiter nordöstlich auftaucht (s. Karte 1). Dort folgen nach SE über den Rotschiefern, die den Sattelnern bilden, kieselige Tonschiefer mit zahlreichen Tuffitlagen. Durch eine flache, streichende Störung tektonisch unterdrückt, ist nur ein dünnes Band stark durchbewegter Kieseliefer erhalten geblieben. Die darüberfolgenden tiefoberdevonischen Grauwacken fallen flach nach SE ein.

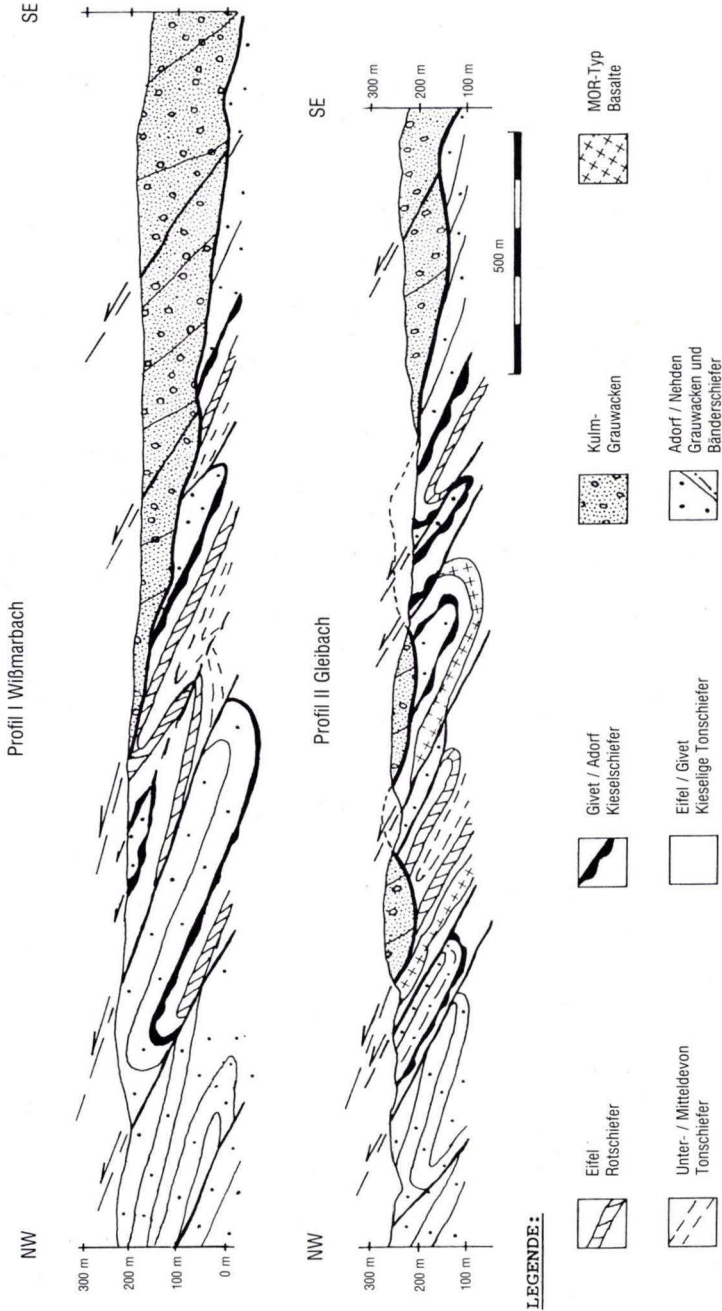


Abb. 15. Geologische Profile des Ton-/Kieselieferzuges.

Überträgt man die an den Kieselschieferaufbrüchen gemachten Beobachtungen auf den NW-Teil des Krofdorfer Forstes, so ist der Schuppenbau als tektonisch übergeordnetes Element zu bewerten, der sich aus NW-vergente Falten entwickelte. Vergleicht man den Baustil der Krofdorfer Schichten mit den von GROTE (1983) aufgestellten tektonischen Einheiten, so sind diese zur tektonischen Einheit III zu rechnen. Eine tektonische Einheit II, ähnlich der Solmstaler Schichten, konnte nicht nachgewiesen werden. Übergreifend lagern die Krofdorfer Schichten auf verfalteten Gesteinen der Lahnmulde, die vom Unterdevon bis ins Unterkarbon reichen. Sie lassen sich am besten mit der tektonischen Einheit I von GROTE (1983) vergleichen. NW-vergente Großfalten konnten von WECK (1986) als tektonisch liegende Einheit am NW-Rand des Krofdorfer Forstes nachgewiesen werden. Die Falten sind zwar durch einzelne Aufschiebungen gestört, doch bleibt die Faltung als prägender tektonischer Baustil erhalten. Ein Halbfenster E Fellingshausen (WECK, 1986) verdeutlicht eindrucksvoll die übergreifende Lagerung der Krofdorfer Schichten, doch konnte hier ebenfalls, trotz guter Aufschlußverhältnisse, keine tektonische Einheit II nachgewiesen werden.

Auf die Unterschiede zwischen der Jüngeren Grauwacke und den Krofdorfer Schichten wird bereits in den Kapiteln 5. Sedimentologie, 6. Sedimentpetrographie und 7. Schwermineralanalyse hingewiesen. Die in diesen Kapiteln beschriebenen proximalen, groben, granatreichen Grauwacken zeichnen sich im SE-Teil des Krofdorfer Forstes durch ein eigenständiges, tektonisches Inventar aus. In einer Zone von Odenhausen bis Atzbach besitzen die Schichten ein steiles bis saigeres Einfallen. Invers lagernde Serien von über 50 m Mächtigkeit würden bei einer Ergänzung ihrer hangenden, normal lagernden Schenkel auf Falten im 100 m-Bereich hinweisen (Heuchelheim, unteres Gleibachtal). Doch sind solche Strukturen durch fehlende Aufschlüsse nicht zu belegen. Wie schon HENNINGSSEN (1961: 63–70) beschrieb, kann man im Aufschlußbereich eine stärkere Beanspruchung der Schichten, die in nächster Nähe der Lahn auftreten, gegenüber denen des NW-Teils des Krofdorfer Forstes erkennen. Die Lagerung ist durch zahlreiche Aufschiebungen und Verwerfungen gestört, die bis zur Auflösung des Schichtverbandes führen können. Schuppenbau, der sich aus überkippten Falten entwickelte, ist der dominierende Baustil.

Das steile Einfallen der Schichten im SE-Teil des Krofdorfer Forstes steht im Widerspruch mit den Beobachtungen von liegenden Falten und Tauchfalten im S-Teil der Jüngeren Grauwacke (GROTE, 1983). Gemeinsam ist ihnen aber die gestörte Lagerung durch den dominierend auftretenden Schuppenbau. Vielleicht läßt sich die Verstellung der Schichten am Nordrand der Jüngeren Grauwacke durch einen Aufstau an den vorgelagerten Krofdorfer Schichten und/oder den Massenkalken erklären. Weitere Untersuchungen sind erforderlich, um dieses Problem zu lösen.

Ebenso problematisch ist der Nachweis der übergreifenden Lagerung der Jüngeren Grauwacke auf die Krofdorfer Schichten, da die Kontaktstellen nicht aufgeschlossen sind. Doch ergibt sich aus der Beurteilung des Gesamtbildes und der Tatsache, daß nur die proximalen, groben, granatreichen Grauwacken auf den unterschiedlichen Schichtgliedern der Krofdorfer Schichten lagern, eine Interpretation des Auflagers der Jüngeren Grauwacke auf die Krofdorfer Schichten als tektonischer Kontakt. Die granatreichen Grauwacken lagern im Wißmarbachtal von NE nach SW, auf einer Strecke von nur 200 m, erst den Grauwacken der Adorf-/Nehden-Stufe, dann den Rotschiefern der Eifel-Stufe auf. Isolierte Vorkommen finden sich W Wißmar im Gleibachtal (s. Abb. 15, Profil II). Die dort als nördlichste Klippe auftretende Jüngere Grauwacke zeichnet sich gegenüber den umgebenden Schichten durch ihre saigere Lagerung aus.

Ein Fenster innerhalb der Jüngeren Grauwacke, in dem die Krofdorfer Schichten auftreten, wies MICHEL (1984: 62) SE Salzböden nach.

Das tektonische Inventar der Jüngeren Grauwacke und der Krofdorfer Schichten, liegende Falten, Tauchfalten mit ausgeprägter Schuppentektonik, besonders die tektonische Einheit II im S-Teil der Jüngeren Grauwacke (GROTE, 1983) und die übergreifende Lagerung der Gießener Grauwacke auf die Lahnmulde sind ein Hinweis für den Transport des gesamten Komplexes als Decke. Ein ähnlicher Baustil wie aus der Gießener Grauwacke ist noch von der Hohen-solmser Deckdiabastafel am NW-Rand der Lahnmulde bekannt. Ein Beweis der Allochthonie der Diabastafel steht bisher noch aus.

Die früher als Gießener Grauwacke zusammengefaßte Einheit zerfällt in zwei Teile, Krofdorfer Schichten und Jüngere Grauwacke, die durch eine weitreichende Bewegungsbahn getrennt sind. Warum die tektonische Einheit II am Nordrand der Krofdorfer Schichten fehlt, muß noch geklärt werden.

Ein zweiter, weitaus bedeutenderer Hinweis für die Allochthonie der Gießener Grauwacke sind die MOR-Typ Basalte aus den Krofdorfer Schichten, die sonst nirgends aus dem östlichen Rheinischen Schiefergebirge bekannt sind.

9. Paläogeographisches Modell

Im folgenden Abschnitt sollen die Ergebnisse dieser Arbeit in ein paläogeographisches Modell umgesetzt werden. Dabei ist die Geochemie der Magmatite von entscheidender Bedeutung. Der Gegensatz von kontinentalen Tholeiiten in der Lahnmulde gegenüber den MOR-Typ Basalten der Gießener Grauwacke läßt sich am einfachsten durch das plattentektonische Modell erklären. Mit diesem Konzept ist ein Nebeneinander von kontinentalen Tholeiiten und MOR-Typ Basalten nicht vereinbar. Viele Autoren gehen von der Gültigkeit dieses Modells für das Paläozoikum aus, doch ist die Übertragbarkeit auf das östliche Rheinische Schiefergebirge fraglich. Auf jeden Fall läßt sich aus den geochemischen Daten eine unterschiedliche Aufschmelzungsrate der Ausgangsmagmen ableiten. Somit müßte eine räumliche Trennung der Bildungsbereiche der Vulkanite gefordert werden. Da sich nach NW im Rheinischen Schiefergebirge eine Zunahme des kontinentalen Charakters der Magmatite beobachten läßt, ist der Bildungsbereich der MOR-Typ Basalte weiter SE anzunehmen. Somit erhebt sich im voraus die Frage, inwieweit sich die paläogeographische Rekonstruktion, unter der Annahme, daß sich die Geochemie nicht übertragen läßt, verändert.

Ohne Beachtung der MOR-Typ Basalte wäre es ohne weiteres möglich, die Krofdorfer Schichten als autochthone Sedimente im östlichen Rheinischen Schiefergebirge anzusehen. Besonders die Ähnlichkeit in der lithostratigraphischen Abfolge der Adorf-Stufe, Kieselschiefer, gefolgt von Bänderschiefern, deutet in diese Richtung der Interpretation. Dabei weist aber die reduzierte Mächtigkeit und das Fehlen von Karbonaten innerhalb der Krofdorfer Schichten auf ihre eigenständige Entwicklung hin. Ihr Ablagerungsbereich müßte auf jeden Fall im SE der Lahnmulde gelegen haben, wobei sich eine Angabe über ihre Entfernung zum Autochthon der Lahnmulde nicht machen läßt. Da sich keine siliziklastischen Turbidite in der Adorf-Stufe im Bereich der Lahnmulde finden lassen und keine für die Lahnmulde typischen karbonatischen Turbidite in den Krofdorfer Schichten vorkommen, ist ein größerer Abstand der beiden Faziesbereiche wahrscheinlich.

Das im folgenden dargestellte Modell bezieht sich bewußt nur auf das südöstliche Rheinische Schiefergebirge. Inwieweit es auf andere Bereiche des Rhenoherynikums übertragbar ist, müssen weitere Untersuchungen zeigen.

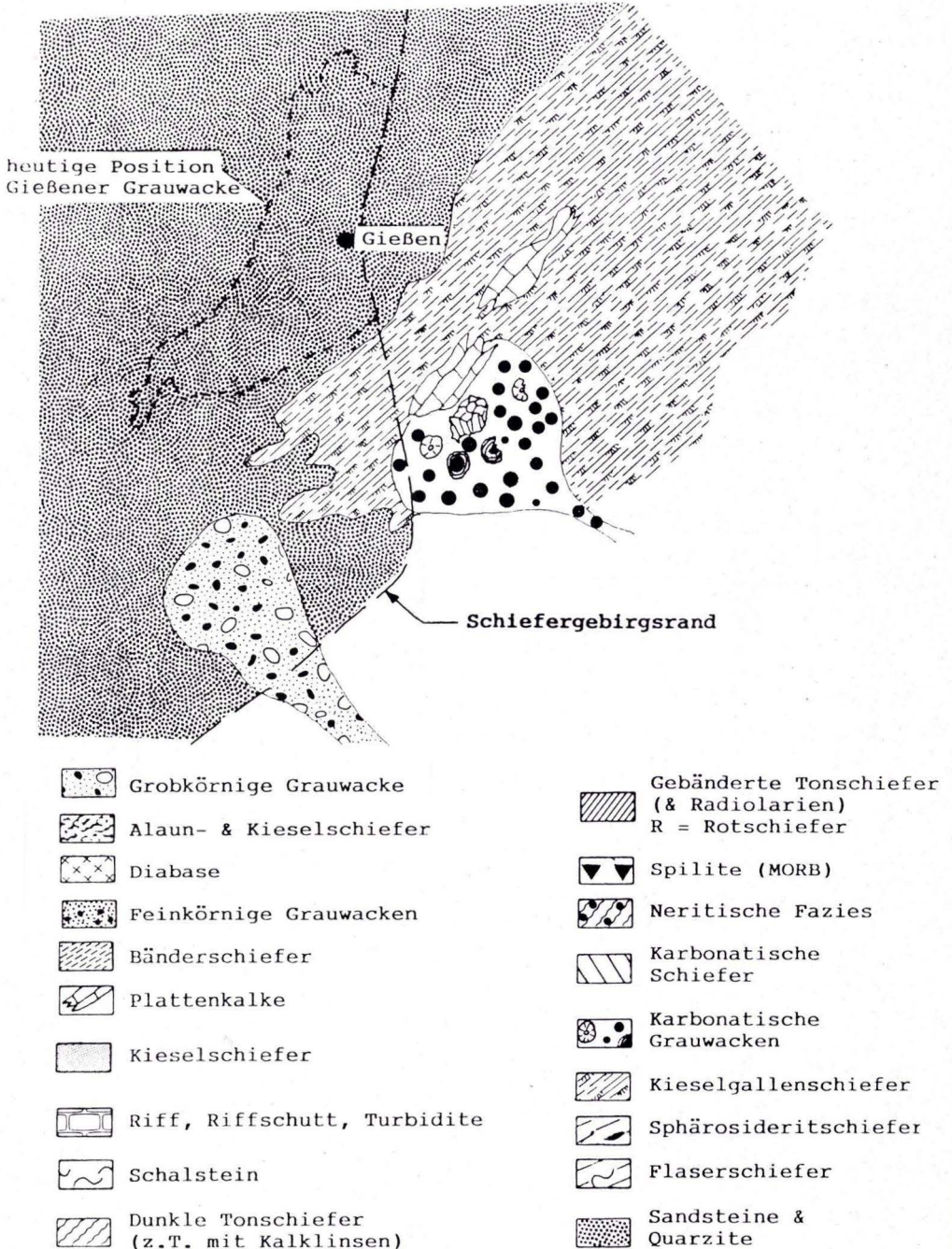


Abb. 16. Paläogeographie der Unterems-Stufe.

Paläogeographie der Unterems-Stufe (s. Abb. 16)

Das Unterdevon wird von der rheinischen Fazies (Flachwassersandsteine) beherrscht, die vom Old Red Kontinent stammt. Das Sedimentationsbecken im Bereich der Lahnmulde ist noch relativ einheitlich aufgebaut, zeigt aber bereits feststellbare Faziesdifferenzierung, die jedoch nicht deutlich ausgeprägt ist. Flachwasserfauna, Rippelmarken und Schrägschichtung der Sandsteine weisen auf einen Ablagerungsbereich über der Wellenbasis hin. Erstmals in der Unterems-Stufe erreicht den SE-Teil des Rheinischen Schiefergebirges die pelagische Fazies, repräsentiert durch Kieselgallenschiefer (s. Abb. 16). Es deutet sich der Rückzug der klastischen rheinischen Fazies zugunsten der pelagischen, kalkigen Fazies an. Dies muß nicht unbedingt eine Zunahme der Wassertiefe bedeuten, sondern kann ebenso auf die Abnahme des Reliefs im Liefergebiet zurückgeführt werden.

Kristallingerölle in Grauwacken der rheinischen Fazies und im Dalmanitensandstein der herzynen Fazies am E-Rand des Rheinischen Schiefergebirges deuten auf die Nähe bzw. auf Einschüttungen von der Mitteldeutschen Schwelle hin. Sie tritt somit in der Unterems-Stufe erstmals als Liefergebiet der Sedimente des östlichen Rheinischen Schiefergebirges in Erscheinung.

Da neben den rein siliziklastischen Grauwacken auch solche mit vorwiegend Karbonatkomponenten (Crinoiden, Korallen, Ooide etc.) vorkommen, müssen auf dem der Mitteldeutschen Schwelle vorgelagerten Schelf Bereiche mit Karbonatbildung (herzyne Fazies) vorhanden gewesen sein. Der Dalmanitensandstein der Lindener Mark mit seinen grobkörnigen Kalkgrauwacken stellt resedimentiertes Herzyn dar, welches im subtidalen Bereich (BAHLBURG, 1985) abgelagert wurde.

Paläogeographie der Oberems-Stufe (s. Abb. 17)

In der höheren Oberems-Stufe ist die rheinische Fazies fast vollständig aus dem Bereich des östlichen Rheinischen Schiefergebirges verdrängt. Der vormals einheitlich aufgebaute Sedimentationsraum zeigt nun Anzeichen von Faziesdifferenzierung durch ein leichtes submarines Relief. Sphärosiderit- und Flaserschiefer mit feinkörnigen Sandsteinen im zentralen Lahntrog sind die letzten Anzeichen einer Beeinflussung des Sedimentationsraumes von einem Festland. Die Rippelschichtung der Flaserschiefer ist als Indikator für relativ flaches, bewegtes Wasser zu werten. Die pelagischen Kieselgallenschiefer sind dagegen Bildungen eines Beckens ohne Strömung und Beeinflussung des Festlandes. Die Plattenkalke (Ballersbacher Kalk) im NW-Bereich des Lahntroges weisen auf relativ flaches Wasser hin und lassen sich als Schwellensedimente innerhalb des Kieselgallenschieferbeckens interpretieren. Die Faziesdifferenzierung in der Oberems-Stufe und der Keratophyrvulkanismus lassen sich evtl. auf die beginnende Zerlegung des Untergrundes durch tiefreichende Störungen zurückführen.

RIETSCHER (1966, 1979) interpretiert die lückenhaften Profile im Taunus durch ein ausgedehntes Hochgebiet (Taunus Schwelle), doch fehlen typische Strandsedimente.

In die Betrachtung der Paläogeographie wurden bis jetzt die Sedimente aus dem Bereich der Gießener Grauwacke nicht mit einbezogen. Die dort im Ems auftretenden karbonatfreien, gebänderten Tonschiefer (Krofdorfer Schichten) führen reichlich Radiolarien und repräsentieren so eine Stillwasserfazies, die ohne weiteres in das Kieselgallenschieferbecken mit eingegliedert werden kann. Doch spricht die geringe Mächtigkeit der Tonschiefer und das Auftreten von

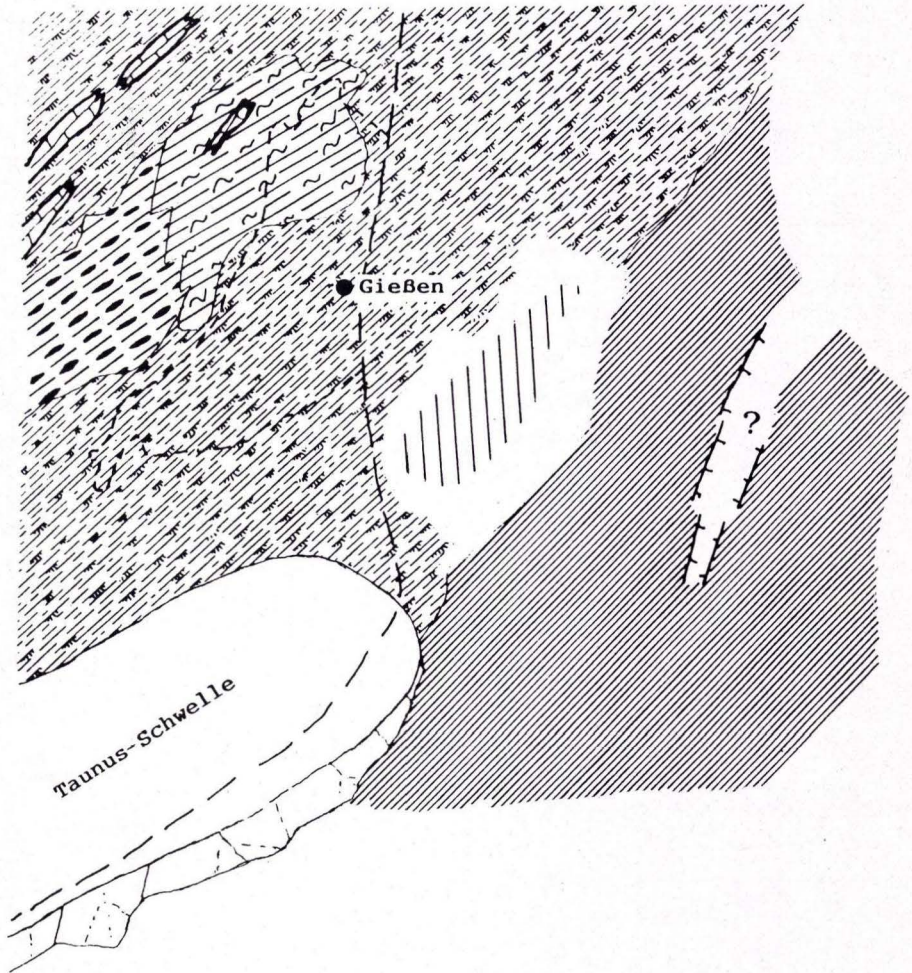


Abb. 17. Paläogeographie der Oberems-Stufe
(Legende s. Abb. 16).

MOR-Typ Basalten, die sonst nirgends aus dem östlichen Schiefergebirge bekannt sind, gegen eine Einbeziehung dieser Schichten in das Kieselgallenschieferbecken. Unterstellen wir die Richtigkeit unserer Annahme, daß die MOR-Typ Basalte der Krofdorfer Schichten nicht in einem Bereich gefördert werden können, der sich durch kontinentale Tholeiite auszeichnet, dann müssen die gebänderten Tonschiefer SE der Kieselgallenschiefer sedimentiert worden sein.

Die Bildung von MOR-Typ Basalten ist bisher nur für das Mitteldevon nachgewiesen, könnte aber bereits im Oberems einsetzen, da sie in lithologisch ähnlichen Tonschiefern auftreten, wie sie typisch für das Unterdevon der Krofdorfer Schichten sind.

Bewegungen zwischen Rhenoheryzytikum und Mitteldeutscher Schwelle können zur Bildung von tiefreichenden Störungen und Förderung der o. g. Vulkanite geführt haben. Evtl. ist damit die Anlage des im SE neu entstehenden Beckens verbunden.

Paläogeographie der Eifel-Stufe (s. Abb. 18)

Die bereits in der Oberems-Stufe vorgezeichnete Gliederung des östlichen Rheinischen Schiefergebirges in getrennte Faziesräume verstärkt sich im Mitteldevon. Die Fortsetzung der Kieselgallenschiefer des Unterdevons im Bereich der Lahnmulde bilden die dunklen Tonschiefer mit Kalklinsen der Eifel-Stufe. Sie repräsentieren Sedimente eines schlecht durchlüfteten Beckens mit reduzierendem Bodenmilieu. Nur stellenweise, z. B. N der Gießener Grauwacke, reicht die Bildung der Kieselgallenschiefer bis in die Eifel-Stufe. Es herrscht eine pelagische Stillwasserfazies vor, die nur auf Schwellen durch Plattenkalke (Ballersbacher-, Greifensteiner-Kalke) vertreten wird. Es handelt sich sicherlich nicht um Hochschwellen, da Riffbewohner in diesen Kalen fehlen. Doch müssen diese Schwellen so hoch gewesen sein, daß sie das euxinische Milieu der dunklen Tonschiefer überwinden konnten. Der sich bereits im Unterdevon ankündigende Wechsel von klastischer zu chemischer Sedimentation verstärkt sich.

Gradierte Plattenkalke weisen auf Umlagerung der Schwellenkalke durch Turbidite in die Beckenbereiche und ein verstärktes Relief hin. Kalkturbidite mit reichlich Riffschutt am E-Rand des Taunus (Pohl-Göns) deuten auf Riffe in der Eifel-Stufe hin. Das Eifelmeer ist im S durch höhere Schwellen als im Bereich der Lahnmulde untergliedert, da es sonst nicht zum Wachstum der riffbildenden Organismen gekommen wäre.

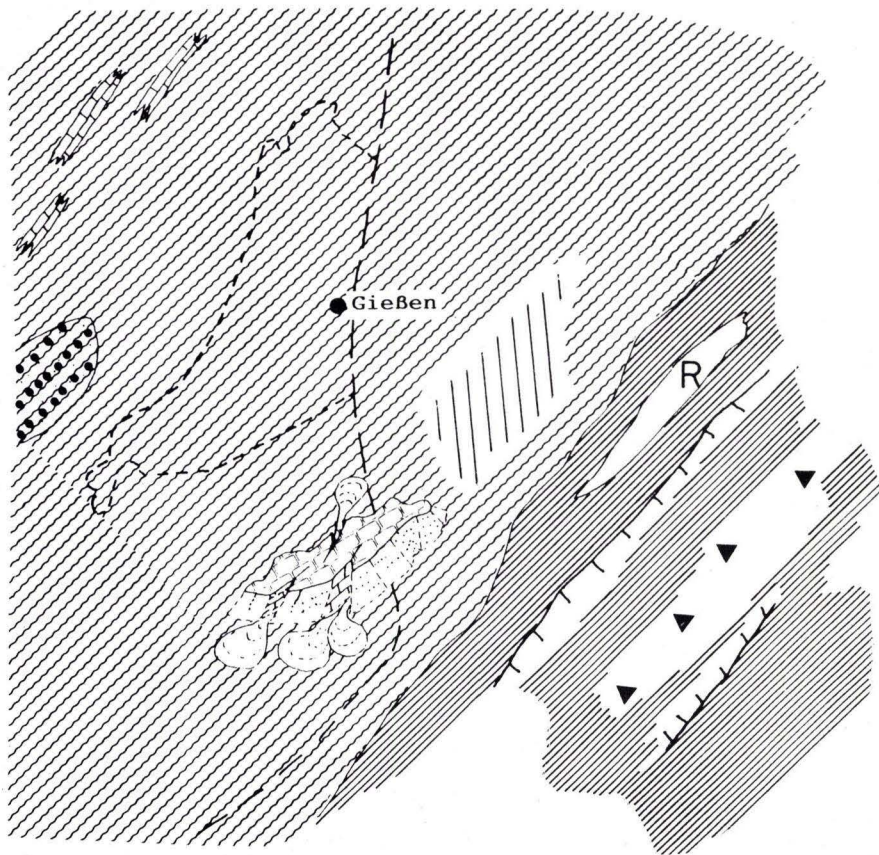


Abb. 18. Paläogeographie der Eifel-Stufe
(Legende s. Abb. 16).

Eine Sonderfazies im Bereich der Lahnmulde stellen die Leuner Schiefer dar, die als Fortsetzung der Sphärosideritschiefer angesehen werden können. Ihr Bildungsraum lag leicht über dem Niveau der umgebenden dunklen Tonschiefer, da kein reduzierendes Milieu mehr vorhanden ist und es so zur Besiedlung dieses Bereiches durch benthonische Fauna kommen konnte. Die Leuner Schiefer sind Sedimente eines neritischen Faziesbereiches innerhalb der pelagischen, schwarzen Tonschiefer.

Mit der Aufgliederung des Sedimentationsraumes in der Eifel-Stufe in Schwellen- und Beckenbereiche deutet sich eine vertikaltektonische Zerlegung des Untergrundes an, die evtl. ebenfalls im Zusammenhang mit den Bewegungen zwischen der Mitteldeutschen Schwelle und dem Rheinischen Schiefergebirge steht.

Die Fortsetzung des rein herzynischen Profils der Lindener Mark bilden kalkige Schiefer, die bereits im Oberems einsetzen. Sie beinhalten oft dünne Kalkbänke und -linsen. Ihre paläogeographische Einordnung erweist sich als schwierig. Sie müssen nicht, wie in Abb. 17 und Abb. 18 dargestellt, am SE-Rand des Rheinischen Schiefergebirges sedimentiert worden sein, sondern könnten, durch das in der Oberems-Stufe neu entstandene Becken getrennt, auch weiterhin zum Schelf der Mitteldeutschen Schwelle gehören.

Die Sedimentation von geringmächtigen, schwarzen Tonschiefern der Krofdorfer Schichten hält in der Eifel-Stufe im SE weiterhin an. Stellenweise werden sie von kalkfreien Rotschiefern vertreten. Die Förderung der MOR-Typ Basalte ist nun nachweisbar. Sie treten als effusive bis subeffusive Laven innerhalb der schwarzen Tonschiefer auf und stellen somit eine autochthone Bildung dieses Bereiches dar (s. Abb. 18). Hinweise für einen typischen Ozeanboden (Ophiolith) sind allerdings nicht vorhanden.

Paläogeographie der Givet-Stufe (s. Abb. 19)

An der Wende Eifel-/Givet-Stufe setzt die Förderung von Keratophyren und basischen Vulkaniten im gesamten Bereich der Lahnmulde ein. Die verstärkte Magmenförderung weist auf eine Zerlegung der Kruste durch tiefreichende Störungen hin. Die basischen Diabas-Tuffe und Tuffite sind am weitesten verbreitet. In der Nähe der Förderzentren häufen sie sich zu mächtigen Schwellen an. Aufgearbeitete Tuffe, die mit Sedimentdetritus vermischt werden, kommen als schichtiger Schalstein erneut zur Ablagerung. Nach abklingender vulkanischer Tätigkeit kommt es in der höheren Givet-Stufe und an der Grenze Givet-/Adorf-Stufe zur Ausbildung von Roteisensteinlagern, die aus eisenreichen Lösungen abgeschieden werden.

Der durch diesen lebhaften Vulkanismus untergliederte Meeresboden bietet den riffbildenden Organismen (Stromatoporen) auf den zahlreich entstandenen Schwellen optimale Lebensbedingungen. Die Wassertiefe des givetischen Meeres kann nur einige hundert Meter betragen haben, da bereits die Anhäufung der Tuffite (bis 500 m mächtig) ausreichte, um Riffe entstehen zu lassen. Ein großer, in sich untergliederter Riffgürtel von Limburg bis Bieber entsteht (s. Abb. 19). An seinen Flanken kommt es zur Anhäufung von mächtigen Riffschuttkegeln, die evtl. durch erneute vulkanische Tätigkeit ausgelöst, in Form von Turbiditen in das Becken verfrachtet werden. Dort treten sie als Einschaltungen in die Tonschiefer- oder z. T. Schalsteinsedimentation auf. Diese komplex aufgebaute Schwelle wird von schwarzen Tonschiefern, die z. T. Kalklinsen führen, umrahmt. Nur auf Schwellen, die etwas tiefer als die Massenkalkschwelle sind, kommt es im NE der Lahnmulde, innerhalb der Beckenfazies, zur Ausbildung von geringmächtigen, riffähnlichen Kalken. Auf Tiefschwellen werden Cephalopodenkalke gebildet.

Am Taunus-Ostrand kommt es, nun aber auf Tonschiefer-Schwellen, ebenfalls zur Bildung von einzelnen Riffen. Ein magmatisches Unterlager fehlt vollkommen. Kalkturbidite treten dort auch in der Beckenfazies als Einschaltungen auf.

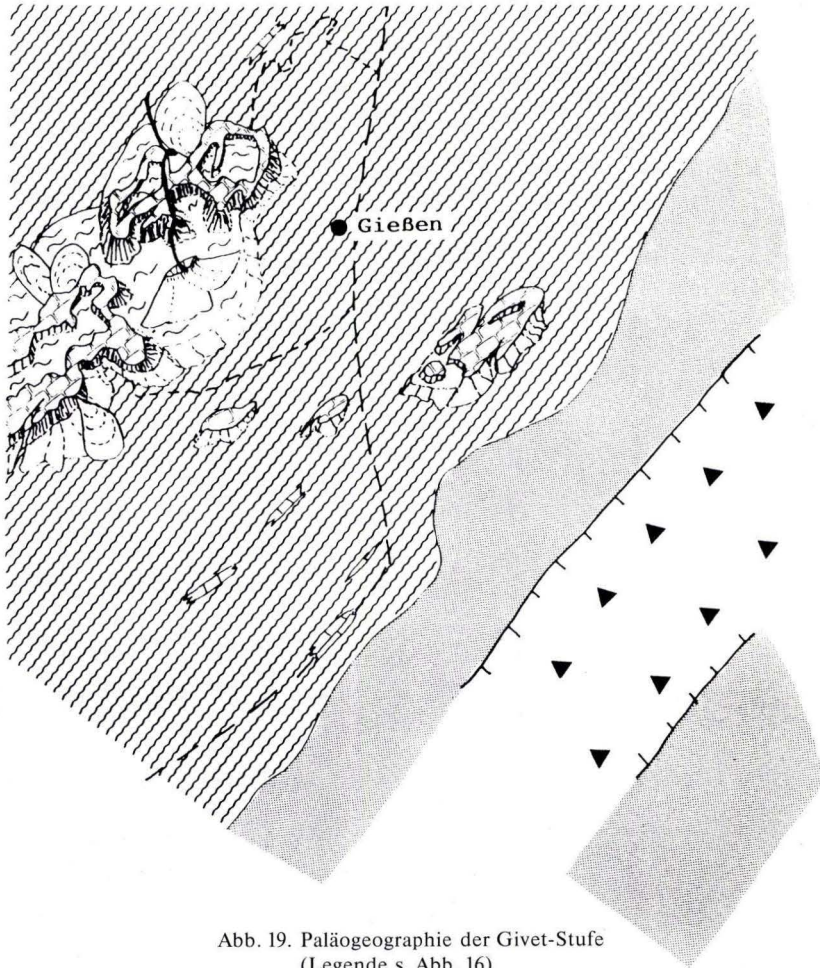


Abb. 19. Paläogeographie der Givet-Stufe
(Legende s. Abb. 16).

In dem im E neu entstandenen Becken gehen die schwarzen Tonschiefer in Alaun- und Kie-selschiefer über. Sie sind ebenfalls völlig karbonatfrei und so als pelagische Stillwasserfazies zu deuten. Der in der Eifel-Stufe einsetzende Vulkanismus hält an. Die Vulkanite unterscheiden sich durch ihre Spurenelementverteilung deutlich von den gleichalten Vulkaniten der Lahnmulde. Das Fehlen von Karbonaten innerhalb der Stillwasserfazies, zur Zeit der Hauptphase der Riffbildung im südöstlichen Rheinischen Schiefergebirge, deutet ebenfalls auf die eigenständige Entwicklung des Beckens der Krofdorfer Schichten hin. Da die östlichsten Kalkvorkommen am E-Abbruch des Taunus zur Hessischen Senke zu finden sind, muß das Becken der Krofdorfer Schichten E davon angelegt worden sein.

Paläogeographie der unteren Adorf-Stufe (s. Abb. 20)

Die Massenkalk/Schalstein-Schwelle der Lahnmulde zerfällt in der unteren Adorf-Stufe in einzelne Schwellen- und Beckenbereiche. GOLDMANN (1966) weist auf herzynisch streichende Querschwellen am NW-Rand der Lahnmulde hin, die den Lahntrog untergliedern. Das so entstandene submarine Relief beeinflusst stark die Faziesverteilung innerhalb dieses Sedimentationsbereiches. Auf den Schwellen geht das Riffwachstum (Iberger Kalk) weiter (s. Abb. 20). In den Becken werden Bänderschiefer abgelagert, die ihre Bänderung durch die noch auftretenden Adorf-Tuffite erhalten. Zum Teil tritt der Tonschieferanteil soweit zurück, daß es zu geschlossenen Tuffitabfolgen kommt. Mit ihnen klingt der Vulkanismus im Bereich der nordöstlichen Lahnmulde aus. Auf Schwellen, innerhalb der Bänderschiefer, kommt es zur Bildung von Plattenkalken. Die Entwicklung der Riffe am Taunus-Ostrand verläuft ähnlich, doch fehlen hier die für die Lahnmulde typischen Tuffite.

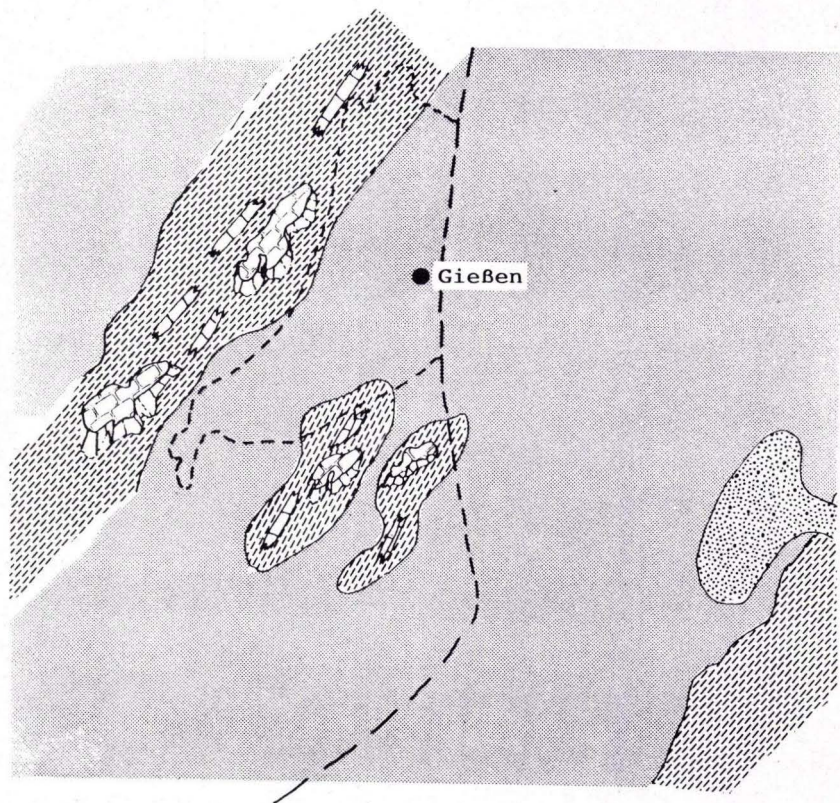


Abb. 20. Paläogeographie der unteren Adorf-Stufe
(Legende s. Abb. 16).

Beckenwärts folgen um die Riffschwellen Kieselschiefer. SE und NW der Lahnmulde, aber auch am Taunus-Ostrand verzahnen sie sich mit den Bänderschiefern (s. Abb. 20). Tiefseebedingungen für die Bildung der Kieselschiefer im Bereich der Lahnmulde sind wegen ihrer Verzahnung mit Plattenkalken nicht anzunehmen. Sie leiten wahrscheinlich unter steter Tiefenzu-

nahme in das im E befindliche Kieselschieferbecken der Krofdorfer Schichten über. Dort sind im unteren Teil der Adorf-Stufe nur Alaunschiefer und Radiolarite vorhanden. Karbonatische Sedimentation fehlt völlig. Weiter nach E schließen sich erneut Bänderschiefer an, die aber im Gegensatz zur Lahnmulde keinerlei Plattenkalke beinhalten. Sie bedeuten bereits eine Beeinflussung des Kieselschieferbeckens durch ein E gelegenes Festland. Sporadisch auftretende Grauwacken in den Kiesel- und Bänderschiefern belegen eine Reliefzunahme im Liefergebiet. Es sind relativ reife Sedimente mit gut gerundeten, sedimentären Gesteinsbruchstücken, die sich von der sedimentären Deckhülle der Mitteldeutschen Schwelle ableiten lassen und in Form von Turbiditen in das Becken verfrachtet werden. Da am Top der geringmächtigen, schwarzen Ton- und Kieselschiefer Turbidite auftreten, lassen diese sich eher als Sedimente eines tieferen Bildungsbereichs interpretieren als die Kieselschiefer des Lahntrogs. Wie in der Lahnmulde erlischt auch hier der Vulkanismus.

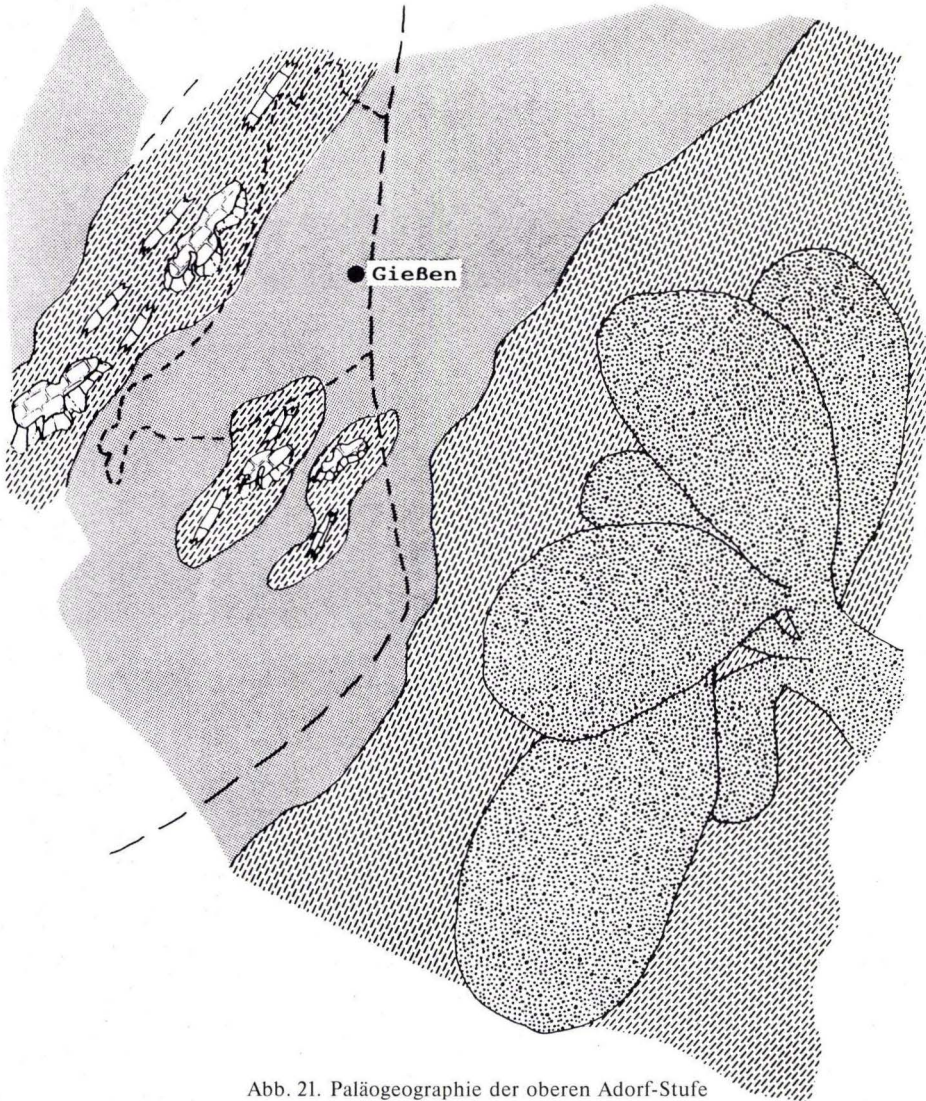


Abb. 21. Paläogeographie der oberen Adorf-Stufe
(Legende s. Abb. 16).

Paläogeographie der oberen Adorf-Stufe (s. Abb. 21)

Die Verteilung von Schwellen und Beckenbereichen bleibt in der oberen Adorf-Stufe etwa ähnlich wie in der unteren Adorf-Stufe. Da die Wassertiefe zunahm, beginnt im höchsten Teil der Adorf-Stufe auf den Schwellen (Iberger Kalken) die Bildung von Flaserkalken. Das Riffwachstum wird offensichtlich behindert und erlischt völlig.

Die Zunahme der Wassertiefe steht evtl. im Zusammenhang mit dem einsetzenden Aufstieg der Mitteldeutschen Schwelle. Dabei kommt es zur ersten mächtigen Sedimentation von Flysch im Becken der Krofddorfer Schichten. Die Bänderschiefer nehmen jetzt den größten Teil dieses Beckens ein. In sie eingeschaltet findet man an der Basis der Flyschabfolge Grauwacken mit sedimentären Bruchstücken und Quarzwacken. Ihnen folgen lithische Grauwacken mit Kristallingeröllen der Mitteldeutschen Schwelle. Da die Turbidite nach relativ kurzer Zeit über den Tonschiefern mit MOR-Typ Basalten folgen, erscheint es unwahrscheinlich, daß sich die MOR-Typ Basalte von einem Spreading-Zentrum eines breiteren Ozeans ableiten. Horizontale Bewegungen beträchtlichen Ausmaßes wären nötig, um den Ozean zu schließen und so die MOR-Typ Basalte in die Nähe des Liefergebietes zu bringen. Das schnelle Folgen der Flyschsedimentation auf die MOR-Typ Basalte läßt sich eher durch ein kleineres Becken im Vorfeld der Mitteldeutschen Schwelle erklären. Dies steht aber im Gegensatz zu dem generell anerkannten plattentektonischen Modell. Alle bisher genannten Daten sprechen nicht für die Anwendbarkeit dieses Modells, vielmehr muß man mit etwas abgewandelten Bildungsbedingungen für diesen paläozoischen Raum rechnen.

Paläogeographie des höheren Oberdevons

Die Entwicklung des östlichen Rheinischen Schiefergebirges im höheren Oberdevon ist z. T. durch Sedimentationslücken geprägt (KREBS, 1966, 1968). Bei anhaltender Absenkung des Untergrundes bleiben die alten Schwellen erhalten. Auf ihnen kommt es über den Flaserkalken zur Bildung geringmächtiger, roter Kalkknotenschiefer. Bei erhöhtem Karbonatgehalt entstehen rote Flaserkalke. Diese Entwicklung findet bevorzugt auf den Flanken der alten Riffkörper oder auf Tiefschwellen statt. Der zentrale Bereich der Riffe ist durch eine unvollständige Sedimentation geprägt. Häufig auftretende Schichtlücken, Spaltenfüllungen von oberdevonischen Kalken in Riffkalken, umgelagerte oberdevonische Conodonten in Kalken des mittleren Oberdevons und Gerölle mitteldevonischer Massenkalken in der Beckenfazies (Rotschiefer) deuten auf eine erhöhte Position der Schwellen im Bereich über der Wellenbasis, evtl. sogar im Brandungsbereich, hin. Die Spaltenbildung in den Massenkalken ist wahrscheinlich auf die teilweise bruchtektonische Zerlegung der Riffkörper und/oder auf submarine Lösungsvorgänge zurückzuführen. KREBS (1966) nimmt eine Verkarstung vor dem cu II für die alten Riffbereiche an.

Unter Abnahme des Karbonatgehaltes gehen die roten Kalkknotenschiefer in Rotschiefer mit Kalkknoten und dann in fast karbonatfreie Rotschiefer der Beckenfazies über. N des Krofddorfer Forstes (Hessische Schieferserie) treten die Rotschiefer zugunsten von dunklen Tonschiefern mit Kalklinsen zurück. Auch S der alten Riffschwelle gehen die Rotschiefer in dunkle Tonschiefer („Südliche Randfazies“) über. Oberdevonische Sandsteine, wie in der Dillmulde, fehlen S der Riffschwelle. Nur N davon sind sie noch nachweisbar (WECK, 1986). Wahrscheinlich wird ihr Transport von der alten Riffschwelle der Lahnmulde behindert.

Aus dem Becken der Krofdorfer Schichten ist kein höheres Oberdevon bekannt. Doch kam es wahrscheinlich, wie im Kellerwald, zur Ablagerung von Ton- und Kiesel-schiefern, denen Grauwacken eingeschaltet sind. Vielleicht wird das höhere Oberdevon auch nur durch eine Stillwasserfazies (Pelite) vertreten.

Paläogeographie des unteren Kulms (s. Abb. 22)

Die lückenhafte Sedimentation im Bereich der Lahnmulde hält auch im unteren Kulm an. Im cuII α beginnt eine weitere Absenkung des Beckens, die evtl. im Zusammenhang mit Bewegungen im Bereich der Mitteldeutschen Schwelle steht. Die Förderung des Deckdiabases deutet auf die Reaktivierung tieferreichender Störungen in der Kruste hin. Die toten Riffe werden z. T. überschwemmt und oberdevonische Conodonten in die Alaunschiefer umgelagert. Im cuII β/γ sind die alten Schwellen fast vollständig von der Kiesel-schiefersedimentation überwunden. Auf den alten Riffen kommt es zur Bildung von Crinoidenkalken und Kalkbrekzien (KREBS, 1966).

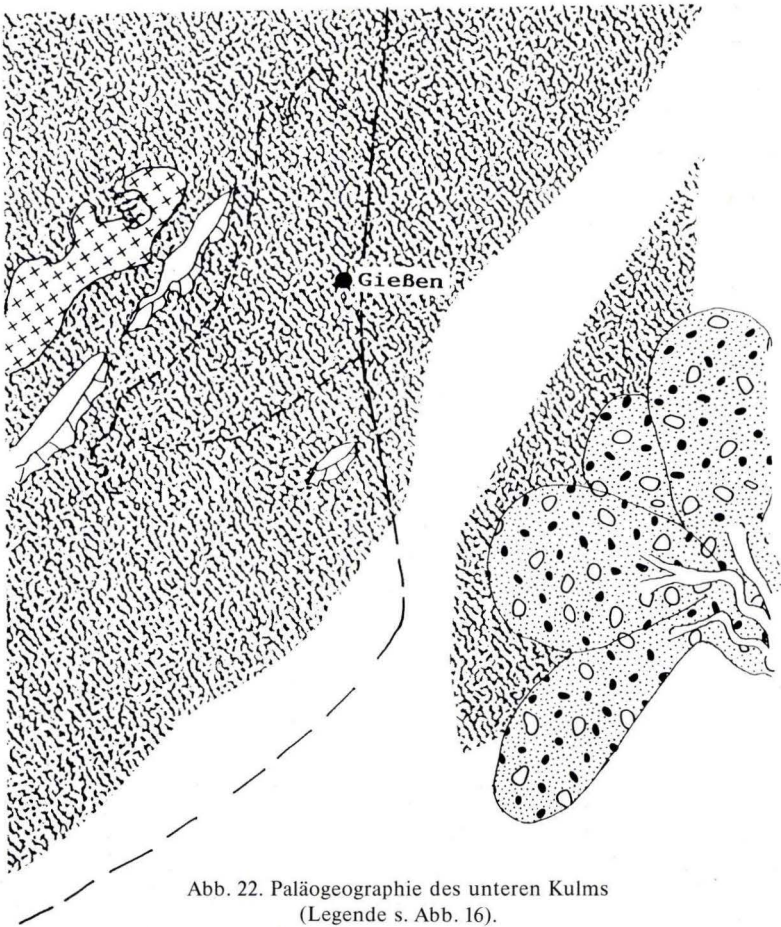


Abb. 22. Paläogeographie des unteren Kulms
(Legende s. Abb. 16).

Weiter E werden in die Vortiefe der Mitteldeutschen Schwelle mächtige Flyschsedimente geschüttet (s. Abb. 22). Der Flysch beinhaltet bereits variszische Sedimente, die durch die beginnende Auffaltung im SE in den Bereich der Erosion geraten. Der Aufstieg der Mitteldeutschen Schwelle bewirkt ein Wandern des Flyschbeckens und der Faltung nach NW. Schon während dieses Prozesses werden die alten Flyschtröge gefaltet, angehoben und von ihrem Unterlager abgeschert. Sie bewegen sich mit der orogenen Front über den bereits gefalteten Untergrund. Eine breite Scherzone bildet sich an der Basis, wobei Späne vom Untergrund aufgenommen werden. Wahrscheinlich wurde so die Lindener Mark in ihre heutige Position transportiert. Während des Transportes der so entstandenen Decke auf ihr Vorland schert die Jüngere Grauwacke (= Karbon) von den Krofdorfer Schichten (= Devon) ab. An der Grenze Unter-/Oberkarbon ist die Platznahme der Decke abgeschlossen.

10. Schlussfolgerung

Die Frage der Allochthonie oder Autochthonie der Gießener Grauwacke war Ausgangspunkt der vorliegenden Arbeit. Nach Abwägung aller zur Verfügung stehenden Daten ergibt sich nun folgendes Bild:

Die proximalen Turbidite der Gießener Grauwacke in der Adorf-Stufe stehen nach ENGEL et al. (1983) im krassen Gegensatz zur tonig-kalkigen Fazies der Lahnmulde und werden als ein Hauptargument für die Allochthonie angeführt. Doch zeigen die hier vorliegenden Untersuchungen, daß diese proximalen Turbidite der Gießener Grauwacke ein jüngerer Alter (Unterkarbon, hier als Jüngere Grauwacke bezeichnet) als die Riffkalke besitzen. Wenn auch die Jüngere Grauwacke nicht genauer als Unterkarbon einzustufen ist, entfällt das Argument der Faziesgegensätze zwischen dem S-Teil der Gießener Grauwacke und der Lahnmulde, da die Grauwacken in den Kulm-Kiesel- und Tonschiefern der Lahnmulde als distale Anteile der Jüngeren Grauwacke aufgefaßt werden können.

Die im N-Teil der Gießener Grauwacke auftretenden älteren Grauwacken der Krofdorfer Schichten (du bis do) könnten schon eher auf einen Faziesgegensatz hinweisen. Doch setzen diese Grauwacken erst im doI γ mit distalen Turbiditen ein, zu einem Zeitpunkt, in dem der Lahntrog bereits Absenkungstendenzen zeigt und kaum noch Riffwachstum stattfindet. Zur Hauptphase der älteren Turbidite (Fazies des mittleren Fächerbereiches) an der Wende Adorf-/Nehden-Stufe ist die Absenkung der Lahnmulde weiter fortgeschritten, feinklastische Sedimentation herrscht vor. Die älteren Grauwacken könnten somit relativ nah zur Lahnmulde abgelagert worden sein. Ähnlichkeiten der Beckensedimente aus der Lahnmulde mit denen der Krofdorfer Schichten in der unteren Adorf-Stufe stützen diese Aussage. Ein weiteres Argument für die Autochthonie sind Grauwacken aus der Hessischen Schieferserie (BENDER & BRINKMANN, 1969), deren autochthoner Charakter bisher nicht widerlegt wurde und die durch das Vorwandern des Flyschbeckens im höheren Oberdevon nach N erklärt werden könnten.

Bezieht man aber nun die unter- und mitteldevonischen Tonschiefer der Krofdorfer Schichten in die Betrachtung mit ein, so zeigt es sich, daß diese relativ isoliert darstehen. Trotz des Hauptmaximums der Karbonatbildung in der Givet-Stufe und des häufigen Auftretens von Kalkturbiditen mit Riffdetritus in den Beckensedimenten der Lahnmulde finden sich in den mitteldevonischen Tonschiefern der Krofdorfer Schichten keinerlei Karbonate. Dies trifft auch auf die oben genannten Tonschiefer der unteren Adorf-Stufe zu, die so, obwohl den Beckensedimenten der Lahnmulde ähnlich, von diesen abgrenzbar sind. Es läßt sich somit nur eine relati-

ve Entfernungsangabe zwischen Lahntrog und Sedimentationsbereich der Krofdorfer Schichten machen. Da Kalkturbidite, die typisch für die Lahnmulde sind, nicht den Sedimentationsbereich der Krofdorfer Schichten erreichten und keinerlei siliziklastische Turbidite in der Lahnmulde vorkommen, ist eine größere Entfernung wahrscheinlich.

Aus der auf tektonische Ursachen zurückzuführenden übergreifenden Lagerung der Krofdorfer Schichten und der Jüngeren Grauwacke auf unterschiedlich alte Schichten der Lahnmulde läßt sich eine Transportweite der Gießener Grauwacke von 5 bis 10 km ableiten. Doch könnte dies noch durch weitreichende Überschiebungen erklärt werden, wie sie auch in der Lahnmulde (z. B. Hohensolmscher Deckdiabastafel) auftreten.

Ein Scherhorizont (Solmstaler Phyllite) an der Basis der Gießener Grauwacke im S, der einen stärkeren Deformationsgrad und ein höheres Metamorphosealter als die umgebenden Schichten der Lahnmulde aufweist und von der nördlichen Phyllitzone zwischen Taunus und Mitteldeutscher Schwelle abgeleitet wird, ist noch der beste Beweis für die Deckennatur der Gießener Grauwacke (ENGEL et al., 1983). Doch konnte an der Basis der Krofdorfer Schichten nirgends ein solcher Horizont nachgewiesen werden. Die Ursache für diese so wesentliche Diskrepanz ist völlig offen.

Als eindeutiger Beweis für die Allochthonie der Krofdorfer Schichten sind die in sie intrudierten MOR-Typ Basalte zu bewerten. Sie lassen sich nicht aus dem Bereich der Lahnmulde ableiten, da ihre Spurenelementgehalte auf einen wesentlich höheren Aufschmelzungsgrad hinweisen, als dies von den Vulkaniten der Lahnmulde bekannt ist. Ob sich die MOR-Typ Basalte allerdings von einem Ozean ableiten, wie ihn BEHR et al. (1984) anhand von paläoklimatischen und paläomagnetischen Daten zwischen Rhenoherynikum und Saxothuringikum vermuten, ist fraglich. Wäre ein Ozean ab Ordovizium vorhanden, so müßten unsere mitteldevonischen MOR-Typ Basalte in der Adorf-Stufe noch relativ nahe zum Spreading-Zentrum liegen. Über den MOR-Typ Basalten folgt aber in der Adorf-Stufe eine Flyschsedimentation, die sich schlecht mit einer nahen Position zum Spreading-Zentrum vereinbaren läßt. Da Hinweise dafür vorliegen, daß die Mitteldeutsche Schwelle schon im Unterdevon zumindest vorübergehend als Liefergebiet des östlichen Rheinischen Schiefergebirges fungierte und die MOR-Typ Basalte ein mitteldevonisches Alter besitzen, erscheint es momentan sinnvoller, die MOR-Typ Basalte aus einem begrenzten Becken abzuleiten, welches sich im Ems an überregionalen Störungssystemen anlegte, aber bereits in der Adorf-Stufe inaktiv wurde.

Die Deckennatur der Gießener Grauwacke gilt nach dem heutigen Kenntnisstand als relativ gesichert, doch muß man als Motor für dieses Phänomen nicht unbedingt die Plattentektonik heranziehen. Auch scheint ein Vergleich der Decken des Rheinischen Schiefergebirges und des Harzes mit denen von SW England gewagt. HOLDER & LEVERIDGE (1986) vergleichen die Gießener-Decke mit der Carrick-Decke (Cornwall) und leiten davon einen durchgehenden Ozean von SW England bis in den Harz ab, der durch Subduktion geschlossen wurde. Die Carrick-Decke besitzt im Gegensatz zur Gießener-Decke eine Mächtigkeit von 4,6 bis 12 Kilometer! Es sind mächtige Flyschsedimente des ? Unterdevons und Mitteldevons, wohingegen der älteste Flysch der Gießener-Decke erst im höheren Teil der Adorf-Stufe einsetzt und maximal nur mehrere hundert Meter Mächtigkeit erreicht. Anzeichen eines Ozeanbodens, wie der Lizard-Komplex S der Carrick-Decke, sind im östlichen Rheinischen Schiefergebirge nicht vorhanden.

Danksagung: Herrn Prof. Dr. F. R. STIBANE danke ich für die Anregung zu dieser Arbeit, für zahlreiche Diskussionen und wertvolle Ratschläge.

Weiterhin gilt mein besonderer Dank der Arbeitsgruppe „Gießener Grauwacke“ – Herrn M. BIRKELBACH, Herrn H. MICHEL und Herrn Dipl.-Geol. R. WECK – unter der Leitung von Prof. Dr. F. R. STIBANE, die maßgeblich zu dieser Arbeit beigetragen haben.

Herrn Prof. Dr. W. FRANKE schulde ich Dank für rege Diskussionen.

Herrn Dipl.-Geol. A. GRÖSSER danke ich für die Unterstützung bei der Bearbeitung der Magmatite und die kritische Durchsicht des Manuskriptes.

Auch allen Kommilitonen und Institutsangehörigen, die an der Erstellung dieser Arbeit beteiligt waren, sei gedankt. Besonders danke ich Herrn E. SCHÄFER für die Anfertigung zahlreicher Dünnschliffe.

11. Schriftenverzeichnis

- AHLBURG, J. (1908): Die Tektonik der östlichen Lahn-Mulde. - Z. dt. Geol. Ges., **60**: 300-307; Berlin.
- (1913): Die stratigraphischen Verhältnisse in der östlichen Lahnmulde. - Jb. preuß. geol. L.-Anst., **31** (I): 448-481; Berlin.
- (1918 a): Geologische Karte von Preußen 1:25000 Bl. 5416 Braunfels mit Erläuterungen. - Berlin.
- (1918 b): Geologische Karte von Preußen 1:25000 Bl. 5516 Weilmünster mit Erläuterungen. - Berlin.
- (1921): Über die Verbreitung des Silurs, Herzyns und des Rheinischen Devons und ihre Beziehung zum geologischen Bau im östlichen Rheinischen Schiefergebirge. - Jb. preuß. geol. L.-Anst., **40**: 1-82; Berlin.
- ALBERTI, G. K. B. (1981): Über ein Vorkommen von Schönauer Kalk (Unter-Devon) in der Lindener Mark bei Gießen (E-Rand des Rheinischen Schiefergebirges). - Senckenbergiana leth., **62** (2/6): 285-286; Frankfurt a. M.
- (1983): Unterdevonische Nowakiidae (Dacryoconarida) aus dem Rheinischen Schiefergebirge, aus Oberfranken und aus N-Afrika (Algerien, Marokko). Mit Beiträgen zur Biostratigraphie des Unterdevons im Rheinischen Schiefergebirge. - Senckenbergiana leth., **64** (2/4): 295-313; Frankfurt a. M.
- ANDEL, T. H. v. (1956): Recent sediments of the Rhone delta. II. Sources and deposition of heavy minerals. - Geol. Mijnbouw. Genootsch. Nederland. Geol. Serie, **15**: 535-556; Amsterdam.
- (1959): Reflections of the interpretation of heavy mineral analyses. - Journ. Sed. Petro., **29**: 153-163; Menasha (Wisc.).
- & POSTMA, H. (1954): Recent sediments of the Gulf of Paria. - Koninklijke Nederlandse Akad. v. Wetenschappen, Proc. section sci., **20**: 1-245; Amsterdam.
- & WEYL, R. (1952): Zur Frage der Schwermineralverwitterung in Sedimenten. - Erdöl u. Kohle, **5**: 100-104; Berlin - Hamburg.
- BAHLBURG, H. (1985): Zur faziellen Entwicklung des hercynischen Paläozoikums der Lindener Mark (Rheinisches Schiefergebirge) bei Gießen. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1985, **11**: 643-651; Stuttgart.
- BEHR, H. J., WALLISER, O., WEBER, K. (1980): The development of the Rhenohercynian and Saxothuringian Zones of the mid-European Variscides. - Int. Geol. Congr., 26th, C6: 77-89; Paris.
- ENGEL, W., & FRANKE, W. (1982): Variscan wildflysch and nappe tectonics in the Saxothuringian Zone (North-east Bavaria, West Germany). - Am. J. Sci., **282**: 1438-1470; New Haven.
- GIESE, P., & WEBER, K. (1984): The Variscan Belt in Central Europe: Main structures, geodynamic implication, open questions. - Tectonophysics, **109**: 15-40; Amsterdam.
- BENDER, P. (1965): Der Nordostteil der Lahnmulde zwischen Salzböden-, Aar- und Biebertal. - Diss.; Marburg.
- & BRINKMANN, J. (1969): Oberdevon und Unterkarbon südwestlich Marburg/Lahn. - Geologica et Palaeontologica, **3**: 1-20; Marburg.
- JAHNKE, H., & ZIEGLER, W. (1974): Ein Unterdevon-Profil bei Marburg a. d. Lahn. - Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **102**: 25-45; Wiesbaden.
- BIRKELBACH, M. (1986): Geologische Untersuchungen am Nordwestrand der Gießener Grauwacke (Rheinisches Schiefergebirge Blätter 5317 Rodheim-Bieber, 5417 Wetzlar). - Dipl.-Arbeit, 98 S.; Gießen.
- BISCHOFF, G., & ZIEGLER, W. (1957): Die Conodontenchronologie des Mitteldevons und des tiefsten Oberdevon. - Abb. hess. L.-Amt Bodenforsch., **22**, 136 S.; Wiesbaden.
- BLATT, H., MIDDLETON, G. V., & MURRAY, R. C. (1972): Origin of Sedimentary Rocks. - Englewood Cliffs, New Jersey Prentice-Hall, 634p.
- BLÜMEL, P. (1982): Aufbau, Metamorphose und geodynamische Deutung des variszischen Grundgebirges im Bereich der Bundesrepublik. - Jahrb. Ruhr-Universität, 169-201; Bochum.
- BOENIGK, W. (1983): Schwermineralanalyse. - 158 S.; Stuttgart (Enke-Vlg.).
- BOUMA, A. H. (1962): Sedimentology of some flysch deposits. - 168 S.; Amsterdam (Elsevier).

- & BROUWER, A. Ed. (1964): Turbidites. - Developments in Sedimentology, 3, 264p.; Amsterdam.
- BRINKMANN, J. (1963): Der Nordostteil der Hörre-Ackerzone bei Marburg/Lahn (Rheinisches Schiefergebirge). - Diss.; Marburg.
- BRINKMANN, R. (1948): Die Mitteldeutsche Schwelle. - Geol. Rdsch., 36: 56-66; Stuttgart.
- CARLS, P., GANDL, J., GROOS-UFFENORDE, H., JAHNKE, H., & WALLISER, O. H. (1972): Neue Daten zur Grenze Unter-/Mittel-Devon. - Newsl. Stratigr., 2: 115-147; Berlin - Stuttgart.
- CUMMINS, W. A. (1962): The greywacke problem. - Liverpool and Manchester geol. Jour., 3: 51-72.
- DAHMER, G. (1920): Zwei neue Vorkommen von Unterkoblenzschichten im hessischen Hinterland. - Jb. Nass. Ver. Naturkd., Jg. 72: 16-21; Wiesbaden.
- DECHEN, H. v. (1884): Erläuterung zur geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen. - Teil 2, 933 S.; Berlin.
- DENEKE, E. (1977): Die Petrographie der Kulm-Grauacke des Edergebietes (NE Rheinisches Schiefergebirge). - Geol. Jb. Hessen, 105: 75-97; Wiesbaden.
- DIETZ, V. (1973): Experiments on the influence of transport on shape and roundness of heavy minerals. - Contrib. Sedimentology, 1: 69-102; Stuttgart.
- DÖRR, W. (1986): Stratigraphie, Stoffbestand und Fazies der Gießener Grauacke (E' Rheinisches Schiefergebirge). - Diss., 134 S.; Gießen.
- & PREISS, R. (1982): Die Geologie des Nauborner Kopfes und seiner Umgebung. - Gießener Geol. Schriften, 31, 224 S.; Gießen.
- DUFOUR, J. (1925): Die Grube „Königsberger Gemarkung“ und ihre Beziehung zur Stratigraphie und Tektonik der östlichen Lahnmulde. - Diss., 70 S.; Gießen.
- DVORAK, J. (1985): The red shales of the Upper-Devonian in the Rhenish Slate Mountains. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1985, 6: 329-339; Stuttgart.
- ENGEL, W., & FRANKE, W. (1983): Flysch sedimentation: its relation to tectonism in the European Variscides. - In: H. MARTIN and W. EDER (Editors), Intracontinental Fold Belts, pp. 289-322; Heidelberg (Springer).
- GROTE, C., WEBER, K., & AHRENDT, H. (1983 a): Nappe tectonics in the south-eastern part of the Rheinisches Schiefergebirge. - In: H. MARTIN and W. EDER (Editors), Intracontinental Fold Belts, pp. 267-288; Heidelberg (Springer).
- & LANGENSTRASSEN, F. (1983 b): Palaeozoic sedimentation in the northern branch of the mid-European Variscides - essay of an interpretation. - In: H. MARTIN and W. EDER (Editors), Intracontinental Fold Belts, 9-42; Heidelberg (Springer).
- FALKE, H. (1952): Die stratigraphischen-tektonischen Verhältnisse der Roteisensteingrube „Krumm“ bei Bonbaden (Lahnmulde). - Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) 3: 176-185; Wiesbaden.
- FLOYD, P. A. (1976): Geochemical variation in the greenstones of SW England. - Journ. of Petrology, 17: 522-545; London.
- (1977): Rare earth element mobility and geochemical characterisation of spilitic rocks. - Nature, 269: 134-137; London.
- (1984): Geochemical characteristics and comparison of the basic rocks of the Lizard Complex and the basaltic lavas within the Hercynian troughs of SW England. - J. geol. Soc. London, Vol. 141, 61-70.
- & WINCHESTER, J. A. (1975): Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. - Earth & Planetary Science Letters, 27: 211-218; Amsterdam.
- FRANK, W. (1897/99): Beiträge zur Geologie des südöstlichen Taunus, insbesondere der Porphyroide dieses Gebietes. - Ber. oberhess. Ges. Natur- u. Heilk., 32: 42-76; Gießen.
- FRANKE, W. (1984 a): Late events in the tectonic history of the Saxo-Thuringian Zone. - In: D. H. W. HUTTON and D. J. SANDERSON (Editors), Variscan Tectonics of the North Atlantic Region, J. Geol. Soc. London, Spec. Pub. No. 14, 33-45; Oxford.

- (1984b): Variszischer Deckenbau im Raume der Münchberger Gneismasse, abgeleitet aus der Fazies, Deformation und Metamorphose im umgebenden Paläozoikum. – *Geotektonische Forsch.*, **68**, 253 S.; Stuttgart.
- & ENGEL, W. (1982): Variscan sedimentary basins on the continent, and relations with south-west England. – *Proc. Ussher Soc.*, **5**: 259–269, Credition.
- FÜCHTBAUER, H., & MÜLLER, G. (1977): *Sediment-Petrologie, Teil II: Sedimente und Sedimentgesteine.* – 726 S.; Stuttgart.
- GAZZI, P. (1965): On the heavy mineral zones in the geosyncline series. Recent studies in the northern Apennines, Italy. – *Journ. of Sed. Petro.*, **35**: 109–115; Menasha (Wisc.).
- GOLDMANN, K. J. (1965): Zur Geologie des NW-Randes der Lahnmulde (Stratigraphie, Fazies und Tektonik auf den Meßtischblättern Braunfels und Merenburg). – *Dipl.-Arb.*; Gießen.
- (1966): Die Geologie der Lahnmulde und der Hörre zwischen Lahn und Dill. – *Diss.*, 55 S.; Gießen.
- (1967): Tuffite und Querschwellen an NW-Rand der Lahnmulde. – *Ber. oberhess. Ges. Natur- u. Heilk. N.F. naturw. Abt.*, **39**; Gießen.
- & KEGLER, J. (1968): Zum oberdevonischen Vulkanismus in der Lahn-Mulde (Rheinisches Schiefergebirge). – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1968, **12**: 705–719; Stuttgart.
- GRÖSSER, J., & DÖRR, W. (1986): MOR-Typ-Basalte im östlichen Rheinischen Schiefergebirge. – *N. Jb. Geol. Palaeont. Mh.*, **1986**, **12**: 705–722; Stuttgart.
- GROTE, C. (1983): Strukturelle Untersuchungen im südwestlichen Verbreitungsgebiet der Gießener Grauwacke (Bl. 5516 Weilmünster). – *Dipl.-Arb.*; Göttingen.
- HAHN, G., & AMLER, M. K. W. (1985): Revision der Unterkarbon-Trilobiten von Königsberg bei Gießen. – *Geologica et Palaeontologica*, **19**: 71–80; Marburg.
- HANKEL, O. (1979): Das Paläozoikum zwischen Bieber und Königsberg mit besonderer Berücksichtigung des Kalkvorkommen am Eberstein (NE' Lahnmulde). – *Dipl.-Arb.*; Gießen.
- HELMBOLD, R. (1952): Beitrag zur Petrographie der Tanner Grauwacke. – *Heidelberger Beiträge zur Mineralogie und Petrographie*, **3**: 253–288; Heidelberg.
- HENNINGSEN, D. (1960): Die Lagerungsverhältnisse der „Gießener Grauwacke“ (Unterkarbon) und des Devons an der Basis. – *Dipl.-Arb.*; Gießen.
- (1961): Die „Gießener Grauwacke“ (Kulm, Rheinisches Schiefergebirge). – *Diss.*; Gießen.
- (1963): Zur Herkunft und Unterscheidung der sandigen Gesteine am Südostrand des Rheinischen Schiefergebirges. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* 1963, **2**: 49–67; Stuttgart.
- (1965): Ein Oberdevon/Unterkarbonprofil bei Steeden a. d. Lahn (Lahnmulde, Rheinisches Schiefergebirge). – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1965, **10**: 614–624; Stuttgart.
- (1966): Die paläozoischen Grauwacken bei Gießen und ihre Fortsetzung unter der südlichen Hessischen Senke. – Bericht der Oberhessischen Gesellschaft für Natur- u. Heilkunde zu Gießen, N. F., Naturwissenschaftl. Abteil., Bd. **34**, H.1-2, 19–31, Gießen.
- (1968): Untersuchungen über Korngefüge und Schüttungsrichtung in Sandsteinen des östlichen Rheinischen Schiefergebirges. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1968, **3**: 153–163; Stuttgart.
- (1972): Die Sandsteine in den Devon/Karbon-Grenzschichten des rechtsrheinischen Schiefergebirges. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1972, **1**: 1–15; Stuttgart.
- (1973): Zusammensetzung und Herkunft der Unterkarbon-Grauwacken in der Dillmulde (Rhein. Schiefergeb.). – *Notizblatt hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **101**: 300–309; Wiesbaden.
- & QUADE, H. (1962): Stratigraphie und Faziesverhältnisse in der Braunfels-Wetzlarer Oberdevonmulde (Lahnmulde, Rheinisches Schiefergebirge). – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **90**: 179–209; Wiesbaden.
- & RIETSCHEL, S. (1964): Devon und geröllführendes Unterkarbon am Hüttenberg bei Niederkleen. – *Senck. leth.*, **45**: 223–245; Frankfurt a. M.

- HERMANN, F. (1912): Über eine Unterkoblenzfauna mit *Palaesolen costatus* Sdbg. bei Weipoltshausen. - Z. dt. geol. Ges., Monatsber., **63**: 167-174; Berlin.
- HERRMANN, A. G., POTTS, M. J., & KNAKE, D. (1974): Geochemistry of the rare earth elements from the Oceanic and Continental Crust. - Contr. Mineral. and Petrol., **44**: 1-16; Berlin - Heidelberg - New York.
- & WEDEPOHL, K. H. (1970): Untersuchungen an spilithischen Gesteinen der variskischen Geosynklinalen in Nordwestdeutschland. - Contr. Min. and Petrol., **29**: 255-274; Berlin - Heidelberg - New York.
- HOLDER, M. T., & LEVERIDGE, B. E. (1986): Correlation of the Rheohercynian Variscides. - Journ. Geol. Society, London, **143**: 141-147; London.
- HOLZAPFEL, E. (1895 a): Das obere Mitteldevon im Rheinischen Gebirge. - Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F. **16**; Berlin.
- (1895 b): Bericht über die Aufnahme-Arbeit in der Gegend von Wetzlar. - Jb. preuß. geol. L.-Anst., **15**: 35-38; Berlin.
- (1897): Bericht über die Ergebnisse der Aufnahme im Jahre 1896; Beobachtungen im Lahngebiet. - Jb. preuß. geol. L.-Anst., **17**: 38-46; Berlin.
- HUCKENHOLZ, H. G. (1959): Sedimentpetrographische Untersuchungen an Gesteinen der Tanner Grauwacke. - Beiträge zur Mineralogie und Petrographie, **6**: 261-298; Dresden.
- JAEGER, H. (1962): Das Silur (Gotlandium) in Thüringen und am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges (Kellerwald, Marburg, Gießen). - Symp. Silur/Devon Grenze, 1960: 108-135; Stuttgart.
- JAHNKE, H., & PAUL, J. (1968): Das Alter der Grauwacken im südlichen Kellerwald (Oberdevon und Unterkarbon, Rheinisches Schiefergebirge). - Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **96**: 68-84; Wiesbaden.
- KAYSER, E., & PAECKELMANN, W. (1915): Geologische Karte von Preußen 1:25000, Bl. 5218 Niederwalgern mit Erläuterungen. - Berlin.
- KEGEL, W. (1920): Die Grube Raab bei Wetzlar, ein Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der südöstlichen Lahnmulde. - Jb. preuß. geol. L.-Anst., **XLI**, Teil II, H. 1: 368-391; Berlin.
- (1922): Abriss der Geologie der Lahnmulde (Erläuterungen zu einer von J. AHLBURG hinterlassenen Übersichtskarte). - Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F. **86**, 81 S.; Berlin.
- (1925): Das Unterkarbon und die varistische Faltung im östlichen Lahngebiet. - Jb. preuß. geol. L.-Anst., **45**: 287-306; Berlin.
- (1926): Unterdevon von böhmischer Fazies (Steinberger Kalk) in der Lindener Mark bei Gießen. - Abh. preuß. geol. L.-Amt, NF **100**: 1-77; Berlin.
- (1927): Über obersilurische Trilobiten aus dem Harz und dem Rheinischen Schiefergebirge. - Jb. preuß. geol. L.-Amt, **48**: 616-647; Berlin.
- (1929 a): Geologische Karte von Preußen 1:25000, Bl. Wetzlar - Großenlinden mit Erläuterungen (aufgenommen von W. KEGEL & J. AHLBURG). - Berlin.
- (1929 b): Geologische Karte von Preußen 1:25000, Bl. Kleeberg - Kirchgöns mit Erläuterungen. - Berlin.
- (1933): Geologische Karte von Preußen 1:25000, Bl. Rodheim-Bieber mit Erläuterungen (aufgenommen von J. AHLBURG & W. KEGEL). - Berlin.
- (1953): Das Paläozoikum der Lindener Mark. - Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **7**: 1-55; Wiesbaden.
- KEGLER, J. (1965): Zur Geologie der Niederkleener Oberdevon-Mulde (Taunus-Ostrand). - Dipl.-Arb., 78 S.; Gießen.
- (1967): Stratigraphie, Fazies und Tektonik in der westlichen Lahnmulde (Bl. Limburg und Hadamar). - Diss.; Gießen.
- KLAPPER, G., & ZIEGLER, W. (1979): Devonian Conodont Biostratigraphy. - Spec. Papers in Palaeontology, **23**: 199-224.
- KLIPSTEIN, A. v. (1852): Geognostische Darstellung des Großherzogthums Hessen, des Königlich-Preussischen Kreises Wetzlar und angrenzender Landestheile mit Rücksicht auf Landeskultur, insbesondere auf Bergbau. Nordwestliche Hauptabteilung District zwischen Dill und Salzböden (Südliches Hinterländer Gebirge). - 320 S.; Frankfurt a. M.

- KOSSMAT, F. (1927): Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. – Abh. Sächs. Geol. Landesamtes, **1**, 39 S.; Leipzig.
- KREBS, W. (1958): Dillenburger Tuffe. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**: 140–152; Wiesbaden.
- (1963): Oberdevonische Conodonten im Unterkarbon des Rheinischen Schiefergebirges und des Harzes. – Z. deutsch. geol. Ges., **114**: 57–84; Hannover.
- (1966): Der Bau des oberdevonischen Langenaubach-Breitscheider Riffs und seine weitere Entwicklung im Unterkarbon (Rheinisches Schiefergebirge). – Abh. senckenb. naturf. Ges., **511** (1), 105 S.; Frankfurt a. M.
- (1968): Zur Frage der bretonischen Faltung im östlichen Rhenohercynikum. – Geotekt. Forsch., **28**, 71 S.; Stuttgart.
- & WACHENDORF, H. (1974): Faltungskerne im mitteleuropäischen Grundgebirge – Abbilder eines orogenen Diapirismus. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **147**: 30–60; Stuttgart.
- LIEBER, H. (1917): Beiträge zur Geologie des Rimberg-Gebietes bei Marburg. – 98 S.; Bamberg (Buchner).
- LUDWIG, G. (1955): Neue Ergebnisse der Schwermineral- und Kornanalyse im Oberkarbon und Rotliegenden des südlichen und östlichen Harzvorlandes. – Beih. z. Zeitschr. Geologie, **14**: 1–76; Berlin.
- LUDWIG, R. (1852): Geognostische Beobachtungen in der Gegend zwischen Giessen, Fulda, Frankfurt/Main und Hammelburg. – Darmstadt (Bauerkellers Präganstalt Jonghans und Venator).
- (1870): Geologische Specialkarte des Großherzogthums Hessen 1:50000, Section Gladenbach mit Erläuterungen. – Darmstadt.
- MAURER, F. (1885): Die Fauna der Kalke von Waldgirmes bei Gießen. – Abh. Großherz. Hess. Geol. L.-Amt, **1**, 340 S.; Darmstadt.
- MEYER, K. (1981): Geochemische Untersuchungen an Spiliten, Pikriten, Quarzkeratophyren und Keratophyren des Rhenohercynikums. – Diss.; Göttingen.
- MICHEL, H. (1984): Die Geologie des nördlichen Krofdorfer Forstes. – Dipl.-Arb.; Gießen.
- MICHELS, F. (1977): Erläuterung zur geologischen Karte von Hessen 1:25000, Bl. 5617 Usingen. – Wiesbaden.
- MITTMEYER, H. G. (1974): Zur Neufassung der Rheinischen Unterdevon-Stufe. – Mainzer geowiss. Mitt., **3**: 69–79; Mainz.
- (1982): Rhenish lower devonian biostratigraphy. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **55**: 257–270; Frankfurt a. M.
- MÜNZNER, H., & SCHNEIDERHÖHN, P. (1953): Das Sehnenschnittverfahren. – Heidelb. Beitr. Miner. Petrogr., **3**: 456–471; Berlin.
- MÜRRIGER, F. (1932): Geologische Untersuchungen in der südlichen Lahnmulde unter besonderer Berücksichtigung des Oberdevons. – Ber. oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilkde., N.F., Naturwiss. Abt., **15**: 108–165; Gießen.
- PAPROTH, E. (1960): Der Kulm und die flözleere Fazies des Namurs. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **3**: 385–422; Krefeld.
- PARKINSON, H. (1903): Über eine neue Kulmfauna von Königsberg unweit Gießen und ihre Bedeutung für die Gliederung des rheinischen Culms. – Z. dt. geol. Ges., **55**: 331–375; Berlin.
- PAULY, E. (1958): Das Devon der südwestlichen Lahnmulde und ihrer Randgebiete. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **25**, 138 S.; Wiesbaden.
- PETTIJOHN, F. J., POTTER, P. E., & SIEVER, R. (1972): Sand and Sandstones. – Berlin – Heidelberg – New York (Springer-Vlg.).
- POTY, E. (1980): Evolution and drowning of paleokarst in Frasnian carbonates at Vise, Belgium. – Meded. Rijks Geol. Dienst, **32** (7): 53–55; Louvain-la-Neuve.
- QUADE, H. (1961): Zur Geologie der südwestlichen Braunfels-Wetzlarer Oberdevonmulde (Lahnmulde). – Dipl.; Gießen.
- (1963): Entstehung und Ausbildung der Roteisensteinlagerstätte Eisenfeld bei Philippstein im Oberlahnkreis. – Diss.; Gießen.

- RIEMANN, C. (1883): Über die Schiefer des Kreises Wetzlar. - Verh. naturhist. Ver. Rheinl. u. Westf., **40**, Korrsp. - Bonn.
- RIEMANN, W. (1878): Beschreibung des Bergreviers Wetzlar. - Bonn (A. Marcus).
- (1894): Eisen- und Manganerz in Nassau. - Z. prakt. Geol., 50-57.
- RIETSCHEL, S. (1961): Das Oberdevon-Unterkarbon-Profil von Kirschhofen bei Weilburg. - Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **89**: 170-177; Wiesbaden.
- (1966): Die Geologie des mittleren Lahntroges. Stratigraphie und Fazies des Mitteldevons, Oberdevons und Unterkarbons bei Weilburg und Usingen (Lahnmulde und Taunus, Rheinisches Schiefergebirge). - Abh. senckenb. naturf. Ges., **509**: 1-58; Frankfurt a. M.
- & STRIBRNY, B. (1979): Zur Geologie und Stratigraphie der Hochweiser Mulde. - Geol. Jb. Hessen, **107**: 13-25; Wiesbaden.
- RÖSLER, H. J., & WERNER, C.-D. (1979): Petrologie und Geochemie der variszischen Geosynklinalmagmatite Mitteleuropas. - Teil I & II, Freiburger Forschungsh. **C336** und **C334**; Leipzig (VEB Dt. Vlg. für Grundstoffindustrie).
- SADLER, P. M. (1982): Bed-thickness and grain size of turbidites. - Sedimentology, **29** (1): 37-51; Amsterdam.
- SCHOTTLER, W. (1913): Geologische Karte des Großherzogtums Hessen 1:25000, Bl. Gießen mit Erläuterungen. - Darmstadt.
- SCHULZ-DOBRICK, B., & WEDEPOHL, K. H. (1983): The chemical composition of sedimentary deposition in the Rheinohercynian Belt of central Europe. - In: H. MARTIN und W. EDER (Editors), Intracontinental Fold Belts, pp. 211-229; Heidelberg (Springer).
- SCHWARZ, H. J. (1925): Geologische Untersuchungen in der Umgebung von Rodheim a. d. Bieber und Krodorf (westlich Gießen) mit besonderer Berücksichtigung der Grubenaufschlüsse. - Ber. oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilkde., N. F., Naturwiss. Abt., **10**: 1-68; Gießen.
- SOLLE, G. (1942): Die Kondel-Gruppe (Oberkoblenz) im südlichen Rheinisches Schiefergebirge. - Teile I-III, Abh. Senckenberg. Naturf. Ges., **461**: 1-96; Frankfurt a. M.
- (1950): Beobachtungen und Deutungen zum Unterkoblenz in Taunus und Hunsrück. - Senckenbergiana, **31**: 185-196; Frankfurt a. M.
- (1972): Abgrenzung und Untergliederung der Oberems-Stufe, mit Bemerkungen zur Unterdevon/Mitteldevon-Grenze. - Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforschung, **100**: 60-91; Wiesbaden.
- (1976): Oberes Unter- und unteres Mitteldevon einer typischen Geosynklinal-Folge im südlichen Rheinisches Schiefergebirge (Die Olkenbacher Mulde). - Geol. Abh. Hessen, **74**, 264 S.; Wiesbaden.
- SOMMER, K. (1909): Die Fauna des Kulms von Königsberg bei Gießen. - N. Jb. Min. Geol. Paläont., Beil. Bd., **28**: 611-660.
- STAPOR, F. W. (1973): Heavy mineral concentrating processes and density/shape/size equilibria in the marine and coastal dune sands of the Apalachicola, Florida, region. - Jour. of Sed. Petro., **43**: 396-407; Tulsa.
- STIBANE, F. R. (1963): Stratigraphie und Magmatismus des Mittel- und Ober-Devons bei Werdorf-Berghausen (Lahn-Mulde, Rheinisches Schiefergebirge). - Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **91**: 119-142; Wiesbaden.
- DÖRR, W., & MICHEL, H. (1984): Zur stratigraphischen Stellung der Gießener Grauwacke (Rheinisches Schiefergebirge). - N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1984, **3**: 173-178; Stuttgart.
- SUN, S., NESBITT, R. W., & SHARASKIN, A. Y. (1979): Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. - Earth Planet. Sci. Lett., **44**: 119-138; Amsterdam.
- TRÖGER, W. E. (1956): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 1, Bestimmungstabellen. - Stuttgart.
- (1967): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 2, Textband. - Stuttgart.
- TRAUTNITZ, H.-M. (1980): Zirkonstratigraphie nach vergleichender morphologischer Analyse und statistischen Rechenverfahren - dargestellt am Beispiel klastischer Gesteine im Harz. - Diss., 159 S.; Erlangen.
- WALGER, E. (1966): Untersuchungen zum Vorgang der Transportsonderung von Mineralen am Beispiel

- von Strandsanden der westlichen Ostsee. – *Meyeniana*, **16**: 55–106; Kiel.
- WALKER, R. G., & MUTTI, E. (1973): Turbiditfacies and faciesassociations. – In: Turbidites and deepwater sedimentation. – Soc. Econ. Paleont. Mineral., Pacific Section, Short Course: 119–157; Anaheim.
- WALTHER, K. (1903): Das Unterdevon zwischen Marburg a. L. und Herborn (Nassau). – *N. Jb. Min. Beil.*, **17**; Stuttgart.
- WEBER, K. (1978): Bewegungsbild im Rhenohercynikum – Abbild einer varistischen Subfluenz. – *Z. dt. geol. Ges.*, **129**: 249–281; Hannover.
- (1980): Guide Excursion Rheinisches Schiefergebirge. – Sonderforschungsbereich „Erdkruste“ **48**; Göttingen.
- (1984): Variscan events: early Palaeozoic continental rift metamorphism and late Palaeozoic crustal shortening. – In: D. H. W. HUTTON and D. J. SANDERSON (Editors), Variscan Tectonics of the North Atlantic Region. *Geol. Soc. London, Spec. Publ. No. 14*, 3–22; Oxford.
- & BEHR, H.-J. (1983): Geodynamic Interpretation of the mid-European Variscides. – In: H. MARTIN and W. EDER (Editors), *Intracontinental Fold Belts*, pp. 427–469; Heidelberg (Springer).
- WECK, R. (1986): Geologische Untersuchungen am Westrand des Krofdorfer Forstes (Bl. 5317 Rodheim-Bieber). – *Dipl.-Arb.*; Gießen.
- WEDDIGE, K. (1977): Die Conodonten der Eifel-Stufe im Typusgebiet und in benachbarten Faziesgebieten. – *Senckenbergiana leth.*, **58** (4/5): 271–419; Frankfurt a. M.
- & ZIEGLER, W. (1977): Correlation of Lower/Middle Devonian boundary beds. – *Newsl. Stratigr.*, **6**: 67–84; Berlin – Stuttgart.
- WEDEPOHL, K. H., MEYER, K., & MUECKE, G. K. (1983): Chemical composition and genetic relations of meta-volcanic rocks from the Rhenohercynian Belt of Central Europe. – In: H. MARTIN and W. EDER (Editors), *Intracontinental Fold Belts*, pp. 231–256; Heidelberg (Springer).
- WERDING, L. (1964): Neue Oberdevon-Vorkommen am E-Rand des Taunus. – *Senck. leth.*, **45** (6): 501–504; Frankfurt a. M.
- (1965): Stratigraphie und Genese Devonischer Kalke des Taunusostrandes. – *Diss.*; Gießen.
- (1967): Allodapische Kalke und Vorriff-Sedimente im Mittel-Devon des östlichen Taunus. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1967, **4**: 242–255; Stuttgart.
- WEYL, R. (1950): Schwermineralverwitterung und ihr Einfluß auf die Mineralführung klastischer Sedimente. – *Erdöl u. Kohle*, **3**: 209–211; Berlin – Hamburg.
- WITTIG, R. (1974): Tiefoberdevonische Grauwacken unter der Hessischen Senke. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **102**: 45–57; Wiesbaden.
- ZIEGLER, W. (1962 a): Taxonomie und Phylogenie oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. – *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **38**, 166 S.; Wiesbaden.
- (1962 b): Phylogenetische Entwicklung stratigraphisch wichtiger Conodonten-Gattungen in der *Manticoceras-Stufe* (Oberdevon, Deutschland). – *N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh.* **114** (2): 142–168; Stuttgart.
- (1971): Conodont-Stratigraphy of the European Devonian. – *Geol. Soc. America Memoir*, **127**: 227–284; Colorado.
- (1973): Catalogue of Conodonts. – Bd. I. Stuttgart (Schweizerbart'sche Vlgshdl.).
- (1975): Catalogue of Conodonts. – Bd. II; Stuttgart (Schweizerbart'sche Vlgshdl.).
- (1977): Catalogue of Conodonts. – Bd. III; Stuttgart (Schweizerbart'sche Vlgshdl.).
- (1981): Catalogue of Conodonts. – Bd. IV; Stuttgart (Schweizerbart'sche Vlgshdl.).
- KLAPPER, G., & JOHNSON, J. G. (1976): Redefinition and subdivision of the varcus-zone (Conodonts, Middle-? Upper Devonian) in Europe and North America. – *Geologica et Palaeontologica*, **10**: 109–140; Marburg/Lahn.
- ZIMMERLE, W. (1972): Sind detritische Zirkone rötlicher Farbe auch in Mitteleuropa Indikatoren für präkambrische Liefergebiete? – *Geol. Rdsch.*, **61**: 116–139; Stuttgart.

Manuskript eingegangen am 21. 9. 1987

Anschrift des Verfasser:

Dr. W. DÖRR
Institut für Geowissenschaften
und Lithosphärenforschung
Senckenbergstraße 3
6300 Gießen

12. Anhang

Schliff-Nr.: 19

Kornklasse	-632	-356	-200	-112	-63	-36	20	(%) Ins.
Nicht undulöser Quarz		0,8	3,6	6,0	8,3	5,8		24,5
Undulöser Quarz		1,1	2,0	2,6	5,9	5,4		17,0
Kataklastischer Quarz		0,7	0,3	0,9	0,1	0,4		2,4
Quarz insgesamt		2,6	5,9	9,5	14,3	11,6		43,9
Kalifeldspat			0,4					0,4
Plagioklase		0,3		0,2		0,1		0,6
Feldspat unverzwill.		0,6	2,8	3,5	3,0	1,0		10,9
Feldspat insgesamt		0,9	3,2	3,7	3,0	1,1		11,9
Hellglimmer					0,4	2,5		2,9
Biotit					0,1	0,7		0,8
Chlorit						0,1		0,1
Glimmer insgesamt					0,5	3,3		3,8
Tiefengesteine	0,1	0,7	1,1	0,2				2,1
Quarzporphyre		0,4	1,2					1,6
Feldspatporphyre		0,4	0,4					0,8
Basische Vulkanite								
Magmatite insgesamt	0,1	1,5	2,7	0,2				4,5
Sandsteine		1,7	1,7	0,2				3,6
Tonschiefer		1,9	6,5	4,1	1,0	0,2		13,7
Lydite								
Sedimentite insgesamt		3,6	8,2	4,3	1,0	0,2		17,3
Gneise								
Glimmerschiefer								
Quarz-Glimmerschiefer								
Quarzite		0,3	0,3	0,2	0,3			1,1
Glimmerquarzite		0,1						0,1
Quarzitschiefer								
Metamorphite insgesamt		0,4	0,3	0,2	0,3			1,2
Gesteinsbruchstücke	0,1	5,5	11,2	4,7	1,3	0,2		23,0
Unbestimm. u. Andere		0,1		0,9	0,8	0,4		2,2
Matrix								14,5
Summe(%)	0,1	9,1	20,3	18,8	19,9	16,6	14,5	99,3

Schliff-Nr.: 24

Kornklasse	-632	-356	-200	-112	-63	-36	20	(%) Ins.
Nicht undulöser Quarz		3,8	10,8	6,8	6,1	3,2		30,7
Undulöser Quarz		2,0	3,3	1,9	3,7	2,3		13,2
Kataklastischer Quarz		0,5	1,3	0,4	0,5	0,1		2,8
Quarz insgesamt		6,3	15,4	9,1	10,3	5,6		46,7
Kalifeldspat		0,1		0,5				0,6
Plagioklase		0,3	0,8	0,4				1,5
Feldspat unverzwill.		0,5	0,4	1,2	1,1	0,4		3,6
Feldspat insgesamt		0,9	1,2	2,1	1,1	0,4		5,7
Hellglimmer						1,1		1,1
Biotit						+		
Chlorit						+		
Glimmer insgesamt						1,1		1,1
Tiefengesteine	0,3	3,2	0,7	0,4	0,1			4,7
Quarzporphyre		0,2		0,3				0,5
Feldspatporphyre	0,4	0,8	0,8	0,5				2,5
Basische Vulkanite				0,1	0,1			0,2
Magmatite insgesamt	0,7	4,2	1,5	1,3	0,2			7,9
Sandsteine		3,1	2,7	0,1				5,9
Tonschiefer		3,5	8,9	1,7	0,5			14,6
Lydite		0,3		0,3				0,6
Sedimentite insgesamt		6,9	11,6	2,1	0,5			21,1
Gneise								
Glimmerschiefer								
Quarz-Glimmerschiefer								
Quarzite		0,8	0,8	0,7	0,1			2,4
Glimmerquarzite								
Quarzschiefer								
Metamorphite insgesamt		0,8	0,8	0,7	0,1			2,4
Gesteinsbruchstücke	0,7	11,9	13,9	4,1	0,8			31,4
Unbestimm. u. Andere		0,8	0,9	0,5	0,1	0,1		2,4
Matrix								11,6
Summe(%)	0,7	19,9	31,4	15,8	12,3	7,2	11,6	98,9

Schliff-Nr.: 32

Kornklasse	-6320	-3560	-2000	-1120	-632	-356	-200	-112	-63	-36	20	(%) Ins.
Nicht undulöser Quarz					0,1		0,6	3,1	2,7	0,4		6,9
Undulöser Quarz					0,1	0,7	1,3	2,7	7,0	2,5		14,3
Kataklastischer Quarz					0,1	1,3	1,7	2,0	2,0	0,5		7,6
Quarz insgesamt					0,3	2,0	3,6	7,8	11,7	3,4		28,8
Kalifeldspat							0,1	0,1				0,2
Plagioklase						0,1	0,1					0,2
Feldspat unverzwill.				0,5	0,2	1,7	3,4	2,1	1,8			9,7
Feldspat insgesamt				0,5	0,3	1,9	3,5	2,1	1,8			10,1
Hellglimmer							0,4	0,7	6,4	0,1		7,6
Biotit							0,1	0,1		0,1		0,3
Chlorit							0,1	0,1	0,4	0,1		0,7
Glimmer insgesamt							0,6	0,9	6,8	0,3		8,6
Tiefengesteine				0,3	0,7	2,0	1,2	0,5				4,7
Quarzporphyre				0,2	0,1	0,1	0,4	0,1				0,9
Feldspatporphyre				0,2	0,6	0,6						1,4
Basische Vulkanite						0,4	0,1					0,5
Magmatite insgesamt				0,7	1,4	3,1	1,7	0,6				7,5
Sandsteine				0,2	0,1							0,3
Tonschiefer		0,7			0,2	0,4	0,7	0,4				2,4
Lydite		1,2										1,2
Sedimentite insgesamt		1,9		0,2	0,3	0,4	0,7	0,4				3,9
Gneise												
Glimmerschiefer						0,2	0,1					0,3
Quarz-Glimmerschiefer				0,1	0,1	0,4	0,1	0,5				1,2
Quarzite					0,8	2,4	3,3	2,6	0,4			9,5
Glimmerquarzite					0,2	0,4	0,4					1,0
Quarzschiefer												
Metamorphite insgesamt				0,1	1,1	3,4	3,9	3,1	0,4			12,0
Gesteinsbruchstücke		1,9		1,0	2,8	6,9	6,3	4,1	0,4			23,4
<u>Kalke</u> und Andere	2,2	1,7	0,9	0,2	0,1	0,7	1,7	0,8	2,1	0,5		10,9
Matrix												17,6
Summe(%)	2,2	3,6	0,9	1,7	3,5	11,5	15,7	15,7	22,8	4,2	17,6	99,4

Schliff-Nr.: 33

Kornklasse	-1120	-632	-356	-200	-112	-63	-36	20	(%) Ins.
Nicht undulöser Quarz		0,2	0,4	2,4	4,2	2,0	1,1		10,3
Undulöser Quarz		0,3	0,6	1,1	2,0	1,3	1,1		6,4
Kataklastischer Quarz		0,6	1,7	2,2	3,5	4,4	0,8		13,0
Quarz insgesamt		1,1	2,7	5,7	9,7	7,5	3,0		29,7
Kalifeldspat			0,1						0,1
Plagioklase			0,2	0,8	1,7	0,4	0,2		3,3
Feldspat unverzwill.		0,3	2,2	6,3	2,4	0,4	0,3		11,9
Feldspat insgesamt		0,3	2,5	7,1	4,1	0,8	0,5		15,3
Hellglimmer					0,3	1,7	2,7		4,7
Biotit						0,3	0,1		0,4
Chlorit									
Glimmer insgesamt					0,3	2,0	2,8		5,1
Tiefengesteine	0,2	0,4	1,7	1,6	1,2	0,6			5,7
Quarzporphyre		0,3	0,8	0,6					1,7
Feldspatporphyre	0,2	0,3	0,4	0,6	0,8				2,3
Basische Vulkanite									
Magmatite insgesamt	0,4	1,0	2,9	2,8	2,0	0,6			9,7
Sandsteine	0,4	0,6	0,4						1,4
Tonschiefer	0,2	0,6	0,3	1,4	1,2	0,1			3,8
Lydite									
Sedimentite insgesamt	0,6	1,2	0,7	1,4	1,2	0,1			5,2
Gneise									
Glimmerschiefer			0,2	1,2	1,0	0,3	0,1		2,8
Quarz-Glimmerschiefer				0,3	0,4				0,7
Quarzite	0,2	0,1	2,8	3,7	1,6	0,9	0,1		9,4
Glimmerquarzite		0,3	0,4	1,6			0,1		2,4
Quarzitschiefer			0,4						0,4
Metamorphite insgesamt	0,2	0,4	3,8	6,8	3,0	1,2	0,3		15,7
Gesteinsbruchstücke	1,2	2,6	7,4	11,0	6,2	1,9	0,3		30,6
Unbestimm. u. Andere		0,1	0,7	1,4	1,3	0,9	0,3		4,7
Matrix									13,7
Summe(%)	1,2	4,1	13,3	25,2	21,6	13,1	6,9	13,7	99,1

Schliff-Nr.: 34

Kornklasse	-2000	-1120	-632	-356	-200	-112	-63	-36	20	(%) Ins.
Nicht undulöser Quarz				0,7	1,0	1,4	1,5	0,8		5,4
Undulöser Quarz	0,8	0,9	1,5	0,5	1,1	1,0	1,4	0,6		7,8
Kataklastischer Quarz	0,8	1,8	1,7	1,9	0,9	0,3	0,6	0,2		8,2
Quarz insgesamt	1,6	2,7	3,2	3,1	3,0	2,7	3,5	1,6		21,4
Kalifeldspat			0,5	0,6	0,2		0,2	0,1		1,6
Plagioklase		0,1		0,3	0,2	0,3	0,1	0,1		1,1
Feldspat unverzwill.			0,2	0,5	1,4	1,1	0,5	0,5		4,2
Feldspat insgesamt		0,1	0,7	1,4	1,8	1,4	0,8	0,7		6,9
Hellglimmer				0,1		0,1	0,9	1,8		2,9
Biotit										
Chlorit					0,1	+	0,2	0,3		0,6
Glimmer insgesamt				0,1	0,1	0,1	1,1	2,1		3,5
Tiefengesteine	1,2	2,5	3,5	3,8	1,1	0,3				12,4
Quarzporphyre		0,5	0,5	0,3	0,2					1,5
Feldspatporphyre	1,2	1,9	1,4	1,5	0,2	0,1				6,3
Basische Vulkanite		0,2	0,3							0,5
Magmatite insgesamt	2,4	5,1	5,7	5,6	1,5	0,4				20,7
Sandsteine	1,2	3,4	1,8	1,4						7,8
Tonschiefer		0,3	0,9	0,7						1,9
Lydite			0,3							0,3
Sedimentite insgesamt	1,2	3,7	3,0	2,1						10,0
Gneise		0,2								0,2
Glimmerschiefer		0,1	0,3	0,8	0,3	0,1				1,6
Quarz-Glimmerschiefer		1,0	0,5	0,5	0,2					2,2
Quarzite	1,4	7,0	4,2	2,5	1,5	0,7	0,6			17,9
Glimmerquarzite	0,7	1,6	0,9	0,3	0,5	0,2				4,2
Quarzitschiefer		0,7	0,5		0,1					1,3
Metamorphite insgesamt	2,1	10,6	6,4	4,1	2,6	1,0	0,6			27,4
Gesteinsbruchstücke	5,7	19,4	15,1	11,8	4,1	1,4	0,6			58,1
Unbestimm. u. Andere	0,6			0,6	0,2	0,6	0,3	0,2		2,5
Matrix										5,0
Summe(%)	7,9	22,2	19,0	17,0	9,2	6,2	6,3	4,6	5,0	97,4

Schliff-Nr.: 35

Kornklasse	-2000	-1120	-632	-356	-200	-112	-63	-36	20	(%) Ins.
Nicht undulöser Quarz			0,1	0,2	2,8	0,6	1,3	1,2		6,2
Undulöser Quarz			1,1	1,2	2,1	1,8	2,0	0,9		9,1
Kataklastischer Quarz		0,3	0,5	1,4	1,3	0,8	0,5	0,1		4,9
Quarz insgesamt		0,3	1,7	2,8	6,2	3,2	3,8	2,2		20,2
Kalifeldspat		0,4	0,4		1,4	0,3		0,1		2,6
Plagioklase			0,1	0,4	0,5	0,4	0,3	0,1		1,8
Feldspat unverzwill.		0,2	0,8	2,0	3,0	2,5	0,8	0,2		9,5
Feldspat insgesamt		0,6	1,3	2,4	4,9	3,2	1,1	0,4		13,9
Hellglimmer					0,2	0,3	2,0	2,1		4,6
Biotit								0,2		0,2
Chlorit						0,4	1,0	0,1		1,5
Glimmer insgesamt					0,2	0,7	3,0	2,4		6,3
Tiefengesteine		2,2	2,9	2,8	1,2	0,5				9,6
Quarzgesteine		0,3	0,7	0,8		0,7				2,5
Feldspatporphyre	0,3	0,5	0,8	1,0						2,6
Basische Vulkanite		0,5	1,2	0,4	0,5					2,6
Magmatite insgesamt	0,3	3,5	5,6	5,0	1,7	1,2				17,3
Sandsteine		0,5	0,5	0,9	0,4					2,3
Tonschiefer				0,2	0,2					0,4
Lydite				0,3	0,2					0,5
Sedimentite insgesamt		0,5	0,5	1,4	0,8					3,2
Gneise		0,2	0,6							0,8
Glimmerschiefer			0,1	0,9	0,6	0,6	0,7			2,9
Quarz-Glimmerschiefer		0,2	0,1	0,6		0,3				1,2
Quarzite	0,3	2,0	3,0	4,0	4,7	1,9	0,4			16,3
Glimmerquarzite		0,9	1,3	0,7	1,2					4,1
Quarzitschiefer		0,3	0,4	0,2						0,9
Metamorphite insgesamt	0,3	3,6	5,5	6,4	6,5	2,8	1,1			26,2
Gesteinsbruchstücke	0,6	7,6	11,6	12,8	9,0	4,0	1,1			46,7
Unbestimm. u. Andere		0,2	0,4	0,2	0,6	0,7	0,5	0,2		2,8
Matrix										8,8
Summe(%)	0,6	8,7	15,0	18,2	20,9	11,8	9,5	5,2	8,8	98,7

Schliff-Nr.: 36

Kornklasse	-1120	-632	-356	-200	-112	-63	-36	20	(%) Ins.
Nicht undulöser Quarz	0,4		0,3	0,9	1,1	3,2	2,6		8,5
Undulöser Quarz		0,1	0,3	1,5	1,7	2,1	2,9		8,6
Kataklastischer Quarz		0,8	0,8	0,6	1,0	1,0	1,2		5,4
Quarz insgesamt	0,4	0,9	1,4	3,0	3,8	6,3	6,7		22,5
Kalifeldspat		0,3	0,5		0,6				1,4
Plagioklase		0,3	0,6	0,9	0,6	0,8	0,1		3,3
Feldspat unverzwill.		0,2	1,7	1,8	1,7	2,4	0,6		8,4
Feldspat insgesamt		0,8	2,8	2,7	2,9	3,2	0,7		13,1
Hellglimmer					0,1	1,0	4,3		5,4
Biotit							0,3		0,3
Chlorit				0,1	0,1		0,4		0,6
Glimmer insgesamt				0,1	0,2	1,0	5,0		6,3
Tiefengesteine	2,0	3,6	5,2	3,3	2,5	1,1			17,7
Quarzporphyre									
Feldspatporphyre	0,2	0,2	0,2		0,2				0,8
Basische Vulkanite			0,3						0,3
Magmatite insgesamt	2,2	3,8	5,7	3,3	2,7	1,1			18,8
Sandsteine	0,2	0,9	1,3	0,7	0,5				3,6
Tonschiefer		0,2	0,8	0,3	0,6	0,6	0,2		2,7
Lydite			0,1						0,1
Sedimentite insgesamt	0,2	1,1	2,2	1,0	1,1	0,6	0,2		6,4
Gneise			0,2						0,2
Glimmerschiefer				0,5	0,2	1,1			1,8
Quarz-Glimmerschiefer			0,1	1,0	0,3	0,1			1,5
Quarzite	0,5	1,6	2,1	2,6	2,4	0,6	0,2		10,0
Glimmerquarzite		0,7		0,3	0,6	0,1			1,7
Quarzschiefer		0,1	0,3	0,1	0,1				0,6
Metamorphite insgesamt	0,5	2,4	2,7	4,5	3,6	1,9	0,2		15,8
Gesteinsbruchstücke	2,9	7,3	10,6	8,8	7,4	3,6	0,4		41,0
Unbestimm. u. Andere		0,3	1,1	0,3	0,7	0,7	0,6		3,7
Matrix									11,3
Summe(%)	3,3	9,3	15,9	14,9	15,0	14,8	13,4	11,3	97,9

Schliff-Nr.: 37

Kornklasse	-1120	-632	-356	-200	-112	-63	-36	20	(%) Ins.
Nicht undulöser Quarz		0,6	0,6	2,0	2,5	1,5	0,5		7,7
Undulöser Quarz		0,4	0,4	2,1	1,6	2,5	1,1		8,1
Kataklastischer Quarz		0,6	3,2	2,0	1,4	1,6	0,2		9,0
Quarz insgesamt		1,6	4,2	6,1	5,5	5,6	1,8		24,8
Kalifeldspat		0,2	0,4	0,5	0,9				2,0
Plagioklase		0,1		1,1	0,5	0,6	+		2,3
Feldspat unverzwill.		0,6	2,2	4,0	3,2	1,9	0,2		12,1
Feldspat insgesamt		0,9	2,6	5,6	4,6	2,5	0,2		16,4
Hellglimmer				0,1	0,2	1,5	1,5		3,3
Biotit							0,5		0,5
Chlorit									
Glimmer insgesamt				0,1	0,2	1,5	2,0		3,8
Tiefengesteine		1,6	3,5	3,7	1,0	0,1			9,9
Quarzporphyre		0,7	0,6	0,5		0,2			2,0
Feldspatporphyre		1,4	0,6	1,2					3,2
Basische Vulkanite									
Magmatite insgesamt		3,7	4,7	5,4	1,0	0,3			15,1
Sandsteine	0,2	0,6	0,1						0,9
Tonschiefer		0,6	1,5	0,4	0,4				2,9
Lydite				0,1					0,1
Sedimentite insgesamt	0,2	1,2	1,6	0,5	0,4				3,9
Gneise			0,4	0,2					0,6
Glimmerschiefer			0,4	0,2	0,2	0,2			1,0
Quarz-Glimmerschiefer		0,2		0,1		0,1			0,4
Quarzite		2,5	5,0	3,2	1,5	0,4			12,6
Glimmerquarzite		0,9	0,2	1,4	0,6				3,1
Quarzitschiefer		0,1	0,1						0,2
Metamorphite insgesamt		3,7	6,1	5,1	2,3	0,7			17,9
Gesteinsbruchstücke	0,2	8,6	12,4	11,0	3,7	1,0			36,9
Unbestimm. u. Andere		0,1	1,0	0,9	0,7	0,5	0,1		3,3
Matrix									13,2
Summe(%)	0,2	11,2	20,2	23,7	14,7	11,1	4,1	13,2	98,4

Schliff-Nr.: 38

Kornklasse	-3560	-2000	-1120	-632	-356	-200	-112	-63	-36	20	(%) Ins.
Nicht undulöser Quarz				0,7	1,0	2,0	2,5	3,8	2,6		12,6
Undulöser Quarz				0,4	0,4	1,1	1,1	1,7	1,5		6,2
Kataklastischer Quarz		0,5	0,7	0,8	1,0	0,7	1,5	1,0	0,5		6,7
Quarz insgesamt		0,5	0,7	1,9	2,4	3,8	5,1	6,5	4,6		25,5
Kalifeldspat				0,3	0,1	0,3			0,1		0,8
Plagioklase					0,7	0,4	0,6	+	0,3		2,0
Feldspat unverzwill.			0,2	0,6	0,6	2,2	2,5	1,5	0,3		7,9
Feldspat insgesamt			0,2	0,9	1,4	2,9	3,1	1,5	0,7		10,7
Hellglimmer						0,2	0,1	0,9	1,6		2,8
Biotit							0,1	0,7			0,8
Chlorit							0,1	0,1	0,2		0,4
Glimmer insgesamt						0,2	0,3	1,7	1,8		4,0
Tiefengesteine	1,5	1,4	2,0	2,2	2,6	2,6	1,8	0,7			14,8
Quarzporphyre			0,8	0,6							1,4
Feldspatporphyre			0,8	0,9	0,9	0,3					2,9
Basische Vulkanite			0,3	0,3							0,6
Magmatite insgesamt	1,5	1,4	3,9	4,0	3,5	2,9	1,8	0,7			19,7
Sandsteine			1,3	0,6		0,2					2,1
Tonschiefer				0,2							0,2
Lydite											
Sedimentite insgesamt			1,3	0,8		0,2					2,3
Gneise											
Glimmerschiefer					0,3	0,7	0,8	0,6	0,1		2,5
Quarz-Glimmerschiefer				0,2			0,2				0,4
Quarzite			1,4	2,6	1,7	1,6	0,6	0,3	0,1		8,3
Glimmerquarzite		0,5	0,3	1,1	0,3	0,6	0,1	0,3	0,1		3,3
Quarzschiefer			0,2			0,1	0,1				0,4
Metamorphite insgesamt		0,5	1,9	3,9	2,3	3,0	1,8	1,2	0,3		14,9
Gesteinsbruchstücke	1,5	1,9	7,1	8,7	5,8	6,1	3,6	1,9	0,3		36,9
Unbestimm. u. Andere					0,2	0,7	0,8	0,6	0,6		2,9
Matrix											19,0
Summe(%)	1,5	2,4	8,0	11,5	9,8	13,7	12,9	12,2	8,0	19,0	99,0

Schliff-Nr.: 40

Kornklasse	-632	-356	-200	-112	-63	-36	20	(%) Ins.
Nicht undulöser Quarz		2,9	6,8	4,9	4,9	2,7		22,2
Undulöser Quarz		2,4	4,5	5,0	4,5	1,3		17,7
Kataklastischer Quarz	0,5	0,5	1,2	1,4	0,9	0,3		4,8
Quarz insgesamt	0,5	5,8	12,5	11,3	10,3	4,3		44,7
Kalifeldspat			0,2	0,5				0,7
Plagioklase	0,4	0,1	0,2	0,6	0,2	0,2		1,7
Feldspat unverzwill.		0,4	1,2	3,9	1,0	0,3		6,8
Feldspat insgesamt	0,4	0,5	1,6	5,0	1,2	0,5		9,2
Hellglimmer					0,3	1,1		1,4
Biotit					0,3	0,7		1,0
Chlorit					0,2	+		0,2
Glimmer insgesamt					0,8	1,8		2,6
Tiefengesteine		1,2	1,0					2,2
Quarzporphyre		0,2		0,2				0,4
Feldspatporphyre	0,4	0,5	0,7					1,6
Basische Vulkanite		0,1	0,2					0,3
Magmatite insgesamt	0,4	2,0	1,9	0,2				4,5
Sandsteine	0,2	0,9	1,1	1,0				3,2
Tonschiefer		2,2	4,9	4,0	0,3			11,4
Lydite		0,3		0,2				0,5
Sedimentite insgesamt	0,2	3,4	6,0	5,2	0,3			15,1
Gneise								
Glimmerschiefer								
Quarz-Glimmerschiefer								
Quarzite	0,7	2,0	2,8	1,1	0,2			6,8
Glimmerquarzite		0,1	0,2					0,3
Quarzschiefer								
Metamorphite insgesamt	0,7	2,1	3,0	1,1	0,2			7,1
Gesteinsbruchstücke	1,3	7,5	10,9	6,5	0,5			26,7
Unbestimm. u. Andere		1,0	1,8	0,8		+		3,6
Matrix								12,0
Summe(%)	2,2	14,8	26,8	23,6	12,8	6,6	12,0	98,8

- Heft 32: ZAKOSEK, H.: Durchlässigkeituntersuchungen an Böden unter besonderer Berücksichtigung der Pseudogleye. 1960. 63 S., 12 Abb., 1 Tab., 2 Taf. DM 11,—
- 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. DM 14,80
- Heft 34: STOPPEL, D.: Geologie des südlichen Kellerwaldgebirges. 1961. 114 S., 21 Abb., 2 Tab., 4 Taf. DM 14,—
- Heft 35: MATTHES, G.: Die Herkunft der Sulfat-Ionen im Grundwasser. 1961. 85 S., 3 Abb., 31 Tab. DM 7,60
- 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. DM 9,—
- Heft 37: ZAKOSEK, H.: Zur Genese und Gliederung der Steppenböden im nördlichen Oberrheintal. 1962. 46 S., 1 Abb., 19 Tab. DM 6,80
- Heft 38: ZIEGLER, W.: Taxonomie und Phylogenie Oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. 1962. 166 S., 18 Abb., 11 Tab., 14 Taf. DM 22,60
- 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. DM 11,60
- Heft 40: HOLTZ, S.: Sporen-stratigraphische Untersuchungen im Oligozän von Hessen. 1962. 46 S., 1 Abb., 6 Taf. DM 9,—
- Heft 41: WALLISER, O. H.: Conodonten des Silurs. 1964. 106 S., 10 Abb., 2 Tab., 32 Taf. DM 12,—
- Heft 42: KUTSCHER, F.: Register für die Notizblatt-Bände der 5. Folge, Hefte 1—20, erschienen 1916—1939. 1963. 58 S., 1 Taf. DM 7,60
- Heft 43: EINSELE, G.: Über Art und Richtung der Sedimentation im klastischen rheinischen Oberdevon (Famenne). 1963. 60 S., 8 Abb., 7 Tab., 5 Taf. DM 7,60
- Heft 44: JACOBSHAGEN, E., et al.: Eine Faunenfolge aus dem jungpleistozänen Löß bei Bad Wildungen. 1963. 105 S., 9 Abb., 2 Tab., 14 Taf. DM 12,—
- 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. DM 9,40
- Heft 46: SCHENK, E.: Die geologischen Erscheinungen der Subfufion des Basaltes. 1964. 31 S., 6 Abb., 2 Tab., 16 Taf. DM 7,60
- Heft 47: HÖLTING, B., & STENGL-RUTKOWSKI, W.: Beiträge zur Tektonik des nordwestlichen Vorlandes des basaltischen Vogelsberges, insbesondere des Amöneburger Beckens. 1964. 37 S., 2 Taf. DM 5,60
- 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. DM 7,20
- Heft 49: KUTSCHER, F.: Register für die Notizblatt-Bände der 4. Folge, Hefte 1—35, erschienen 1880—1914. 1965. 56 S., 1 Taf. DM 6,60
- Heft 50: ZAKOSEK, H., et al.: Die Standortkartierung der hessischen Weinbaugebiete. 1967. 82 S., 1 Abb., 17 Tab., 1 Atlas. Textteil vergriffen Atlas DM 8,—
- Heft 51: MATTHES, G.: Zur Geologie des Ölschiefervorkommens von Messel bei Darmstadt. 1966. 87 S., 11 Abb., 10 Tab. DM 10,—
- 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. DM 11,20
- Heft 53: HÖLTING, B.: Die Mineralquellen in Bad Wildungen und Kleinern (Landkreis Waldeck, Hessen). 1966. 59 S., 7 Abb., 9 Tab. DM 7,—
- Heft 54: SOLLE, G.: Hederelloidea (Cyclostomata) und einige ctenostome Bryozoen aus dem Rheinischen Devon. 1968. 40 S., 1 Tab., 5 Taf. DM 5,—
- Heft 55: SCHNEIDER, J.: Das Ober-Devon des nördlichen Kellerwaldes (Rheinisches Schiefergebirge). 1969. 124 S., 24 Abb., 1 Taf. DM 15,—
- Heft 56: Festschrift zum 60. Geburtstag von HORST FALKE. 1970. 228 S., 71 Abb., 10 Tab., 23 Taf., 1 Bild DM 14,—
- Heft 57: MEISL, S.: Petrologische Studien im Grenzbereich Diagenese-Metamorphose. 1970. 93 S., 70 Abb., 2 Tab. DM 11,—
- Heft 58: MATTHES, G.: Beziehungen zwischen geologischem Bau und Grundwasserbewegung in Festgesteinen. 1970. 105 S., 20 Abb., 18 Tab., 4 Taf. DM 12,—
- Heft 59: SOLLE, G.: *Brachyspirifer* und *Paraspirifer* im Rheinischen Devon. 1971. 163 S., 1 Diagr., 20 Taf. DM 30,—
- Heft 60: Festschrift zum 60. Geburtstag von HEINZ TOBIEN. 1971. 308 S., 58 Abb., 12 Tab., 32 Taf., 1 Bild DM 24,—
- Heft 61: WIRTZ, R.: Beitrag zur Kenntnis der Paläosole im Vogelsberg. 1972. 159 S., 2 Abb., 21 Tab. DM 19,—
- 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. DM 16,—
- Heft 63: THEWS, J.-D.: Zur Typologie der Grundwasserbeschaffenheit im Taunus und Taunusvorland. 1972. 42 S., 27 Abb., 7 Tab., 5 Taf. DM 12,—
- Heft 64: STEPHAN-HARTL, R.: Die altmiozäne Säugetierfauna des Nordbassin und der Niederräder Schleusenammer (Frankfurt/M., Hessen) und ihre stratigraphische Stellung. 1972. 97 S., 16 Abb., 11 Tab., 24 Taf. DM 21,—
- Heft 65: BOY, J. A.: Die Branchiosaurier (Amphibia) des saarpfälzischen Rotliegenden (Perm, SW-Deutschland). 1972. 137 S., 70 Abb., 2 Tab., 2 Taf. DM 17,—

- Heft 66: BARTH, H.: Petrologische Untersuchungen im Felsberg-Zug (Bergsträßer Odenwald). 1972. 85 S., DM 12,—
16 Abb., 11 Tab., 8 Taf.
- Heft 67: KUSTER-WENDENBURG, E.: Die Gastropoden aus dem Meeressand (Rupelium) des Mainzer Tertiär- DM 21,—
beckens. 1973. 170 S., 8 Taf.
- Heft 68: NEUFFER, F. O.: Die Bivalven des Unteren Meeressandes (Rupelium). 1973. 113 S., 13 Taf. DM 25,—
- Heft 69: WALTER, H.: Hydrogeologie und Wasserhaushalt im oberen Horlofftal (westlicher Vogelsberg). DM 25,—
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. DM 35,—
- Heft 71: BAHLO, E.: Die Nagetierfauna von Heimersheim bei Alzey (Rheinessen, Westdeutschland) aus dem DM 25,—
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 DM 24,—
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. vergriffen
131 S., 23 Abb., 34 Tab., 2 Taf.

Geologische Abhandlungen Hessen

- Band 74: SOLLE, G.: Oberes Unter- und unteres Mitteldevon einer typischen Geosynklinal-Folge im südlichen DM 45,—
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., DM 16,—
6 Tab., 8 Taf.
- Band 76: MOAYEDPOUR, E.: Geologie und Paläontologie des tertiären "Braunkohlenlagers" von Theobalds- DM 32,—
hof/Rhön (Miozän, Hessen). 1977. 135 S., 7 Abb., 5 Tab., 21 Taf.
- Band 77: SOBOTH, E.: Lang- und kurzperiodische Änderungen der Grundwasserbeschaffenheit und der Quell- DM 9,—
schüttung 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 (Chatium, Kasseler Meeressand). 1979. 181 S., DM 33,—
1 Abb., 4 Taf.
- Band 79: HOMRIGHAUSEN, R.: Petrographische Untersuchungen an sandigen Gesteinen der Hörre-Zone (Rhei- DM 27,—
nisches Schiefergebirge, Oberdevon—Unterkarbon). 1979. 84 S., 16 Abb., 5 Tab., 13 Taf.
- Band 80: WITTEN, W.: Stratigraphie, Sedimentologie und Paläogeographie der Kieselkalke im Unterkarbon DM 23,—
II γ/δ bis III α 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- DM 40,—
Schneise), Bohrung 2/2A (Hasselborn). 1981. 166 S., 89 Abb., 17 Tab., 9 Taf.
- Band 82: BOTTKER, H., & POLYSOS, N.: Die Altenbürener Störungszone und der nördliche Teil der Briloner DM 10,—
Scholle im tektonischen Photolineationsmuster des nördlichen Sauerlandes (Rheinisches Schieferge-
birge). 1982. 50 S., 21 Abb., 2 Tab.
- Band 83: WEBER, J., & HOFMANN, U.: Kernbohrungen in der eozänen Fossilagerstätte Grube Messel bei DM 12,—
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. DM 24,—
- Band 85: SCHAFT, A.: Quantitative Wasserhaushaltsbetrachtungen im Einzugsgebiet der Elz (SE-Odenwald/ DM 9,—
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. DM 13,—
- Band 87: DIEDERICH, G. et al.: Erläuterungen zu den Übersichtskarten 1: 300 000 der Grundwasserergiebig- DM 20,—
keit, der Grundwasserbeschaffenheit und der Verschmutzungsempfindlichkeit des Grundwassers von
Hessen. 1985. 51 S., 2 Abb., 3 Tab., 3 Kt.
- Band 88: AMLER, M. R. W.: Fauna, Paläogeographie und Alter der Kohlenkalk-Vorkommen im Kulm des östlichen DM 50,—
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. DM 17,—
- Band 90: QUADFLIEG, A.: Zur Geohydrochemie der Kluftgrundwasserleiter des nord- und osthessischen Bunt- DM 13,—
sandsteingebietes und deren Beeinflussung durch saure Depositionen. 1990. 110 S., 26 Abb., 24 Tab.,
8 Beil.