

Geologische Abhandlungen Hessen

Band 96

**Erläuterungen
zur Geologischen Übersichtskarte
von Hessen 1:300 000
(GÜK 300 Hessen)**

Teil I: Kristallin, Ordoviz, Silur, Devon, Karbon

Von

JOE-DIETRICH THEWS

Wiesbaden 1996

ISSN 0341-4043
ISBN 3-89531-800-0

Geologische Abhandlungen Hessen
Band 96

**Erläuterungen
zur Geologischen Übersichtskarte von Hessen 1:300000
(GÜK 300 Hessen)**

Teil I: Kristallin, Ordoviz, Silur, Devon, Karbon

Von

JOE-DIETRICH THEWS

Mit 39 Abbildungen, 17 Tabellen und 7 Tafeln

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

Wiesbaden 1996

Geol. Abh. Hessen	96	237 S.	39 Abb.	17 Tab.	7 Taf.	Wiesbaden 1996
-------------------	----	--------	---------	---------	--------	----------------

ISSN 0341-4043
ISBN 3-89531-800-0

Schriftleitung

Dr. MANFRED HORN

Hessisches Landesamt für Bodenforschung
Leberberg 9, 65193 Wiesbaden

© Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden 1996
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: Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden
Druck: Druckhaus »Thomas Müntzer« GmbH, Neustädter Straße 1–4, 99947 Bad Langensalza

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	11
Regionale Gliederung	
Kristalliner Spessart und Kristalliner Odenwald	13
Rheinisches Schiefergebirge	13
Bergisches Land und Sauerland	13
Siegerland	15
Waldecker Hauptmulde und Wittgensteiner Mulde	15
Dill-Mulde, Hörre, Kellerwald	15
Lahn-Mulde	16
Hunsrück, Taunus und Mittelrheingebiet	16
Saar—Selke-Trog	17
Hessische Senke	17
Münsterländer Bucht	18
Senkungsfelder des Tertiärs und Quartärs	18
Junge Vulkangebiete	18
Flußterrassen und Lößüberdeckung	19
Schichtenfolge	
Die Grenze zwischen Erdkruste und Erdmantel in Hessen	20
Variszisches Gebirge	24
Spessart, Odenwald und Rheinisches Schiefergebirge als Teile des Variszischen Gebirges	24
Renoherzynische Zone	24
Saxothuringische Zone	25
Mitteldeutsche (Kristallin-)Schwelle	25
Kristalliner Spessart und Rhön	27
Kristalliner Odenwald	30
Böllsteiner Odenwald und sogenannte Zwischenzone	31
Otzbergzone	31
Bergsträßer Odenwald	32
Ganggesteine	35
Rheinisches Schiefergebirge	37
Fazielle Entwicklung	37
„Vordevon“ (Nördliche Phyllitzone)	47
Ordoviz	50
Ebbe-Sattel	51
Herscheider Schichten	51
Umgebung von Gießen	51
<i>grandior-</i> und <i>henningsmoeni</i> -Quarzit	51
Andreasteich-Quarzit	52
Silur	52
Ebbe-Sattel	52
Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges	52
Lindener Mark bei Gießen	53

Ostracoden-Kalk	53
Orthoceren-Kalk	53
Damm-Mühle bei Marburg	53
Südlicher Kellerwald	54
Graptolithen-Schiefer, Steinhorn-Schichten	54
Devon	54
Unterdevon	55
Gedinne-Stufe	55
Ebbe-Sattel	56
Untere Gedinne-Stufe	56
Hüinghäuser Schichten	56
Bredeneck-Schichten	56
Obere Gedinne-Stufe	56
Bunte Ebbe-Schichten	56
Müsener Sattelhorst	56
Kellerwald	57
Damm-Mühle bei Marburg	57
Lindener Mark bei Gießen	57
Taunus- und Hunsrücksüdrand	58
Untere Gedinne-Stufe	58
Eppenhainer Schichten	58
Obere Gedinne-Stufe	58
Bunte Schiefer	58
Siegen-Stufe	59
Ebbe-Sattel	60
Paseler Schichten	60
Siegerländer Antiklinorium	60
Untere Siegener Schichten (Tonschiefer-Gruppe)	61
Mittlere Siegener Schichten (Rauhflaser-Gruppe)	61
Obere Siegener Schichten (Herdorf-Gruppe)	64
Kellerwald	65
Obere Steinhorn-Schichten, Erbsloch-Schiefer	65
Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges	66
Hunsrück und Taunus	66
Untere Siegen-Stufe	67
Hermeskeiler Schichten	67
Taunus-Quarzit	67
Unterer Taunus-Quarzit	67
Oberer Taunus-Quarzit	68
Obere Siegen-Stufe	69
Untere Bornhofener Schichten	69
Unterems-Stufe	69
Ebbe-Sattel	71
Sieseler Schichten	71
Siegerländer Antiklinorium	73
Kühlbacher (Bensberger) Schichten	73
Quarzit-Folge (Rimmert-Schichten)	73
Gilsbacher Folge	73
Wilgesdorfer, Höllberg- und Dillbrechter Schichten	74
Kt4-Vulkanismus (Hauptkeratophyr)	74
Kellerwald	74
Erbsloch-Grauwacke, Michelbacher Schichten, Dalmaniten-Schichten, <i>princeps</i> -Kalk	74
Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges	75

Erbsloch-Grauwacke, <i>princeps</i> -, <i>zorgensis</i> -, <i>dalmanites</i> -, Steinberger Kalk	75
Dill-Mulde, Lahn-Mulde	75
Hunsrück, Taunus und Mittelrhein	76
Ulmen-Unterstufe	76
Sauertal-Schichten	76
Bornicher Schichten	76
Kauber Schichten	76
Schwall-Schichten	76
Mittlere und Obere Bornhofener Schichten	78
Hunsrück-Schiefer	78
Singhofen-Unterstufe	78
Spitznack-Schichten	79
Oppershofener Schichten	80
Vallendar-Unterstufe	80
Rittersturz-Schichten	80
Nellenköpfchen-Schichten	80
Südhunsrück-Trog	80
Oberems-Stufe	81
Ebbe-Sattel und N-Rand des Siegerländer Antiklinoriums	82
Remscheider Schichten	82
Kt5-Vulkanismus (Bilstein-Tuff)	83
<i>cultrijugatus</i> -Schichten, tieferer Teil	83
Kt6-Vulkanismus (Oberer Tuff)	85
Kt7-Vulkanismus	86
Kellerwald und Umgebung von Marburg	86
Kieselgallen-Schiefer, Schönauer Kalk	86
Umgebung von Gießen	86
Lindener Schiefer	86
Südliches Rheinisches Schiefergebirge	86
Lahnstein-Unterstufe	86
Ems-Quarzit	86
Hohenrheiner Schichten	87
Laubach-Unterstufe	88
Laubacher Schichten	88
Kondel-Unterstufe	89
Untere Kondel-Unterstufe	89
Obere Kondel-Unterstufe	92
Unterwerra-Sattel	93
Mitteldevon	93
Unteres Mitteldevon (Eifel-Stufe)	96
Ostsauerländer Hauptsattel	96
Brabecker Schichten	96
Fredeburger Schiefer	96
Ramsbecker Schichten	96
Selscheider Schiefer	96
Wissenbacher Schiefer und Eisenberg-Quarzit	97
Gebiet SE des Ostsauerländer Hauptsattels	97
Langewiesener Schichten	97
Fredeburger Schichten	97
Asten-Schichten	100
Berleburger Schichten	100
Raumländer Schichten	100
Kellerwald	100

Dill-Mulde	103
Wissenbacher Schiefer	103
Tentaculiten-(Styliolinen-)Schiefer	104
Eifel-Quarzit	104
Ballersbacher Kalk, Greifensteiner Kalk, Günteröder Kalk	104
Hörre	105
Lahn-Mulde	106
Wissenbacher Schiefer und Tentaculiten-Schiefer	106
Leuner Schiefer	106
Gaudernbacher Schichten, Südliche Rand-Fazies	107
Hessische Schieferserie	107
Usinger und Hochweiser Mulde, Taunusrand	108
Südhunsrück-Trog	109
Unterrerra-Sattel	110
Aufbruch von Mühlbach	111
Oberes Mitteldevon (Givet-Stufe)	111
Ostsauerländer Hauptsattel	111
Tentaculiten-Schiefer	111
Grevensteiner Schichten	111
<i>Rensselandia</i> -Schichten, Blessenohler Schichten, <i>Sparganophyllum</i> -Kalk	116
Wallener Schiefer	116
Flinz	116
Nensten-Quarzit	116
Gebiet südöstlich des Sauerländer Hauptsattels	118
Flinz, Beisinghäuser und Padberger Kalk	119
Kellerwald	120
Bänderschiefer	120
Styliolinen-Sandstein	120
Kieselige Bänderschiefer	120
Cephalopoden-Kalk	121
Dill-Mulde	121
Becken-(Normal-)Fazies	121
Styliolinen-Schiefer und -Sandsteine	121
Eruptiv-Fazies	122
Riff-Fazies	123
Lahn-Mulde	123
Becken-(Normal-)Fazies	123
Styliolinen-Schiefer und Plattenkalke	123
Eruptiv-Fazies	124
Riff-Fazies	124
Hessische Schieferserie	126
Usinger und Hochweiser Mulde, Südaunus	127
Südhunsrück-Trog	129
Unterrerra-Sattel	129
Massenkalkkomplex von Mühlbach	129
Oberdevon	129
Nordöstliches Sauerland (Ostsauerländer Hauptsattel, Waldecker Mulde und Wittgensteiner Mulde)	133
Adorf-Stufe	133
Nehden-Stufe	135
Hemberg-Stufe	136
Dasberg-Stufe	137

Kellerwald	137
Dill-Mulde	140
Südwestliche Dill-Mulde	141
Adorf-Stufe	141
Grenzlager	141
Becken-(Normal-)Fazies	141
Eruptiv-Fazies	142
Riff-Fazies	143
Nordöstliche Dill-Mulde	143
Höheres Oberdevon	144
Südwestliche Dill-Mulde	144
Nordöstliche Dill-Mulde	146
Hörre	146
Ulbach-Formation	147
Weitershausen-Formation	147
Lahn-Mulde	148
Adorf-Stufe	150
Eruptiv-Fazies	150
Tuffitserie	150
Riff-Fazies	150
Platten- und Flaserkalke	151
Becken-(Normal-)Fazies	151
Kalkbänderschiefer	151
Tonschiefer, Kieselschiefer und Rotschiefer	151
Sandstein	152
Nehden-Stufe	152
Hemberg-, Dasberg- und Wocklum-Stufe	153
Usinger und Hochweiser Mulde	154
Fazies der Gaudernbacher Schichten (Unterdevon—Karbon)	155
Unterdevon	155
Mitteldevon	155
Oberdevon	155
Unterkarbon	156
Südliche Randfazies der Lahn-Mulde	156
Hessische Schieferserie	157
Adorf-Stufe	157
Nehden-Stufe	157
Hemberg-, Dasberg- und Wocklum-Stufe	157
Südhunsrück-Trog	158
Unterwerra-Sattel	158
Karbon	159
Unterkarbon (Dinant)	159
Nördliches Rheinisches Schiefergebirge, Dill- und Lahn-Mulde	162
<i>Gattendorfia</i> -Stufe	162
Hangenberg-Schichten	162
<i>Pericyclus</i> -Stufe	163
Liegende Alaunschiefer	163
Kulm-Kieselschiefer	164
Horizont der vorwiegenden Lydite	165
Horizont der vorwiegenden Kieselkalke	165
<i>Goniatites</i> -Stufe	166
Kieselige Übergangsschichten	166
Kulm-Kieselschiefer in der Wittgensteiner-Mulde, der Dill- und der Lahn-Mulde	168

Fazielle Übergänge zwischen der Dill- und der Lahn-Mulde und der Hörre	169
Kulm-Tonschiefer und Kulm-Grauwacke	170
Kulm-Tonschiefer	170
Kulm-Plattenkalk, Rhenaer Kalk und Posidonien-Kalk	171
Kulm-Grauwacke	173
Gießener Grauwacke	175
Hörre	176
Endbach-Formation	177
Elnhausen-Formation	167
Kellerwald	168
Unterwerra-Sattel	170
Unterkarbonischer Vulkanismus ("Deckdiabas")	170
Oberkarbon (Siles)	171
N-Rand des Rheinischen Schiefergebirges	171
Namur	171
Arnsberger Schichten	171
Untere Arnsberger Schichten (Hangende Alaunschiefer)	172
Obere Arnsberger Schichten	172
Hagener und Sprockhöveler Schichten	172
Attendorn—Elsper Doppelmulde	173
Saar—Selke-Trog	173
Jüngere Sedimentreste auf der Warsteiner Karbonatplattform	173
Petrographie und Genese der paläozoischen Vulkanite im Rheinischen Schiefergebirge	174
Vordevon und Unterdevon	175
Ems/ Eifel-Phase	176
Givet/ Adorf-Phase	178
Dill- und Lahngbiet	178
Kellerwald	182
Nordöstliches Rheinisches Schiefergebirge	182
Oberdevon-Phase	183
Unterkarbon-Phase ("Deckdiabas")	183
Tektonik	184
Modelle zur geodynamischen Entwicklung des mitteleuropäischen Variszikums	184
Tektonische Strukturen	186
Großtektonischer Bau	187
Ebbe-Sattel	187
Gummersbacher und Attendorn—Elsper Muldensystem	191
Lüdenscheider Mulde und Remscheid—Altenaer Sattel	191
Ostsauerländer Hauptsattel	191
Latroper Sattel und Wittgensteiner Mulde	192
Latroper Sattel	194
Züschenener Sattel	194
Wittgensteiner Mulde	195
Siegener Antiklinorium	195
Dill-Mulde und Lahn-Mulde	196
Taunus	196
Kristalliner Spessart	197
Kristalliner Odenwald	198
Die großen Überschiebungen im Rheinischen Schiefergebirge	199
Deckenbau	200
Syndimentär aktive tektonische Querzonen	200

Postkinematische Bruchtektonik	201
Metamorphose	204
Schriftenverzeichnis	215
Anschriften der benachbarten Geologischen Landesämter	236

Vorwort

Als Begleitung zur Geologischen Übersichtskarte von Hessen 1:300 000 (im folgenden GÜK 300 genannt) sollen diese Erläuterungen eine Übersicht und Einführung in die Geologie von Hessen geben. Die auf der Karte dargestellten außerhessischen Gebiete werden ebenfalls, aber weniger ausführlich, behandelt. Infolge des Übersichtscharakters müssen in der Karte und in diesen Erläuterungen viele interessante Einzelheiten unerwähnt bleiben. Eine ins einzelne gehende Beschreibung der Gesteinsbeschaffenheit und des Fossilinhalts der einzelnen Schichten ist hier nicht möglich. Dem Leser wird auffallen, daß einzelne geologische Einheiten oder Themenbereiche in unterschiedlicher Informationstiefe behandelt sind. Dies liegt an der Konzeption dieser Arbeit, die lediglich eine Zusammenstellung vorhandener Literaturinformationen bieten soll. Aus diesem Grunde wurde auch für Abbildungen und Tabellen — fast — ausschließlich bereits vorliegendes Material verwendet. Dies ist auch beabsichtigt, da darin der unterschiedliche Kenntnisstand sowie das Vorhandensein oder Fehlen zusammenfassender Arbeiten über regionale oder sachliche Fragen zum Ausdruck kommt. Es wurde deshalb Wert darauf gelegt, in den einzelnen Abschnitten die wichtigste weiterführende Literatur zu nennen, wobei aber auch hier keine Vollständigkeit erwartet werden kann. Es werden vorzugsweise neuere zusammenfassende Arbeiten genannt, die ausführliche Literaturverzeichnisse enthalten. So wurde, ebenso wie bei der Abfassung des Textes, versucht, einen Kompromiß zwischen wissenschaftlicher Exaktheit einerseits sowie Verständlichkeit und Übersichtlichkeit andererseits zu finden. Wer weitergehende Informationen für Einzelstudien im Gelände, für Wanderungen und Exkursionen sucht, sei deshalb auf die zitierten Veröffentlichungen sowie auf die geologischen Karten 1:25 000 mit ihren Erläuterungen, die von den Geologischen Landesämtern herausgegeben werden, verwiesen. Diese erteilen über die veröffentlichten und lieferbaren geologischen Karten gerne Auskunft. Die Anschriften der Geologischen Landesämter der Nachbarländer, deren Territorium z. T. auf der GÜK 300 dargestellt ist, befinden sich am Ende dieser Erläuterungen.

Eine sehr übersichtliche, kurze Darstellung der einzelnen Gesteinskomplexe mit Angaben zur Erforschungsgeschichte, Definition, Schichtenfolge, stratigraphischen Reichweite, Mächtigkeit, faziellen Ausbildung sowie Verbreitung findet sich im *Lexique Stratigraphique*, herausgegeben vom Centre National de la Recherche Scientifique, Paris 7, 13 Quai Anatole France. Für das hier interessierende Gebiet liegen im Vol. I Europa, Fascicule 5 Deutschland, folgende Bände vor (in deutscher Sprache): 5b Devon, 5c1 Karbon, 5d2 Keuper und 5f2 Mittlerer Jura.

Zur Entlastung des Schriftenverzeichnisses werden geologische Karten und Erläuterungen nur zitiert, wenn sie im Text genannt sind. Zahlreiche Spezialarbeiten zur Geologie von Hessen sind erschienen im *Geologischen Jahrbuch Hessen* (vor 1976: Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zu Wiesbaden), in dem jährlich auch eine nahezu lückenlose Dokumentation über die geologische Literatur von Hessen veröffentlicht worden ist, sowie in der Reihe *Geologische Abhandlungen Hessen* [vor Band 74 (1976): *Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung*]. Das Manuskript war 1990 größtenteils abgeschlossen. Neuere Literatur ist nur noch in einzelnen Kapiteln berücksichtigt worden. Die Redaktion ist für Hinweise und Korrekturen dankbar.

Für die Mitarbeit an einzelnen Abschnitten danke ich den Herren Dr. Horn (Sauerland, Ostsauerländer Hauptsattel, Waldecker und Wittgensteiner Mulde) und Dr. Nesbor (paläozoischer Vulkanismus), zahlreichen Kollegen aus den benachbarten geologischen Landesämtern für Infor-

mationen, den Herren H.-J. Anderle, Dr. H. J. Lippert und Dr. A. Rabien für die kritische Durchsicht einzelner Kapitel, Herrn H. Brenner und den Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern des Zeichenbüros des HLFb für geduldige und kreative Mitarbeit, Frau E. Lommatzsch für ihre unermüdliche Bereitschaft beim Schreiben immer neuer Texte und, nicht zuletzt, zahlreichen ungenannten Fachkollegen für kritische und klärende Diskussionen. Die sorgfältige Korrekturlesung durch Herrn A. Karschny war ein wesentlicher Beitrag zur Vereinheitlichung des Manuskripts.

Regionale Gliederung

Kristalliner Spessart und Kristalliner Odenwald

Die ältesten geologischen Einheiten in Hessen bilden die vorwiegend in grauen, rötlichen und grünen Farben dargestellten Gesteine des Kristallinen Spessarts sowie die in rotvioletten und grünen Farben hervortretenden Gesteine des Kristallinen Odenwaldes im südlichen Teil der Karte. (Die östlichen Teile des Spessarts und des Odenwaldes bestehen aus Buntsandstein, der zur Fränkischen Triasplatte gehört, die hier als südliche Fortsetzung der Hessischen Senke betrachtet werden kann.) Für die Gesteine von Odenwald und Spessart wird heute ein präkambrisches bis devonisches Alter angenommen.

Rheinisches Schiefergebirge

Das Rheinische Schiefergebirge im linken Drittel der Karte ist in dunkelbraunen, -grüngrauen, -grünen und grauen Farben gehalten. Es handelt sich hier um Gesteine, die im älteren Paläozoikum, d.h. vom Ordoviz bis zum Unterkarbon abgelagert und im Oberkarbon gefaltet wurden. Diese Schichten, die im Rheinischen Schiefergebirge und dem nach E vorspringenden Kellerwald an der Oberfläche geschlossen verbreitet sind, tauchen nach N hin ab und unterlagern in größerer Tiefe die Kreideschichten der Münsterländer Bucht. Nach E zu bricht das Rheinische Schiefergebirge an staffelförmigen Verwerfungen ab und setzt sich unter der Hessischen Senke nach E hin fort, wie durch eine Anzahl von Tiefbohrungen nachgewiesen werden konnte. In der nördlichen Hessischen Senke hat es die größte Tiefenlage. Südlich davon tauchen in einzelnen SW—NE angeordneten "Aufbrüchen" auf der Hunsrück—Oberharz-Schwelle Gesteine des älteren Paläozoikums innerhalb der Hessischen Senke nochmals auf. Es sind dies von SW nach NE die Aufbrüche von Ruhlkirchen, Mühlbach, Baumbach, das Richelsdorfer Gebirge und das Werragrauwackengebirge. Sie sind auf der GÜK 300 vorwiegend an blauen Farben erkenntlich, die allerdings z. T. nur die nicht mehr zu den Schichten des älteren Paläozoikums gehörende Zechsteinumrahmung der Aufbrüche darstellen. Auch in der Odenwald—Spessart—Rhön-Schwelle haben die altpaläozoischen Schichten eine relativ geringe Tiefenlage und kommen in kleinen Aufschlüssen bei Bieber (Bl. 5822 Wiesen) bis zur Tagesoberfläche. Im S endet das Rheinische Schiefergebirge an der Hunsrück- und Taunussüdrandverwerfung. Es läßt sich im hier betrachteten Bereich in folgende größere Einheiten gliedern:

Bergisches Land und Sauerland

Um den breiten Block des Siegerlandes, der mit seinen Unterdevon-Schichten nördlich des Westerwaldes vom Rhein her nach NE greift, legen sich im NW und NE breite Bereiche mitteldevonischer Schichten, die von einem schmalen Streifen Oberdevon- und darüber wieder breiteren Flächen von Unterkarbonegesteinen umgeben werden. Dieser nordwestliche und nordöstliche Rahmen des Siegerlandes gehört zum Bergischen Land und zum Sauerland.

Im einzelnen bilden Bergisches Land und Sauerland ein System SW—NE bis WSW—ENE streichender Sättel und Mulden. In den Mulden sind die jüngeren Schichten bis zum Oberdevon, z. T.

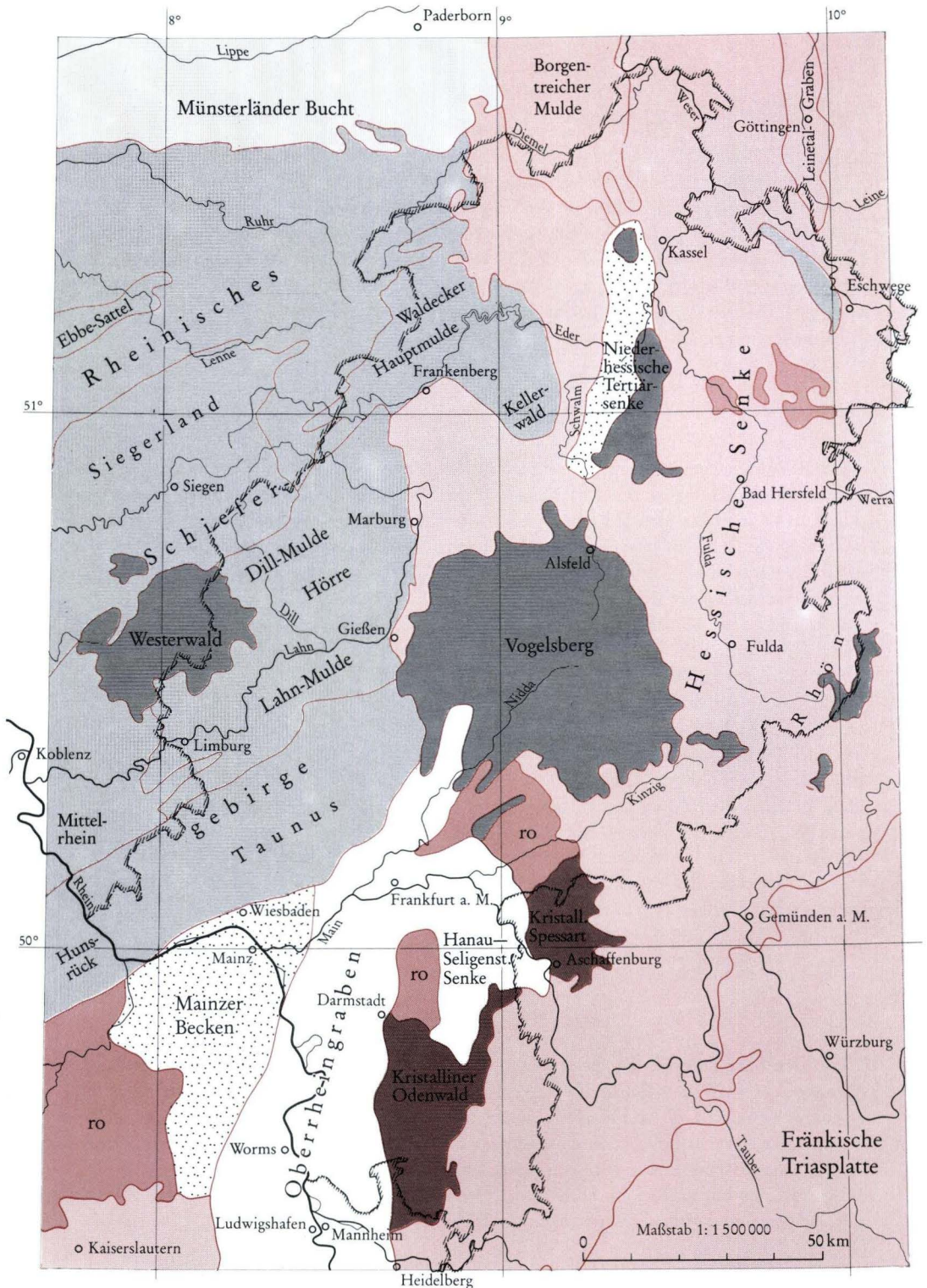


Abb. 1. Geologische regionale Großeinheiten (Übersichtsskizze zur regionalen Gliederung).

auch bis zum Oberkarbon erhalten (z. B. Elspers Mulde), während in den Sattelkernen die älteren paläozoischen Schichten aufgeschlossen sind, die im Ebbe-Sattel und im Remscheider Sattel bis ins Silur reichen. Die Silur-Vorkommen des Remscheider Sattels liegen allerdings außerhalb des Bereichs der GÜK 300 Hessen. Die Sättel des Bergischen und Sauerlandes tauchen meist nach NE ab und werden deshalb in dieser Richtung von einer Folge stets jüngerer Schichten umrahmt. Besonders breiten Raum nehmen im Übergangsbereich zwischen den Sätteln und den Mulden mitteledevonische Schichten ein, die unter den Mulden hindurchziehen, in den Sattelkernen aber z. T. bereits abgetragen sind. Im W-Teil des Remscheider Sattels und des Ostsauerländer Hauptsattels hat die Erosion die Gesteine des Mitteldevons noch nicht entfernt, so daß sie dort besonders weit verbreitet sind.

Siegerland

Nach SE schließen sich an diesen Block die weiten Unterdevon-Flächen (Siegen-Stufe) des Siegerländer Antiklinoriums an, das tektonisch im NW durch die Fortsetzung des Eifeler Hauptsattels, südöstlich davon durch den Siegener Hauptsattel geprägt ist. Beide Sättel werden durch die Siegener Hauptüberschiebung getrennt, die sich vom nördlichen Siegerland bis in die Gegend von Ulmen in der Eifel verfolgen läßt. Eifeler und Siegener Hauptsattel tauchen ebenfalls nach NE ab und verlieren ihren Einfluß noch vor dem Erreichen des Schiefergebirgsostandes.

Waldecker Hauptmulde und Wittgensteiner Mulde

Die nach NE untertauchenden Sättel des Sauerlandes/Siegerlandes werden von der Waldecker Hauptmulde abgelöst, die von Unterkarbon-Gesteinen gefüllt und von Oberdevon-Gesteinen umrahmt ist. Am SW-Rand spaltet von der Waldecker Hauptmulde die Wittgensteiner Mulde mit ähnlichem Aufbau ab. Sie wird im SE durch die Sackpfeifenüberschiebung begrenzt, an der die Dill-Mulde auf die Wittgensteiner Mulde aufgeschoben ist.

Dill-Mulde, Hörre, Kellerwald

An das Siegerland schließen nach SE die überwiegend von mitteledevonischen bis unterkarbonischen Schichten aufgebaute Dill-Mulde und Hörre an.

Der NW-Rand der Dill-Mulde ist unterschiedlich ausgebildet: im SW-Abschnitt des NW-Randes geht die Dill-Mulde in den SE-Flügel des Siegener Sattels über, während sie im NE-Abschnitt mit der Sackpfeifenüberschiebung an die Wittgensteiner Mulde grenzt.

Im SE stößt die Dill-Mulde mit der Hörre-Nord-Störung an das Gebiet der Hörre. Im NE verschwindet sie unter der Frankenberger Bucht, setzt sich aber wahrscheinlich unter dieser in den Kellerwald fort. Im SW endet die Dill-Mulde vermutlich an einer Queraufwölbung unter dem Westerwald bei Rennerod. Die SW-Fortsetzung der Dill-Mulde ist die Mosel-Mulde.

Zwischen Dill- und Lahn-Mulde erstreckt sich vom SE-Rand des Westerwaldes bis an den SW-Rand der Frankenberger Bucht als geologisch eigenständige Struktur die Hörre-Zone. Sie bildet das

südwestliche Teilstück des Hörre—Acker-Systems, das sich über den Kellerwald und den Harz bis nach Gommern (bei Magdeburg) verfolgen läßt.

Der Kellerwald bildet den östlichsten Vorsprung des Rheinischen Schiefergebirges zwischen der Korbacher Bucht im N und der Frankenberger Bucht im S. Obwohl er eine NW—SE gestreckte äußere Umgrenzung hat, sind die Strukturen seines inneren Baus, wie auch im übrigen Schiefergebirge, SW—NE gerichtet. Strukturell bildet der nördliche Kellerwald die NE-Fortsetzung der Dill-Mulde, der südliche Kellerwald gehört zum Hörre—Acker-System. Im E, S und SW von Verwerfungen gegen die Trias der Hessischen Senke begrenzt, geht der Kellerwald nach NW ohne scharf definierte Grenze in die Waldecker Hauptmulde über.

Lahn-Mulde

Die Lahn-Mulde wird im NW begrenzt vom Hörre-Zug, im N vom Gebiet der Hessischen Schieferserie, das zwar zur Lahn-Mulde gerechnet werden kann, jedoch eine eigenständige fazielle Entwicklung aufweist. Als Grenze zwischen der Lahn-Mulde i. e. S. und der Hessischen Schieferserie kann — etwas willkürlich — der N-Rand des Hohensolmsener Deckdiabases angenommen werden, denn die eigentliche Grenze ist unter der Kulmtafel des Lemptales verborgen und der erwähnte N-Rand des Hohensolmsener Deckdiabases stellt lediglich den derzeitigen Erosionsrand dar. Nach NE und E verschwindet die Lahn-Mulde unter der Gießener Grauwacke, so daß ihre E-Begrenzung ebenfalls nicht scharf zu definieren ist. Im SE wird die Lahn-Mulde von der Grenze des Mittel- und Oberdevons gegen das Unterdevon des Taunus markiert. Von der E-Grenze des Rheinischen Schiefergebirges bis in die Gegend zwischen Solms- und Weital wird diese Grenze von der Wetzlarer Hauptüberschiebung gebildet, während weiter im SW die Gesteine der Lahn-Mulde teils konkordant, teils diskordant, häufig auch an tektonischen Störungen, aber ohne größere Überschiebungen, den Taunusgesteinen aufliegen. Im SW hebt sich die Lahn-Mulde unter Auffingerung in eine Anzahl von Spezialmulden (darunter die Schaumburger und die Hahnstättener Mulde) heraus. Sie findet ihre südwestliche Fortsetzung in der Maisborn—Gründelbach-Mulde.

Bei dieser Begrenzung der Lahn-Mulde verbleibt zwischen dem Schiefergebirgsrand im E und der Wetzlarer Hauptüberschiebung ein von N nach S an Breite zunehmender Gebirgstheil, der im wesentlichen der Verbreitung der Gießener Grauwacke entspricht, aber auch die Gesteine S Gießen sowie in der Umgebung von Niederkleen umfaßt, die AHLBURG (1919) zu seinem "Horstgebiet am SE-Rand der Lahn-Mulde" zusammenfaßt. Horstgebiet deshalb, weil hier silurische Gesteine auftreten, aber auch das Mittel- bis Oberdevon petrographisch (lückenhafte und geringmächtige Ausbildung, Fehlen der Eruptivfazies) und faunistisch (stärkeres Überwiegen herzynischer Faunen) eine von der eigentlichen Lahn-Mulde etwas abweichende Ausbildung hat.

Bei der Abgrenzung der heutigen tektonischen Einheit "Lahn-Mulde" darf jedoch nicht übersehen werden, daß der einstige Sedimentationsraum "Lahn-Trog" weit nach S über die heutigen Grenzen der Lahn-Mulde hinaus, bis zum S-Rand des Taunus reichte.

Hunsrück, Taunus und Mittelrheingebiet

Zwischen den Mosel-Mulden, der Lahn-Mulde und dem Mainzer Becken liegt das zweite große, relativ stärker herausgehobene Gebiet mit unterdevonischen Schichten. Hier treten am S-Rand die

ältesten Ablagerungen ("Vordevon", Gedinne- und Siegen-Stufe) zutage, über denen nach N folgend weite Ems-Flächen liegen, die schließlich in die große Mitteldevon-Mulde des Lahn- und Moselgebiets übergehen.

Saar—Selke-Trog

Weniger im Kartenbild in Erscheinung treten die Gesteine des Rotliegenden, die im Pfälzer Bergland, dem Sprendlinger Horst (= nördliche Fortsetzung des Odenwaldes), am S-Rand des Taunus bei Hochheim sowie zwischen der Wetterau und dem Vogelsberg (mit Aufbrüchen zwischen Frankfurt am Main und Hanau) zutage treten. Sie wurden im Saar—Selke-Trog abgelagert, der sich am Ende des Paläozoikums am S-Rand des Rheinischen Schiefergebirges einsenkte und mit Ausläufern bis unter die Hessische Senke erstreckte, wo Gesteine des Rotliegenden in Bohrungen angetroffen wurden und im Aufbruch des Richelsdorfer Gebirges in größeren Flächen zutage treten. Der Zug der Rotliegend-Gesteine setzt sich auch unter dem Mainzer Becken (wo er lokal im Alzey—Niersteiner Horst zutage tritt) sowie unter dem nördlichen Oberrheingraben durch. Geringmächtige Auflagen von Rotliegendem finden sich auch am S-Rand des Odenwaldes.

Hessische Senke

Im mittleren und östlichen Teil der GÜK 300 prägen die rosa- bis gelbbraunen Farben der Buntsandstein-Schichten das Bild. Sie gehören zur Hessischen Senke, die mit dem Beginn des Zechsteins in einen weiten, von Norddeutschland und Polen bis nach Süddeutschland reichenden Senkungsraum einbezogen wurde, in dem zunächst Gesteine des Zechsteins abgelagert wurden. Diese Zechstein-Ablagerungen (in blauen Farben dargestellt) erscheinen nur in schmalen Ausbissen am E-Rand des Rheinischen Schiefergebirges (wo sie besonders in der Umrahmung des Kellerwaldes und der Frankenberger Bucht die Gesteine des Schiefergebirges als dünne Reste ehemals mächtiger, heute durch Erosion entfernter Schichten überlagern), am E-Rand der Wetterau und des Kristallinen Spessarts sowie des nördlichen Kristallinen Odenwaldes und in der Umrahmung des Aufbruchs von Baumbach sowie des Richelsdorfer und Werragrauwackengebirges. Zechstein-Schichten sind jedoch im Untergrund der Hessischen Senke weit und in großer Mächtigkeit verbreitet.

Über dem Zechstein wurde zunächst der Buntsandstein abgelagert, darüber die Schichten des Muschelkalkes, des Keupers, des Juras und der Kreide.

Die Schichten oberhalb des Buntsandsteins wurden während des oberen Juras, der Kreide, des Tertiärs und Quartärs zum großen Teil wieder abgetragen, so daß in der Hessischen Senke heute an der Oberfläche Buntsandstein-Schichten vorherrschen. Muschelkalk und Keuper sind nur in einigen großen Mulden erhalten geblieben, wie — von N nach S — in der Borgentreicher Keuper-Mulde NW Kassel, im Ringgau, dem Eichsfeld und der Rhön (hier oft durch Basaltüberdeckung vor Erosion geschützt) sowie im Schlüchtern Becken. Weite Verbreitung haben Muschelkalk und Keuper in der Fränkischen Triasplatte, von der ein Teil in die SE-Ecke der GÜK 300 hineinragt.

Erhalten geblieben sind diese jüngeren Schichten auch in den Grabenzonen der Hessischen Senke, von denen der Leinegraben — in der NE-Ecke der GÜK 300 — der auffälligste und größte ist.

Die Gräben machen sich lediglich als schmale NW—SE, NE—SW, NNW—SSE und NNE—SSW verlaufende Streifen bemerkbar, in denen Muschelkalk, oft auch Keuper erhalten ist, während sich Lias-Reste nur im Kasseler, Volkmarshener, Homberger und Großenlüderer Graben finden.

Im Untergrund des nördlichen Oberrheingrabens sind Ablagerungen der Trias nicht mehr erhalten. Sie wurden bereits vor dem Beginn des Grabeneinbruchs durch Abtragung entfernt.

Münsterländer Bucht

Im nordwestlichen Kartenbereich greift noch der S-Rand der Münsterländer Bucht auf die GÜK 300 über. Hier tauchen die Schichten des Rheinischen Schiefergebirges nach N ab und werden von denen der Trias und Kreide (grüne Flächen) überlagert, die weiträumig zutage austreichen.

Senkungsfelder des Tertiärs und Quartärs

Sie treten auf der Karte durch helle, meist gelbe, hellblaue und weiße Farben hervor. Das bedeutendste dieser Senkungsfelder ist der Oberrheingraben, dessen nördlichster Abschnitt in den SW-Teil der GÜK 300 hineinragt. Zum Oberrheingraben i. w. S. rechnen auch noch das Mainzer Becken sowie die Hanau—Seligenstädter Senke, beide verbunden durch die Neu-Isenburger Quersenke.

Am S-Rand des Rheinischen Schiefergebirges (Hunsrück—Taunus) spaltet sich der Oberrheingraben in zwei Äste mit geringerer Senkungstendenz auf. Der westliche Ast zieht in NW-Richtung durch das Mittelrheintal über das Neuwieder Becken (auf der GÜK 300 nicht mehr dargestellt) zur Niederrheinischen Bucht. Als östliche Parallelstruktur hierzu sind die Idsteiner Senke und das Limburger Becken entwickelt. Der zweite Ast zieht in NNE-Richtung über die Wetterau in die Niederhessische Tertiär-Senke (eine nahezu rechteckige Struktur zwischen Kassel und Ziegenhain) und setzt sich im Leinegraben fort. Diese Zone ist Teil eines großen, ganz Mitteleuropa durchziehenden Lineaments, das früher als Mittelmeer—Mjösen-Zone bezeichnet wurde. Während sich im Oberrheingraben die Senkungstendenz im Verlauf des gesamten Quartärs bis heute fortsetzte, kam diese in den anderen genannten Grabenzonen im Jungtertiär weitgehend zum Stillstand.

Während des Tertiärs aktive Senkungsfelder waren auch der Westerwald (als Teil des sogenannten Kassel—Bitburger Senkungsfeldes) und der Vogelsberg, unter deren Basalten verbreitet tertiäre Sedimente erhalten sind.

Junge Vulkangebiete

Im Zusammenhang mit der während des Tertiärs aktiven Tektonik drangen in Hessen an verschiedenen Stellen — überwiegend basaltische — Vulkanite auf. Sie bildeten den Vogelsberg, der — vor 18 bis 10 Mio. Jahren entstanden —, mit 2500 km² das größte junge Vulkangebiet Mitteleuropas ist, den Westerwald, Teile des Knüllgebirges und des Habichtswaldes in der Niederhessischen Tertiärsenke und die Rhön. Daneben gibt es zahlreiche kleine, isolierte Basaltvorkommen

sowohl im Rheinischen Schiefergebirge als auch in der Hessischen Senke und im Oberrheingraben. Die großen, zusammenhängenden Vulkangebiete, besonders der Westerwald und der Vogelsberg, treten mit olivgrünen Farben auf der GÜK 300 deutlich hervor, während von den zahlreichen kleinen, isolierten Vorkommen nur ein Teil auf der Karte dargestellt werden konnte.

Flußterrassen und Lößüberdeckung

Während der Kaltzeiten des Pleistozäns (des Eiszeitalters) lagerten die Flüsse in verschiedenen Niveaus sandig-kiesige Terrassen ab, die, auf der Karte stark schematisiert, in blaßgelben Farben mit Punktsignatur entlang der größeren Flüsse dargestellt sind.

In den Kaltzeiten wurde außerdem vom Wind feiner Gesteinsstaub, besonders in den großen Flußtäälern, aufgenommen, in großen Staubstürmen verbreitet und als Löß wieder auf der Erdoberfläche abgesetzt. Der Löß überzog am Ende des Pleistozäns als mehrere Meter dicke Lage die gesamte Landschaft, wobei die Mächtigkeit im Windlee (d. h. an den E- und NE-exponierten Hängen) besonders groß war. Ein großer Teil der Lößüberdeckung wurde jedoch während des Holozäns wieder abgetragen. Dieser Abtrag war besonders groß in den Gebieten mit hoher Reliefenergie, d. h. in allen Mittelgebirgslandschaften, die den weitaus größten Anteil am Gebiet der GÜK 300 haben. Hier sind nur auf kleinen Flächen in erosionsgeschützten Lagen Lößreste erhalten geblieben, die in der Regel auf der GÜK 300 nicht dargestellt sind. Lediglich in den jungen Senkungsfeldern, wo größere Areale noch lößbedeckt sind, wurde die Lößverbreitung stark schematisiert wiedergegeben. Beim Lesen der Karte ist zu beachten, daß die Lößüberdeckung meist nur wenige Dezimeter mächtig ist und daß unter dem Löß meist die auf der Karte benachbart dargestellten Schichten liegen.

Schichtenfolge

Die Grenze zwischen Erdkruste und Erdmantel in Hessen

Die äußeren Schalen der Erde lassen sich, stark vereinfacht, wie folgt gliedern:

		Laufzeiten seismischer Wellen	
Lithosphäre	Kruste	Oberkruste geschichtete Stratisphäre metamorphes Grundgebirge	ca. 6,0 km/s
		Unterkruste kieselsäurearme Gesteine ("Basalte"), durchsetzt mit Mantelderivaten	ca. 6,8 km/s
		Conrad- Diskontinuität	
Asthenosphäre	Mantel	Oberer Erdmantel	ca. 8,2 km/s
		Tieferer Erdmantel	Low-Velocity-Zone (Gutenberg-Zone)
		Mohorovičić- Diskontinuität	

An der Conrad- und der Mohorovičić-(Moho- oder M-)Diskontinuität (Abb. 2 u. 3) ändert sich das Laufzeitverhalten von (Erdbeben-)Wellen sprunghaft und zeigt dadurch einen Wechsel in der chemisch-mineralogischen Zusammensetzung an. Oberkruste und Unterkruste unterscheiden sich also vom Erdmantel in der Materialzusammensetzung.

Die Low-Velocity-Zone — eine Zone mit ausgeprägter Geschwindigkeitsinversion — trennt dagegen zwei Bereiche unterschiedlichen Zustandes: Die Lithosphäre (Kruste und oberer Mantel) besteht aus starren Gesteinen, während das Material der Asthenosphäre sich im plastischen Zustand befindet.

Die starre Lithosphäre wird durch plastische Fließvorgänge in der Low-Velocity-Zone von dieser passiv bewegt. Sie reagiert auf die entstehenden Spannungen durch Ausgleichsbewegungen, die das Erscheinungsbild der Tektonik bestimmen. Low-Velocity-Zone und Moho sind die Hauptkuppelungsbereiche zwischen den tieferen Bewegungsvorgängen im Erdmantel und den Reaktionen in den höheren (Krusten-)Stockwerken.

Kruste und Mantel sind jedoch nicht homogene Einheiten sondern lamellen- oder sandwichartige Strukturen, in denen sich die Laufzeiten der Wellen in der Horizontalen und der Vertikalen häufig ändern, wobei ebenfalls z. T. ausgeprägte Laufzeitinversionen auftreten. Die Diskontinuitäten sind nicht als scharfe Grenze, sondern als Übergangszonen aufzufassen.

Die Grenze zwischen Kruste und Mantel (Mohorovičić-Diskontinuität) liegt in großen Teilen Hessens in einer Tiefe zwischen 27 und 28 km. Sie steigt im Bereich des nördlichen Oberrheingraben auf weniger als 25 km an (GIESE 1976) (Abb. 4). Unter dem Vogelsberg und dem Westerwald ist die Mohorovičić-Diskontinuität verwaschen oder unterbrochen und durch eine 6 bis 8 km

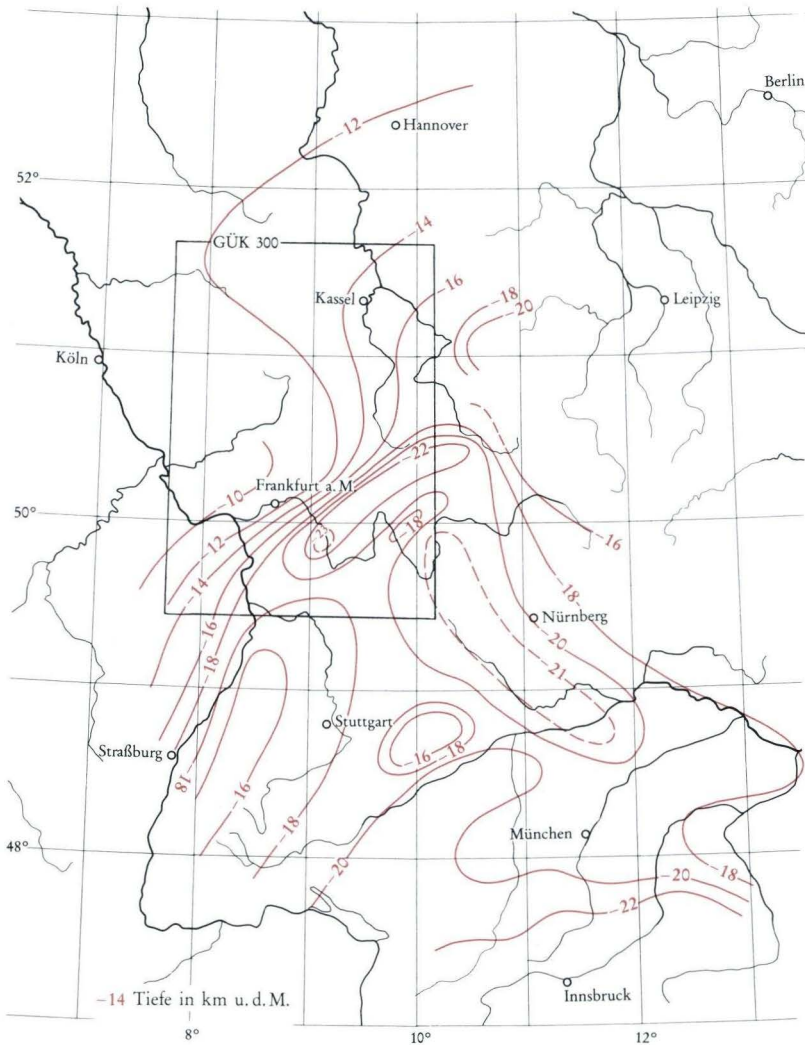


Abb. 2. Tiefenlage der CONRAD-Diskontinuität (aus German Research Group for Explosion Seismology, 1964).

mächtige Übergangszone zwischen Kruste und Mantel ersetzt. Dagegen tritt ein deutlicher intrakrustaler Reflektor in etwa 20 km Tiefe auf. MOONEY & PRODEHL (1978) nehmen an, daß der Grenzbereich Kruste/Mantel durch die Eruptionsvorgänge bei der Förderung der basaltischen Magmen intensiv zerrissen bzw. von aufsteigenden Magmen durchschwärmt wurde und daß als

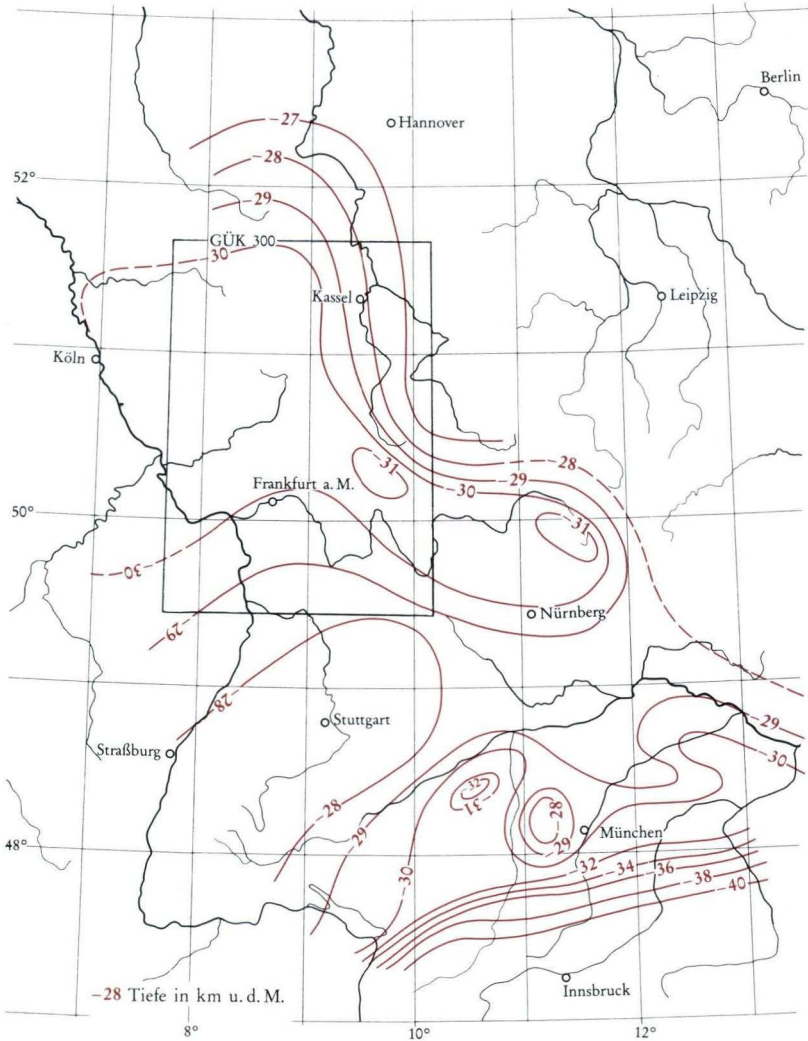


Abb. 3. Tiefenlage der MOHOROVIČIĆ-Diskontinuität (aus German Research Group for Explosion Seismology, 1964).

Folge dieser Vorgänge die ehemals deutliche Kruste-Mantel-Grenze in gewissem Ausmaß durch eine seismische Grenze in einer mittleren Tiefe von etwa 20 km ersetzt wurde. Die Magmen könnten nach Meinung der obengenannten Autoren aus dem oberen Mantel aus größeren Tiefen als 60 km aufgestiegen sein.

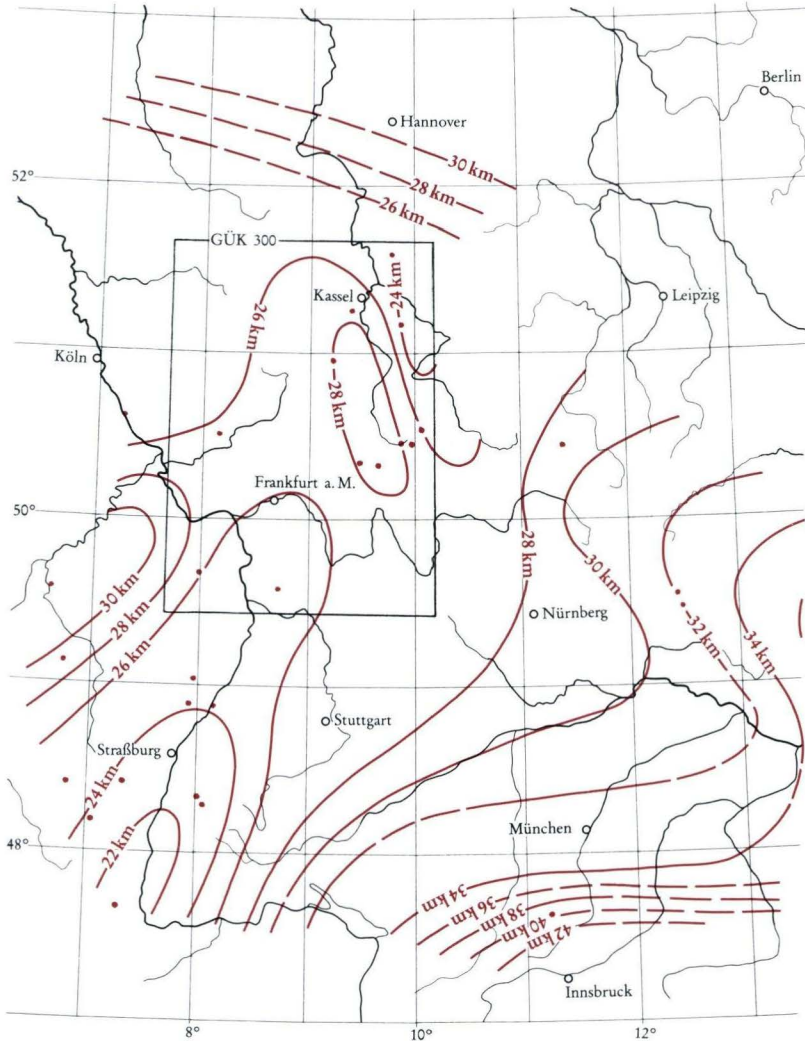


Abb. 4. Linien gleicher Krustendicke in Mitteleuropa (nach GIESE 1976).

Unter dem südlichen Teil des Rheinischen Massivs (Taunus) ist darüber hinaus eine Strukturierung der Kruste erkennbar, wobei besonders ein deutlicher Reflektor in ca. 15 km Tiefe auffällt. Da die Gebiete, die eine deutliche Strukturierung der Kruste zeigen, einen höheren Metamorphosegrad und stärkere mikroseismische Aktivitäten zeigen, halten es MOONEY & PRODEHL (1978) für möglich, daß die gut definierte Grenzschicht in der Kruste des Taunus eine fossile Kruste-/

Mantel-Grenze aus prätertiärer Zeit ist, die durch die junge Hebung des Rheinischen Schiefergebirges in ihre jetzige relativ hohe Lage gebracht wurde.

Wegen der Wichtigkeit der Vorgänge in der Unterkruste und im Mantel für die Erklärung des geologischen Geschehens in der Oberkruste, die allein unmittelbarer Beobachtung zugänglich ist, wurde von 1958 bis 1964 ein DFG-Forschungsprogramm "Tiefenstruktur Mitteleuropas" durchgeführt, dessen Ergebnisse im Sammelband *Explosion Seismology in Central Europe* (GIESE, PRODEHL & STEIN 1976) veröffentlicht sind. Die Untersuchungen wurden von 1964 bis 1974 im Rahmen des Internationalen Gemeinschaftsprogramms "Upper Mantel Project" fortgesetzt. In mehreren Sammelbänden wurden die Beiträge zu diesem Projekt veröffentlicht: Rheingraben-Report (ROTHE & SAUER 1967); Graben-Problems (ILLIES & MÜLLER 1970); (DFG-Forschungsbericht) Das Unternehmen Erdmantel (KERTZ et al. 1972); Approaches to Taphrogenesis (ILLIES & FUCHS 1974). Ursachen und Ablauf der tektonischen Bewegungen im Rheinischen Schiefergebirge wurden in einem Schwerpunktprogramm der DFG untersucht, dessen Ergebnisse veröffentlicht sind in: *Plateau Uplift* (FUCHS et al. 1983). Im Jahre 1986 wurde quer zum Streichen des Rheinischen Schiefergebirges das tiefenseismische Reflexionsprofil DEKORP 2-N gemessen (DEutsches KOntinentales Reflexionsseismisches Programm). Ergebnisse dieser Messungen wurden, zusammen mit ersten vorläufigen Interpretationen, veröffentlicht von FRANKE et al. (1990). In diesen Bänden wird der Erkenntnisstand der äußerst schwierigen und vielschichtigen Problematik in zahlreichen Einzelarbeiten erläutert, die auch umfassende weiterführende Literaturangaben enthalten.

Variszisches Gebirge

Spessart, Odenwald und Rheinisches Schiefergebirge als Teile des Variszischen Gebirges

Spessart, Odenwald und Rheinisches Schiefergebirge sind Teile des Variszischen Gebirges, das sich von der Böhmisches Masse im E nach W über die Ardennen und die Bretagne bis nach Südwest-England, Wales und Süd-Portugal erstreckt. Dieser Gebirgszug setzt sich in die Appalachen im östlichen Nordamerika fort, die ab der höheren Trias durch die Öffnung des Atlantiks von Europa getrennt wurden.

Das Variszische Gebirge kann in dem hier betrachteten Abschnitt nach KOSSMAT (1927) in die Rhenoherynische Zone im N und die Saxothuringische Zone im S gegliedert werden (Abb. 5).

Rhenoherynische Zone (Rhenoherynikum)

Zur Rhenoherynischen Zone gehören das Rheinische Schiefergebirge, der Harz und die paläozoischen Aufbrüche im Bereich der Hessischen Senke. Sie ist gekennzeichnet durch mächtige, hauptsächlich devonische und karbonische Sedimentabfolgen, denen saure und basische Vulkanite zwischengeschaltet sind, intensive Falten- und Schuppentektonik sowie unterschiedlich ausgeprägte Schieferung. MENGEL (1981) hat 46 Gneise, Glimmerschiefer, Quarzite, Granulite (u. a. Pyriklasite und Pyribolite) als Fremdgesteinseinschlüsse (Xenolithe) in Tuffen und Basalten des

Habichtswaldes beschrieben, die Hinweise auf den tieferen Untergrund des Rhenoharzynikums geben. Sie stammen vermutlich aus der unteren Kruste (VINX & JUNG 1977; SCHULZ-DOBRICK & WEDEPOHL 1983: 214).

Saxothuringische Zone (Saxothuringikum)

Zum Saxothuringikum gehören der Kristalline Odenwald, der Kristalline Spessart, möglicherweise auch der Gneis von Schweppenhausen SW Bingen (MEYER 1970) und der Thüringer Wald (WEBER & BEHR 1983: 437). Es ist gekennzeichnet durch vorwiegend altpaläozoische Sedimente mit höherem Metamorphosegrad, durch granitische und dioritische Intrusionen sowie eine Anordnung in kuppelförmige Hebungszonen.

Mitteldeutsche (Kristallin-)Schwelle

Im Grenzbereich Rhenoharzynikum/Saxothuringikum lag die Mitteldeutsche (Kristallin-)Schwelle (SCHOLTZ 1930, BRINKMANN 1948) (Abb. 5). Sie beeinflusste die Sedimentation im Rheinischen Schiefergebirge während des Devons, besonders aber während des Unterkarbons von S her. Während BRINKMANN (1948: 60) sowie DVORAK & PAPROTH (1969: 82) die Mitteldeutsche Schwelle als selbständiges Element zwischen Rhenoharzynikum und Saxothuringikum betrachten, sehen andere Autoren die Mitteldeutsche Schwelle als Teil des Saxothuringikums an (WALLISER 1981: 92, WEBER & BEHR 1983: 437) bzw. als „spornartigen Ausläufer des süddeutschen kristallinen Hochgebietes“ (ZIMMERLE 1976: 213).

Wichtige Fragen über den strukturellen Aufbau, den ursprünglichen Stoffbestand, die paläogeographische Entwicklung und Gesamterstreckung der Mitteldeutschen Schwelle sind bis heute noch ungeklärt. Dies liegt insbesondere daran, daß unmittelbare Vergleiche zwischen dem „Altbestand“ und dem „Neubestand“ der Mitteldeutschen Schwelle nicht möglich sind (HENNINGSEN 1970: 144, EIGENFELD & EIGENFELD 1978). Gegenüber dem „Altbestand“, wie er uns in den Geröllkomponenten des Rheinischen Schiefergebirges überliefert ist, wurde der „Neubestand“ an Gesteinen, die heute im Verbreitungsgebiet der ehemaligen Mitteldeutschen Schwelle anstehen, durch stärkere Abtragung, jungvariszische Intrusionen und spätere Hebung verändert (HENNINGSEN 1970: 144). Teile der Mitteldeutschen Schwelle sind im Ruhlaer Sattel (nördlicher Thüringer Wald), im Haibacher Biotitgneis im Spessart und in Granitgneisen am S-Rand des Böllsteiner Odenwaldes aufgeschlossen (NEUMANN 1966). Aufgrund der in der Bohrung Dahlherda 1 angetroffenen Gneise (MAHLZAHN 1957) nimmt HENNINGSEN (1966: 26) an, daß der Rumpf der Mitteldeutschen Schwelle auch SE Fulda noch in der Tiefe vorhanden sein muß. Der gleiche Autor (1970: 147) führt auch die geringmächtige Ausbildung des Altpaläozoikums in herzynischer Fazies am E-Rand des Rheinischen Schiefergebirges auf eine submarine Aufwölbung der damaligen Mitteldeutschen Schwelle zurück. Ein in Konglomeraten an der Damm-Mühle W Marburg gefundenes Geröll beweist zudem, daß in der Nähe von Marburg Schichten des Gotlandiums im Unterkarbon tektonisch gehoben und erosiv bloßgelegt waren (KOCKEL 1958: 85).

HENNINGSEN (1970: 147) betont, daß man sich die Mitteldeutsche Schwelle nicht als einen langgestreckten Gebirgsrücken, sondern als ein Nebeneinander inselartiger Schüttungszentren vor-

zustellen hat, die zu verschiedenen Zeiten als Abtragungsgebiete dienten. BRAUSE (1970) lehnt die Vorstellung einer Schwellenzone im Sinne von BRINKMANN (1948) überhaupt ab, da weder das Vorhandensein paläogeographischer Schwellen noch der Bestand an prävariszischen Magmatiten und Metamorphiten auf den Raum der Mitteldeutschen Schwelle beschränkt sei. Er betrachtet diese Zone lediglich als "Mitteldeutsche Scheitelungszone", die den S-vergenten Südstamm des Varizikums vom N-vergenten Nordstamm trennt. OKRUSCH & RICHTER (1986) deuten die Mitteldeutsche Schwelle als zumindest teilweise aktiven Inselbogen im Wechsel zwischen Extensions- und Kompressionsgeschichte.

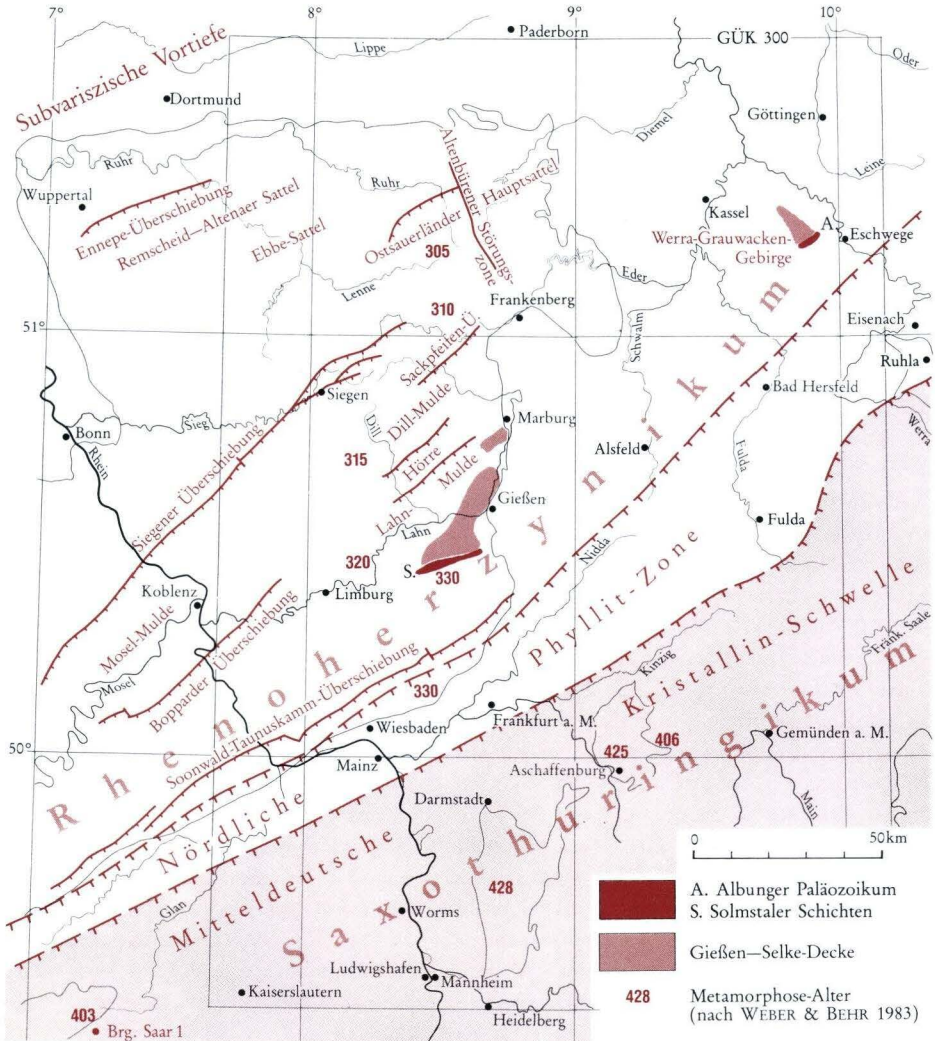


Abb. 5. Strukturelle Gliederung des Rheinischen Schiefergebirges (nach WEBER 1981).

Die Zusammensetzung der von der Mitteldeutschen Schwelle herzuleitenden Gesteinskomponenten ist im Abschnitt "Kulm-Grauwacken" beschrieben. Generell ist jedoch anzumerken, daß "Mitteldeutsche Schwelle" lediglich ein geographisch-tektonischer Begriff ist. Die Mitteldeutsche Schwelle ist nicht durch eine spezifische oder gar einmalige Gesteinsassoziation charakterisiert, da die für sie "charakteristischen" Gesteine überall im deformierten und später erodierten prävariszischen Sockel Mitteleuropas vorkommen (ZIMMERLE 1976: 212).

In neueren Arbeiten (z. B. WEBER 1981: 155) wird die "Nördliche Phyllitzone" als eigene Struktur am N-Rand des Saxothuringikums bzw. der Mitteldeutschen Schwelle ausgeschieden. Zu dieser Nördlichen Phyllitzone gehört das sogenannte "Vordevon" am S-Rand des Soonwaldes und Taunus, das Paläozoikum von Welda (MOTZKA-NÖRING & WEBER 1981) und Albungen am S-Rand des Werragrauwackengebirges bis zur Wippraer Zone am Harzsüdrand. Die spiegelbildlich dazu liegende südöstliche phyllitische Randzone ist nur im Schwarzburger Sattel in Thüringen bekannt (NEUMANN 1966: 942).

Zumindest im weiteren Sinne dürfte die Nördliche Phyllitzone jedoch zur Mitteldeutschen Schwelle zu rechnen sein. Hierfür spricht, daß der Nördlichen Phyllitzone vergleichbare Gesteinskomponenten in oberdevonischen Grauwacken der Hörre nachgewiesen wurden (HOMRIGHAUSEN 1979: 71).

Zwischen der Mitteldeutschen Kristallinschwelle und der Nördlichen Phyllitzone lag möglicherweise während des (Ober-)Devons und Karbons ein Sedimentationstrog, von dem nach ENGEL et al. (1983a: 269 und 1983b: 25) die Gesteine der Solmstal-Schichten, der Gießener Grauwacke, des Werragrauwackengebirges, der Hörre und des Kellerwaldes hergeleitet werden.

Mit der Entstehung des Saar—Selke-Troges verschwand die Mitteldeutsche Schwelle am Ende des Paläozoikums. Sie darf nicht verwechselt werden mit der später, besonders während der Trias in Erscheinung tretenden Hunsrück—Oberharz-Schwelle.

Kristalliner Spessart und Rhön

Der Kristalline Spessart (Vorspessart) wurde von MATTHES & OKRUSCH (1965, 1977), MATTHES (1978) — mit ausführlicher Darstellung der Metamorphosebedingungen und der Beziehungen zum Kristallin in Thüringen und im Odenwald — und von WEINELT (1964) beschrieben sowie von HIRSCHMANN & OKRUSCH (1988) nochmals kritisch gedeutet. Wegen detaillierter Gesteinsbeschreibungen sei auf die Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blätter 5920 Alzenau i. Ufr., 5921 Schöllkrippen, 6020 Aschaffenburg und 6021 Haibach verwiesen. Noch immer lesenswert sind auch die Beschreibungen v. THÜRACHS (1892) über das Aussehen der Gesteine im Handstück.

Nach NE hin tauchen die kristallinen Gesteine des Vorspessarts unter die Triasüberdeckung ab, werden aber im Verlauf der Odenwald—Spessart—Rhön-Schwelle in verhältnismäßig geringer Tiefe angetroffen und sind im Biebertal auf Bl. 5822 Wiesen nochmals kleinflächig aufgeschlossen. Nach W bricht das Kristallin staffelförmig zur Hanau—Seligenstädter Senke hin ab, in der noch kleinere Ausstriche von Kristallingesteinen zwischen Aschaffenburg und Alzenau zutage treten. In der Brg. Großwallstadt (Bl. 6120 Oberburg am Main, R 35 1174, H 55 27 59, ca. 118 m über NN) wurden zwischen 440 und 835 m unter Flur "Granit und dunkle Kristallingesteine" angetroffen.

Die Sprunghöhe der westlichen Spessart-Randverwerfung variiert zwischen 200—250 m bei Alzenau und 500 m bei Aschaffenburg (HIRSCHMANN & OKRUSCH 1988: 4).

Die Gesteine des Vorspessarts sind teils aus präkambrischen bis ordovizischen Sedimenten hervorgegangen, die während der variszischen Gebirgsbildung (Ende Devon bis Unterkarbon) metamorph überprägt wurden, teils entstanden sie aus Magmen, die Ende des Silurs bzw. im Devon aufgestiegen sind.

HIRSCHMANN & OKRUSCH (1988) belegten nach den empfohlenen Nomenklaturregeln die lithostratigraphischen Einheiten mit Formationsnamen. Diese sind im folgenden hinter den auf der GÜK 300 verwendeten petrographischen Bezeichnungen in Klammern eingefügt.

Tab. 1. Gliederung der Spessartgesteine (Mächtigkeitsangabe in m)
(nach HIRSCHMANN & OKRUSCH 1988)

Vermutetes [nachgewiesenes] Alter	Formation nach HIRSCHMANN & OKRUSCH	Petrographische Einheit der GÜK 300	Intrusivgesteine
Devon?			Diorit, Quarzdiorit, Granodiorit, Gabbro (Quarzdiorit-Granodiorit-Komplex nach HIRSCHMANN & OKRUSCH)
Silur [Ludlow]*	Geiselbach-Formation (ca. 3000)	Quarzit-Glimmerschiefer-Serie	Rotgneis
Ordoviz			
Kambrium	Mömbris-Formation (mind. 2000)	Staurolith-Granat- Plagioklasgneis- Serie	
Kambrium?	Alzenau-Formation (1000)	Amphibolit- Paragneis-Serie Körnig-streifige Paragneis-Serie	
	Elterhof-Formation		
Oberes Proterozoikum	Schweinheim- Haibach-Formation (2000—3000)	Glimmerschiefer- Biotitgneis- Komplex	

* Sporen-Fundschicht

Die erdgeschichtliche Entwicklung des Spessarts beginnt vermutlich schon im Proterozoikum (Algonkium). Es kam eine mächtige Sedimentserie aus Sandsteinen, Quarziten, bituminösen Arkosen und Grauwacken, Tonschiefern, dolomitischen Mergeln und Sanden, Kalken und Kiesel-schiefern zur Ablagerung. Ein gleichzeitiger Vulkanismus förderte basische und saure Schmelzen.

Die (sandigen) Tonschiefer, Quarzite und Grauwacken der proterozoischen Serie wurden durch Metamorphose in den Glimmerschiefer-Biotitgneis-Komplex (Schweinheim-Haibach-Formation) umgewandelt, der die älteste Baustufe im Vorspessart bildet. Er besteht aus körnig ebenflächigem Biotitgneis, der durch zwischengeschaltete quarzreiche Zweiglimmerschiefer in drei Parallelkörper geteilt ist. Eingeschaltet in die Zweiglimmerschiefer sind Hellglimmer-Quarzite, Quarzitschiefer und Amphibolite. Nach MATTHES (1978: 68) ist immer noch nicht geklärt, ob der Biotitgneis aus Sedimenten (Grauwacken) oder Gesteinen magmatischen Ursprungs entstanden ist.

Im tektonisch Hangenden folgt die **Körnig-streifige Paragneis-Serie** (Elterhof-Formation). Sie ist petrographisch sehr wechsellagernd und besteht aus Biotit-Plagioklas-Gneis (Augengneis), massigem und plattigem Perlgneis, Biotit-Plagioklas-Schiefer und Quarz-Feldspat-Lagengneis. In den plattigen Perlgneisen finden sich Graphitquarzit-, Marmor- und Amphiboliteinschlüsse. Nach Vergleichen mit Gesteinen in Ostbayern und Thüringen wurde diese Serie vermutlich ebenfalls im Proterozoikum abgelagert, doch wird auch kambrisches Alter diskutiert (MATTHES 1978: 67). Die Gesteine entstanden aus bituminösen Arkosen und Grauwacken, Tonschiefern, Sandsteinen und Quarziten, Kieselschiefern und Kalken, dolomitischen Mergeln und Sanden. Amphibolite aus ehemaligen Basalten und den dazugehörigen Pyroklastiten sowie helle Plattengneise, die aus sauren Vulkaniten hervorgegangen sind, bilden Einschaltungen innerhalb der ehemaligen Sedimentabfolgen.

Ebenfalls präkambrisches Alter dürfte die **Amphibolit-Paragneis-Serie** (Alzenau-Formation) am NW-Rand des Vorspessarts haben, die den körnig-streifigen Paragneisen sehr ähnlich ist. Sie besteht aus Hornblende-Plagioklas-Gneisen, die aus tonigen Grauwacken und Arkosen, Quarziten, Tonschiefern und dolomitischen Mergeln entstanden sind. Graphitquarzite als Abkömmlinge von Lyditen, geringmächtige Marmore und Kalksilikatgneise sowie Amphibolite aus basischen Pyroklastiten sind eingeschaltet. Diese Serie grenzt mit einer bedeutenden Aufschichtung an die südlich anschließende Quarzit-Glimmerschiefer-Serie.

Alzenau- und Elterhof-Formation werden heute als Reste einer ehemals zusammenhängenden Decke gedeutet (HEINRICHS 1968).

Aus kambrischen Grauwacken und Tonschiefern entstand durch die Metamorphose der **Staurolith-Granat-Plagioklas-Gneis** (Mömbris-Formation) mit eingelagertem Granat-Plagioklas-Gneis. Diese Serie zeigt den höchsten Metamorphosegrad im Vorspessart (MATTHES & OKRUSCH 1977: 380). Eingeschaltet sind auch hier Amphibolite sowie Epidot-Hornblende-Plagioklas-Gneis aus ehemaligem Mergel. Die ursprüngliche Sedimentmächtigkeit wird auf 800–1000 m geschätzt. Die auffällig große Ausstrichbreite dieses Gesteinskomplexes ist auf Spezialfaltung zurückzuführen.

Eng vergesellschaftet mit dem Staurolithgneis ist die aus sandig-tonigen Sedimenten hervorgegangene **Quarzit-Glimmerschiefer-Serie** (Geiselbach-Formation), die aus Quarziten, z. T. mit Einschaltungen schmaler Magnetitbänder, Serizitquarziten, Quarzitschiefern, quarzitisches Glimmerschiefer und Phylliten besteht. Sie ist das jüngste Glied der sedimentogenen Abfolge im Vorspessart und weist einen wesentlich geringeren Metamorphosegrad auf als die bisher genannten Serien. PFLUG & REITZ (1987) fanden in dieser Serie bei Geiselbach (NNE Aschaffenburg) Pflanzensporen von Ludlow-Alter (Silur).

Im Silur, spätestens im frühen Devon [nach Datierungen, die ein Modellalter von 414 ± 18 Ma ergaben (LIPPOLT 1986)] drangen in die vorstehend beschriebenen Sedimente Granite und Granodiorite ein. Durch die Metamorphose wurden diese Gesteine in Rotgneise umgewandelt. Sie bestehen hauptsächlich aus einem körnig-flaserigen ("Goldbacher Gneis") und körnig-plattigen ("Schöllkrippener Gneis") Muskowit-Biotit-Gneis mit "Hornfelschollen". Eingeschaltet sind z. T. aus Sedimenten entstandene biotitführende schiefrige Gneise, plattige Plagioklas-Muskowit-Gneise, gleichkörnige Biotitgneise sowie Biotit-Plagioklas-Schiefer und Kalksilikatgneise.

Der **Diorit-Granodiorit-Komplex** (Quarzdiorit-Granodiorit-Komplex) im südöstlichsten Teil des Vorspessarts entstand durch Aufschmelzung von Sedimenten oder Pyroklastiten. Er ist jünger als die nördlich anschließenden Paragneise und wahrscheinlich während der variszischen Gebirgsbildung entstanden. Über das ursprüngliche Ablagerungsalter ist nichts bekannt.

Nach MATTHES (1978: 69) sowie MATTHES & OKRUSCH (1977: 375) entspricht die Metamorphose im Vorspessart der niedrig temperierten Amphibolitfazies, die bei Temperaturen von 600–650°C und Drücken von 5–6 kb stattfand, wobei im südlichen Teil die Temperaturen möglicherweise etwas höher und/oder die Drücke etwas niedriger waren.

In neueren Tiefbohrungen wurden auch im Untergrund der Rhön Gesteine angetroffen, die mit denen des Kristallinen Spessarts vergleichbar sind. Es handelt sich um Quarzit, Orthogneis und Muskowit-Plagioklas-Gneis (die petrographisch und geochemisch den Rotgneisen des Spessarts entsprechen), um Dolomit-Marmor sowie Äquivalente des Glimmerschiefer-Biotitgneis-Komplexes und des Biotit-Granodiorit-Komplexes. Altersbestimmungen am Muskowit-Plagioklas-Gneis ergaben ein Metamorphosealter von 315 bzw. 323 Ma. Ein Vergleich der Spessartgesteine mit deren streichender Fortsetzung in der Rhön gibt Anlaß zu der Vermutung, daß die Ostrhön an einer NW–SE streichenden Verwerfung um ca. 15 km nach SE versetzt wurde (SCHMIDT, GEBREYOHANNES & SCHLIESTEDT 1986).

Äquivalente der Spessartgesteine finden sich z. T. auch im Kristallinen Odenwald (MATTHES & OKRUSCH 1977: 385). So wird der Böllsteingranit des Odenwaldes als Äquivalent des körnig-ebenflächigen Biotitgneises des Glimmerschiefer-Biotitgneis-Komplexes angesehen und die Böllstein-Schieferhülle als Äquivalent des körnig-streifigen Paragneises im südöstlichen Spessart. Der Granodioritgneis von Neustadt (E des Böllsteingebietes) erinnert an den Diorit-Granodiorit-Komplex im südöstlichsten Spessart. Im Gegensatz dazu haben die charakteristischen metamorphen Einheiten des zentralen und nördlichen Spessarts, besonders der Staurolithgneis, keine Äquivalente im Odenwaldkristallin.

Kristalliner Odenwald

Nach E hin taucht der Kristalline Odenwald unter die Fränkische Triasplatte, nach W bricht er an NNW–SSE verlaufenden Verwerfungen zum Oberrheingraben hin ab. Innerhalb des Oberrheingrabens wurden kristalline Gesteine des Odenwaldes in einzelnen Erdölbohrungen angetroffen, z. B. in der Brg. Stockstadt 33 R bei 2244 m unter Flur (Bl. 6217 Zwingenberg a. d. Bergstr.). Unter Berücksichtigung der heutigen Höhe des Odenwaldgebirges und der seit dem Tertiär erfolgten Abtragung ergibt sich hieraus ein Verwerfungsbetrag von rd. 4000 m.

Zusammenfassende Beschreibungen des Kristallinen Odenwaldes mit ausführlichen Literaturhinweisen lieferte NICKEL (1975, 1979). Etwas abweichende Darstellungen geben OKRUSCH & al. (1975). Die folgenden Ausführungen fußen im wesentlichen auf den beiden zitierten Arbeiten von NICKEL.

Zur Zeitabfolge im Odenwald und Spessart haben WEBER & BEHR (1983: 438) folgende radiometrische Daten zusammengestellt:

Vorgang	Ma	Bestimmungsmethode
1. "Rotgneis" Intrusion	398–419	Rb/Sr Gesamtgestein (KREUZER et al. 1973; LIPPOLT et al. 1976) Spessart, Böllsteiner Odenwald
2. Granodioritgneis und Paragneisbedeckung im Böllsteiner Odenwald	380	U/Pb Zirkon, Korngrößenfraktion > 2 µm (TODT 1979), Intrusions- oder Metamorphosealter?

3. Regionalmetamorphose bei 4–6 kb und 600–650°C	?	Spessart 5–6 kb/600–650°C (MATTHES & OKRUSCH 1977), Odenwald 4–6 kb/650–670°C (OKRUSCH et al. 1975)
4. Abkühlung der metamorphen Gesteine auf etwa 400–500°C	ca. 370	K/Ar Hornblende (KREUZER & HARRE 1975) Odenwald
5. Intusion von Gabbros, Dioriten und Granodioriten. Intrusionstiefe 3,5–5 km (1–1,5 kb)	nach der Regionalmetamorphose aber syntektonisch	MAGGETTI (1974, 1975) Odenwald
6. Abkühlung der Magmatite auf etwa 400–500°C	340 nördlicher Odenwald 335 südlicher Odenwald	K/Ar Hornblende (KREUZER & HARRE 1975; HELLMANN et al. 1982) Odenwald
7. Abkühlung des Odenwaldes auf etwa 300°C	330–325	K/Ar Biotit (KREUZER & HARRE 1975; HELLMANN et al. 1982) Odenwald

Böllsteiner Odenwald und sogenannte Zwischenzone

Der Böllsteiner Odenwald (Abb. 6) bildet eine nach W einfallende kuppelartige Struktur. Seine Gesteine sind mehrfach metamorph überprägt. Das heutige Gefüge kennzeichnet nur die letzte Bewegungsphase. Der Böllsteiner Odenwald besteht aus granitischen Gneisen, die in einen Rahmen aus metamorphen Schiefen (Randschiefer) eingedrungen sind. Gabbros treten als isolierte Stöcke in den Böllsteingneisen auf. Das Alter der Gneise wird anhand von Isotopdatierungen mit 413 ± 26 Ma angegeben (LIPPOLT 1986). Sie sind somit, ebenso wie die Rotgneise des Spessarts, dem Silur zuzuordnen. Regionale Vergleiche sowie petrologische und gefügekundliche Ergebnisse deuten ebenfalls darauf hin, daß der Böllsteiner Odenwald prävariszisch ist und den älteren Teil des Odenwaldes bildet.

Südwestlich an das Böllsteinmassiv schließt die sogenannte Schiefer-Zwischenzone an, die aus fast flachliegenden grauen, Hornblende führenden Biotitgneisen mit Rotgneiseinlagerungen und einem Saum von Glimmerschiefer besteht. Weiter südlich, bei Aschbach, treten als isoliertes Vorkommen der Zwischenzone etwas andere graue und rote Gneise auf, die durch den Trommgranit injiziert wurden.

Otzberg-Zone

Die Otzberg-Zone bildet den fast N–S verlaufenden Grenzbereich zwischen dem Bergsträßer und dem Böllsteiner Odenwald und markiert eine alte Nahtstelle zweier tektonisch verschiedener Gebirgstteile. Sie ist gekennzeichnet durch Verwerfungen, Ruschelzonen und eine intensive Kataklyse mit Bildung von Myloniten. Die Entstehung der Kataklyse hat nach isotopischen Altersbe-

stimmungen vor mindestens 330 Ma bei Temperaturen um 300 °C stattgefunden und ist somit variszisch (HESS & SCHMIDT 1989). Beim Einbruch des Oberrheingrabens wurde die Otzberg-Zone reaktiviert und (als "Otzbergspalte") mit jüngeren Vulkaniten besetzt.

Bergsträßer Odenwald

Der Bergsträßer Odenwald bildet den größeren, westlichen Teil des Kristallinen Odenwaldes. Er besteht aus vertikal stehenden, SW—NE streichenden Zügen ("Kulissen") aus metamorphen Schiefern, die durch später aufgedrungene Magmatite getrennt sind.

Von S nach N können folgende Schieferzüge unterschieden werden (Abb. 6):

Schollenagglomerat.

Dieser Schieferzug wurde durch Granitintrusionen in eine Ansammlung isolierter Einzelschollen aufgelöst. Es läßt sich die Zone Schriesheim—Leutershausen und die Zone Gorxheim—Kreidach unterscheiden. Die metamorphen Schiefer bestehen aus Quarz-Biotit-Schiefern, die in Muskowitschiefer übergehen, dazu aus Amphiboliten, Graphitschiefern und Hornfelsen, wie z. B. den bekannten Granat- und Epidotfelsen der Hohen Waid.

Hauptschieferzug Heppenheim.

Dieser besteht aus der Zone Heppenheim—Lindenfels und der Zone Glattbach—Laudenau. In den hier verbreiteten Schiefergneisen und Muskowitschiefern treten Granat und Cordierit auf, dazu kommen Graphitschiefer und Amphibolite.

Schieferzug Bensheim—Groß-Bieberau.

Er besteht aus einer zentralen Achse aus Amphiboliten mit Flanken aus meist dunklen Schiefergneisen. In diesem Zug liegen die bekannten Marmore und Kalksilikatfelse von Auerbach.

Der Rahmen des Frankensteiner Gabbromassivs besteht hauptsächlich aus Amphiboliten.

Die Schieferzone SE Darmstadt ist der nördlichste Zug, der aus meist dunklen Schiefergneisen, Amphiboliten und Kalksilikatfelsen besteht.

Dieser Rahmen aus metamorphen Schieferzügen bildet die ältesten Teile des Bergsträßer Odenwaldes. Aufgrund regionaler Vergleiche mit dem Ruhlaer Sattel in Thüringen und dem Spessart kann angenommen werden, daß im S präkambrisches und im N ordovizisches Material vorliegt, ohne daß nähere Einzelheiten belegt sind. Radiometrische Altersbestimmungen liegen von KREUZER & HARRE (1975) sowie TODT (1979) vor. Sie belegen jedoch nur das Alter der letzten metamorphen Umkristallisation vom Unterdevon bis Unterkarbon und geben nicht das ursprüngliche Alter der Gesteine an (WEBER & BEHR 1983: 438).

Diese alten Gesteine wurden in einer älteren, prävariszischen Gebirgsbildung metamorphisiert (Amphibolitfazies, entstanden unter Temperaturen von 650 °C und Drücken von 4—6 kb, d. h. unter einer Auflast von 15—22 km Deckschichten) und gefaltet. Während der variszischen Gebirgsbildung (Devon/Karbon) wurden sie nochmals tektonisch überprägt und erhielten die heute vorliegenden, erzgebirgisch streichenden Strukturen. Die metamorphen Schiefer entstanden vorwiegend aus Grauwacken bis Tonschiefern, während die Amphibolite wenigstens z. T. aus Basalten und Basaltuffen hervorgingen, die bei der Entstehung der Sedimentationströge aufstiegen.

In die metamorphen Schiefer drangen während der variszischen Gebirgsbildung verschiedene Magmen ein, die so mächtig sind, daß sie die Altbestände der Gesteine auf schmale Schieferzüge

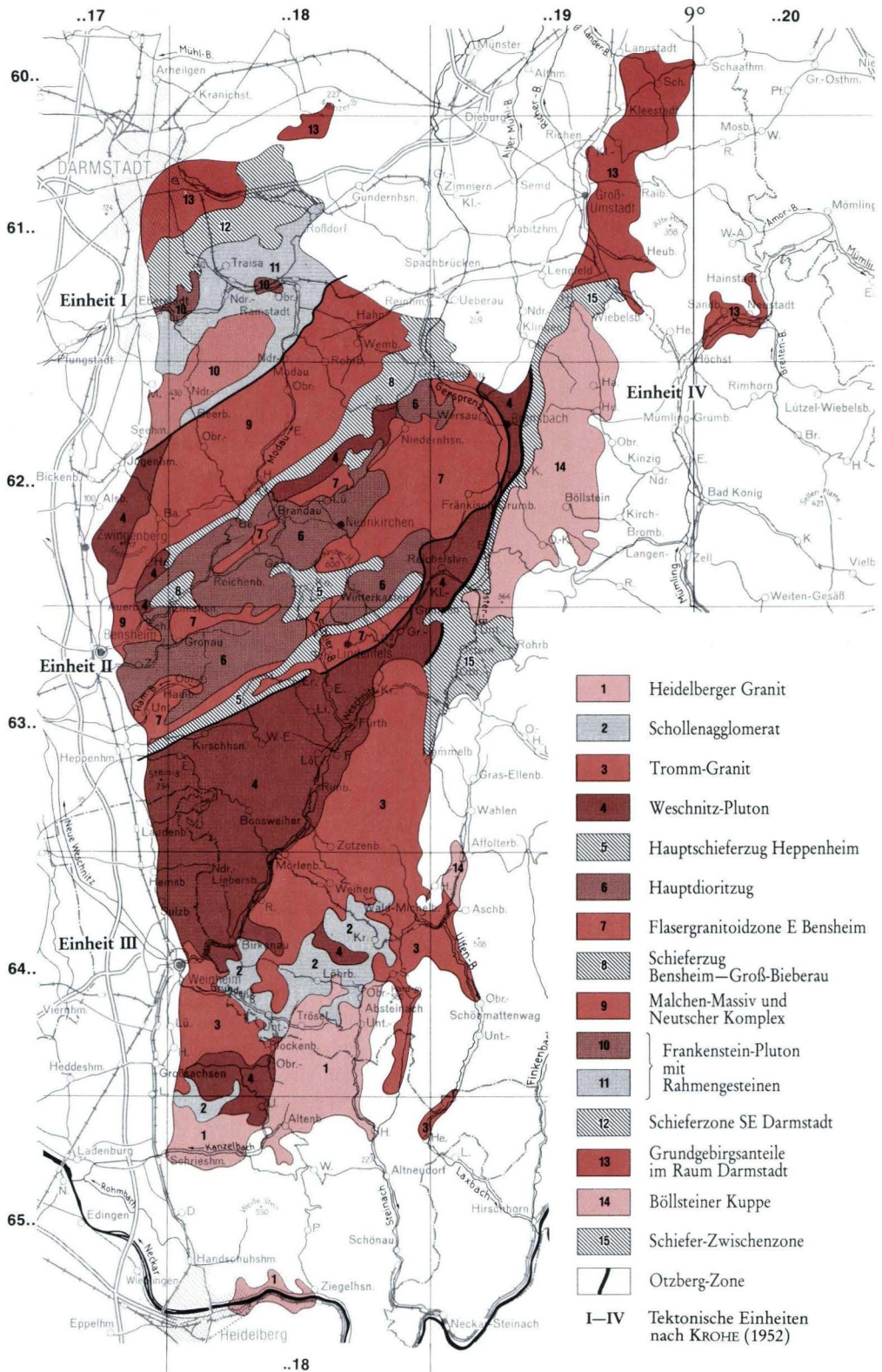


Abb. 6. Gliederung des Kristallinen Odenwaldes.

reduzieren. Zwischen der Metamorphose und Faltung des Altbestandes und dem Eindringen der Magmen müssen erhebliche Abtragungen stattgefunden haben.

Als älteste Intrusionen drangen im Grenzbereich Devon/Karbon Gabbros auf. So weist der Frankenstein-Gabbro ein Intrusionsalter von ca. 360 Ma auf, wobei das Isotopenverhältnis $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ für eine Herkunft aus dem Erdmantel spricht (KIRSCH et al. 1988). Am Kontakt zu den umgebenden Amphiboliten entstanden Gesteine der Pyroxen-Hornfels-Fazies. Es folgten dann zunehmend saure Gesteine, zunächst Gabbrodiorite und Hornblendediorite, deren Herkunft noch umstritten ist. Als jüngste Serie des älteren Paläozoikums drangen, gegen Ende der variszischen Gebirgsbildung, Biotitgranite, Granodiorite und Granite ein, die zwar Teile des alten Rahmens aufgeschmolzen und assimiliert haben, aber nicht zu bedeutenden randlichen Kontaktbildungen führten. Sie werden von aufgeschmolzenen älteren Sedimentgesteinen hergeleitet. Die aufsteigenden granitischen Schmelzen bilden teils granitische Massive, teils Durchtränkungszone älterer Gesteine, wodurch Mischgesteine mit zahlreichen Übergängen gebildet wurden.

So entstand durch ein intensives Zusammenspiel magmatischer und metamorpher Prozesse eine außerordentliche Vielfalt von Gesteinen, für deren Einzelbeschreibung auf die Erläuterungen zu den geologischen Spezialkarten (GK 25) verwiesen werden muß. Es sei jedoch hier angemerkt, daß besonders die Erläuterungen aus der Zeit vor 1945 zwar meist sehr exakte petrographische Beschreibungen enthalten, daß aber heute z.T. andere Vorstellungen über die Genese der Gesteine bestehen und deshalb auch andere Gesteinsnamen verwendet werden (Näheres s. NICKEL 1979).

Im einzelnen werden folgende große Komplexe magmatischer Gesteine unterschieden (Abb. 6):
Heidelberger Granit: porphyrischer Granit mit stark wechselnden Korngrößen.

Tromm-Granit: Granit bis porphyrischer Granit. Beide Granite führen aplitgranitische Nachschübe. Die Grenze zwischen Heidelberger-Granit und Tromm-Granit läßt sich nicht genau festlegen. Sie ist durch das zwischengeschaltete Schollenagglomerat verwischt.

Weschnitz-Pluton: ein großes Massiv aus Granodiorit in lagiger Ausbildung mit porphyrischem Granodiorit an den Rändern. Ableger des Weschnitz-Plutons liegen im Schollenagglomerat bei Mackenheim und Rippenweiler. Infolge der leichten Verwitterbarkeit des Granodiorits bildet der Weschnitz-Pluton kein Gebirgsmassiv, sondern eine konkave Struktur, die Weschnitz-Senke.

Hauptdioritzug: Nebeneinander linsiger Körper von Gabbro (vorwiegend im NE), Gabbrodiorit und Diorit (vorwiegend im SW). Dabei wurden die älteren Gabbros durch jüngere dioritische Nachschübe verschweift.

In der **Flasergranitoidzone E Bensheim** mit dem Neunkirchener Komplex verzahnen sich Biotitdiorite und Biotitgranite, die sich durch enge SW–NE streichende Paralleltexur (Flaserung) auszeichnen. Sie wurden früher als Flasergranite bezeichnet. Wahrscheinlich entstanden sie durch Aufschmelzung einer Gesteinsfolge von Grauwacken und Tonschiefern und erhielten ihre charakteristische Flaserung durch Gebirgsbewegungen, die während des Aufstiegs und der Erstarrung des Magmas stattfanden. Durch Verknüpfung von Durchbewegung, Mobilisation (Aufschmelzung) und Intrusion entstanden viele Übergänge zwischen den einzelnen Gesteinsarten. Deshalb ist hier die Abgrenzung zwischen aufgeschmolzenen Anteilen des Rahmens aus metamorphen Schiefen und dazwischen liegenden Magmatiten schwierig (vgl. auch NICKEL 1975: 5 und 1979: 5, 22). Innerhalb der Flasergranitoidzone liegen die bekannten Felsenmeere von Reichenbach, deren Komponenten die typische "Wollsackverwitterung" der dort anstehenden dioritischen Gesteine zeigen.

Malschen-Massiv und Neutscher Komplex: das Malschen-(Melibocus-) Massiv dürfte nur der E-Teil eines im Oberrheingraben abgesenkten großen Granitdioritplutons sein. Nach NE hin werden die mittelkörnigen Granodiorite des Malschen-Massivs immer streifiger und entwickeln sich in gneisartige granodioritische Mischgesteine. Deren Wechsellagerung mit Schiefergneis läßt vermuten, daß ehemalige Grauwacken und Tonschiefer hochmobilisiert und im Durchtränkungs Zustand fixiert wurden. Der homogene Granodiorit im W stellt das Endstadium dieser Entwicklung dar. Ein Zug von Biotitgneisen ("Balkhäuser Schiefer") trennt das Malschen-Massiv vom Neutscher Komplex, der aus verschiedenen grobflaserigen bis geplätteten Gneisen besteht. Diese sind von einer großen Zahl von Gängen durchtrümpert. Die geologischen und petrologischen Verhältnisse im Neutscher Komplex sind noch wenig erforscht, da die Gesteine infolge starker Lößüberdeckung nur schlecht zugänglich sind.

Frankenstein-Pluton, Frankensteinmassiv: der zonar gebaute Frankenstein-Pluton besteht im Kern aus Gabbros und in den Randzonen aus Gabbrodioriten und Dioriten. Die heutigen Anschnitte legen das Dach des ehemaligen Plutons frei.

Grundgebirgsanteile im Raum Darmstadt: sie treten nur noch lokal unter der Überdeckung aus Rotliegend-Gesteinen zutage und sind schlecht zugänglich. Die Intrusiva bestehen aus Gabbro und Diorit sowie granitartigen Gesteinen.

Die jüngeren, permischen Vulkanite des Odenwaldes werden im Abschnitt Rotliegendes besprochen.

Ganggesteine

Neben den massigen Intrusivgesteinen treten im Odenwald als interessante Besonderheit verschiedene Ganggesteine auf, die sich durch andere Struktur oder anderen Chemismus von den Intrusivgesteinen unterscheiden:

Granodioritporphyrite: sie bilden mächtige Gänge besonders im Flasergranitoid des mittleren Odenwaldes.

Alsbachite: mittel- bis feinkörnige, paralleltexturierte porphyrische Gesteine, die in schieferrige Aplite übergehen können. Petrographisch sind sie als Leukogranodioritporphyre und -porphyrite zu bezeichnen (MEISL 1972).

"Granophyre": bei den Granophyren des nördlichen Odenwaldes handelt es sich um uneinheitliche Gesteine, die manchmal alsbachitisch, d. h. feinkörnig, hellgrau, mit Paralleltextur, manchmal fast aplitisch bis mikrogranitisch sind. Manche dieser Gänge sind fast schwarz und dann mit quarzitären Hornfelsen zu verwechseln.

Malchite: grünlichschwarze Gesteine von lamprophyrtartigem Aussehen mit Einsprenglingen von Hornblende, Biotit, Feldspat und Quarz in dichter biotitreicher Grundmasse. Sie sind das Hauptganggestein im Gebiet des Malschen und des östlich anschließenden Hinterlandes und bilden viele Varietäten.

Lamprophyre: dunkle basische Ganggesteine, die in verschiedenen Varietäten in bestimmten Gebieten gehäuft auftreten. So treten Odinite (Spessartite) nur im Frankensteinmassiv auf, Vogesite gehäuft zwischen dem Malschen und dem NW-Ende des Weschnitz-Plutons, Kersantite (die sehr mächtige Gänge mit Breiten bis 20 m bilden können: Steinmauer bei Heppenheim)

im gesamten Weschnitz-Pluton. Minetten streuen stärker, sie fehlen im Neunkirchener Komplex und treten gehäuft im südlichen Odenwald auf. Zur Petrographie und Genese der Ganggesteine vergleiche auch MEISL (1975).

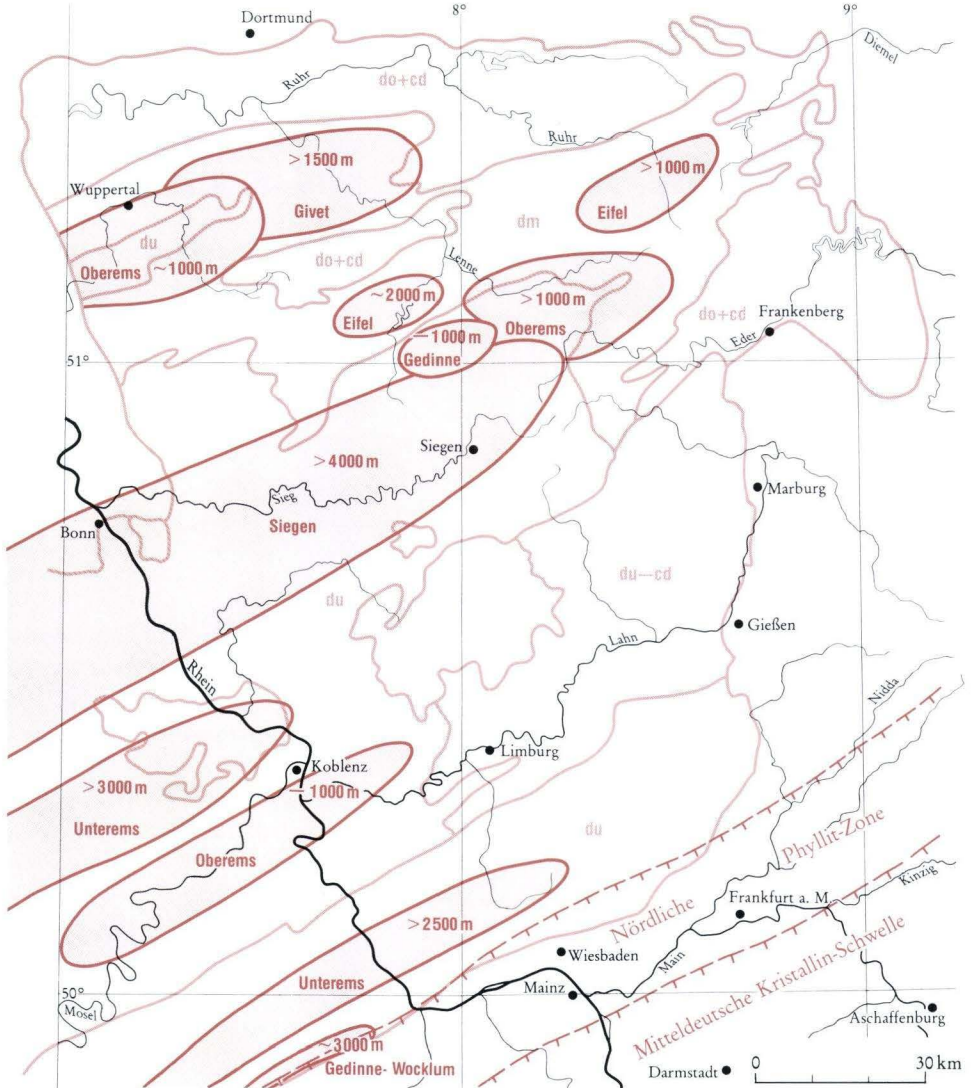


Abb. 7. Ablagerungszentren neritischer klastischer Sedimente im Devon (nach ENGEL, FRANKE & LANGENSTRASSEN 1983b).

Rheinisches Schiefergebirge

Fazielle Entwicklung

Einen knappen und klaren Überblick über die fazielle Entwicklung geben FRANKE et al. (1978) und WALLISER (1981). In der letztgenannten Arbeit ist auch ein ausführliches Verzeichnis der umfangreichen Spezialliteratur enthalten.

Die Sedimentation erfolgte vom Ordoviz bis zum Unterkarbon in flachen Meeresbecken (Sedimentationströgen), in denen die Absenkung durch die Zulieferung von Material immer soweit ausgeglichen wurde, daß stets Flachmeerbedingungen, z. T. sogar fluviatil-limnische Verhältnisse gegeben waren. Die Meerestiefe erreichte nie mehr als einige hundert bis max. tausend Meter (WALLISER 1981: 90, EINSELE 1963: 33); echte Tiefwassersedimente sind im Rheinischen Schiefergebirge nicht bekannt (WALLISER 1981). Durch das Zusammenspiel langandauernder Absenkung und gleichzeitiger Sedimentation entstanden jedoch insgesamt Schichtmächtigkeiten von mehreren Kilometern.

Die Absenkung fand regional und zeitlich nicht gleichmäßig statt. Es bildeten sich vielmehr im rechtsrheinischen Schiefergebirge nacheinander verschiedene Absenkungszentren, die den Hauptteil der Sedimente aufnahmen (Abb. 7), während in den Nachbargebieten die Mächtigkeiten wesentlich geringer blieben (ENGEL et al. 1983b: 20, PAPROTH 1976, 1977). Infolge der Wanderung der Sedimentationszentren beträgt die Gesamtmächtigkeit der devonischen und karbonischen Schichtenfolge an keiner Stelle mehr als ca. 5 000 m (WALLISER 1981: 93). Die von manchen Autoren durch Addition der Maximalmächtigkeit einzelner Schichtglieder in verschiedenen Gebieten errechnete Gesamtmächtigkeit von über 10 000 m ist demnach für das rechtsrheinische Schiefergebirge übertrieben. Höhere Mächtigkeiten werden von FRANKE et al. (1990) geschätzt: sie nehmen für die altpaläozoischen Schichten eine aktuelle Gesamtmächtigkeit von 15 km an, wobei je 5 km auf die Primärmächtigkeit der kambro-ordovizischen und siluro-devonischen Schichten entfallen sollen und 5 km auf tektonische Verdickung.

Es sei hier besonders auf die zunächst paradox anmutende Tatsache hingewiesen, daß in den Flachwasser-Schelfbereichen die größten Sedimentmächtigkeiten angehäuft wurden, während in den tieferen Stillwasserbereichen die geringeren Mächtigkeiten auftreten.

Die in bewegtem und durchlüftetem Flachwasser ausgebildete mächtige, sandig betonte Fazies wird auch rheinische Fazies genannt. Ihre Fauna enthält vor allem Muscheln und kräftig berippte Brachiopoden sowie bestimmte Trilobitengattungen. Am E-Rand des Rheinischen Schiefergebirges war — besonders im Unterdevon — eine landfernere, in tieferem und ruhigerem Wasser abgelagerte, tonig-kalkige, geringmächtige Fazies verbreitet, die herzynische (Synonym: böhmische) Fazies. In dieser sind eine benthonische (bodenbewohnende) Fauna mit glattschaligen Brachiopoden sowie pelagische (freischwimmende) Formen von Tentaculiten, Styliolinen, Ostracoden, Goniatiten und Clymenien charakteristisch. Die Faziesgrenzen verschoben und überlappten sich mehrfach. Vier charakteristische Lagen der Faziesgrenzen im Unterdevon zeigt Abb. 8. Eine ins einzelne gehende Beschreibung und Definition der petrographischen und faunistischen Fazieselemente von rheinischer und herzynischer Fazies gibt ERBEN (1962). WALLISER (1981: 90, Anmerkung) ersetzt die regionalen Faziesnamen "rheinisch" und "herzynisch" durch die allgemeineren Begriffe "neritisch" (= Ablagerungen des Schelfgebietes) und "pelagisch" (= Ablagerungen tieferer und ruhigerer Meeresräume; vgl. hierzu auch RABIEN 1956: 36).

In der Gesamtentwicklung des Rheinischen Schiefergebirges lassen sich drei, sich zeitlich und räumlich überlappende Phasen unterscheiden (FRANKE et al. 1978):

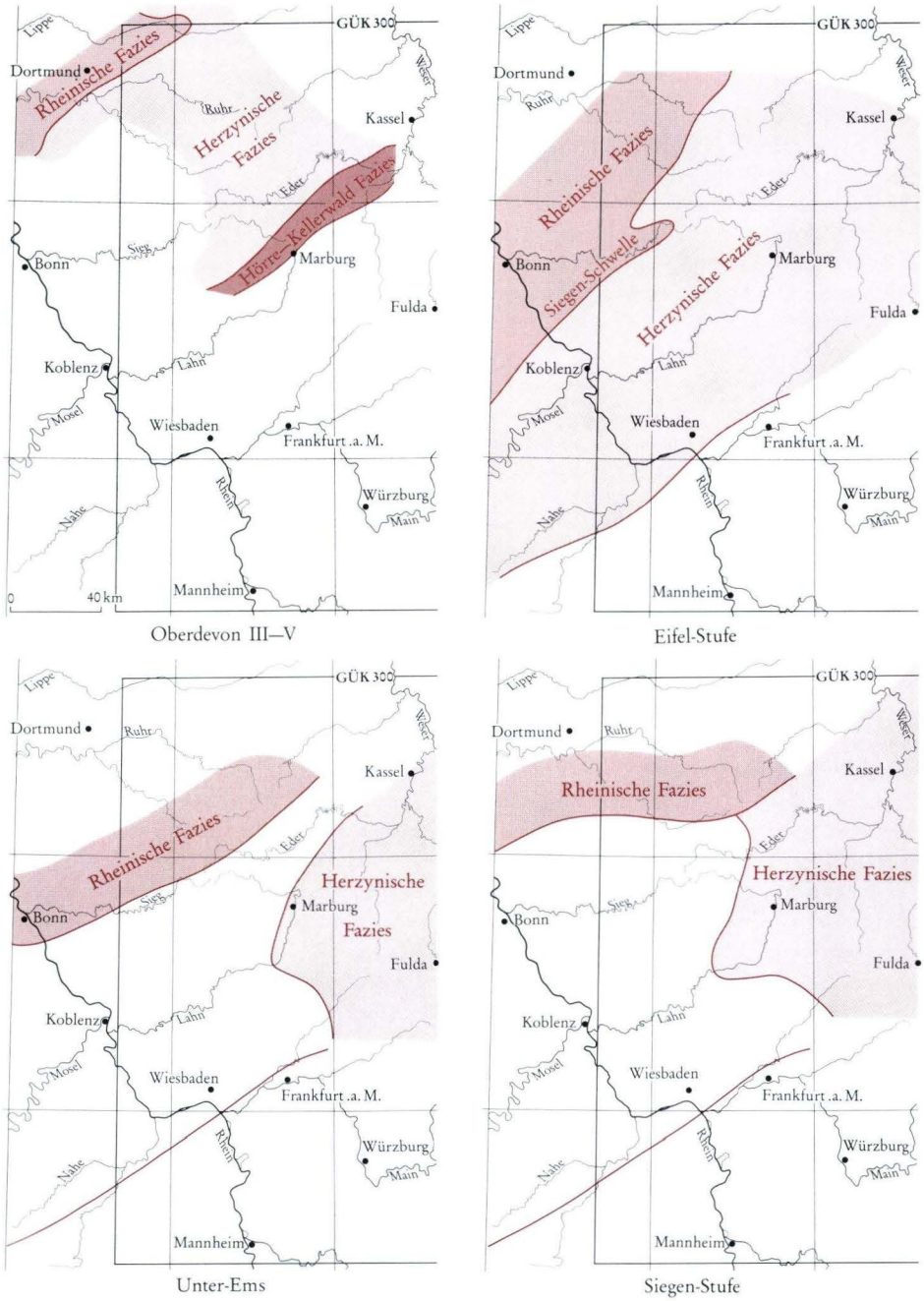


Abb. 8. Verbreitung der Hercynischen und Rheinischen Fazies (nach KEGEL 1950 und PAPROTH 1960).

Die Phase I (Phase der Caledonischen Molasse) hatte ihren Höhepunkt im Unter- bis Mitteldevon. Zu dieser Zeit erfolgte von einem im N vorgelagerten Festland (Old-Red-Kontinent) eine kräftige klastische, d. h. tonig-siltige und sandige, Sedimentation in das südlich vorgelagerte Schelfgebiet, das sich bis zum S-Rand des Rheinischen Schiefergebirges erstreckte. Nur ganz im S (Gedinne und Siegen in Hunsrück und Taunus) kam die Sedimentzufuhr von der im S gelegenen Mitteldeutschen Kristallinschwelle her. Pelagische Sedimentation fand während der Phase I nur im südöstlichen Rheinischen Schiefergebirge statt (heute noch im Kellerwald, bei Marburg und Gießen erhalten).

Während des hohen Unter- und des Mitteldevons zog sich die neritische Fazies nach N zurück. Die pelagische Fazies gewann weitere Verbreitung, es entstanden die in Abb. 9 dargestellten Faziesräume. Gleichzeitig nahm die Schüttung von N her merklich ab und fand im tiefsten Unterkarbon ihr Ende. Die Nordbewegung des devonischen Schelfrandes war diskontinuierlich, mit einem langfristigen Durchschnitt von etwa 5 m/1000 Jahre.

In dem südlichen pelagischen Faziesraum entwickelten sich im Gebiet der heutigen Dill- und Lahn-Mulde sowie im Kellerwald horstähnliche Hebunggebiete, auf denen sich eine kondensierte geringmächtige Folge von Cephalopoden- und Crinoidenkalken abgelagerte (z. B. Bickener Schwelle, Ense-Schwelle).

Die Phase II (Stagnationsphase) begann am SE-Rand des Rheinischen Schiefergebirges bereits im Unterdevon, gewann im Mitteldevon weite Verbreitung und dauerte durch das Oberdevon bis ins tiefste Unterkarbon. Die vordem rasche Absenkung kam zum Stillstand (deshalb Stagnationsphase), vorhandenes Relief wurde trotz drastischem Rückgang der Sedimentlieferung gegen Ende der Phase II ausgeglichen. Die pelagische (herzynische) Fazies griff auf weite Teile des Rheinischen Schiefergebirges über (Abb. 8.1), es wurden vorwiegend geringmächtige Schiefertone und Kalke abgelagert. Sandsteine wurden nur als Trübeströme (turbidity-currents) nach S verfrachtet. In den Flachwasserbereichen entstanden große Riffkomplexe (Warsteiner und Briloner Riff am N-Rand des Schiefergebirges, Attendorner Riff in der Attendorn—Elsper Doppelmulde).

In der Dill-Mulde und deren Fortsetzung im Kellerwald sowie der Lahn-Mulde wurden die Verhältnisse durch einen intensiven bimodalen Vulkanismus mit Schwerpunkt in der Givet- und Adorf-Stufe modifiziert und die fazialen Verhältnisse weiter differenziert. Die durch die vulkano-tektonischen Vorgänge geschaffene Gliederung in zahlreiche Schwellen und Becken führte in der Givet- und unteren Adorf-Stufe zum Höhepunkt der Faziesdifferenzierung mit Riffbildungen in der Lahn- und Dill-Mulde (Abb. 10).

Ein basaltischer Vulkanismus im Sauerland war vom hohen Mittel- bis ins untere Oberdevon aktiv (Hauptgrünsteinzug). Er hatte nicht eine solch starke Faziesdifferenzierung wie in der Lahn- und Dill-Mulde zur Folge.

Eine fazielle Sonderentwicklung machte vom Mitteldevon an das zwischen Lahn- und Dill-Mulde gelegene Gebiet der Hörre durch, das sich über den Kellerwald in den Harz fortsetzt: Vulkanite fehlen hier, dafür stehen grobklastische Sedimente (Grauwacken und Quarzite) stark im Vordergrund.

In der hohen Adorf-Stufe kam das Riffwachstum (weltweit) zum Erliegen, das Relief wurde durch verstärkte Sedimentation in den tieferen Beckenteilen ausgeglichener, die Faziesunterschiede wurden geringer. Als Normalfazies wurden tonige Sedimente abgelagert, in die durch Schlammströme (turbidity-currents) von N her gelegentlich siltig-sandige Serien eingeschaltet wurden. Auf lokalen Schwellen oder ehemaligen Riffen ging die Bildung von Cephalopoden-Kalken weiter.

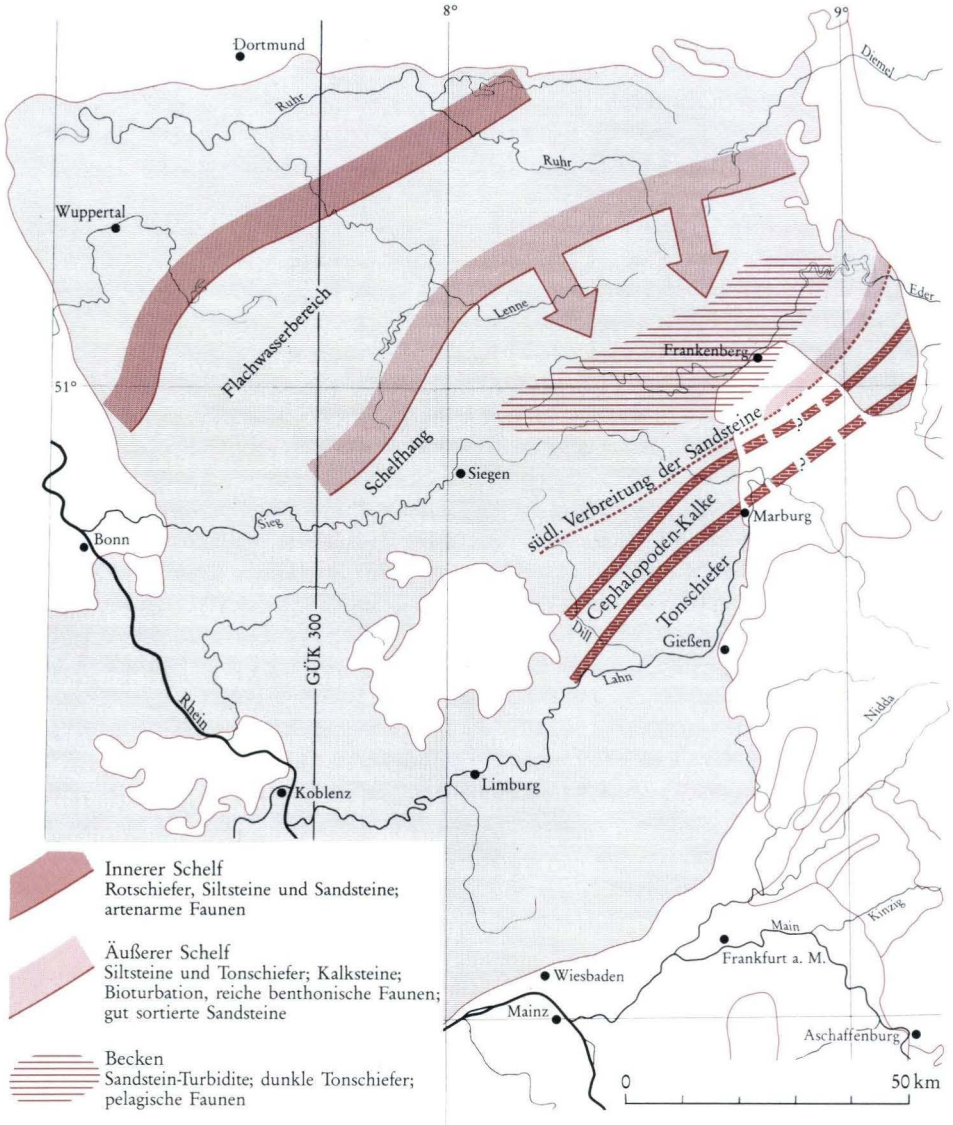


Abb. 9. Paläogeographie im hohen Mitteldevon (nach KREBS 1974).

Manche Riffe ragten über den Meeresspiegel, wurden abgetragen und ertranken im eigenen Schutt. Am Ende des Oberdevons war der Meeresboden nahezu ausgeglichen und es begann der völlig anders geartete Sedimentationszyklus (Phase III) des Unterkarbons.

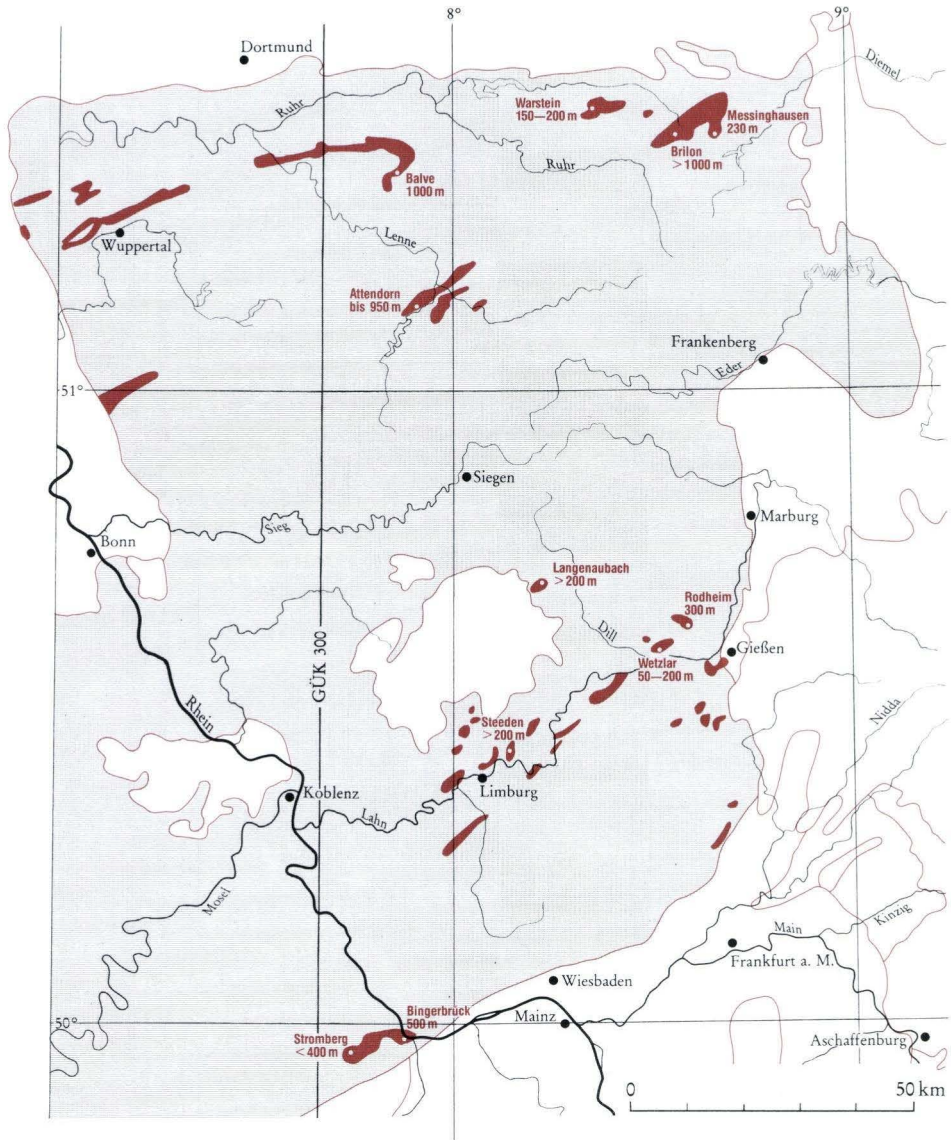


Abb. 10. Verteilung devonischer Karbonatkomplexe im Rheinischen Schiefergebirge (nach KREBS 1974).

Die Phase III (Flyschphase) ist gekennzeichnet durch die vorherrschende, wenn auch nicht ausschließliche Sedimentation von Grauwackenturbiditen. Bereits im Unterdevon trat die Mitteldeutsche Schwelle im südlichen Rheinischen Schiefergebirge als Liefergebiet von Sandsteinen und

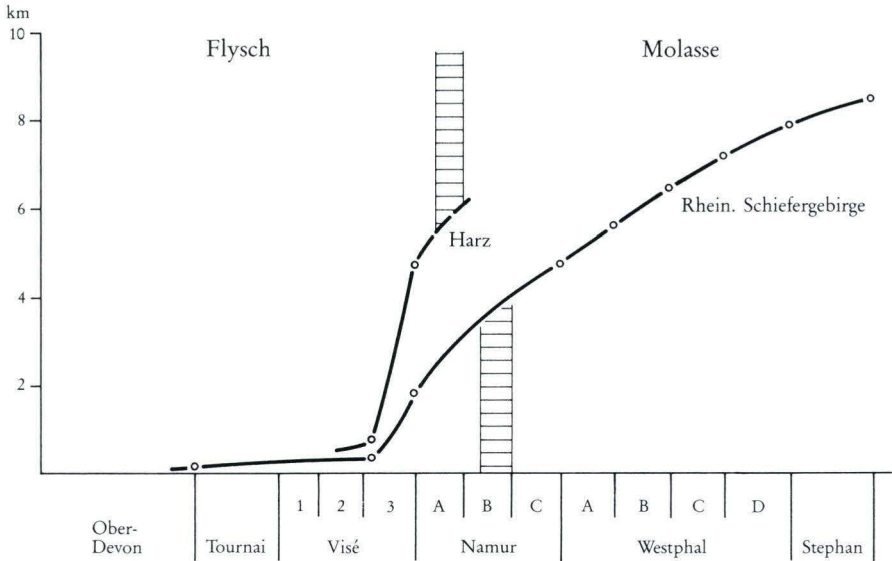


Abb. 11. Kumulative Mächtigkeiten der oberdevonischen und karbonischen Schichten im Harz und im Rheinischen Schiefergebirge (nach KREBS 1974).

Grauwacken in Erscheinung [Komponenten der Mitteldeutschen Schwelle im Gedinne (MEYER 1970, MEISL & EHRENBERG 1968), Taunus-Quarzit, Burgschwalbacher Sandstein (SOLLE 1942c: 163), "Vorläufergrauwacken" (HENNINGSEN 1963, 1966: 21)]. Die Grauwackenschüttungen nahmen im südlichen Teil des Rheinischen Schiefergebirges vom Mitteldevon bis zum Unterkarbon kontinuierlich zu, jedoch erst im $cd\ III\ \alpha$ beschleunigte sich die Grauwackensedimentation plötzlich (Abb. 11), verbunden mit einer raschen Erweiterung des Sedimentationsbeckens nach N. Von der *Gattendorfia*-Stufe ($cd\ I$) bis zur tiefen *Goniatites*-Stufe ($cd\ III$) wurden zunächst die vorhandenen Reliefunterschiede bis zur Dill-Mulde und der Kellerwald-Schwelle im südlichen Kellerwald ausgeglichen, in der tieferen *Goniatites*-Stufe ($cd\ III$) verlor die Kellerwald-Schwelle ihre Wirkung und die Kulm-Grauwackensedimentation breitete sich fast schlagartig nach N aus. Sie erreichte den N-Rand des Rheinischen Schiefergebirges im hohen Namur (cn). Dieser Umstellung war ein zweiter Schwerpunkt des devonisch-unterkarbonischen Vulkanismus (Deckdiabas) vorausgegangen, der fast ausschließlich basaltische Schmelzen förderte. Eine Übersicht über die Wanderung der Schelf- und Trogegebiete während des Devons und Karbons gibt Tab. 2 und Abb. 12.

Über die Sedimentationsraten liegen folgende Angaben vor (Mächtigkeit von verfestigtem Sediment / 1000 Jahre):

- im Durchschnitt 0,3 m / 1000 Jahre
- zwischen 0,025 und 0,34 m / 1000 Jahre bei genereller Abnahme vom Unterdevon zum Unterkarbon (SCHULZ-DOBRICK & WEDEPOHL 1983: Abb. 4)
- während des Unterdevons im Siegener Trog 1 m / 1000 Jahre, im Hunsrückschiefer sogar noch mehr (LANGENSTRASSEN 1983: 65)

Tab. 2. Wanderung der devonischen Schelf- und Beckenbereiche im östlichen Rheinischen Schiefergebirge von SE nach NW (aus WALLISER 1981)

Stratigraphie	Ruhrgebiet (NW)	Bergisches Land Westl. Sauerland	Siegerland Östl. Sauerland	Lahn-Dill-Gebiet Mosel-Gebiet (SE)
Oberkarbon (Namur)	Becken Molasse (2350 m)	Beckenflanke (?)	Erosion	Erosion
Oberdevon (Famenne)	Schelf Velberter Schichten (> 1000 m)	Becken Cypridinen-Schiefer (> 700 m)	Becken (postorogene Erosion)	Becken Cypridinen-Schiefer (> 800 m)
Mitteldevon	Litorale Sedimente (mehrere 100 m)	Schelf Lenneschiefer (> 5000 m)	Becken Wissenbacher Schiefer (> 1500 m)	Becken Wissenbacher Schiefer (> 1200 m)
Unterdevon (Siegen-Stufe)	Land	Litorale Sedimente (mehrere 100 m)	Schelf Siegener Schichten (> 5000 m)	Becken Hunsrück-Schiefer (> 5000 m)

- oberdevonische Beckensedimentation 1,1—1,4 m/1000 Jahre (FRANKE et al. 1975)
- in den oberdevonischen Becken der Waldecker Mulde 1,9—2,6 m/1000 Jahre (RABIEN 1956: 71)
- während des Oberdevons in Becken der Lahn- und Dill-Mulde, die von Sand- und Siltlagen nicht mehr erreicht werden: ca. 0,5 m/1000 Jahre (BUGGISCH et al. 1978: 104)
- im Tournai (Unterkarbon I und II α) 0,5—0,6 m/1000 Jahre (WITTEN 1979: 85).

Die pauschale petrographische und chemische Zusammensetzung der Gesteine in den einzelnen Stufen des rheinischen Devons und Karbons beschreiben SCHULZ-DOBRICK & WEDEPOHL (1983), aus deren Arbeit die Tab. 3 und 4 entnommen sind. Sie schränken jedoch ein, daß diese Tabellen aufgrund der heutigen Gesteinsverbreitung erarbeitet sind, also nicht die unmittelbar nach der Ablagerung bestehenden Verhältnisse wiedergeben, da inzwischen große Teile der ursprünglich abgelagerten Gesteine der Erosion anheimgefallen sind. Petrographische und chemische Zusammensetzung lassen auf ein großes und einheitliches Herkunftsgebiet und auf eine Homogenisierung des Materials durch mehrfache Aufbereitung vor der Sedimentation schließen. Bemerkenswert ist, daß die Schiefer und Sandsteine 2—10mal soviel Nickel enthalten als "normale" klastische Gesteine, was auf verbreitete Ophiolite im Herkunftsgebiet schließen läßt.

Nach der Ablagerung wurden die Schichten des Rheinischen Schiefergebirges gefaltet und dabei metamorphisiert, wobei Faltung und Metamorphose von SE nach NW fortschritten. Nach absoluten Altersbestimmungen (AHRENDT et al. 1983) nehmen Metamorphose- und Faltungsalter von 320 Ma im Taunus auf 300 Ma am N-Rand des Schiefergebirges ab, so daß die "Faltungsfront" das östliche Rheinische Schiefergebirge in ca. 20 Mio. Jahren durchlaufen hat (Abb. 13, Tab. 5b). An einigen Punkten weichen die Altersbestimmungen vom allgemeinen Schema ab: die relativ geringen Alter im "Vordevon" des Taunus werden durch die o. g. Autoren als Abkühlungsalter interpretiert, die relativ hohen Alter der Solmstal-Schichten durch Deckenschub älterer Schichten auf die Gesteine der Lahn-Mulde und die höheren Alter am N-Rand des Rheinischen Schiefergebirges (Velberter Sattel und Brg. Soest-Erwitte) durch den Einfluß der nordeuropäischen kaledonischen Orogenese.

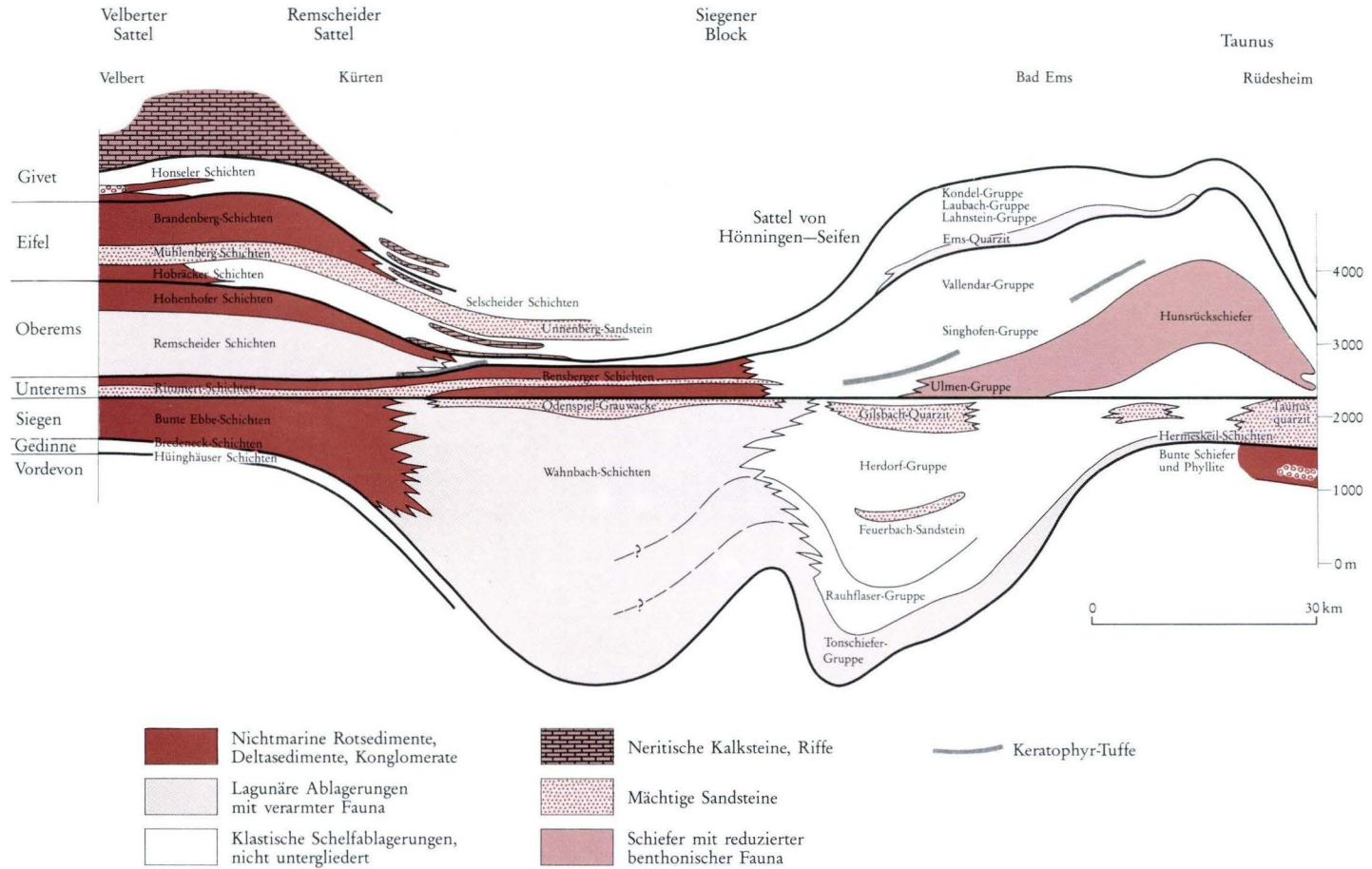


Abb. 12. Fazieschnitt durch das östliche Rheinische Schiefergebirge (nach LANGENSTRASSEN 1983).

Tab. 3. Durchschnittliche chemische Zusammensetzung der stratigraphischen Einheiten des Rhenoharzynikums vom Gedinne bis zum Unterkarbon (gewichtet nach der Häufigkeit der Gesteine) (nach SCHULZ-DOBRICK & WEDEPOHL 1983)

Gewichts-%	1	2	3	4 4a*		5 5a*		6 6a*		7 7a*	
	Gedinne	Siegen	Ems	Eifel		Givet		Oberdevon		Unterkarbon	
Anzahl der Proben	68	98	104	76		66		65		56	
SiO ₂	71,4	74,1	70,9	65,5	69,4	48,8	67,8	50,7	67,4	55,2	67,9
TiO ₂	0,66	0,66	0,72	0,76	0,80	0,74	1,0	0,61	0,81	0,54	0,66
Al ₂ O ₃	12,2	11,3	12,4	13,1	13,9	9,5	13,2	10,7	14,2	11,0	13,5
Fe ₂ O ₃	3,3	2,5	2,4	2,2	2,3	1,8	2,5	2,2	2,9	2,0	2,5
FeO	1,8	2,6	2,9	2,9	3,1	2,7	3,8	1,9	2,5	2,5	3,1
MnO	0,11	0,11	0,10	0,12	0,13	0,09	0,13	0,11	0,15	0,17	0,21
MgO	1,3	1,3	1,5	2,2	2,3	2,0	2,8	2,2	2,9	2,1	2,6
CaO	1,4	0,5	1,0	2,9	—	15,7	—	13,5	—	10,4	—
Na ₂ O	0,9	0,8	0,9	0,8	0,9	0,8	1,1	0,8	1,1	1,1	1,4
K ₂ O	2,1	2,0	2,4	3,0	3,2	2,2	3,1	2,2	2,9	2,0	2,5
H ₂ O ⁺	2,6	2,6	2,8	2,9	3,1	2,4	3,3	2,7	3,6	3,0	3,7
H ₂ O ⁻	0,5	0,5	0,5	0,4	0,42	0,4	0,56	0,6	0,80	0,7	0,86
P ₂ O ₅	0,11	0,11	0,10	0,09	0,10	0,12	0,17	0,09	0,12	0,16	0,20
CO ₂	1,1	0,4	0,6	2,5	—	12,4	—	10,8	—	8,3	—
C _{org}	0,04	0,14	0,12	0,12	0,13	0,09	0,13	0,10	0,13	0,73	0,90
Summe	99,5	99,6	99,3	99,4	—	99,6	—	99,2	—	99,6	—
Σ Fe als Fe ₂ O ₃	5,3	5,4	5,6	5,4	5,7	4,8	6,7	4,3	5,7	4,8	5,9

a*: berechnet als karbonatfrei.

Tab. 4. Verteilung der Gesteine in Volumen-% in den stratigraphischen Einheiten (nach SCHULZ-DOBRICK & WEDEPOHL 1983)

	1	2	3	4	5	6	7	8
	Gedinne	Siegen	Ems	Eifel	Givet	Oberdevon	Unterkarbon	Oberkarbon
Schiefer	34,3	31,8	30,5	50,2	24,8	31,9	37,3	34,8
Siltsteine	31,4	37,2	44,5	38,2	20,9	26,2	13,7	28,6
Grauwacken	—	1,9	0,9	—	—	—	12,2	2,2
Kieselschiefer	—	—	—	—	—	0,6	10,2	—
Kalksteine	0,9	—	0,2	0,5	23,5	19,7	16,7	—
Dolomite	—	—	—	—	0,4	1,7	1,8	—
Spilite und basische Tuffe	—	—	—	0,1	9,7	4,4	1,8	—
Keratophyre und Tuffe	0,1	—	1,8	0,2	0,2	—	—	—
Variszische metamorphe Gesteine	9,6	—	—	—	—	—	—	—
Durchschnittliche Mächtigkeit	1250	1800	1370	1080	950	620	430	2500

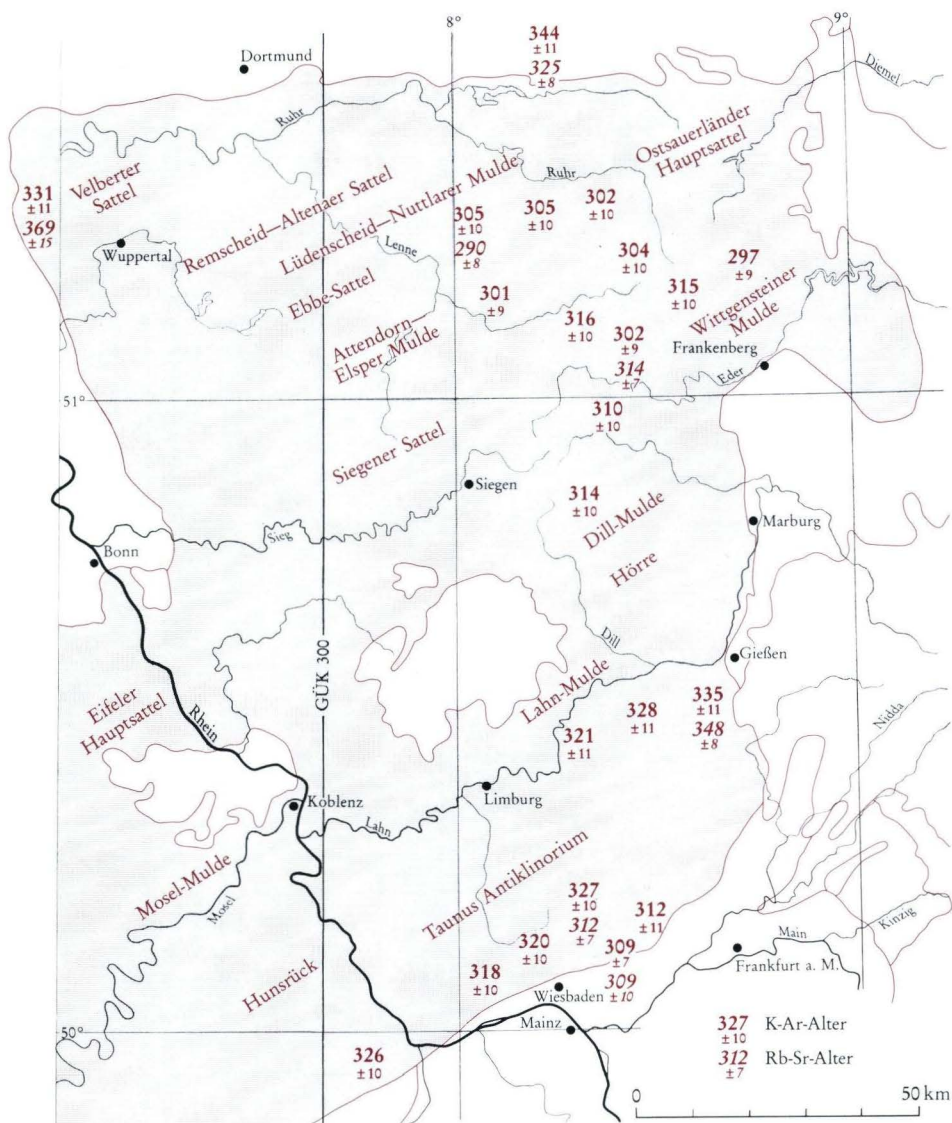


Abb. 13. K-Ar- und Rb-Sr-Alter (in Mio. Jahren) im östlichen Rheinischen Schiefergebirge (nach AHRENDT et al. 1983). K-Ar-Alter (AHRENDT, et al. 1978).

Tab. 5a. Stratigraphische Einheiten, regionale Untereinheiten und deren absolutes Alter, durchschnittliche Mächtigkeit, Volumenanteil und durchschnittliche Sedimentationsrate (nach SCHULZ-DOBRICK & WEDEPOHL 1983)

Stratigraphische Einheit (Anzahl der Proben)	Regionale Untereinheit	Alter [Ma]	Durchschnittliche Mächtigkeit in der reg. Untereinheit [m]	Volumenanteil der Untereinheit an der strat. Einheit [%]	Durchschnittliche Sedimentationsrate [m./Ma]
Unterkarbon (56)	Aachen, Velbert	325	450	26	25
	Sauerland		330	27	
	Wittgenstein	345	570	20	
	Dill, Hörre, Lahn		460	27	
Oberdevon (65)	Aachen, Velbert	345	1 100	45	45
	NW-Sauerland		540	18	
	NE-Sauerland	359	380	12	
	Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges		450	5	
Givet (66)	Aachen, NW-Sauerland	359	1 420	45	170
	NE-Sauerland		1 160	37	
	Wittgensteiner Mulde	370	290	6	
	Dill, Hörre, Lahn		590	12	
Eifel (76)	Aachen, NW-Sauerland	370	1 500	42	200
	NE-Sauerland		1 390	38	
	Wittgensteiner Mulde	390	740	14	
	Dill, Hörre, Lahn		320	6	
Ems (104)	Nördl. Siegerländer Block	370	1 100	40	340
	Sauerland				
	Südl. Siegerländer Block Taunus	374	1 640	60	
Siegen (98)	Aachen, Ebbesattel	374	500	7	110
	Siegerländer Block		2 850	79	
	Taunus	390	980	14	
Gedinne (68)	Aachen	390	500	6	250
	Remscheid, Altenaer Sattel		1 100	14	
	Ebbesattel	395	1 300	31	
	Müsener Schichten		1 500	30	
	Taunus		1 600	19	

"Vordevon" (Nördliche Phyllitzone)

Das "Vordevon" am S-Rand des Soonwaldes und des Taunus wird so genannt wegen des z. T. unbekanntes Alters und weil diese Gesteine deutlich höher metamorphisiert sind als die devonischen Schichten des Rheinischen Schiefergebirges. Heute wird dieser Gesteinszug auch oft Nördliche Phyllitzone genannt. Die Gesteine am S-Rand des Soonwaldes werden von MEYER (1970: 152) aufgrund lithologischer Vergleiche für (unter- bis) oberdevonisch gehalten. Das Alter des "Vordevons"

am Taunussüdrand ist noch immer nicht abschließend geklärt. Absolute Altersbestimmungen ergaben für einen Serizitgneis bei Ehlhalten ein Modellalter von 394 Ma, was für ein unterdevonisches Alter spräche. Dagegen ergab die Bestimmung am Serizitgneis von Wiesbaden-Sonnenberg 304 Ma (ANDERLE et al. 1972: 124), an Serizitgneisen und am Phyllit bei Königstein 309 ± 10 , 312 ± 11 und 327 ± 10 Ma (AHRENDT et al. 1978: 237) (Tab. 5b). Dies entspräche einem (ober-) karbonischen Alter. Es ist jedoch zu beachten, daß diese Altersbestimmungen lediglich den Zeitpunkt der letzten Umkristallisierung während der variszischen Gebirgsbildung, nicht aber das wahre Alter der Gesteine wiedergeben. Nach neueren Altersbestimmungen an Zirkonen, die als Erstarrungsalter der Schmelze interpretiert werden, sind die Metavulkanite jedoch älter [mittleres Ordoviz bis Silur, SOMMERMANN et al. (1992)]: Serizitgneis vom Fischbacher Kopf $426 \pm {}^{14}_{15}$ Ma, Felsokeratophyr Dachsbad $433 \pm {}^9_7$ Ma, Grünschiefer Steinbruch Rompf 442 ± 22 Ma, alle Fundpunkte auf Bl. 5816 Königstein im Taunus.

Mit Hilfe von Pflanzensporen konnte REITZ (1989) das Alter von Metasedimenten der Nördlichen Phyllitzone bestimmen, die über den Metavulkaniten liegen: höheres Unterems bis Oberems.

Die metamorphe Serie am S-Rand von Soonwald und Taunus setzt sich im tieferen Untergrund nach NE fort, wie das Auftreten "vordevonischer" Gesteine im Werragrauwackengebirge ("Albunger Paläozoikum"), in Bohrungen S Sontra (MOTZKA-NÖRING & WEBER 1981) und in der Wippraer Zone am Harz-Rand beweist. Die phyllitischen Tonschiefer des Albunger Paläozoikums sind nach REITZ (1989) in das höchste Oberdevon zu stellen.

Auf Bl. 5516 Weilmünster liegt am S-Rand der Gießener Grauwacke eine Schichtenfolge aus phyllitischen Schiefen (Solmstaler "Phyllite"), mylonitisierten Grauwacken und Linsen von stark deformierten Metabasalten und Vulkaniklastiten, deren Petrographie von ENGEL et al. (1983a: 227) im einzelnen beschrieben ist. Nach den tektonischen Strukturen, dem Metamorphosegrad und absoluten Altersbestimmungen (328 ± 11 und 335 ± 11 Ma) gleichen diese Schichten den "vordevonischen" am Taunussüdrand. Ihre heutige Lagerung auf den tektonisch und metamorph weit weniger beanspruchten Schichten der Lahn-Mulde wird von AHRENDT et al. (1978: 239) und WEBER (1978: 272) durch Deckenschub von S her erklärt. Nach REITZ (1989) haben die Solmstaler "Phyllite", zumindest teilweise, Oberems-Alter.

Eine besondere Stellung im "Vordevon" des Hunsrücksüdrandes nimmt der Gneis von Schweppenhausen im Guldenbachtal südlich Stromberg ein. Es handelt sich hier um einen möglicherweise präkambrischen Aufbruch von hellen, z. T. granatführenden Gneisen in Amphibolit-Fazies, unter denen ein Muskowit-(Chlorit-) Gneis und ein granatführender quarzitischer Gneis unterschieden werden können. Aus einem in der Nähe des Gneisvorkommens gelegenen Basalttuff stammen darüber hinaus Auswürflinge von Granit und Biotitgneis (MEYER 1970: 19 f.).

Die Gesteine der Nördlichen Phyllitzone in Soonwald und Taunus sind sich sehr ähnlich. Sie sind deshalb auf der GÜK 300 mit den gleichen Gesteinsbezeichnungen (Phyllit, Serizitgneis und Grünschiefer) dargestellt. MEISL (1970) stellte jedoch Unterschiede in der Natur der Ausgangsgesteine und im Metamorphosegrad fest.

Die metamorphe Serie des Soonwaldes besteht aus Metabasalten und Serizitphylliten. Die Metabasalte entstanden durch Umkristallisation aus Basalten bei Temperaturen zwischen 360 und 400°C , eventuell auch noch etwas niedrigeren Temperaturen. Die Metamorphose entspricht der Pumpellyit-Prehnit-Quarz-Fazies. Temperaturen der Grünschieferfazies wurden nicht erreicht, die bisherige Bezeichnung der Gesteine als "Grünschiefer" muß deshalb durch "Metasalt" ersetzt werden (MEISL 1970: 59 f.). Die Serizitphyllite entstanden aus tonigen bis sandigen Sedimenten unter den gleichen Metamorphosebedingungen wie die Metabasalte.

Tab. 5b. Radiometrische Altersdatierung an der Fraktion $< 2\mu\text{m}$ von seladonitreichen serizitischen Schiefen, Serizitschiefern und Phylliten aus dem östlichen Rheinischen Schiefergebirge (vereinfacht nach AHRENDT et al. 1983, ergänzt nach SOMMERMANN et al. 1992)

TK 25	R-Wert H-Wert	Alter	Gestein	K-Ar- Alter [Ma]	Rb-Sr- Alter [Ma]	U-Pb-Alter an Zirkon [Ma]
4415 Anröchte	34 53 573 57 16 825	Ordoviz	Serizitschiefer	344±10	325 ± 8	
4707 Mettmann	25 61 940 56 83 325	Mitteldevon	Tuff (?)	331±11	369±15	
4716 Bödefeld	34 57 820 56 83 800	Eifel	Serizitschiefer	305± 9		
	34 57 820 56 83 800	Eifel	Serizitschiefer	302± 9		
	34 59 860 56 83 390	Eifel	Keratophyrtuff	304±10		
	34 58 860 56 82 720	Eifel	Keratophyrtuff	305±10	290± 8	
4814 Lennestadt	Grube Meggen	Frasne	Tuff	301±10		
4815 Schmallenberg	34 46 840 56 63 280	Eifel	Tonschiefer	316±10		
4817 Winterberg	34 69 060 56 70 006	Eifel	Keratophyrtuff	297± 9		
	34 69 060 56 70 006	Eifel	Keratophyrtuff	315±10		
4916 Bad Berleburg	34 57 000 56 54 200	Eifel	Serizitschiefer	302± 9	314± 7	
	34 57 000 56 54 200	Eifel	Serizitschiefer	310±10		
5215 Dillenburg	34 52 600 56 27 800	Eifel	Tuff	314±10		
5516 Weilmünster	34 60 650 55 92 900	?	phyllitischer Schiefer	328±10		
	34 60 650 55 92 900	?	phyllitischer Schiefer	335±11	348± 8	
	34 56 600 55 92 600	Eifel	Tuff	321±10		
5816 Königstein i. Ts.	34 55 430 55 57 670	Vordevon	Serizitschiefer	327±10	312± 7	
	34 55 430 55 57 670	Vordevon	Serizitschiefer	309±10	309± 7	
	34 57 560 55 55 050	Vordevon	Phyllit	312±11		
	34 56 04 55 59 01	Ordoviz	Felsokeratophyr			433± 9
	34 57 54 55 57 74	Ordoviz	Serizitgneis			426±15
5914 Eltville a. Rhein	34 56 88 55 59 87	Ordoviz	Grünschiefer			442±22
	34 36 500 55 39 680	Gedinne (?)	Serizitschiefer	318±10		
	34 36 500 55 39 680	Gedinne (?)	Serizitschiefer	320±10		
6012 Stromberg	34 12 280 55 34 950	Oberdevon	Serizitschiefer	326±10		

Die Gesteine am Taunussüdrand entstanden bei Umwandlungstemperaturen von 400–450 °C (d. h. höheren Temperaturen als bei den Gesteinen des Soonwaldes) und entsprechen der niedrigsttemperierten Subfazies der Grünschieferfazies (Quarz-Albit-Muskowit-Chlorit-Subfazies, MEISL 1970: 69). Die Serizitgneise entstanden aus rhyolithischen bis rhyodazitischen, die Grünschiefer aus andesitischen bis trachytischen Vulkaniten. Sie wären deshalb nach moderner Nomenklatur als Meta-Rhyolithe (-Dazite) oder Meta-Andesite (-Trachyte) zu bezeichnen. Basaltische Ausgangsgesteine wie im Soonwald sind für die Masse der metamorphen Schiefer des "Vordevons" im Taunus auszuschließen.

Die Ausgangsgesteine der den Serizitgneisen und Grünschiefern vorgelagerten Phyllite bestanden aus Ton-, Schluff- und Sandsteinen, Grauwacken und Arkosen (ANDERLE et al. 1972: 126). Die Phyllite werden von STENGER (1961), dessen Schriftenverzeichnis die gesamte ältere Literatur enthält, in die tiefere Folge der Eppsteiner Schiefer und die höhere Folge der Lorsbacher Schiefer gegliedert und ausführlich beschrieben. Serizitgneise und Grünschiefer sind in die Eppsteiner Schiefer eingeschaltet. REITZ (1989) fand in den Lorsbacher Schiefen Pflanzensporen von Ems-Alter.

Im Aufschluß bzw. Handstück zeigen sich die Serizitgneise als blaßgrünliche bis graue Gesteine, deren Einsprenglingsrelikte von Quarz und Feldspäten den ehemals porphyrischen Charakter anzeigen. Sie sind teils massig, teils mehr oder weniger geschiefert und feingefaltet. Starke Schieferung hat in den feinschiefrigen Varietäten auch die Einsprenglinge zerstört und dem Gestein ein feinschuppiges, feinflaseriges, in gewisser Hinsicht schichtiges Aussehen gegeben, das durch die grünen, parallel eingeregelteten Serizitschuppen noch verstärkt wird.

Die Grünschiefer, die geringere Verbreitung besitzen, sind ein meist olivgrünes und massig-dichtes, seltener porphyrisches Gestein. Es treten auch violette, violettgrüne und hellgraue Varietäten auf. Sie haben eine bankige Absonderung oder Bankung und wechselnde Verformungsintensität. Die Schieferigkeit ist in der Regel deutlich geringer als die der Serizitgneise, auch treten wesentlich weniger Quarztrümer und -knauern auf als in diesen. Grünschiefer sind sehr fest und zeichnen sich durch großblockige Absonderung aus. Sie sind deshalb oft klippenbildend.

Die Phyllite haben meist eine graugrünliche Farbe, die von dem Hauptgemengteil dieses Gesteins, dem Glimmer-Mineral Serizit herrührt, das dem Gestein die charakteristische seidengänzende Oberfläche verleiht. Es treten jedoch auch bräunliche, violette und dunkelblaugraue bis schwarze Varietäten auf. Das Gefüge ist mehr oder weniger schiefrig, meist stark gefaltet, wenn mehrere Schieferungsflächen das Gestein durchsetzen auch wulstig oder stengelig. Örtlich treten auch stark quarzitisches Lagen bis Quarzite auf. Bemerkenswert ist der in einzelnen Schichtpaketen auftretende beachtliche Karbonatgehalt.

Wegen einer weitergehenden Beschreibung der einzelnen Gesteinsvarietäten in den vordevonischen Gesteinen sei auf die Erläuterungen zu den geologischen Karten (Bl. 5815 Wehen, 5816 Königstein im Taunus, 5914 Eltville am Rhein und 5915 Wiesbaden) sowie die Arbeit von STENGER (1961) verwiesen. Bei MEISL (1970) findet sich eine umfassende moderne petrographische Beschreibung der Gesteine.

Ordoviz (Tafel 2)

Ordovizische Gesteine finden sich in Hessen anstehend nur in einigen kleineren Aufbrüchen S Gießen. Außerhalb Hessens, aber auf der GÜK 300 noch dargestellt, tritt Ordoviz im Ebbe-Sattel

auf. Wahrscheinlich ordovizische bis silurische Schichten wurden in der Brg. Soest-Erwitte 1/1a, etwa halbwegs zwischen Lippstadt und Warstein gelegen, im Lippstadter Gewölbe angetroffen (KREBS 1982). Über die Verbreitung im tieferen Untergrund des Rheinischen Schiefergebirges ist kaum etwas bekannt.

Die ordovizischen Gesteine werden mit Hilfe von Graptolithen in 15 Zonen gegliedert.

Ebbe-Sattel

Herscheider Schichten

Die ältesten Schichten im Ebbe-Sattel sind die *Plettenberger Bänderschiefer*. Sie bestehen aus gebänderten graublauen Tonsteinen, die ein hohes Quellvermögen besitzen und dann blauschwarze Farbe annehmen. Die Mächtigkeit beträgt mindestens 20 m, vermutlich 100 m (GRABERT 1980: 11).

Darüber folgt der *Untere Tonschiefer-Horizont*. Er beginnt mit einer Wechselagerung von ebenspaltenden Schiefen und rauhen Gesteinen sowie dickspaltenden, hellgebänderten Tonschiefern, die nach oben in auffällig gelblich- bis ockerbraun verwitternde Tonschiefer ("Gelbschiefer") mit vereinzelt festen lyditischen Lagen übergehen. Diese Schichten, in denen die Gelbschiefer überwiegen, bilden den unteren Teil des Unteren Tonschiefer-Horizontes. Der obere Teil besteht aus blauschwarzen, ebenspaltenden, milden Tonschiefern, die auch bei Verwitterung meist ihre dunkle Farbe behalten.

Der ca. 350 m mächtige *Grauwackenschiefer-Horizont* besteht aus rauhen Schiefen, sandgebänderten Tonschiefern und dünnen Sandstein- bzw. Grauwacklagen mit seltenen Einschaltungen reinerer Tonschiefer.

Der *Obere Tonschiefer-Horizont* ist ca. 150 m mächtig. Vorwiegend blauschwarze, milde, ebenspaltende Tonschiefer — denen jedoch auch Einlagerungen sandiger, bröckeliger Schiefer, sandstreifiger Bänderschiefer und lokal dünner Sandsteinbänkchen und Kieselgallen nicht fehlen — kennzeichnen diesen Horizont (ZIEGLER 1970: 25 ff.). Die höchsten Teile des Ordoviz fehlen hier.

Umgebung von Gießen

grandior- und *henningsmoeni*-Quarzit

Die ältesten, durch Fossilien datierbaren Gesteine Hessens — was nicht bedeutet, daß dies die ältesten Gesteine überhaupt sind (vgl. Spessart, Odenwald, "Vordevon") — treten nicht anstehend auf, sondern werden lediglich als Gerölle auf sekundärer oder tertiärer Lagerstätte in Tertiär-Konglomeraten aquitanen Alters gefunden, vorwiegend bei Münzenberg, aber auch bei Rockenberg und Leihgestern S Gießen. Sie sind Zeugen ordovizischer Schichten, die vermutlich im tieferen Untergrund des Vogelsberges liegen und bereits im Unterkarbon der Erosion zugänglich gewesen sein müssen, da sie auch in Unterkarbon-Konglomeraten zu finden sind. Es handelt sich um schmutzigweiße, fossilreiche quarzitisches Sandsteine (HUCKRIEDE 1960). Nach STRUVE

(1975) sind diese Quarzite in das Unter-Arenig (*grandior*-Quarzit) und das Ober-Arenig (*henningsmoeni*-Quarzit) zu stellen.

Andreasteich-Quarzit

Südlich der Stadt Gießen liegt in der "Lindener Mark" eine kleine Scholle von Altpaläozoikum (Ordoviz, Silur, Unter- und Mitteldevon) inmitten unterkarbonischer Grauwacken. Das Ordoviz (Caradoc) ist hier nur durch den Andreasteich-Quarzit vertreten, einen festen, weißen, fossilführenden Quarzit, dessen feinkörnige Varietät leicht mit Tertiär-Quarziten verwechselt werden kann. Eine ebenfalls Caradoc-Fossilien führende grobkörnige, dunkle Varietät aus dem Barresgraben bei Gießen ("Barresgraben-Quarzit") ist vielleicht als ein besonderes Niveau des Andreasteich-Quarzits anzusehen. Die Mächtigkeit des Quarzits beträgt wenige Zehner Meter (KEGEL 1953, STRUVE 1975). Die früher schon schlechten und lückenhaften Aufschlüsse sind heute zugeschüttet oder überbaut.

Silur (Tafel 3)

Silurische Schichten treten in Verbindung mit den Vorkommen des Ordoviz bei Gießen und im Ebbe-Sattel (außerhalb Hessens) auf. Darüber hinaus auch bei Marburg und im südlichen Kellerwald. Das Silur wird ebenso wie das Ordoviz mittels Graptolithen gegliedert. Neben der im Text und auf Taf. 3 verwendeten "klassischen" Gliederung wird neuerdings im Silur (und Ordoviz) auch die böhmische Gliederung verwendet. Vgl. hierzu ALBERTI (1983) und BAHLBURG (1985).

Ebbe-Sattel

Das tiefere Silur und der größte Teil des oberen Silurs fehlt im Ebbe-Sattel. Erst im Mittelludlow treten die *Köbbinghäuser Dayia-Schichten* auf, deren stratigraphische Stellung jedoch umstritten ist. Einige Autoren stellen diese Schichten auch in das Untere Gedinne. Sie bestehen aus dunkelblaugrünen, gelbbraun verwitternden, schwach sandigen Tonsteinen mit dünnen Mergellagen. Ihre Mächtigkeit dürfte nicht mehr als 50 m betragen (GRABERT 1980: 13).

Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges

Am E-Rand des Rheinischen Schiefergebirges, an dessen Abbruch zur Hessischen Senke, liegen auffälligerweise einige Vorkommen sehr alter Gesteine: die Silur-Vorkommen von Gießen, Marburg und die des Kellerwaldes. Über die besondere tektonische Stellung dieser Vorkommen liegen bisher nur Vermutungen vor. Es handelt sich um sehr kleine tektonische Schuppen, die z. T. nicht oberflächennah anstehen, sondern nur in Schürfen nachgewiesen wurden. Auf der GÜK 300 sind sie deshalb nur schematisch und z. T. nur in übertriebener Größe dargestellt.

Das Silur am E-Rand des Rheinischen Schiefergebirges zeigt eine ausgesprochen herzynische Fazies (s. S. 37), im Gegensatz zu dem in rheinischer Fazies ausgebildeten Silur des Ebbe-Sattels.

Damit liegt in der Nähe des heutigen E-Randes des Rheinischen Schiefergebirges eine vornehmlich N—S verlaufende Faziesscheide, die, mit z. T. wechselnder Lage, auch ihre Bedeutung während des Unterdevons behält (Abb. 8).

Lindener Mark bei Gießen

Die Silur-Vorkommen der Lindener Mark wurden von KEGEL (1953) monographisch beschrieben. Sie bestehen aus einigen kleinen Schuppen, die inmitten devonischer Gesteine, z. T. über, z. T. unter Tage aufgeschlossen waren. Heute sind die Aufschlüsse nicht mehr zugänglich bzw. verfüllt. Die Gesamtmächtigkeit der Schichtenfolge dürfte um 10—30 m liegen, war aber aufgrund der Aufschlußverhältnisse nicht genauer festzustellen.

Ostracoden-Kalk

Oberes Ordoviz und unteres Silur wurden in der Lindener Mark nicht nachgewiesen. Die Schichtenfolge beginnt hier mit dem Ostracoden-Kalk, der im tieferen Teil aus ungeschichteten bis schlecht geschichteten, körnigen, grauen, gelegentlich etwas dolomitischen Kalksteinen besteht. Darüber folgen 1—2 m mächtige dünnbankige, graue, körnige Kalksteine mit Einlagerungen von kieseligen Kalken, die sich zu unreinen, dunklen Hornsteinlagen entwickeln können. In den Kalksteinen sind lagenweise Ostracoden häufig, außerdem treten Graptolithen, Trilobiten und Brachiopoden auf. Aufgrund der Graptolithenfauna wird der Ostracoden-Kalk in das Mittlere bis Obere Wenlock gestellt (JAEGER 1962).

Orthoceren-Kalk

Über dem Ostracoden-Kalk liegt, zeitlich getrennt durch eine Schichtlücke, eine Folge von dunklen, verwittert gelblichen, bräunlichen und olivfarbenen Schiefen, die im tieferen Teil dünne Bänkchen und große Knollen eines dunkelblaugrauen bis schwarzen, dichten, teils aber auch groben Kalksteins mit Crinoiden-Bruchstücken enthalten. Charakteristisch und namengebend für die Kalksteine sind die zahlreich auftretenden Orthoceren. Daneben besteht die Fauna aus Graptolithen sowie einigen Trilobiten und Muscheln. Stratigraphisch umfaßt der Orthoceren-Kalk den höheren Teil des Oberen Ludlow bis in das Pridoli (JAEGER 1962).

Bemerkenswert ist, daß in Gießen die silurischen Schichten kalkig entwickelt sind und darüber Schiefer die Oberhand gewinnen, in denen —im Gegensatz zu anderen Gebieten— eher eine Zunahme der Karbonate im jüngeren Silur bis Unterdevon zu beobachten ist.

Damm-Mühle bei Marburg

An der Damm-Mühle W Marburg ist ebenfalls Silur nachgewiesen (ZIEGLER 1957, JAEGER 1962, BENDER et al. 1974). In einem Konglomerat treten dort Kalkgerölle mit *Cardiola bohemica* auf, die ins allerhöchste Silur einzustufen sind (s. Abschn. Gedinne).

Südlicher Kellerwald

Das Silur des südlichen Kellerwaldes wurde von STOPPEL (1961, dort weitere Literaturangaben) zusammenfassend beschrieben und, zusammen mit jüngeren Schichten, auf einer geologischen Karte des südlichen Kellerwaldes im Maßstab 1:25 000 dargestellt. Eine von STOPPEL abweichende Einstufung des Kellerwald-Silurs nahm JAEGER (1962) vor (Taf. 3). Silur tritt in einigen kleinen, tektonisch begrenzten Schollen S Oberurff auf Bl. 4920 Armsfeld und auf Bl. 5020 Gilserberg bei Schönau und Moischeid, S bzw. E und W der Gilsa, auf. Da diese Vorkommen durch Verwerfungen begrenzt sind, fehlen ungestörte Profile. Die Aufstellung einer genauen Schichtenfolge stößt auf Schwierigkeiten, exakte Angaben über Mächtigkeiten sind nicht möglich. Folgende Schichtglieder lassen sich unterscheiden: im höchsten Llandovery und tiefen Wenlock treten graugrüne Tonschiefer mit einer 13 cm mächtigen fossilführenden Lage von ausgelautem Kalkschiefer sowie harte, plattige, schwarze bituminöse Schiefer mit Graptolithen auf (Graptolithen-Schiefer vom Alten Teich).

Graptolithen-Schiefer, Steinhorn-Schichten

Die Graptolithen-Schiefer der Hammerdelle bestehen aus plattigen bituminösen Schiefen, darüber folgen fossilfreie arkoseähnliche Grauwacken und bunte Tonschiefer sowie graptolithenführende, kieselige und ausgelagte karbonatische Schiefer. Diese Abfolge vertritt das mittlere bis höhere Wenlock.

Sicher belegtes Unteres Ludlow ist im Kellerwald bisher nicht bekannt. Über den Schiefen am Erlensüttengraben und den Schiefen an der Ruine Schönstein (JAEGER 1962) folgen im höchsten Silur die "U n t e r e n S t e i n h o r n - S c h i c h t e n", die mit bis 25 m die größte aufgeschlossene Mächtigkeit haben. Sie bestehen aus milden grünen Tonschiefern, glimmerführenden, karbonatischen, sandigen Schiefen sowie schwarzen, grauen und grünen Tonschiefern und kieseligen Schiefen mit einzelnen Linsen von mulmig verwitternden Kalk- sowie Kieselkalkbänkchen.

Die darüber folgenden "O b e r e n S t e i n h o r n - S c h i e f e r" werden bereits in das Gedinne gestellt. Ein durchgehendes Profil Silur—Devon fehlt im Kellerwald, so daß die Frage nach der Grenze Silur/Devon in diesem Gebiet noch offenbleiben muß.

Kalkgerölle, die im Sedimenthabitus und in der Fauna den Vorkommen von Silur ($e\alpha 2$) von Gießen und dem Kellerwald entsprechen und die nach der Aufarbeitung ohne nennenswerten Transport wieder abgelagert wurden, beschreiben BENDER, JAHNKE & ZIEGLER (1974) sowie GROOS-UFFENORDE & JAHNKE (1973) aus Schichten des Unterems W Marburg.

Devon

Im Unterdevon sind Leitfossilien (d.h. Arten, die weit verbreitet sind, deren Auftreten aber auf einen kurzen Zeitraum begrenzt ist) selten. Die Gliederung erfolgt deshalb mit Hilfe von Faunengemeinschaften, z. T. unter Berücksichtigung der statistischen Häufigkeit bestimmter Arten, was eine intensive und mühsame Sammeltätigkeit voraussetzt. Vorwiegend zur Gliederung verwendet werden hier Trilobiten und Brachiopoden. Vom Mitteldevon an erfolgt die sog. orthochronologische Gliede-

rung mit Hilfe von Cephalopoden (Goniatiten und Clymenien). Diese Gliederung bildet sozusagen das weltweite Gerippe, an dem andere zur Gliederung benutzte Faunen-(und Floren-)Elemente "geeicht" werden. Goniatiten finden sich nämlich sehr selten, so daß nicht jede im Gelände anzutreffende Schicht mit ihrer Hilfe zeitlich eingestuft werden kann. Für die praktische Gliederung werden deshalb häufiger auftretende Mikrofossilien, besonders Conodonten und Ostracoden, aber auch andere benutzt. Eine ausführliche moderne Darstellung der stratigraphischen Gliederungsmöglichkeiten mit Beiträgen zahlreicher Autoren findet sich in dem Sammelband: *The Devonian System. Special Papers in Palaeontology*, 23, London. Zur biostratigraphischen Gliederung treten als weitere moderne Hilfsmittel Inkohlungsmessungen, Untersuchungen der Illitkristallinität und absolute Altersbestimmungen (WEBER 1972, WOLF 1978).

Neuerkenntnisse im Laufe der jetzt nahezu ein Jahrhundert währenden Forschungsarbeiten machten immer wieder Neueinstufungen oder Umstufungen einzelner Schichtglieder erforderlich, so daß Angaben in älterer und neuerer Literatur nicht ohne weiteres vergleichbar sind. Die Erforschungsgeschichte der devonischen Schichten mit der Entwicklung der oft widersprüchlichen und verwirrenden Gliederungsversuche schildert ZIEGLER (1979).

Unterdevon (Taf. 4)

Unterdevonische Schichten bauen in großen, geschlossenen Flächen das Siegerländer Antiklinorium, das Gebiet in der SW-Fortsetzung der Dill- und Lahn-Mulde (Mittelrheingebiet) und den Taunus auf. Ihre Verbreitung am Mittelrhein läßt deutlich das Herausheben der Dill- und Lahn-Mulde nach W erkennen. In kleineren Vorkommen finden sich unterdevonische Schichten im Ebbe-Sattel, im Kellerwald, in der Dill- und Lahn-Mulde sowie am E-Rand des Rheinischen Schiefergebirges. Sie zeigen, daß das Unterdevon im tieferen Untergrund des Rheinischen Schiefergebirges sehr wahrscheinlich geschlossen verbreitet ist. Es besteht generell aus sehr mächtigen, relativ eintönigen, schiefrigen und sandigen Schichtfolgen in rheinischer Fazies. Nur am E-Rand des Schiefergebirges treten geringmächtige kalkige Schiefer in herzynischer Fazies auf. Besonders im tieferen Unterdevon sind Einschaltungen rotgefärbter Schichten häufig, die den aufgearbeiteten Verwitterungsschutt des Old-Red-Festlandes kennzeichnen. Erste Vorläufer des späteren intensiven Vulkanismus liegen im Siegerländer Antiklinorium und Ebbe-Sattel als Keratophyre und Keratophyr-Tuffe und im Taunus als Porphyroide vor.

Gedinne-Stufe

Schichten der Gedinne-Stufe treten im Ebbe-Sattel, im Müsener Sattelhorst am N-Rand des Siegerländer Antiklinoriums, am E-Rand des Schiefergebirges sowie am S-Rand von Taunus und Hunsrück zutage. Über ihre Verbreitung und Ausbildung im tieferen Untergrund des Rheinischen Schiefergebirges ist nichts bekannt.

Ebbe-Sattel

Untere Gedinne-Stufe

Hüinghäuser Schichten (bis zu 300 m mächtig).

Das Untere Gedinne beginnt, hier möglicherweise nach einer kleinen Schichtlücke an der Basis, mit den Hüinghäuser Schichten. Zu den tiefsten Lagen zählen die Ockerkalke, die auch von dunklen, oft karbonatischen, ockerfarbig verwitternden Ton- und Mergelschiefen vertreten werden. Darüber folgen Tonsteine mit Kieselgallen.

Bredeneck-Schichten (früher: Ebbe-Sandstein, bis ca. 700 m mächtig).

Die Bredeneck-Schichten entwickeln sich aus den Tonschiefen der Hüinghäuser Schichten durch zunehmende Einschaltung dickbankiger Sandsteine. In den unteren Bredeneck-Schichten finden sich jedoch auch reichlich Tonschiefer. Sandsteine und Tonschiefer können karbonatisch sein und haben dann eine charakteristische "rostige" Verwitterung.

In den oberen Bredeneck-Schichten sind Tonschieferinlagerungen seltener. Vorherrschende Gesteine sind Sandschiefer mit oft recht mächtigen Sandsteinbänken. Die Maximalmächtigkeit beträgt auf Bl. 4813 Attendorn bis zu 300 m. Eine bemerkenswerte Einlagerung ist ein untermeerisch abgelagerter saurer Pyroklastit, der Keratophyrtuff Kt-1 (GRABERT 1980: 14 f.).

Obere Gedinne-Stufe

Bunte Ebbe-Schichten (Mächtigkeit ca. 400 m).

In den Bunten Ebbe-Schichten herrschen rote und grüne, gelegentlich auch graue und gelbgraue Tonschiefer vor. Kennzeichnend für die roten Schiefer sind Kalkknotenlagen. Eingeschaltet sind helle Sandsteine, die Mächtigkeiten von mehreren Metern erreichen können. Im Gegensatz zu den fossilreichen Schichten des Unteren Gedinne sind die Bunten Ebbe-Schichten nahezu fossilfrei. In ihren höheren Teilen ist der Keratophyrtuff Kt-2 eingeschaltet, örtlich tritt auch sein vermutliches Äquivalent, ein etwa 1 m mächtiger Biotit-Quarzkeratophyr auf (ZIEGLER 1970: 37 ff.). Trockenrisse und Einschaltungen von Konglomeraten und konglomeratischen Sandsteinen im mittleren und oberen Teil der Gedinne-Schichten weisen auf eine terrestrische oder terrestrisch gesteuerte Sedimentation hin (v. KAMP 1983: 12).

Müsener Sattelhorst

Auf den Bl. 4913 Olpe, 5013 Wenden, 4914 Kirchhundem und dem neu kartierten Bl. 5014 Hilchenbach treten mehr als 1000 m mächtige Schichten auf, die aufgrund ihrer petrographischen Beschaffenheit und der Überlagerung durch Siegener Schichten in das Gedinne gestellt werden, ohne daß bisher der paläontologische Beweis hierfür erbracht werden konnte. Sie werden nach LUSZNAT (1970: 34) gegliedert in:

Ziegenberg-Folge: Blaugraue Tonschiefer mit Sphärosideritknollen, vereinzelt geringmächtigen Rotschieferlagen und Einschaltungen von hellgrauen Folgen grobkörniger Sandsteinbänke. Die Gesteine der Ziegenberg-Folge wurden auf älteren Karten als "Unterlage des Gedinne" bezeichnet.

Kindelsberg-Folge: Bankfolgen aus fein- bis mittelkörnigem, weißgrauem quarzitischem Sandstein und Quarzit mit geringmächtigen blaugrauen Tonschieferlagen. Die Mächtigkeit beträgt (auf Bl. 5014 Hilchenbach) 180–220 m. Charakteristisch sind Konglomerate aus Milchquarz und Sphärosiderit (W. E. SCHMIDT 1924: 7). Die Kindelsberg-Folge entspricht dem "Unteren Quarzit" älterer Karten.

Aufgrund petrographischer Ähnlichkeiten und der Lagerungsverhältnisse sind die Gesteine der Kindelsberg-Folge möglicherweise als Äquivalente der Bunten Schiefer im Taunus anzusehen.

Martinshardt-Folge: Rote, seltener auch grüne Tonschiefer bis Siltsteine mit Einlagerungen heller, bankiger Quarzite, quarzitischer Sandsteine sowie roter Sandsteine. Die Mächtigkeit liegt bei 700 m. Im Gegensatz zur Kindelsberg-Folge fehlen hier die Konglomerate in den Sandsteinen und Quarziten. Die eingeschalteten Sandstein- und Quarzitlagen entsprechen dem "Oberen Quarzit" älterer Karten, haben sich aber bei neueren Untersuchungen als nicht horizontbeständig herausgestellt, so daß sie nicht als eigenes Schichtglied ausgehalten werden können. Nach oben gehen die Schichten der Martinshardt-Folge in die der Siegen-Stufe über.

Kellerwald

Die Oberen Steinhorn-Schiefer beginnen möglicherweise bereits im Oberen Gedinne. Da ihr größter Teil in die Siegen-Stufe des Unterdevons gehört, sind sie dort beschrieben.

Damm-Mühle bei Marburg

Dieses zuletzt von BENDER et al. (1974) bearbeitete Vorkommen enthält in einem unteremischen Konglomerat mit tuffitischer Matrix Kalkgerölle, die aufgrund ihrer Fossilführung ins Oberlochkov und Prag (und damit ins Gedinne) gestellt werden.

Lindener Mark bei Gießen

Die Tonschiefer vom Eichelstück (Schiefer mit *Howeella inchoans*) unterscheiden sich faziell nicht wesentlich von dem darunter liegenden Orthoceren-Kalk. Sie bestehen aus dunklen Tonschiefern mit einzelnen Knollen und Bänken von dunklem Kalk (KEGEL 1953). JAEGER (1962) und ALBERTI (1983) stellen sie in die Lochkov-Stufe (= Unteres Gedinne).

Taunus- und Hunsrücksüdrand

Untere Gedinne-Stufe

Eppenhainer Schichten

Auf den Bl. 5815 Wehen und 5816 Königstein im Taunus treten sogenannte "Graue Phyllite" auf, die vermutlich in das Untergedinne gehören und die ältesten devonischen Schichten im Taunus sind (WIRTH 1960, MICHELS 1960). Sie bestehen vorwiegend aus dunkelblau- bis grünlichgrauen, in grünen Lagen serizitischen, häufig dachschieferartigen Tonschiefern. Dünnpfannige, feinkörnige, glimmerige Grauwackensandsteine und grüngraue Quarzite schalten sich als vereinzelt Bänke und Bänke in diese Schichtenfolge ein. Örtlich treten auch geringmächtige Konglomerate auf, die u. a. Komponenten vordevonischer Gesteine enthalten (STENGER 1961: 61).

Obere Gedinne-Stufe

Bunte Schiefer

Die Bunten Schiefer werden aufgrund ihrer Ähnlichkeit mit den "Schistes bigarres d' Oignies" in das Obergedinne gestellt (v. REINACH 1890). Namengebende Gesteine der Bunten Schiefer sind dunkelrotviolette bis dunkelrotbraune, mattglänzende, milde Tonschiefer, in die auch Lagen von apfelgrünen und dunkelgelb- bis graulivgrünen Tonschiefern eingeschaltet sind. Übergänge zwischen roten und grünen Partien sind häufig und ohne scharfe Grenzen, sowohl horizontal als auch vertikal. Bei der Verwitterung bleiben die Farben der roten Schiefer lange erhalten, während die grünen Schiefer eine gelbbraune, schließlich gelbgraue Farbe annehmen.

Der Verwitterung setzen die Schiefer geringeren Widerstand entgegen als der Taunus-Quarzit. Deshalb sind die Längstäler im Taunus in den stärker herausgehobenen Zonen der Bunten Schiefer ausgeräumt (Reliefumkehr).

Fossilien sind in den Bunten Schiefen außerordentlich selten. Über erste Funde von Pflanzen- und Vertebratenresten (Pteraspiden), die ein Obergedinne-Alter andeuten, berichtet WIRTH (1960).

Durch die Aufnahme sandiger Komponenten gehen die Tonschiefer in eine besondere Art Grauwacke und Grauwackenschiefer über, die auch als "körnige Phyllite" bezeichnet werden. Kennzeichnend für die "körnigen Phyllite" sind (nur wenige Millimeter große) Quarzkörner, die in einer tonigen Grundmasse schwimmen. Die körnigen Phyllite sind hauptsächlich rotbraun bis rotviolett, seltener grün gefärbt. Sie gehen durch Zunahme des Quarzes und anderer detritischer Komponenten und durch Kornvergrößerung über in graue bis graugrüne, grobkörnige bis konglomeratische, feldspathaltige, mehr oder weniger quarzitisches Sandsteine ("Feldspatgrauwacke") und Konglomerate. Diese sind am häufigsten und am grobkörnigsten ausgebildet auf Bl. 5914 Eltville am Rhein mit Geröllkomponenten bis zu 10 cm Ø, erreichen aber auch im Assmannshäuser Sattel auf Bl. 5913 Presberg — hier eingeschaltet in Quarzite (s. unten) — größere Mächtigkeit (Konglomeratfächer von Bingen, NÖRING 1939). Die Komponenten sind eckig bis höchstens kantengerundet und schlecht sortiert.

Typische Gesteine des heute aufgeschlossenen Vordevons fehlen im Geröllbestand. Auffallend sind Turmalingesteinsfragmente (MEISL & EHRENBERG 1968), die früher als "Kieselschiefer" ange-

sprochen wurden. Am Hunsrücksüdrand sind unter den Gesteinsbruchstücken chlorit- und glimmerführende Metaquarzite am häufigsten. Es folgen Kieselschiefer und Quarz. Seltener sind Gerölle von Graniten, Metagraniten bzw. -apliten, Metatrachyt (Keratophyr) und Metabasalt (Spilit/Diabas) (MEYER 1970: 29). Der Geröllbestand stammt sehr wahrscheinlich von der Mitteldeutschen Schwelle, deren Einfluß sich am Taunus- und Hunsrücksüdrand bereits sehr früh bemerkbar machte.

Die Gesamtmächtigkeit der Bunten Schiefer beträgt nach EHRENBERG, KUPFAHL & KÜMMERLE (1968) mindestens 250—300 m, nach MEYER (1970) 200—250 m und MEYER & STETS (1980) 500 m. Die Ausstrichbreite kann (auf Bl. 5914 Eltville a. Rhein) bis zu 3 km anschwellen.

In die Tonschiefer der Bunten Schiefer eingeschaltet sind, nicht scharf abgegrenzt, sondern mit faziellen Übergängen, außerdem grünlichgraue, grünlichweiße bis grüne und weiße bis graue, feinsandige Quarzite und quarzitisches Sandsteine. Sekundäre Rotfärbung oder Rotfleckung, die im Taunus-Quarzit häufig auftritt, fehlt in den Quarziten der Bunten Schiefer. Bei Verwitterung zerfallen die Quarzite unter Gelbfärbung. Sie sind dann, besonders wenn sie glimmerreich sind, schwer von verwitterten Hermeskeiler Sandsteinen zu unterscheiden. Die Quarzite und quarzitisches Sandsteine können Mächtigkeiten bis zu 10 m erreichen. Sie treten dann klippenbildend im Gelände hervor. Im Assmannshäuser Sattel auf Bl. 5913 Presberg und im Gebiet des Großen Feldberges auf Bl. 5716 Oberreifenberg erreichen sie größere Mächtigkeiten und verdrängen örtlich die Schieferfazies. Der Rücken des Großen Feldberges ist aus den widerstandsfähigen Quarziten der Bunten Schiefer herausmodelliert.

Wegen Einzelbeschreibungen der Bunten Schiefer sei auf die Erläuterungen zu den geologischen Karten, besonders Bl. 5913 Presberg, sowie auf die Arbeiten von REICHMANN (1967), MEYER (1970) und WIRTH (1960) verwiesen.

In die Bunten Schiefer des Guldenbachtals südlich Stromberg sind bis zu 60 m mächtige Grünschiefer eingeschaltet, die aus basischen Vulkaniten hervorgegangen sind. Sie gehören zu den frühesten Zeugen des Vulkanismus im Devon des Rheinischen Schiefergebirges.

Siegen-Stufe

Die Schichten der Siegen-Stufe haben ihre größte Verbreitung im Siegerländer Antiklinorium. Verbreitet sind sie auch im Ebbe-Sattel, in der Taunus- und Hunsrück-Kammzone und treten zudem — ohne Hermeskeiler Schichten und auf das Mittlere Siegen beschränkt (SOLLE 1951: 314) — nochmals in dem schmalen Sattel von Katzenelnbogen und im Salziger Sattel zutage, sind aber im letztgenannten Sattel auf der GÜK 300 nicht gesondert ausgehalten. Im Kellerwald treten die Siegen-Schichten in einigen kleineren tektonischen Schuppen auf. Am E-Rand des Schiefergebirges finden sich Siegen-Schichten an der Damm-Mühle bei Marburg sowie bei Gießen.

Den derzeitigen Stand der biostratigraphischen Gliederungsmöglichkeiten beschreibt MITTMEYER (1974: 71). Die Gliederung erfolgt hauptsächlich aufgrund lithostratigraphischer Merkmale, d. h. aufgrund unterschiedlicher Gesteinsausbildung. Eine Übersicht über die in den verschiedenen Gebieten gebrauchten Gliederungen gibt Taf. 4.

Ebbe-Sattel

Paseler Schichten (Mächtigkeit 200—300 m).

Die Paseler Schichten liegen nach einem relativ plötzlichen Sedimentationswechsel, aber ohne sichtbare Schichtlücke, auf den roten Schichten der Bunten Ebbe-Schichten. Sie bestehen aus eiförmig grauen, graubraunen und graugrünen Siltsteinen, Tonschiefern und Sandsteinen in Wechsellagerung. Schräg- und Kreuzschichtung, Rippelmarken und unebene Bankoberflächen treten in den Sandsteinen als Anzeichen bewegten Wassers auf; insgesamt zeigen die Schichten aber noch eine stark terrestrische Beeinflussung. Gelegentlich sind auch konglomeratische Grauwacken eingeschaltet, mit bunten Geröllen aus Milchquarz, Schieferbrocken und anderen Gesteinsfragmenten bis 1 cm Ø (ZIEGLER 1970: 42).

Früher wurden der höchste Teil der Bunten Ebbe-Schichten sowie die Paseler und die darüber folgenden Sieseler Schichten als Rimmert-Schichten zusammengefaßt, die in die Ems-Stufe gestellt wurden. Durch diese Einstufung ergab sich im Ebbe-Sattel eine erhebliche Schichtlücke zwischen den Bunten Ebbe-Schichten und den Rimmert-Schichten. ZIEGLER (1970: 39) gliederte jedoch die Rimmert-Schichten auf und hält deren mittleren Teil, die Paseler Schichten, für die Vertretung der Siegen-Stufe.

Siegerländer Antiklinorium

Das Siegerländer Antiklinorium (früher: Siegerländer Block) wird durch die Siegerländer (Siegener) Hauptüberschiebung in einen NW- und einen SE-Teil getrennt. SE der Siegerländer Hauptüberschiebung liegt der Siegerländer Haupt- oder Schuppensattel, in dem hauptsächlich Schichten der Unteren Siegen-Stufe zutage treten. An den Flanken folgen, in zahlreiche Spezialfalten gelegt, Mittleres und Oberes Siegen, das im N unter das Mitteldevon des Sauerlandes abtaucht und im S in die Schichten der Siegen-Stufe in der Dill-Mulde bzw. am Mittelrhein und im Taunus übergeht.

Die Siegen-Stufe bildet im Siegerland eine insgesamt sehr eintönige Schichtenfolge, die trotz reichlicher Fossilführung faunistisch schwer zu gliedern ist, da die hier auftretenden Faunen stark faziesabhängig sind. Die Gliederung muß auf petrographischer Basis erfolgen, weshalb die Grenzen der einzelnen Schichtenfolgen nicht als Zeitmarken betrachtet werden können. Einzelne Schichten können in verschiedenen Gebieten früher oder später einsetzen oder aufhören. Aus diesem Grund ist auch eine brauchbare Detailkartierung im Siegerland erst spät in Gang gekommen und noch nicht abgeschlossen.

Die Gesamtmächtigkeit der Siegen-Stufe im Siegerland beträgt 3 700—5 000 m (vgl. auch MEYER & STETS 1980: 731).

Eine knappe und übersichtliche Einführung in die Geologie der Siegen-Stufe im Siegerland bieten die Arbeiten von FENCHEL, LUSZNAT & VOGLER (1971), mit zahlreichen weiterführenden Literaturangaben, sowie FENCHEL et al. (1985). Die folgenden Ausführungen beruhen, soweit nicht andere Veröffentlichungen zitiert sind, auf diesen Arbeiten. Ausführliche Angaben über den Aufbau und die Gliederung der Siegen-Stufe im Siegerland enthalten auch die Arbeiten von PILGER (1955, Unteres Siegen) sowie GRABERT (1954, 1955, Mittleres und Oberes Siegen), eine vollständige Bibliographie findet sich bei FÜLLING (1976) sowie FENCHEL et al. (1985).

Untere Siegener Schichten (Tonschiefer-Gruppe)

Generell bestehen die Schichten des Unteren Siegen im Siegerländer Hauptsattel aus dunkelblaugrauen, im Hinblick auf die gesamte Abfolge der Siegener Schichten relativ silt- und sandarmen, ebenflächigen Ton- sowie Bänderschiefern in Verbindung mit schwarzen, reichlich pflanzenführenden Tonschiefern. Daneben sind mehr oder weniger siltige und dann meist mäßig gesonderte, z. T. auch bändrige Tonschiefer stärker verbreitet. Partienweise schalten sich untergeordnet bandflaserige bis flaserige Tonschiefer und Sandsteine mit vorwiegend guter Sonderung ein. Ferner haben noch fein- bis mittelkörnige Sandsteine, zuweilen tonig-siltig, des öfteren in Form mehrerer Bankfolgen gehäuft, einige Bedeutung.

Die Schichten des Unteren Siegen zeigen eine bemerkenswerte Fazieskonstanz. Ein leichter Fazieswechsel tritt insofern auf, als die Schichten nach NE sandiger bzw. die rauheren Schichten mächtiger werden. In den NW des Schuppensattels (Bl. 5014 Hilchenbach und 5013 Wenden) in der Umrahmung des Müsener Sattelhorstes verbreiteten Unteren Siegener Schichten sind die tonigen Gesteine generell siltiger, und dunkle, pflanzenführende Tonschiefer treten stark zurück. Die eingeschalteten, häufiger grobkörnigen Sandsteinbankfolgen verteilen sich unregelmäßig und scheinen nach NE zuzunehmen.

Die ungefähren Mächtigkeiten betragen bei Mudersbach und Brachbach 1 200—1 500 m, schwelen nach SW auf 1 800—2 000 m an. Von Eiserfeld nach NE nimmt die Mächtigkeit ab, SE Siegen, wo der Siegerländer Hauptsattel abtaucht, beträgt sie nur noch 600—800 m (PILGER 1955: 37). Einzelheiten der Gliederung finden sich in Tab. 6.

Mittlere Siegener Schichten (Rauhflaser-Gruppe)

Charakteristisch für das Mittlere Siegen sind die sog. Rauhflaser-Schichten, d. h. unregelmäßig geschichtete Sandschiefer, bestehend aus welligen, dicken und kurzen, auch längeren, deutlich gesonderten Sandlinsen und -flasern in feinsandigem Tonschiefer. Die Primärflaserung wird häufig durch die tektonische Überprägung (Schieferung) noch verstärkt. Wenn rauhflaserige Schichten auch in den anderen Teilen der Siegen-Stufe auftreten, so ist ihre Häufung doch typisch für das Mittlere Siegen. In die blaugrauen Flaserschiefer eingelagerte grünlichgraue Sandsteine zeigen häufig eine ausgesprochen rötlichbraune Verwitterung (FENCHEL, LUSZNAT & VOGLER 1971: 22, PILGER 1960: 311).

PILGER (1952, 1960: 312) entwickelte ein Prinzip der Leitschichtenkartierung. Danach besteht eine Leitschichtenpartie aus einem Sedimentationszyklus, der im Idealfall aus folgender Abfolge besteht: Grauwacke—Flaserschiefer—Flaserbänderschiefer— Bänderschiefer—Tonschiefer.

Die in Anwendung des Leitschichtenprinzips erarbeitete Gliederung ist Tab. 6 zu entnehmen. Hierzu ist zu bemerken, daß die, durch mehrere, bis 20 m mächtige, meist quarzitisches Sandsteinbank- und Grauwackenfolgen gekennzeichneten Eisernhardt-Schichten eine der markantesten Schichtenfolgen bilden. Sie ist petrographisch und morphologisch gut zu verfolgen. Besonders auffällig ist die Neigung dieser Sandsteine und Grauwacken zu einer intensiven Weißverwitterung ("Weißwacken"). Die Weißwacken bieten besonders gute Anhaltspunkte zum Erkennen dieser Schichtenfolge (GRABERT 1955: 55). Die Tonschiefer der Freusburger Schichten sind ebenfalls ein für die Kartierung der Mittleren Siegen-Stufe wichtiger Horizont, da sie wegen der Lage zwischen rauhflaserigen Schichten gut zu erkennen sind (GRABERT 1955: 55).

Tab. 6. Die Schichtenfolge im Siderit-Erzdistrikt Siegerland—Wied
(nach FENCHEL et al. 1985)

Stratigraphie			Wiedbezirk	Siegerland und Randgebiete		
			Raum Flammersfeld-Waldbreitbach (PAHL 1960)	Nordwestlich des Siegener Schuppensattels	Siegener Schuppensattel	Südöstlich des Siegener Schuppensattels
Devon	Mitteledevon	Eifel-Stufe	—	Wiehler Schiefer / Ohler Schiefer Mühlenberg-Schichten Hobräcker Schichten Obere <i>cultrijugatus</i> -Schichten		Hangendes: abgetragen Eifel-Quarzit Wissenbacher Schiefer
	Unterevон	Ems-Stufe	Oberems Ober- und Unterems ≅ 1200 m Unterems	Remscheider Schichten mit Unteren <i>cultrijugatus</i> - Schichten Bilstein- Tuff Kt5 Remscheider Schichten Haupt-Kerato- phyr Kt4		Kieselgallen-Schiefer Eisengallen-Schiefer Flasersandstein und -schiefer mit Lagen von Keratophyr-Tuff Ems-Quarzit
						Kühlbacher Schichten
			nicht ausgegliedert			

Devon	Unterdevon	Siegen-Stufe	Obere Siegener Schichten [Herdorfer Schichten]	ungegliedert	Odenspieler Grauwacke Frohnberger Tonschiefer Nosbacher Bänderschiefer	Klafelder Folge [Kredenbacher Schichten] Asdorfer Folge	Feuersbacher Folge [Oberes und Mittleres Herdorf] Struthüttener Folge [Unters Herdorf]
			1000—1200 m	Seifener Serie Obere Grauwacken-Serie Flaserschiefer-Serie Untere Grauwacken-Serie Bänderschiefer-Serie	ungegliedert	Freudenberger Schichten [Grenzwacke und Wildflaser-Zone] Gosenbacher Schichten [Obere Grauwacken-Zone] Freusburger Schichten [Freusburger Schiefer] Eisernhardt-Schichten [Hauptgrauwacken-Zone] Brüderbund-Schichten	Bl. Betzdorf, Wissen Hachenburg, Dierdorf, Neuwied: Rauhflaser-Schichten
			450—1100 m	Mittlere Siegener Schichten [Tonschiefer-Schichten]	Tonschiefer-Serie tiefere Untere Siegener Schichten	ungegliedert	Hamberg-Schichten mit Eisenzecher Sandsteinfoolge [Concordia-Schichten Eisenzecher Schichten Hamberg-Schichten] Betzdorfer Schichten Hengsbach-Schichten Kirchener Schichten Mudersbacher Schichten Gilberg-Schichten
	Gedinne-Stufe	> 1200 m	Müsener Schichten	und Gedinne-Stufe unbekannt	Martinshardt-Folge Kindelsberg-Folge Ziegenberg-Folge Liegendes unbekannt	Liegendes unbekannt	—

* [ältere Bezeichnungen]

Unterdevon

Als weiterer wichtiger und besonders charakteristischer Leithorizont ist im höchsten Teil der Freudenberger Schichten die Grenzacke entwickelt, ein bis zu 20 m mächtiger Horizont dickbankiger Grauwacken (WENTZLAU 1960: 193). Von NE nach SW nehmen Korngröße und Mächtigkeit der Grenzacke ab. In der Gegend von Schutzbach, wo sie unter den Basalten des Westerwaldes verschwindet, ist die Grenzacke nur noch als eine besonders rauhe Zone zwischen den Freudenberger Schichten und den Ahe-Schiefen zu erkennen (GRABERT 1955: 57).

Gewisse fazielle Unterschiede in der Mittleren Siegen-Stufe sind dadurch gegeben, daß vom zentralen Siegerland aus der Sandgehalt der einzelnen Leitschichtenpartien von SE nach SW aber auch nach N hin abnimmt (WENTZLAU 1960: 200, PILGER 1960: 319, FENCHEL, LUSZNAT & VOGLER 1971: 23). Dadurch lassen sich die Mittleren Siegener Schichten in diesen Gebieten nicht mehr so differenziert gliedern wie im zentralen Siegerland.

Mit der Abnahme des Sandgehaltes nach SW und N nimmt die Mächtigkeit deutlich zu. Aus dem engeren Siegerland, wo das Mittlere Siegen 350—450 m mächtig ist, erhöht sich die Mächtigkeit nach N auf rd. 1000 m (Bl. 5112 Morsbach und 5113 Freudenberg) und nach SW auf 720 m (Bl. 5311 Altenkirchen). Insgesamt geben FENCHEL, LUSZNAT & VOGLER (1971) 700—1200 m für das Gebiet NW des Siegerländer Hauptsattels und 400—1200 m für das Gebiet SE desselben an.

Obere Siegener Schichten (Herdorf-Gruppe)

Nach FENCHEL, LUSZNAT & VOGLER (1971: 23) zeichnen sich die Oberen Siegener Schichten generell durch eine schlechtere Sortierung aus. Die blaugrauen tonigen Gesteine haben einen größeren Silt- und Feinsandgehalt, während die zwischengeschalteten Sandsteine mehr tonig-siltig, meist feinkörnig und bänderig sind. Sie haben bevorzugt ebene Schichtflächen und neigen stärker zu plattiger Absonderung. Typisch ist die sandige Verwitterung mit charakteristischen olivgrünen bis bräunlichen Verwitterungsfarben der Sandsteine.

Wegen des Mangels an brauchbaren Leitfossilien beruhen die in verschiedenen Gebieten erarbeiteten Untergliederungen allein auf Gesteinsmerkmalen, die jedoch auch innerhalb der großen Faziesseinheiten örtlich wechseln. Die Übertragung der örtlich erarbeiteten Gliederungen auf größere Gebiete ist nur begrenzt möglich. Deshalb werden für die einzelnen Schichten innerhalb der unten genannten Folgen regional wechselnde Lokalnamen gebraucht (s. Tab. 6). Wegen Einzelheiten der lokalen Gliederungen sei deshalb auf die Erläuterungen zu den geologischen Karten verwiesen, von denen im nördlichen Siegerland mehrere in moderner Bearbeitung vorliegen.

Zwischen den Verbreitungsgebieten NW und SE des Siegerländer Hauptsattels gibt es auch in der Oberen Siegen-Stufe fazielle Unterschiede. Die NW-Fazies ist gekennzeichnet durch einen allmählichen Übergang aus dem Mittleren Siegen, d. h. es treten zunächst noch typisch flaserige Partien auf (Asdorfer Folge). Darüber folgen blaugraue, meist stärker siltige bis schwach feinsandige Ton- und Bänderschiefer mit eingeschalteten Siltsteinpartien und Sandsteinbänken (Klafelder Folge). Diese Gliederung gilt insbesondere für das Gebiet des Bl. 5113 Freudenberg und für Teile von Bl. 5014 Hilchenbach. Im Bereich dieses Blattes geht die Fazies der Asdorfer Folge nach NE in die der Klafelder Folge über, so daß sich Asdorfer und Klafelder Folge z. T. vertreten. Die Mächtigkeit der Oberen Siegen-Stufe beträgt in diesem Faziesbereich 1350—2850 m (FENCHEL, LUSZNAT & VOGLER 1971: Taf. 4). Auf Bl. 5112 Morsbach klingt die Asdorfer Folge nach N und SW aus. Innerhalb der Klafelder Folge lassen sich auf Bl. 5012 Eckenhagen drei Faziesbereiche aushalten:

Nosbacher Bänderschiefer, Frohnenberger Tonschiefer und "Odenspieler Grauwacke". Die genannten Schichten liegen zwar im Normalfall übereinander, können sich aber auch seitlich vertreten, wobei die "Odenspieler Grauwacke" lokal ganz ausfällt (FENCHEL et al. 1985: 31).

Die SE-Fazies zeichnet sich durch großen Fossilreichtum aus ("Herdorfer Fazies"). Hier ist generell eine Zunahme des gröber klastischen Materials nach NE hin zu beobachten. Die Schiefer werden sandiger und führen schließlich dünne, fossilreiche Sandsteinlagen, deren Mächtigkeit und Fossilführung nach NE hin zunehmen. Dabei durchschneiden die Faziesgrenzen alle bekannten tektonischen Linien. Der Siegerländer Hauptsattel kann deshalb als Faziesseide nicht wirksam gewesen sein (GRABERT 1955: 60). Ebenso wie im NW liegt über den Mittleren Siegener Schichten eine Gesteinsfolge, die — wenn auch in wesentlich geringerem Maße — noch durch bandwellige oder sehr untergeordnet einmal durch flaserschichtige Gesteine ausgezeichnet ist: Struthüttener Folge. Diese Folge konnte bislang auf den Bl. 5213 Betzdorf, 5214 Burbach und 5114 Siegen auskartiert werden.

Über dieser Folge treten flaserschichtige Gesteine nur noch ganz selten auf. Es tritt nun jene petrographische Ausbildung in den Vordergrund, die für die Oberen Siegener Schichten besonders typisch ist. Diese Serie entspricht daher in ihrer Gesamtheit dem petrographischen Charakter der Klafelder Folge, wenn auch die einzelnen Gesteinsglieder in einer anderen Weise am Aufbau des Schichtenpackens beteiligt sind. Ein weiterer Unterschied ist durch die reiche Faunenführung gegeben (GRABERT 1954b, PÖTTER 1958). Aufgrund dieser Abweichungen wird der Abschnitt mit dem besonderen Begriff *Feuersbacher Folge* belegt. Nach PÖTTER (1958) bauen 6–8 sandsteinreiche Schichtenglieder (25–250 m), die von mehr tonigen Partien (80–220 m) unterbrochen werden, die Serie auf. Die erstgenannten bestehen aus tonigen, graubraun verwitternden Sandsteinen, die zu dünn- bis dickbankigen Folgen von 2–5 m Dicke zusammentreten. Diese keilen z. T. im Streichen aus und setzen im gleichen oder nahe benachbarten Niveau alsbald wieder ein. Nur im obersten Teil stellen sich hellgraue bis bläuliche, bankige Quarzitlagen ein. Die eingeschalteten Tonschieferpartien sind siltig, häufig bänderig und meist mäßig gesondert. Silt- und Sandsteine haben nur einen geringen Anteil am Aufbau dieser Abschnitte (FENCHEL et al. 1985).

Die Mächtigkeit des Oberen Siegen in der SE-Fazies beträgt 3 150–3 600 m (FENCHEL, LUSZNAT & VOGLER 1971: Taf. 4).

Kellerwald

Obere Steinhorn-Schichten, Erbsloch-Schiefer

Im südlichen Kellerwald treten Siegener Schichten in wenigen kleinen tektonischen Schuppen zusammen mit silurischen Schichten auf. Sie sind in rheinischer Fazies ausgebildet und wurden von KUPFAHL (1953) und STOPPEL (1961) beschrieben. JAEGER (1962) stuft einen Teil dieser bisher als silurisch betrachteten Schichten in das Unterdevon ein. Es handelt sich um eine 15–20 m mächtige Folge von grauen und grüngrauen, harten Tonschiefern und feinsandigen Schiefern mit Kieselgallen, karbonatischen Schiefern und gelblich anwitternden schwarzen, z. T. dünnschichtigen, z. T. massigen, splittrigen Schiefern mit eingelagerten Kalkgrauwacken von wenigen Millimetern Stärke. Vereinzelt treten dünne Kalksteinlagen auf. Der untere Teil dieser Kieselgallenschiefer umfaßt die "Oberen Steinhorn-Schichten" (Unteres bis Oberes Siegen), von denen der obere Teil der Kiesel-

gallenschiefer als "Erbsloch-Schiefer" abgetrennt wurde (STOPPEL 1961: 20), die in das oberste Siegen gestellt werden. Sie gehen nach oben kontinuierlich in die Erbsloch-Grauwacke (Unterems) über.

Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges

An der Damm-Mühle bei Marburg bilden 1,5 m milde, rote, untergeordnet auch grünliche, glimmerige Schiefer das stratigraphische Äquivalent der Erbsloch-Schiefer. Die milden Schiefer führen etwa erbsengroße Konkretionen, die von einem dunklen Mantel umgeben sind. Sie bestehen aus dem gleichen Material wie die Schiefer (KUPFAHL 1953). Darüber liegt in einer Mächtigkeit von 35 m eine Folge von Grauwacken, Grauwackenschiefern und Tonschiefern. Bei Gießen ist die Siegen-Stufe durch den Dalmaniten-Sandstein und eine plattige Kalkgrauwacke vertreten (KEGEL 1953, ALBERTI 1983). Karbonatische Grauwacken und Sandsteine sind die wichtigsten Gesteine dieser Schichtenfolge. In den Sandsteinen kommen konglomeratische Lagen mit Geröllen von Kalksteinen und Schiefeln vor. Im Übergangsbereich zum Steinberger Kalk treten auch Lagen karbonatischer Schiefer auf. In Oberflächennähe ist der Karbonatgehalt oft ausgelaugt, die im frischen Zustand sehr festen Gesteine werden dann weich und mürbe. Die Mächtigkeit beträgt höchstens 100 m (KEGEL 1953).

Hunsrück und Taunus

Die Siegen-Stufe in Hunsrück und Taunus ist ebenfalls vollständig in rheinischer Fazies ausgebildet, unterscheidet sich jedoch vom Siegen des Siegerländer Antiklinoriums ganz wesentlich dadurch, daß mächtige grobklastische, sandige Sedimente vorherrschen (Südfazies). Die Schüttung erfolgte von S, von der Mitteldeutschen Schwelle her, die schon im Gedinne durch Konglomerate in Erscheinung trat. Die Sande wurden als Küstensedimente mehrfach aufbereitet und umgelagert (LOTZE 1928). Typisch ist eine großdimensionale Schrägschichtung mit Vorschüttungsrichtungen, die im Osttaunus nach W und NW gerichtet waren (HEINRICHS 1968). Die Fazies war nach WIRTH (1960) voll marin, im Oberen Taunus-Quarzit sind fossilreiche Lagen häufig. Kohlige Einlagerungen (Bl. 5912 Kaub und 5815 Wehen) zeigen Landnähe und beachtliches Pflanzenwachstum an.

Das Siegen der Südfazies wird in die Hermeskeiler Schichten an der Basis und den Taunus-Quarzit gegliedert, der den größten Teil der Siegen-Stufe umfaßt.

Nach N hin gehen die sandigen Sedimente in die tonigen der "Hunsrücksschieferfazies" (SOLLE 1951: 315) über. Sie sind im Salziger Sattel, der vom Mittelrhein zwischen Kamp und Kestert zur unteren Lahn bei Nassau streicht, als Untere Bornhofener Schichten der Oberen Siegen-Stufe abgeschlossen. Die tonige Ausbildung zeigt hier bereits ein landferneres, ruhigeres Milieu an. Tieferes Siegen ist in diesem Gebiet nicht bekannt. Da Kartierungen nach den neuen stratigraphischen Erkenntnisse in diesem Gebiet fehlen, sind auf der GÜK 300 die faziell ähnlich ausgebildeten Schichten des höheren Siegen und des Ems zusammengefaßt dargestellt.

Untere Siegen-Stufe

Hermeskeiler Schichten

Petrofaziell bilden die Hermeskeiler Schichten einen Übergang zwischen den Bunten Schiefern und dem Taunus-Quarzit. Sie bestehen vorwiegend aus Sandsteinen, z. T. auch Quarziten, mit Tonschieferzwischenlagen. Die Hermeskeiler Sandsteine unterscheiden sich von denen des Taunus-Quarzits durch größeres Korn, lockereres Gefüge, größeren Glimmer- und Feldspatgehalt. Häufig sind intraformationale Konglomerate, meist aus Quarzkomponenten, die nach HEINRICHS (1968) zusammen mit häufiger Schrägschichtung auf wandernde Rinnen in einem Gebiet mit geringer Schlicksedimentation hinweisen. Die charakteristische Farbe der Hermeskeiler Sandsteine ist rötlich, daneben treten auch gelbliche und graue Farbtöne auf. Im südlichen Rheintal findet sich auf Bl. 5913 Presberg eine abweichende Fazies mit vorwiegend grauen und hellgrauen Quarziten.

Mit den Sandsteinen wechsellagern dünne Pakete rötlicher und apfelgrüner Schiefer, die noch an die Bunten Schiefer erinnern. Auf Bl. 5913 Presberg läßt sich im obersten Profilteil örtlich ein bis zu 10 m mächtiger rotvioletter und grünlichgrauer, schluffig-feinsandiger Tonschieferhorizont aushalten, mit dem die Rotsedimentation nach oben hin abschließt.

Nach petrographischen Untersuchungen (PRASHNOWSKI 1957) zeigen die Quarzite der Hermeskeiler Schichten engere Beziehungen zu den Quarziten des Taunus-Quarzits als zu denen des Gedinne. Aufgrund von Borgehaltsuntersuchungen schließt WIRTH (1960) jedoch, daß die Hermeskeiler Schichten im gleichen brackigen Milieu abgelagert wurden (Fossilarmut) wie die Bunten Schiefer. Erst mit dem Taunus-Quarzit setzte sich wieder marines Milieu durch. Auch in diesen Befunden kommt die Übergangs- und Zwischenstellung der Hermeskeiler Schichten zum Ausdruck.

Die Sandsteine der Hermeskeiler Schichten verwittern leicht zu sandig-lehmigen Massen, so daß gute Aufschlüsse selten sind.

Als Mächtigkeiten werden bei Stromberg 50—60 m (MEYER 1970: 181), auf Bl. 5913 Presberg 30—90 m, auf den Bl. 5815 Wehen und 5914 Eltville am Rhein 150—200 m, auf Bl. 5816 Königstein i. Taunus "selten über 100 m" und auf Bl. 5717 Bad Homburg v. d. Höhe "nicht über 150 m" angegeben. Diese Angaben sind sicher meist nur als grobe Schätzungen aufzufassen, da die Abgrenzung zum Liegenden und Hangenden sowohl wegen fazieller Übergänge als auch intensiver tektonischer Zerschuppung nicht überall eindeutig ist. Deshalb muß vorläufig noch offenbleiben, ob tatsächlich im Bereich der Bl. 5815 Wehen und 5914 Eltville am Rhein erhöhte Mächtigkeiten vorliegen.

Taunus-Quarzit

Im westlichen Taunus und Hunsrück läßt sich der Taunus-Quarzit nach LEPPLA (1904) in den Unteren Taunus-Quarzit (größerer Teil der Mittleren Siegen-Stufe) und den Oberen Taunus-Quarzit unterteilen, der dem höheren Teil des Mittleren Siegen und dem Oberen Siegen entspricht.

Unterer Taunus-Quarzit

Der Untere Taunus-Quarzit besteht zum größten Teil aus weißen oder hellgrauen, fossilfreien, grob bis sehr grob geschichteten, plattig bis bankig absondernden Quarziten (Felsquarzite). Diese

Quarzite geben der gesamten Schichtenfolge den Namen. Sie sind feinkörnig, mit Korngrößen meist zwischen 0,1 und 0,2 mm (BOTTKE 1962). Bisweilen erreicht die Korngröße 3 mm, selten bis 10 mm. Neben dem vorherrschenden Quarz finden sich reichlich in Kaolinit und Quarz umgewandelte Feldspäte. Glimmer tritt gegenüber dem Hermeskeiler Sandstein stark zurück und liegt bevorzugt auf Schichtflächen. Gesteinskörner und Quarzzement sind orientiert verwachsen. Beim Anschlagen des Gesteins brechen die Quarzkörner nicht — wie beim Hermeskeiler Sandstein — aus dem Gefüge, sondern werden selbst durchgespalten.

Auf Klüften und Schichtflächen ist das Gestein oft durch Eisenoxide hellrot gefärbt, die Rotfärbung greift jedoch selten tiefer in das Gestein. Typisch und oft sehr schön ausgebildet sind moosartig verzweigte schwarze Manganausfällungen auf Klüften, die sog. Dendriten.

Neben den Felsquarziten treten im Unteren Taunus-Quarzit auch quarzitisches Sandsteine und dunkelgraue Tonschiefer auf, die z. B. auf Bl. 5717 Bad Homburg v. d. Höhe (JENTSCH & RÖDER 1957) eine 50 m mächtige, fast geschlossene Schieferfolge an der Basis der Abfolge bilden. Generell nehmen jedoch die Tonschieferanteile in den höheren Teilen der Schichtenfolge zu und gewinnen im Oberen Taunus-Quarzit größere Verbreitung.

Infolge der Widerstandsfähigkeit der Quarzite werden diese durch die Verwitterung herauspräpariert, so daß aus den tektonischen Mulden z. T. wallartig aufragende Höhenzüge entstanden (Reliefumkehr), die heute das morphologische Rückgrat des Taunusgebirges bilden, wobei allerdings die höchste Erhebung des Taunus, der Große Feldberg, nicht aus Taunus-Quarzit besteht, sondern aus einem Horst von Gedinne-Quarziten. Die Widerstandsfähigkeit des Gesteins gegen Verwitterung führt auch zu einigen anderen, für den Taunus-Quarzit charakteristischen Erscheinungen: an exponierten Stellen bilden die Felsquarzite hoch aufragende Klippen. Beim Zerfall des Gesteins entsteht ein scharfkantiger Blockschutt, dessen Komponenten nur langsam abgerollt werden und an steilen Hängen bisweilen große Blockschutthalden, die sog. Rosseln, bilden. Taunusquarzitgerölle finden sich viel häufiger als Gerölle anderer Taunusgesteine auf sekundärer Lagerstätte in jüngeren Schichten (Rotliegendes, Tertiär, z. T. auch Quartär).

Oberer Taunus-Quarzit

Der Obere Taunus-Quarzit besteht dort, wo er vom Unteren unterschieden werden kann, aus dunkelgrauen und grauen, untergeordnet hellgrauen und weißen Quarziten und quarzitisches, selten grauackeartigen Sandsteinen, die mit z. T. mächtigen dunkelgrauen, mehr oder weniger sandigen, oft flaserigen, teilweise quarzitisches Tonschiefern wechsellagern. Die Schiefer nehmen im höheren Teil der Abfolge generell zu und deuten damit bereits den Übergang zu den Unteremsschiefern an. Sie enthalten im Gegensatz zu den Quarziten bisweilen reichlich Fossilien. Im höchsten Teil des Oberen Taunus-Quarzits können örtlich die etwas tonigeren, besonders fossilreichen Darustwald-Schichten mit der fischreichen *Bellerophon*-Bank ausgeschieden werden (MITTMEYER & GEIB 1967, EHRENBERG et al. 1965).

Die Mächtigkeit des gesamten Taunus-Quarzits kann nur grob geschätzt werden, da die Schichtenfolge stark tektonisch zerschuppt ist und kein normaler stratigraphischer Übergang zu den hangenden Schichten vorliegt. KRÖMMELBEIN (1977) gibt eine Gesamtmächtigkeit von bis zu 1200 m an, JENTSCH & RÖDER (1957) eine solche von 750—800 m. EHRENBERG, KUPFAHL & KÜMMERLE (1968) nennen für den Unteren Taunus-Quarzit eine Mächtigkeit von 270—300 m und für den

Oberen eine solche von 200–230 m. MEYER & STETS (1980: Abb. 4) stellen Mächtigkeiten bis zu 2 000 m dar. Angaben zur Fossilführung des Taunus-Quarzits finden sich in den Erläuterungen zu den geologischen Karten.

Eine zusammenfassende Bearbeitung der Siegen-Faunen liegt bisher nicht vor.

Obere Siegen-Stufe

Untere Bornhofener Schichten

Am Mittelrhein (Salziger Sattel) vertreten die Unteren Bornhofener Schichten in Hunsrück-schieferfazies das höhere Siegen. Sie wurden von MITTMEYER (1973) paläontologisch gründlich bearbeitet. Ihre Gesamtmächtigkeit beträgt am Mittelrhein wahrscheinlich mehr als 275 m. Sie bestehen aus einem Wechsel von milden Tonschiefern ("Feinschiefer"), Tonschiefern und grauen bis bräunlichen Feinkornquarziten. Milde Tonschiefer und Tonschiefer sind partienweise infolge einer zweiten Schieferung "griffelschiefrig". Nach oben hin nimmt der Sandgehalt der Schichten generell etwas zu.

Unterems-Stufe

Unterems-Schichten treten auf: in der Umrahmung des Ebbe-Sattels, am N-Rand des Siegerländer Antiklinoriums sowie an dessen S-Rand im Übergangsbereich zum NW-Flügel der Dill-Mulde. Große, geschlossene Verbreitung haben sie auch in Hunsrück und Taunus sowie zwischen dem Mittelrhein, der unteren Lahn und dem Westerwald. Sie waren von mittel- und oberdevonischen Schichten überlagert, die heute wieder abgetragen sind. Daß sie einst auch weiter nach S verbreitet waren als heute, d. h. die Siegener Schichten der Taunuskammzone überlagerten, beweisen ein kleiner Graben mit Unterems-Schichten auf Bl. 5717 Bad Homburg v. d. Höhe (JENTSCH & ROEDER 1957, MICHELS 1972) und die Ems-Vorkommen im Südhunsrück-Trog S Stromberg (MEYER 1970).

Im Hunsrück und Westtaunus wurde das Unterems auf der GÜK 300, wegen der auf weiten Flächen noch nicht geklärten stratigraphischen Zusammenhänge, mit Teilen des höheren Siegen zusammengefaßt und der Fazies entsprechend als "Hunsrück-Schiefer" bezeichnet. Dies gilt besonders für das tiefere Unterems, das im Westtaunus und im Salziger Sattel zutage tritt, während das höhere Unterems in der Maisborn–Gründelbach-Mulde als "Unterems" dargestellt ist.

Im Osttaunus ist bisher lediglich unteres und mittleres Unterems (höheres Ulmen und Singhofen) nachgewiesen (Bl. 5518 Butzbach, 5616 Grävenwiesbach, 5716 Oberreifenberg). Die Hunsrück-schieferfazies fehlt hier. Möglicherweise verschwinden die tiefsten Unterems-Schichten E der Idsteiner Senke infolge axialen Abtauchens in größere Tiefen, jedoch ist auch ein primäres Auskeilen der Schichtenfolge nicht auszuschließen.

Zwischen Siegerländer Antiklinorium und Wittgensteiner Mulde sowie dem Taunus tauchen die Unterems-Schichten unter die jüngeren Ablagerungen der Dill-Mulde, des Hörre-Zuges und der Lahn-Mulde ab. Sie sind dort wahrscheinlich im tieferen Untergrund geschlossen, wenn auch möglicherweise in reduzierter Mächtigkeit verbreitet, treten aber nur in wenigen kleinen Aufbrüchen,

vergesellschaftet mit Oberems-Schichten, zutage. Meist ist das Unterems hier nur unvollständig aufgeschlossen. Wegen der Kleinheit der Vorkommen sind auf der GÜK 300 nur die wichtigsten dargestellt, z. B. im Bereich der Bl. 5217 Gladenbach, 5218 Niederwalgern, 5317 Rodheim-Bieber. Erst am NW-Rand der Dill-Mulde gewinnen Unterems-Schichten (Dillbrechter Schichten) wieder weitere Verbreitung.

Die kleinen Unterems-Vorkommen im Kellerwald und bei Gießen sind auf der GÜK 300 nicht gesondert ausgehalten. Sie liegen in der Umgebung der auf der Karte dargestellten Oberems-Vorkommen.

SOLLE (1972) plädierte dafür, dem Unterems und dem Oberems den Rang selbständiger Stufen zuzuweisen, da in der Entwicklung der Faunen der gesamten Siegen-Zeit kaum größere Bedeutung zukommt als der Unterems-Zeit, aber erheblich weniger als der Oberems-Zeit für sich. Zudem gehört die Grenze Unter-/Oberems zu den schärfsten und am besten anwendbaren biostratigraphischen Grenzen im gesamten Unterdevon. Dieser Auffassung wird in der folgenden Gliederung und auch auf Taf. 4 gefolgt.

Sowohl für die Abgrenzung (Definition) der einzelnen Unterstufen als auch deren Gliederung wurden im Laufe der Erforschungsgeschichte mehrfach wechselnde Auffassungen vertreten, die die Auswertung und den Vergleich von Literatur, auch der Erläuterungen der geologischen Karten, sehr erschweren. ANDERLE (1987) hat die Entwicklung und den Stand dieser Diskussion knapp und übersichtlich dargestellt. Auch MITTMEYER (1974), der die Ergebnisse von SOLLE (1951) aufgrund konsequenter Fossilauflösungen modifizierte und weiterentwickelte, gibt einen kurzen, aber präzisen Überblick über die Gliederung und Definition der einzelnen Schichtglieder der Siegen-, Unterems- und Oberems-Stufe.

Das Unterems im Ebbe-Sattel und am Nordrand des Siegerländer Blocks gehört zur sauerländischen Fazies, die durch häufige Einschaltung von Rotschiefern und geringere Mächtigkeit gekennzeichnet ist. Die Sedimente wurden von dem nördlich vorgelagerten Old-Red-Festland angeliefert. Der Siegerländer Block war zur Ems-Zeit zumindest gelegentlich verlandet und Abtragungsgebiet (KEGEL 1950: 279). Er trennt deshalb deutlich das Gebiet der sauerländischen Fazies im N von dem rheinischen Faziesgebiet im S.

Vom Mittelrheingebiet, wo die Mächtigkeit des Unterems 4000 m beträgt, nimmt die Mächtigkeit nach E hin ab (MEYER & STETS 1980: Abb. 5). Am E-Rand des Rheinischen Schiefergebirges ist das Unterems in geringmächtiger herzynischer Fazies ausgebildet.

Während des Unterems kam es zu lebhafter vulkanischer Tätigkeit, die im Sauerland mit mehreren Phasen bereits im Gedinne und Siegen begonnen hatte, an der Wende Unter-/Oberems zum Höhepunkt kam und noch im Oberems anhielt (Abb. 14 und 15). Im südlichen Rheinischen Schiefergebirge war die vulkanische Tätigkeit dagegen auf das höchste Ulmen und das Singhofen begrenzt. Gefördert wurden im Sauerland saure Laven und Tuffe, während im Lahnggebiet, Hunsrück und Taunus lediglich saure Tuffe ("Porphyroide") bekannt sind. Ganz lokal finden sich auch Spuren eines basischen Vulkanismus. BARTELS & KNEIDL (1981: 30) parallelisieren den Kt3-Vulkanismus des Sauerlandes mit dem Singhofen-Vulkanismus des Taunus und Hunsrücks (KIRNBAUER 1991).

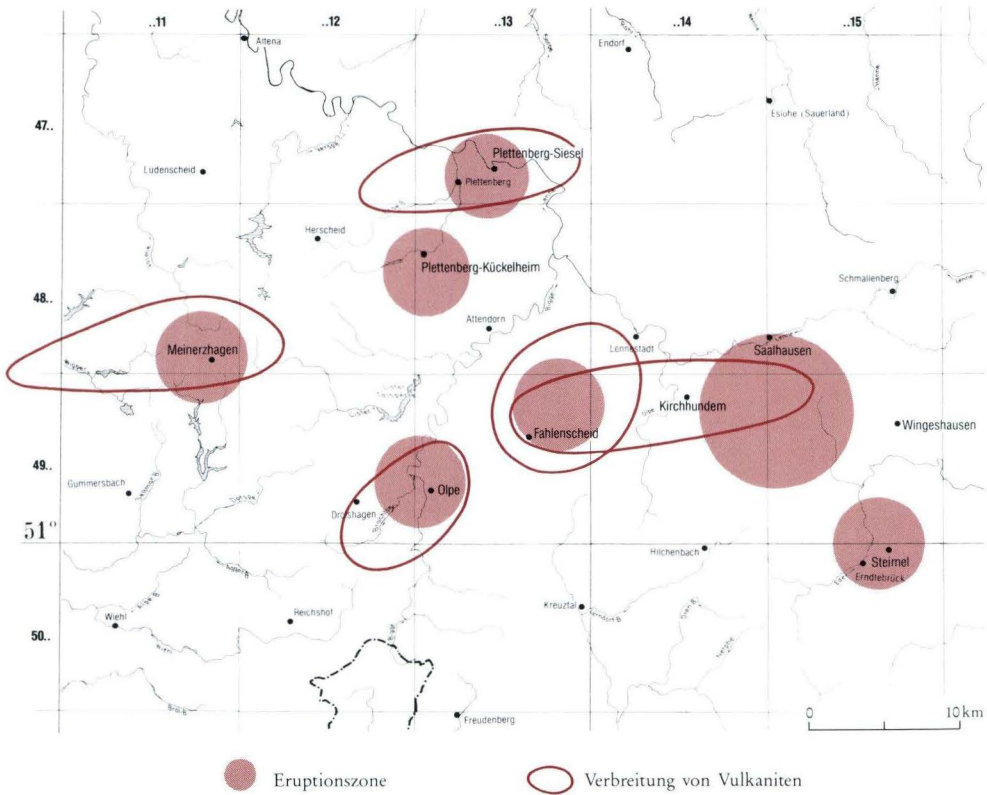


Abb. 14. Vermutliche Lage der bestimmenden Eruptivzonen im Raum der Lenne-Vulkanite (nach HEYCKENDORF 1985).

Ebbe-Sattel

Sieseler Schichten

Das Unterems im Ebbe-Sattel wird von den Sieseler Schichten vertreten, deren tieferer Teil möglicherweise noch zur Siegen-Stufe gehört. Die Sieseler Schichten entwickeln sich aus den Paseler Schichten und bestehen aus einer bunten Folge von dunkelgrauen, gelegentlich schwarzen, roten, grünen und grauen Tonschiefern und Siltsteinen, die sich in lebhaftem horizontalem Fazieswechsel verzahnen. Eingeschaltet sind fein- bis grobkörnige, feldspatreiche, z. T. konglomeratische, oft quarzitische Sandsteine. Örtlich ist darin ein charakteristischer konglomeratisch-fanglomeratischer Horizont aus aufgearbeiteten Rhyolithen ausgebildet, der mit dem Kt3-Vulkanismus in Verbindung zu bringen ist. Der Abschluß der Folge wird z. T. von grauen bis weißgrauen, quarzitischen Sandsteinen und Quarziten gebildet (GRABERT 1980: 22).

Eingelagert in die Sieseler Schichten sind 3 Horizonte keratophyrischer Vulkanite mit Mächtigkeiten bis zu 30 m (Horizonte des Kt3-Vulkanismus, RIPPEL 1953). Diese Vulkanite bestehen aus Lagen verfestigter Tuffe, deren Aussehen dem von Quarzkeratophyren ähnelt. Echte Keratophyre treten zurück, gelegentlich sind jedoch Ergußdecken in die Vulkaniklastite eingeschaltet. Jeder Teilhorizont dieses Vulkanismus kann aus mehreren Tufflagen bestehen, die durch zwischengeschaltete Sedimente getrennt sind. Unmittelbar auf oder wenig über den Vulkaniten sind Aufarbeitungshorizonte häufig. Die Mächtigkeit der Sieseler Schichten beträgt auf Bl. 4813 Attendorn 200–250 m.

Siegerländer Antiklinorium

Vom N-Rand des Siegerländer Antiklinoriums liegen moderne Kartierungen 1:25 000 der Bl. 5012 Eckenhagen, 5111 Waldbröl und 5112 Morsbach sowie von Bl. C 5114 Siegen der GÜK 100 vor.

Kühlbacher (Bensberger) Schichten

Im obengenannten Bereich ist das Unterems durch die Kühlbacher (Bensberger) Schichten vertreten. Sie bestehen an der Basis aus einer Folge von dunkelgrauen, schwach olivfarbenen, gelblich verwitternden Ton- und Schluffsteinen mit eingeschalteten Sandsteinbankfolgen und geringmächtigen, doch sehr auffälligen Rotschiefern, die jedoch nicht horizontbeständig sind. Sie lassen sich nach SE bis in den N-Teil des Bl. 5015 Erndtebrück verfolgen. Die Mächtigkeit dieser Folge beträgt 100–250 m. Aus der Tonschieferfolge geht durch Zunahme von Mächtigkeit und Häufigkeit der Sandsteinbänke die 30–60 m mächtige Sandsteinfolge hervor. Sie zeigt im petrographischen Aufbau viele Parallelen zur Odenspieler Grauwacke (Obere Siegen-Stufe) und besteht aus einer Wechsellagerung von fein- bis mittelkörnigen, blau- bis grünlichgrauen Sand- und Siltsteinen. Linsenförmig sind Konglomerate aus Quarz-, Kalkstein- und Metarhyolithgeröllen eingeschaltet.

Quarzitfolge (Rimmert-Schichten)

Über den Kühlbacher Schichten folgt die 250–300 m mächtige Quarzitfolge, die weitgehend der bisher unter dem Namen "Rimmert-Schichten" zusammengefaßten Folge entspricht. Vorherrschend sind glimmerreiche, braungraue, sandige Tonschiefer und Siltsteine, denen feinkörnige, relativ reine, grüngraue und braune Sandsteine eingelagert sind, die lokal quarzitischer werden.

Eine ähnliche Gliederung in Tonschiefer-, Sandstein- und Quarzitfolge ist nach FENCHEL, LUSZAT & VOGLER (1971: Taf. 4) auch bei den Unterems-Schichten im Siegener Schuppensattel (Bl. 5213 Betzdorf) sowie am SE-Flügel des Sattels (Bl. 5114 Siegen, 5214 Burbach) möglich.

Gilsbacher Folge

Im Bereich der Bl. 5213 Betzdorf und 5214 Burbach werden die Schichten im Grenzbereich Oberes Siegen/Unterems Gilsbacher Folge genannt. Sie sind dadurch charakterisiert, daß die grob-

klastischen Einschaltungen aus graubraunen, harten, plattigen bis bankigen, fein- bis grobkörnigen Sandsteinen mit splittrig brechendem Bindemittel bestehen ("Gilsbacher Quarzit") (GRABERT 1955: 65 ff.).

Wilgesdorfer, Höllberg- und Dillbrechter Schichten

THÜNKER (1990) gliedert das Unterems auf Bl. 5115 Ewersbach in die 350–700 m mächtigen Wilgesdorfer und die 400–1400 m mächtigen Höllberg-Schichten, deren mächtige sandig-quarzitische Einlagerungen bisher als Ems-Quarzit angesprochen wurden. Auf Bl. 5215 Dillenburg läßt sich das ca. 150–200 m mächtige Unterems noch nicht gliedern, seine höchsten Teile unter dem Ems-Quarzit werden Dillbrechter Schichten genannt.

Kt4-Vulkanismus (Hauptkeratophyr)

Im Ebbe-Sattel und am N-Rand des Siegerländer Blocks liegt zwischen dem Unter- und Oberems der sog. Hauptkeratophyr, der den Höhepunkt des intermediären bis sauren Vulkanismus und einen wichtigen Bezugshorizont im gesamten nördlichen Rheinischen Schiefergebirge bildet (RIPPEL 1953). Er erreicht auf den Bl. 4914 Kirchhundem und 4915 Wingshausen seine größte Mächtigkeit mit bis zu 300 m. Ein zweites Ausbruchszentrum lag im Ebbe-Sattel auf den Bl. 4713 Plettenberg und 4714 Endorf, wo die Mächtigkeiten bis zu 40 m erreichen. In der Nähe der Ausbruchszentren bestehen die Eruptiva aus Quarzkeratophyren, weiter entfernt aus Felsokeratophyren und Aschentuffen. Diese Abfolge ist nicht nur in der horizontalen Richtung entwickelt, sondern z. T. auch in der vertikalen (SCHMIDT & PLESSMANN 1961: 30).

Kellerwald

Erbsloch-Grauwacke, Michelbacher Schichten, Dalmaniten-Schichten, *princeps*-Kalk

Im Kellerwald gehören die das Unterems aufbauende Erbsloch-Grauwacke und die Michelbacher Schichten noch zur rheinischen Fazies. Die Erbsloch-Grauwacke lagert mit einer beobachteten Mächtigkeit von max. 17 m konkordant auf den Kieselgallenschiefern. Sie ist feinkörnig und sonder plattig ab. Die Erbsloch-Grauwacke enthält aufgearbeitete Komponenten der Kieselgallenschiefer bis Faustgröße sowie kantige Bruchstücke der Erbsloch-Schiefer. Nach BENDER, JAHNKE & ZIEGLER (1974) ist sie in das Unterems zu stellen.

Die Michelbacher Schichten wurden früher für jünger als die Herzynkalke gehalten und in das Oberems gestellt, bilden aber nach STOPPEL (1961) das unmittelbar Hangende der Erbsloch-Grauwacke und gehören aufgrund neuerer Fossilfunde in das Unterems. Sie bestehen aus grünlichen, mehr oder weniger feldspatreichen Grauwacken und Grauwackenschiefern sowie bläulichen bis gelblichen, dünnspaltenden, milden und rauen Tonschiefern. Äquivalente der (höheren) Michelbacher Schichten sind die mehr als 50 m mächtigen Dalmaniten-Schichten (-Schiefer), bestehend aus grünen und grauen, glimmerreichen mergeligen Tonschiefern.

Eingeschaltet in die Michelbacher Schichten sind Linsen des *princeps*-Kalks aus unreinem, körnigem, gelbem bis blaugrauem Kalkstein. Im oberen Teil treten auch reinere Kalksteine auf (DENCKMANN 1901, KUPFAHL 1953, SCHRIEL 1954: 50 f.).

Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges

Erbsloch-Grauwacke, *princeps*-, *zorgensis*-, *dalmanites*-, Steinberger Kalk

Westlich Marburg treten Schichten des Unterems in rheinischer [Kalk-(Erbsloch-)grauwacke] und herzynischer Fazies ("Mergelkalke") (Kalksteine, *princeps*-Kalk, *zorgensis*-Kalk, *dalmanites*-Kalk) mit entsprechenden Faunen in stratigraphischem Verband auf und kennzeichnen so einen Bereich des Faziesübergangs. Im höchsten Teil dieses Profils ist ein Tuffitkonglomerat eingeschaltet, das einen basischen Vulkanismus in dieser Gegend zur Zeit des Unterems belegt. Neben Metabasalten und Kalken des Silurs sowie Unterdevons treten darin als Gerölle Grauwacken, Quarzite und Lydite auf, deren Herkunft noch nicht geklärt ist. Kristallin der Mitteldeutschen Schwelle ist im Geröllbestand nicht belegt. Die geröllmorphometrische Analyse und die Fauna der Matrix sprechen für ein Bildungsmilieu im Strandbereich. Zusammen mit ähnlichen Geröllhorizonten in der Erbsloch-Grauwacke und den Michelbacher Schichten markiert dieses Konglomerat etwa die Grenze der nordwestlichsten Ausläufer der herzynischen Fazies (und damit die Grenze zwischen dem stabilen und dem mobilen Schelf, BENDER, JAHNKE & ZIEGLER 1974, GROOS-UFFENORDE & JAHNKE 1973).

An der Damm-Mühle bei Marburg treten 20 m rötliche Schiefer mit Kalkbänken auf (KOCKEL 1958).

Bei Gießen tritt als zeitliches Äquivalent der Erbsloch-Grauwacke eine plattige (tuffitische?) Kalkgrauwacke auf (ALBERTI 1983: 299). Diese Grauwacke kam lediglich während des letzten Krieges in einigen, heute längst zugeschütteten Bombentrichtern zutage (WEYL 1967).

Über der Kalkgrauwacke, z. T. auch als deren Vertretung, folgt der Steinberger Kalk, ein dunkelblaugrauer, dichter Kalkstein, der von den oberemsischen Lindener Schiefen überlagert wird.

Dill-Mulde, Lahn-Mulde

Am SE-Flügel der Dill-Mulde tritt Unterems nur in der Eiternhöllschuppe auf (KEGEL 1934, GROOS-UFFENORDE 1972) (auf der GÜK 300 nicht dargestellt). Es handelt sich um graugrüne bis graubraune, rauhe, z. T. sandige und glimmerführende Tonschiefer, die mit dünnbankigen, grauen bis graugrünen quarzitischen Sandsteinen, Grauwacken und hellgrauen Quarziten wechsellagern. Sie werden von HUCKRIEDE (1992) als Bestandteile eines Olisthostroms (untermeerischer Schuttstrom, im Gegensatz zu turbiditischem Trübestrom) gedeutet.

Im Inneren der Lahn-Mulde ist Unterems nur an einer Stelle auf Bl. 5415 Merenberg bekannt, am S- und W-Rand der Lahn-Mulde ist es verbreitet und im Abschnitt Hunsrück, Taunus und Mittelrhein beschrieben.

Hunsrück, Taunus und Mittelrhein

Ulmen-Unterstufe

Im rheinischen Faziesraum setzt sich während des Ulmen die, örtlich bereits im Siegen begonnene (Oberer Taunusquarzit, Untere Bornhofener Schichten), vorwiegend tonige Sedimentation fort.

Einzelheiten über die Ausbildung der Ulmen-Unterstufe sind in weiten Gebieten noch nicht geklärt. Für Bl. 5813 Nastätten gibt MITTMEYER (1978) folgende charakteristische Schichtenausbildung und Mächtigkeit an:

Sauertal-Schichten

Rauhschiefer und Tonschiefer mit schiefrigen Feinkornquarziten bis Quarziten in einer Mächtigkeit von mehr als 300 m.

Bornicher Schichten

Mächtige Pakete von Tonschiefern und Sandsteinen (Quarziten), jeweils mit Einschaltungen von Rauhschiefen, z. T. auch schiefrigen Quarziten. Reinerer Schieferpartien, besonders aber die Sandsteine der Bornicher Schichten aber auch anderer Schichtglieder des Ulmen, sind örtlich kalkhaltig. Der Kalkgehalt kann ursprünglich 10–20% betragen haben, ist aber in Oberflächennähe bereits größtenteils weggelöst. Er entstammt wahrscheinlich zerriebenen Fossilresten (EHRENBERG, KUPFAHL & KÜMMERLE 1968, LEPPLA 1904). Die Mächtigkeit erreicht zwischen 500 und 1400 m.

Kauber Schichten

Im tieferen Teil vorwiegend aus Tonschiefern, z. T. mit sandigen Einschaltungen, partienweise auch mit Kieselgallen, im höheren Teil vorwiegend aus Rauhschiefen bestehend. Sie sind ca. 1000 m mächtig.

Schwall-Schichten

MITTMEYER (1983b: 44) stellt nunmehr auch die Schwall-Schichten in das höchste Ulmen und revidiert damit seine 1974 vorgenommene Einstufung. Sie bestehen auf Bl. 5813 Nastätten aus einer tieferen Folge von schwarzgrauen, gebänderten Rauhschiefen (mit Einschaltungen von schwarzen Tonschiefern und dunkelgrauen, schiefrigen Feinkornquarziten) und einer höheren Folge aus dunkelgrauen, mittel- bis grobbankigen, schiefrigen Feinkornquarziten (mit Einschaltungen von schwarzen Rauhschiefen und grauen Quarziten). Die Mächtigkeit der Schwall-Schichten beträgt hier mehr als 300 m. In die Schwall-Schichten eingeschaltet sind (nach BARTELS & KNEIDL (1981: 28) nur lokal auftretende) Porphyroide.

Einen Überblick über die Verbreitung der einzelnen Glieder des Ulmen im Taunus gibt MITTMEYER (1965), aus dessen Arbeit auch Abb. 16 entnommen ist.

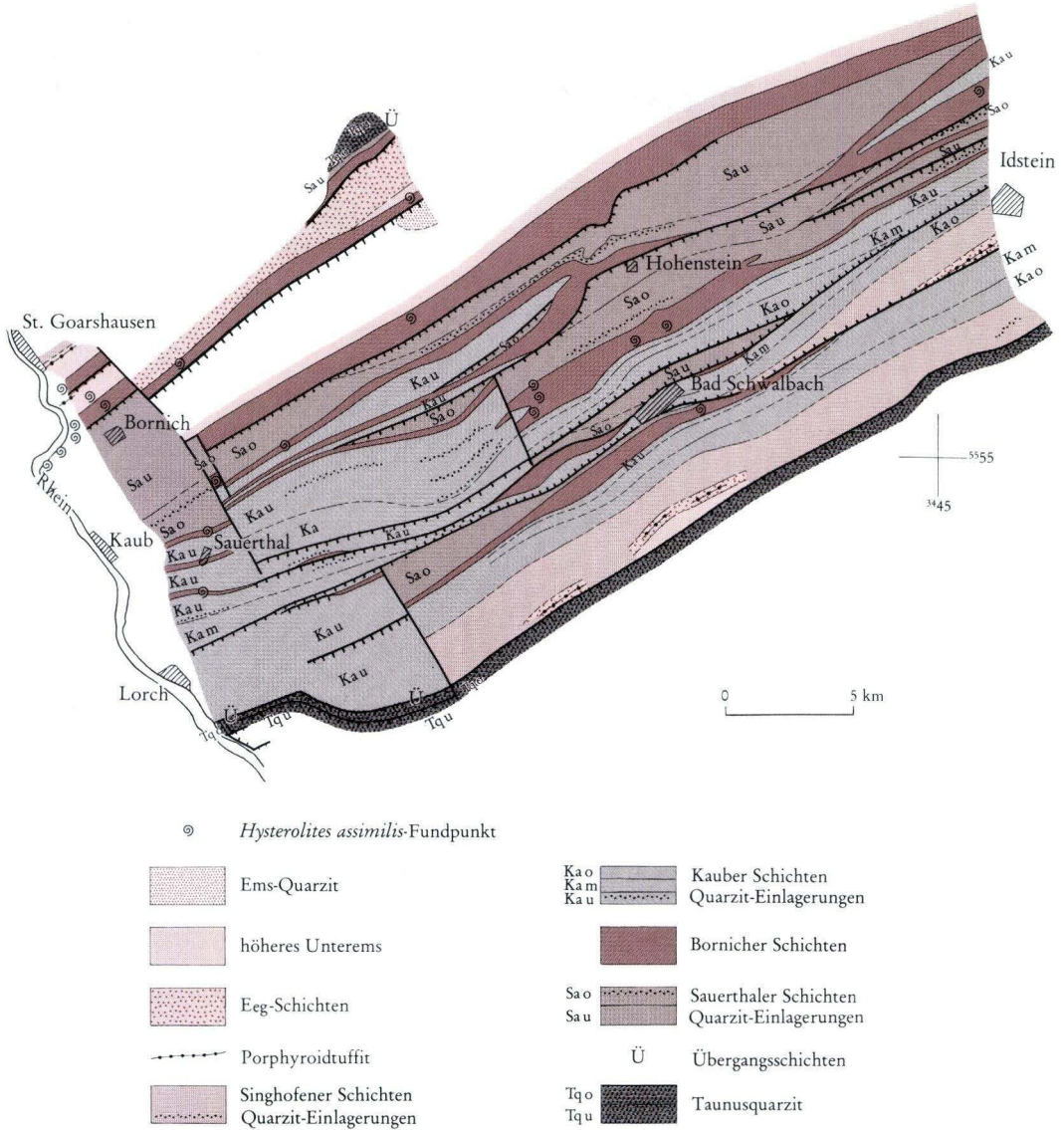


Abb. 16. Geologische Übersicht des Hunsrückschiefer-Gebietes zwischen Rhein und Idsteiner Senke mit einer Zusammenstellung der bisher bekannten *Hysterolites assimilis*-Fundstellen; Schichtgrenzen teilweise schematisiert (aus MITTMEYER 1965).

Mittlere und Obere Bornhofener Schichten

Am Mittelrhein wird die Ulmen-Unterstufe in die Mittleren und Oberen Bornhofener Schichten gegliedert. Hiervon wurden die Mittleren Bornhofener Schichten aus der Gegend von Bornhofen am Rhein (Salziger Sattel) von MITTMAYER (1973) genauer beschrieben. Sie bestehen aus rauhschiefrigen Siltsteinen, Tonschiefern und Feinkornquarziten und sind mehr als 370 m mächtig.

Hunsrück-Schiefer

Die Schichten der Ulmen-Unterstufe mit Ausnahme der Schwall-Schichten werden auch als Hunsrück-Schiefer i. e. S. zusammengefaßt. Beim Begriff "Hunsrück-Schiefer" ist zu unterscheiden zwischen der biostratigraphischen Einheit (Hunsrück-Schiefer im engeren Sinne) und der Hunsrück-Schiefer-Fazies, zu der auch Schichten anderen Alters gehören können (z. B. die Unteren Bornhofener Schichten der Siegen-Stufe sowie Schichten von "Singhofen"-, evtl. auch "Vallendar"-Alter (BARTELS & KNEIDL 1981: 34). Die stratigraphische Stellung des Hunsrück-Schiefers sowie die Frage, ob dieser als selbständige stratigraphische Einheit oder als fazielle Vertretung anderer Schichtglieder angesehen werden muß, war lange umstritten, ist auch bisher noch nicht in allen Einzelheiten und für alle Vorkommen geklärt. Einen Überblick über die Ansichten der einzelnen Bearbeiter geben EHRENBURG, KUPFAHL & KÜMMERLE (1968:49), MEYER (1970) und ANDERLE (1987).

Der Hunsrück-Schiefer bildet insgesamt eine eintönige, nach lithologischen Merkmalen schwer zu gliedernde Schichtenfolge, in der dunkle, nahezu schwarze Tonschiefer überwiegen. Sie bestehen aus einer Tonmineral-Grundmasse mit zahlreichen eingeregelt Muskowitschüppchen (\emptyset zwischen 0,06 und 0,3 mm) und wechselndem Anteil (bis zu 20%) von Quarzkörnern mit ebenfalls geringem Durchmesser. Partienweise können dünne feinsandige Lagen (Sandbänder) oder Kieselgallen und Toneisenstein-Geoden auftreten.

Die dunkle Farbe ist durch den hohen Gehalt an organischer, vorwiegend pflanzlicher Substanz bedingt (MOSEBACH 1954). In Dachschiefern wurden 0,4 Gew.-% bituminöse Stoffe analytisch bestimmt (EHRENBURG, KUPFAHL & KÜMMERLE 1968). Das im Hunsrück-Schiefer fein verteilte Schwefeleisen, das örtlich bis zu Pyritknauern und -schnüren angereichert sein kann, ist für die dunkle Färbung des Gesteins ohne Bedeutung (MOSEBACH 1952, 1954).

Die Schiefer spalten eben, parallel zur ersten Schieferung. Besonders gut spaltbare Partien wurden als Dachschiefer verwendet.

Singhofen-Unterstufe

Nach der "geläufigen" Auffassung, die besonders der Kartierung der Blätter im Osttaunus zugrunde gelegt wurde, sind die durch den Unterems-Vulkanismus geförderten kieselsäurereichen Vulkaniklastite (Porphyroide) im Taunus kennzeichnend für die Singhofener Schichten. Verschiedene Autoren unterschieden bis zu 5 Porphyroidhorizonte. KIRNBAUER (1986), der die Porphyroide monographisch beschrieb und dabei auch die Erforschungsgeschichte (mit vollständigen Literaturangaben) behandelte, unterschied aufgrund geochemischer Kriterien mindestens 10 ver-

schiedene Typen. Er weist jedoch darauf hin (: 228 ff.), daß die Porphyroide verschiedener Verbreitungsgebiete untereinander nicht vergleichbar seien und für stratigraphische Aussagen nicht herangezogen werden können.

Ausführungen zur Petrographie finden sich im Abschnitt "Petrographie und Genese der paläozoischen Vulkanite im Rheinischen Schiefergebirge".

Bereits MITTMEYER (1983b: 45) hat den größeren Teil der Porphyroide aus der Singhofen-Unterstufe ausgegrenzt und in die Ulmen-Unterstufe gestellt. Für die von ihm (1978: 35) gegebene Definition der Singhofen-Unterstufe gilt nur noch, daß diese nach oben bis zum Erscheinen von *Arduspririfer arduennensis latestriatus* reicht. Die Definition der Untergrenze bleibt unklar.

Von der stratigraphischen Einheit Singhofen-Unterstufe zu unterscheiden ist die Kartiereinheit "Singhofener Schichten" [definiert von FUCHS (1927)], die Gesteine der Schwall-Schichten (Ulmen, höchstes Unterems) und der Spitznack-Schichten (tiefes Oberems) umfaßt (ANDERLE 1987: 92).

Als Mächtigkeit für die gesamte Singhofen-Unterstufe werden auf Bl. 5813 Nastätten mehr als 600 m und auf Bl. 5716 Oberreifenberg mehr als 800 m angegeben. An der unteren Lahn nennt SPERLING (1958) Mächtigkeiten um 1000—1400 m und PAULY (1958) zwischen 500 und 700 m.

Im Taunus wird die Singhofen-Unterstufe in die Spitznack-Schichten und die Oppershofener Schichten (Osttaunus) bzw. Beuerbacher Schichten (Westtaunus) gegliedert (KÜMMERLE 1981, MITTMEYER 1983b). Im Hunsrück und am Mittelrhein sind die Begriffe Singhofener Schichten bzw. Singhofen-Unterstufe, z. T. mit Unterteilung in "Obere" und "Untere", geläufig.

Spitznack-Schichten

Während der Singhofen-Zeit wird die Sedimentation grobkörniger. Die Sedimente der Spitznack-Schichten bestehen aus einer Wechsellagerung von siltigen Tonschiefern und "Grauwacken" bzw. Sandsteinen. Am Mittelrhein und an der Lahn sind die Sandsteine ebenplattig bis bankig mit Platten- bzw. Bankmächtigkeiten zwischen 1 und 30 cm. Sie haben hell- bis schmutzgraue Farben und sind oft stark quarzitisch. Im östlichen Taunus treten feinkörnige, in frischem Zustand dunkel- bis grünlichgraue Grauwackensandsteine auf, die in quarzitisches Grauwacken bis Quarzite übergehen. Daneben finden sich auch gelbliche bis weiße, ausgesprochen plattige, mehr oder weniger glimmerreiche Sandsteine. Versteinerungen führende Bänke haben im frischen Zustand einen bemerkenswerten Kalkgehalt.

Die Tonschiefer sind dunkelgrau bis blauschwarz und werden bei Verwitterung schmutzigbräunlich. Sie sind ebenflächig, z. T. so rein und von vollkommener Spaltbarkeit, daß sie als Dachschiefer bezeichnet werden können. Manche Bänke der reineren Tonschiefer enthalten Kieselgallen, die sich bei Verwitterung aus den Schiefeln lösen und auf den Äckern in ansehnlichen Mengen zu finden sind. Durch die Aufnahme sandiger Bestandteile gehen die Tonschiefer vielfach in sandige, z. T. gebänderte Schiefer und Grauwackenschiefer über.

In den Spitznack-Schichten fallen zwei Horizonte mit massenhaften Fossilvorkommen auf: die *pila*-Bank (mit "*Uncinulus*" *pila*) nahe der Basis sowie die Cypricardellen-Bank, die meist etwa in der Mitte der Abfolge auftritt.

Oppershofener Schichten

Die Oppershofener Schichten bestehen vorwiegend aus grauen und dunkelgrauen Tonschiefern. Quarzitische und Grauwacken-Schiefer sowie Grauwacken mit Quarzitbänken bis zu mehreren Dezimetern Mächtigkeit sind eingeschaltet. Sie enthalten herzynische Faunenanteile, wie *Phacops* (KÜMMERLE 1976, MITTMEYER 1983: 45).

Vallendar-Unterstufe

In der Vallendar-Unterstufe führten Schichtenverbiegungen (SOLLE 1942d, 1950) dazu, daß die Landoberfläche örtlich flach über das Meer aufragte, so daß die Sedimentation lückenhaft wurde. Aufgrund dieser Schichtlücken wies SOLLE (1970) während des höheren Unterems im Hunsrück die Existenz einer sedimentfreien Insel nach, die zwischen Rhens und Lorch bis zu 10 km weit auf die östliche Rheinseite übergriff. Der Insel war ein breiter Watten- und Gezeitenbereich vorgelagert, dessen typische Sedimentstrukturen WUNDERLICH (1966) in den Nellenköpfchen-Schichten beschrieben hat. Im Südhunsrück ist dagegen keine Unterbrechung der Sedimentation im Ems festzustellen. Im Taunus fehlen wiederum Schichten der Vallendar-Unterstufe.

Der Ems-Quarzit liegt im Osttaunus örtlich auf Schichten des Singhofen. Deshalb ist auch hier mit inselartigen Aufragungen zu rechnen, obwohl Einzelheiten noch nicht geklärt sind.

Rittersturz-Schichten

Die Rittersturz-Schichten bestehen aus sehr einförmigen dunkelblauen bis schwarzen, wenig charakteristischen Tonschiefern, in deren tieferem Teil grünbraune, sehr feste, harte, z. T. flaserige, meist krummflächig brechende Grauwacken bis Sandsteine mit glimmerreichen Lagen eingeschaltet sind. Sie sind am Rittersturz S Koblenz (Bl. 5611 Koblenz) in großer Profilbreite aufgeschlossen und erreichen eine Mächtigkeit von nahezu 1000 m. Nach SPERLING (1955: 12 f.) tritt eine den Rittersturz-Schichten äquivalente, 100–200 m mächtige Schichtenfolge auch am W-Rand der Lahn-Mulde auf.

Nellenköpfchen-Schichten

Plattige, glimmerreiche Sandsteine, Sandschiefer und harte, glatte Tonschiefer bauen die Schichten am locus typicus auf (MAUZ 1935). Häufig sind Kriechspuren, *Taeniocrada* sp., Wellenfurchen und Kieselgallen. Die Mächtigkeiten betragen am Rhein 300 m und mehr (SCHMIERER & QUIRING 1933), an der Lahn um 500 m (PAULY 1958).

Südhunsrück-Trog

Der Hunsrück-Schiefer ist hier stärker sandig ausgebildet. Die sandigen Einschaltungen werden im tiefen und mittleren Unterems häufiger. Zum Teil sind auch Quarzite und konglomeratische Kalksandsteine (Vallendar) ausgebildet. Bezeichnend sind hier auch dünne Kalkeinlagerungen, d. h. kalkige Schiefer, Kalksandsteine und Brachiopodenschillkalkke. Damit zeigt die Lithofazies

hier Anklänge an die herzynische Faziesausbildung. Im höchsten Unterems und tiefsten Oberems treten in der Stromberger Mulde oolithische Rot- und Brauneisensteine auf, die z. T. bergmännisch gewonnen wurden (MEYER 1970: 86 ff., 185 ff.).

Oberems-Stufe

Die Verbreitung der Oberems-Schichten lehnt sich eng an die des Unterems an. Oberems findet sich in der Umgebung des Ebbe-Sattels und des Siegerländer Antiklinoriums, wo es besonders an dessen NE-Ende, im Latroper Sattel, sowie am SE-Rand, am Übergang zur Dill-Mulde und am SW-Rand, in der Mosel-Mulde, größere Verbreitung hat. Ein Streifen von Oberems-Schichten bildet auch die westliche Umrahmung der Lahn-Mulde und begleitet deren SE-Rand. Allerdings ist es nach SOLLE (1942d, 1950) möglich, daß ein großer Teil der am SE-Rand der Lahn-Mulde als Oberems kartierten Schichten in das Unterems gehört.

Am E-Rand des Schiefergebirges verschwindet das Oberems unter der "Gießener Grauwacke", taucht aber dann bei Gießen als Lindener Schiefer wieder auf. Für die innerhalb des Taunus in der Umgebung von Usingen kartierten Oberems-Schichten steht der paläontologische Beleg für das Oberems-Alter noch aus. Weite Gebiete des Osttaunus blieben im Oberems als Taunusinsel frei von Sedimenten (SOLLE 1942a–b, HENNINGSEN & RIETSCHEL 1964).

Ebenso wie das Unterems taucht auch das Oberems des Taunus nach N unter die Lahn-Mulde, den Hörrezug und die Dill-Mulde ab, um am NW-Flügel der Dill-Mulde wieder größere Verbreitung zu gewinnen. In den Unterdevon-Aufbrüchen der o. g. Einheiten ist das Oberems wesentlich weiter verbreitet als das Unterems. Auch vom Oberems sind jedoch auf der GÜK 300 nur die wichtigsten Vorkommen dargestellt, so insbesondere der sog. Unterdevon-Hauptsattel auf Bl. 5415 Merenberg mit seinen SE-Fortsetzungen auf Bl. 5514 Hadamar, der Niederbiel–Aßlarer-Unterdevonsattel auf Bl. 5417 Wetzlar und der Blasbach–Nauheimer Unterdevonsattel auf Bl. 5418 Gießen sowie die verbreiteten Oberems-Vorkommen der Hessischen Schieferserie auf den Bl. 5217 Gladenbach und 5317 Rodheim-Bieber. Einzelheiten können den zusammenfassenden Darstellungen von KEGEL (1922: Lahn-Mulde und 1934a: Dill-Mulde und Hörre) entnommen werden.

Während an der Damm-Mühle bei Marburg Oberems fehlt [die von KUPFAHL (1953) dort als Oberems angesprochenen Schichten gehören aufgrund neuerer Fossilfunde (KOCKEL 1958) in das Oberdevon], treten kleinere Vorkommen im Kellerwald auf Bl. 4920 Armsfeld sowie im Werragrauwackengebirge auf.

Oberems muß jedoch auch im Untergrund der Hessischen Senke unter mächtiger Überdeckung von triassischen Sedimenten verbreitet sein. Den Beweis hierfür lieferte STOPPEL (1958) mit dem Fund fossilführender Gerölle des Ems-Quarzits in Buntsandstein-Schichten auf Bl. 5120 Neustadt (Hessen).

Die biostratigraphische Gliederung des Oberems in Lahnstein-, Laubach- und Kondel-Unterstufe wurde von SOLLE (1972) zusammenfassend behandelt.

Gliederungen und Kartierungen des Oberems nach neueren Erkenntnissen liegen — neben den bereits im Abschnitt Unterems genannten Blättern im Ebbe-Sattel und am N-Rand des Siegerländer Antiklinoriums — aus der Umgebung von Koblenz (SCHMIERER & QUIRING 1933), von der unteren Lahn (PAULY 1958, SPERLING 1958) und vom NW-Flügel der Dill-Mulde (Bl. 5115 Ewersbach, 5215 Dillenburg) vor. SOLLE (1942a–c) bearbeitete das obere Oberems, die Kondel-Unterstufe(-Gruppe), in einer umfassenden Monographie. Der Fauneninhalt am Mittelrhein

wurde von FOLLMANN (1925) bearbeitet. Die Oberems-Formen der Dill-Mulde beschrieb DAHMER (1920).

Die überwiegend kalkhaltigen Schichten des Oberems zeichnen sich durch noch größeren Fossilreichtum — der nur im Ems-Quarzit fehlt — als die des Unterems aus.

Die Faziesgebiete der rheinischen und herzynischen Fazies haben eine ähnliche Verteilung wie im Unterems. N des Siegerländer Antiklinoriums wird infolge einer stärker marinen Entwicklung die herzynische allmählich durch die rheinische Fazies abgelöst.

Die Mächtigkeit des Oberems beträgt nach MEYER & STETS (1980: Abb. 6) im Lenne-Trog über 3 000 m, am NE-Rand des Siegerländer Blocks bis zu 1 200 m und im Mosel—Lahn-Trog bis zu 1 000 m. Dazwischen gehen die Mächtigkeiten auf z. T. weniger als 200 m zurück.

Ebbe-Sattel und N-Rand des Siegerländer Antiklinoriums

Mit dem intensiven rhyolithischen bis rhyodazitischen Vulkanismus (HEYCKENDORF 1985), der im Hauptkeratophyr-Komplex (Kt4) dokumentiert ist, beginnt ein Umbau des Ablagerungsraumes nördlich des Siegerländer Antiklinoriums: Rotschiefer treten in den Remscheider Schichten deutlich zurück und kommen im höheren Oberems nur noch ganz vereinzelt vor. Nach den kalkfreien und fossilarmen Schichten des Unterems werden kalkhaltige und fossilreiche sedimentiert, die Mächtigkeiten nehmen nach N hin zu, wo sie im Zentrum des Lenne-Trogs 3 200 m erreichen (GRABERT 1980: 25).

Die Gliederungen N des Siegerländer Antiklinoriums lassen sich größtenteils noch nicht an die Standardgliederung anschließen. Deshalb werden hier verschiedene Lokalnamen verwendet, von denen die wichtigsten unten genannt werden. Lediglich örtlich erlaubt die im Oberems z. T. schlagartig einsetzende reichlichere Fossilführung die Einstufung mancher Schichten in die Kondel-Unterstufe. Einstufungen in die Lahnstein- und Laubach-Unterstufe sind nicht bekannt. Andererseits liegt aber auch keine Schichtlücke vor, so daß noch offenbleiben muß, welche Schichten das tiefere Oberems vertreten. Zur stratigraphischen Abgrenzung dienen nördlich des Siegerländer Antiklinoriums die weit verbreiteten Keratophyrtuffe: der Kt5 über den Remscheider Schichten, der Kt6 etwa in der Mitte des höheren Oberems und lokal der Kt7, der etwa die Obergrenze des Oberems markiert.

Remscheider Schichten

Die Remscheider Schichten werden von LANGENSTRASSEN (1972: Tab. 3) im wesentlichen als Äquivalent des Unteren Kondel angesehen. Sie können auf relativ großen Flächen als tiefstes Glied des Oberems ausgehalten werden und bestehen vorwiegend aus, vielfach etwas sandigen, kalkhaltigen Tonschiefern. Die Farbe ist dunkelgrau bis graubraun, in manchen Gebieten (z. B. Bl. 4813 Attendorn) auffällig hellgraugrünlich. Sandsteinlagen sind selten und geringmächtig. Viele Lagen der Remscheider Schichten sind eisenschüssig und haben dann dunkelbraune Verwitterungsfarben. Die Mächtigkeit liegt im hier betrachteten Bereich sehr unterschiedlich zwischen 20 und 250 m.

Kt5-Vulkanismus (Bilsteintuff)

Über den Remscheider Schichten folgt der Horizont des dunkelgrauen, weiß und gelb gesprenkelten Bilsteintuffs, der auf Bl. 4915 Wingshausen bis 100 m mächtig wird, in großen Teilen seines Verbreitungsgebietes jedoch nur Mächtigkeiten von wenigen Metern hat (Abb. 17).

cultrijugatus-Schichten, tieferer Teil (bzw. deren Äquivalente)

Über den Remscheider Schichten bzw. dem Horizont des Bilsteintuffs wird eine Schichtenfolge als *cultrijugatus*-Schichten ausgeschieden, die durch das Auftreten von *Paraspirifer cultrijugatus*

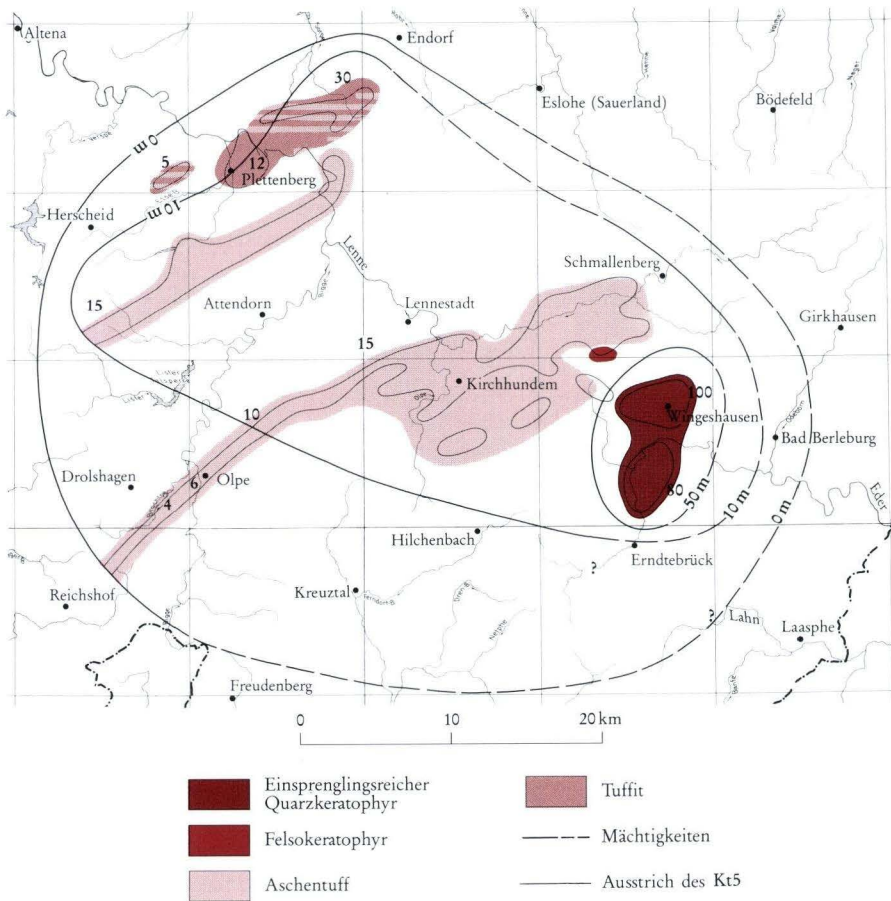


Abb. 17. Gesteinsausbildung und Mächtigkeit des "Bilstein-Horizontes" (Kt5) (aus RIPPEL 1953).

(ROEMER) gekennzeichnet ist. Die *cultrijugatus*-Schichten reichen vom Oberems bis in das Mitteldevon. Sie wurden von LORENZ (1941) zusammenfassend beschrieben. In Gebieten, wo der Bilsteintuff (Kt5) fehlt, sind die *cultrijugatus*-Schichten bzw. deren Äquivalente oft nicht von den Remscheider Schichten zu trennen und werden mit diesen zu einer Kartiereinheit zusammengefaßt. Die *cultrijugatus*-Schichten und deren Äquivalente unterscheiden sich von den Remscheider Schichten durch höheren Kalkgehalt und häufigere — insgesamt aber immer noch seltene — Sandsteineinlagerungen.

BACHMANN (1965, E-Ende des Latroper Sattels und Züscher Sattel) sowie LANGENSTRASSEN (1972, N-Rand des Latroper Sattels) verwenden zur Gliederung der *cultrijugatus*-Schichten verschiedene Lokalnamen, die von den Bearbeitern der neueren geologischen Karten teils übernommen wurden, teils wurden eigene Begriffe eingeführt, so daß für das höhere Oberems verschiedene Schichtbezeichnungen in Gebrauch sind, die sich noch nicht in jedem Falle genau parallelisieren lassen.

LANGENSTRASSEN (1972) gliedert die *cultrijugatus*-Zone in die Harbecke-Schichten und die *Orthocrinus*-Schichten (nach der Seelilie *Orthocrinus tuberculatus* benannt). Die Harbecke-Schichten werden durch den "Oberen Tuff" (Kt6) in einen unteren und einen oberen Teil getrennt. An die Obergrenze der *Orthocrinus*-Schichten legt LANGENSTRASSEN (1972: 17) für kartiertechnische Zwecke die Grenze Unter-/Mitteldevon, betont jedoch, daß die biostratigraphische Grenze in einem nicht näher zu definierenden Bereich zwischen den hohen *Orthocrinus*-Schichten und dem mittleren Teil der darüber folgenden mitteldevonischen Schmallenberger Schichten liegt.

Die Abfolge vom höheren Teil der Unteren Harbecke-Schichten bis einschließlich der *Orthocrinus*-Schichten ist nach LANGENSTRASSEN (1972: Tab. 3) mit der Oberen Kondel-Unterstufe zu parallelisieren.

BACHMANN (1965) verwendet für etwa die gleiche Schichtenfolge die Lokalnamen Zwistkopf-Folge und Züschen-Folge.

Die verschiedenen Lokalbezeichnungen der Schichten deuten bereits auf einen lebhaften faziellen Wechsel hin. Wegen Einzelheiten muß hier auf die Erläuterungen zu den geologischen Karten verwiesen werden.

Generell bestehen die *cultrijugatus*-Schichten bzw. deren Äquivalente aus schwarzen, grauen bis hellgrauen, blau- und grünlichgrauen, kalkhaltigen Tonschiefern mit zwischengeschalteten, z. T. flaserigen Siltsteinen und feinkörnigen, unreinen, bisweilen quarzitischen oder karbonatischen Sandsteinen. Die Schichten, besonders die Sandsteine, zeichnen sich durch charakteristische ockergelbe Verwitterungsfarben aus. Die tieferen Teile (Untere Harbecke-Schichten) sind dabei oft stärker sandig und fossilreicher, während in den höheren Teilen die Sandanteile und der Fossilgehalt zurücktreten. In der gesamten Zwistkopf-Folge überwiegen dunkle, schwach karbonatische Schiefer, die nach NE (Bl. 4717 Niedersfeld) in typische Sphärosiderit-Schiefer übergehen. Bisweilen nimmt der Kalkgehalt bis zur Bildung von Kalksteinlagen und -linsen zu, die auf Bl. 4813 Attenhorn zu 20–30 m mächtigen, graublauen Stromatoporen- und Crinoiden-Kalksteinen anschwellen können.

Die *Orthocrinus*-Schichten bestehen nach LANGENSTRASSEN (1972: 6) hauptsächlich aus verwitterungsbeständigen, harten, splittrigen Siltsteinen, karbonatischen und sandstreifigen Tonschiefern sowie Sandflaserschiefern von schwarzgrauer bis blaugrauer Farbe.

Ebenso wie die fazielle Ausbildung wechselt auch die Mächtigkeit. Im Ebbe-Sattel erreicht die Abfolge Untere Harbecke-Schichten bis *Orthocrinus*-Schichten Mächtigkeiten von 50–200 m.

Nach E steigt die Mächtigkeit zunächst auf 270–670 m (Bl. 4814 Lennestadt) und geht dann auf 250–270 m (Bl. 4816 Girkhausen) bzw. 80–85 m (Bl. 4817 Hallenberg) zurück. Nach SW nimmt die Mächtigkeit auf 80 m (Bl. 4912 Drolshagen) bzw. 10 m (W-Rand von Bl. 5111 Waldbröhl) ab.

Kt6-Vulkanismus (Oberer Tuff)

Während des Kt6-Vulkanismus (Abb. 18) wurden nur noch saure Tuffe gefördert. Die Ablagerungen bestehen aus fein- bis mittelkörnigen Tuffiten (Aschenfraktion) und können max. 50 m mächtig werden (SCHMIDT & PLESSMANN 1961: 31). BACHMANN (1965: 552) nennt diesen Tuff auch Züscherer Keratophyrtuff.

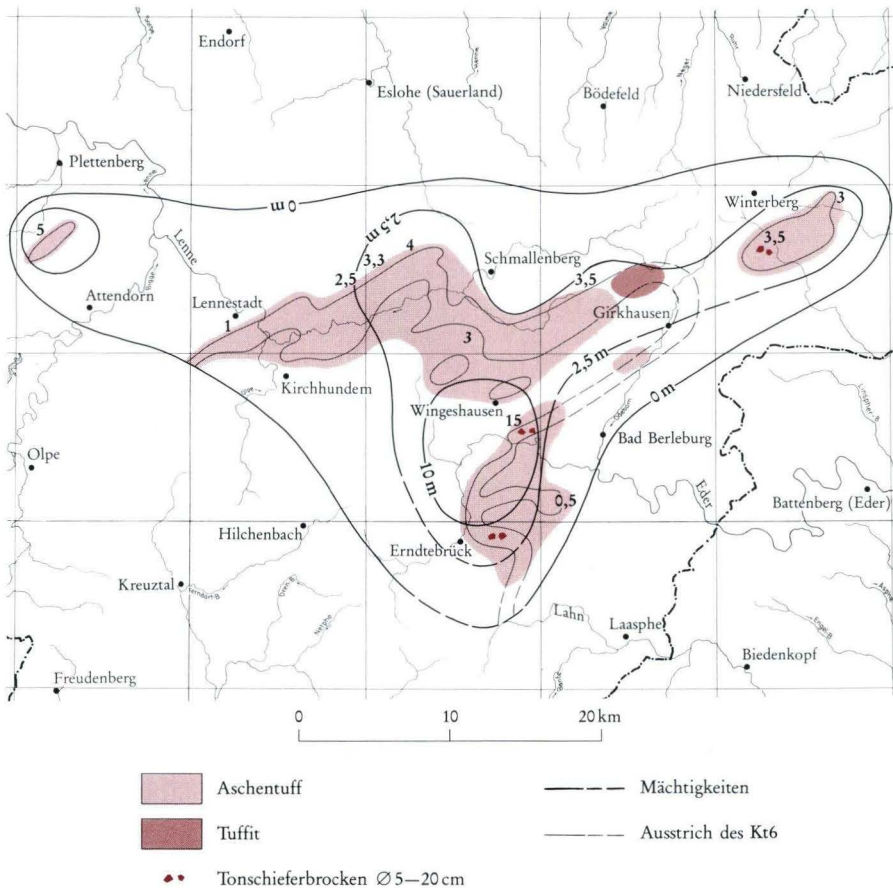


Abb. 18. Gesteinsausbildung und Mächtigkeit des "Oberen Tuffs" (Kt6) (aus RIPPEN 1953).

Kt7-Vulkanismus

BACHMANN (1965: 549) beschreibt als oberen Abschluß der Zwistkopf-Folge eine 30—50 cm mächtige Bank aus dunkelblaugrauem Tonschiefer mit wenige Millimeter bis höchsten 3 cm dicken Bändern pyroklastischen Materials. Auf Bl. 4717 Niedersfeld wurde als Äquivalent dieses Tuffs ein 50—70 cm mächtiges Konglomerat mit Kalksteingeröllen und tuffitischen Komponenten im Hangenden des Sphärosiderit-Schiefers angesehen.

Kellerwald und Umgebung von Marburg

Kieselgallen-Schiefer, Schönauer Kalk

Das Oberems ist im Kellerwald durch Tonschiefer und Kieselgallen-Schiefer vertreten, in die Linsen des Schönauer Kalkes eingelagert sind. Er besteht aus Flasern eines hellen, dichten bis körnigen Kalksteins, der durch Tonschiefer zu derben Platten und Bänken vereinigt ist (Knollenkalk). Als Mächtigkeiten für den Schönauer Kalk werden im Kellerwald 2—4 m, an der Damm-Mühle bei Marburg mehr als 6,5 m angegeben (DENCKMANN 1901, KOCKEL 1958, KUPFAHL 1953).

Umgebung von Gießen

Lindener Schiefer

Im Gebiet der herzynischen Fazies gehen bei Gießen die Dalmaniten-Sandsteine mit den überlagernden plattigen Kalkgrauwacken in die Lindener Schiefer über (KEGEL 1953, ERBEN 1960, WEYL 1967).

Diese bestehen aus gelben und grauen, karbonatischen Schiefeln mit Kalkknollen, unreinem, dünnplattigem Kalkstein und dünnen Bänkchen karbonatischer Grauwacke. Gelegentlich kann der Kalkstein zu dickeren und reineren Linsen anschwellen. Er wird dann als Steinberger Kalk bezeichnet. Nach ALBERTI (1983: 301) ist der Steinberger Kalk jedoch als selbständiges Schichtglied zwischen dem Dalmaniten-Sandstein und den Lindener Schiefeln anzusehen. In Oberflächennähe können die Lindener Schiefer durch Verwitterung rot gefärbt sein. Sie werden mehr als 100 m mächtig.

Südliches Rheinisches Schiefergebirge

Lahnstein-Unterstufe

Ems-Quarzit

Mit dem Beginn des Oberems setzte in Form des typischen Ems-Quarzits wieder eine fast rein sandige Sedimentation ein. Der Ems-Quarzit ist jedoch als biostratigraphisch definiertes Schichtglied sorgfältig zu unterscheiden von z. T. sehr ähnlich aussehenden Quarziteinlagerungen, die örtlich bereits im hohen Unterems auftreten können (sog. "Vorläufer-Quarzite"). Der Ems-Quarzit

zeichnet sich durch erhebliche Mächtigkeitssprünge aus, die nach SOLLE (1972) auf synsedimentäre Flexur- oder Bruchtektonik zurückzuführen sind, und reicht bei größerer Mächtigkeit z. T. auch in höheres stratigraphisches Niveau. Am NW-Flügel der Dill-Mulde erreicht er auf Bl. 5215 Dillenburg Mächtigkeiten von 100–120 m. Möglicherweise vertritt er hier auch die gesamte Lahnstein-Unterstufe oder große Teile derselben. Auf Bl. 5214 Burbach geben FAHLBUSCH et al. (1983) 625 m an. Zwei ähnliche, 400 und 500 m mächtige, nach NE rasch auskeilende Quarzitzüge werden jedoch von THÜNKER (1990) auf Bl. 5115 Ewersbach in das Unterems (Höllberg-Schichten) gestellt. Die Frage nach der Einstufung der Quarzitzüge am NW-Flügel der Dill-Mulde als Ems-Quarzit und damit tiefstes Oberems bedarf also noch weiterer Klärung. Auf dem SE-Flügel der Dill-Mulde ist der Ems-Quarzit als Schollen in einem Olisthostrom in der Eiternhöll-Schuppe (Givet) erhalten.

In der westlichen Lahn-Mulde ist der Ems-Quarzit z. T. auf den unteren Teil der Lahnstein-Unterstufe beschränkt, kann aber auch die gesamte Lahnstein-Unterstufe vertreten. Im Montabauer Wald beträgt die Mächtigkeit mehrere 100 m, an der unteren Lahn 20 m und bei Koblenz 80 bis über 200 m (PAULY 1958). In den Unterdevon-Aufbrüchen innerhalb der Lahn-Mulde tritt Ems-Quarzit nur im Unterdevon-Hauptsattel auf Bl. 5415 Merenberg auf. Nach NE hin fehlt er in der Lahn-Mulde. Auch in der Hessischen Schieferserie läßt sich eine selbständige Quarzitfolge an der Basis des Oberems an vielen Stellen nicht aushalten. Ems-Quarzit fehlt auch im Südhunsrück-Trog (MEYER 1970: 188).

Im Gegensatz zu den sonst sehr fossilreichen Ems-Schichten ist der Ems-Quarzit fossilarm. In typischer Ausbildung besteht er aus hellem, oft weißem, hartem, splittrigem Quarzit (Glaswacke), mit plattiger bis bankiger Absonderung. Wahrscheinlich wurde er in Rinnen mit stärkerer Strömung abgelagert. Am W-Rand der Lahn-Mulde besteht er aus mittel- bis feinkörnigen, z. T. auch dichten, quarzitischen Sandsteinen von gelblicher bis grauweißer Farbe. Schiefereinlagerungen fehlen auch dort. Lokal enthält er bis 10% karbonatisches Bindemittel. Am Rand der Taunusinsel ist er örtlich brecciös-konglomeratisch entwickelt und enthält dann als Komponenten phyllitische Tonschieferfetzen sowie eckige und gerundete Kieselschieferbrocken. Neben den hellen Quarziten treten auch blaue bis blaugraue, dickbankige, unreine Quarzite sowie quarzitisches, glimmerreiche Sandsteine auf. Im östlichen Verbreitungsgebiet nehmen auch schiefrige Einschaltungen zu.

Im Relief tritt der Ems-Quarzit deutlich hervor und bildet meist die Bergkämme.

Hohenrheiner Schichten

Die Hohenrheiner Schichten, auf älteren Blättern auch Chondriten-Schichten genannt, entwickeln sich aus dem Ems-Quarzit mit allmählichem fazielltem Übergang. Sie erreichen am Mittelrhein Mächtigkeiten von 250–300 m, z. T. sogar über 400 m (MITTMAYER 1983). PAULY (1958) nennt an der Lahn ähnliche Mächtigkeiten von 200–350 m, SPERLING (1958) solche von 60–100 m, d. h. auch hier treten erhebliche Mächtigkeitsschwankungen auf kurze Entfernung auf. Örtlich fallen auch die Hohenrheiner Schichten primär ganz aus.

In den unteren Hohenrheiner Schichten sind noch helle Quarzite vom Aussehen des Ems-Quarzits verbreitet, an der Lahn meist noch stärker eingekieselt als dieser. Die Hauptmasse bilden blaugüne, selten blaugraue oder hellere, dichte, bankige und eingekieselte Quarzite mit hohem Glimmergehalt. Von untergeordneter Bedeutung sind kurzflaserige, aber auch mehr oder weniger

milde, ebene Tonschiefer. Den obersten Teil der Hohenrheiner Schichten bildet ein 30–40 m mächtiges Paket von Tonschiefern, in denen Kieselgallen und Sphärosiderit-Knollen auftreten.

Mögliche Äquivalente der Hohenrheiner Schichten am NW-Rand der Dill-Mulde werden im Abschnitt Laubach-Unterstufe besprochen.

Laubach-Unterstufe

Laubacher Schichten

Am NW-Rand der Dill-Mulde lassen sich Lahnstein- und Laubach-Unterstufe noch nicht trennen. LUSZNAT (1979) beschreibt die Laubacher Schichten, in denen er Anteile der Lahnstein- und der Laubach-Unterstufe zusammenfaßt, auf Bl. 5115 Ewersbach als eine Wechsellagerung von vorherrschend geschieferten, dunkelgrauen, mehr oder weniger siltigen Tonsteinen, selten Silt- oder Sandsteinen. Eingelagert sind 3–10 m mächtige graue, feinkörnige Sandsteine mit Aufarbeitungshorizonten. Auf Bl. 5015 Erndtebrück können möglicherweise die höheren Teile der dort ausgeschiedenen Ebschloh- und Heiligenborner Folge der Laubach-Unterstufe äquivalent sein, obwohl sich bisher nur feststellen ließ, daß diese Schichten unter der Kondel-Unterstufe auftreten und keine Hinweise für eine größere Schichtlücke bestehen.

Auf Bl. 5215 Dillenburg scheinen im tieferen Teil der Laubacher Schichten flaserige Sandsteine vorzuherrschen. Nach oben nehmen die Schiefer auf Kosten der Sandsteine zu. Im höchsten Teil scheint mindestens örtlich der Sandgehalt wieder etwas stärker zu werden, so daß sich hierin ein Übergang zu den karbonatischen Sandsteinen und Eisengallen-Schiefern der Kondel-Unterstufe bemerkbar macht. Die Mächtigkeit der Laubacher Schichten kann auf Bl. 5215 Dillenburg nur ungefähr auf 220–250 m geschätzt werden. In den Laubacher Schichten treten hier ehemals rhyolithische Tuffe (Keratophyrtuff) auf, die gewisse Beziehungen zu den Keratophyren und Keratophyrtuffen des Sauerlandes vermuten lassen, ohne daß bisher nähere Vergleiche möglich sind.

Am SE-Flügel der Dill-Mulde wird das Oberems in der Endbacher Schuppe in eine ältere Folge von karbonatischen Sandsteinen und eine jüngere Folge mit Kieselgallen-Schiefern gegliedert. Oberems in kalkiger herzynischer Fazies wurde von WITTEKINDT (1961) in der Bickener Schuppe bei Ballersbach nachgewiesen.

In der Hörre treten Ems-Schichten nur kleinflächig im SE-Teil auf. Sie bestehen aus Kieselgallen-Schiefern in ähnlicher Ausbildung wie in der Lahn-Mulde.

Am SW-Rand der Lahn-Mulde überwiegen im tieferen Teil der Laubacher Schichten sandige Ablagerungen, d. h. plattige bis bankige, z. T. auch flaserige, quarzitisches oder karbonatische, blaugraue bis olivfarbene, grobkörnige Sandsteine mit zwischengeschalteten Schiefen. Zahlreich sind oft dezimetermächtige Fossilbänke. Im oberen Teil überwiegen graue, rauhe bis kurzflaserige, sandig-glimmerige Schiefer. Die Schichtenfolge ist bei Koblenz mehr als 250 m mächtig, am W-Rand der Lahn-Mulde 50–400 m (PAULY 1958, SPERLING 1958). Die Oberems-Schichten im Inneren der Lahn-Mulde zeigen eine recht einheitliche Gesteinsausbildung aus glimmerreichen, flaserigen Grauwackenschiefern, daneben kommen auch gröbere Grauwackenbänke vor (KEGEL 1922: 13). In den Oberems-Schichten auf Bl. 5415 Merenberg tritt ein rhyolithischer Tuff auf (früher als Keratophyrtuff bezeichnet), der den Porphyroiden im Unterems des Taunus ähnelt, aber nicht mit diesen vergleichbar ist.

Im Südhunsrück-Trog lassen sich Laubach- und Lahnstein-Unterstufe nicht trennen. Die entsprechenden Schichten sind, wie auch die des Kondel, überwiegend als milde Schiefer ausgebildet, denen mitunter Alaunschiefer eingeschaltet sind.

Die hier sehr knappen Ausführungen über die Lahnstein- und Laubach-Unterstufe zeigen, daß die Kenntnis dieser Einheiten z. T. noch recht lückenhaft ist.

Kondel-Unterstufe

Die Gesteine der Kondel-Unterstufe (Tab. 7) wurden von SOLLE (1942a—d) monographisch bearbeitet. SOLLE unterscheidet innerhalb der Kondel-Unterstufe zahlreiche Faziesgebiete und beschreibt deren Aufbau und Fossilinhalt im Detail. Da die Untere nicht überall deutlich von der Oberen Kondel-Unterstufe zu trennen ist und die Mächtigkeiten bei den lückenhaften und tektonisch gestörten Aufschlüssen oft nicht sicher zu bestimmen sind, gibt SOLLE (1942a—d), speziell in der Lahn-Mulde, nur die Gesamtmächtigkeiten der Kondel-Unterstufe an. Sie betragen am W-Rand der Lahn-Mulde ca. 200 m, in der mittleren und östlichen Lahn-Mulde sowie bei Wetzlar rd. 100 m und am S-Rand 100—150 m, außer im Abschnitt Haintchen, wo sie auf ca. 200 m ansteigen. In den übrigen Faziesgebieten werden die Mächtigkeiten für das Untere und das Obere Kondel getrennt angegeben. MITTMEYER (1983) gibt für ein Profil zwischen Lahnstein und Braubach eine Mächtigkeit des Unteren Kondel von knapp 500 m an.

Untere Kondel-Unterstufe

Das Untere Kondel ist gekennzeichnet durch Flaserschiefer, die örtlich durch Eisensandstein und Sphärosiderit-Schiefer vertreten werden, die besonders auf den Blättern 5115 Ewersbach und 5215 Dillenburg große Mächtigkeiten bis zu 200 m und auf Blatt 5015 Erndtebrück bis über 300 m erreichen können. Während SOLLE (1942b: 98) die Sphärosiderit-Schiefer für jünger als die Flaserschiefer und den Eisensandstein hält, stellte sich bei der Kartierung von Bl. 5215 Dillenburg heraus, daß diese Übereinanderfolge nicht generell gegeben ist. Die genannten Schichten sind deshalb lediglich als Fazieseinheiten anzusehen, die in verschiedenen Niveaus auftreten können. In der Wittgensteiner Mulde werden Schichten des Unteren Kondel auch als *Mandelner Schichten* bezeichnet, wobei nach THÜNKER (1990) (Erl. Bl. 5115 Ewersbach) die Mandelner Schichten auch noch tiefere Teile des Oberems umfassen können. In der südöstlichen Dill-Mulde und im Bereich der Hessischen Schieferserie fehlt das Untere Kondel.

Die Flaserschiefer sind blaugraue und graue, flaserige, oft sandig-glimmerige Schiefer, die gelegentlich wohlgeschichtete Schiefer und gelbgraue bis blaugraue, uneben-plattige bis bankige, weiche, tonige Sandsteine enthalten. Kieselgallen treten örtlich bereits häufig auf, sind jedoch meist selten oder fehlen ganz.



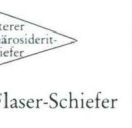
Die Eisensandsteine bestehen aus festen, oft quarzitischen und bankigen Sandsteinen. Der hohe Eisengehalt bedingt eine oft intensiv braune bis ockergelbe Farbe. Der Kalkgehalt ist hoch, so daß Fossilien häufig in Schalenerhaltung auftreten. Sehr verbreitet sind feste, blaugraue, bankige, uneben brechende, mehr oder weniger stark sandige Schiefer oder schiefrige Sandsteine, die oft reiche Faunen führen. Auch fossilreiche, unreine Kalksteinbänke kommen vor.

Tab. 7. Übersicht über die Gliederung der Kondel-Unterstufe im südlichen Rheinischen Schiefergebirge (aus SOLLE 1942)

Stratigraphie		Mosel-Mulde		Dill-Mulde			Wittgensteiner Mulde Unteres Ilse-Tal	
		E		NW	SE			
				Haigerhütte	Fischelbach	Gladenbach		
Mitteldevon	Eifel-Stufe				Wissenbacher Schiefer	Wissenbacher Schiefer		Ilse-Kalksand-schiefer
						Wechsel-lagerung von Kieselgallen- und Sphärosiderit-Schiefer		
	Unterdevon	Ems-Stufe	Kondel-Unterstufe	Obere	Kieselgallen-Schiefer		Ilse-Sandschiefer	
				Untere	Haupt-Sphärosiderit-Schiefer	Sphärosiderit-Schiefer		Flaser-Schiefer
	Laubach-Unterstufe	Laubach-Schichten	Mittleres Oberems mit Keratophyr-Tuffen	nicht aufgeschlossen	Tieferes Oberems	nicht aufgeschlossen		

Die Sphärosiderit-Schiefer zeichnen sich durch flaserige, meist ziemlich weiche, blaugraue bis blaue oder graue, oft sandige Schiefer aus, die häufig zahlreiche konzentrisch-schalige Sphärosiderite (Toneisensteinkonkretionen) führen. Statt der flaserigen Schiefer kommen auch in größerer Mächtigkeit milde, feinspaltende, blaue, seltener braune, mitunter auch blättrige Schiefer mit zahlreichen Sphärosideriten vor. Die Fossilführung der Sphärosiderit-Schiefer ist in der östlichen Dill-Mulde weniger reich als in den Flaserschiefern und Eisensandsteinen (SOLLE 1942b: 99 ff.). In der Wittgensteiner Mulde wird der Eisenreichtum dieser Schichten geringer, die Mächtigkeit kann im oberen Ilsetal (Bl. 5015 Erndtebrück, LUSZNAT 1978) 300 m übersteigen. Im unteren Ilsetal treten statt der Sandsteine grobe Schiefer auf.

In der Unteren Kondel-Unterstufe treten an vielen Stellen fazielle Besonderheiten auf, die ebenso wie die oft zu beobachtenden faziellen Übergänge zwischen einzelnen Gesteinsserien von SOLLE (1942a—d) umfassend beschrieben wurden.

Lahn-Mulde					
W-Rand	S-Rand		mittlere und östliche		
Rupbach-Tal	Burgschwalbach	Audenschmiede	Schadeck	Stockhausen	Naunheim
Wissenbacher Schiefer				Leuner Schiefer	Wissenbacher Schiefer
Königsberger Horizont mit Dachschiefern	Lücke	Stockhausener Schichten		Stockhausener Schiefer	Leuner Schiefer
Burgschwalbacher Sandstein		Sphärosiderit-Schiefer		Sphärosiderit-Schiefer	Sphärosiderit-Schiefer
Gutenacker-Horizont mit Dachschiefern	Schiefer der unteren Kondel-Gruppe	Flaser-Schiefer			
Unteres und mittleres Oberems	nicht aufgeschlossen	Laubach-Schichten	Laubach-Gruppe	nicht aufgeschlossen	

Im Bereich der Bl. 5615 Villmar und 5714 Kettenbach trennt z. B. der Burgschwalbacher Sandstein das Untere vom Oberen Kondel. Er ist ein mehrere Meter mächtiger, heller, mehr oder weniger quarzitischer Sandstein mit auffallend kräftigen Brauneisenverwitterungsbändern und wird von SOLLE (1942c: 194) als Mündungsfächer eines von S her kommenden Flusses gedeutet.

In einem Streifen, der von der NW-Ecke des Bl. 5614 Limburg (Lahn) über den S-Teil des Bl. 5514 Hadamar bis zum W-Rand des Bl. 5515 Weilburg zieht, ist das Devon in der Fazies der Gaudernbacher Schichten ausgebildet, die besonders im Mittel- und Oberdevon eine eigenständige Stellung gewinnen. Das Untere Kondel liegt hier als Flaserschiefer, d. h. als tonige oder etwas sandige, nur z. T. flaserige, graue bis graublau Schiefer mit vereinzelt kleinen Sandsteinbänken vor. Örtlich treten Spärosideritschiefer-Einlagerungen auf.

Obere Kondel-Unterstufe

Typisch für das Obere Kondel sind die Kieselgallen-Schiefer. Sie bestehen aus sehr eintönigen grauen, graugrünen und graublauen, rauhen, selten etwas flaserigen, oft ziemlich weichen Tonschiefern, die lagenweise angereichert die für diese Schichten typischen Kieselgallen enthalten. An der Oberfläche sind sie meist entkalkt, haben aber oft einen erheblichen Karbonatgehalt und führen dann Fossilien in Schalenerhaltung. Die Kieselgallen-Schiefer neigen zur Klippenbildung oder Ausbildung enger, klammartiger Felsentäler. Die Mächtigkeit der Kieselgallen-Schiefer beträgt in der Bopparder Doppelmulde 300–500 m.

In der Dill-Mulde E Bl. 5215 Dillenburg werden die Kieselgallen-Schiefer zunehmend durch die aus der Unteren Kondel-Unterstufe heraufreichenden Sphärosiderit-Schiefer ersetzt, so daß die Mächtigkeit der Kieselgallen-Schiefer hier zwischen 0 und 400 m wechselt (SOLLE 1942b: 108). In der südöstlichen Dill-Mulde und dem Gebiet der Hessischen Schieferserie reichen die Kieselgallen-Schiefer bis in das Untere Mitteldevon. Unter- und mitteldevonische Anteile lassen sich hier nicht trennen, beide zusammen erreichen Mächtigkeiten von 150–400 m (SOLLE 1942b: 125). Die Kieselgallen- und Sphärosiderit-Schiefer gehen in der Wittgensteiner Mulde nach W in die Ilse-Sandschiefer über, die aus olivgrünen bis dunkelgrauen, rauhen, oft etwas sandigen, nicht sehr karbonatreichen Schiefern bestehen, in die örtlich Sphärosiderite und in geringem Umfang auch Kiesel-schiefer eingelagert sein können. Ihre Mächtigkeit "mag 200–250 m erreichen oder stellenweise überschreiten" (SOLLE 1942b: 143). Sie wurden auf Bl. 5015 Erndtebrück als Ilsetal-Schichten, im N-Teil des Blattgebietes als Schameder Schichten bezeichnet, die sich von den Ilsetal-Schichten durch undeutlich fein- bis mittelbänderige Texturen unterscheiden und hier, wie auch auf den Bl. 4915 Wingshausen und 4916 Bad Berleburg, bereits vom Keratophyrtuff Kt-6 überlagert werden.

Am W-Rand der Lahn-Mulde besteht die Obere Kondel-Unterstufe vorwiegend aus blauen oder blaugrauen, oft milden, z. T. aber auch rauhen Schiefern, in deren höherem Teil die Dachschiefer der Grube Königsberg eingeschaltet sind (Königsberger Horizont). Im obersten Teil des Kondel setzt hier bereits die Fazies der Wissenbacher Schiefer (Rupbach-Schiefer) ein (REQUADT & WEDDIGE 1978: 196).

Auf Bl. 5415 Merenberg wird das Obere Kondel durch die Fazies der Stockhausener Schiefer vertreten, die aus sphärosideritfreien oder -armen, fahlgrünen, graugelben bis selten leuchtendgelben, weichen und zerbrechlichen Tonschiefern bestehen. Sandige Schiefer, gelegentlich karbonatreiche, oft tonige Sandsteine, die häufig in sandige Kalke übergehen, treten vereinzelt auf. Die Mächtigkeit schwankt im W des Verbreitungsgebietes zwischen 30 und 60 m und nimmt nach E auf 0 m ab. Hier wird das Obere Kondel vom tieferen Teil der Leuner Schiefer vertreten. Diese reichen bis in das untere Mitteldevon und gewinnen erst dann ihre typische Ausbildung. Der unterdevonische Teil der Leuner Schiefer ähnelt noch den Stockhausener Schiefern. Sie unterscheiden sich von diesen durch höheren Eisen- und Karbonatgehalt und petrofazielle Übergänge zu den mitteldevonischen Leuner Schiefern. In der hohen Kondel-Unterstufe ist in die Leuner Schiefer ein Keratophyrtuff eingeschaltet. Am N-Rand der Lahn-Mulde deutet sich die südliche Hörre-Randschwelle bei Holzhausen—Ulm durch das Auftreten von Kalksteinen im Grenzbereich Oberems/Mitteldevon an (GOLDMANN 1968: 326).

Weiter im E, auf Bl. 5417 Wetzlar, reichen die Sphärosiderit-Schiefer wieder höher in die Obere Kondel-Unterstufe, die Stockhausener Schichten fehlen und nur noch ein Band von Leuner Schiefern baut die obersten Kondel-Schichten auf (SOLLE 1942c: 175).

Bemerkenswert ist ein Vorkommen am Hausberg bei Butzbach, das allseitig von Unteremsschichten umgeben wird (KEGEL 1922). Durch den (umstrittenen) Fund von *Euryspirifer paradoxus* in den Schiefen ist der Hinweis gegeben, daß hier Wissenbacher Schiefer ins Oberemss hinabreichen (SOLLE 1972: 82, Fußnote 1, REQUADT & WEDDIGE 1978: 186).

Im Faziesgebiet der Gaudernbacher Schichten besteht die Obere Kondel-Unterstufe aus Kieselgallen-Schiefen mit örtlichen Einlagerungen von Sphärosiderit-Schiefen an der Basis und im mittleren Teil. Die Mächtigkeit dieser Kieselgallen-Schiefer schätzt SOLLE (1942c: 171) auf mindestens 150 m, wenn nicht 200 m oder mehr.

Auf den Blättern 5615 Villmar und 5714 Kettenbach fehlt das Obere Kondel oder ist nur lückenhaft ausgebildet. Soweit es vorhanden ist, besteht es z. T. aus geringmächtigen gelben, fahl- bis gelbgrauen, weichen, tonigen Schiefen, die denen der Stockhausener Schiefer ähneln, z. T. aus Schichten in der Fazies der Leuner Schiefer, die sich bei Niederselters bis an den S-Rand der Lahn-Mulde ausdehnt. Eingelagert ist örtlich eine Tuffbank, die der in den Leuner Schiefen entspricht.

Unterwerra-Sattel

Es treten Kalksteine und Tonschiefer auf, deren Einstufung nur als "Siegen- bis Ems-Stufe" gesichert ist, vermutlich können sie aber in die Oberemss-Stufe gestellt werden (WITTIG 1968).

Mitteldevon

Paläogeographisch und faziell läßt sich während des Mitteldevons ein Bereich flacheren Wassers im nördlichen und nordwestlichen Rheinischen Schiefergebirge und ein Beckenbereich im südlichen Rheinischen Schiefergebirge unterscheiden (GRABERT 1980: Abb. 11, EDER et al. 1977: Abb. A 4, LANGENSTRASSEN 1983). Die Grenze zwischen diesen beiden Faziesbereichen verläuft etwa von der Mündung der Sieg in den Rhein nach NE zur NE-Spitze des Ostsauerländer Hauptsattels.

Mitteldevon tritt im Gebiet des Remscheider Sattels (Unteres Mitteldevon) und der Lüdenscheider Mulde (Oberes Mitteldevon), im Bereich zwischen dem Siegerländer Antiklinorium und dem Ebbe-Sattel sowie in der Umgebung der Attendorn—Elsper Doppelmulde und an der N-Flanke des Ostsauerländer Hauptsattels auf.

Zum Bereich der Beckenfazies gehört die SE-Flanke des nach E abtauchenden Ostsauerländer Hauptsattels (Diemelgebiet) sowie die sich nach SW heraushebende Waldecker Hauptmulde und die Wittgensteiner Mulde, wobei Mitteldevon unter den genannten Mulden auch im tieferen Untergrund verbreitet sein dürfte. In der Dill-Mulde, besonders an deren NW- und SE-Rand ist Mitteldevon weit verbreitet, während es in der Hörre nur in tektonisch isolierten Schuppen im äußersten SW aufritt. In der streichenden Fortsetzung der Dill-Mulde finden sich die Vorkommen im Kellerwald. Weit verbreitet ist Mitteldevon auch in der gesamten Lahn-Mulde, besonders im Limburg—Hadamarer Mitteldevonzug und dem Schalstein-Hauptsattel bei Weilburg. Zur Lahn-Mulde könnten hier auch die Vorkommen im Gebiet der Hessischen Schieferserie gerechnet werden, obwohl sie eine eigenständige fazielle Entwicklung aufweisen. Randlich außerhalb der Lahn-Mulde liegen die Vorkommen bei Gießen, Niederkleen-Griedel, am SE-Rand des Taunus bei Oberrosbach und Bad Nauheim sowie bei Usingen und Fauerbach. Auch am S-Rand des Soonwaldes findet sich Mit-

teldevon bei Stromberg. Die letztgenannten Vorkommen zeigen, daß mitteldevonische Ablagerungen einstmals große Teile des Taunus bedeckten und weit über ihr heutiges geschlossenes Verbreitungsgebiet nach S reichten.

Außerhalb des Rheinischen Schiefergebirges sind mitteldevonische Schichten im Aufbruch von Mühlbach und im Werragrauwackengebirge aufgeschlossen.

Die orthochronologische biostratigraphische Gliederung erfolgt vom Mitteldevon ab nach Cephalopoden, sie beruht für das Mitteldevon auf den Arbeiten von WALDSCHMIDT (1884), KAYSER & HOLZAPFEL (1894), DENCKMANN (1901), WEDEKIND (1917) und H. SCHMIDT (1926) (Taf. 5).

Die Sedimentation des Oberen Unterdevons setzt sich zunächst ohne größere Änderungen im Mitteldevon fort. Örtlich hielt die Sedimentation in Oberems-Fazies sogar bis in das tiefere Mitteldevon durch. Die Ähnlichkeit der Schichtenfolge an der Grenze Unter-/Mitteldevon veranlaßt ältere Autoren auch, sie in bestimmten Gebieten zur "cultrijugatus-Zone" bzw. den "cultrijugatus-Schichten" zusammenzufassen.

Die Sedimentation im flacheren Bereich ist während der Eifel-Stufe gekennzeichnet durch kalige Tonschiefer ("Lenne-Schiefer") mit häufigen Einschaltungen von fein- bis mittelkörnigen Sandsteinen sowie dünnen Lagen von Crinoiden-Kalksteinen. Vom Randbereich gelangten einzelne turbiditische Sandsteinschüttungen nach SE in den Beckenbereich bis zum NW-Flügel der Dill-Mulde. Ganz im N bzw. NW treten auch Rotsedimente auf, die wie die übrigen Sedimente vom Old-Red-Kontinent stammten.

Im Beckenbereich ist während der Eifel-Stufe gegenüber dem Unterdevon, trotz mancher fazieller Ähnlichkeit, generell ein Zurücktreten der sandigen Einschaltungen zugunsten einer feinklastischen Ausbildung mit karbonatischen und kieseligen Einlagerungen zu beobachten. Die Schiefer sind entweder in der Fazies der Wissenbacher ("Orthoceras"-)Schiefer oder der Tentaculiten- bzw. Styliolinen-Schiefer ausgebildet. Beide werden zum herzynischen Faziesbereich gerechnet, der damit im Unteren Mitteldevon in großen Teilen des Rheinischen Schiefergebirges verbreitet ist, während die Schelfsedimente im N bzw. NW zur rheinischen Fazies zu rechnen sind. Die im Unterdevon wirksame Faziesscheide am E-Rand des Rheinischen Schiefergebirges bleibt allerdings insofern wirksam, als am E-Rand des Schiefergebirges und im Kellerwald die Schichten des Mitteldevons geringmächtiger und stärker karbonatisch ausgebildet sind. Diese karbonatische Schwellenfazies hat wegen ihres Fossilreichtums besondere Bedeutung für die biostratigraphische Gliederung des Mitteldevons und bildet sozusagen das Gerippe der Gliederung (BISCHOFF & ZIEGLER 1957), obwohl sie nur geringmächtig und nur von wenigen Stellen bekannt ist. Die einzelnen Horizonte dieser "jungen Herzynkalk" (Greifensteiner, Ballersbacher, Günteröder, Odershäuser und *discoides*-Kalk) werden bei den regionalen Einheiten besprochen, in denen sie auftreten.

Eine verbreitete Transgression im Givet unterbrach die Sedimentzufuhr von NW her weitgehend. Am beckenwärtigen Rand konnten sich Riffe entwickeln. Reste dieser Riffe treten heute in der Umrahmung des Remscheider Sattels, im Warsteiner und Briloner Sattel sowie am NW-Rand der Attendorn—Elisper Doppelmulde zutage (Tab. 8).

Die Förderung porphyrischer Tuffe im höchsten Unterdevon und das lokale Auftreten von Rhyolithen (Quarzerkatophyren) im Sauerland (Eifel-Stufe) sowie die ersten basaltischen Lavaergüsse in der westlichen Lahn-Mulde (tiefe Givet-Stufe) deuten bereits den tektonischen Wandel an. Dieser führte dann im Oberen Mitteldevon in der Lahn- und Dill-Mulde zu einer außerordentlich starken Faziesdifferenzierung und leitete eine eigenständige fazielle Entwicklung der Lahn- und Dill-Mulde

im Mittel- und Oberdevon ein. Mit diesen tektonischen Bewegungen beginnt sich das Siegerländer Antiklinorium im Mitteldevon herauszuheben und das Rheinische Schiefergebirge in getrennte nördliche und südliche Sedimentationsräume zu unterteilen, deren Faziesbereiche sich im Bereich des Ostsauerländer Hauptsattels verzahnen.

Im Oberen Mitteldevon setzte besonders in der Lahn- und Dill-Mulde ein intensiver basaltischer Vulkanismus ein. Es entstanden mächtige submarine Vulkankomplexe, die sich aus Vulkaniklastiten (Schalstein), Laven, Lagergängen sowie Gängen zusammensetzen. Diese Abfolgen können Mächtigkeiten von über 1000 m erreichen. Hinzu kamen geringe Mengen kieselsäurereicher Schmelzen (Quarzkeratophyre und Keratophyre), die vereinzelt Vulkaninseln aufbauten. Die Vulkanite bilden die Eruptiv-Fazies des Oberen Mitteldevons.

Auf den vulkanisch entstandenen submarinen Schwellen wuchsen mächtige Stromatoporenriffe (Massenkalk, Riff-Fazies). In den dazwischen gelegenen Beckenräumen ging örtlich die klastische Sedimentation von Tonschiefern mit gelegentlichen Sandeinschüttungen weiter, die die Becken- ("Normal-")Fazies darstellt. Ablagerungen der Becken-, Eruptiv- und Riff-Fazies sind häufig intensiv miteinander verzahnt und treten in verschiedensten stratigraphischen Niveaus des Oberen Mitteldevons auf.

Das Mächtigkeitsverhältnis zwischen Schelf-, Becken- und Schwellensedimenten beträgt etwa 1000:100:10 (BEHR et al. 1980: 78), wobei hier nur die Sedimentmächtigkeiten unter Abzug der vulkanischen Bildungen genannt sind.

Bei aller eigenständigen Entwicklung der einzelnen Sedimentationströge bildet die Gliederung in die drei genannten Faziesarten ein gemeinsames Charakteristikum der geologischen Abläufe im Oberen Mitteldevon. Die Darstellung auf der GÜK 300 Hessen folgt deshalb auch dieser Dreigliederung der Fazies.

Tab. 8. Stratigraphische Reichweite der Riffbildung
(aus KREBS 1974)

Stratigraphie		Vorkommen				
Oberdevon	Frasne-Stufe	I δ				
		I (β) γ		?		
		I α				
Mitteldevon	Givet-Stufe	Obere				
		Mittlere				
		Untere				
Eifel-Stufe	Obere					
	Untere					
Unterdevon	Ems-Stufe					
		Stromberg	Ostraunus	Langenaubach	Attendorn	Balve

Unteres Mitteldevon (Eifel-Stufe)

Ostsauerländer Hauptsattel

Brabecker Schichten

Die Brabecker Schichten (EBERT 1965) treten im Kern des Ostsauerländer Hauptsattels auf und bestehen aus kalkreichen Schiefen, die mit flaserigen Kalksandsteinen wechsellagern und durch ihren Fossilreichtum auffallen, vor allem durch die Häufung von Crinoidenstielgliedern. Das Alter dieser Schichten, die noch zum rheinischen Faziesbereich gehören, ist nicht völlig gesichert. Sie entsprechen wahrscheinlich den *Orthocrinus*-Schichten des S-Flügels der Elspe Mulde sowie den Langwiesener Schichten des Latroper und Züscher Sattels (Tab. 9). Die Mächtigkeit der Brabecker Schichten wird auf ca. 300 m (EBERT 1965) geschätzt.

Fredeburger Schiefer

Diese nach EBERT (1965) etwa 1500 m mächtige Folge setzt sich aus vorherrschend dunkelgrauen, oft feingebänderten Tonsteinen mit kalkhaltigen Feinsand- und Silteinlagerungen zusammen. Im höheren Teil treten häufiger Sandsteine und Quarzite auf. Lokal sind auch lagenweise angeordnete, fossilführende Kalkkonkretionen verbreitet. Ein Keratophyrtuff im mittleren Teil ermöglicht eine Aufteilung in Untere und Obere Fredeburger Schiefer. Die Fossilführung der Schichten ist gering, selten sind Styliolinen und Tentaculiten sowie einzelne Brachiopoden vorhanden. Zusammen mit dem Goniatiten *Pinacites jugleri* (ROEMER) weisen sie auf den herzynischen Charakter des Ablagerungsgebietes der Fredeburger Schiefer hin.

Ramsbecker Schichten

Diese im Zusammenhang mit dem Bergbau im Ramsbecker Erzbezirk gut untersuchte Schichtenfolge geht durch Zunahme des Sand- und Sandsteingehalts aus den Fredeburger Schiefen hervor. Sie ist im großen gesehen eine Wechselfolge von flaserigen Sandsteinen und Tonschiefen, die sich mit Hilfe der unterschiedlichen Anteile von grobklastischem Material in sieben Untereinheiten gliedern läßt. Herausragende Einheit der 350 bis max. 500 m mächtigen Ramsbecker Schichten ist der Hauptquarzit, ein überwiegend aus Sandsteinen bestehender, örtlich 120 m erreichender Horizont (Tab. 9). In seinem Liegenden und Hangenden sind kalkhaltige, sandig-flaserige Schiefer, die Unteren und Oberen Crinoiden-Schiefer entwickelt, die lagenweise gehäuft Crinoidenstielglieder enthalten (EBERT 1965). Die nahezu fossilfreie Ausbildung des Unteren Crinoiden-Schiefers auf dem S-Flügel des Ostsauerländer Hauptsattels wird als Osterwalder Schiefer bezeichnet.

Selscheider Schiefer

Den Abschluß des Unteren Mitteldevons bildet die zwischen 300 und 500 m mächtige tonig-feinsandig-siltige Gesteinsfolge der Selscheider Schiefer (FUCHS 1922). Im höheren und tieferen

Teil enthalten sie 10—20 m mächtige Einschaltungen von quarzitischen Sandsteinen, die als Leit-horizonte lokal Bedeutung besitzen (MÜLLER 1973).

Die Fossilführung der Schiefer ist gering. Styliolinen treten manchmal, z. T. eingeregelt, als Schichtflächenbedeckung auf. In einzelnen Sandsteinbänken auftretende Faunen lassen nach MÜLLER (1973) auf Bl. 4715 Eslohe einen "rheinischen Einschlag" erkennen.

Wissenbacher Schiefer und Eisenberg-Quarzit

In den Erläuterungen zu den GK 25 Bl. 4617 Brilon und 4618 Adorf wird die Schichtenfolge der oberen Eifel-Stufe als Wissenbacher Schiefer bezeichnet (PAECKELMANN 1936). In die dunklen, teilweise stärker feinsandigen Tonschiefer ("Sandflaserschiefer") ist SW der Diemeltalsperre der Eisenberg-Quarzit (SCHLÜTER 1928) eingeschaltet, eine Folge von Quarziten, Sandsteinen, teilweise kalkigen Grauwacken und Tonschiefern. Die 50 (bis max. 100) m mächtige Serie ist besonders gut an den Steilhängen der Diemeltalsperre aufgeschlossen. Sie bildet auf dem SE-Flügel des Ostsauerländer Hauptsattels eine überwiegend geschlossene Quarzit-Sandstein-Abfolge mit wenig Tonschiefermitteln, auf dem NW-Flügel dagegen dominieren mächtige Tonschiefer mit vielen einzelnen Quarzitbänken. Stratigraphisch entsprechen sie den oberen Teilen der Ramsbecker Schichten (Tab. 9). Auch in den weiter südlich gelegenen Teilen des Schiefergebirges sind in der oberen Eifelstufe Quarzite und Sandsteine verbreitet, z. B. die Eifel-Quarzite der nordwestlichen Dill-Mulde oder die Hahnberg-Sandsteine des nördlichen Kellerwaldes.

Gebiet SE des Ostsauerländer Hauptsattels

Langewiesener Schichten

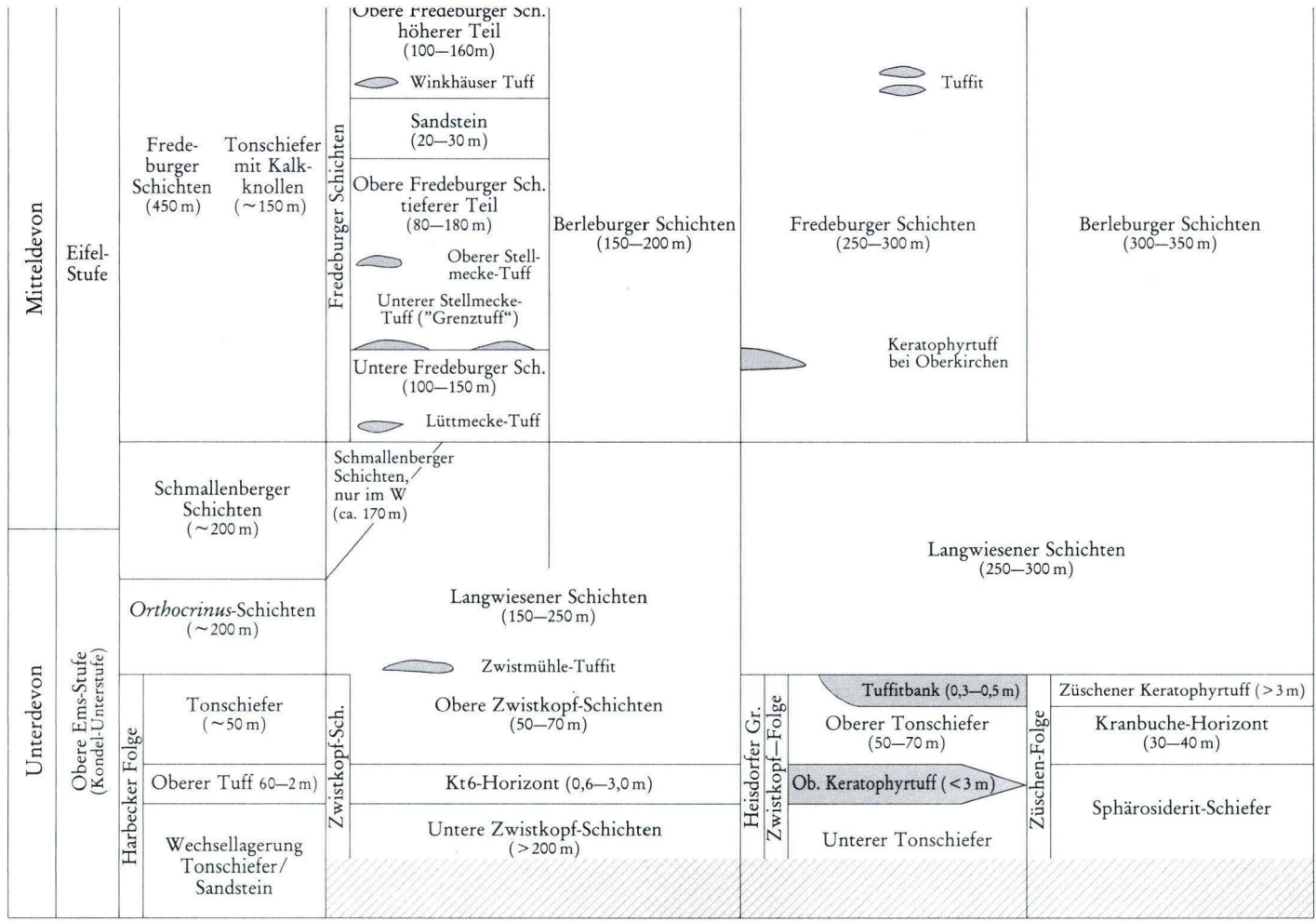
Die feinsandig-flaserigen, oft karbonatischen Langewiesener Schichten gehören mit ihrem größeren Anteil noch ins Oberems (MÜLLER 1983). Die Ems/Eifel-Grenze verläuft in ihrem höheren Teil. Unterer und mittlerer Teil der Langewiesener Schichten enthalten eine vorwiegend benthonisch lebende Fauna, die auf rheinische Faziesbedingungen hinweist. In ihrem östlichen Verbreitungsgebiet treten allerdings auch schon herzynische Elemente auf. Im höheren Teil bestimmen überwiegend planktonisch lebende Formen den Fossilinhalt und belegen damit das Vorherrschen herzynischer Faziesbedingungen. Wie im Ostsauerland lag auch im Wittgensteiner Land der Sedimentationsraum im äußeren Schelfbereich bzw. im Übergangsbereich Schelf/Becken. Mit dem Beginn der Eifel-Stufe wich der Schelfrand im Zusammenhang mit einer Zurückverlegung der Küste des im N liegenden Old-Red-Festlandes nach NW zurück, die herzynische Becken-Fazies drang weiter in NW-Richtung vor.

Fredeburger Schichten

In der Eifel-Stufe trennt das Gebiet des Latrop—Züscher Sattels, das sich als NE-Fortsetzung aus dem Siegener Antiklinorium entwickelt und wahrscheinlich bereits im unteren Eifel als

Tab. 9. Die Schichtenfolge im Unter- und Mitteldevon im Bereich des Blattgebietes Girkhausen und seiner Umgebung
(nach MÜLLER 1983)

Stratigraphie		Bl. 4815 Schmallenberg (LANGENSTRASSEN 1964)	Bl. 4816 Girkhausen nördlich südlich des Latroper Sattels		Bl. 4816 Girkhausen NE-Teil Bl. 4817 Winterberg NW-Teil (BACHMANN 1965)	Bl. 4816 Girkhausen S-Teil Bl. 4817 Winterberg SW-Teil Bl. 4916 Bad Berleburg N-Teil (BACHMANN 1965)
Mitteldevon	Givet-Stufe	gebänderte Styliolinen-Schiefer	Givet-Schichten (> 100 m)		Lager Ia (Grube Brandholz)	Tentaculiten-Schiefer mit Kalksandsteinbänken (80–100 m)
	Eifel-Stufe	Tonschiefer (~ 50 m) Sandstein (50 m) Fredeburger Schichten (450 m) Wechsel- lagerung Tonschiefer/ Sandstein (~ 200 m)				Asten-Schichten
			Obere Sandstein- Tonschiefer-Folge (> 80 m)	Oberer Quarzit (ca. 100 m)		Burg-Horizont (ca. 100 m)
			Altastenberg-Folge (40–60 m)	Dachschiefer-Folge (50–60 m)	Oberer Sandstein-Tonschiefer- Horizont (70–80 m)	Hörre-Horizont (25–100 m)
			Braken-Tuffit		Altastenberg-Horizont (ca. 30 m)	
			Untere Sandstein- Tonschiefer-Folge (80–100 m)	Unterer Quarzit (100–120 m)	Unterer Sandstein-Tonschiefer- Horizont (90–100 m)	Heßler-Horizont (100–120 m)
			Asten-Phänotuffit (Aufbereitungs- schichten)			



Unteres Mitteldevon

Hebungsgebiet aktiv war (MÜLLER 1983), zwei wenig unterschiedene Faziesbereiche. Im N sind die Fredeburger Schichten verbreitet; eine 300—400 m mächtige Tonschieferfolge, in die im höheren Teil zunehmend Sandsteine eingeschaltet sind. Sie repräsentieren die Untere bis Mittlere Eifel-Stufe (jüngste Conodonten; *kockelianus*-Zone) und enthalten als Besonderheit mehrere, nur lokal verbreitete Tufflagen mit unterschiedlichem Chemismus. Die Fredeburger Schichten sind in der Hauptsache als Bildungen des pelagischen (herzynischen) Bereichs anzusehen.

Asten-Schichten

Auch die Asten-Schichten, die die höhere Eifel-Stufe repräsentieren, gehören zum herzynischen Faziesbereich. Sie sind eine Sandstein-Tonschieferfolge von 200—240 m Mächtigkeit, in deren mittlerem Teil ein Tonschieferhorizont ("Altastenberg-Folge") eingeschaltet ist, der teilweise als Dachschiefer abgebaut wurde, ebenso wie einzelne Horizonte der Fredeburger Schichten. Aus Tab. 9 geht hervor, daß die Asten-Schichten als stratigraphisches Äquivalent der Ramsbecker Schichten des Ostsauerländer Hauptsattels anzusehen sind.

Berleburger Schichten

Südlich des Latroper Sattels entsprechen die Berleburger Schichten der Unteren Eifel-Stufe (Tab. 9). Die überwiegend dunklen Tonschiefer entwickeln sich rasch aus den Langwiesener Schichten durch Zurücktretens des Feinsand-Schluff-Gehaltes und gleichzeitiger Abnahme des Karbonats. Ihre Mächtigkeit dürfte 200 m kaum überschreiten.

Raumländer Schichten

Die Obere Eifel-Stufe umfaßt südlich des Latroper Sattels die Raumländer Schichten (BACHMANN 1965), die seit REICH (1935) in einen liegenden und einen hangenden Quarzithorizont (Unterer und Oberer Quarzit) und ein Tonschiefermittel (Dachschieferhorizont) aufgeteilt werden. Der Dachschiefer wurde im Raum Berleburg/Raumland an vielen Stellen abgebaut. Nach Conodontenfunden kann er der *kockelianus*-Zone (Obere Eifel-Stufe) zugeordnet werden.

Kellerwald

Neue zusammenfassende Darstellungen des Mitteldevons im Kellerwald erfolgten durch STOPPEL (1961) und MEISCHNER (1968). Eine ausführliche und präzise Beschreibung der geologischen Verhältnisse im nördlichen Kellerwald findet sich in den Erläuterungen zu Bl. 4820 Bad Wildungen (Tab. 10).

Nach den obengenannten Autoren zeigen die nördlichsten Profile im Kellerwald noch stärkere Anklänge an die Ausbildung im Sauerland (Abb. 19). Mürbe, kalkreiche (mergelige), weitständig geschieferte Tonschiefer (*Gyroceratites*-Schiefer) bilden den tiefsten Teil der Schichtenfolge. Sie ver-

Tab. 10. Stratigraphische Tabelle des Mitteldevons im nördlichen Kellerwald
(aus HORN et al. 1973)

Stratigraphie		Conodonten-Zonen nach WITTEKINDT 1965	Ense-Schwelle	Hundsdorfer Antiklinorium	
Mitteldevon	Givet-Stufe	Obere	<i>transversus</i> -Zone	<i>pumilio</i> -Bänke <i>Agoniatites discoides</i> <i>Agoniatites inconstans</i> <i>discoides</i> -Kalk (Odershäuser Kalk)	<i>Nephranops?spectabilis</i> <i>Acanthopyge erbeni</i>
			<i>varcus-walliseri</i> -Horizont		kieselige Bänderschiefer
		Untere	<i>robusticostatus</i> -Zone		örtlich Styliolinen-Sandstein
			<i>eiflius</i> -Zone		feinsandige Bänderschiefer
	Eifel-Stufe	Obere	<i>kockelianus</i> -Zone	(kalkige Zwischenschichten)	Hahnberg-Sandstein
				Günteröder (Ense-) Kalk	<i>Anarcestes lateseptatus</i> <i>Plectodonta minor</i>
		Mittlere	<i>bidentatus</i> -Zone	Foordites occultus Pinacites jugleri	Dachschiefer (Wissenbacher Fazies) Pinacites jugleri — Wölft-Tuffit <i>Anarcestes lateseptatus</i> <i>Anarcestes plebejus</i> <i>Anarcestes noeggerathi</i> <i>Plectodonta minor</i>
	Untere	<i>corniger</i> -Zone	Ballersbacher Kalk	<i>Sellanarcestes latior</i> <i>Sellanarcestes tenuior</i> <i>Anarcestes lateseptatus</i>	Gyroceratites-Schiefer <i>sellanarcestes</i> sp. <i>Anarcestes lateseptatus</i> <i>Anarcestes noeggerathi</i> <i>Gyroceratites gracilis</i>
	(Unterdevon nicht bekannt)				

wittern mit deutlicher olivbrauner Bänderung, die auf unterschiedlichen Karbonatgehalt zurückzuführen ist. Örtlich sind cm-große, eisenreiche Karbonatkonkretionen häufiger. Nach oben gehen die *Gyroceratites*-Schiefer in Dachschiefer vom Wissenbacher Typ über. Etwa in der Mitte der Dachschieferserie liegt örtlich ein ca. 30 cm mächtiges Band eines hellgrünlichgrauen, kiesel-säurereichen Tuffits. Im höheren Teil schieben sich turbiditische Feinsandsteine ein, die in eine Sandsteinserie übergehen, den Hahnberg-Sandstein. Er ist ein Ausläufer der gleichaltrigen Sand-schüttung im Ostsauerländer Hauptsattel, hat seine größten Mächtigkeiten im Hundsdorfer Sattel und keilt nach SW aus. Etwa im Niveau des Hahnberg-Sandsteins liegt die Gershäuser Grauwacke, die in Habitus und Zusammensetzung den Kulm-Grauwacken ähnelt. Sie ist auf einen schmalen Streifen am NW-Rand der Ense-Schwelle beschränkt, einem während des gesamten Mittel- und Oberdevons existierenden Schwellengebiet, auf dem Cephalopoden-Kalk abgelagert wurde. Zur Ense-Schwelle gehören auch die in tektonisch isolierten Schuppen auftretenden Cephalopoden-

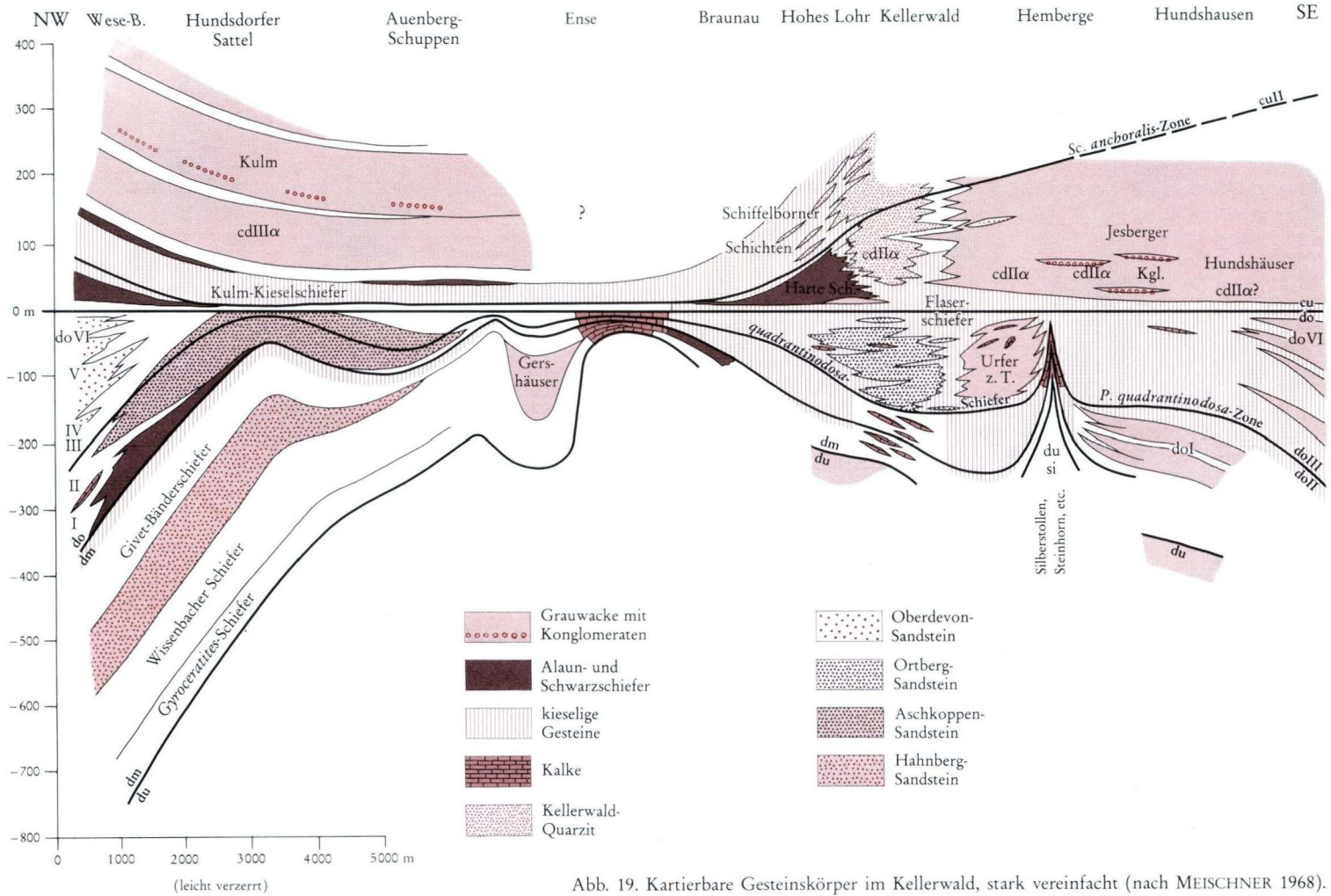


Abb. 19. Kartierbare Gesteinskörper im Kellerwald, stark vereinfacht (nach MEISCHNER 1968).

Kalke bei Densberg, Dodenhausen und Bergfreiheit. Die Gesamtmächtigkeit der (ober- und unter-)mitteldevonischen Kalke der Ense-Schwelle beträgt etwa 50 m (HORN, KULICK & MEISCHNER 1973).

Der S-Rand der Ense-Schwelle wird willkürlich als Grenze zwischen dem nördlichen und dem südlichen Kellerwald angenommen. Im südlichen Kellerwald sind nur einige kleine Vorkommen von unterem Mitteldevon in der Fazies der Wissenbacher Schiefer aufgeschlossen.

Die Gesamtmächtigkeit des Mitteldevons liegt im nördlichen Kellerwald bei etwa 400 m, im südlichen Teil bei etwa 200 m (STOPPEL 1961).

Dill-Mulde

Der geologische Bau der Dill-Mulde wurde entsprechend dem damaligen Kenntnisstand zusammenfassend von KEGEL (1934a) dargestellt. LIPPERT (1958) veröffentlichte eine vereinfachte und modernisierte Übersichtskarte mit Hörre- und nordöstlicher Lahn-Mulde, auf der besonders die tektonische Gliederung der Dill-Mulde sehr übersichtlich herausgearbeitet ist (Taf. 1). Eine moderne Bearbeitung der nordwestlichen Dill-Mulde bieten die Erläuterungen zur GK 25 Hessen Bl. 5215 Dillenburg. Sie geben nicht nur eine umfassende Beschreibung der Definition, Abgrenzung, Biostratigraphie, Petrographie und Genese der Gesteine auf dem Blattgebiet, sondern sind darüber hinaus für die Geologie der gesamten Dill-Mulde von Bedeutung.

In der Dill-Mulde besteht das Untere Mitteldevon im wesentlichen aus Tonschiefern, die teils in der Fazies der Wissenbacher Schiefer, teils als Tentaculiten- oder Styliolinen-Schiefer ausgebildet sind. Dabei sind nach KEGEL (1934a) die Wissenbacher Schiefer im wesentlichen auf den NW-Flügel der Dill-Mulde beschränkt wo sie z. T. bereits im hohen Unterdevon einsetzen, während die Tentaculiten-Schiefer den SE-Flügel einnehmen.

Wissenbacher Schiefer

Die Wissenbacher Schiefer sind dünnshieferige, z.T. als Dachschiefer ausgebildete, ebenflächige, unverwittert sehr feste, scharfkantig brechende Tonschiefer. Unverwittert dunkelgrau bis blauschwarz, nehmen sie bei Verwitterung dunkelgrüne bis gelbgrüne Farbtöne an. Kalkknollen verschiedener Form und Größe kommen gelegentlich vor. Bisweilen besitzen die Wissenbacher Schiefer auch einen größeren Karbonatgehalt, doch tritt anstelle des Karbonats meist ein erheblicher Schwefelkiesgehalt. Kennzeichnend sind verkieste Versteinerungen. Die schwarze Farbe wird jedoch, ebenso wie im Hunsrück-Schiefer, nicht durch feinverteilten Pyrit, sondern durch den hohen Gehalt an organischer Substanz verursacht (MOSEBACH 1954). Serizit und Quarz bilden die Hauptgemengteile der Wissenbacher Schiefer. Cephalopoden und Trilobiten sind die häufigsten Faunenelemente. Besonders die basalen Teile der Wissenbacher Schiefer sind verwitterungsresistent und neigen zur Klippenbildung, weshalb sie auch Klippenschiefer genannt werden.

Die Mächtigkeit der Wissenbacher Schiefer beträgt auf dem NW-Flügel der Dill-Mulde im SW etwa 250 m, zwischen Wissenbach und Oberhörln 180–260 m (KLITZSCH 1959).

Tentaculiten-(Styliolinen-)Schiefer

Die Tentaculiten-(Styliolinen-)Schiefer sind kalkreicher, dickschiefriger, oft rauher als die Wissenbacher Schiefer und haben dann einen erheblichen Glimmergehalt. Im frischen Zustand dunkelgraublau, werden sie bei Verwitterung hellgelbgrau bis ockerfarben, gelegentlich auch dunkelgrau. Der für die Wissenbacher Schiefer typische Pyritgehalt fehlt ihnen. Die Schichtflächen sind oft bedeckt von Styliolinen, seltener Tentaculiten. Daneben findet man noch dünn-schalige Brachiopoden und Muscheln sowie Cephalopoden und Trilobiten. Örtlich können die Styliolinen-Schiefer auch als Sandsteine ausgebildet sein. Diese Sandsteine sind jedoch nicht zu verwechseln mit den Styliolinen-Sandsteinen des höheren Mitteldevons.

Darüber hinaus bestehen noch folgende fazielle Besonderheiten: Im NE des NW-Flügels der Dill-Mulde reicht die Kieselgallenschiefer-Fazies des Ems noch bis in das tiefere Mitteldevon hinein (SOLLE 1942b: 128). Allerdings unterscheiden sich die mitteldevonischen Kieselgallenschiefer von den unterdevonischen durch geringeren Fossilreichtum und das Vorherrschen von Eisengallen, während die im Unterdevon überwiegenden Kieselgallen zurücktreten.

Außerdem tritt in den Wissenbacher Schiefen auf dem NW-Flügel an mehreren Stellen eine 5–30 m mächtige, stärker sandige bzw. mergelige Zone auf, die Kalklinsen und z. T. sogar Sandsteinbänke enthält. In dieser Zone treten in stärkerem Maße als in den umgebenden Schichten Styliolinen, Tentaculiten und andere Fossilien auf.

Eifel-Quarzit

Im höchsten Teil des Unteren Mitteldevons setzen auf dem NW-Flügel der Dill-Mulde ziemlich übergangslos Quarzsandsteine ein, die die Folge des Eifel-Quarzits bilden. Dieser wird im NE-Teil des NW-Flügels (z. B. Berleburg, Battenberg) durch ein 50–100 m mächtiges Tonschiefermittel unterteilt.

Der Eifel-Quarzit besteht überwiegend aus hell- bis grüngrauen, feinkörnigen (\varnothing 0,02–0,10 mm), feinglimmerigen, karbonatfreien, dünnplattigen bis dickbankigen Quarzsandsteinen. Die Mächtigkeit der meisten Sandsteinbänke liegt zwischen 0,2 und 2 m, erreicht aber auch mehr als 5 m. Eingeschaltet sind dünne grauschwarze bis grüngraue Tonschieferlagen, die den Wissenbacher Schiefen ähneln (LIPPERT et al. 1970). Die Mächtigkeit des Eifel-Quarzits nimmt insgesamt von NE nach SW ab. Sie beträgt nördlich Breidenbach mehr als 200 m, bei Langenaubach nur noch 40–45 m. Die Mächtigkeitsabnahme erfolgt jedoch nicht kontinuierlich. In den Zwischenbereichen geht die Mächtigkeit z. T. auf wenige Meter zurück, um an anderen Stellen wieder erheblich anzuschwellen (KLITZSCH 1959). Nach LIPPERT et al. (1970) ist der Eifel-Quarzit im zentralen Teil der Dill-Mulde, auf Bl. 5215 Dillenburg, im SW-Teil des Blattes 40–60 m und im NE-Teil etwa 100 m mächtig.

Ballersbacher Kalk, Greifensteiner Kalk, Günteröder Kalk

Im SE-Flügel der Dill-Mulde treten örtlich für die biostratigraphische Gliederung der Eifel-Stufe wichtige fossilreiche Kalksteine auf, von denen folgende Vorkommen bekannt sind (WITTEKINDT 1965:):

Ballersbacher Kalk im alten Steinbruch am Berghang S Ballersbach sowie an der NW-Seite des großen Steinbruchs (Benner) an der Straße zwischen Bicken und Offenbach. Beide Vorkommen liegen auf Bl. 5316 Ballersbach. Der Ballersbacher Kalk besteht aus dickbankigen, dichten, z. T. flaserig-knolligen, grauen bis graugrünen, stark geflaserten Kalksteinen (Cephalopoden-Kalken), die z. T. sehr fossilreich sind. Er wurde durch DIETRICH (1982) vom locus typicus ausführlich beschrieben. Die Conodontenfauna wurde zuletzt von WITTEKINDT (1965) bearbeitet.

Greifensteiner Kalk findet sich an der Wiege bei Greifenstein auf Bl. 5315 Herborn und bei Weipoltshausen auf Bl. 5217 Gladenbach. Hauptgestein ist ein roter bis hellblaugrauer mehr oder weniger grobkristalliner Crinoiden-Kalk, der am locus typicus eine Mächtigkeit von 18 m hat (SIEHL 1962). An der Wiege bei Greifenstein besteht der Kalk nach LOTZ (1901) und BISCHOFF & ZIEGLER (1957) aus nachstehender Abfolge:

roter Crinoiden-Kalk

heller, grünlicher bis rötlicher, dichter Kalk mit Goniatiten (*Pinacites jugleri*, *Aphyllitis* sp.)

hellfarbiger, unreiner Kalk mit *Proetus* Bank über *Amplexus*-Kalk

Amplexus-Kalk.

Die Gesamtmakrofauna wurde von MAURER (1881), KAYSER & HOLZAPFEL (1894), RUNZHEIMER (1931) und SIEHL (1962, Brachiopoden) beschrieben, die Conodontenfauna zuletzt von WITTEKINDT (1965).

Günteröder Kalk wurde S Günterod und N Bischoffen auf Bl. 5216 Oberscheld, sowie in dem Steinbruch bei Bicken nachgewiesen. Er besteht aus blauschwarzem bis dunkelblaugrauem, oft kristallinem, bankbildendem oder linsenförmigem Kalkstein, der in Wissenbacher Schiefer eingelagert ist. Die Mächtigkeit beträgt 4–5 m. Die Conodontenfauna wurde zuletzt von WITTEKINDT (1965) beschrieben.

Die Makrofauna des Ballersbacher Kalkes, der kalkigen Zwischenschichten und des Günteröder Kalkes sind nirgends in der Literatur übersichtlich zusammengestellt. Dies geht nicht zuletzt auf das Fehlen gut aufgeschlossener und zusammenhängender Profile zurück. Am meisten ist noch bei KAYSER & HOLZAPFEL (1894) und speziell über die Trilobiten bei NOVAK (1890) zu finden. Eine neue zusammenfassende Darstellung der Leitgoniatiten und -conodonten, der herzynischen Mitteldevon-Kalke gibt WITTEKINDT (1965) zugleich mit ihrer stratigraphischen Bearbeitung und Einstufung.

Die hellen Kalksteine (Greifensteiner und Ballersbacher Kalke) wurden auf Schwellen abgelagert, Greifensteiner Kalke in einem höheren Bereich in gut durchbewegtem, sauerstoffreichem Wasser, Ballersbacher Kalke in einem tieferen Bereich, dessen Wasser kaum bewegt und mäßig bis mangelhaft belüftet war (ERBEN 1953). Die dunklen Günteröder Kalke entstanden in einem ruhigen, sauerstoffarmen Bodenwasser.

Zahlreiche Lagergänge aus doleritischem Metabasalt (Spilit/Diabas) oder Pikrit sind in die untermitteldevonischen Sedimente eingeschaltet (HENTSCHEL 1970). Sie sind oft auf mehrere Kilometer Länge zu verfolgen und erreichen Mächtigkeiten von > 50 m. Bereits im Unteren Mitteldevon treten Alkalirhyolithe (Quarzkeratophyre) am SE-Rand der Dill-Mulde auf, die z. T. als Intrusionen zu deuten sind (FLICK 1979).

Hörre

Nur im SW der Hörre sind aus dem Unteren Mitteldevon einige kleine lückenhafte Vorkommen von Tonschiefern mit Kalklinsen bekannt.

Lahn-Mulde

Die von AHLBURG vor 1919 bearbeitete Geologie der Lahn-Mulde wurde nach dessen frühem Tod von KEGEL (1922) zusammenfassend dargestellt. Neuere Bearbeitungen der westlichen Lahn-Mulde erfolgten von PAULY (1958), SPERLING (1958) sowie REQUADT & WEDDIGE (1978); des mittleren Lahn-Trogs von RIETSCHEL (1966); des NW-Randes von GOLDMANN (1967b) und der östlichen Lahn-Mulde von HENNINGSEN & QUADE (1962). Verschiedene Einzelarbeiten, die örtlich bedeutende Neuerkenntnisse zur Stratigraphie erbrachten, sind kurz dargestellt bzw. zusammenfassend zitiert von HENTSCHEL & THEWS (1979) sowie von STENGEL-RUTKOWSKI in KEGEL (1976, 1979) und SCHOTTLER (1980).

Wissenbacher Schiefer und Tentaculiten-Schiefer

Das Untere Mitteldevon geht auch im größten Teil der Lahn-Mulde ohne scharfe Grenze aus dem Oberem hervor, besonders dort, wo es in der Fazies der Tentaculiten-Schiefer auftritt, was besonders in der östlichen Lahn-Mulde der Fall ist. Die Wissenbacher Schiefer sind in der westlichen Lahn-Mulde stärker verbreitet. Am W-Rand der Lahn-Mulde ist der höhere Teil der Wissenbacher Schiefer z. T. als Band-, Kiesel-, Alaun- oder Tuffschiefer mit Styliolinen-Kalken ausgebildet (SPERLING 1958). Auf Bl. 5415 Merenberg treten die beiden Faziesbereiche der Tentaculiten-Schiefer und der Wissenbacher Schiefer nebeneinander auf (KEGEL 1922). REQUADT & WEDDIGE (1978: 185 ff.) geben eine zusammenfassende Übersicht über die Stellung der Tonschiefer in Wissenbacher Fazies in der Lahn- (und Dill-)Mulde, die sie in der südwestlichen Lahn-Mulde als Rupbach-Schiefer bezeichnen. Die in der Dill-Mulde verbreiteten sandigen Einschaltungen im höheren Unteren Mitteldevon fehlen in der Lahn-Mulde. Die Mächtigkeit des gesamten Mitteldevons in der Lahn-Mulde erreicht 300 m.

Kalkige Einlagerungen in Form geringmächtiger Linsen, Bänke oder Kalkschiefer sind häufig, aber hinsichtlich ihrer stratigraphischen Bedeutung noch nicht zusammenfassend untersucht. Kalkige Einlagerungen in der typischen Cephalopodenkalk-Fazies scheinen in der Lahn-Mulde weitgehend zu fehlen. GOLDMANN (1968: 327) beschreibt ein größeres Vorkommen von Greifensteiner Kalk südwestlich der Dill im Randbereich der Lahn-Mulde zur Hörre, während REQUADT & WEDDIGE (1978) die fazielle Ähnlichkeit des in die Rupbach-Schiefer eingelagerten Wasenbach-Kalkes mit dem Greifensteiner Kalk betonen.

Leuner Schiefer

Eine für die Lahn-Mulde typische kalkige Fazies sind die Leuner Schiefer, die besonders auf den Bl. 5415 Merenberg, 5416 Braunfels und 5417 Wetzlar verbreitet sind, aber lokal auch in der westlichen Lahn-Mulde auftreten (PAULY 1958). Sie vertreten in der Regel die tieferen Teile der Tentaculiten-Schiefer, setzen als Fazies örtlich z. T. schon im obersten Ems ein und erscheinen meist dort, wo als Unterlage der Sphärosiderit-Schiefer entwickelt ist.

Die Leuner Schiefer sind ein dickschiefriges, gelegentlich sandiges, sehr karbonatreiches Gestein, dessen Karbonatanteil besonders in den höheren Teilen größer als der klastische Anteil sein kann,

wobei es zur Ausbildung von Kramenzelkalken, aber auch reineren Kalksteinlagen und -bänken kommt. In Oberflächennähe ist der Karbonatgehalt meist herausgelöst, so daß sich der Leuner Schiefer als ein ockergelbes, poröses Gestein präsentiert. Im Gegensatz zu den Wissenbacher und den Tentaculiten-Schiefern wurden die Leuner Schiefer in besser durchlüftetem Milieu abgelagert, das günstigere ökologische Bedingungen für ein reiches Bodenleben hatte. Sie sind deshalb sehr fossilreich.

Die Fossilien wurden von BURHENNE (1899) monographisch bearbeitet. Die von GOLDMANN (1965, 1967a) bestimmten Conodontenfaunen zeigen, daß die Leuner Schiefer altersmäßig dem Günteröder Kalk entsprechen. Nach BISCHOFF & ZIEGLER (1957) sind jedoch Kalkeinlagerungen bei Leun als Äquivalente des Ballersbacher Kalkes anzusehen.

Gaudernbacher Schichten, Südliche Rand-Fazies

Weitere Besonderheiten in der Lahn-Mulde sind die Gaudernbacher Schichten, sowie die Ausbildung der Schichten, die AHLBURG (in KEGEL 1922) zum "Oberdevon der südlichen Rand-Fazies" zusammengefaßt hat. Es handelt sich hierbei um eine eintönige Folge von Schwarzschiefern, die nach RIETSCHEL (1966) jedoch zum großen Teil in das Mitteldevon zu stellen sind. Einzelheiten über den stratigraphischen Aufbau dieser südlichen Rand-Fazies sind jedoch noch nicht beschrieben. Offensichtlich wurde die Taunus-Schwelle während des Unteren Mitteldevons von der Lahn-Mulde her wieder überflutet. Im Unteren Mitteldevon — örtlich, wie an der Mündung der Aar in die Lahn, schon im höchsten Ems (PAULY 1958) — begann auch in der Lahn-Mulde die Förderung kieselsäurereicher Schmelzen, die heute als Metatrachyte (Keratophyre) Metaalkalirhyolithe (Quarzkeratophyre) und deren Vulkaniklastite vorliegen. Einzelheiten der Verbreitung, Beschaffenheit und stratigraphischen Situation beschreiben FLICK (1978, 1979) sowie FLICK & NESBOR (1988).

Hessische Schieferserie

Das Gebiet der Hessischen Schieferserie, das den NE-Teil der Lahn-Mulde bildet, wurde von BENDER (1965) neu bearbeitet. Generell überwiegen hier im Unteren Mitteldevon Tonschiefer, denen Kalksteine in dünnen Bänken oder Linsen eingeschaltet sind. Im — größeren — SW-Teil dieses Gebietes überwiegen dabei graugrüne bis graublau, sehr milde Tonschiefer mit Kalklinsen und -bänkchen. Diese milden Schiefer konnten tektonischer Beanspruchung keinen großen Widerstand entgegensetzen und sind deshalb meist stark zerruselt und bröckelig bis schuppig zerfallend. KEGEL (1971) nennt diese Schiefer "das bezeichnendste Gestein des Unteren Mitteldevons der Hessischen Schieferserie". In diesen Schiefeln kommen hellgraue bis hellbraune, flaserige oder knollige Kalke vom Typ des Ballersbacher Kalkes, weißlichgraue, z. T. rötliche Crinoiden-Kalke vom Typ des Greifensteiner Kalkes sowie dunkelgraue, feinkörnige bis grobspätige Kalke vom Typ des Günteröder Kalkes, die sehr reich an Bitumen und Pyrit sind, vor. Besonders die letztgenannten sind örtlich fossilreich. BENDER (1965) nennt zahlreiche Vorkommen dieser Kalke auf den Bl. 5217 Gladenbach, 5316 Ballersbach und 5317 Rodheim-Bieber, die er mit Hilfe von Conodonten datieren konnte (Abb. 20).

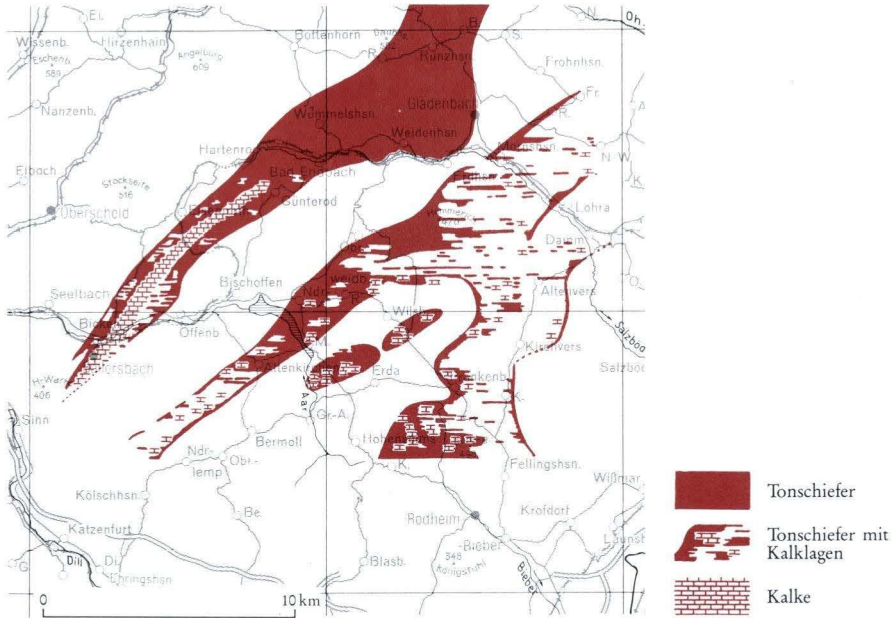


Abb. 20. Faziesverteilung während der Eifel-Stufe in der nordöstlichen Lahn-Mulde (Hessische Schieferenserie) (nach BENDER 1965).

Die Mächtigkeit der Schichten der Eifel-Stufe nimmt von S nach N zu und wird mit 300 m bei Rodenhausen am größten (BENDER 1965).

Kieselschiefer und Lydite, die KEGEL (1971) als besonders charakteristische Gesteine des Mitteldevons in der Hessischen Schieferenserie bezeichnet, sind nach BENDER (1959) in das Kulm zu stellen.

Usinger und Hochweiser Mulde, Taunusrand

Nicht mehr zur Lahn-Mulde i. e. S., aber zum Sedimentationsraum des Lahn-Troges gehören die Mitteldevonvorkommen in der Usinger und der Hochweiser Mulde. In der Usinger Mulde besteht das schätzungsweise 40–50 m mächtige Untere Mitteldevon nach RIETSCHEL (1966) aus dunklen, meist schwach sandigen Tonschiefern sowie Grauwacken (Tab. 11). In den Tonschiefern finden sich lagenweise cm- bis dm-große Linsen eines dunklen, sehr unreinen Kalksteins, sowie die 1 m mächtige Bank des "Usinger Kalkes", eines hellen, spätigen Kalksteins. Speziell die Grauwacken der Usinger Mulde sind als klastische Schüttungen einer Rand-Fazies zu deuten. Ob diese Schüttung allein von S herzuleiten ist, oder ob N der heutigen Taunuskammzone noch Reste der ehemaligen Taunusinsel erhalten geblieben waren, ist nicht zu entscheiden, da zwischen Weilmünster und Usingen keine jüngeren Schichten als Ems erhalten geblieben sind. RIETSCHEL neigt jedoch zu

Tab. 11. Schichtenfolge in der Usinger Mulde
(aus RIETSCHEL 1966)

Schichtenfolge			Mächtigkeit [m]*
Oberdevon	Hemberg-/Dasberg-Stufe	hellgrauer dunkler } Flaserkalkstein	} (5)
	Nehden-Stufe	graubrauner Tonschiefer	
	Adorf-Stufe	dunkle, plattige Kalksteine	
Mitteldevon	Oberes	?sandige Tonschiefer, Grauwacken	(35)
	Unteres	"Usinger Kalk" Grauwacken, Tonschiefer, z. T. mit Kalklinsen	1 (45)
Unterdevon			Sandsteine, sandige Tonschiefer

* Berechnet nach geschätztem Einfallen von 50° (etwaige Spezialfalten und Störungen unberücksichtigt).

der Auffassung, daß ursprünglich der gesamte Raum zwischen der Lahn-Mulde und dem Taunuskamm während des Mitteldevons Sedimentationsgebiet war. In der Hochweiser Mulde konnten RIETSCHEL & STRIBRNY (1979) einige kleine Schuppen aus mitteldevonischen Gesteinen nachweisen, die aus grauen, welligen Flaserkalken und dünnbankigen Plattenkalken bestehen, in die weiche, gelbgraue Siltsteine und Tonschiefer eingelagert sind. Sie unterscheiden sich petrographisch nicht von den auch hier auftretenden oberdevonischen Gesteinen, konnten aber aufgrund des Mikrofaunengehaltes von diesen getrennt werden.

Auf Bl. 5517 Cleeburg treten mitteldevonische Plattenkalke an der Wende Eifel/Givet auf. Es handelt sich um eine Wechsellagerung von autochthonen mikrokristallinen Kalken und von allochthonen, teilweise durch Trübe-Ströme sedimentierten Kalken. Sie sind eingeschaltet in Tonschiefer (WERDING 1967: 242).

Am E-Rand des Taunus schied KÜMMERLE (1976) auf Bl. 5618 Friedberg (Hessen) ein Vorkommen von dunkelgrauen, ebenspaltenden, dünnplattigen, meist sandarmen, örtlich stark schluffigen und glimmerhaltigen, fossilführenden Tonschiefern aus, das er als Äquivalent der Wissenbacher Schiefer der Eifel-Stufe bezeichnete.

Südhunsrück-Trog

Im Südhunsrück-Trog ist das Mitteldevon ähnlich ausgebildet wie in der Lahn-Mulde, doch setzt die Differenzierung in Becken-, Riff- und vulkanische Fazies bereits in der Eifel-Stufe ein. Metabasaltische Vulkaniklastite (Schalstein) und Metabasalte (Spilit/Diabas) bilden die vulkanische Fazies. Im Gegensatz zur Lahn-Mulde blieb die Mächtigkeit der vulkanogenen Gesteine jedoch gering. Es konnten sich keine in geringere Wassertiefen hinaufreichende Schwellen bilden. Das in der oberen

anschließt. Die Schichten der Eifel-Stufe bestehen aus bräunlichgelb verwitternden, stark verruschelten, z. T. etwas kalkigen Tonschiefern, in die einige 3–25 cm mächtige Bänkchen aus mittel- bis grobspätigem, dunkelgrauem, schwarzem, angewittert hellbraunem, Kalkstein zwischengeschaltet sind. Nach Conodontenfunden sind die Schichten in die *kockeliana*-Zone einzustufen, haben aber möglicherweise eine noch größere stratigraphische Reichweite. Als zweite Faziesausbildung treten am N-Hang des Ebersberges in dunklen Tonschiefern hellgraue, dichte Styliolinen-Kalke auf, die in die *bidentatus*- bis *kockeliana*-Zone eingestuft werden können (Tab. 12).

Aufbruch von Mühlbach

Im Dolomitvorkommen von Mühlbach, das in älterer Literatur und auf älteren Karten als Zechstein bezeichnet ist, wurde im Jahre 1954 eine 250,9 m tiefe Bohrung niedergebracht. Sie durchteufte bis 232 m unter Flur ein graues bis blaugraues Dolomitgestein in der Fazies obermitteldevonischen Massenkalks und traf darunter rötlichgraue und schwarze Kalktonschiefer an, die nach GUNZERT (1955) mutmaßlich in das Untere Mitteldevon zu stellen sind, wobei die schwarzen Kalktonschiefer möglicherweise als Äquivalente der Wissenbacher Schiefer angesehen werden können.

Oberes Mitteldevon (Givet-Stufe) Ostsauerländer Hauptsattel

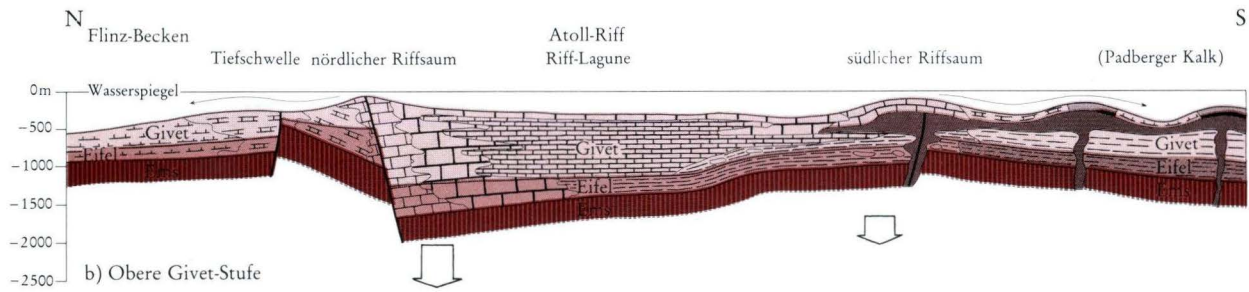
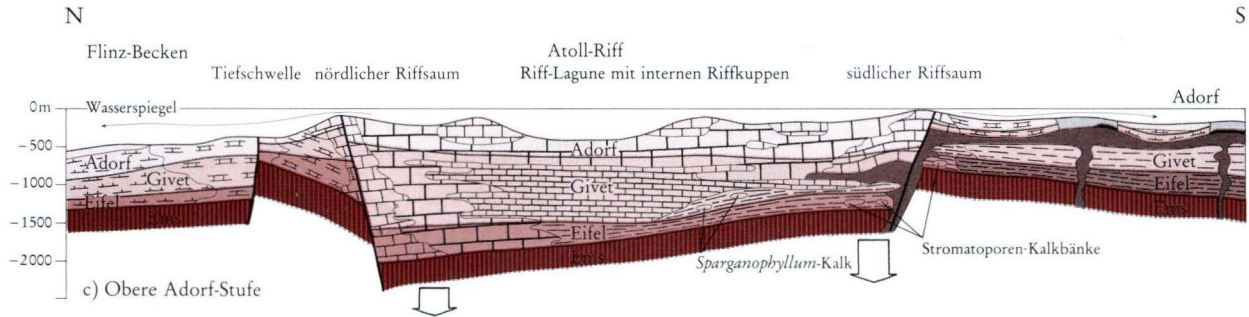
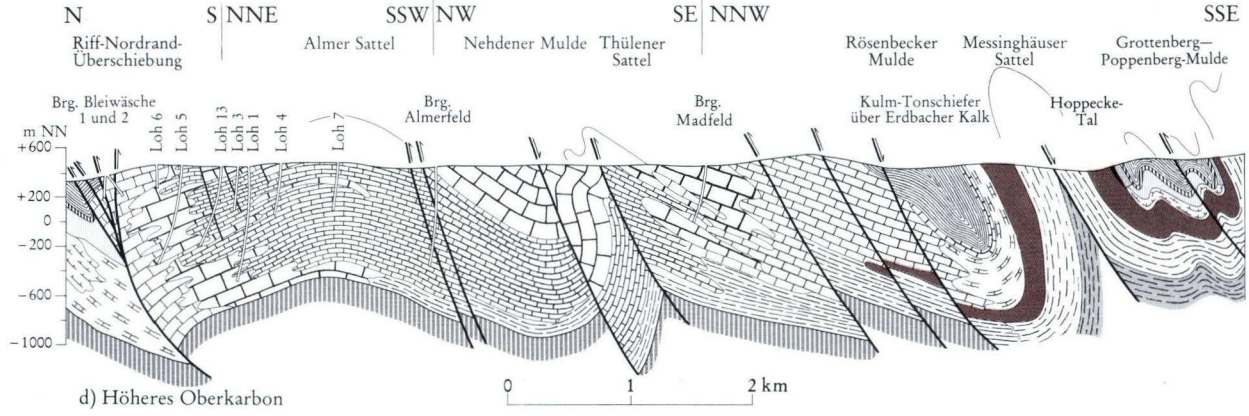
Auch im Oberen Mitteldevon ist die Aufteilung der Sedimente im nordöstlichen Sauerland in einen rheinischen (im NW und W) und einen herzynischen Faziesbereich (im SE und E) deutlich erkennbar. Die rheinische, dem Schelfbereich entsprechende Fazies reicht etwa bis in das Gebiet von Brilon—S Meschede. Auf dem Schelf des Old-Red-Kontinents konnten sich hier im Oberen Givet einige Karbonat-Plattformen (Riffe) entwickeln, von denen die Briloner und Warsteiner Massenkalkvorkommen die bedeutendsten sind. Sie lieferten während der Givet-Stufe und während der Unteren Adorf-Stufe größere Mengen von Riffschutt in die umgebenden Becken (Abb. 21) (Tab. 13).

Tentaculiten-Schiefer

Die ältesten Givet-Gesteine sind die Tentaculiten-Schiefer, deren graue und schwarze Tonschiefer in herzynischer Becken-Fazies weit nach W vordringen. Möglicherweise bedingt durch eine Absenkung der Schelfplattform, konnten die pelagischen Bedingungen (Odershäuser Kalk) "transgressiv" auf einen Teil des Schelfs übergreifen (KREBS, 1969).

Grevensteiner Schichten

Bereits während der Ablagerung der Wiedenester Schichten, dunkler, toniger, oft feinsandig-siltig gebänderter Schiefer mit Styliolinen, weisen Schillagen wieder auf die Nähe eines rheinischen



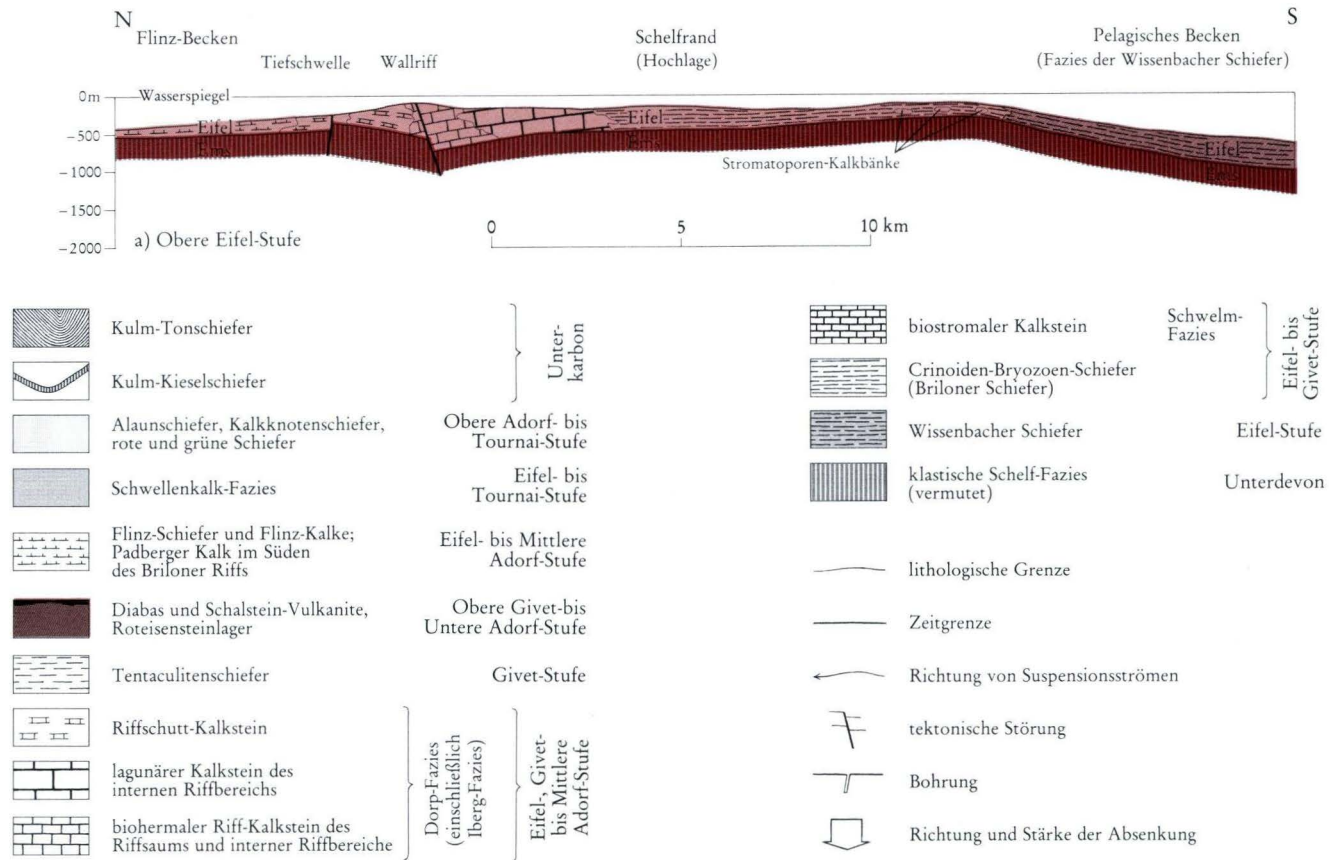
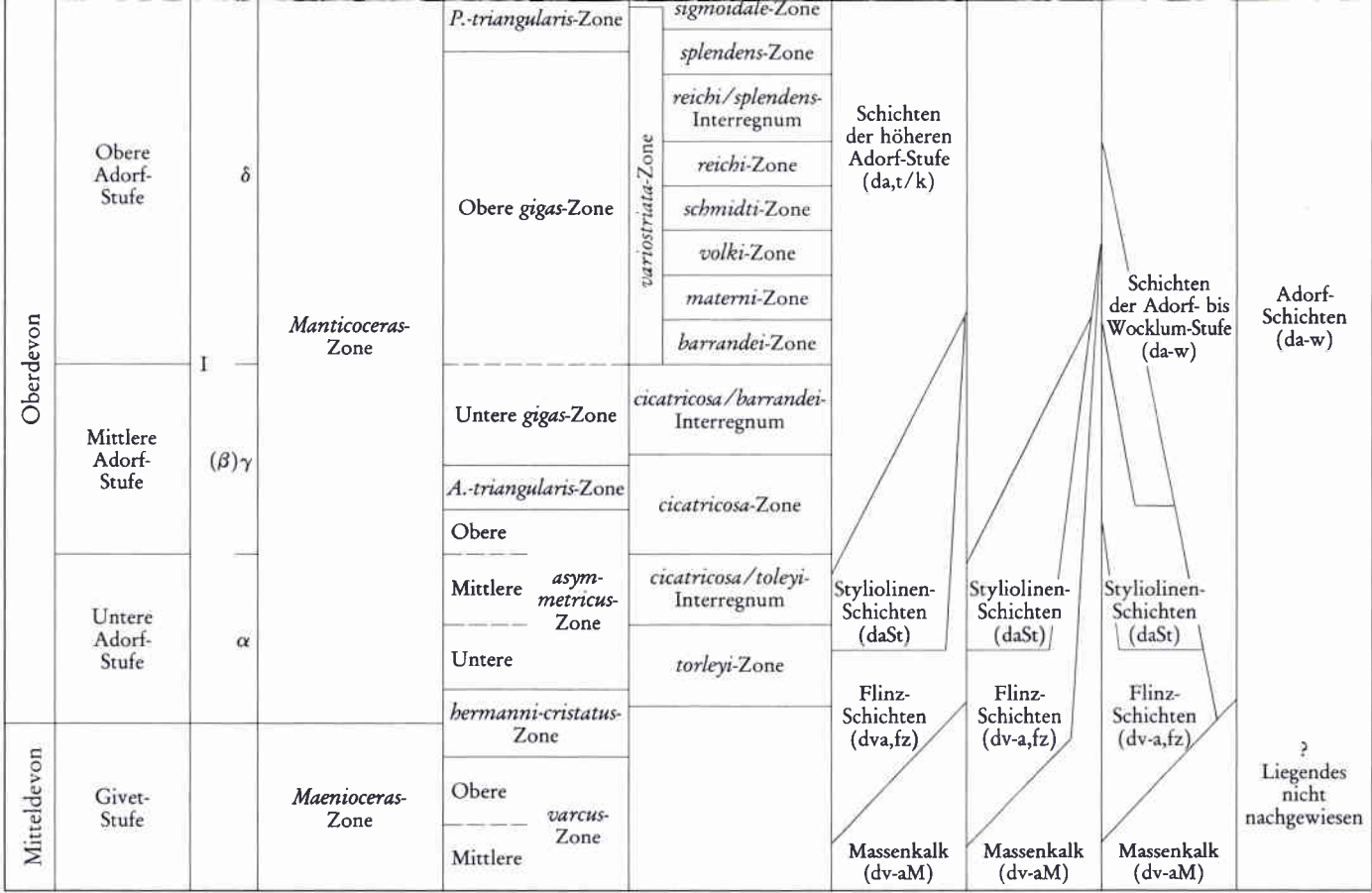


Abb. 21. Die paläogeographische Entwicklung des Briloner Riffs und seine orogenetische Deformation im höheren Oberdevon (nach BRINCKMANN 1981).



Oberes Mitteldevon

Flachwasserbereiches hin. Während der Ablagerung der Grevensteiner Schichten kam es dann zu einer erneuten Hebung des Sedimentationsraumes (LOTZE 1928), der Schelfrand wurde nach S verschoben.

Die Unteren Grevensteiner Schichten werden von überwiegend dunklen, schwach feinsandigen Tonschiefern gebildet, in denen Styliolinen verbreitet sind. Die Oberen setzen sich dagegen aus stärker sandigen, häufig kalkigen, flaserigen Tonschiefern mit einer Fossilführung benthonischer Brachiopoden, Bryozoen, Muscheln, Korallen und Crinoiden zusammen. Hier herrschten bereits Flachwasserbedingungen mit gut durchlüftetem Wasser.

Rensselandia-Schichten, Blossenohler Schichten, *Sparganophyllum*-Kalk

Flachwassermilieu hielt auch in den überlagernden *Rensselandia*-Schichten mit den Blossenohler Schichten und dem darüber folgenden *Sparganophyllum*-Kalk an.

Wallener Schiefer

Erst mit den Wallener Schiefen, dunklen Mergeln und Tonschiefern, machen sich wieder pelagische Stillwasserbedingungen bemerkbar. Der Karbonatschutt der weiter im N aufwachsenden Riffe macht sich bereits in den oberen Wallener Schiefen durch einige Bänke detritischer Kalke bemerkbar, deren allmähliche Zunahme dann zum Flinz überleitet.

Flinz

Der Flinz, eine Folge dunkler Tonschiefer mit Kalksteinbänken, ist eine Ablagerung des tieferen Beckens, in das von den benachbarten Riffkörpern oder Schwellen karbonatisches Schuttmaterial durch Suspensionsströme (allodapische Kalke) geliefert wurde. In den darüber folgenden Nuttlarer Schiefen fehlen die Flinzkalkbänke. Sie werden von dunklen, kalkigen Tonschiefern gebildet, deren Ablagerungszeit bis in das Oberdevon hineinreicht (Abb. 22).

Nensten-Quarzit

Den Sedimenten des Schelfbereiches im NW stehen die des Beckenbereichs im S und SE gegenüber, wo z. B. im oberen Diemelgebiet während der gesamten Givet-Stufe Tonschiefer in herzynischer Fazies, die Tentaculiten-Schiefer, abgelagert worden sind. Im mittleren Givet tritt hier eine turbiditische Sandsteinfolge auf, der Nensten-Quarzit. Diese etwa 50 m mächtige Einschaltung bildet einen begrenzten Schüttungsfächer vor dem Schelfrand, dessen Liefergebiet wahrscheinlich dort seinen Ausgang nahm, wo dieser vom Altenbürener Lineament gequert wurde (SPEETZEN et al. 1982).

Im Verbreitungsgebiet der Givet-Tentaculiten-Schiefer setzt die Flinzkalk-Sedimentation erst an der Grenze zum Oberdevon ein. Der Padberger Kalk, ein riffnaher allodapischer Kalk, gehört mit seinem größten Teil bereits in die Adorf-Stufe (ENGEL & EDER 1975).

Gebiet südöstlich des Ostsauerländer Hauptsattels

Die über den Raumländer Schichten der Eifel-Stufe folgenden Ton- und Alaunschiefer enthalten wenige Styliolinen und haben oft einen so hohen Pyritgehalt, daß sie bei stärkerer Verwitterung mit den Liegenden Alaunschiefern des Unterkarbons verwechselt werden können. Sie gehen in einen 5–10 m mächtigen Sandstein-Horizont über, bestehend aus feinkörnigen, hellgrauen, häufig fein- und schräggeschichteten Sand- und Kalksandsteinen. Die überlagernden Tentaculiten-Schiefer sind dunkle Ton- und Siltsteine, oft mit deutlichem Kalkgehalt. Sie enthalten zahlreiche, im oberen Teil zurücktretende, feinkörnige kalkhaltige, Styliolinen führende Sandsteinbänkchen. Die Mächtigkeit dieser Folge wird mit 70–80 m angegeben (LEUTERITZ 1972).

Die Massenkalk vom E-Rand des Remscheid—Altenaer Sattels, von der Attendorn—Elsper Doppelmulde und von Brilon und Warstein stellen Riffkomplexe dar, die sich seit der Unteren Givet-Stufe auf Erhöhungen des mitteldevonischen Schelfs bildeten.

Das Riffwachstum dauerte bis in die mittlere, stellenweise sogar bis in die obere Adorf-Stufe [Briloner Riffkomplex, BÄR 1966; im Attendorn—Elsper Riffkomplex sogar bis in die unterste Nehden-Stufe (do II), GWOSDZ 1972, KREBS 1978]. Die in der Adorf-Stufe einsetzende Absenkung des Schelfs im Zusammenhang mit der Ausdehnung des variszischen Sedimentationsbeckens nach NW beendete die Lebensbedingungen für die an flaches Wasser gebundenen riffbildenden Organismen. Die Riffbereiche blieben jedoch als submarine Erhebungen (Schwellen) im ganzen Oberdevon und bis ins höhere Unterkarbon (Mittel-Visé, cd III) erhalten und beeinflussten die Sedimentationsbedingungen. In den massigen Kalksteinen der ehemaligen Riffe setzte stellenweise bereits in der Adorf-Stufe (CLAUSEN et al. 1978, UFFENORDE 1976) eine submarine Verkarstung ein, in deren Hohlräumen jüngere oberdevonische und unterkarbonische Sedimente erhalten sind.

Die Massenkalk im rechtsrheinischen Schiefergebirge können nach mikrofazialen und stratigraphischen Untersuchungen von KREBS (1974, 1978) in drei Faziesseinheiten gegliedert werden, die verschiedene Stadien der Riffentwicklung kennzeichnen und vom Mitteldevon bis zum Oberdevon in unterschiedlicher stratigraphischer Position ausgebildet sind.

Die Schwelm-Fazies (Schwelmer Kalk PAECKELMANNs 1922) tritt zu Beginn der Massenkalkbildung auf. Es kommt zu ausgedehnten, gut gebankten, biostromalen Kalkablagerungen ohne nennenswertes Relief, die auf einer Karbonatplattform während langsamer Absenkung entstehen (Plattformstadium). Kennzeichnende Fossilien sind Stromatoporen und tabulate und rugose Korallen, daneben dünnschalige Brachiopoden. In einzelnen Bänken tritt *Stringocephalus* sp. auf. Echinodermen sind oft bankweise angereichert, können aber auch vollständig fehlen (KREBS 1978).

Die Dorp-Fazies bildet das Riffstadium mit sich vertikal aufbauenden Riffkörpern, den Biohermen, und einer entsprechend der Position im Riff (Riffkörper, "fore-reef", "back-reef") entwickelten lithologischen Vielfalt der Kalkablagerungen und der Verteilung der Fossilführung (KREBS, 1978, Abb. 10). Der Dorper und der Eskesberger Kalk PAECKELMANNs (1922) entsprechen dieser Fazies. Das Kuppenstadium der Iberg-Fazies (Iberger Kalk, PAECKELMANN 1922) kommt nur lokal vor und bildet Kuppen, die den höchsten Teilen oder den Außenflanken des Riffs aufsitzen.

Bei den hier betrachteten Riffen baute sich im Regelfall ein isoliertes Riff mit Atollcharakter über einer ausgedehnten, flachen Karbonatplattform auf (KREBS 1978). Teile des Kalkdetritus der Riffkomplexe gelangten als Turbidite in benachbarte Beckenteile mit Tonschiefersedimentation und sind dort in Kalkbänken erhalten, die schwarzen Schiefen zwischenlagern (Flinz).

Im Attendorn—Elsper Massenkalk-Komplex setzt das Riffwachstum in Schwelm-Fazies über den Newberrien-Schichten (Mittleres Givet) ein und endet im höheren $do\ I\delta$ bis $do\ II\alpha$ an der N-Flanke der Elsper Mulde in Dorp-Fazies. Der Riffkomplex kann als ein ca. 100 km² großes und bis 950 m mächtiges Schelfrandatoll charakterisiert werden (CLAUSEN 1978). Auf den Plattformkarbonaten der Schwelm-Fazies baute sich der (Dorp-Fazies-)Riffkern auf mit seinem lagunen- (back reef) und seewärtigen (fore reef) Schuttfächer.

Im Gebiet von Meggen SE vom Attendorn—Elsper Massenkalk hatte sich auf einem begrenzten Hochgebiet bereits während der höheren Eifel-Stufe ein Tafelriff gebildet, dessen Wachstum jedoch bereits in der Unteren Givet-Stufe beendet war. Dieses Meggener Riff stand in keinem räumlichen Zusammenhang mit dem Attendorner Riff, ist jedoch als Schwelle bis zum Oberdevon nachweisbar. Während dieser Zeit wurden hier pelagische Kalke vom Typ der Cephalopoden-Kalke abgelagert, jedoch im Gegensatz zu denen mit einzelnen benthonischen Organismen (KREBS 1978).

Das Attendorn—Elsper Riff bildete im jüngeren Oberdevon und auch noch im Unterkarbon eine Schwelle mit in sich differenzierter reduzierter Sedimentation (Cephalopoden-Kalke), von der teilweise Karbonatdetritus in die angrenzenden Beckenteile geliefert wurde.

In einem flachen Becken im SE der Meggener Riffschwelle wurde in der Oberen Givet-Stufe (in der *varcus*-Zone) syndementär das Meggener Schwefelkies-Zinkblende-Schwerspatlager gebildet. Das stratiforme Vorkommen liegt über schwarzen Tonschiefern, die unter euxinischen Bedingungen abgelagert worden sind, während sich auf dem erhöhten Rand des Beckens die pelagische Kalksedimentation fortsetzte. Die Schiefer zeichnen sich durch erhöhte Mn-, Zn- und Pb-Gehalte aus, die auf das Aufsteigen metallhaltiger Lösungen bereits vor der Bildung des Erzlagers hinweisen (GWOSDZ et al. 1974). Das Aufdringen der Lösungen stand wahrscheinlich im mittelbaren oder unmittelbaren Zusammenhang mit dem obermitteldevonischen (oder oberemischen?) Vulkanismus.

Der Warsteiner Riffkomplex baut sich zum größten Teil aus biostromalen Plattformkalken in Schwelm-Fazies auf. Nur an seinem S-Rand, der infolge einer N-Kippung der gesamten Scholle an der Wende Mittel/Oberdevon stärker herausgehoben wurde, setzte sich die Riffbildung in Dorp-Fazies bis in die obere Adorf-Stufe fort. Auf dem stärker abgesenkten N-Teil der "Warsteiner Karbonatplattform" endete das Riffwachstum bereits im Oberen Mitteldevon. Bis zum älteren Oberdevon wurden hier Beckensedimente in Flinz-Fazies abgelagert, wobei die Flinzkalkbänke aus dem Detritus des S davon gelegenen Riffes aufgebaut sind.

Auch das Briloner Riff hat sich auf einer wohl bereits im Unterdevon angelegten Hochzone gebildet, die im Mitteldevon und in der Adorf-Stufe durch Kippschollenbewegungen um ca. 1000 m abgesenkt wurde und auf der sich ein Saumriff-Komplex und zuletzt ein Atoll-Riff gebildet haben (BRINCKMANN & STOPPEL 1986).

Flinz, Beisinghäuser und Padberger Kalk

Der Flinz bildet eine Wechsellagerung von dunkelgrauen Tonschiefern und meist gut gebankten, dunklen z. T. bituminösen Kalksteinen. Diese haben häufig den Aufbau distaler allodapischer Kalke. Ihr Material stammte von den Massenkalk-"Riffen" (Attendorn, Brilon, Warstein, Remscheider Sattel), und ist in Form von turbidity currents in die vorgelagerten, tieferen Beckenteile

mit pelagischer Tonsedimentation gelangt. Stratigraphisch umfaßt der Flinz, regional unterschiedlich, den obersten Teil der Givet-Stufe und reicht in die Untere Adorf-Stufe hinein (*ensensis*- bis untere *asymmetricus*-Zone), bei Warstein sogar bis in die Obere *gigas*-Zone (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984).

Die Flinz-Fazies geht in Richtung auf die Massenkalk-Komplexe in die Fazies der allodapischen Kalke größter Bankmächtigkeit und Gesamtmächtigkeit über, die auf den geologischen Karten als eigenständige Kalkstein-Komplexe dargestellt sind (Beisinghäuser Kalk, Padberger Kalk).

Kellerwald

Bänderschiefer

Im nördlichen Kellerwald wird die tiefere Givet-Stufe aus feinsandigen Bänderschiefern aufgebaut. Sie sind vorwiegend dunkel und pyritreich. Sie führen hellere oder mit helleren Farben (grau, grünlichgrau, bräunlich) verwitternde Bänder von Millimeter-bis Zentimeter-Dicke, die in sich wieder feingestreift oder geflammt sein können. Die Schiefer sind weitständig geschiefert, stückig, hart, mitunter reich an Quarzschluff und dann kieselig. Ein überall spürbarer Feinsandgehalt konzentriert sich örtlich in kartierbaren Linsen eines harten, streifigen Sandschiefers oder schiefrigen, kieseligen Sandsteins. Styliolinen und Tentaculiten sind überall häufig, einige karbonatische Knollen führten regelrechte Massenvorkommen.

Styliolinen-Sandstein

Über dem Bänderschiefer folgt ein Styliolinen-Sandstein (HORN, KULICK & MEISCHNER 1973), der wahrscheinlich dem altersgleichen Styliolinen-Sandstein der Dill-Mulde äquivalent ist. Er entwickelt sich aus den feinsandigen Bänderschiefern durch lagenweise starke Zunahme des Sand- und Karbonatgehaltes und besteht aus hellbraun verwitternden Sandschiefern und schiefrigen, glimmerreichen Sandsteinen, die massenhaft teilweise großwüchsige Styliolinen führen. Der obere Teil der Givet-Stufe besteht aus kieseligen Bänderschiefern, die nach oben in teilweise mächtige Schwarzschiefer übergehen, in denen die Grenze zur Adorf-Stufe liegt (Abb. 19.)

Kieselige Bänderschiefer

Die kieseligen Bänderschiefer zeigen eine sehr ausgeprägte bunte Bänderung. Sie zerfallen scharfkantig stückig und verwittern schwer. Auch diese Schiefer führen örtlich Linsen von kieseligem, gebändertem Feinsandstein. Styliolinen und Tentaculiten sind weit seltener als in den feinsandigen Bänderschiefern und in einzelnen dünnen Lagen konzentriert (HORN, KULICK & MEISCHNER 1973). Örtlich enthalten die höchsten Teile der kieseligen Bänderschiefer Beimengungen von tuffischem Material in einer bis zu mehreren Metern mächtigen Zone. Es handelt sich um die nördlichsten Ausläufer des im S verbreiteten basaltischen Vulkanismus.

Cephalopoden-Kalk

Auf der Ense-Scholle liegt auch das Obere Mitteldevon in Cephalopodenkalk-Fazies vor. Der tiefere Teil der obermitteldevonischen Cephalopoden-Kalke, der Odershäuser Kalk (CORRENS 1923, SCHMIDT & TRUNKO 1965, CLAUSEN 1978), besteht aus wenigen Lagen dunkler bis gelbbrauner Mergelschiefer, die Linsen und Konkretionen des schwarzen, stark bituminösen eigentlichen Odershäuser Kalkes einschließen (BISCHOFF & ZIEGLER 1957). Darüber folgt der *discoides*-Kalk, der die höhere Givet-Stufe vom höheren Teil der *eiflia*-Zone an umfaßt. Er ist im Kellerwald im Blauen Bruch bei Bad Wildungen aufgeschlossen. Hier, wie auch an anderen Stellen des Rheinischen Schiefergebirges treten im Hangenden des *walliseri*-Horizontes bis zu drei Bänke eines dunklen Kalkes auf, der massenhaft winzige Brachiopoden enthält, die als "*Terebratulula*" *pumilio* ROEMER bezeichnet werden (*pumilio*-Bänke). H. SCHMIDT (1960) hat diese Brachiopoden als verdriftete Jugendformen von Stringocephaliden gedeutet. Die höchsten Teile der obermitteldevonischen Abfolge (*ordinata-dubia*- und *dubia-rotundiloba*-Subzone) sind im Kellerwald ebenfalls nicht mehr aufgeschlossen oder nicht sicher vom Liegenden und Hangenden abzutrennen (BISCHOFF & ZIEGLER 1957).

Auch im südlichen Kellerwald tritt Givet in der Schwellen-Fazies der Cephalopoden-Kalke am Silberstollen und Steinhorn (Abb. 19) auf, wo in einer steilen Sattel- bzw. Schuppenstruktur die Schichtenfolge vom tiefen Silur bis zur Hemberg-Stufe nahezu lückenlos vertreten ist. Im übrigen liegt das tiefere Givet im südlichen Kellerwald in Schiefer-Fazies vor und kann wegen der Fossilarmut nicht von den Wissenbacher Schiefen der Eifel-Stufe unterschieden werden. In ähnlicher Weise ist auch die Becken-Fazies des höheren Givet durch mächtige Tonschiefer vertreten, die z. T. gebändert und lagenweise reich an Styliolinen sind. Am E-Rand der Schwellenregion von Dodenhausen treten im obersten Mitteldevon Vulkaniklastite (Schalstein) und Roteisenerze auf, die den Ablagerungen des Lahn- und Dillgebietes entsprechen (STOPPEL 1961).

Dill-Mulde

Becken-(Normal-)Fazies

Styliolinen-Schiefer und -Sandsteine

Die Normal-Fazies besteht zum großen Teil aus Styliolinen-Schiefen (vgl. S. 104), die sich entweder aus den untermitteldevonischen Schiefen entwickeln oder den Eifel-Quarzit ohne scharfe Grenze überlagern. In der nordwestlichen Dill-Mulde sind Sandsteineinlagerungen häufig, so daß RABIEN (1970b) von einer Styliolinen-Schiefer/Sandstein-Folge sprechen, deren Mächtigkeit sie mit 200–250 m angeben. KLITZSCH (1959) gliederte diese Folge, für die er in der nordwestlichen Dill-Mulde Mächtigkeiten von 80–200 m angibt, örtlich in 20–80 m untere Styliolinen-Schiefer, 30–80 m Styliolinen-sandstein und 30–120 m obere Styliolinen-Schiefer.

Die Styliolinen-Sandsteine sind dünnplattige bis dünnbankige, karbonatische Feinsandsteine. Im frischen Zustand grüngrau bis blaugrau, nehmen sie bei der Verwitterung gelbbraune bis dunkelbraune Farbtöne an. Besonders in verwittertem Zustand tritt die bankparallele Feinschichtung gut hervor, ebenfalls sind dann die für diese Sandsteine charakteristischen Styliolinen am besten zu erkennen. Die meisten Bänke erreichen nur Mächtigkeiten von 1–10 cm, selten 50–200 cm. Die

Styliolinen-Sandsteine bilden keinen geschlossenen Sandsteinhorizont, sondern liegen in Wechselagerung mit Tonschiefern vor. Einige wenige Bänke und Linsen eines dünnplattigen, bis 10 cm mächtigen graublauen Kalksteins sind eingeschaltet (LIPPERT et al. 1970).

Auf dem SE-Flügel der Dill-Mulde, besonders bei Bicken, treten in der Normal-Fazies Plattenkalke und Kalklinsen der Cephalopodenkalk-Fazies auf.

Eruptiv-Fazies

Die klastische Sedimentation der Normal-Fazies wird im Oberen Mitteldevon von einem ausgedehnten basaltischen Vulkanismus begleitet. Hinzu kommen in geringerem Umfang trachytische bis alkalirhyolithische Schmelzen (Keratophyre und Quarzkeratophyre). Basaltische Vulkaniklastite (Schalstein) verschiedener Korngrößen und Zusammensetzung, die als basaltische Gläser (Sideromelan) subaquatisch abgelagert, danach diagenetisch verändert und durch eine leichte Regionalmetamorphose überprägt wurden, nehmen den größten Anteil der vulkanischen Gesteine ein. Zusammen mit submarinen Lavaströmen bauten sie zahlreiche sich überschneidende Vulkankomplexe auf (NESBOR et al. 1993). Hinzu kommen intrusive Metabasalte (Spilite/Diabase) in Form doleritischer Lagergänge. Der Vulkanismus setzte örtlich im tieferen Oberen Mitteldevon ein und hielt stellenweise bis in die Adorf-Stufe des Oberdevons an. Er bildet die ältere magmatische Periode (Givet/Adorf-Phase) des Lahn—Dill-Vulkanismus (HENTSCHEL 1970). Viele auf älteren Karten als "Mitteldevon" eingestufte Schalstein-Vorkommen müssen aufgrund neuerer Conodontenfunde in das Oberdevon eingestuft werden. In der nordwestlichen Dill-Mulde, im Verbreitungsgebiet der Styliolinen-Sandsteine, werden diese von Schalstein überlagert. Die vulkanische Tätigkeit setzte hier erst im höheren Oberen Mitteldevon ein. Vulkanite sind in mannigfacher Weise mit der Normal-Fazies verzahnt. Sie enthalten stellenweise auch Einlagerungen von Sedimentgesteinen.

Der Schwerpunkt der vulkanischen Tätigkeit lag in der südwestlichen Dill-Mulde. Hier nehmen die metabasaltischen Vulkanite (einschließlich der oberdevonischen und unterkarbonischen) etwa 70% der Fläche ein. Nach NE nimmt der Anteil der Vulkanite ab. Er beträgt in der nordöstlichen Dill-Mulde etwa 10%; Vulkaniklastite fehlen ganz. Die Mächtigkeit der vulkaniklastischen Abfolgen variiert nach LIPPERT et al. (1970) zwischen 100 und 500 m und mehr, wobei die Maximalwerte stets im Kern der Mulden auftreten (KEGEL 1934a), während der Schalstein gegen die Normal-Fazies auskeilt.

In Abhängigkeit von den Eruptions- und Sedimentationsprozessen können die metabasaltischen Vulkaniklastite in unterschiedlichen Typen entwickelt sein. Diese verschiedenen Schalsteinarten sind somit Faziestypen, die in jedem Eruptionszyklus vorkommen. Sie sind deshalb für eine stratigraphische Gliederung der Givet—Adorf-Phase nicht brauchbar (RIETSCHEL 1966: 11—14), obwohl dies früher mehrfach versucht wurde.

Der Begriff Schalstein wurde von den nassauischen Bergleuten wegen der schaligen Absonderung der verschieferten metabasaltischen Vulkaniklastite geprägt. BECHER (1789) übernahm diese Bezeichnung. Wegen der großen Heterogenität in der Gesteinsentwicklung sollte der Begriff "Schalstein" jedoch nicht petrographisch, sondern nur als stratigraphische Sammelbezeichnung für den oben genannten Zeitraum verstanden werden (LIPPERT 1951, NESBOR & FLICK 1988).

Eine untergeordnetere Rolle innerhalb der Eruptiv-Fazies spielen Metatrachyte (Keratophyre) und Metaalkalirhyolithe (Quarzkeratophyre), die zeitlich und räumlich stets mit effusiven und

subeffusiven Metabasalten (Spilite/Diabase) vergesellschaftet, vom höheren Givet ab hauptsächlich an den Rändern der Dill-Mulde auftreten. Wegen der geringeren Dichte der Förderprodukte sind die intermediären bis sauren Gesteine stets an ehemalige Hochlagen bzw. Schwellenpositionen gebunden. Weitere Einzelheiten zur Petrographie und Genese der mitteldevonischen Vulkanite finden sich auf S. 184 ff.

Riff-Fazies

Bildungen in Riff-Fazies treten in der Dill-Mulde nur in der obersten Givet-Stufe im Riff von Erdbach—Breitscheid auf (s. Kap. Oberdevon).

Lahn-Mulde

Becken-(Normal-)Fazies

Styliolinen-Schiefer und Plattenkalke

Auch in der Lahn-Mulde besteht die Normal-Fazies aus dunklen, schwarzen bis grünen, meist gebänderten Tonschiefern und Kalkschiefern von der Ausbildung der Styliolinen-Schiefer, die häufiger Linsen oder Konkretionen dunklen Kalksteins, bisweilen auch kieselige Lagen enthalten. Typische Cephalopoden-Kalke fehlen jedoch in der Lahn-Mulde oder sind nur andeutungsweise ausgebildet. RIETSCHEL (1966: 9) unterscheidet eine helle, kalkige, oft sehr geringmächtige Schwellen-Fazies von einer dunklen, tonigen, mächtigeren Becken-Fazies. Nach GOLDMANN (1968: 331) ist die kalkige Schwellen-Fazies mit Riffkalken, Plattenkalken, Kramenzelkalken und geringmächtigen Tonschiefern besonders im Grenzbereich der Lahn-Mulde zur Hörre, auf der "südlichen Hörre-Randschwelle" verbreitet. E Weilburg, vereinzelt auch in der östlichen Lahn-Mulde kommen auch Cypridinen-Schiefer (rote Tonschiefer), Flaserkalksteine und Kalkknotenschiefer von ausgesprochen oberdevonischem Habitus vor.

In der Normal-Fazies der Lahn-Mulde treten auch graue bis schwarzgraue Plattenkalke auf. Sie entstanden z. T. aus Trübeströmen (KEGLER 1967) die von den Kalkriffen in riffernere Gebiete gelangten.

Die Gesteine der Normal-Fazies sind in der Lahn-Mulde mengenmäßig gegenüber denen der Eruptiv- und Riff-Fazies weit weniger verbreitet. Sie treten an der Basis der Schichtenfolge, aber auch als Linsen und Einschaltungen im Schalstein und randlich verzahnt mit dem Massenkalk auf, so daß die Ausbildung der Normal-Fazies bis zum obersten Mitteldevon niemals ganz erlischt. Paläogeographisch werden die Schiefer der Normal-Fazies zu den Ablagerungen im tiefsten Teil des Sedimentationsraumes gerechnet.

Am S-Rand der Lahn-Mulde ist die Normal-Fazies unter Ausfall der Eruptiv- und Riff-Fazies weiter verbreitet. Die Schwarzschiefer der südlichen Rand-Fazies enthalten nach RIETSCHEL (1966) erhebliche, bisher nicht näher abgegrenzte Anteile von Oberem Mitteldevon (s. auch S. 107).

In der westlichen Lahn-Mulde fehlen die Schiefer der Normal-Fazies fast völlig (PAULY 1958, SPERLING 1958). Sie wird von Plattenkalken vertreten. Als Sonderfall der klastischen Normal-Fazies können in der südwestlichen Lahn-Mulde die Keratophyrkonglomerate (Oberes Mittel-

devon) angesehen werden. Sie überlagern lokal Schichten des Unterdevons, wobei das Untere Mitteldevon fehlt. Sie sind aus magmeninternen kugeligen Absonderungen hervorgegangen, die sich lokal im Hangenden von Lavaergüssen entwickelten. Sie zeigen Erosionsvorgänge einzelner Vulkaninseln an (FLICK & NESBOR 1990). Keinesfalls sind sie als Transgressionskonglomerat einer "Brandenberg-Faltungsphase" (MEYER 1914, AHLBURG 1919, PAULY 1958) zu deuten. Für die mittlere Lahn-Mulde lehnt RIETSCHEL (1966: 47) ebenfalls eine Transgression des Oberen Mitteldevons ab und deutet die hier vorhandenen Spuren unruhiger Sedimentation an der Wende Unteres/Oberes Mitteldevon eher als Zeichen einer Regression.

Die Fazies der Gaudernbacher Schichten wird im Abschn. Oberdevon zusammenfassend besprochen.

Eruptiv-Fazies

Mit Beginn des Oberen Mitteldevons setzt im Innern der Lahn-Mulde die intensive und verbreitete vulkanische Tätigkeit der Givet/Adorf-Phase ein, während N- und S-Rand weitgehend frei von Vulkaniten bleiben. Die ausgedehntesten Schalstein-Vorkommen finden sich im Hadamarer Mitteldevonzug sowie im sogenannten Schalstein-Hauptsattel S Limburg–Weilburg. Insgesamt nehmen die vulkanischen Abfolgen etwa ein Drittel der Fläche der Lahn-Mulde ein. Der Vulkanismus begann im höchsten Unterdevon an vielen Stellen mit der Förderung trachytischer bis alkali-ryolithischer Schmelzen (Keratophyre und Quarzkeratophyre), wobei sich die Aktivitäten auf den SW konzentrierten (Ems/Eifel-Phase). In der nachfolgenden Givet/Adorf-Phase wurden vorwiegend basaltische Vulkaniklastite und Laven, vereinzelt auch noch kieselsäurereiche Schmelzen (Quarzkeratophyre und Keratophyre) gefördert (PAULY 1958, FLICK 1978, 1979, NESBOR et al. 1993) (Abb. 23). Nach GOLDMANN (1968: 329) erfolgte die Förderung nicht nur auf den SW–NE streichenden Hauptspaltsystemen sondern auch an NW–SE streichenden Querschwellen.

Im übrigen gelten für den Vulkanismus der Lahn-Mulde in gleicher Weise die bereits für die Dill-Mulde gemachten Ausführungen.

Ausführliche Übersichten über den Vulkanismus der Givet/Adorf-Phase, die für die gesamte Lahn-Mulde gültig sind, mit eingehenden petrographischen Gesteinsbeschreibungen finden sich bei HENTSCHEL & THEWS (1979), bei RIETSCHEL (1966), FLICK & NESBOR (1988) und NESBOR et al. (1993).

Riff-Fazies

Die vulkanischen Schwellen reichten bis in gut durchlüftetes und lichtdurchflutetes Wasser hinauf, in dem riffbildende Organismen gedeihen konnten. Besonders auf und an den Rändern der vulkanischen Schwellen sind in der Lahn-Mulde Riffe und ihre Begleitgesteine weit verbreitet, wie in den großen Massenkalkzügen von Hadamar und Diez–Limburg, N Braunfels und Wetzlar sowie in der Hahnstättener Mulde. Zahlreiche kleinere Vorkommen finden sich u. a. innerhalb des Hauptschalstein-Sattels. Sie vertreten örtlich fast das gesamte Obere Mitteldevon und reichen z. T. bis in das höhere Oberdevon (HENNINGSEN 1965, KEGLER 1967). Wegen ihrer schichtungslos-massigen oder dickbankigen Absonderung werden die Riffkalke auch Massenkalke

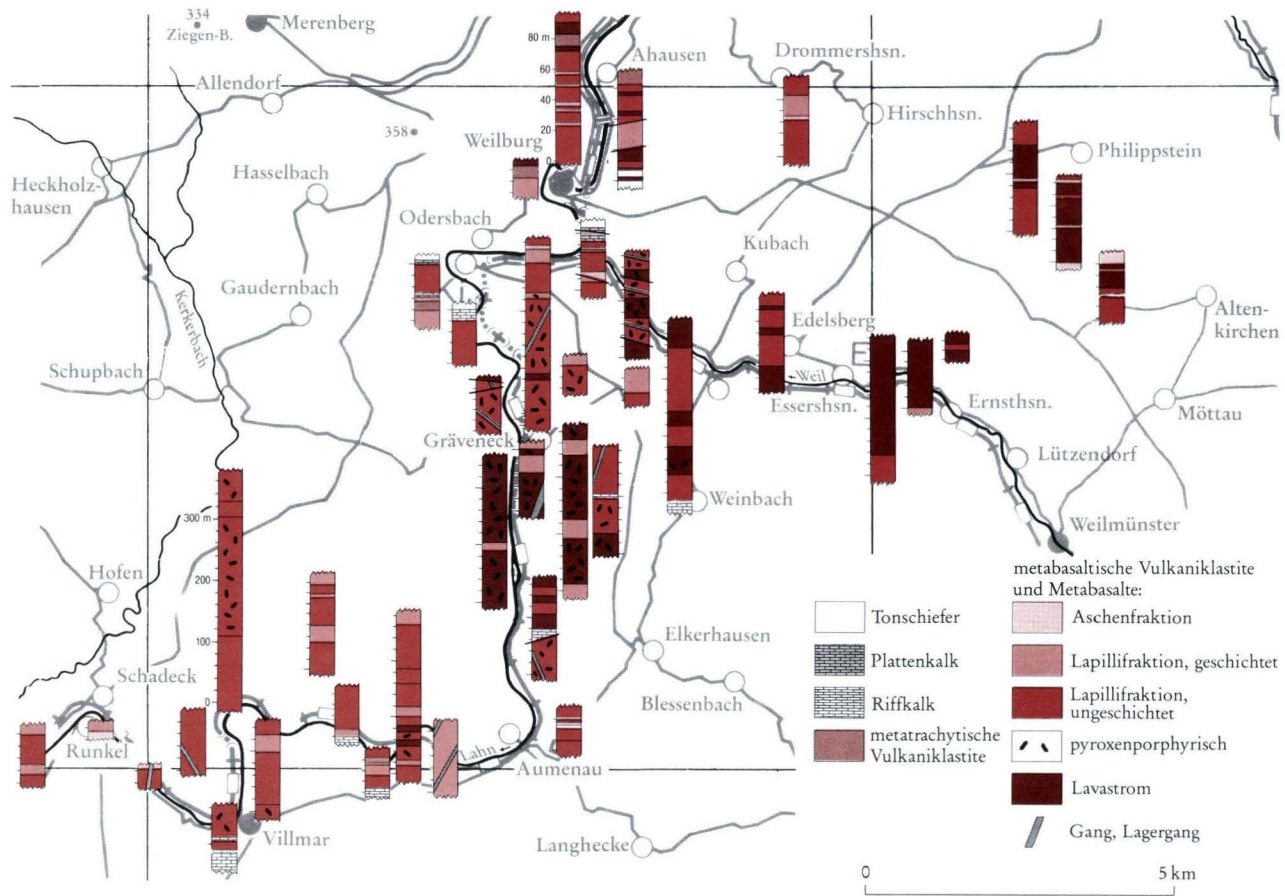


Abb. 23. Verteilung der vulkanogenen Gesteine der Givet/Adorf-Phase in der mittleren Lahn-Mulde, dargestellt anhand ausgewählter Profile (NESBOR et al. 1993).

genannt. Durch plattige Kalksteine sind Übergänge der Riff-Fazies in die Normal-Fazies gegeben. Riffschutthaltige Vulkaniklastite bilden Übergänge zur Eruptivfazies. KEGLER (1967) entwirft ein sehr anschauliches Bild der stratigraphischen und faziellen Verhältnisse der Riff-Fazies der Lahn-Mulde. Danach besteht der Hauptanteil der riffbildenden Organismen aus ästigen und stengeligen Typen von Korallen- und Stromatoporenkolonien. Blockriffe waren auf relativ kleine Bereiche beschränkt. Sie gehen seitlich in ausgedehnte Riffraumbildungen über, die Mächtigkeiten von über 200 m erreichen können. Ein großer Teil des Kalksteins besteht aus Riffdetritus, dessen Korngröße von größeren Blöcken bis zu feinem Abrieb reicht und der in Hohlräumen des Riffs selbst oder aber im Vor- bzw. Rückriffbereich abgelagert wurde. Auch nahezu reine Crinoidenschuttkalke treten auf. Der hohe Anteil von detritogenem Material liegt in der Natur der Riffbildner begründet, die gerade dort am besten gedeihen, wo sie auch am schnellsten wieder zerstört werden, nämlich im Brandungsbereich.

Das Riffwachstum hat nicht ununterbrochen angedauert. So sind an verschiedenen Stellen in den Massenkalken geringmächtige Aschentufflagen eingeschlossen, die Zeugnis davon geben, daß vulkanische Ereignisse das Riffwachstum kurzfristig unterbrachen (FLICK et al. 1988).

Unterbrechungen im Riffwachstum fanden aber auch durch gelegentliches Herausheben von Teilen des Riffkörpers über den Meeresspiegel statt. Sie sind an Aufarbeitungshorizonten zu erkennen. An manchen Stellen wurde die Riffplatte von Lagunen unterbrochen, in deren Stillwasserbereich sich bituminöse Fällungskalke absetzen. An anderen Stellen wieder war die Zufuhr feinklastischen Materials so stark, daß sich ein mergeliger Grund bildete, der von Einzelkorallen besiedelt wurde. Diese Fazies leitet dann zur klastischen Entwicklung des Beckenbereichs über. In einzelne gehende Beschreibungen der Riffe im Rheinischen Schiefergebirge und ihrer Begleitgesteine sowie ihrer geologischen Bedeutung geben JUX (1960) und KREBS (1971, 1974, 1979).

Die Massenkalke sind sehr fossilreich. Neben den eigentlichen Riffbildnern treten besonders auch Brachiopoden auf. Die Erhaltung der Fossilien ist jedoch so, daß sich Fossilreste im Gelände kaum erkennen lassen, sondern erst im An- oder Dünnschliff erkennbar werden. In stark angewitterten Kalksteinen sind gelegentlich Fossilien zu finden. So sind insbesondere ältere Funde großer Exemplare von *Stringocephalus burtini* bekannt, dem namengebenden Fossil des Massenkalkes (Stringocephalen-Kalk).

Teile der Massenkalke sind dolomitisiert. Nach SENOWBARI-DARYAN (1972) erfolgte die Dolomitisierung spätdiagenetisch, im wesentlichen während der Trias, wobei hauptsächlich die Rückriff-Bereiche, in geringem Umfang auch das Vorriff dolomitisiert wurden, während das Zentralriff keine nennenswerte Dolomitisierung zeigt.

Hessische Schieferserie

Auch in der Givet-Stufe überwiegt in der Hessischen Schieferserie die Tonschiefer-Fazies, wenn es auch durch örtliche Ausbildung von Platten- und Flaserkalken zu einer etwas größeren Faziesdifferenzierung kam. Die in der Lahn- und Dill-Mulde sonst so bedeutende Eruptiv- und Riff-Fazies ist nur andeutungsweise ausgebildet. Die Schiefer der Eifel-Stufe gehen im Givet teils in Styliolinen-Schiefer über, teils hielt die Sedimentation der grünlichgrauen milden Schiefer an. Eingeschaltet sind einzelne Kalkbänke, die von BENDER (1958) in die *eifflia*-, *varca*- und *transversa*-Zone datiert werden konnten. S Weipoltshausen konnte BENDER auch die "pumilio-Bank" nachweisen.

Die Eruptiv-Fazies ist durch dünne Keratophyrtufflagen im Krofdorfer Forst, ein Schalesteinvorkommen an der SW-Seite des Dünsberges sowie einige Metabasaltvorkommen vertreten. Massenkalk fehlt in der Hessischen Schieferserie. Bei Weipoltshausen lag offenbar ein Schwellengebiet (Abb. 24), das jedoch nicht so hoch aufragte, daß es zur Riffkalkbildung kam. Hier wird das gesamte Obere Mitteldevon durch geringmächtige, hell- bis mittelgraue, geschichtete, fossilführende Kalksteine vertreten (BENDER 1958).

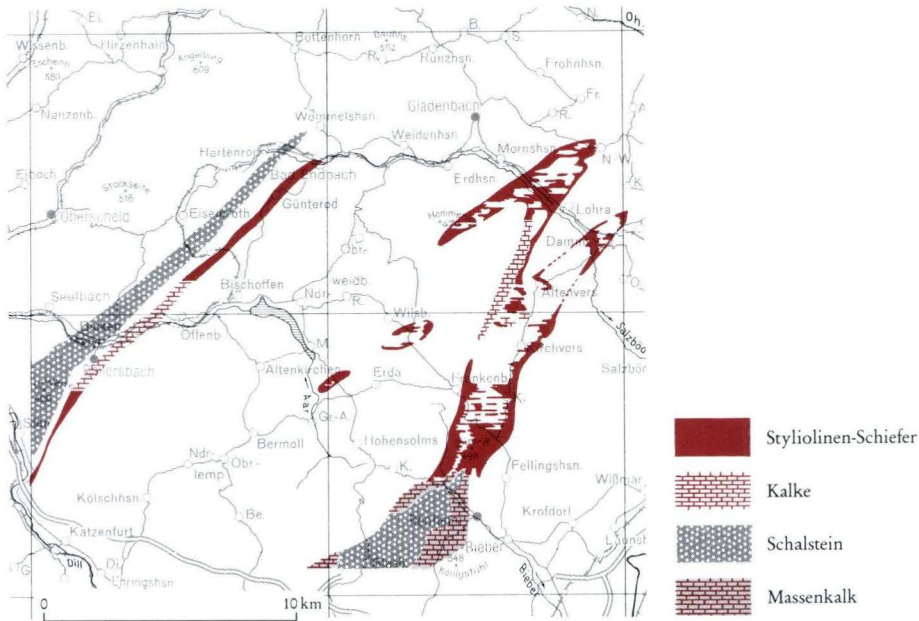


Abb. 24. Faziesverteilung während des Givet in der Lahn-Mulde (Hessische Schieferserie) (nach BENDER 1965)

Usinger und Hochweiser Mulde, Südtanus

In der Usinger Mulde wird das Obere Mitteldevon durch schätzungsweise 35 m sandige Tonschiefer und Grauwacken vertreten (RIETSCHEL 1966). Das Vorkommen von Oberem Mitteldevon in der Hochweiser Mulde ist nach RIETSCHEL & STRIBRNY (1979) fraglich. Möglicherweise sind Ton- und Kieselschiefer zwischen der Eifel-Stufe und den sicher als Oberdevon datierten Gesteinen in das Givet zu stellen. Für einen Teil des Givets nehmen die genannten Autoren eine Schichtlücke an (Abb. 25, Tab. 11).

In einigen schmalen tektonischen Gräben treten im SE-Taunus bzw. am SE Taunusrand einige Massenkalkvorkommen der Givet-Stufe auf (KÜMMERLE 1976). Es handelt sich um typischen hell- bis dunkelgrauen Massenkalk, der nur selten geschichtet ist und gelegentlich dünne Ton-

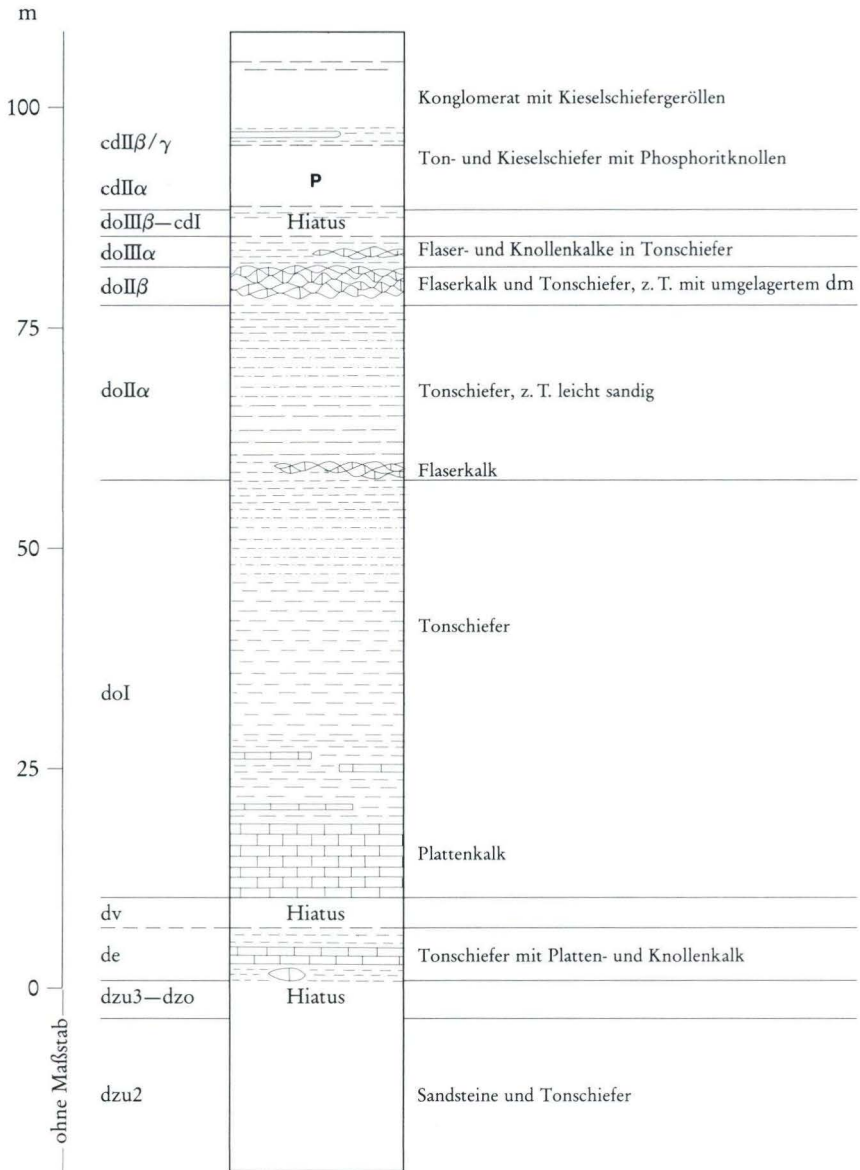


Abb. 25. Schichtenfolge und Mächtigkeit des Devons und Karbons in der Hochweiser Mulde (nach RIETSCHEL & STRIBRNY 1979).

schieferzwischenlagen hat. In Bohrungen in Bad Nauheim wurde eine Mächtigkeit von 80 m nachgewiesen. Bei Rosbach ist der Massenkalk von der Oberfläche her dolomitisiert. Nach AHLBURG

(1921) und JUX (1960) gehören diese Massenkalk-Vorkommen zu einem Riffgürtel, der die Hunsrück—Taunus-Schwelle während des Givets umrahmte.

Südhunsrück-Trog

Im Südhunsrück-Trog setzte sich die Faziesdifferenzierung der Eifel-Stufe im Givet fort. Die Normal-Fazies bilden Tonschiefer mit Kalklinsen. Aus den Crinoiden-Kalken der Eifel-Stufe entwickeln sich mächtige helle, feinkörnige Massenkalke, zu deren Entstehung anorganische Kalkfällung wahrscheinlich in größerem Umfang beigetragen hat. Der basaltische Vulkanismus hält bis zum Ende des Mitteldevons an (MEYER 1970: 194).

Unterrerra-Sattel

Im Unterrerra-Sattel ist in Herzynkalk-Bänken in einer stark zerscherten Tonschieferserie tieferes Givet nachgewiesen (SCHMID 1981). Das höhere Givet ist in Flinz-Fazies ausgebildet, d. h. dünne Bänke eines schwarzgrauen, feinkörnigen bis dichten Kalksteins mit dunklen harten Tonschiefern (Tab. 11). Früher in Analogie zum Lahn—Dill-Gebiet als obermitteldevonisch angesehene Metabasalte (Spilite/Diabase) sind wahrscheinlich in das hohe Oberdevon oder Unterkarbon zu stellen (WITTIG 1968).

Massenkalkkomplex von Mühlbach

In der Hochscholle von Mühlbach ist das Givet durch mächtige dolomitisierte Massenkalke vertreten (s. auch S. 111).

Oberdevon

Die einstmals im Bereich des Rheinischen Schiefergebirges abgelagerten Oberdevon-Gesteine sind auf weiten Teilen bereits wieder abgetragen. Oberdevonische Schichten treten in schmalen, bis zu mehrere km breiten Streifen am N-Rand des Rheinischen Schiefergebirges sowie im Grenzgebiet zwischen dem Ostsauerländer/Siegener Hauptsattel und in der Waldecker/Wittgensteiner Mulde auf. Im tieferen Untergrund dieser Mulden ist verbreitet Oberdevon zu erwarten. Oberdevonische Schichten sind auch in der Attendorn—Elsper-Doppelmulde und im Kellerwald erhalten. Weite Verbreitung haben sie in der Dill-Mulde, der Hörre und der Lahn-Mulde. Das Oberdevon der Dill-Mulde hebt sich wahrscheinlich unter dem zentralen bis westlichen Westerwald heraus, da in der östlichen Mosel-Mulde keine oberdevonischen Schichten mehr auftreten. Im ehemaligen Lahn-Trog (im Sinne von RIETSCHEL 1966) waren oberdevonische Gesteine weit nach S und E hin verbreitet, wie die isolierten Vorkommen auf den Bl. 5617 Usingen und 5518 Butzbach beweisen. Heute sind Oberdevon-Gesteine in der Lahn-Mulde bereits stärker abgetragen als in der Dill-Mulde und der Hörre und haben deshalb hier auch eine geringere Verbreitung. Schichten des Oberdevons treten auch am S-Rand des Hunsrücks und im Werragrauwackengebirge auf.

Unter der Hessischen Senke und dem Vogelsberg sind wahrscheinlich ebenfalls oberdevonische Gesteine verbreitet, wenn auch nicht im einzelnen nachgewiesen. Aus dem Vorkommen solcher Gesteine in unterkarbonischen Konglomeraten muß jedoch geschlossen werden, daß sie im Bereich der Hunsrück—Oberharz-Schwelle verbreitet waren und möglicherweise auch noch verbreitet sind. Hinweise geben auch Einschlüsse von Rotschiefern und anderen paläozoischen Gesteinen in Tuffen, die KLIPPEL (1923: 29) bei Großenbuseck [(Bl. 5318 Allendorf (Lumda))] und SCHOTTLER (1918: 14) bei Münster (Bl. 5419 Laubach) beschrieben haben.

Einen weiteren Hinweis auf eine mögliche Verbreitung oberdevonischer Schichten im Bereich des Vogelsberges oder der Kinzig-Mulde gibt der Fund eines Gerölls einer vererzten Koralle (*Favosites*) auf tertiärer Lagerstätte in einer Doline auf Bl. 5622 Steinau (KLÜPFEL 1955: 146, Fußnote).

In Bereichen jüngerer Hebung, wie z. B. im Richelsdorfer Gebirge, liegt jedoch, zumindest örtlich, Perm unmittelbar auf älteren (vordevonischen) Metamorphiten (MOTZKA-NÖRING & WEBER 1981).

Eine zusammenfassende Übersicht über den gegenwärtigen Stand der biostratigraphischen Gliederungsmöglichkeiten geben WERNER (1979), für das Untere Oberdevon HOUSE & ZIEGLER (1977) und WEDDIGE & WERNER (1989). In diesen Arbeiten ist auch die ältere Literatur ausführlich zitiert.

Die Adorf-Stufe umfaßt etwa den gleichen Zeitraum wie die übrigen Oberdevon-Stufen zusammen. Sie wird als "Tieferes Oberdevon" (= Frasne) der Nehden- bis Wocklum-Stufe als "Höheres Oberdevon" (= Famenne) gegenübergestellt. Die Frasne/Famenne-Grenze liegt im obersten Teil der Adorf-Stufe (Taf. 6).

Während des Oberdevons verlagerte sich die Küste des Old-Red-Kontinents weiter nach NW und der Raum des nördlichen Rheinischen Schiefergebirges gelangte in pelagische (Tiefwasser-) Bereiche mit geringer Sedimentzufuhr.

Im Ostsauerländer Hauptsattel sowie in der Dill- und der Lahn-Mulde bildet das in Zusammenhang mit dem mittel- bis oberdevonischen Vulkanismus entstandene Roteisensteinlager eine scharfe lithologische Grenze zwischen Mittel- und Oberdevon. In der Adorf-Stufe herrschen Bänderschiefer und Flinzkalke vor. Das Wachstum der seit dem Mitteldevon über ihre Umgebung aufragenden Massenkalkriffe dauerte noch im Unteren Oberdevon an (bis zur Mittleren Adorf-Stufe).

Das Höhere Oberdevon setzt sich aus roten, grünen und grauen schluffigen Tonsteinen (Tonschiefern), aus — oft turbiditischen — Sandsteinen, Cephalopoden-Kalken und Kalkknotenschiefern zusammen. Die Cephalopodenkalk-Fazies ist eine Kalkstein/Tonschiefer-Wechselagerung, in der Kalksteinbänke vorherrschen, meist dünnplattig bis dünnbankig, mit bankparalleler toniger Feinschichtung oder flaserigem und knolligem Gefüge, dicht bis feinkörnig, rotbraun, rotgrau, gelbgrau, hell- bis dunkelgrau und ausnahmsweise auch schwarzgrau. Biofaziell ist sie durch Cephalopoden, Conodonten und Ostracoden ausgezeichnet (LIPPERT et al. 1970: 227). Die Tonschiefer vor allem des jüngeren Oberdevons (Nehden- bis Wocklum-Stufe) sind wegen ihres teilweise reichen Inhalts an Ostracoden ["*Cypridina*" (*Entomis serratostrata*)] auch als "Cypridinschiefer" (SANDBERGER 1847; RABIEN 1956) bezeichnet worden.

Die Unterschiede zwischen Gebieten rheinischer und herzynischer Fazies verwischen sich im Oberdevon.

Konglomeratbildungen auf Bl. 4612 Iserlohn (Seiler), 4715 Eslohe (Frielinghausen) und 4917 Battenberg (Diedenshausen) sind zunächst als Hinweise auf tektonische Bewegungen im Oberdevon angesehen worden. PAECKELMANN (1930, 1938) deutete die etwa auf einer NW—SE-Linie

liegenden Konglomeratvorkommen als Aufarbeitungs- und Transgressionsprodukte auf einer NW—SE streichenden Querschwellen, deren Entstehung durch die marsische Phase der bretonischen Gebirgsbildung verursacht worden war ("PAECKELMANNsche Querzone", WEBER 1934). H. SCHMIDT (1937, 1962) nahm bereits 1937 an, daß die Vorkommen in einer mit dem Schelf des Old-Red-Kontinents in Verbindung stehenden submarinen Erosionsrinne abgelagert worden sind. Mit Hilfe von Conodonten konnte ein Obernehdener Alter für die Konglomerate nachgewiesen werden (ZIEGLER 1966, LEUTERITZ 1972). Nach NEUMANN (1974) wurden bei Diedenshausen sogar bis in die Untere Dasberg-Stufe turbiditische Sedimente in einer solchen Rinne abgelagert. Zwei weitere Konglomeratvorkommen auf Bl. 4713 Plettenberg (ZIEGLER 1970) und Bl. 4814 Lennestadt (CLAUSEN 1973, 1978) gehören ebenfalls in die Obere Nehden-Stufe. Wie die Konglomerate von Iserlohn, Frielinghausen und Diedenshausen stammen sie wahrscheinlich von Schwellen der näheren oder weiteren Umgebung der heutigen Vorkommen und sind als Suspensionsströme zusammen mit Silt und Sand in die Ablagerungsgebiete transportiert worden, wobei der Transport z. T. nur ganz kurz, z. T. aber auch über größere Entfernungen erfolgte.

In der Dill- und der Lahn-Mulde setzt sich die eigenständige fazielle Entwicklung auch im Oberdevon fort. Infolge tektonischer Bewegungen waren zahlreiche größere und kleinere Schwellen und Becken entstanden, deren Relief durch vulkanische Aktivitäten verstärkt wurde, die örtlich auch noch während der Adorf-Stufe andauerten. Die reliefbildenden Vorgänge erreichten ihren Höhepunkt an der Grenze Mittel-/Oberdevon. Vulkanische Fazies, Riff- und Becken-Fazies sind eng auf verhältnismäßig kleinen Flächen (oft im Kilometerbereich) verzahnt. Auf Hochschwellen entstanden Riffkalksteine des (tiefen) Oberdevons (Iberger Kalk, Hunnacker-Kalk), die nach Ende des Riffwachstums als klippenförmige "tote Riffe" z. T. bis in das tiefe Unterkarbon weiterbestanden. An den Flanken der Riffe entstanden riffdetritogene Kalksteine (Adorf-Plattenkalk).

Auf Tiefschwellen wurden geringmächtige Flaser- und Cephalopoden-Kalksteine (Adorfer Kalk) abgelagert, die seitlich, d. h. beckenwärts, in Knollenkalke, Schiefer mit Kalkknollen und Tonschiefer (Cypridinen-Schiefer) übergehen.

Die Beckenfüllungen bestehen einerseits aus mächtigen grobklastischen, z. T. sogar brecciösen vulkanisch-sedimentären Mischgesteinen (Tuffit-Konglomerate, "Schalstein", "Grauwacken"), die aus dem Abtragungsschutt der umgebenden Schwellen bestehen (besonders in der Adorf-Stufe), andererseits aus tonig-siltig-sandigen Schichten, die in schwellenferneren Bereichen der Becken abgelagert wurden. Hierzu gehören die verbreiteten Bänderschiefer, hell- und dunkelgrau oder grüngrau gebänderte Ton- und Siltschiefer mit dünnen Tufflagen.

Eine im Oberdevon gegenüber älteren Schichten neu einsetzende Fazies sind weit verbreitete Kieselschiefer.

Die Gesteine der verschiedenen Faziesbereiche gehen meist ohne scharfe Grenze ineinander über (LIPPERT et al. 1970). Sie bleiben auch nicht durch das ganze Oberdevon hindurch lateral und vertikal streng geschieden. In der Adorf-Stufe z. B. tritt örtlich von Schicht zu Schicht ein Fazieswechsel auf. Lediglich die Cephalopodenkalk-Fazies auf den Tiefschwellen, besonders bei Bicken und Oberscheld, bleibt durch den größten Teil des Oberdevons hindurch einheitlich (KEGEL 1934b, BUGGISCH et al. 1978, 1983, 1986).

Von der Nehden-Stufe ab werden auch in der Dill- und der Lahn-Mulde die Faziesverhältnisse ausgeglichener. Das Riffwachstum erlischt, die Schwellen sinken langsam ab und werden zu Tiefschwellen, beeinflussen die Faziesverteilung aber noch bis in das Unterkarbon (geringere Mächtigkeiten, kalkige Sedimentation, Auskeilen von Tonschiefern). Klastische Sedimentation herrschte

vor. Von der Nehden-Stufe ab werden auch die Beckensedimente mächtiger als die Schwellensedimente. Typisches Sediment sind die roten, grauen und grünen Cypridinen-Schiefer. Von N und NW wurden Sande geschüttet, deren Mächtigkeit generell von NW nach S und SE aber auch im Streichen von NE nach SW abnimmt. Sie wurden meist als turbidity currents transportiert (EINSELE 1963). HENNINGSSEN & RABIEN (1982: 36) betonen, daß die gröberkörnigen Varietäten der hochoberdevonischen (Feldspat-)Sandsteine Komponenten enthalten, die auf die Mitteldeutsche Schwelle zu beziehen sind, von der möglicherweise ein Teilstück im Dillgebiet selbst, etwa im Bereich Burg—Herborn, aufgetaucht war und ebenfalls als Liefergebiet gedient haben kann.

Die Sandsteine, unterlagert und getrennt von Rotschiefern, treten besonders in der mittleren bis hohen Nehden-Stufe auf. Die stratigraphischen Grenzen der einzelnen Sandstein-Horizonte wie auch der Schieferzwischenlagen sind aus Fossilmangel nicht eindeutig festzulegen. In den Schwellenbereichen können zudem einzelne Rotschiefer-Horizonte ausfallen (STIBANE 1959: 335), so daß Sandstein-Horizonte unmittelbar übereinander liegen.

Zum Abschluß des Oberdevons herrschten sehr ausgeglichene Faziesverhältnisse. Es wurden die tonig-siltigen Hangenberg-Schiefer sedimentiert, die teils in die höchste Wocklum-Stufe, teils bereits in das Unterkarbon zu stellen sind.

Die Fazies der Schwarzschiefer und Kalke, die mehrfach im Oberdevon auftritt [Kellwasserkalke (BUGGISCH 1972, BUGGISCH et al. 1978, SCHINDLER 1990), *annulata*-Horizont (Hemberg-Stufe, Sauerland) und Hangenberg-Schiefer] ist Anzeichen kontinentaler oder sogar globaler Ereignisse ("events"), nicht lokaler Faziesentwicklungen (WALLISER 1990, SCHINDLER 1990).

Eine bemerkenswerte Neuerkenntnis jüngerer Forschungen ist die Tatsache, daß die vulkanische Tätigkeit, wenn auch mit örtlich und zeitlich wechselnder Intensität, fast während des gesamten Oberdevons andauerte.

Während des Oberdevons treten lokal auch Grauwacken auf (vgl. auch Kap. Unterems: Erbsloch-Grauwacke, Grauwacke im Osttaunus). Im Guldenbachtal (Südhunsrück-Trog) finden sich solche Grauwacken bereits in der tiefen Adorf-Stufe (MEYER 1970). Im östlichen Rheinischen Schiefergebirge sind Vorkommen im Bereich der Gießener Grauwacke aus dem $do I(\beta)/\gamma$ (DÖRR 1990) und dem Kellerwald (JAHNKE & PAUL 1968) bekannt. Im Werragrauwackengebirge setzen Grauwacken etwa zur gleichen Zeit ein (WITTIG 1968). Jüngere Grauwacken aus der Nehden-Stufe sind in der Gießener Grauwacke (DÖRR 1990), im Werragrauwackengebirge (WITTIG 1968) und aus der Hörre ($do II \beta$ bis $III \alpha$) bekannt. In der Hemberg-Stufe treten Grauwacken in der Hörre (BENDER 1960) und W Marburg auf (BRINCKMANN 1963). Dem höchsten Oberdevon gehören Grauwacken bei Marburg und im Kellerwald an (Urfer Grauwacke). Die Grauwacken E des Rheins sind meist grobkörniger und mächtiger als im Guldenbachtal.

Zwei Teilbereiche der Lahn-Mulde zeigen während des Oberdevons ein abweichendes Bild: Im Gebiet der Hessischen Schieferserie ist die Sedimentation der Adorf-Stufe durch Bänderschiefer, in den Gaudernbacher Schichten durch eine vom Unterdevon bis zum hohen Oberdevon nahezu unverändert durchgehende, relativ sandige Sedimentation gekennzeichnet. Hier sind auch Gesteine in vulkanischer Fazies und in Riff-Fazies vertreten.

In dem ebenfalls eigenständigen Faziesgebiet der Hörre zwischen Dill- und Lahn-Mulde ist die Adorf-Stufe in der Normal-Fazies der Nachbargebiete (Bänderschiefer) entwickelt, von der

Nehden-Stufe an beginnt jedoch eine von SW nach NE geschüttete flyschartige Sedimentation in einer schmalen canonartigen Senke. Vulkanite und Riffe fehlen in der Hörre-Fazies fast vollständig.

Nordöstliches Sauerland (Ostsauerländer Hauptsattel, Waldecker Mulde und Wittgensteiner Mulde)

Im NE-Teil des Rheinischen Schiefergebirges wurden die Grundlagen für die stratigraphische Gliederung des Oberdevons schon in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts gelegt. Hier hatten vor allem v. DECHEN, KAYSER und DENCKMANN wesentlichen Anteil an der Erforschung. WEDEKIND (1913) stellte an den fossilreichen Profilen der Cephalopoden-Kalke im Sauerland die auf Cephalopoden gegründete Orthochronologie des Oberdevons auf. Die heutige stratigraphische Gliederung auf den geologischen Karten 1:25 000 geht auf die Arbeiten von PAECKELMANN (1924) und SCHMIDT (1924a) zurück.

Adorf-Stufe

Die oberdevonischen Sedimente im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge sind in einem relativ einheitlichen Meeresraum abgelagert worden, in dem lokal begrenzte "Schwellen" über den Meeresboden in geringere Wassertiefen bzw. bis zur Meeresoberfläche hinauftrugen. Dies waren u. a. die heutigen Riff-Komplexe des Remscheider Sattels, von Attendorn, Warstein und Brilon sowie einzelne durch vulkanische Tätigkeit entstandene Schwellen S und SE vom Briloner Massenkalk-Komplex. Das seit dem Mitteldevon andauernde Riffwachstum endete in der höheren Adorf-Stufe. An den Rändern und auf Teilbereichen der Riffe und Karbonat-Plattformen wurden wie auf den vulkanischen Schwellen plattige Kalksteine und Tonsteine in Cephalopodenkalk-Fazies abgelagert (Tab. 13).

An der N-Flanke des Ostsauerländer Hauptsattels, am Rand des Briloner Massenkalk-Komplexes, ist die Adorf-Stufe in Cephalopodenkalk-Fazies ausgebildet (Adorfer Kalk). Es sind hellgraue und rötliche, oft flaserige, meist plattige Kalksteine mit Tonschieferzwischenlagen. Sie werden im E, im Gebiet von Bl. 4618 Adorf und Bl. 4518 Madfeld, von Bänderschiefen vertreten, in die nur noch lokal Linsen von Adorfer Kalk eingeschaltet sind (PAECKELMANN 1936).

Im aufgelassenen Tagebau Martenberg bei Adorf bildet eine Cephalopodenkalk-Klippe die Typlokalität der Adorf-Stufe. Das Profil hat die Grundlage für die von DENCKMANN (1895) und WEDEKIND (1913) geschaffene Zonengliederung der Manticoceras-Stufe gebildet und wurde zuletzt eingehend von HOUSE & ZIEGLER (1977) bearbeitet. Die Klippe ist heute als Naturdenkmal geschützt.

In der Umrandung der Massenkalke und in der Attendorn—Elsper Doppelmulde ist in der Adorf-Stufe ein lebhafter Fazieswechsel zwischen Becken- (vorwiegend Tonschiefer) und Schwellenhangsedimenten (vorwiegend Kalke und Knollenkalke bis zu Kalkknotenschiefen) nachweisbar.

Am S-Rand der Nuttlarer Hauptmulde und der Lüdenscheider Mulde ist die Untere Adorf-Stufe auch in Flinz-Fazies ausgebildet. Im höheren Teil setzen auch hier Bänderschiefer ein.

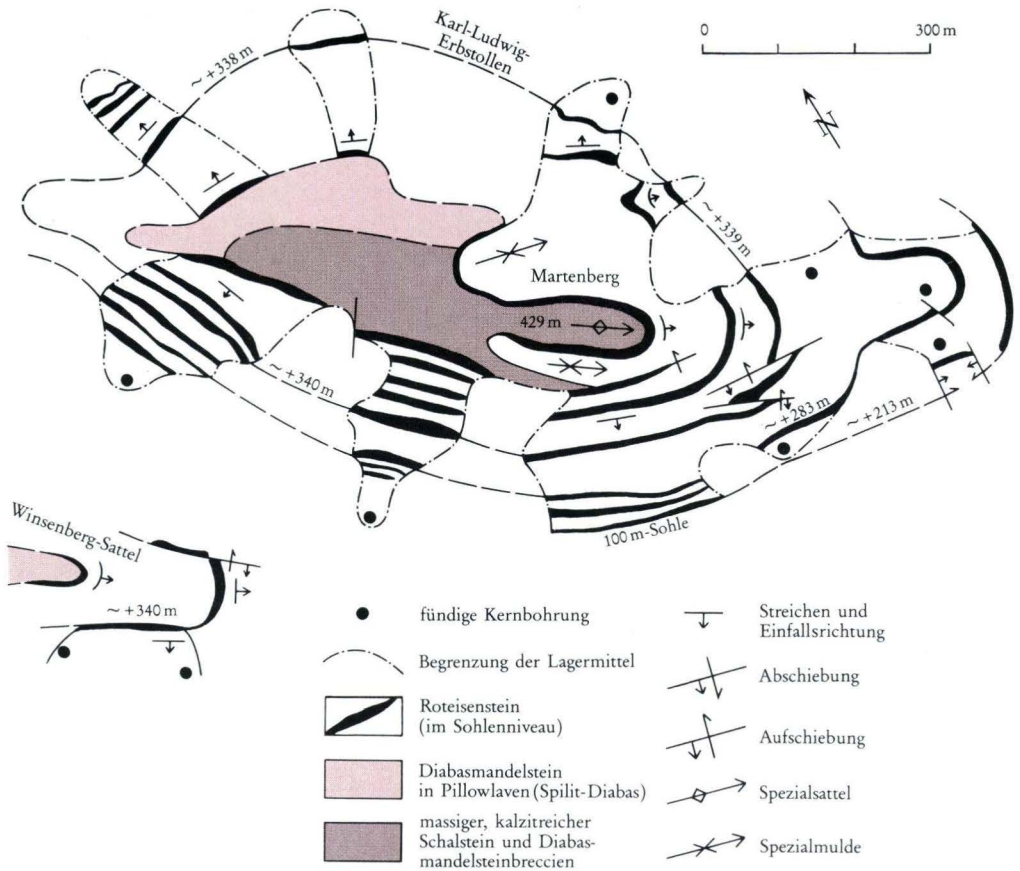


Abb. 26. Verteilung der vulkanogen-sedimentären Eisenerz-Lagermittel an den Flanken der vulkanischen Schwelle und des Grünstein-Sattels Martenberg bei Adorf. Das Stollenniveau von 338 m über NN entspricht dem Talsohlenniveau der Rhene. Tiefbau unter dem Stollenniveau ging bis 1971 nur auf dem S-Flügel des Sattels und nach 1936 auf dem NW-Flügel sowie in der nordöstlichen Sattelwende um (aus BOTKE 1979).

Die Flinz- und Styliolinschiefer-Fazies der obersten Givet-Stufe reicht im W-Teil der Waldecker Hauptmulde noch in die Untere Adorf-Stufe hinein (RABIEN 1956, LEUTERITZ 1981). Im E-Teil gehen die Givet-Styliolinen-Schiefer in schwarze, selten kalkhaltige, feinschichtige Tonschiefer über, die bereits Oberdevon-Ostracoden führen und die oft durch helle Bleichungsrinden gekennzeichnet sind. Auf den Schichtflächen sind z. T. massenhaft Styliolinen vorhanden. Tentaculiten treten dagegen seltener auf.

Mit dem Beginn der Mittleren Adorf-Stufe setzen Bänderschiefer ein, für diesen Abschnitt charakteristische und leicht erkennbare Gesteine. Es sind grün- bis blaugraue, teilweise auch schwarze Tonschiefer mit einer feinen Bänderung im mm-Bereich, die durch dünne Siltlagen her-

vorgerufen wird. Vor allem in den blaugrauen Lagen kommen Kalkknotenlagen oder dünne Kalksteinbänkchen vor, die sich örtlich bis zur Bildung von "Kramenzelkalk" verdichten können (RABIEN 1956).

Die Bänderschiefer-Fazies setzt sich bis in die Obere Adorf-Stufe fort mit graugrünen stark kalkhaltigen oder feingeschichteten, hell gebänderten schwarzen Tonschiefern.

Die "Kellwasserkalke", bis 1 m mächtige Horizonte mit einer Wechsellagerung von schwarzen oder dunkelgrauen Tonschiefern mit dunkelgrauen, bitumenreichen Kalksteinbänken, wurden zuerst aus dem Kellwassertal bei Altenau im Oberharz beschrieben (BEUSHAUSEN 1900). Sie bilden einen von Nordamerika über Nordafrika bis China nachweisbaren Horizont in der höheren Adorf-Stufe. Es sind zwei unterschiedlich alte Kellwasserkalk-Horizonte bekannt, die in die Mittlere (Unterer Kellwasserkalk, höchstes $do I\alpha$) und die Obere Adorf-Stufe (Oberer Kellwasserkalk, $do I\gamma$) eingestuft werden konnten (RABIEN 1954, BUGGISCH 1972, SCHINDLER 1990). Die einzelnen Vorkommen sind lokal begrenzt und nicht genau gleichaltrig (RABIEN 1970b, BUGGISCH 1972). In der Waldecker Hauptmulde ist bisher nur der Untere Kellwasserkalk nachgewiesen.

Für die Mächtigkeit der gesamten Adorf-Stufe können in der Waldecker Hauptmulde 30–50 m angenommen werden.

Nehden-Stufe

Die Ton- und Bänderschiefer der Oberen Adorf-Stufe gehen ohne Unterbrechung in Tonschiefer über, die nach ihrem Fossilinhalt bereits zur Nehden-Stufe gehören. Kennzeichnende Gesteine dieser Stufe sind grün- bis blaugraue, teilweise auch kalkige und kalkknotenführende Tonschiefer ("Nehdener Schiefer"), in denen als neue Erscheinung im Oberdevon weit verbreitet Sandsteine auftreten.

Die Nehden-Sandsteine mit ihren charakteristischen und auffälligen Sedimentstrukturen sind geringmächtig oder fehlen am SE-Flügel der Nuttlarer Hauptmulde, in der nordwestlichen und nördlichen Umrandung des Ostsauerländer Hauptsattels und im Gebiet der Warsteiner und Briloner Karbonatkomplexe. Sie sind besonders mächtig in der Waldecker Hauptmulde und der Wittgensteiner Mulde und hier in einen unteren, dünnbankigen, und einen oberen, dickbankigen Sandsteinhorizont aufteilbar, wobei örtlich (Bl. 4917 Battenberg) auch noch eine obere "Dünnbankige Sandstein-Folge" nachgewiesen werden konnte. Im nördlichen Sauerland, am Remscheider Sattel und im Kern der Lüdenscheider Mulde (Bl. 4612 Iserlohn, 4613 Balve und 4713 Plettenberg) wird die im höheren Teil der Nehden-Stufe auftretende Tonschiefer/Sandstein-Wechsellagerung als Plattensandstein oder Plattensandstein-Horizont bezeichnet.

Nach den Untersuchungen von EINSELE (1963) liegt die Korngröße der Nehden-Sandsteine überwiegend im Siltbereich, so daß eigentlich von Sandsiltsteinen gesprochen werden müßte. Sie fallen durch ihren hohen Glimmergehalt auf, und Glimmer bildet neben Quarz die Hauptkomponente des Gesteins. Das Verhältnis Quarz/Orthoklas/Plagioklas ist in den Nehden-Sandsteinen etwa 10:1:1,5 (EINSELE 1963). Wegen des geringen Feldspatanteils nimmt EINSELE an, daß es sich um resedimentiertes Material und nicht um Abtragungsschutt kristalliner Gebiete handelt. Viele Bänke haben eine wulstige Textur ("Wulstsandsteine"). Schräg- und Feinschichtung sind verbreitet. Strömungsmarken und eine oft wenig ausgeprägte gradierte Schichtung in zahlreichen Bänken weisen neben anderen Merkmalen auf turbiditische Entstehung hin, die jedoch nicht für das gesamte

Verbreitungsgebiet gesichert ist (RABIEN 1956, EINSELE 1963). Die Sandsiltsteine sind wahrscheinlich wie die Sandsteine der jüngeren Oberdevon-Stufen nur z. T. Turbidite (vgl. S. 175), d. h. als Suspensionsströme von submarinen Hochgebieten in die tieferen Beckenbereiche gelangt, z. T. aber auch konturitähnliche Ablagerungen, die durch küstenparallele Bodenströmungen transportiert worden sind (vgl. HOMRIGHAUSEN 1979). Abgesehen von Pflanzenresten ("Pflanzenhäcksel"), sind die Sandsiltstein-Folgen der Nehden-Stufe fossilarm. Sie enthalten jedoch häufig Lebensspuren, die an den Unterseiten der Bänke erhalten sind. Nur lokal sind Reste von Goniatiten und Lamellibranchiaten in schlechter Erhaltung nachgewiesen (BANDEL 1973).

EINSELE (1963) hat die primären Transportrichtungen der Sandsteine in der Nehden-Stufe und im noch jüngeren Oberdevon untersucht. Danach ergibt sich für das im E-Teil des Rheinischen Schiefergebirges erhaltene jüngere Oberdevon (Famenne) das Bild eines einheitlichen Sedimentationsraumes, in den die Sedimente von NW und N her eingeschwenkt wurden, wobei die Schwellenbereiche von den Strömungen umflossen wurden. Er nimmt wegen der Schüttungsrichtungen und der ähnlichen petrographischen Zusammensetzung aller oberdevonischen Sandsiltsteine ein gemeinsames Liefergebiet an, das vermutlich weit außerhalb des Rheinischen Schiefergebirges lag. PLESSMANN (1962) hält dagegen aufgrund der Auswertung von Strömungsmarken neben dem Nord-(Old-Red-)Kontinent auch Liefergebiete im Bereich des Ebbe-Sattels, des Ostsauerländer Hauptsattels und des Siegerländer Blocks für möglich. Auf den Einfluß dieser früh konsolidierten Strukturen weist auch DVORAK (1985) hin.

Die Mächtigkeiten der Nehden-Stufe schwanken zwischen 50 m (reine Tonschiefer-Fazies, Bl. 4517 Alme) und 130–180 m (Bl. 4611 Hohenlimburg, Sandsteinanteil 30 m) und ca. 150 m (Bl. 4817 Hallenberg, Sandsteinanteil 45–75m).

Hemberg-Stufe

In der Hemberg-Stufe breiten sich Rotschiefer über den größten Teil des Sedimentationsgebietes aus. Rote Tonschiefer treten im Oberdevon lokal auch schon früher auf (z. B. Untere Adorf-Stufe in der Elspen Mulde, Bl. 4814 Lennestadt, und am Ebbe-Antiklinorium, Bl. 4713 Plettenberg). Einen ca. 50 m mächtigen, durchgehenden Rotschiefer-Horizont, der zusammenhängend im ganzen Sauerland auftritt, finden wir erst in der Hemberg-Stufe. Auf diesen Horizont bezog sich die ursprüngliche Definition dieser Stufe (PAECKELMANN 1924, SCHMIDT 1924a), die die roten Schichten ("Föfley") des Oberdevons im Sauerland umfassen sollte, aber auch die nicht rotgefärbten Schichten zwischen Nehden- und Dasberg-Stufe.

Der tiefste Teil der Hemberg-Stufe (Nehden/Hemberg-Grenzbereich) und der höhere Teil zur überlagernden Dasberg-Stufe hin werden von grüngrauen, siltigen Tonschiefern gebildet. Eine genaue Festlegung der Grenzen ist in diesen fossilarmen Schichten oft nicht möglich. Die typischen Gesteine des "Föfley" sind rote Tonschiefer und Siltschiefer, in die grüne Lagen eingeschaltet sind. Sie enthalten häufig dünne Lagen von Kalkknotten und -knollen ("Kalkknottenschiefer", "Kramenzelkalke") und, seltener, dünnbankige Feinsandsteine mit deutlichem Glimmergehalt. Die Unterseiten der Sandsteinbänke zeigen häufig Lebensspuren.

Der Ablagerungsraum der Hemberg-Schiefer gehörte noch zum Faziesbereich der Cypridinen-Schiefer. Ihr Fossilinhalt besteht hauptsächlich aus Ostracoden, Conodonten, seltener Trilobiten, Muscheln (*Guerichia* (früher *Posidonia venusta*) und Goniatiten.

Einen weit verbreiteten Leithorizont bilden die "annulata-Schiefer", eine wenige Dezimeter mächtige Lage von dunkelgrauen bis schwarzen Tonschiefern, in der häufig *Platyclymenia annulata* vorkommt. Sie markieren einen Einschnitt in den Sedimentationsbedingungen ("event") und sind auch außerhalb des Rheinischen Schiefergebirges nachgewiesen.

Dasberg-Stufe

In der Dasberg-Stufe macht sich epirogene oder tektonische Unruhe im Liefergebiet wieder deutlicher bemerkbar, es treten verbreitet z. T. turbiditische Sandsteine und Silt/Sandsteine auf (EINSELE 1963), in die grüngraue, selten auch rote Tonschiefer eingeschaltet sind.

In der Umgebung der Riffkomplexe von Attendorn, dem Remscheider Sattel, von Warstein und Brilon wurden in der Hemberg- und Dasberg-Stufe weiterhin Knollenkalke und Plattenkalke in Cephalopodenkalk-Fazies gebildet. Am Remscheider Sattel (Bl. 4613 Balve) reicht diese Fazies noch bis in das Unterkarbon I (Hangenberg-Kalk, *Gattendorfia*-Stufe), während im Becken die Hangenberg-Schiefer abgelagert wurden, die den Abschluß und Ausklang der Cypridinen-schiefer-Fazies im Rheinischen Schiefergebirge bilden.

Kellerwald

Nach der grundlegenden Bearbeitung des Kellerwaldes durch DENCKMANN (1901) ist dieses Gebiet in den sechziger Jahren erneut bearbeitet worden (STOPPEL 1961, MEISCHNER 1960, 1968, JAHNKE & PAUL 1968, EDER, ENGEL & UFFENORDE 1969 und SCHNEIDER 1969). Soweit nicht andere Autoren zitiert sind, fußen die folgenden Ausführungen im wesentlichen auf der zusammenfassenden Arbeit von MEISCHNER (1968).

Der Sedimentationsraum des Kellerwaldes bildete insgesamt ein Hochgebiet innerhalb eines größeren Sedimentationsbeckens (Kellerwald-Großschwelle). Diese Großschwelle war in mehrere langgestreckte, streichende Schwellen mit dazwischenliegenden Becken (Abb. 27) gegliedert. Auf den Schwellen wurden entweder geringmächtige Cephalopoden-Kalke und conodontenreiche Bänderkalke (Ense-Schwelle, Steinhorn—Silberstollen-Schwelle) oder sandig-quarzitische Sedimente abgelagert (Hundsdorfer Schwelle, Keller-Schwelle), wobei die klastischen Sedimente durch Längstransport an den Schwellen z. T. zu fast reinen Quarzsanden aufgearbeitet wurden. In den zwischenliegenden Becken wurden Tonschiefer und Kieselschiefer mit reduzierten Mächtigkeiten abgelagert.

Im Oberdevon setzte von der Mitteldeutschen Schwelle im S her die Lieferung eines groben Abtragungsschuttes ein, der in Form von Grauwacken-Trübeströmen (Turbiditen) die bestehenden Becken besonders während des Unterkarbons von S nach N hin auffüllte.

Im Fischbacher Diabas-Becken wurden an der Wende Mittel-/Oberdevon basaltische Magmen gefördert, die als mächtige submarine Ergüsse sowie als Vulkaniklastite vorliegen.

Wie SCHNEIDER (1969: 57) betont, sind im Kellerwald alle Stufen des Oberdevons ausgebildet. Früher angenommene Schichtlücken im höheren Oberdevon sind nicht nachweisbar.

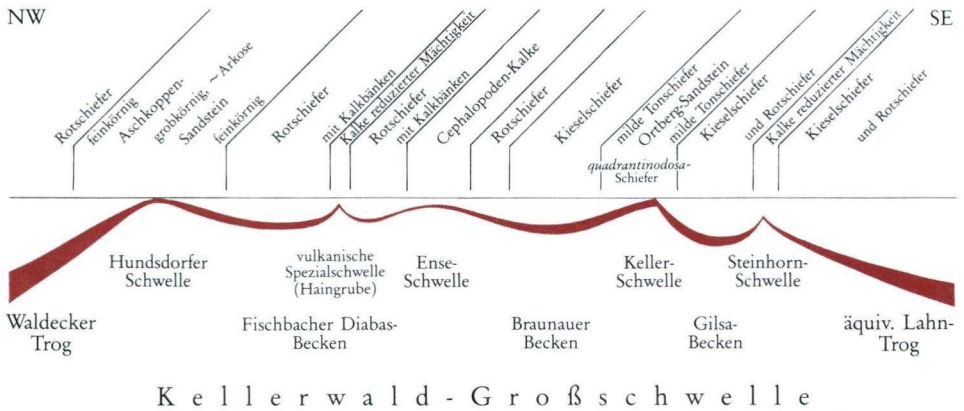


Abb. 27. Schematischer Schnitt durch das Sedimentationsgebiet des Kellerwaldes im Oberdevon (*quadrantinodosa*-Zone) (aus MEISCHNER 1968).

Verschiedene, einst in größerer Entfernung voneinander abgelagerte Faziesseinheiten sind durch eine intensive Überschiebungstektonik heute in unmittelbare Nachbarschaft gerückt (SCHNEIDER 1969: 40).

Engräumiger fazieller Wechsel und intensive Schuppentektonik bewirken einen raschen Wechsel der Schichtmächtigkeiten und das Nebeneinander so heterogener Gesteine wie Cephalopoden-Kalke, Kiesel-schiefer, Grauwacken und Quarzite auf engem Raum, das für das Oberdevon des Kellerwaldes charakteristisch ist.

Aus der geschilderten Entwicklung ergibt sich in den heutigen tektonischen Einheiten folgender Schichtenaufbau:

Im nördlichen Kellerwald liegt der Beginn des Oberdevons in kieseligen Bänderschiefern, die aus dem Mitteldevon hinaufreichen. Die Oberdevon-Gesteine des *W e s e - B e c k e n s* sind in ähnlicher Fazies ausgebildet wie die in der Wittgensteiner Mulde und der Waldecker Hauptmulde des Sauerlandes. Die tiefere Adorf-Stufe wird von dunklen, kieseligen, pyritreichen Tonschiefern gebildet. In diese häufig gebänderten Schiefer sind tuffitische Lagen als Ausläufer des Vulkanismus im Fischbacher Diabas-Becken eingeschaltet. Überlagert werden sie von Dachschiefern und feinsandigen, karbonatischen Bänderschiefern der Unteren und Mittleren Adorf-Stufe. Die Obere Adorf-Stufe ist durch schwarze und graue Tonschiefer vertreten, in die einzelne Kalkbänke eingeschaltet sind. In der Nehden-Stufe stößt die Fazies des Aschkoppen-Sandsteins vom Hundsdorfer Sattel bis in das Wese-Becken vor. Die Hemberg-Stufe wird wieder von braungelben, grüngrauen, z. T. flaserigen oder karbonatischen Tonschiefern und Schluffsteinen gebildet. Örtlich sind Rotschiefer eingeschaltet. Dasberg- und Wocklum-Stufe bestehen aus grünlichgrauen bis braunen, rauhen bis

sandigen, karbonatischen Schiefeln und blaugrauen bis grünlichgrauen, harten, feingebänderten Schiefeln. Eingelagert sind einzelne karbonatische, z. T. glimmerreiche Sandsteinbänke und Linsen von unreinem Kalkstein (HORN et al. 1973: 37 ff.).

Nach S gehen die Schichten des Wese-Beckens im H u n d s d o r f e r S a t t e l unter rascher Mächtigkeitsabnahme in den Aschkoppen-Sandstein über, der sich nach N und S mit den Schiefeln der benachbarten Becken verzahnt. Der Aschkoppen-Sandstein beginnt im Zentrum der Hundsdorfer Schwelle in der tiefsten Adorf-Stufe (do I α) und reicht stellenweise bis in das Unterkarbon. Randlich keilt er in der tiefsten Hemberg-Stufe (do III α), in der er am weitesten in die Becken vorstößt, aus.

Der z. T. sehr dickbankige Aschkoppen-Sandstein besteht aus hellgrauen bis gelblichbraunen Sandsteinen, Quarziten und konglomeratischen Arkosen von unterschiedlicher Korngröße und unterschiedlichem Reinheitsgrad. Im zentralen Bereich der Schwelle finden sich reine Arkosen mit den größten Korngrößen in z. T. kompakten strukturlosen Bänken. Nach NW und SE wird der Aschkoppen-Sandstein feinkörniger, unreiner und quarzitischer. Glimmerführung und Tonschieferzwischenlagen nehmen zu. Gelegentlich treten Bänke mit karbonatischem Bindemittel und Pflanzenhäcksel auf. Der Aschkoppen-Sandstein ähnelt sehr den oberdevonischen Sandsteinen der südwestlichen Dill-Mulde, die allerdings nie so grobkörnig werden (SCHNEIDER 1969: 50 ff.).

Im F i s c h b a c h e r D i a b a s - B e c k e n S der Hundsdorfer Schwelle treten mächtige Abfolgen submariner Laven (Spilit/Diabas) und Vulkaniklastite (Schalstein) auf. Sie wurden hauptsächlich an der Wende Mittel-/Oberdevon gefördert. Der basaltische Vulkanismus hielt jedoch bis in die Adorf-Stufe, örtlich bis in die tiefe Nehden-Stufe an. Im Zusammenhang mit dem Vulkanismus entstanden — ähnlich wie im Dill- und Lahnggebiet — geringmächtige Eisenerzlager.

Zwischen den Vulkaniten wurden Ton- und Kieselschiefer, in der Nehden- und Hemberg-Stufe z. T. auch Rotschiefer, Mergel und Kalke abgelagert. Im höheren Oberdevon blieb das Fischbacher Diabas-Becken jedoch durch Hundsdorfer und Ense-Schwelle von Gebieten stärkerer Sedimentation getrennt, so daß die sedimentären Schichten vom to III β bis zum cu I β/γ auf wenige Meter reduziert sind, während zur gleichen Zeit im südlichen Kellerwald 200—300 m Grauwacken und Kieselschiefer und im Wese-Becken mehr als 100 m meist schiefrige Sedimente abgelagert wurden.

Am S-Rand des Fischbacher Diabas-Beckens lag die größte Anhäufung von vulkanischem Material, so daß hier, der Ense-Schwelle vorgelagert, eine Spezialschwelle entstand, auf der es auch zur episodischen Riffbildung kam. Im nördlichen Teil des Fischbacher Diabas-Beckens war die Sedimentation gröberklastisch (Ausläufer des Aschkoppen-Sandsteins, SCHNEIDER 1969: 53 ff.).

Auf der E n s e - S c h w e l l e, die der Bickener und der Buchenauer Schwelle am S-Rand der Dill-Mulde entspricht, setzte sich vom Mitteldevon bis in die Wocklum-Stufe die kalkige Sedimentation fort, mit geringmächtigen plattigen Kalksteinen und Tonschiefern, die reich an planktonischen und nektonischen Fossilien sind (Cephalopoden-Kalke).

Die Ense-Schwelle wird als Grenzbereich zwischen dem nördlichen und dem südlichen Kellerwald angesehen. Der südliche Kellerwald bildet einen Teil der vom Westerwald über die Hörre, den Wollenberg, den südlichen Kellerwald und den Harz bis zur Elbe ziehenden Hörre—Gommern-Zone (Hörre—Acker-System, KOCKEL 1958) und der im SE parallel dazu verlaufenden Zone von Hundshausen—Tanne.

In der Hörre—Acker-Zone und der Zone von Hundshausen—Tanne wurden im Oberdevon (und tieferen Unterkarbon) über 600 m flyschartige Sedimente aus Kieselschiefern, Glimmersandstei-

nen und Grauwacken sowie Tonschiefern mit Kalklinsen abgelagert, während die gleichalten Cephalopoden-Kalke der Schwellengebiete nur 30—50 m mächtig werden.

Südlich der Ense-Schwelle liegt das *Braunauer Becken*, dessen Sedimente denen des Fischbacher Diabas-Beckens ähneln, jedoch stärker kieselig sind. In der Adorf-Stufe treten gebänderte Lydite vom Typ der Kulm-Kieselschiefer auf. Die Schichten der Nehden- und Hemberg-Stufe sind weniger kieselig und enthalten größere Anteile von Rotschiefern. Die Grenzschichten Devon/Karbon sind nicht bekannt.

Auf der im S folgenden *Keller-Schwelle* setzen sich die kalkreichen mitteldevonischen Tonschiefer in das Oberdevon bis etwa zum Beginn der Nehden-Stufe fort. Darüber folgen bunte, leicht kieselige Tonschiefer, in die sich vorwiegend in der Hemberg- und Dasberg-Stufe der Ortberg-Sandstein einschaltet. Dieser ist ein glimmerreicher, schwach karbonatischer, unreiner Sandstein ("Ortberg-Grauwacke"), der in unregelmäßigen Bänken und großen Linsen auftritt. Vergesellschaftet ist er mit gelblichgrauen bis olivgrünen, kieseligen Schiefern. Er geht nach oben in fleckige, graue, flaserige Schiefer mit quarzit- und glimmerreichen Sandsteinlinsen über (JAHNKE & PAUL 1968: 72).

Die Schichten im südlich anschließenden *Gilsa-Becken* bestehen in der Adorf- und Nehden-Stufe aus feinkörnigen, kieseligen Schiefern, die denen des Fischbacher Beckens sehr ähneln. Eingeschaltet sind hier jedoch Grauwackenschüttungen, die von der Hemberg-, nach JAHNKE & PAUL (1968: 73) von der Dasberg- bis zur Wocklum-Stufe reichen. Sie bilden den oberdevonischen Anteil der Urfer Grauwacke. Diese besteht aus teils dickbankigen und feinkonglomeratischen Grauwacken (besonders im tieferen Teil), teils aus dünnbankigen, lebhaft kreuzgeschichteten Grauwackensandsteinen, dickbankigen Grauwackenschiefern und sandigen Schiefern (STOPPEL 1961: 69). An der Grenze Devon/Karbon folgen örtlich schwach karbonatische Kieselschiefer, die den oberdevonischen Anteil der Urfer Grauwacken von dem unterkarbonischen trennen.

Die Schichtenfolge des Gilsa-Beckens setzt sich bis an den S-Rand des Kellerwaldes fort, wo die Grauwacken z. T. jedoch schon in der Adorf- bis Nehden-Stufe auftreten und in der Wocklum-Stufe besonders verbreitet sind. Unterbrochen wird das Gilsa-Becken durch die *Steinhorn-Silberstollen-Schwelle*, einer steilen, stark zerschuppten Sattelstruktur, in der eine nahezu lückenlose Folge vom tiefen Silur bis zur Hemberg-Stufe nachzuweisen ist. Nach STOPPEL (1961: 52, 57) ist die Adorf-Stufe, 15—20 m mächtig, teils in der Fazies von Cephalopoden-Kalken, teils als dünn- bis dickbankige, flaserige Kalke entwickelt. Auch schwarze Kalke vom Kellwasserkalk-Typ finden sich örtlich. Über der Adorf-Stufe folgen Kalke mit zwischengelagerten Tonschiefern, die örtlich bis in die Nehden- oder Hemberg-Stufe reichen.

Dill-Mulde

Die erste moderne, zusammenfassende Beschreibung der Dill-Mulde mit einer geologischen Übersichtskarte lieferte KEGEL (1934). In großen Zügen noch durchaus gültig, ist diese Darstellung in vielen Einzelheiten jedoch revisions- oder ergänzungsbedürftig, da die Entwicklung der Conodonten- und Ostracodenstratigraphie die Neueinstufung mancher Schichtenkomplexe möglich machte. Eine gute Ergänzung ist die Geologische Übersichtskarte der Dill-Mulde 1:100 000 (LIPPERT, s. Taf. 1). Von regionaler Bedeutung für Teile der Dill-Mulde sind die Arbeiten von LIP-

PERT et al. (1970) für die südwestliche Dill-Mulde, sowie von SCHÖNENBERG (1954), STIBANE (1959) und LEUTERITZ (1968) für die nordöstliche Dill-Mulde. Die Beschaffenheit, Genese und Herkunft der jungoberdevonischen Sandsteine beschrieb EINSELE (1963); BUGGISCH et al. (1978) lieferten einen grundsätzlichen Faziesvergleich von Schwellen- und Beckenprofilen mit einem Vergleich der Ostracoden- und Conodonten-Gliederung (Tab. 6) und Erläuterung deren Problematik. In den genannten Veröffentlichungen sind zahlreiche weitere Arbeiten zitiert.

Die faziell und tektonisch unterschiedliche Gestaltung der Dill-Mulde ist im Oberdevon besonders ausgeprägt, im großen läßt sich ein SW- und ein NE-Teil unterscheiden. Die Grenze zwischen beiden verläuft etwa auf der Linie Hirzenhain—Bad Endbach (RABIEN 1979: 27). In beiden Teilen lassen sich wieder grundsätzliche fazielle Unterschiede jeweils auf dem NW- und den SE-Flügel erkennen. Darüber hinaus ist die Dill-Mulde in zahlreiche tektonische Spezialeinheiten untergliedert, von denen jede ihre besonderen faziellen Merkmale aufweist.

Südwestliche Dill-Mulde

Adorf-Stufe

Grenzlager

An der Grenze Mittel-/Oberdevon tritt örtlich ein horizontbeständiges Roteisensteinlager auf ("Grenzlager"). Stratigraphisch umfaßt das Grenzlager einen Bereich vom Oberen Mitteldevon mit *Maenioceras terebratum* bis zur Mittleren Adorf-Stufe mit *Maenioceras cordatum*, weshalb von einer Grenzlagerzone gesprochen wird. In Bezug auf Nachbargesteine liegt das Grenzlager als geschlossener Horizont über Givet-Schalstein und Magmatiten und geht nach oben in einzelne Erzbänke zwischen den Gesteinsfolgen der Dillenburger Schichten über, klingt also nach oben ohne scharfe Grenze aus. Mächtigkeit und Zusammensetzung des Grenzlagers hängen vom Relief des Sedimentationsraumes ab. Es ist an die Flanken von Schwellen aus basaltischen Laven und Vulkaniklastiten gebunden. An großen Schwellen I. Ordnung und kleineren II. Ordnung (KREBS 1960: 78) treten größere Mächtigkeiten auf, in Beckenbereichen finden sich nur Spuren des Lagers als dünne Lagen oder Bestege. Mit abnehmender Mächtigkeit ändert sich das Erz von hochkieseligen, meist mächtigem, massigem Roteisenstein in geringmächtigeren, schichtigen Eisenstein bis zu immer eisenärmerem, karbonatischem Eisenerz mit zunehmendem Gehalt an gleichzeitig sedimentiertem Fremdmaterial. Die Mächtigkeit des (bauwürdigen) Erzes beträgt bis 5 m, im Mittel 1—2 m (LIPPERT et al. 1970: 83 ff.).

Die Entstehung des Erzes wird von FLICK, NESBOR & BEHNISCH (1990) auf diagenetische Mobilisation aus den unterlagernden vulkanischen Abfolgen zurückgeführt.

Das Roteisensteinerz wurde in mehreren Gruben auf den Bl. 5215 Dillenburg und 5216 Oberscheld abgebaut. Der Abbau ist zum Erliegen gekommen.

Becken-(Normal-)Fazies

In der Mittleren und Oberen Adorf-Stufe gewinnen die 5—40 m mächtigen Adorfer Schiefer die weiteste Verbreitung. Es sind vorwiegend graugrüne, untergeordnet auch schwarze und rote, feinge-

schichtete, durch zwischengeschaltete Lagen aus vulkaniklastischem Material oder von organogenem, karbonatischem Detritus hell gebänderte tonige und mergelige, teilweise siltige Schiefer mit eingeschalteten kalkigen und kieseligen Lagen. Durch Verwitterung des in ihnen enthaltenen Schwefelkieses sind sie oft gebleicht. Örtlich können sie auch als milde, alaunschieferartige schwarze Tonschiefer ausgebildet sein. Als Fossilien enthalten sie meist nur Styliolinen, Tentaculiten und Ostracoden. Die Kalksteinlagen führen meist zahlreiche Conodonten (LEUTERITZ 1968: 19, LIPPERT et al. 1970: 80, 132 ff., WIEGEL 1956: 44). In der Oberen Adorf-Stufe (*barrandei-* bis *reichi*-Zone) ist der 1–2 m mächtige Donsbacher Horizont mit zahlreichen großen, auffällig skulptierten Ostracodenleitformen als stratigraphischer Leithorizont eingelagert (RABIEN 1970b: 80, 130). Lokal treten in der höchsten Adorf-Stufe bereits die ersten Rotschiefer auf (RABIEN 1959: 631).

Lokal ausgebildete Einlagerungen in den Dillenburger Schichten und den Adorfer Schiefen sind:

Der *A d o r f e r K a l k*, 3–8 m, einschließlich der tonigen und tuffitischen Einschaltungen 10–15 m mächtig. Er besteht aus rötlichen, grauen und schwarzen, feinkörnigen bis calcilitischen Kalksteinen, z. T. mit flaserigem Gefüge, dünnplattig bis dünnbankig (5–10 cm mächtige Lagen) oder linsig, mit dünnen zwischengeschalteten bräunlichen Tonschieferlagen. Die Kalke selber sind in wechselnder Häufigkeit von feinen braunen oder hellgrauen Tonhäuten durchzogen.

Die *K e l l w a s s e r k a l k - H o r i z o n t e*: dunkelgraue bis schwarze Kalkbänke und -knollen, die in tiefschwarzen, meist kalkigen Tonschiefern eingeschaltet sind. Von geschlossenen Bänken über Kalkknollen und -linsen bis zu mergeligen Schiefen sind alle Übergänge vorhanden. Die Kellwasserkalke sind ausgesprochen fossilreich (BUGGISCH 1972: 17, RABIEN 1970b: 80, 121).

Der *A d o r f - P l a t t e n k a l k*: ein Kalkstein-Horizont in der Mittleren Adorf-Stufe, 5–30 m mächtig, überwiegend aus blaugrauen, feinkörnigen dünnplattigen Kalksteinbänken. Untergeordnet treten Einlagerungen von Tonschiefern, Tuffiten, Hornsteinlagen — als dünne, schnell auskeilende Einlagerungen oder auch als kleine Knollen- und Kalksteinbreccien — auf (RABIEN 1970b: 112).

Der *A d o r f - S a n d s t e i n*, ein geringmächtiger Quarzsandstein, grüngrau, feinkörnig, mit wechselndem Karbonatgehalt, überwiegend dünnbankig (RABIEN 1970b: 80, 127).

Eruptiv-Fazies

Die südwestliche Dill-Mulde — von der ein wesentlicher Teil exemplarisch und ausführlich von LIPPERT, HENTSCHEL & RABIEN (1970) beschrieben wurde — ist während der Adorf-Stufe gekennzeichnet durch meist umgelagerte vulkaniklastische Abfolgen aus metabasaltischen, -trachytischen und -alkalirhyolithischen Vulkaniklasten mit unterschiedlichen Anteilen an Sedimentgesteinspartikeln. Im Wechsel mit den Vulkaniklastiten wurden bunte, z. T. gebänderte Tonschiefer abgelagert. Diese vulkanisch-sedimentären Wechselfolgen werden nach KREBS (1960) und LIPPERT et al. (1970: 86) in der südwestlichen Dill-Mulde "Dillenburger Schichten" genannt. Sie entsprechen den "Buchenauer Schichten" der nordöstlichen Dill-Mulde, die ebenfalls vulkaniklastisches Material führen (KUPFAHL 1990). Zu beachten ist jedoch, daß beide Namen lediglich Faziesbezeichnungen sind, da sowohl Dillenburger als auch Buchenauer Schichten keine stratigraphischen Einheiten darstellen, sondern örtlich unterschiedliche Unter- und Obergrenzen haben. Sie sind jedoch im wesentlichen auf die Untere bis Mittlere Adorf-Stufe begrenzt. Die Dillenburger

Schichten sind in der Unteren und Mittleren Adorf-Stufe der südwestlichen Dill-Mulde die mächtigste (von wenigen Metern auf den Schwellen bis über 200 m in den Beckenbereichen) und am weitesten verbreitete Schichtenfolge (LIPPERT et al. 1970: 78, 89).

Riff-Fazies

Auf vulkanotektonischen Hochschwellen entstand während der Adorf-Stufe der ausgedehnte Riffkomplex von Erdbach—Breitscheid—Langenaubach mit einer geschätzten Gesamtmächtigkeit von über 200 m, von denen über 100 m durch Bohrungen nachgewiesen sind. Beide Komplexe werden zum größten Teil von Iberg-Kalk aufgebaut (KREBS 1966, 1971). Der Iberg-Kalk besteht aus organogenen Riffkalksteinen (Stromatoporen-, Korallen-, Brachiopoden-Kalke) und Riffschutt-kalksteinen, hell- bis dunkelblaugrau, bankig bis massig (RABIEN 1970b: 106). Obwohl er weitgehend aus Organismenresten aufgebaut ist, sind Fossilien im unverwitterten Kalkstein wegen der diagenetischen Verfestigung nicht zu erkennen, welche die Riffe in dichten, oft dolomitischen Kalkstein umgewandelt hat. Im Gegensatz zu den bankungslosen Korallenriff-Kalken des Mitteldevons handelt es sich hier jedoch um leidlich gebankte Stromatoporenrasen-Kalke.

In einem schmalen Streifen S Langenaubach liegt der 15—25 m mächtige H u n n a c k e r - K a l k der Unteren Adorf-Stufe, mit dem die H u n n a c k e r - T u f f i t e vergesellschaftet sind (WIEGEL 1956: 49, 51; RABIEN 1970b: 103, 106). Der Hunnacker-Kalk ist ein Korallenkalkstein, körnig, seltener dicht, dunkelblaugrau bis schwarz, bituminös, wulstig gebankt bis dünnplattig (RABIEN 1970b: 103). Einzelne Bänke sind 10—30 cm dick. Er hat eine ausgeprägte Fossilführung (WIEGEL 1956: 49).

Hunnacker-Tuffite sind stets mit dem Hunnacker-Kalk vergesellschaftet, ohne sich mit diesem zu verzahnen. Sie sind ockerfarben bis gelblichgrau, kalkhaltig, fein- bis mittelkörnig. Graugelbe Tonschiefer können in wechselnder Menge zwischengeschaltet sein. Auffällig ist das Fehlen der für die Adorf-Tuffe so auffälligen roten und grünvioletten Farbtöne (WIEGEL 1956: 51).

Nordöstliche Dill-Mulde

Der während der Adorf-Stufe in der südwestlichen Dill-Mulde intensive Vulkanismus klingt nach NE hin aus. Die Reliefunterschiede waren geringer, so daß die Unterscheidung in vulkanische, Riff- und Becken-Fazies hier weniger ausgeprägt ist. Die Schichten der Adorf-Stufe überlagern konkordant das Mitteldevon und erinnern faziell teilweise noch daran. Das Roteisensteingrenzlager fehlt. Während des gesamten Oberdevons wurde eine relativ eintönige Folge von sandig-siltigen Gesteinen sedimentiert. In der Adorf-Stufe treten noch überwiegend dunkle Gesteine auf, im NW-Teil der nordöstlichen Dill-Mulde meist dunkle bis schwarze, hell gebänderte, tonige, teilweise siltige Schiefer (Bänderschiefer), deren Mächtigkeit von LEUTERITZ (1968: 19) mit ca. 100 m angegeben wird. SE der Linie Mornshausen, Friedensdorf und Buchenau schalten sich daneben dunkle, tuffitische Kalke und helle umgelagerte Vulkaniklastite ein (Buchenauer Schichten), deren tieferer Teil noch in das Mitteldevon gehört (LEUTERITZ 1968: 21, KUPFAHL 1990). Sie sind nach KUPFAHL (1985: 23) am NE-Ende der Dill-Mulde 45—55 m mächtig. Leithorizont der Buchen-

aer Schichten ist die lokal begrenzte *Amönauer Tuffbreccie*, die aus Kalksteinfragmenten und vulkaniklastischem Material besteht. Sie wird bei Amönau 6–8 m mächtig. Neben der Hauptbreccie in der Unteren Adorf-Stufe treten in der höheren Adorf-Stufe lokal noch zwei weitere geringmächtigere Breccien auf (KUPFAHL 1985: 24). Örtlich kommt auch hier der Kellwasserkalk vor. Die in den Buchenauer Schichten eingelagerten Kalke und Tuffe keilen von NE nach SW im Raum NW Herzhausen aus (LEUTERITZ 1968: 30, KUPFAHL 1990).

Höheres Oberdevon

Südwestliche Dill-Mulde

Im höheren Oberdevon sind Cypridinen-Schiefer am weitesten verbreitet. Die Mächtigkeit der reinen Schiefer (ohne Sandsteinzwischenlagen) beträgt 80–120 m.

Bei den Schiefen der Cypridinen-schiefer-Fazies handelt es sich um rote, z. T. auch graugrüne und graue bis dunkelgraue, glimmerreiche, feinschichtige Tonschiefer, deren Schichtung durch die starke Schieferung meist vollständig verwischt ist. Während die Schiefer der Nehden-Stufe generell mehr bräunlich sind, haben die Rotschiefer der Hemberg-Stufe überwiegend hellere, intensivere Rottöne. In der Dasberg-Stufe überwiegen, abgesehen vom äußersten SW, die grüngrauen Farben. Gelbliche und bräunliche Verwitterungsfarben verleihen den Schiefen in Oberflächennähe oft ein gelbgrünes Aussehen. Das Sediment wurde primär rot angeliefert, graue Farben entstanden durch Reduktionsvorgänge bei meist stärkerem Silt- oder Kalkgehalt (EINSELE 1963: 42, KEGEL 1934b: 540, 541, RABIEN 1970b: 148, 170, 187).

Die Schiefer sind teils karbonatfrei (RABIEN 1970b: 148), teils haben sie hohen Karbonatgehalt, der 25–35% des Sediments erreichen kann (EINSELE 1963: 39, 42). Bei hohem Karbonatgehalt gehen die Cypridinen-Schiefer örtlich in Kalkknotenschiefer und rote Flaserkalke (Kramenzelschiefer und -kalke) über (RABIEN 1970b: 170, WIEGEL 1956: 59). Dies trifft besonders für die Schiefer der (höheren) Hemberg-Stufe zu, während die Dasberg–Wocklum-Rotschiefer fast völlig frei von Kalksteinen und -knollen sind (RABIEN 1970b: 187).

Eingeschaltet in den Schiefen sind Sandsteine, die sich in der Nehden-Stufe bis zum Grenzbereich Nehden–Hemberg und in der Dasberg–Wocklum-Schiefer-Sandsteinfolge zu mächtigen geschlossenen Folgen zusammenschließen. Der Nehden-Sandstein ist auf den NW-Rand der südwestlichen Dill-Mulde begrenzt. Er keilt an den ehemaligen Schwellengebieten aus. Innerhalb seiner Verbreitung schwillt seine Mächtigkeit von wenigen Metern im SW auf 50–80 m im NE an. In ähnlicher Weise nimmt auch in der Dasberg- bis Wocklum-Stufe, in denen die Sandsteine ihre größte Verbreitung und Mächtigkeit erreichen, die Mächtigkeit nach NE hin zu. Lediglich der SW bleibt fast vollständig frei von sandigen Ablagerungen, hier geht auch in der Dasberg-Stufe die Sedimentation roter Cypridinen-Schiefer weiter. Die Gesamtmächtigkeit der schieferigen und sandigen Gesteine des höheren Oberdevons können in der Nanzenbacher Mulde 200–300 m erreichen (RABIEN 1970b: 143 ff., 148, 187).

Die mineralogische und chemische Zusammensetzung der oberdevonischen Sandsteine wurde ausführlich und detailliert von EINSELE (1963) beschrieben. Einige wichtige Merkmale bzw. Unterscheidungskriterien der einzelnen Sandsteinhorizonte sind folgende: Die Nehden–Hemberg-Sandsteine sind grüngraue, feinkörnige, glimmerreiche, dickbankige bis massige, strukturarme

Sandsteine mit fehlenden oder nur sehr dünnen tonigen Zwischenmitteln. Weitständige Parallelschichtung ist nur schwach ausgeprägt. Einzelne quarzitisches Partien treten morphologisch als Härtlinge hervor (STIBANE 1959: 327). Im Gegensatz zum Raum Biedenkopf—Buchenau, wo man eine Anzahl Kalkbänke in diesem Horizont antrifft und auch abweichend von den Kalkknotenschiefern der südwestlichen Dill-Mulde, sind karbonatische Einschaltungen in der übrigen nordöstlichen Dill-Mulde in diesen Sandsteinen nur ganz selten zu finden (STIBANE 1959: 329).

Auffallendes Merkmal der Hemberg—Dasberg-Sandsteine ist eine sehr deutliche, kleindimensionale Schrägschichtung der Sand-Silt-Bänke (die Sandfraktion erreicht selten mehr als 20% des Gesamtvolumens, weshalb auch hier besser von tonig-sandigen Siltsteinen gesprochen werden sollte) und das häufige Auftreten von convolute bedding. Sohlmarken sind seltener als in den Nehden-Sandsteinen. Manche dieser Siltsteine haben im Laufe der Diagenese quarzitisches Gefüge bekommen, die meisten sind jedoch durch kalkiges Bindemittel verfestigt (EINSELE 1963: 11—17).

Die Dasberg—Wocklum-Schiefer-Sandsteinfoolge setzt mit dünnplattigen bis dünnbankigen Silt- und Feinsandsteinen ein. Für den höheren Teil sind Einlagerungen oder mehrere Meter (bis über 7 m) mächtige Horizonte von dickbankigen bis massigen Sandsteinen charakteristisch, die gröberkörnig sind als die Basisschichten. Die frische Gesteinsfarbe ist grüngrau, bei Verwitterung treten gelbliche und bräunliche Farbtöne auf. Verhältnismäßig hoher Feldspatgehalt, Glimmerschüppchen und Pflanzenhäcksel verleihen den Sandsteinen ein grauackentartiges Aussehen.

Im oberen Teil der Dasberg—Wocklum-Schiefer-Sandsteinfoolge treten als fazielle Besonderheit konglomeratische Feldspatsandsteine und Grauwacken auf, für die nach HENNINGSEN & RABIEN (1982) Lagen mit Ooiden und einer durch Verwitterung von Bindemittel entstandenen löcherigen Oberfläche typisch sind. Dieser "Lochsandsteinhorizont" bildet einen charakteristischen Leithorizont. Zusammen mit ersten Anzeichen von Riffdetritus in der Umgebung des Riffkomplexes von Langenaubach—Breitscheid weisen sie auf beginnende Bodenunruhe hin. Ansonsten fehlen dem höheren Oberdevon grobklastische Komponenten.

Cephalopoden-Kalke treten im höheren Oberdevon nur an wenigen Stellen bei Bicken, SE Langenaubach und S Eibach auf, wo Schwellen weiter bestehen. Ihre Mächtigkeit beträgt 8—20 m für das gesamte Oberdevon und 4—8 m für die Anteile der Nehden- bis Wocklum-Stufe (RABIEN 1970b: 144, 170).

Während des höheren Oberdevons lebte der Vulkanismus in der südwestlichen Dill-Mulde örtlich noch einmal auf, erlangte aber nicht die Bedeutung wie in der Lahn-Mulde. So konnte KREBS (1960: 233—234) in der Hemberg-Stufe dünne Lagen metabasaltischer Vulkaniklastite nachweisen. Bei Langenaubach wurde in der obersten Dasberg- und in der Wocklum-Stufe der "Bombenschalstein", eine umgelagerte Pillowfragmentbreccie, sedimentiert (RABIEN 1970b: 218 ff.), hier die einzige grobklastische Ablagerung im höheren Oberdevon. Während der gleichen Zeit treten örtlich auch submarine Laven und subeffusive Lagergänge auf (Oberdevon-Phase).

NW- und SE-Flügel der südwestlichen Dill-Mulde zeigen ausgeprägte Unterschiede im tektonischen Bau. Auf dem NW-Flügel herrscht Faltenbau vor, auf dem SE-Flügel Schuppenbau. In den südöstlichsten Schuppen (Uckersdorfer und Schelder Schuppe) streichen nur noch Schichten der Dasberg- und Wocklum-Stufe zutage aus (RABIEN 1970b: 147), so daß über fazielle Unterschiede zwischen dem NW- und SE-Flügel in der Adorf- bis Hemberg-Stufe keine Aussagen möglich sind. Als auffälliges Merkmal ist festzuhalten, daß der Nehden-Sandstein von NW nach SE an den ehemaligen Schwellenregionen auskeilt (RABIEN 1970b: 144).

Nordöstliche Dill-Mulde

Im höheren Oberdevon prägen helle Sandsteine, graugrüne und rote Schiefer das Bild in der nordöstlichen Dill-Mulde. Von der Nehden-Stufe ab bildeten sich einige Becken, die von Hebungachsen quer zum Streichen getrennt werden. Auf diesen Schwellen blieb das Oberdevon überwiegend sandig, während in den Becken mächtigere Rotschiefer zwischengeschaltet sind. Nach SCHÖNENBERG & GIESE (1956: 602) ergibt sich eine Gliederung in Schwellen und Becken von NE nach SW: Leiseberg-Becken—Buchenauer Schwelle—Friedensdorfer Becken—Holzhausener Schwelle—Bottenhorner Becken—Hartenroder Schwelle—Eisemröther Becken (bereits zur südwestlichen Dill-Mulde gehörig). EINSELE (1963: 37) betont jedoch, daß es sich bei diesen herzynisch streichenden Querschwellen nicht um echte Schwellen im Sinne morphologischer Aufragungen des Meeresbodens handele, sondern um Zonen verschieden rascher Absenkung, in denen aber die daraus resultierenden Reliefunterschiede durch die Sedimentation fast völlig ausgeglichen wurden. Wie auch in der südwestlichen Dill-Mulde tritt im oberen Teil der Nehden-Stufe eine weit verbreitete, mächtigere Folge von Sandsteinen auf. Schüttungen klastischen Materials erfolgten außerdem episodisch während der gesamten Zeit des höheren Oberdevons mit unterschiedlichen Mächtigkeiten und Korngrößen. LEUTERITZ (1968: 47) betont, daß die in verschiedenen Niveaus des höheren Oberdevons auftretenden Rotschiefer-Horizonte meist nur auf kurze Entfernung zu verfolgen sind und seitlich entweder in graugrüne Schiefer oder Sandsteine übergehen. Wie in der Adorf-Stufe lassen sich in der nordöstlichen Dill-Mulde nach LEUTERITZ (1968: 32, 48, 60, 63, 151) im höheren Oberdevon zwei unterschiedliche Sedimentationsbereiche unterscheiden: Ab der Oberen Nehden-Stufe werden nur noch im NW helle Sandsteine, graugrüne Schiefer und Rotschiefer abgelagert. Im SE treten von der Oberen Nehden-Stufe (südlich der Lahn) bzw. von der Dasberg-Stufe (nördlich der Lahn) ab Grauwacken, Kieselschiefer und Kalke auf, die Flyschcharakter haben und nach LEUTERITZ der "jüngeren Urfer Grauwacke" der Hörre-Fazies vergleichbar sind. In einer Zone, die vom Streichenberg im SW zum Bollenberg im NE verläuft, verzahnen sich Dillmulden- und Hörre-Fazies in der nordöstlichen Dill-Mulde. Die Hörre-Fazies reicht hier also von SE her bis in die Dill-Mulde. Die Bickener Schwelle, die im SW Dill-Mulde und Hörre trennt, ist am SE-Rand der nordöstlichen Dill-Mulde nicht mehr nachzuweisen (Taf. 1).

Hörre

Neuere zusammenfassende Darstellungen lieferten BENDER (1978, 1989), BENDER & HOMRIGHAUSEN (1979) und HOMRIGHAUSEN (1979), der die Petrographie der oberdevonischen und unterkarbonischen Hörre-Grauwacken ausführlich vergleichend beschrieben und daraus ein Sedimentations- und paläogeographisches Modell abgeleitet hat. Das Hörregebiet wird während des Devons und Unterkarbons als rinnenförmiger Sedimentationstrog angesehen mit anderer fazieller Ausbildung als die benachbarten Tröge der heutigen Dill- und Lahn-Mulde.

Das aus gebänderten Schiefeln aufgebaute unterste Oberdevon (Adorf-Stufe) entspricht faziell noch der Schichtenausbildung der Becken-(Normal-)Fazies der Nachbargebiete. Von der Nehden-Stufe an beginnt in der Hörre eine im Vergleich zur benachbarten Dill- und zur Lahn-Mulde selbständige litho- und biofazielle Entwicklung: Vulkanite — in der Dill- und Lahn-Mulde häufig — sind in der Hörre selten. Als besonders auffällige Gesteine treten Grauwacken, Quarzite, kieselige

Schiefer und klastische Kalksteine auf. Fossilien sind in der Hörre-Fazies sehr selten, abgesehen von Conodonten und Pflanzenresten. Insbesondere fehlen hier die sonst häufigen Ostracoden. Spurenfossilien, vor allem vom *Nereites*-Typ, sind dagegen relativ häufig. Die Fazies hat demnach einen stark flyschartigen Charakter.

Nach HOMRIGHAUSEN (1979) handelt es sich bei den oberdevonischen Grauwacken der Hörre um Gesteine hoher kompositioneller und struktureller Reife. Sie unterscheiden sich von den unterkarbonischen, die den übrigen unterkarbonischen Grauwacken des Rheinischen Schiefergebirges gleichen. Der Hörre-Trog verlor demnach im Unterkarbon seinen Charakter als eigenständiger Faziesraum.

Von den benachbarten Sedimentationströgen wurde die Hörre durch zwei vorwiegend vulkanogene Schwellenzüge getrennt. Im NW begrenzt die Bickener Schwelle die Hörre gegen die Dill-Mulde, im SE bildet die südliche Hörre-Randschwelle (GOLDMANN 1968) die Grenze zur Lahn-Mulde. Auf den Schwellen ist jeweils eine Übergangsfazies zur benachbarten Entwicklung ausgebildet, die zwischen Dill-Mulde und Hörre (LEUTERITZ 1968) sowie im nordöstlichen Gebiet zwischen Lahn-Mulde und Hörre, d. h. NW der Linie Rodheim-Bieber—Niederwalgern ("Hess. Schieferserie") besondere Verbreitung besitzt (BENDER 1978, Abb. 3–5). Diese faziellen Übergänge sind ein wichtiges Argument gegen die von einigen Autoren angenommene Entstehung der Hörre durch Deckenschub (s. Kap. Tektonik).

Die Gesteinsfolge der Hörre wurde von BENDER & HOMRIGHAUSEN (1979) lithostratigraphisch in Ulmbach- und Weitershausen-Schichten (Formation) gegliedert (Tab. 14, Abb. 28).

Ulmbach-Formation

Die Ulmbach-Formation reicht von der Unteren Nehden- bis in die Obere Hemberg-Stufe. Sie besteht aus einer Wechselfolge von Grauwacken und Tonschiefern, denen im unteren Teil Sandstein- und Vulkanitlinsen eingeschaltet sind. Außerdem treten Lagen von Silt- und detritischen Kalksteinen auf. Die Grauwacken sind fein- bis mittelkörnig und feldspatarm. Sie enthalten vorwiegend Bruchstücke metamorpher Gesteine, die in der mineralogischen Zusammensetzung und dem Metamorphosegrad den Gesteinen des "Vordevons" im südlichen Taunus entsprechen (HOMRIGHAUSEN 1979: 71). Daneben tritt auch ein beachtlicher Anteil von Gesteinsbruchstücken aus nichtmetamorphen Sedimenten auf. Nach NE, mit zunehmender Entfernung des Ablagerungsraumes vom Liefergebiet, gehen die Grauwacken in Quarzsandsteine über. Gleichzeitig verliert das auf turbiditische Transport- und Ablagerungsbedingungen hinweisende Sedimentationsgefüge an Bedeutung (HOMRIGHAUSEN 1979: 46).

Die Mächtigkeit der Ulmbach-Formation beträgt max. etwa 350 m und nimmt nach NE hin ab (BENDER & HOMRIGHAUSEN 1979: 258).

Weitershausen-Formation

Die Weitershausen-Formation reicht von der Oberen Hemberg- bis zur höheren Wocklum-Stufe. Sie besteht aus einer Wechselfolge von Kalksteinen, mergeligen Tonschiefern und kieseligen Schiefern. Auffälligstes Gestein sind mittel- bis dunkelgraue, im Zentimeter- bis Dezimeterbereich

Tab. 14. Stratigraphische Tabelle des Oberdevons und Unterkarbons der Hörre-Zone und ihrer Nachbargebiete (nach BENDER 1989)

Stratigraphie		Wildstein-Schuppe	Hörre	Kehna, Lohra	Erda, Lemptal
Unterkarbon	<i>Goniatites</i> -Stufe	Kammquarzit	Elnhausen-Formation	Grauwacke von Kehna	Kulm-Grauwacke Kulm-Tonschiefer
	<i>Pericyclus</i> -Stufe		Bischoffen-Formation		Geröll-Horizonte sandige Schiefer
		Kieselschiefer	Gladenbach-Formation	Kieselschiefer Liegende Alaunschiefer	Geröll-Horizonte Liegende Alaunschiefer
	<i>Gattendorfia</i> -Stufe	Endbach-Formation			Tonschiefer
Oberdevon	Wocklum-Dasberg-Hemberg-Stufe	Kieselige Schiefer	Weitershausen-Formation	Weitershausen-Formation	?
	Nehden-Stufe	Tonschiefer	Lohra-Formation	Lohra-Formation	
		Adorf-Stufe	Rotschiefer	Ulmbach-Formation	Flaserkalk
			Kieselige Schiefer	Bänderschiefer	Bänderschiefer
		Bänderschiefer			
Mitteldevon		Tonschiefer			

gebantke, fein- bis grobkörnige detritische Kalksteine, die z. T. turbiditische Merkmale zeigen. Die grünlichen und grauen Schiefer sind im Millimeter-Bereich gebändert. Lokal führt auch die Weitershausen-Formation Grauwacken, die allerdings kaum noch Gesteinsbruchstücke enthalten. Die Mächtigkeit beträgt max. 40 m (HOMRIGHAUSEN 1979: 10).

Lahn-Mulde

Seit der zusammenfassenden Beschreibung von KEGEL (1922) liegen neuere Bearbeitungen von verschiedenen Teilen der Lahn-Mulde vor (PAULY 1958, REQUADT 1990, W-Rand der Lahn-Mulde; KEGLER 1967, REQUADT 1975, westliche Lahn-Mulde; GOLDMANN 1967, 1968, NW-Rand der Lahn-Mulde; STIBANE 1963, nordöstliche Lahn-Mulde; RIETSCHEL 1966, mittlere Lahn-Mulde; HENNINGSEN & QUADE 1962 sowie WERDING 1964, 1967, östliche Lahn-Mulde).

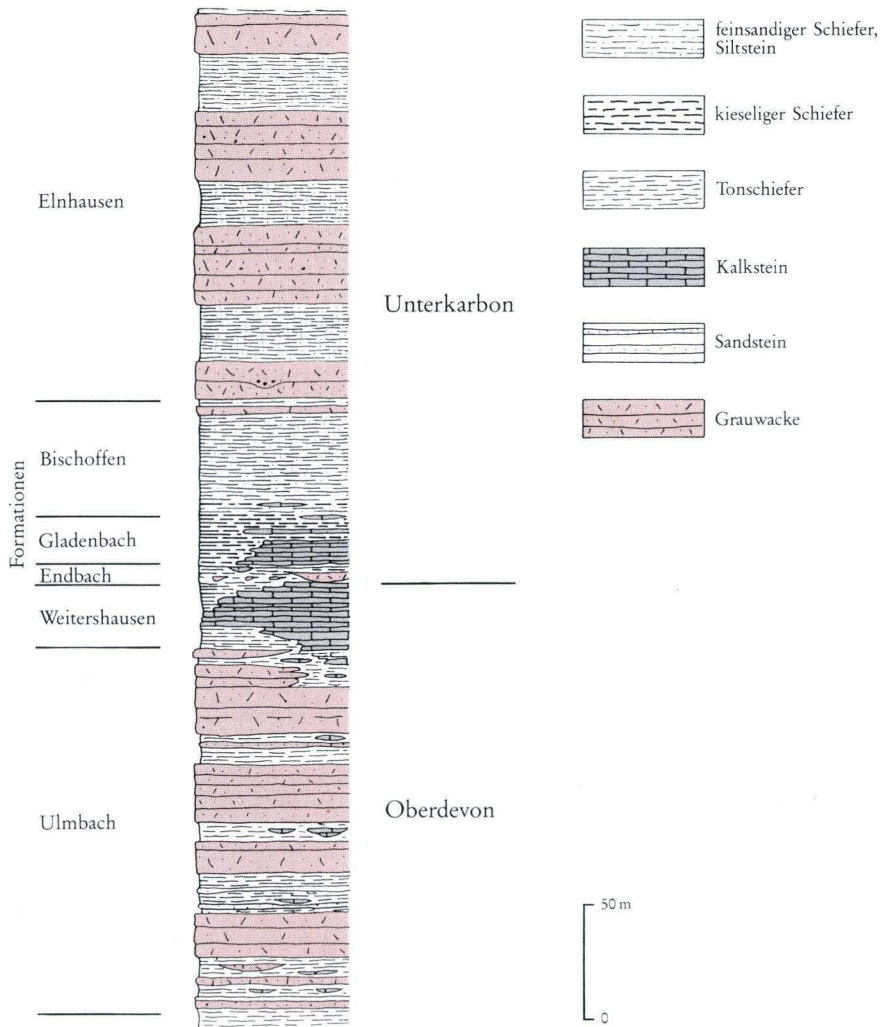


Abb. 28. Schematisches Profil der Schichtenfolge der Hörre
(nach BENDER 1989).

Das Oberdevon der Lahn-Mulde zeigt im Prinzip die gleiche Gliederung in vulkanische, Riff-, Schwellen- und Becken-Fazies wie das der Dill-Mulde. Die Schwellengebiete sind im Streichen oder auch quer dazu angeordnet (GOLDMANN 1967b).

Eine Besonderheit der östlichen Lahn-Mulde stellt die Gießener Grauwacke dar (s. S. 175), von der Teile in das Oberdevon gestellt werden.

Adorf-Stufe Eruptiv-Fazies

GOLDMANN & KEGLER (1968) lieferten eine zusammenfassende Beschreibung der oberdevonischen Vulkanite der Lahn-Mulde. Während die vulkanische Tätigkeit vom doI(β)/ γ bis zum doI δ und im do VI vergleichsweise gering war, lag ein Fördermaximum vom do III bis do V. Am Greifenstein bei Limburg sowie bei Werdorf—Berghausen hält der Vulkanismus auch im Hohen Oberdevon an und zeigt besonders in der Wocklum-Stufe noch einmal ausgeprägte Förderphasen. Zur Petrographie der Vulkanite s. S. 188 ff.

Im Zusammenhang mit dem oberdevonischen Vulkanismus kommen örtlich noch einmal geringmächtige Roteisensteinlager zur Ausbildung (RIETSCHEL 1966). Einzelheiten hierzu sind im Abschn. Adorf-Stufe, südwestliche Dill-Mulde, ausgeführt. Abweichend von den Verhältnissen in der Dill-Mulde, wo das Roteisensteinlager stets über dem Schalstein folgt, treten in der Lahn-Mulde auch Erzhorizonte bereits innerhalb des Schalsteins auf (sog. Schalsteinlager).

Tuffitserie

Wo das Oberdevon von mitteldevonischem Schalstein unterlagert wird, bildet das Roteisensteingrenzlager eine scharfe lithologische Grenze. An anderen Stellen entwickeln sich die Schichten des Oberdevons ohne scharfe Grenze aus denen des Mitteldevons. Verbreitet treten im SW- und N-Teil der Lahn-Mulde zu Beginn des Oberdevons vulkanogene Gesteine auf (Tuffitserie), die aus teilweise gut geschichteten, meist heterogen zusammengesetzten Vulkaniklastiten bestehen und früher häufig als Grauwacken angesprochen wurden. Die vulkanische Tätigkeit reichte meist bis in die Untere Adorf-Stufe (doI, α), in der Weilburger Mulde und der westlichen Braunfels—Wetzlarer Oberdevonmulde bis in das (β) γ (RIETSCHEL 1966, HENNINGSEN & QUADE 1962). In der Hessischen Schieferserie, der östlichen Braunfels—Wetzlarer Oberdevonmulde, der Bonbadener Mulde, dem Gebiet der Südlichen Rand-Fazies sowie den Mulden bei Usingen ist dieser tiefoberdevonische Vulkanismus nicht nachgewiesen. Die Gesteinsfolge der Tuffitserie entspricht den "Dillenburger" bzw. "Buchenauer Schichten" der Dill-Mulde.

Riff-Fazies

Ein stark generalisiertes Schema der Faziesverteilung gibt Taf. 8. Sie zeigt, daß auf den mitteldevonischen Massenkalkschwelen in der Adorf-Stufe Riffkalke und Plattenkalke vorherrschen. Bei stärkerer Absenkung der Riffe werden die Massenkalke von mehreren Metern tonigen Sedimenten überdeckt, die heute meist stark verwittert und zersetzt sind und dann als Bunte Letten angesprochen werden.

Im Verbreitungsgebiet mitteldevonischer Kalksteinriffe ging das Riffwachstum z. T. bis in die Untere und Mittlere Adorf-Stufe weiter. Im Steedener Riff hielt das Riffwachstum sogar während des gesamten Oberdevons bis in das Unterkarbon (β) γ an, gelegentlich allerdings unterbrochen durch tonige Sedimentation. Die gesamte oberdevonische bis unterkarbonische Folge ist hier nur etwa 10 m mächtig (HENNINGSEN 1965).

Oberdevonischer Riffkalk (Iberg-Kalk) ist hauptsächlich am W-, N- und E-Rand der Lahn-Mulde verbreitet, während er in der zentralen Lahn-Mulde (Weilburger Mulde) und am S-Rand fehlt. Im Grenzbereich zwischen dem N-Rand der Lahn-Mulde und dem im Oberdevon stärker absinkenden Hörre-Trog bildete sich die südliche Hörre-Randschwelle heraus, auf der während der Adorfzeit geringmächtige Riff-, Bank- und Cephalopoden-Kalke abgelagert wurden, die sich in einem schmalen Zug von Obershausen über Ulm bis weit nach NE über Katzenfurt hinaus verfolgen lassen. Örtliche Aufarbeitungshorizonte zeigen an, daß dieser Bereich zeitweilig über die Wasseroberfläche herausgehoben war (GOLDMANN 1967a,b, 1968).

Auf Bl. 5518 Butzbach bilden die Adorf-Vorkommen in fazieller und regionaler Hinsicht ein Bindeglied zwischen der Usinger Mulde und der eigentlichen Lahn-Mulde. WERDING (1964) fand hier dickbankigen, hellgrauen, dichten detritischen Kalkstein (Riffdetritus) des $doI\alpha$ und $doI(\beta)\gamma$.

Platten- und Flaserkalke

Dort, wo als Unterlage des Oberdevons der mitteldevonische Schalstein — und mit ihm das Grenzlager — fehlt, setzt mit der Adorf-Stufe eine tonig-kalkige Sedimentation ein. Es handelt sich um dünnplattige bis gebankte graue bis rötliche Platten- und Flaserkalke (*Intumescens*-Kalke), die Mächtigkeiten von 5—10 m, selten mehr erreichen. Sie setzen z. T. unmittelbar im tieferen $doI\alpha$ ein, an anderen Stellen über Iberg-Kalk im höheren $doI\alpha$ wie z. B. am E-Rand der Lahn-Mulde (HENNINGSEN & QUADE 1962) oder am N-Rand der Weilburger Mulde, während sie in der südlichen Weilburger Mulde erst ab $doI(\beta)\gamma$ auftreten (RIETSCHEL 1966). Örtlich (in der Braunfels—Wetzlarer Oberdevonmulde) werden sie auch "Braunfelser Kalk" (AHLBURG 1918a: 42) genannt.

Becken-(Normal)-Fazies

Kalkbänderschiefer

In den flachen Becken zwischen den Schwellengebieten gehen die Platten- und Flaserkalke in grau-grüne bis graue Mergelkalksteine und kalkige Tonschiefer (Mergelschiefer) mit Lagen und Bänken reineren Kalksteins über. Sie sind besonders in der mittleren bis oberen Adorf-Stufe verbreitet. Ihre Mächtigkeit wechselt stark und kann örtlich über 300 m betragen. Mit zunehmender Annäherung an den E-Teil der Lahn-Mulde wird ihr Anteil geringer. Dort wird der Iberg-Kalk von Flaserkalken der obersten Adorf-Stufe überlagert, über denen bereits Rotschiefer folgen (HENNINGSEN & QUADE 1962). Eingelagerte dezimeterstarke Pakete von schwarzem Tonschiefer deuten den Übergang zu Schwarzschiefern an, die besonders am S-Rand der Lahn-Mulde verbreitet sind. Eine dezimetermächtige Lage von rußschwarzem Tonschiefer und Kalkstein wird von RIETSCHEL (1966) in der nördlichen Weilburger Mulde als Äquivalent des Oberen Kellwasserkalkes ($doI\delta$) angesehen.

Tonschiefer, Kieselschiefer und Rotschiefer

In den Beckenbereichen werden dunkle, kalkreiche, z. T. pyritreiche und gebänderte Tonschiefer und Schwarzschiefer abgelagert, die sich z. T. von denen des Mitteldevons nicht unterscheiden. Sie

setzen örtlich, z. B. in der Umgebung von Kirschhofen, bereits in der tieferen Adorf-Stufe ein und gehen zum Hangenden oft in Rotschiefer (Cypridinen-Schiefer) über. In die Tonschiefer eingeschaltet sind dunkle Kieselschiefer, die besonders in der östlichen Braunfels—Wetzlarer Oberdevonmulde vom $do I(\beta)/\gamma$ ab in größerer Mächtigkeit und geschlossenen Folgen auftreten (HENNINGSEN & QUADE 1962). HENNINGSEN (in WEYL 1967) deutet diese Kieselschiefer als Ablagerungen in der Nähe der Riffe, wahrscheinlich in Buchten mit extrem ruhigen Wasserverhältnissen. GOLDMANN (1967a) sowie HENNINGSEN & QUADE (1962) beschreiben aus der mittleren Adorf-Stufe bzw. im $do I \alpha$ bis $(\beta)/\gamma$ einen unteren Rotschieferhorizont, der petrographisch nicht von den jüngeren Rotschiefern zu unterscheiden ist. Schiefer, die nach oben hin milder werden und gelblich-braun gefärbt sind, vertreten auf Bl. 5518 Butzbach das $do I \delta$. Eingeschaltet sind feinkörnige, unreine Sandsteine und graue Knollenkalke (WERDING 1964).

Sandstein

Grobklastische Einschaltungen (Sandsteine und Grauwacken) fehlen in der Adorf-Stufe der westlichen und mittleren Lahn-Mulde weitgehend. PAULY (1958) erwähnt lokale Sandsteinvorkommen; HENNINGSEN & QUADE (1962) erwähnen ein lokales Vorkommen von Grauwacke bei Oberndorf. Im Gebiet zwischen Leun und Merenberg sind in die Schiefer der Unteren Adorf-Stufe tuffitische Sandsteine und Grauwacken bzw. Konglomerate eingeschaltet, z. T. mit sehr groben Geröllen von Gesteinen aus der unmittelbaren Nachbarschaft. Diese Serie kann bis über 100 m mächtig werden (GOLDMANN 1967a). Nach HENNINGSEN (1966) sind den Bänderschiefern der Mittleren Adorf-Stufe am E-Rand des Rheinischen Schiefergebirges, bei Wißmar und Salzböden, Schalsteine und Grauwacken zwischengeschaltet, die als Vorläufer der Kulm-Grauwacken aufgefaßt werden können.

Im Krofdorfer Forst sind in den Krofdorfer Schichten der "Gießener Grauwacke" Sandsteine und Grauwacken der Adorf-/Nehden-Stufe nachgewiesen (DÖRR 1990). Es handelt sich um fein- bis mittelkörnige Quarzacken und lithische Grauwacken, die als distale Turbidite angesehen werden im Gegensatz zu den proximalen, grobkörnigen bis feinkonglomeratischen unterkarbonischen Grauwacken der Gießener Grauwacke (DÖRR 1990).

Nehden-Stufe

In der Nehden-Stufe beginnt fast überall die Sedimentation der Cypridinen-Schiefer. Sie können als die Normal-Fazies der Nehden-Stufe betrachtet werden und sind in den Beckenteilen des Ablagerungsraumes verbreitet, wo sie mehrere hundert Meter mächtig werden können.

Die Cypridinen-Schiefer haben in der Nehden-Stufe ihre Hauptverbreitung, treten jedoch mit unterschiedlicher stratigraphischer Reichweite auf. So sind z. B. in der westlichen Lahn-Mulde Nehden- und Hemberg-Stufe in der Fazies der Cypridinen-Schiefer ausgebildet (PAULY 1958, KEGLER 1967), die auch in der Weilburger Mulde bis in die Hemberg-Stufe reicht (RIETSCHEL 1966). In der nördlichen Lahn-Mulde setzt die Rotschiefer-Fazies auf den Querswellen bereits etwa in der mittleren Adorf-Stufe ein, erreicht die Becken in der hohen Adorf-Stufe und greift in der Folgezeit auf die südliche Hörre-Randschwelle über. In den Becken reicht die Rotsedimen-

tation bis in das do VI (GOLDMANN 1967a,b). Auch bei Werdorf—Berghausen (Bl. 5416 Braunfels) sind Rotschiefer bereits im höheren Adorf nachgewiesen (STIBANE 1963). In der westlichen Braunfels—Wetzlarer Mulde reichen die Rotschiefer vom do II β bis zum do IV. Möglicherweise besteht hier eine Sedimentationslücke, die den höchsten Teil des do I δ , mindestens aber das gesamte do II α und das untere do II β umfaßt (HENNINGSEN & QUADE 1962).

In den Schwellenbereichen, d. h. über Massenkalk- und Schalsteinvorkommen, werden die Cypridinen-Schiefer geringmächtiger und enthalten kleine graue oder rötliche Kalkknötchen (Kalkknotenschiefer, Kramenzelkalk). Die Kalkknotenschiefer sind an keinen bestimmten Horizont gebunden. In der Weilburger Mulde treten sie vorwiegend in den höheren Profiltteilen auf (RIETSCHER 1966). Cypridinen-Schiefer mit höherem Kalkgehalt sind besonders häufig in der Weilburger Mulde sowie auf der südlichen Hörre-Randschwelle verbreitet (GOLDMANN 1967b). Seltener sind sie in der östlichen Lahnggend zu finden, wo sie aber z. B. in der Nachbarschaft des Iberg-Kalkes im Biebertal (BENDER), S Berghausen (Bl. 5416 Braunfels, STIBANE 1963) sowie kleinräumig in der westlichen Braunfels—Wetzlarer Mulde (HENNINGSEN & QUADE 1962) nachgewiesen sind. Örtlich gehen die Kalkknotenschiefer in bunte flaserige Kalksteine (Cephalopoden-Kalke) oder Plattenkalke über.

In den tiefsten Teilen des Ablagerungsraumes kamen dunkelgraue und schwarze schiefrige Sedimente zur Ablagerung. So besteht die Nehden-Stufe ganz im SW der Weilburger Mulde, S Kirschhofen, aus schwarzen Tonschiefern als extreme Ausbildung der Becken-Fazies, die nach oben in schwarze bis graue Kalkknotenschiefer übergehen, die auch noch Teile der Hemberg-Stufe umfassen. Sie liegen in enger räumlicher Nachbarschaft zur Fazies der Gaudernbacher Schichten. Auch im übrigen S-Teil der Weilburger Mulde finden sich in der Nehden-Stufe neben kleinen Kalksteinlinsen selten Schwarzschieferbänder (RIETSCHER 1966). In der östlichen Braunfels—Wetzlarer Mulde reichen die Bandschiefer der Adorf-Stufe z. T. bis in das do II. Im höheren do II β treten auch hier Kieselschiefer auf (HENNINGSEN & QUADE 1962).

Hemberg, Dasberg- und Wocklum-Stufe

In der Hemberg-Stufe, besonders aber in der Dasberg- und Wocklum-Stufe nimmt die Mächtigkeit der Sedimente ab, örtlich wird die Überlieferung durch Schichtenausfall oder spätere Abtragung lückenhaft [HENNINGSEN (in WEYL 1967), PAULY 1958, WERDING 1964]. Während der Hembergzeit war der im gesamten höheren Oberdevon anhaltende Vulkanismus an vielen Stellen besonders ausgeprägt. In den Bereichen der vulkanischen Tätigkeit schwellen die Gesamtmächtigkeiten erheblich an, bleiben aber insgesamt unter denen der mitteldevonischen bis jungoberdevonischen Vulkanite. Oft sind die Sedimente des höheren Oberdevons nur als Zwickelfüllungen oder kleine Schollen in den Vulkaniten nachgewiesen.

In der Weilburger Mulde findet sich im N-Teil eine fast reine Abfolge von Sedimentgesteinen. Im S-Teil sind z. T. Vulkanite größerer Mächtigkeit von Nehden- bis Hembergalter zwischengeschaltet, so daß in der Weilburger Mulde ein nördliches und ein südliches Faziesgebiet zu unterscheiden ist, deren Faziesübergang SW Weilburg liegt. Die Rotsedimentation (Cypridinenschiefer-Fazies) reicht mit Kalkknotenschiefern, örtlich mit Paketen reinerer Tonschiefer (besonders in der mittleren Weilburger Mulde) bis weit in die Hemberg-Stufe (RIETSCHER 1966), an ihrem N-Rand bis in die Wocklum-Stufe (GOLDMANN 1967a). Hier taucht während des hohen Oberdevons die südliche

Hörre-Randschwelle langsam unter und verliert ihre paläogeographische Bedeutung. Im höheren Teil der Hemberg-Stufe gehen im N-Teil der Weilburger Mulde die Rotsedimente in tonreiche Nieren- und Flaserkalksteine über, die von grünen, grauen und schwarzen Tonschiefern abgelöst werden. Im südlichen Faziesgebiet treten in den Kalkknotenschiefer- und Tonschieferabfolgen in größerem Umfang Pillowlaven, Pillowbreccien, Pillowfragmentbreccien, Hyaloklastite und stärker umgelagertes vulkaniklastisches Material auf. Flaser- und Plattenkalke sind hier nicht selten, so daß in der südlichen Weilburger Mulde die Sedimentation insgesamt stärker kalkbetont ist als in der nördlichen.

Auch im Raum Werdorf—Berghausen ist das höhere Oberdevon von vergleichbaren Vulkaniten geprägt, denen Rotschiefer zwischengeschaltet sind, die mit Annäherung an die Vulkanite in graue und schwarze Schiefer übergehen. Eine Reihe von Kalkbänken in den vulkaniklastischen Abfolgen spiegeln hier letztmalig givetische Schwellenstrukturen wider.

In der Dasberg- und Wocklum-Stufe wird die Überlieferung immer lückenhafter. Die Sedimentmächtigkeiten bleiben gering und liegen meist bei 10—15 m oder darunter. Nur in Gebieten anhaltender vulkanischer Tätigkeit werden größere Mächtigkeiten erreicht. Lithologisch sind sich die Schichten der Dasberg- und Wocklum-Stufe sehr ähnlich und meist nicht zu trennen. Sie bestehen aus teils reinen, teils schluffig-sandigen Tonschiefern, die örtlich noch rotgefärbt, aber spätestens ab der oberen Wocklum-Stufe grünlich, dunkelgrau und schließlich schwarz sind. Dort, wo eine lückenlose Abfolge ausgebildet ist, leiten sie allmählich zu den unterkarbonischen Schiefern mit "*Posidonia*" *venusta* über. Diese graue bis schwarze Tonschieferfolge an der Wende Oberdevon/Unterkarbon entspricht den Hangenberg-Schiefern. Im südlichen Faziesbereich der Weilburger Mulde sind die Sedimente, wie in der Hemberg-Stufe, stärker kalkig. Neben sandigen und reinen Tonschiefern sowie sandigen Tuffiten bilden tonige Kalksteine von zusammen kaum 10 m Mächtigkeit das do V und do VI (RIETSCHER 1966). Stärker kalkige Ausbildung mit Flaser- und Knollenkalken neben Tonschiefern und Kalkknotenschiefern beschreibt auch KEGLER (1967) aus den westlich und nordwestlich an die Weilburger Mulde anschließenden Gebieten. In der Braunfels—Wetzlarer Mulde sind Schichten ab der Dasberg-Stufe nicht nachgewiesen (HENNINGSEN & QUADE 1962). Auf der südlichen Hörre-Randschwelle bilden Kalksteine dünne Sedimentlagen zwischen den einzelnen Deckenergüssen oder treten als Zwickelfüllungen in den Pillowlaven auf. Dieser Kalk bildet die letzte Andeutung einer Schwellenfazies (GOLDMANN 1967a: 21).

Allgemeingültige Mächtigkeitsangaben sind bei den stark wechselnden Faziesverhältnissen schwer zu treffen.

Örtlich können in einzelnen Abfolgen mehrere hundert Meter vulkanischer Gesteine eingeschaltet sein, wodurch die Gesamtmächtigkeit erheblich anschwellen kann.

Usinger und Hochweiseler Mulde

In der Usinger Mulde sind die oberdevonischen Ablagerungen ca. 50 m mächtig, in der Hochweiseler Mulde (beide am S-Rand des Lahn-Troges) gibt RIETSCHER (1966) ca. 60 m für die hohe Adorf- bis hohe Nehden-Stufe und 4—5 m für die höhere Nehden- bis Untere Hemberg-Stufe an.

Fazies der Gaudernbacher Schichten (Unterdevon—Karbon)

AHLBURG (1918b) faßte erstmalig einen Gesteinszug, der aus dunklen Tonschiefern mit Einlagerungen von Kieselschiefern, Kalksteinen, Sandsteinen und Quarzit besteht, unter dem Namen Gaudernbacher Schichten zusammen. In der geologischen Übersichtskarte der Lahn-Mulde (AHLBURG in KEGEL 1922) bezeichnete er diesen Gesteinszug, zusammen mit der streichenden Fortsetzung auf den Bl. 5514 Hadamar und 5614 Limburg a. d. Lahn, als "Oberdevon der Nördlichen Randzone". Nachdem bereits MICHELS (1926b) und DILLMANN (1952) nachgewiesen hatten, daß in diesen Schichten mehrere Stufen des Devons und des Unterkarbons enthalten sind, konnte KEGLER (1967: 36—50) die stratigraphische und fazielle Entwicklung der Gaudernbacher Schichten weiter klären.

Sie bilden eine besondere Fazies innerhalb der Lahn-Mulde, die im Gaudernbacher Spezialtrogs zwischen der Limburg—Hadamarer Schwellen-Fazies im N und der Holzheim—Runkeler Schwellen-Fazies im S abgelagert worden ist.

Die gesonderte Entwicklung des Gaudernbacher Spezialtroges begann mit der Wende Eifel/Givet und dauerte bis ins hohe Oberdevon an. Die Fazies der Gaudernbacher Schichten ist durch eine stark sandige Sedimentation und durch das Fehlen von Vulkaniten, Riffkalken, Cephalopoden-Kalken und Rotsedimenten gekennzeichnet. Im do VI und cd I entspricht die Faziesentwicklung des Gaudernbacher Troges der der übrigen Lahn-Mulde.

Unterdevon

Gesteine des Unterdevons sind durch rauhe, dunkle, z. T. etwas kieselige Tonschiefer des Oberems vertreten.

Mitteldevon

An mitteldevonischen Gesteinen wurden bisher nur Schichten der Eifel-Stufe am östlichen Blatt- rand von Bl. 5514 Hadamar nachgewiesen (MICHELS 1926b: 239). Es handelt sich um dunkle, etwas weniger sandige Schiefer als die der Ems-Stufe. Die lithofazielle Ähnlichkeit der beiden stratigraphischen Einheiten ist groß. Schichten des Oberen Mitteldevons wurden in den Gaudernbacher Schichten bisher nicht nachgewiesen, doch nimmt KEGLER (1967: 39) aufgrund der lithologischen Einheit der Gaudernbacher Schichten und nach regionalem Vergleich an, daß mit Schichtlücken im Givet nicht gerechnet werden muß.

Oberdevon

Der weitaus größte Teil der Gaudernbacher Schichten hat oberdevonisches Alter. Es handelt sich überwiegend um ähnliche Gesteine wie im Unter- und Mitteldevon: dunkle, meist ruschelige, tektonisch stark beanspruchte Tonschiefer mit hohem Pyritgehalt. Eingeschaltet sind kieselige Partien mit vereinzelt eingestreuten Kieseligallen bis zu dichten Lyditen von mehreren Metern Mächtigkeit.

An einigen Stellen treten auch quarzitische Sandsteine auf. Neben den kieseligen und sandigen Einschaltungen kommen vereinzelt Kalkknollen vor, die sich nur selten zu größeren Linsen oder Bänken zusammenschließen. Es handelt sich meist um grobkristalline, schwarze Kalksteine, die reichlich Pyrit führen. Ihr Gehalt an organischer Substanz kann derart zunehmen, daß sie Stinkkalkcharakter annehmen. Oft sind randliche Verkieselungen zu beobachten. Daneben kommen auch Knollen von dichtem, grauem Kalk vor, wie sie auch im Oberdevon der Becken-(Normal-) Fazies auftreten.

Bisher wurden die Gesteine mit kieseligen Einschaltungen dort, wo Fossilien fehlen, als Kriterium für Oberems angesehen (SOLLE 1942b: 174) und der Wechsel Kieselgallen/Kalkknollen wurde für die Grenzziehung Unterdevon/Mitteldevon benutzt. Einige dieser Kalkknollen erbrachten jedoch oberdevonische Conodontenfaunen (KEGLER 1967).

Schiefer in der Umgebung von Steeden haben fazielle Merkmale der Cypridinen-Schiefer und der Gaudernbacher Schichten. Sie liegen im Grenzbereich der Steedener Schalstein-Massenkalkschwelle zum Gaudernbacher Spezialtrog und stellen eine Übergangsfazies im hohen Oberdevon dar. Damit ist bei Steeden ein Profil von der Schwellen-Fazies in den Steedener Kalksteinbrüchen (HENNINGSEN 1965) über die Übergangsfazies in Steeden bis zu Sedimenten des Beckentiefsten an der Straße Steeden—Kerkerbach (dunkle Ton-, Sand- und Kieselsedimente) zu beobachten.

Unterkarbon

Das Unterkarbon der Gaudernbacher Schichten besteht aus Pillowlaven (Deckdiabas) und kieseligen, z. T. roten Schiefen. Karbonat war ursprünglich z. T. derart angereichert, daß einzelne Partien als kieseliger Kalkknotenschiefer angesprochen werden könnten. Zwischengeschaltet sind bis zu 30 cm mächtige tuffitische Kalkbänke, die zum beträchtlichen Teil aus Crinoidendetritus bestehen. Darüber liegen dunkle Tonschiefer (Kulm-Tonschiefer), die z. T. gelbliche Farbtöne aufweisen.

Südliche Rand-Fazies der Lahn-Mulde

Am S-Rand der Lahn-Mulde treten dunkle, z. T. auch schwarze oder blauschwarze, bisweilen etwas sandige und glimmerhaltige, feste Tonschiefer (Langhecker Schiefer) auf, die örtlich besonders gute Spaltbarkeit haben und Anlaß zum Dachschieferbergbau gaben. Das zusammenhängende Schwarzschiefergebiet beginnt etwa W Bonbaden und setzt sich nach SW entlang des S-Randes der Lahn-Mulde hauptsächlich auf den Bl. 5516 Weilmünster und 5615 Villmar fort. Stellenweise sind die Schiefer gebändert (Bandschiefer) oder als Alaunschiefer ausgebildet. Mit zunehmendem Kieselsäuregehalt können sich Kieselschiefer einstellen (KEGEL 1922). Gelegentlich sind in den Schiefen Grauwacken und Quarzite enthalten, von denen allerdings RIETSCHEL (1966: 40) annimmt, daß sie möglicherweise z. T. in das Unterdevon zu stellen sind.

Ein großer Teil der Schwarzschiefer, besonders im Raum Weilmünster, ist nach RIETSCHEL (1966: 39) und ROTHE (1962: 173) in das Mitteldevon zu stellen, so daß die Südliche Rand-Fazies das gesamte Mittel- bis Oberdevon in Schwarzschieferfazies vertritt. RIETSCHEL (1966) nimmt an, daß dieser Faziesbereich die tiefste Stelle des Lahn-Troges im Mittel- bis Oberdevon darstellte. In der Bonbadener und Braunfels—Wetzlarer Mulde treten die Schwarzschiefer erst in jüngeren Schichten über der Adorf-Stufe auf (HENNINGSEN & QUADE 1962).

Hessische Schieferserie

BENDER (1965) sowie BENDER & BRINCKMANN (1969) haben in der Hessischen Schieferserie oberdevonische Schichten nachgewiesen. Die folgenden Ausführungen fußen auf der letztgenannten Arbeit.

Adorf-Stufe

SW des Dünsberges tritt Iberg-Kalk auf, der bis in die Mittlere Adorf-Stufe reicht. Auf Tiefschwellen wurden lokal wenige Meter mächtige Flaser- und Plattenkalke im zentralen und südöstlichen Teil der Hessischen Schieferserie abgelagert, die z. T. als Untere, z. T. als Mittlere bis Obere Adorf-Stufe datiert wurden. Verbreitet sind in der Unteren und Mittleren Adorf-Stufe feinsandige bis kieselige, gelblich und dunkelgrau gebänderte Schiefer (Bänderschiefer). Im höheren Teil der Adorf-Stufe wurden gelbliche und graue Tonschiefer sedimentiert. Am NW-Rand dieses Gebietes, im Grenzbereich zur Hörre zwischen Oberweidbach und Mornshausen, beginnt die Adorf-Stufe mit einer 50–100 m mächtigen Folge schwarzer, kieseliger Schiefer und Kieselschiefer, die nach oben in gebänderte, kieselige Schiefer übergehen.

Nehden-Stufe

Auf den Tiefschwellen hält die Sedimentation hellrötlicher Flaserkalke die ganze Nehden-Stufe hindurch an. Von der Oberen Nehden-Stufe an gewinnen die Flaserkalke weitere Verbreitung. SW des Dünsberges setzen über diesen Flaserkalken in der Oberen Nehden-Stufe rote Kalkknotenschiefer ein, die das auffälligste Gestein dieses Oberdevonzuges bilden. In der Umgebung der Flaserkalke treten rote und gelbliche, milde Tonschiefer auf, die gegen ähnliche Schiefer der Adorf-Stufe und des höheren Oberdevons nur ungenau abzugrenzen sind. Im Verbreitungsgebiet der Kieselschiefer der Adorf-Stufe wurden auch in der Nehden-Stufe vorwiegend graue, feingebänderte, kieselige Schiefer und, besonders im höheren Abschnitt der Folge, rote und gelbliche, rauhe feinsandige Tonschiefer sedimentiert. Im Grenzbereich zur Hörre greift in der Oberen Nehden-Stufe die Grauwacken-Sedimentation der Hörre—Acker-Zone auf das Gebiet der Hessischen Schieferserie über.

Hemberg-, Dasberg- und Wocklum-Stufe

Flaserkalke und Kalkknotenschiefer reichen mit geringen Mächtigkeiten von weniger als 10 m bis in die Hemberg-, örtlich auch bis in die Dasberg-Stufe. Im Bereich der Schiefer-Fazies wird das gesamte höhere Oberdevon durch gelbliche und graue, milde Tonschiefer vertreten. Die Schiefer reichen von der Hemberg-Stufe an weiter nach S und gewinnen in den Oberdevonzügen von Rodenhausen—Lohra—Nanz—Willershausen flächenhafte Verbreitung. Sie verzahnen sich hier mit Sedimenten Hörre—Acker-Fazies. Östlich Lohra ist ein fast vollständiges Profil durch das höhere Oberdevon (und das tiefere Unterkarbon) aufgeschlossen. Es besteht aus 120 m mächtigen

Grauwacken der Unteren Hemberg-Stufe, einer darüber liegenden, etwa 60 m mächtigen Folge roter und olivgrüner, kieseliger Schiefer der Hemberg- und Dasberg-Stufe, die einzelne Linsen quarzitischer Grauwacken enthalten, und 40 m grauer, kieseliger Schiefer, die das höchste Oberdevon vertreten und mit feinkörnigen, quarzitischen Grauwacken wechsellagern.

Südhunsrück-Trog

MEYER (1970) gelang erstmals der Nachweis einer lückenlosen Abfolge, die vom oberen Gedinne bis zum höchsten Oberdevon, möglicherweise sogar bis in das Unterkarbon reicht.

Die Adorf-Stufe ist teils in der Form 50 m mächtiger blaugrauer, gebankter Kalke (Stromberger Massenkalk) und dünnplattiger, flachlinsiger, hellgrauer Kalke, teils in Schiefer-Fazies ausgebildet (hell-olivgrünliche Schiefer, dunkle Kalkknollenschiefer, milde, schwarschieferähnliche Schiefer mit Einlagerungen schwarzer, kalkiger Quarzite sowie sandiger und kieseliger Schiefer). Der Stromberger Massenkalk reicht wahrscheinlich noch bis in die Untere Adorf-Stufe. Im tieferen Teil der unteren *asymmetricus*-Zone treten erstmals Grauwacken auf, von denen sich geringmächtige Einschaltungen immer wieder bis in das höchste Oberdevon finden. Ihre Gesteinskomponenten weisen auf die Mitteldeutsche Schwelle als Liefergebiet hin.

Die Nehden- und Hemberg-Stufe bestehen z. T. aus einem Wechsel von dünnbankigen, auch linsigen Kalken, meist ziemlich reinen, hellgrauen, feinkörnigen Kalksteinen und mergeligen Schiefen, z. T. aus einer Schieferfolge mit Einschaltungen von Rotschiefern, Bänder-, Bunt-, Alaun- und Kieselschiefern, Linsen schwarzer Dolomite und Roteisensteine sowie saurer Eruptivgesteine und Vulkaniklastite. Kalkige und gröberklastische Sedimente fehlen in dieser Abfolge.

Dasberg- und Wocklum-Stufe bestehen aus überwiegend milden, dunklen Schiefen mit Einschaltungen von bankigen und linsigen Kalksteinen, Kalkschiefern, Grauwacken und untergeordnet geringmächtigen Quarziten.

Unterwerra-Sattel

Im Unterwerra-Sattel setzt sich die Sedimentation der flinzähnlichen, dunklen, dichten, makro-fossilreichen Kalkbänke in dunklen Tonschiefern aus dem Givet örtlich wahrscheinlich kontinuierlich bis in die Hemberg-Stufe fort. An anderen Stellen finden sich Kieselschiefer mit Conodontenfaunen der Unteren Adorf-Stufe. Sie reichen möglicherweise ebenfalls bis in die Hemberg-Stufe. Als dritte Fazies sind rotviolette, dichte Kalke und rötliche bis rotbraune Tonschiefer mit großem Conodontenreichtum zu nennen. Ihre zeitliche Reichweite ist von der oberen Adorf-Stufe bis in den Grenzbereich Nehden/Hemberg belegt (Tab. 12).

Den weitaus größten Anteil am Aufbau des Werragrauwackengebirges hat die Werra-Grauwacke. Sie besteht aus Grauwacken, Tonschiefern und sandigen Schiefen, die häufig rot gefärbt sind. Grauwacken mit kalkigem Bindemittel, Kalkbänke und Kalklinsen in den Tonschiefern sind häufig. Sehr wahrscheinlich setzte die Sedimentation der Werra-Grauwacke schon im tiefsten Oberdevon im SE ein und griff später nach NW über. Faunistisch sicher belegt ist lediglich die höhere Adorf- und tiefere Nehden-Stufe (WITTIG 1968: 39).

Karbon

Das Karbon wird in Unterkarbon (Dinant) und Oberkarbon (Siles) gegliedert. Die Untergliederung dieser Stufen erfolgt mittels Goniatiten, weitere Untergliederungen mit Hilfe von Conodonten (Taf. 7), (BISCHOFF 1957, VOGES 1959, 1960, MEISCHNER 1962, 1970, CONIL et al. 1976) und Trilobiten (G. & R. HAHN 1975). Erstmals werden im Karbon, besonders dem Oberkarbon, auch Landpflanzen zur stratigraphischen Gliederung genutzt, deren lebhaftere Entwicklung jetzt einsetzt.

In Hessen sind fast ausschließlich Schichten des Unterkarbons verbreitet. Am N-Rand des Rheinischen Schiefergebirges tritt jedoch — außerhalb Hessens — ein breiter Streifen von Oberkarbon auf, ehe dieses unter die Kreidefüllung der Münsterländer Bucht abtaucht.

Unterkarbon (Dinant)

Schichten des Unterkarbons sind in einem mehr oder weniger breiten Streifen am N- und E-Rand des Rheinischen Schiefergebirges verbreitet, wobei in Hessen besonders in der Waldecker Hauptmulde Unterkarbon großflächig zutage ausstreicht. In schmalen Streifen tritt Unterkarbon in der Attendorn—Elsper Doppelmulde, in der Dill-Mulde, dem Kellerwald, der Hörre und der Lahn-Mulde auf. In der südwestlichen Dill-Mulde treten die Sedimente des Unterkarbons gegenüber den unterkarbonischen Metabasalten (Deckdiabas) stark zurück, insbesondere im Zentrum der Mulde, während der Deckdiabas auf dem SE-Flügel fehlt. Die Profile des sedimentären Unterkarbons sind hier z. T. lückenhaft, da Teile der Schichtenfolge durch den Deckdiabas vertreten werden. Nur in der Herborner Kulm-Mulde (zentrale Dill-Mulde) und in der Eiternhöllschuppe ist das Kulmprofil in der Regel vollständig entwickelt (KEGEL 1934a: 29). In der nordöstlichen Dill-Mulde hat der Deckdiabas geringere Verbreitung, greift aber weiter nach NE als der mitteldevonische Vulkanismus.

Wie im Mittel- und Oberdevon ist das Gebiet der Hörre auch im Unterkarbon durch fehlenden Vulkanismus und eine abweichende fazielle Ausbildung, z. T. mit grobkörnigen Grauwacken und Sandsteinen, gekennzeichnet. Diese fazielle Ausbildung setzt sich nach NE in den S-Teil des Kellerwaldes fort.

In der Lahn-Mulde tritt Unterkarbon nur auf Bl. 5514 Hadamar, in der Gaudernbacher Fazies sowie in der Kulmtafel des Lemptales (nordöstliche Lahn-Mulde, Hessische Schieferserie) in nennenswerter Verbreitung auf. Darüber hinaus sind nur wenige kleine Vorkommen bekannt (RIETSCHEL 1966: 36). Von E her greift die Gießener Grauwacke auf den E-Teil der Lahn-Mulde.

Sehr wahrscheinlich war das Gebiet des Rheinischen Schiefergebirges einst ganz oder größtenteils von unterkarbonischen Schichten bedeckt, die jedoch wieder durch Erosion entfernt wurden. Hinweise geben die isolierten Unterkarbonvorkommen an der Naumburg bei Erbstadt auf Bl. 5719 Altenstadt (NÖRING 1951), sowie bei Usingen (RIETSCHEL 1966).

Außerhalb des Rheinischen Schiefergebirges tritt Unterkarbon im Werragrauwackengebirge sowie in den Aufbrüchen von Baumbach und Ruhlkirchen auf, ist aber wegen der geringen Ausdehnung auf der GÜK 300 nicht dargestellt. Im Untergrund der Hessischen Senke ist, zumindest örtlich, noch Unterkarbon erhalten. HENNINGSSEN (1966: 26) nimmt jedoch aufgrund paläogeographischer Überlegungen an, daß unterkarbonische Grauwacken unter dem Mesozoikum der Hessischen Senke nicht flächenhaft verbreitet sein können. Die in einigen Tiefbohrungen (Weißen-

born 2, Alsfeld-Rauschenberg 1, Werra-Aue) angetroffenen altpaläozoischen Grauwacken werden von ihm in das Devon eingestuft. Zahlreiche Bohrungen des Kupferschieferprogramms haben den präpermischen Untergrund in der Hessischen Senke erreicht. Nur die Bohrung Braunsen auf Bl. 4620 Arolsen lieferte jedoch einen eindeutigen Hinweis auf Unterkarbon III (*Goniatites*-Stufe). Die in den übrigen Bohrungen angetroffenen präpermischen Schichten ähneln eher denen des Oberdevons oder älterer Schichten. Eine genauere Beurteilung steht noch aus (KULICK et al. 1984: 20).

Das Unterkarbon des nördlichen Rheinischen Schiefergebirges ist in zwei verschiedenen Faziesbereichen gebildet worden. Im N- und NW-Teil, auf dem Schelf der Niederländischen Plattform und des Brabanter Massivs, entwickelten sich die karbonatischen Ablagerungen des Kohlenkalks. Der Ablagerungsbereich des Kohlenkalks wird von der GÜK 300 nicht mehr erfaßt. Im E und SE wurden überwiegend klastische Sedimente mit stark zurücktretender benthonischer, aber stellenweise reicher planktonischer und nektonischer Fauna in Kulm-Fazies abgelagert. Auf der GÜK 300 sind wegen der meist geringen Mächtigkeiten und des gemeinsamen Auftretens im stratigraphischen Verband die Gesteine der Hangenberg-Schichten, Liegenden Alaunschiefer und Kulm-Kieselschiefer sowie Kulm-Plattenkalk, Kulm-Tonschiefer und Kulm-Grauwacke jeweils als eine Einheit zusammengefaßt.

Zu beachten ist, daß hier lithologische Begriffe zur Bezeichnung von Zeitabschnitten verwendet werden. Da die Faziesgrenzen oft diachron verlaufen, ist es z. B. möglich, daß örtlich die stratigraphische Einheit Kulm-Kieselschiefer in der Fazies der Liegenden Alaunschiefer ausgebildet sein kann (SCHADE 1970: 10).

Die geschichtliche Entwicklung der Gliederung wurde von PAPROTH (1963) beschrieben, eine lithostratigraphische und paläogeographische Zusammenfassung gab die gleiche Autorin (1960b, 1989).

Bereits mit dem ausgehenden Oberdevon war das Relief innerhalb des Sedimentationsraumes weitgehend ausgeglichen. Gleichzeitig gingen an der Wende Devon/Karbon die grobklastischen Deltaschüttungen vom N-Kontinent her drastisch zurück. Durch eine weiträumige Transgression an der Wende Devon/Karbon entstand ein ziemlich einheitlicher Sedimentationsraum, in dem als küstenferne Fazies vorwiegend feinklastische (tonig-kieselige) Sedimente zur Ablagerung kamen.

Karbonatgesteine konnten sich auch im Beckenbereich auf Erhebungen des Meeresbodens (Schwellen) bilden, wenn diese bis in die Nähe der Wasseroberfläche reichten. In der *Pericyclus*-Stufe gerieten die devonischen Riffkomplexe (Erdbach—Langenaubach, Attendorn, Warstein, Brilon) infolge epirogener Hebungsvorgänge erneut in den Flachwasserbereich und konnten von Flachwasserfaunen (Algen, Bryozoen, Crinoiden) besiedelt werden. Sie lieferten Karbonatdetritus, der in Form von Suspensionsströmen in die angrenzenden Beckenteile verfrachtet wurde (alldapische Kalke, MEISCHNER 1962). Eine solche Schwelle bildeten z. B. Teile des Attendorner Riffs in der höheren *Pericyclus*- und unteren *Goniatites*-Stufe, von der das Material des Hellefelder Kalks stammt. Bei den anderen Kalkkomplexen reichte dies Stadium nicht über das cdII hinaus.

Am S-Rand des Ablagerungsraumes lagerte sich Abtragungsschutt der aufsteigenden Mitteldeutschen Schwelle in Form von Grauwacken und Sandsteinen ab (Teile der Gießener Grauwacke, "Jüngere Grauwacke" DÖRR 1990).

Die Kieselschiefer der *Pericyclus*-Stufe wurden bei stark reduzierter Detritus-Zufuhr in dem wahrscheinlich nur gering durchlüfteten Becken gebildet (unter "starved-basin"-Bedingungen), wobei die Absenkung des Sedimentationsraumes ("Geosynkinalraumes") nahezu zum Stillstand gekommen sein muß.

Erst von der höheren *Pericyclus*-Stufe an und besonders in der *Goniatites*-Stufe geriet das Gebiet in den Bereich stärkerer Absenkung, was eine sprunghafte Beschleunigung der Sedimentationsraten mit sich brachte. Der Höhepunkt dieser Schüttungen wurde im $cd\ III\beta$ erreicht, wo > 1000 m mächtige Grauwacken in der subvariszischen Saumtiefe abgelagert wurden.

Bei den Grauwacken handelt es sich um Abtragungsschutt aus dem Bereich der "Mitteldeutschen Schwelle" (s. S. 25), der zunächst in deltaähnlichen Schuttfächern am NW-Rand der Liefergebiete aufgehäuft und von dort durch Suspensionsströme in die vorgelagerten Beckengebiete transportiert wurde. Die zwischen den Grauwackenturbiditbänken liegenden Tonschiefer repräsentieren hier die "normalen", während langer Zeiträume entstandenen Beckensedimente. Die oft mehrere Meter mächtigen Grauwackenbänke entstanden dagegen in ganz kurzen Zeiträumen. Sie sind durch ihr Inventar an Sohlmarken, an ihrem Aufbau und ihrer sehr oft zyklischen Aufeinanderfolge als Turbidite erkennbar. Nach den Untersuchungen von DENEKE (1977) existierten im Unterkarbon mehrere räumlich und zeitlich getrennte Schüttungszentren.

Mit der zunehmend nach NW wandernden Heraushebung der "Mitteldeutschen Schwelle" und der ihr vorgelagerten Schuttmassen rückte die Grauwackensedimentation im Laufe des höheren Unterkarbons und des Namurs immer weiter nach N vor. Der bereits abgelagerte Detritus geriet dadurch erneut in den Abtragungsbereich und erfuhr z. T. eine mehrfache Aufbereitung und Umlagerung.

Im Zusammenhang mit den gebirgsbildenden Vorgängen erreichte der Vulkanismus, nach der ersten Hauptphase im Mitteldevon, einen zweiten und letzten Höhepunkt im mittleren Unterkarbon ($cd\ I$ — $cd\ II\alpha$), wiederum mit der Förderung basaltischer Laven (Deckdiabas) im Kellerwald, der Dill- und der Lahn-Mulde.

Neben dem Deckdiabas gibt es von den höheren Liegenden Alaunschiefern bis in die tieferen Kulm-Tonschiefer Zeugen eines verbreiteten kieselsäurereichen Vulkanismus in Form von dünnen Tufflagen (HOSS 1957: 59, SCHERP 1961: 53, 1968: 69, 1971: 185, DEHMER et al. 1989). Diese sind meist nur wenige Millimeter bis wenige Zentimeter und nur selten mehr als 10 cm mächtig. Sie treten im Übergangsbereich Kulm-Kieselschiefer/Kieselige Übergangsschichten am häufigsten auf (WITTEN 1979: 30).

Im Saarnaheselke-Troges begann am Ende des Paläozoikums die Einsenkung des Saar—Nahe—Selke-Troges. In welchem Umfang hier unterkarbonische Schichten abgelagert wurden, ist bisher noch nicht ausreichend bekannt. In der Forschungsbohrung Saar 1 wurden marine Sedimente des Dinant von ca. 100 m Mächtigkeit angetroffen (PAPROTH 1976).

Wegen der auf weiten Flächen relativ gleichartigen Ausbildung der unterkarbonischen Schichten werden hier — abweichend vom Verfahren in den vorhergehenden Abschnitten — die Schichten des Unterkarbons nicht getrennt nach geologischen Einheiten sondern gemeinsam beschrieben, ausgenommen die abweichenden Faziesgebiete von Hörre und Kellerwald (Hörre—Acker-Fazies), sowie des Werragrauwackengebirges.

Nördliches Rheinisches Schiefergebirge, Dill- und Lahn-Mulde

Gattendorfia-Stufe

Hangenberg-Schichten

Die Hangenberg-Schichten setzen bereits im höchsten Oberdevon, d. h. in der oberen Wocklum-Stufe, wahrscheinlich etwa mit dem Beginn des *hemisphaerica/lator*-Interregiums, ein (RABIEN 1960) und gehen kontinuierlich in das tiefere Unterkarbon über. Sie werden deshalb auch in einzelnen Gebieten als Devon/Karbon-Übergangsschichten bezeichnet. In der Attendorn—Elsper Mulde beginnen sie bereits früher, in der tieferen Wocklum-Stufe (CLAUSEN 1978). Ihre Obergrenze ist durch das Einsetzen der Liegenden Alaunschiefer markiert. Stellenweise kann mit Hilfe der Fossilführung ein devonischer und ein karbonischer Teil ausgeschieden werden (Untere und Obere Hangenberg-Schichten). Lokal treten sandige Einschaltungen auf, die im Gebiet von Iserlohn größere Mächtigkeiten erreichen können (KOCH et al. 1970, HENNINGSEN 1972).

Die Hangenberg-Schichten bestehen aus graugrünen und dunkelgrauen, feinschichtigen, milden bis schluffig-sandigen, fossilarmen Tonschiefern. Bei Verwitterung nehmen sie gelbliche und bräunliche Farben an. Kennzeichnend ist das häufige Vorkommen kleiner, meist zweiklappiger "Posidonien" (aus der *Guerichia-venusta*-Gruppe). In der Dill-Mulde können im Verbreitungsbereich der Dasberg- und Wocklum-Rotschiefer auch in den Hangenberg-Schichten Rotschiefer auftreten (LIPPERT et al. 1970: 246).

Die Mächtigkeit beträgt in der Umrandung des Ostsauerländer Hauptsattels und am NE-Rand des Rheinischen Schiefergebirges max. 15 m. Sie geht im Bereich der Wittgensteiner und der Dill-Mulde auf "wenige Meter" (KEGEL 1934, LEUTERITZ 1968), in der Lahn-Mulde auf weniger als 1 m zurück (WITTEKINDT 1961: 471).

Am N-Rand des Rheinischen Schiefergebirges, in der Umrandung des Remscheid—Altenaer Sattels (Bl. 4512 Menden, 4612 Iserlohn und 4613 Balve) und auf der Cephalopodenkalkstein-Plattform am N-Rand des Warsteiner Sattels, ist der tiefere Teil der Hangenberg-Schichten als teilweise kieselige Tonschiefer (Hangenberg-Schiefer) ausgebildet. Sie enthalten noch Clymenien des jüngsten Oberdevons und gehören demnach mit ihrem größten Teil noch zur Wocklum-Stufe. Der obere, karbonatische Teil der Hangenberg-Schichten besteht aus 1—2 m mächtigen Knollenkalken (Hangenberg-Kalk), die eine reiche Goniatiten- und Conodontenfauna enthalten (SCHMIDT 1924a, VÖHRINGER 1960, VOGES 1960) und die gesamte *Gattendorfia*-Stufe umfassen. Kalkige Einlagerungen treten in den Hangenberg-Schichten auch in der Dill-Mulde (LIPPERT et al. 1970: 241) und in der Lahn-Mulde auf (RIETSCHEL 1966: 36, TRAUTWEIN & WITTEKINDT 1960: 471, 473).

In der südwestlichen Dill-Mulde gelangen bereits in der *Gattendorfia*-Stufe vom Langenaubach—Breitscheider Riffkomplex Schuttströme aus Riffdetritus in die Schichtenfolge der Umgebung ("Hangenberg-Breccie"). Der Höhepunkt dieser Breccienbildung wird in der Zeit der Liegenden Alaunschiefer erreicht ("Langenaubacher Breccie", LIPPERT et al. 1970: 238).

Im Gebiet der Hessischen Schieferserie läßt sich der Schwellenzug Erda/Frankenbach—Altenvers während des Unterkarbons zwar nicht mehr direkt beobachten, bleibt aber als Faziesgrenze zwischen der Hörre—Acker-Fazies und der Kulm-Fazies in der nordöstlichen Lahn-Mulde erhalten. Die Hörre-Fazies greift also auch im Unterkarbon über das eigentliche Gebiet der Hörre auf die nordöstliche Lahn-Mulde bzw. das Gebiet der Hessischen Schieferserie über. Geröllagen, feinsandige Schiefer und Grauwacken, die sich in der Umgebung dieses Zuges in den Schichten des

tieferen Unterkarbons finden, deuten auf lokale Hebungen hin (BENDER 1965: 104, BENDER & BRINCKMANN 1969: 17).

Pericyclus-Stufe

Liegende Alaunschiefer

Mit Beginn der *Pericyclus*-Stufe vollzog sich eine grundlegende Änderung der Sedimentationsbedingungen. Auf die Gesteine der oberdevonischen Cypridinschiefer-Fazies, deren letzte Ausklänge die Hangenberg-Schichten sind, folgen die Liegenden Alaunschiefer und die Kieselschiefer als die ersten Vertreter der Kulm-Fazies.

Die Untergrenze des Horizontes der Liegenden Alaunschiefer liegt am Beginn der *Siphonodella-crenulata*-Zone. Seine Obergrenze ist festgelegt durch das Einsetzen der Leitformen der *Scalio-gnathus-anchoralis*-Zone. Für die zentrale Lahn-Mulde nehmen RIETSCHEL (1966:36) und für die nordöstliche Dill-Mulde SCHADE (1970: 77) an, daß die Liegenden Alaunschiefer bereits in der höchsten *Gattendorfia*-Stufe (cdI) einsetzen. LIPPERT et al. (1970) lassen die Liegenden Alaunschiefer noch bis in die Zone β/γ der *Pericyclus*-Stufe (cdII) reichen.

Kennzeichnende Gesteine der Liegenden Alaunschiefer sind harte, dunkel- bis schwarzgraue Schluff- und Tonsteine mit feiner Bänderung, d. h. Fein- bis Feinstschichtung durch lagenweise wechselnden Schluffanteil. Besonders im oberen Teil der Liegenden Alaunschiefer kann ein höherer SiO_2 -Gehalt bis zur Ausbildung von Lyditbänken führen. PAPROTH (1960) hat darauf hingewiesen, daß die Liegenden Alaunschiefer im Bereich von Faltungskernen SiO_2 -reicher werden können. Als lokale Einlagerungen treten einzelne Tufflagen auf, z. B. im nördlichen Kellerwald (HORN et al. 1973).

Phosphoritknollen sind häufig und ein wichtiges Merkmal dieser Schichten. Sie erleichtern als verwitterungsbeständige Lesesteine das Erkennen der Liegenden Alaunschiefer bei der Kartierung und können geradezu als "Leitgesteine" angesehen werden. Hauptgemengteile der erbsen- bis faustgroßen Knollen sind Fluorapatit und Quarz; sie enthalten oft gut erhaltene Mikrofossilien, selten größere Fossilreste (PAPROTH & ZIMMERLE 1980). Auf Lebensspuren hinweisende Bioturbationstexturen fehlen.

Aus dem teilweise hohen Gehalt an feinverteiltem Schwefelkies wird bei Verwitterung Schwefelsäure frei, die — zusammen mit K- und Na-Ionen aus den Tonmineralen — Alaun bildet, zu dessen Gewinnung die Schiefer früher abgebaut worden sind und der den Liegenden Alaunschiefern ihren Namen gegeben hat (DENCKMANN 1905). Die Schwefelsäure führt auch zu einer Bleichung der Schichten im Übergangsbereich Hangenbergschiefer—Liegende Alaunschiefer. An den Schwefelkies sind erhöhte Gehalte an Gold, Silber und Buntmetallen gebunden, die jedoch wegen der extremen Feinkörnigkeit der wertmetallhaltigen Minerale noch nicht aufbereitet werden können und deshalb noch nicht wirtschaftlich nutzbar sind.

Die Mächtigkeit liegt meist zwischen 5 und 30 m, im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge meist zwischen 5 und 10 m. Sie schwillt in der südlichen Wittgensteiner Mulde, z. T. auch in der nordöstlichen Dill-Mulde auf 30—40 m an, wobei die Mächtigkeiten dort besonders hoch sind, wo schwarze Kieselschiefer mit Alaunschiefern wechsellagern und die Kieselschiefer in dieser Folge überwiegen (LEUTERITZ 1968: 89, 153). In der Dill-Mulde geht die Mächtigkeit wieder auf 15—20 m zurück (SCHADE 1970: 77), in der Lahn-Mulde auf 10 m (RIETSCHEL 1966: 36).

Starke Mächtigkeitsreduktionen auf weniger als 2 m oder Ausfall der Schichten werden am N-Flügel der Lüdenscheider Mulde, im Briloner und Warsteiner Sattel und in Teilen der Attendorf—Elsper Doppelmulde beobachtet. Hier können andererseits die Liegenden Alaunschiefer auch als mächtige Schiefertone ohne Phosphoritknollen ausgebildet sein. Am N-Rand des Ebbe-Sattels bestehen die Liegenden Alaunschiefer aus mächtigen sandigen oder kieseligen Schiefen (PAPROTH 1963: 7).

Im Gebiet von Warstein sind sie durch eine geringmächtige Sonderfazies vertreten, die „Hauptphosphoritlage“. Sie besteht aus schwarzen und dunkelgrauen Ton- und Kieselschiefern mit teilweise fossilreichen Phosphoritknollenlagen und enthält auch schluffig-feinsandige Tuffite. Stratigraphisch umfaßt sie die Untere und wahrscheinlich auch die Obere *crenulata*-Zone und entspricht damit dem Ablagerungszeitraum der Liegenden Alaunschiefer. Sie wird hier überlagert vom Erdbacher Kalk, der bereits zur *Scaliognathus-anchoralis*-Zone gehört.

In der nordöstlichen Dill-Mulde ist die Sandstein-Schiefer-Fazies der Oberen Hangenberg-Schichten in einzelnen Lagen noch bis in den unteren Teil der Liegenden Alaunschiefer nachzuweisen (LEUTERITZ 1968: 89). Im Verbreitungsgebiet mächtiger metabasaltischer Vulkanite (Deckdiabas) in der Dill- und z. T. auch in der Lahn-Mulde sind die Liegenden Alaunschiefer z. T. auf cm-bis dm-dicke Lagen reduziert (SCHADE 1970: 77). Dort finden sich als Ausnahmen auch Lagen von graugrünen und roten Tonschiefern, die zu den Sedimenteinsparungen im Deckdiabas überleiten (LIPPERT et al. 1970: 255). Kalkige Einlagerungen, vermutlich im höheren Teil der Liegenden Alaunschiefer, treten bei Rüchenbach (BISCHOFF 1957) und Medenbach (WALLISER et al. 1958) auf.

In der Umgebung des Langenaubach—Breitscheider Riffs erreicht die Schuttlieferung vom zerstörten Riff zur Zeit der Liegenden Alaunschiefer ihren Höhepunkt (Langenaubacher Breccie), hält aber noch bis in die höhere *Pericyclus*-Stufe (cd II) an. Die Langenaubacher Breccie besteht aus einem chaotischen Haufwerk aus Riff-, Cephalopoden- und Plattenkalksteinen, von Dillenburger Schichten, Deckdiabas, oberdevonischen und unterkarbonischen Tonschiefern. Sie wird bis zu 50 m mächtig (LIPPERT et al. 1970: 238).

Bei Usingen lassen Funde von Phosphoritknollen darauf schließen, daß die Liegenden Alaunschiefer auch dort einmal verbreitet waren (RIETSCHEL 1966: 42).

Kulm-Kieselschiefer

Die Bezeichnung Kulm-Kieselschiefer umfaßt eine ganze Reihe verschiedener, überwiegend kieseliger Gesteine der höheren *Pericyclus*-Stufe. Der petrographische Begriff „Kieselschiefer“ bezeichnet ein dichtes Gestein mit hohem SiO_2 -Gehalt und ist in der Literatur im unterschiedlichen Sinn gebraucht worden (CORRENS 1926, SCHWARZ 1928, SCHWAN 1952, RÖSLER 1960, GRUNAU 1965). Der stratigraphische Name „Kieselschiefer“ wird im Unterkarbon des Rheinischen Schiefergebirges für die gesamte Schichtfolge der vorwiegenden Kieselgesteine zwischen Liegenden Alaunschiefern und kieseligen Übergangsschichten oder für deren tieferen Teil ohne die Kieselkalke (LEUTERITZ 1981) gebraucht. Im nördlichen Kellerwald bilden sie eine nahezu kalkfreie Folge von Lyditen, Tonschiefern und Tuffen, die in einen tieferen Teil (mit überwiegend dunklen Lyditen, kieseligen Tonschiefern und Tuffen) und einen höheren (mit überwiegend hellen, bunten Lyditen, Tonschiefern und Tuffen) geteilt werden kann. In der Wittgensteiner und Elsper Mulde,

am Ostsauerländer Hauptsattel und am Schiefergebirgsnordrand bis zum Remscheid—Altenaer Sattel ist der höhere Teil durch einen deutlichen Anteil an Kalkbänken gekennzeichnet (Kieselkalke). So unterscheidet auch die auf DENCKMANN (1905) zurückgehende Gliederung auf den geologischen Karten einen unteren Horizont, die Lydite (Horizont der vorwiegenden Lydite), von einem oberen, den Kieselkalken (Horizont der vorwiegenden Kieselkalke).

Horizont der vorwiegenden Lydite

Der Horizont der vorwiegenden Lydite (Lydite-Horizont) geht durch Zunahme der Lydite aus den Liegenden Alaunschiefern hervor und mit dem vermehrten Einsetzen von Kieselkalkbänken in den Horizont der vorwiegenden Kieselkalke über. Die Grenzen sind lithologisch und stratigraphisch nicht genau zu fassen. Er entspricht im wesentlichen der Zone cd II β und dem tieferen Teil der Zone γ der *Pericyclus*-Stufe (cd II) d. h. er setzt mit dem Beginn der *anchoralis*-Zone ein und endet in deren oberem Teil unterhalb des *anchoralis-bilineatus*-Interregnums.

Der Horizont der vorwiegenden Lydite bildet eine kalkfreie Folge von dunkelgrauen bis schwarzen Kieselschiefern und Lyditen, die durch ihre gute und relativ gleichmäßige Bankung mit Mächtigkeiten von 5 bis max. 30 cm auffallen. Zwischengelagert sind blättrige, z. T. kieselige Tonschiefer und Tuffite, häufig als gelbliche und grünliche, weiche Tonlagen. DEHMER et al. (1989) nehmen an, daß die Bildung der Lydite überwiegend auch auf Kieselsäure zurückzuführen ist, die aus vulkanischem Material stammt.

Ein regional verbreiteter conodontenführender Tuff der *anchoralis*-Zone ermöglicht die Trennung des Lydit-Horizontes in einen unteren und einen oberen Teil (WITTEN 1979: 124, DEHMER et al. 1989: 84). Die Tuffe sind nach HOSS (1957) biotitführende saure Tuffe. Ihre Spurenelementverteilung weist auf saure bis intermediäre Vulkanite hin (DEHMER et al. 1989: 120).

Im nördlichen und nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge ist der Lydit-Horizont recht einheitlich ausgebildet.

Die Mächtigkeit beträgt etwa 20—30 m, in der Lüdenscheider Mulde, der Nuttlarer Hauptmulde und in der Wittgensteiner Mulde 30—40 m, bei Iserlohn bis zu 60 m. In der Elspen Mulde liegt seine Mächtigkeit zwischen 10 und max. 40 m.

Am N-Flügel der Lüdenscheider Mulde und bei Warstein sind der Lydit-Horizont und die Liegenden Alaunschiefer zusammen, über geringe Entfernung, auf weniger als 2 m reduziert (PAPROTH 1963: 156).

In der Elspen Mulde und in der Umrandung der Warsteiner und Briloner Riffkomplexe sind im stratigraphischen Niveau der Lydite turbiditische Kalksteine verbreitet, die dem Erdbacher Kalk des Dillgebietes entsprechen und faziell auch die Kieselkalke vertreten (GWODSZ 1972). Der Kalkgehalt stammt hier aus dem Schwellenbereich des Attendorn—Elspen Riffkomplexes.

In der Wittgensteiner Mulde und in den S davon gelegenen Gebieten läßt sich der Lydit-Horizont nicht mehr eindeutig innerhalb der Kulm-Kieselschiefer ausscheiden.

Horizont der vorwiegenden Kieselkalke

Vom Ende der *anchoralis*-Zone an treten im gesamten nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge in den Kieselschiefern überwiegend turbiditische Kalksteinbänke auf und bilden hier die charak-

teristische Abfolge der Kieselkalke. In der Wittgensteiner Mulde keilt die Kalksedimentation aus. Der Kieselkalk-Horizont verliert seine typische Ausbildung und wird hier, im Kellerwald und in den S davon gelegenen Gebieten von bunten oder dunklen Kieselschiefern vertreten (s. Kulm-Kieselschiefer).

Stratigraphisch umfassen die Kieselkalke den Bereich zwischen der mittleren *Pericyclus*-Stufe (cd II) γ , d. h. dem oberen Teil der *anchoralis*-Zone, und der tiefsten *Goniatites*-Stufe (cd III) α , d. h. dem tiefen Teil der *bilineatus-bilineatus*-Zone.

Die typischen Kieselkalke sind meist hellgrüngraue und graue, oft hell gebänderte Kieselschiefer mit bunten Verwitterungsfarben. Sie enthalten regional verschieden hohe Anteile an Kalksteinbänken, Tonschiefern und hellen Tuffiten. Die Bankmächtigkeiten der Kieselkalke liegen zwischen 0,1 und 0,2 m, es treten aber auch Bänke bis 1 m auf. Sedimentationsmarken wie Ripplern, Schleifmarken und Rinnenfüllungen sind sehr selten.

Die Kalksteine sind in frischem Zustand grau bis blaugrau, dicht bis grobspätig. Der Kieselsäuregehalt liegt zwischen 20 und 70%. Mit steigendem Kieselsäuregehalt nimmt das Gestein hellgrünliche Färbung an. Kalkgehalt macht sich durch bräunliche Verwitterung bemerkbar. Reinere Kalke verwittern zu einem violettbraunen Mulm oder hinterlassen ein braunes, poröses Kieselskelett. Der Anteil der Kalklagen nimmt nach oben hin ab und beträgt in der oberen Hälfte nur noch etwa 50% der Mächtigkeit. Zugleich wird das Gestein dünnbankig bis dünnplattig. Viele Kalkbänke sind typische Kalkturbidite mit den wesentlichen Merkmalen allodapischer Kalke (MEISCHNER 1964, WITTEN 1979). Der Karbonatdetritus stammte nach WITTEN von verschiedenen Liefergebieten, die im Bereich des Ostsauerländer Hauptsattels und des Latroper Sattels, im S der Wittgensteiner Mulde und im Gebiet der Korbacher Bucht gelegen haben müssen.

Am SE-Rand der Lüdenscheider Mulde liegt im Kieselkalk-Niveau eine bis 120 m mächtige Folge dickbankiger und plattiger Kalke, der Hellefelder Kalk (= Westenfelder Kohlenkalk, HELMKAMPF 1969). Der Kalkdetritus dieser Einheit stammt aus Suspensionsströmen, die von einem im Bereich des Attendorn—Elsper Riffkomplexes gelegenen Hochgebiet ausgingen. Der Hellefelder Kalk hat seine größten Mächtigkeiten im Gebiet von Westenfeld und Hellefeld auf Bl. 4614 Arnsberg-Süd und ist bis in den Raum von Meschede nachweisbar (HELMKAMPF 1969).

Tufflagen treten in den Kieselschieferbänken und als cm- bis dm-mächtige Zwischenlagen auf. HOSS (1957) hat sie aufgrund ihrer Zusammensetzung mit Vorbehalt den Quarzkeratophyren zugeordnet. Zumindest eine Tufflage ist als Leithorizont in der gesamten Wittgensteiner und Waldecker Mulde nachweisbar (WITTEN 1979). In der Waldecker Hauptmulde beträgt der Anteil der Tuff- und Tuffitlagen etwa 6—8,5% der Gesamtmächtigkeit (NICOLAUS 1963: 22).

In der Normalausbildung ist der Horizont 20—30 m mächtig, jedoch wechseln seine Ausbildung und Mächtigkeit, die in der Wittgensteiner Mulde auf 30—50 m, in der Umrandung des Ostsauerländer Hauptsattels auf 60 m steigt (Bl. 4618 Adorf, Bl. 4519 Marsberg max. 70 m). In der Lüdenscheider Mulde kann sie durch die Einschaltung des Hellefelder Kalkes auf > 100 m anwachsen. Im Bereich SE der nordöstlichen Dill—Eder-Mulde und im Kellerwald sind die kalkfreien Äquivalente der Kieselkalke ca. 25—30 m mächtig (DEHMER et al. 1989: 85).

Goniatites-Stufe

Kieselige Übergangsschichten

Der Horizont der Kieseligen Übergangsschichten wurde von NICOLAUS (1963) definiert, mit ausführlichen Profilen, Faunenlisten und Aufschlußbeschreibungen. Er umfaßt die unterste Zone

der *Goniatites*-Stufe (cd III), die *crenistrina*-Zone (cd III α), und bildet den Übergang vom Horizont der vorwiegenden Kieselkalke zu den Kulm-Tonschiefern. Die Fazies der Kieseligen Übergangsschichten reicht von Bl. 4613 Balve im W bis zum E-Rand des Schiefergebirges und ist dort in der Waldecker und Wittgensteiner Hauptmulde verbreitet. Nach S reichen die Kieseligen Übergangsschichten mindestens bis Battenberg (Bl. 4917 Battenberg). In der Dill-Mulde und im Kellerwald werden sie von Kulm-Kieselschiefern bzw. Kulm-Tonschiefern vertreten.

Lithologisch setzen sie sich aus Ton- und Alaunschiefern, Kieselschiefern, kieseligen Tonschiefern, Kalksteinen und Tuffen zusammen, mit Resten planktonischer und pseudobenthonischer Faunen. Einzelne Tufflagen sind im gesamten nordöstlichen Schiefergebirge als horizontbeständige Lagen nachweisbar (NICOLAUS 1963). Die Kieseligen Übergangsschichten sind sehr fossilreich. Ihr höherer Teil ist wegen des häufigen Vorkommens der Muschel *Posidonia becheri* zusammen mit dem ebenfalls fossilreichen Teil der Kulm-Tonschiefer als Posidonien-Schiefer zusammengefaßt worden (PAECKELMANN 1936, REICH 1935). Darin überwiegen weichere Alaunschiefer mit geringerem Kieselsäuregehalt. Die Alaunschiefer der *Goniatites*-Stufe (cd III) α besitzen hohen Pyritgehalt, der ihre charakteristischen rostig-gelben Verwitterungsfarben verursacht.

Die Mächtigkeit der Kieseligen Übergangsschichten beträgt in der Regel 12–15 m. Geringere Mächtigkeiten (7,7–9,0 m) treten am NE-Rand des Schiefergebirges bei Marsberg (Bl. 4519 Marsberg) sowie in der NE-Ecke des Bl. 4718 Goddelsheim auf. Bei höherem Kalkanteil im Faziesgebiet des Plattenkalkes bei Wennemen (Bl. 4615 Meschede) steigt die Mächtigkeit auf 33 m.

Im Verbreitungsgebiet der Kulm-Plattenkalke bei Wennemen (Bl. 4615 Meschede) sind die Kieseligen Übergangsschichten durch überwiegend kalkige und nur untergeordnet tonige Sedimente vertreten.

Innerhalb der Kieseligen Übergangsschichten lassen sich drei gut erkennbare Leithorizonte unterscheiden: Die *grimmeri*-Bank bildet die Basalbank der Kieseligen Übergangsschichten, von der ab die Gesteinsfarbe vom Hellgrau und Grünlichgrau der Kieselkalkfolge in vorherrschend dunkle Farben übergeht. Sie besteht aus mittelgrauem Schiefer, die obere Partie ist kalkhaltig mit kieseligen Kalklinsen oder -knollen. Die *grimmeri*-Bank wurde auch in Kulm-Tonschiefern bei Herborn außerhalb des Faziesgebietes der Kieseligen Übergangsschichten gefunden (südlichstes bekanntes Vorkommen).

Die *Pterinopecten*-Bank ist ein Horizont meist harter, schwarzer Alaunschiefer, dessen genaue stratigraphische Lage noch nicht definiert werden konnte. Sie ist der am weitesten verbreitete Leithorizont der Kieseligen Übergangsschichten.

Die auch im Harz und bis nach England nachgewiesene *crenistrina*-Bank liegt an der Basis der Posidonien-Schiefer etwa an der Grenze der Zonen α zu β der *Goniatites*-Stufe (cd III). Wegen ihrer guten Kennlichkeit und weiten Verbreitung ist sie der wohl beste Leithorizont im deutschen Kulm. Sie besteht aus grauem bis hellgrauem, dichtem, splittrigem und zähem Kalkstein und bildet eine der wenigen Kalkbänke der *Goniatites*-Stufe. Meist ist sie in zwei oder drei Teilbänke aufgelöst. Bei Oberscheld und im Kellerwald bei Dainrod tritt in Kulm-Tonschiefern eine fossilreiche Kalksteinlage auf, die möglicherweise der *crenistrina*-Bank entspricht.

Im Bereich der Waldecker und Wittgensteiner Hauptmulde bildet eine Lage fossilreicher Kalkknollen ("Lage der Goniatitenknollen") einen 4. Leithorizont. Er liegt auf der Grenze zwischen den im tiefsten Teil der Kieseligen Übergangsschichten noch vorherrschenden kieselig-kalkigen Schiefern und den im höheren Teil des Profils überwiegenden Alaunschiefern. Im Medebach—Goldhausener Sattel ist er besonders ausgeprägt. Das nördlichste Vorkommen liegt auf Bl. 4618 Adorf, die südlichsten Vorkommen liegen im Raum Battenberg und in der Elsoffer Mulde.

In der Wittgensteiner, der Lahn- und Dill-Mulde lassen sich die Kieseligen Übergangsschichten noch nicht überall als eigener Horizont aushalten, sie werden hier z. T. in die Kulm-Kieselschiefer miteinbezogen.

Kulm-Kieselschiefer in der Wittgensteiner Mulde, der Dill- und der Lahn-Mulde

In der Wittgensteiner, der Dill- und der Lahn-Mulde ist die im nördlichen und nordöstlichen Schiefergebirge mögliche Gliederung der Kieselschiefer nicht durchzuführen. Hier werden die Schichten zwischen den Liegenden Alaunschiefern und den Kulm-Tonschiefern als "Kulm-Kieselschiefer" zusammengefaßt. Nur örtlich lassen sich "kieselige Übergangsschichten" abtrennen (LEUTERITZ 1968: 99, LIPPERT et al. 1970: 239, BENDER 1965: 105, Abb. 47, BENDER & BRINCKMANN 1969: 17), ohne daß bisher eine genauere Abgrenzung oder Parallelisierung mit den Kieseligen Übergangsschichten im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge erfolgte.

Die stratigraphische Reichweite der Kulm-Kieselschiefer wird unterschiedlich angegeben. In der nordöstlichen Dill-Mulde stellt LEUTERITZ (1968: 96) auf Bl. 5117 Buchenau die Kieselschiefer in die *Pericyclus*-Stufe (cd II) β/γ bis δ und trennt die Kieseligen Übergangsschichten im cd III α von den Kieselschiefern ab. SCHADE (1970: 13) nimmt in der Dill-Mulde NE der Lahn sogar eine Reichweite von der hohen Zone β der *Gattendorfia*-Stufe (cd I) bis in die Zone α der *Goniatites*-Stufe (cd III) an. In der südwestlichen Dill-Mulde (LIPPERT et al. 1970: 290) nehmen die Kulm-Kieselschiefer im Gebiet der Deckdiabasverbreitung das cd II δ bis cd III α ein (jeweils einschließlich der "Kieseligen Übergangsschichten").

In den Kulm-Kieselschiefern der Wittgensteiner Mulde und der Dill-Mulde lassen sich zwei Abfolgen unterschiedlicher petrographischer Ausbildung unterscheiden. Den tiefen Teil bilden die schwarzen Kieselschiefer, die aus dunklen, dünn- bis dickbankigen, wenig geklüfteten Lyditen ohne tonige Zwischenlagen bestehen. Sie enthalten keine Makro- und nur spärliche Mikrofaunen. Darüber folgen die hellen Kieselschiefer, z. T. auch bunte Kieselschiefer genannt. Sie bestehen aus grauen, z. T. auch rötlichen, weniger grünlichen, gebänderten, teilweise plattigen, stark geklüfteten, manchmal löchrigen, kieseligen Schiefen, die mit hellen, feingebänderten, cm- bis dm-mächtigen Lyditbänken wechsellagern. Conodonten aus eingelagerten Kalkbänkchen erlauben oft eine genauere Einstufung. Häufig sind geringmächtige gelbliche Lagen aus kaolinisiertem Tuff. In der südwestlichen Dill-Mulde fehlt über Schwellen aus metabasaltischen Vulkaniten stellenweise der schwarze Kulm-Kieselschiefer. Hier wurden erst die bunten Lydite des höheren Abschnitts sedimentiert.

Die Mächtigkeit der Kulm-Kieselschiefer wird in der südlichen Wittgensteiner Mulde mit 50 m, in der Dill-Mulde mit 10–15 m angegeben. Zu wesentlich größeren Mächtigkeiten kommt SCHADE (1970: 10, 13), der für die schwarzen Kieselschiefer eine Durchschnittsmächtigkeit von 35 m mit Anschwellungen auf 50–70 m (Bl. 5017 Biedenkopf) und örtlichem Rückgang auf 20 m schätzt und für die bunten Kieselschiefer eine durchschnittliche Mächtigkeit von 50–60 m und örtlichen Anschwellungen auf 70–80 m annimmt.

SCHADE (1970: 33) kommt aufgrund der Mächtigkeitsverteilung, die besonders bei den Liegenden Alaunschiefern und den schwarzen Kieselschiefern schwankt, zu der Auffassung, daß die von SCHÖNENBERG & GIESE (1956) im Oberdevon festgestellte Gliederung in Becken und Schwellen auch im Unterkarbon weiter besteht. In Fortsetzung der von SCHÖNENBERG im Oberdevon nachgewiesenen Schwellen und Becken nach NE unterscheidet SCHADE (1970: Abb. 5) noch Fron-

hausener Schwelle und Leisaer Becken. Da die Mächtigkeitsunterschiede nach NE schwächer werden, klingt die Quergliederung möglicherweise am Leisaer Becken aus.

In der Lahn-Mulde sind Kulm-Kieselschiefer nur kleinflächig auf Bl. 5415 Merenberg (Ulmbachtal, 6–20 m), im NW-Teil des Bl. 5416 Braunfels (20 m) sowie auf Bl. 5514 Hadamar und Bl. 5515 Weilburg vertreten, wo noch Mächtigkeiten von 3–5 m erhalten sind (TRAUTWEIN & WITTEKINDT 1960: 473).

In der Dill- und der Lahn-Mulde treten an verschiedenen Stellen im Niveau der Kieselschiefer örtlich abweichende fazielle Ausbildungen auf: Dort, wo Metabasalte verbreitet sind, d. h. hauptsächlich in der südwestlichen Dill-Mulde, bildeten sich zur Zeit der Kulm-Kieselschiefer geringmächtige Lagen oder Linsen von roten, grünen, grauen und schwarzen Tonschiefern und Lyditen. Örtlich treten auch Linsen oder Lagen von Eisenkiesel sowie geringmächtige Bänke von Kalksteinen auf.

Im Bereich des Langenaubach–Breitscheider Riffs wurden während der *Pericyclus*-Stufe die nur wenige Dezimeter mächtigen fossilreichen Erdbacher Kalke abgelagert. Sie treten in Linsen und Schloten, z. T. auch als Spalten- und Kluftfüllung in den Riffkalksteinen in verschiedenen stratigraphischen Niveaus des cd II auf und bestehen aus grauen, grün- und rötlichgrauen, sehr crinoidenreichen Kalksteinen. Der Erdbacher Kalk I entspricht dem tiefen cd II β , er ist älter als die Langenaubacher Breccie. Der Erdbacher Kalk II, an der Grenze cd II β/γ , greift auf die Langenaubacher Breccie über, der nur lokal ausgebildete Erdbacher Kalk III wurde im cd II δ über dem Deckdiabas abgelagert (KREBS 1968, LIPPERT et al. 1970, Tab. 19).

Kalkige Einlagerungen in der Form dunkler, etwas unreiner, kieseliger Knollenkalke und hellgrauer cephalopodenführender Crinoiden-Kalke finden sich in den Kulm-Kieselschiefern auf Bl. 5315 Herborn.

Im Steedener Riff (Lahn-Mulde) setzt sich die kalkige Sedimentation konkordant vom Oberdevon in das Unterkarbon fort. 8 cm mergelige Kalksteine vertreten die gesamte *Gattendorfia*-Stufe (cd I). Darüber folgen 0,5 m graue bis schwarze, verwittert weißliche Lutite mit Phosphoritknollen, die wahrscheinlich in die *Pericyclus*-Stufe (cd II) gehören und Äquivalente der Liegenden Alaunschiefer sind. Darüber folgen mehr als 1,6 m Gesteine der *anchoralis*-Zone (cd II β/γ): graue bis rötliche, stärker vererzte, fossilreiche Kalksteine (Crinoiden, Zweischaler, Korallen, Trilobiten, ?Cephalopoden). Sie können mit dem unteren Teil des Erdbacher Kalkes bzw. dem Erdbacher Kalk I verglichen werden. Eine ausführliche Fossilliste (Conodonten) bringt HENNINGSEN (1965: 621).

Fazielle Übergänge zwischen der Dill- und der Lahn-Mulde und der Hörre

Am SE-Rand der nordöstlichen Dill-Mulde sind in die hellen Kulm-Kieselschiefer Linsen des Kammquarzits (Kellerwald- Quarzit, s. Abschn. Kellerwald) sowie Grauwacken S Warzenbach (Bl. 5117 Buchenau) als Äquivalente der Gladenbach-Schichten der Hörre (früher Schiffelborner Schichten) eingelagert (LEUTERITZ 1968: 98). Beide Gesteine zeigen eine Verzahnung der Fazies der Dill-Mulde und der Hörre in der nordöstlichen Dill-Mulde an. Grauwackeneinschaltungen kommen auch in der südwestlichen Dill-Mulde besonders an der Basis der Kieselschiefer vor (Basisgrauwacke: LIPPERT et al. 1970: 290).

In der nordöstlichen Lahn-Mulde, im Gebiet des Bl. 5317 Rodheim-Bieber, sind während des Unterkarbons ebenfalls Übergänge zur Hörre-Fazies zu beobachten. So treten in der *Gattendorfia*-Stufe (cd I) bei Frankenbach feinsandige Schiefer und fein- bis mittelkörnige Grauwacken als Vertre-

tung der Hangenberg-Schiefer auf. In der hohen *Pericyclus*-Stufe sind NW des Dünsberges geröllführende Tonschiefer verbreitet, die nach N in feinsandige Schiefer übergehen, denen helle Kiesel-schiefer und gelegentlich Quarzitlinsen eingeschaltet sind. Auch die Kieseligen Übergangsschichten der *Goniatites*-Stufe (cd III α) werden in diesem Gebiet z. T. von feinsandigen Schiefeln vertreten (BENDER 1964, 1965: 104, 1989, BENDER & BRINCKMANN 1969: 16 f.). Der Schwellenzug Erda/Frankenbach—Altenvers tritt demnach noch immer als Faziesscheide zwischen der Hörre-Fazies und der im zentralen Teil der Lahn-Mulde herrschenden Kulm-Fazies auf, obwohl er im Unterkarbon nicht mehr unmittelbar zu beobachten ist.

Ebenfalls feinsandig ausgebildet sind die unterkarbonischen Schichten in der Gaudernbacher Fazies in der westlichen Lahn-Mulde.

Kulm-Tonschiefer und Kulm-Grauwacke

Die Kulm-Tonschiefer entwickeln sich durch starke Zunahme feinklastischen Materials ziemlich rasch aus den Kieseligen Übergangsschichten und den diesen äquivalenten Sedimenten. Nach oben schalten sich zunächst vereinzelt, dann zunehmend dünne Grauwackenbänke ein, die zu den Kulm-Grauwacken überleiten. Unter- und Obergrenze verlaufen diachron, d. h. die Untergrenze sowohl der Kulm-Tonschiefer als auch der Kulm-Grauwacken steigt im allgemeinen von S nach N in immer jüngerem (höherem) Niveau auf. Dadurch bedingt treten im S bereits Kulm-Tonschiefer in einem stratigraphischen Niveau auf, in dem weiter nördlich noch Kieselige Übergangsschichten verbreitet sind. Ähnliches gilt für die Kulm-Grauwacken, deren älteste, südlichste Vorkommen z. T. gleich alt sind wie weiter nördlich gelegene Kulm-Tonschiefer.

Kulm-Tonschiefer sind im Unterkarbon des gesamten hier betrachteten Gebietes des Rheinischen Schiefergebirges verbreitet, mit Ausnahme der Hörre und des Kellerwaldes, wo die eigenständige fazielle Entwicklung anhält und Grauwacken bereits in der *Gattendorfia*-Stufe (cd I) oder dem unteren Teil der *Pericyclus*-Stufe (cd II α) abgelagert wurden, und des Gebietes der Gießener Grauwacke.

Kulm-Tonschiefer

Die Kulm-Tonschiefer (PAECKELMANN 1926: 229) in der Umrandung des Ostsauerländer Hauptsattels, des Warsteiner und Briloner Sattels und in der Waldecker Mulde umfassen stratigraphisch die Zonen des *Goniatites striatus* und *G. granosus* (Zonen β und γ) der *Goniatites*-Stufe (cd III). In der Wittgensteiner Mulde setzt die Grauwackensedimentation erst im obersten cd III γ ein; sie macht sich jedoch in den Kulm-Tonschiefern schon durch einen zunehmenden Schluffstein-gehalt bemerkbar.

Einen im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge und im Harz verbreiteten Horizont bilden die „*Actinopteria*-Bänke“ (RUPRECHT 1937) mit Massenvorkommen der Muschel *Caneyella lepida* (GOLDFUSS) im unteren Teil des cd III γ .

In der Umrandung des Ostsauerländer Hauptsattels gehen die Kulm-Tonschiefer nach oben in die Kulm-Grauwackenschiefer über, die hier das höchste Unterkarbon vertreten und noch in das tiefere Namur hineinreichen. Auf der N-Flanke des Sattels bilden sie den Übergang zu den Unteren

Arnsberger Schichten. Sie sind gegenüber den Tonschiefern durch einzelne Grauwackenbänke ausgezeichnet. PAECKELMANN (1936) erwähnt einige dickere Kalkbänke aus dem Grenzbereich zu den Tonschiefern.

In der südwestlichen Dill-Mulde setzen die Kulm-Tonschiefer über der *grimmeri*-Bank schon im tiefsten Teil der *Goniatites*-Stufe (cd III α) ein und reichen bis in das cd III β , umfassen also im wesentlichen die *crenistris*-Zone, die von der Wittgensteiner Hauptmulde ab nach N noch von den Kieseligen Übergangsschichten eingenommen wird.

In der nordöstlichen Dill-Mulde beginnen Kulm-Tonschiefer im hohen cd III α 3 und reichen bis in das tiefste cd III α 4. Nach SW hin schalten sich bereits im hohen cd III α die ersten Grauwacklagen ein, so daß bei Herzhausen und Herborn Kulm-Tonschiefer und Kulm-Grauwacken nicht als eigenständige Folgen abzugrenzen sind. Weiter im N, bei Biedenkopf, ist das cd III α 4 noch tonig entwickelt (KULICK 1960: 280).

Ebenfalls in der *Goniatites*-Stufe (cd III α) beginnen die Kulm-Tonschiefer in der Gaudernbacher Fazies der Lahn-Mulde (DILLMANN 1952: 97, KULICK 1960: 281). In der Weilburger Mulde sind Kulm-Tonschiefer (und Kulm-Grauwacken) nicht bekannt (RIETSCHEL 1966: 38). Nur in der nördlichen und östlichen Lahn-Mulde (Bl. 5316 Ballersbach, 5415 Merenberg, 5416 Braunfels und 5515 Hadamar) sind Kulm-Tonschiefer bekannt, die wahrscheinlich ebenfalls im tiefsten cd III α einsetzen und wahrscheinlich nicht über das cd III α hinausreichen. In der nordöstlichen Lahn-Mulde (Hessische Schieferserie) beginnt über den Kieseligen Übergangsschichten im hohen cd III α bereits frühzeitig die Grauwackenschüttung (BENDER 1965: 104).

Die Kulm-Tonschiefer bestehen aus einer eintönigen Folge von grauen und grünlichgrauen, meist plattigen bis bankigen Ton- und Schluffsteinen mit einzelnen, vor allem im höheren Teil häufigeren feinkörnigen Grauwackenbänkchen. Die Tonschiefer sind häufig durch mm-dicke Schluffsteinlagen fein gebändert und haben einen geringen, diffus verteilten Schwefelkiesgehalt. In einzelnen Lagen kann dieser bis zur Alaunschieferbildung angereichert sein, die sich durch ockergelbe Verwitterungsfarben bemerkbar macht. Die Tonschiefer sind im allgemeinen kalkfrei. Besonders im tiefen Teil der Schichtenfolge, in den Posidonien-schiefern, ist *Posidonia becheri* sehr häufig.

In der nordöstlichen Lahn-Mulde sind in die Kulm-Tonschiefer einige wenige geringmächtige Kalksteinbänke eingeschaltet. Unter diesen ist eine 1,5 m mächtige, brecciös-konglomeratische Bank besonders bemerkenswert, die eine reiche, von PARKINSON (1903: 331), SOMMER (1909: 611) und AMLER (1987) beschriebene Fauna von cd III- α -Alter geliefert hat. Ähnliche Kalksteinvorkommen in jüngeren Schichten (cd III β) sind auch in der Dill-Mulde und der Wittgensteiner Mulde bekannt (PICKEL 1937, PAPROTH 1953, SADLER 1983, AMLER 1987). Sie enthalten z. T. eine „kohlenkalkähnliche“ Fossilgesellschaft und werden als subaquatische Rutschmassen gedeutet, die von einem Schelf- oder Vorriffhang stammen und in das vorgelagerte Kulmbecken transportiert worden sind (AMLER 1987: 287).

Die Mächtigkeit der Kulm-Tonschiefer ist wegen der oft starken Spezialfaltung und der unvollständigen Profile kaum exakt festzustellen. Die Mächtigkeitsangaben schwanken zwischen 30 m und 70–80 m (in der südwestlichen Dill-Mulde, LIPPERT et al. 1970: 297).

Kulm-Plattenkalk, Rhenar Kalk und Posidonien-Kalk

In den Ablagerungsraum der Kulm-Tonschiefer wurden während der *Goniatites*-Stufe von verschiedenen Hochgebieten unterschiedliche Mengen von Karbonatdetritus geliefert, die heute als

Kulm-Plattenkalk im W, als Rhaener Kalk und Posidonien-Kalk im E des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges vorliegen. MEISCHNER (1962, 1964) hat ein Modell der Bildungsbedingungen dieser "alldapischen" Kalke gegeben (Abb. 29).

Der Plattenkalk bildet eine Serie von überwiegend gradierten Kalksteinbänken und zwischenlagerten dunklen Tonschiefern. Seine Gesamtmächtigkeit erreicht im W bei Hohenlimburg ca. 70 m, bei Arnsberg ca. 150 m und nimmt nach E auf < 40 m bei Meschede ab. Er liegt als großer Schüttungsfächer vor dem Kohlenkalkschelf des Brabanter Massivs, der bis zum Gebiet des Velberter Sattels reichte. Im Gebiet S Menden wird die *Goniatites*-Stufe (cd III) vom mittleren Teil der *crenistria*-Zone bis zum Beginn des Namurs von Plattenkalken aufgebaut. Herkunftsgebiet des detritischen Kalkmaterials ist der Kohlenkalkschelf.

Posidonien-Kalk und Rhaener Kalk sind in der Waldecker Hauptmulde N vom Medebach—Goldhausener Sattel verbreitet. Die Posidonien-Kalke setzen bereits in den Kieselligen Übergangsschichten ein und reichen bis in die obere *striatus*-Zone (cd III β *spi*). Der Rhaener Kalk beginnt im oberen cd III β *spi* und geht in der *granosus*-Zone (cd III γ) langsam in Grauwacken über, indem sich zunehmend mehr Grauwackenmaterial einschaltet.

Posidonien-Kalk und Rhaener Kalk bestehen aus bituminösen, überwiegend aus Fossildetritus aufgebauten, gradierten Kalksteinen mit zwischengelagerten dunklen Tonschiefern (MEISCHNER 1962). Sie liegen vor dem beckenwärtigen Rand der während ihrer Ablagerungszeit weiter im SE sedimentierten Grauwacken. Ihr Karbonatdetritus ist durch Suspensionsströme in das Becken gelangt und stammt nach MEISCHNER (1962, 1964) von kleinen Kohlenkalkriffen, die auf dem Außenrand der Grauwackenschüttung gesessen haben.

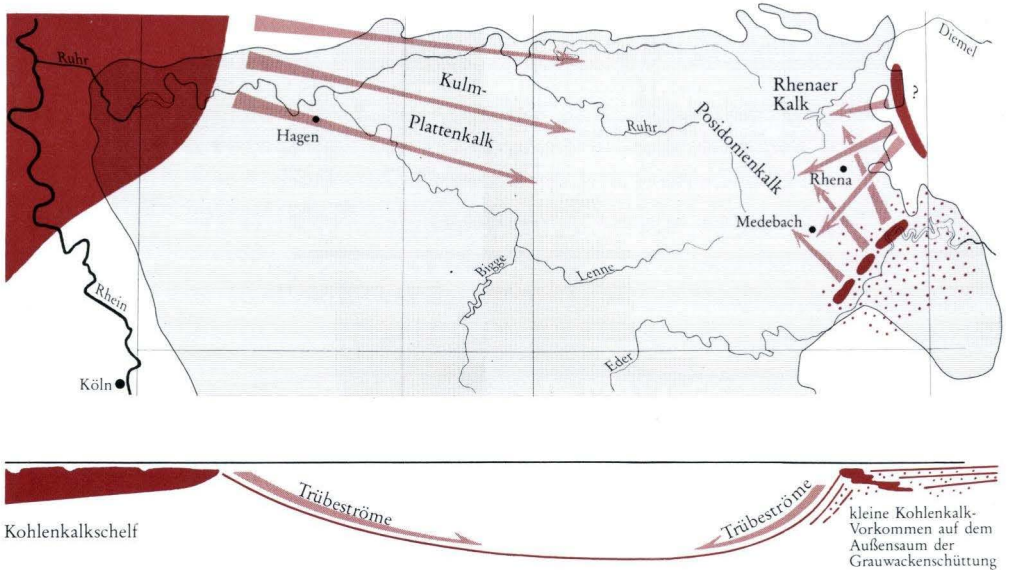


Abb. 29. Die Beziehungen zwischen Kohlenkalk und Kulm-Kalken. A. Paläographische Karte des nördlichen Rheinischen Schiefergebirges zur Zeit der höheren Visé-Stufe. Der Rhaener Kalk ist etwas jünger als der Posidonienkalk, gleichzeitig mit beiden wurde der Kulm-Plattenkalk geschüttet. B. Schnitt durch das Sedimentations-Becken (nach MEISCHNER 1964).

Die Posidonien-Kalke haben ihre größte Mächtigkeit am SE-Rand ihrer Verbreitung und werden nach NW und N zunehmend geringmächtiger, bis sie am SE-Rand des Ostsauerländer Hauptsattels auskeilen. Sie sind über größere Flächen relativ gleichmäßig ausgebildet und verbreitet und nach MEISCHNER (1962: 42) auch im Harz nachweisbar. Die im Kohlenkalk angewandte Foraminiferenstratigraphie ist auch in den Posidonien-Kalken verwendbar (CONIL & PAPROTH 1983).

Der Rhenauer Kalk, dessen Bänke einen raschen petrographischen und Mächtigkeitswechsel in der Horizontalen zeigen, hat seine Maximalmächtigkeiten in einem quer zu den heutigen tektonischen Großstrukturen liegenden Streifen beiderseits des abtauchenden Neerदारer Sattels und wird sowohl in SW- als auch in NE-Richtung geringmächtiger.

Kulm-Grauwacke

Wenn hier von "Kulm-Grauwacken" gesprochen wird, ist stets die mehr oder weniger geschlossene grauwackenführende Schichtfolge gemeint, die über den Kulm-Tonschiefern einsetzt und die Sedimentation des Unterkarbons im östlichen Teil des Rheinischen Schiefergebirges abschließt. In gleicher Fazies ausgebildete, örtlich bereits früher auftretende Grauwackenschüttungen sind in den entsprechenden Abschnitten besprochen. Stratigraphische und petrographische Untersuchungen stammen von PICKEL (1937), KULICK (1960), HENNINGSEN (1961, 1966, 1970, 1973, 1978), DENEKE (1977) EIGENFELDT & EIGENFELDT (1978), SADLER (1983).

Wie die Kulm-Tonschiefer setzen die ersten (ältesten) Grauwackenschüttungen im S ein und greifen nach N generell auf immer jüngere Schichten über. Im Gebiet der oberdevonisch-unterkarbonischen Gießener Grauwacke beginnen die unterkarbonischen Grauwacken im hohen Oberdevon (DÖRR 1990) in der nordöstlichen Lahn-Mulde über der *grimmeri*-Zone im hohen cd III α (BENDER 1965: 105, GOLDMANN 1968), in der Hörre im cd III α (Elnhausen-Formation, BENDER & HOMRIGHAUSEN 1979) und im nördlichen Kellerwald, auf Bl. 4820 Bad Wildungen, im hohen cd III α (HORN et al. 1973: 91, AHRENDT & GEISSLER 1970). In der Dill-Mulde liegt die Unterkante der Kulm-Grauwacken in cd III β (LEUTERITZ 1968: 117, 163, SCHADE 1970: 27, BENDER & BRINCKMANN 1969: 16), mit einer "Vorläufergrauwacke" in der *Pericyclus*-Stufe (cd II) α/β (LIPPERT et al. 1970: 290, 300, HENNINGSEN 1973: 301), ebenso im größten Teil der Wittgensteiner Mulde. Während im südwestlichen Dillgebiet bereits in den Kulm-Tonschiefern immer wieder Sandstein- und Grauwackenbänke eingeschaltet sind, läßt sich in der nördlichen Dill-Mulde (s. auch LEUTERITZ 1968) der Tonschiefer-Horizont relativ besser von den darüber folgenden Grauwackelagen abtrennen. Dabei nehmen nach LEUTERITZ auf Bl. 5117 Buchenau die Grauwackeneinschaltungen von S nach N ab, während gleichzeitig die tonig-schiefrigen Anteile und der Karbonatgehalt zunehmen. Genauere Datierungen (cd III α und β) liegen nur von wenigen Fundpunkten vor. In der Waldecker Hauptmulde schließlich beginnen die Kulm-Grauwacken im cd III γ .

Von dieser Regel gibt es jedoch regionale Ausnahmen: so beginnt die Grauwackensedimentation W Marburg und im südlichen Kellerwald bereits in der *Pericyclus*-Stufe (cd II), z. T. sogar in der höheren *Gattendorfia*-Stufe (cd I) (Hundshäuser, Jesberger, Urfer Grauwacke, JAHNKE & PAUL 1968: 77, MEISCHNER 1968: 27, HENNINGSEN 1978: Abb. 2), während die Kulm-Grauwacken am N-Rand der Lahn-Mulde erst in der *Goniatites*-Stufe (cd III) β einsetzen, also für das generelle Schema relativ zu jung sind (HENNINGSEN 1970: 175, GOLDMANN 1968: 335). HENNINGSEN

(1978: 110) leitet davon die Vorstellung ab, daß die Kulm-Grauwacken nicht von einem einheitlichen Liefergebiet von S nach N sondern von verschiedenen Schüttungszentren aus konzentrisch verbreitet wurden (Abb. 30).

Die Schichtenfolge der Kulm-Grauwacke besteht aus einer Wechselfolge von feinkörnigen bis konglomeratischen, graugrünen bis blaugrauen, bräunlich verwitternden Grauwacken, Grauwackenschiefern und z. T. sandigen, siltigen bis tonigen, grauen bis grünlichgrauen Schiefen.

Die Körnigkeit sowie das Verhältnis der Grauwacken zu den Schieferlagen wechseln: In der nordöstlichen Dill-Mulde (Bl. 5117 Buchenau) überwiegen im unteren Abschnitt der Grauwackensedimentation die gröberklastischen Sedimente im Vergleich zu den darüber folgenden Schichten.

Im Edergebiet sind in die Kulm-Grauwacken bis 40 m mächtige Konglomerate eingeschaltet (PICKEL 1937, KULICK 1960, SOMMERMANN 1990).

Die Kulm-Grauwacken und -konglomerate des Rheinischen Schiefergebirges sind prinzipiell ähnlich zusammengesetzt. Neben Quarz und Alkalifeldspäten enthalten sie Gerölle oder Gesteinsfragmente, die für die Herkunft aus der "Mitteldeutschen Schwelle" charakteristisch sind: alkalireiche Granite und Granitgneise, Glimmer- und Chloridquarzite, Phyllite bis Glimmerschiefer sowie auffällige Quarzgerölle mit eingewachsenen "Geldrollen"-Chloriten. Charakteristisch sind außerdem Schwerminerale der metamorphen Abfolge, vor allem Granat (HENNINGSEN 1966: 21, 1973: 305).

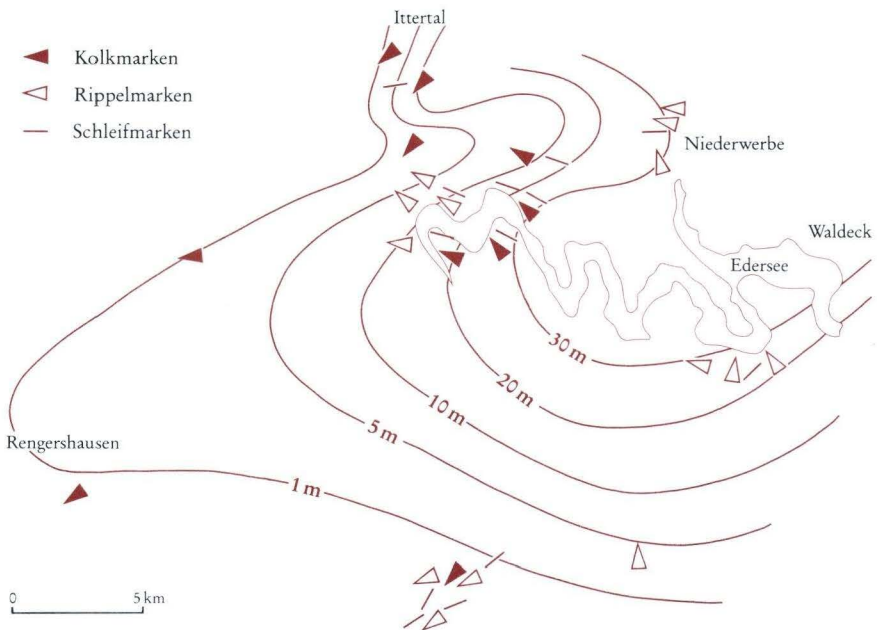


Abb. 30. Grauwackenmächtigkeiten im cd III β (*spirale*-Subzone, unterhalb des Konglomerates) des Edergebietes auf palinspastisch korrigierter kartographischer Grundlage (nach SADLER 1983). Das Lieferzentrum dieses Schüttungskörpers wird im E des Kellerwaldes unter den jüngeren Sedimenten der Hessischen Senke vermutet.

Im einzelnen ergeben sich jedoch Unterschiede, die zeigen, daß offenbar drei zeitlich und/oder räumlich verschiedene Schüttungen stattgefunden haben: So enthalten die Grauwacken im nordwestlichen Dillgebiet reichlich Gerölle von Schiefeln und Phylliten, bei Marburg und in einem Streifen im östlichen Edergebiet kommen viele Vulkanitfragmente vor, während im südöstlichen Edergebiet Plutonitbruchstücke überwiegen. Innerhalb der großen Schüttungseinheiten lassen sich in der Dill-Mulde, der Hörre und dem Kellerwald noch kleinere begrenzte Schüttungskörper mit jeweils etwas abweichender Zusammensetzung unterscheiden. So weist z. B. eine hohe Anreicherung von Granat und Epidot-Zoisit im Bereich der mittleren Dill-Mulde (Herborn) auf ein ehemals nahegelegenes Liefergebiet hin. Trotz aller lokalen Unterschiede läßt sich jedoch generell feststellen, daß von S nach N der Anteil an Gesteinsfragmenten von 30% auf mehr als 40% ansteigt, während der von freiem Quarz auf 15—20% absinkt (HENNINGSEN 1973: 305, 1978: 109 ff.). Im Gegensatz zu anderen Autoren (zum Beispiel MEISCHNER 1971: 24) nimmt HENNINGSEN (1978: 110) an, daß eine nennenswerte "Umwälzung und Reifung", d. h. Abtragung älterer Grauwacken und Wiederablagerung nicht stattgefunden hat.

Zumindest ein Teil der Tonschiefer, Grauwacken und Konglomerate, aus denen die Kulmgrauwacken-Serie zusammengesetzt ist, sind Ablagerungen untermeerischer Schlammströme (Turbidite), über deren Wirkungsweise HORN et al. (1973: 93) folgende Beschreibung geben: "Transportiert wurde das Grauwacken- und Tonschiefermaterial z. T. in Suspensionsströmen (turbidity currents), d. h., bei Anhäufung größerer Mengen von Sediment an der oberen Schelfkante geriet dieses, ausgelöst durch verschiedene Ursachen, ins Rutschen und floß mit hoher Geschwindigkeit in das Becken. Zunächst setzten sich entsprechend der Schwere die gröberen (konglomeratische Grauwacke), dann die feineren Klastika (Grauwacke), am Ende des Prozesses die Schluffe und Tone (Tonschiefer) aus dem Suspensionsstrom ab. Diese Sedimentationsabfolge spiegelt sich sowohl in der einzelnen Bank (= Gradierung: Basis grobkonglomeratisch, Mitte mittelkörnig, oben feinkörnig, darüber Pflanzenhäcksel, am Top Tonschiefer) wider wie auch in mächtigen Grauwackenabfolgen: Basis mit Konglomeraten und dickbankigen Grauwacken, zum Hangenden dünnbankige, feinkörnigere Grauwacken, darüber Wechsellagerungen und endlich Tonschiefer.

Das gleiche Bild zeigt die horizontale Verbreitung der Saumsenkensedimente: Im SE jeder Schüttung finden wir jeweils grobkörnige und mächtige Grauwacken mit Konglomeraten, im NW feinkörnige und dünnbankige Grauwacken, anschließend Wechsellagerungen und schließlich am N-Rand der Saumsenke Tonschiefer, die weiter zum Becken in die Fazies kieseliger Übergangsschichten übergehen".

Die Mächtigkeit der Kulm-Grauwacke beträgt am W-Rand der Lahn-Mulde, auf Bl. 5514 Hadamar, mindestens 100—150 m (HENNINGSEN 1970), in der nordöstlichen Lahn-Mulde, auf Bl. 5416 Braunsfels, kaum mehr als 10 m. In der südwestlichen und zentralen Dill-Mulde sind keine Grauwacken mehr erhalten, weil sie abgetragen sind. Die Mächtigkeit steigt nach NW hin auf mindestens 200 m an, von denen heute noch bis etwa 100 m erhalten sind (SCHADE 1970: 26).

Nach N steigen die Mächtigkeiten der Kulm-Grauwacken auf nahezu 1000 m im Edergebiet an.

Gießener Grauwacke

Ein besonderes Faziesgebiet ist das der "Gießener Grauwacke", die im NE-Teil der Lahn-Mulde, östlich der Linie Kirchvers—Wetzlar—Bonbaden, große Flächen einnimmt. Die Gesteine der Gießener

Grauwacke wurden anfangs ins Oberkarbon ("Flözleeres"), danach in das Unterkarbon gestellt, da an einigen Stellen Floren dieses Alters gefunden wurden (KEGEL 1924: 288, WEYL 1980: 25). Nach neueren Untersuchungen (DÖRR 1990) gehört ein Teil der Gießener Grauwacke ins Devon (Krofdorfer Schichten, DÖRR 1990). Die auf der GÜK 300 NNW Gießen ausgehaltene größere Oberdevonfläche entspricht etwa dem Verbreitungsgebiet des Devonanteils der Gießener Grauwacke. Die Gießener Grauwacke wird von verschiedenen Autoren (ENGEL et al. 1983a) als eine geologische Einheit angesehen, die durch Deckenschub von S herantransportiert wurde, wobei eine Schubweite von 60–100 km angenommen wird. Gestützt wird diese Annahme u. a. durch die Beobachtung, daß an der Basis der Gießener Grauwacke Linsen von schwarzen Radiolariten, Grauwacken, Sandsteinen und phyllitischen Tonschiefern liegen, die Spuren intensiver Deformation und Mylonitisierung zeigen. Letzteren sind zudem Vulkanite zwischengeschaltet, die in ihrer geochemischen Zusammensetzung den Basalten mittelozeanischer Rücken entsprechen und damit eine Sonderstellung innerhalb des Rheinischen Schiefergebirges einnehmen (GRÖSSER & DÖRR 1986).

HENNINGSSEN (1961, 1963) und DÖRR (1990) haben zusammenfassend und ausführlich Aufbau und Stoffbestand der Gießener Grauwacke beschrieben. Sie besteht z. T. aus dickbankigen, oft massigen Grauwacken mit nur dünnen Schieferlagen, an anderen Stellen aus einer regelmäßigen Wechsellagerung von wenige Dezimeter mächtigen Bänken von Schieferen und Grauwacken oder Sandsteinen.

Die Schiefer sind grau, manchmal bräunlich oder dunkelgrün, nur selten hell oder dunkel gebändert. Rauhe und sandige Lagen enthalten nicht selten Pflanzenhäcksel. Neben den Schieferzwischenlagen finden sich in den Grauwacken auch mehrere Dezimeter lange Schieferfetzen.

Die Grauwacken sind grau bis graublau und verwittern gelblichbraun bis olivfarben. Sie sind z. T. leicht karbonatisch, überwiegend fein- bis mittelkörnig. In gröberen Varietäten wurden Gerölle bis 7 mm Ø gefunden. Einzelne Bänke zeigen eine regelmäßige Gradierung und andere Merkmale, die auf Transport in Trübeströmen hindeuten. Pauschal setzen sich die Gesteine aus 30–38% Quarz, 7–16% Feldspat, 30–45% Gesteinsbruchstücken und 10–23% Zwischenmittel zusammen. Zum Teil treten die Gesteinsbruchstücke so zurück, daß das Gestein als Sandstein zu bezeichnen ist. Im Liefergebiet müssen saure, albitreiche Granite bzw. Aplite, Quarzporphyre und Keratophyre, Diabase, Quarzite, glimmerschieferartige Metamorphite, Gneise und verschiedene Sedimentgesteine, vor allem Sandsteine, angestanden haben. Die Mächtigkeit beträgt einige 100 m, max. 500 m (HENNINGSEN 1961, 1963).

DÖRR (1990) teilte die "Gießener Grauwacke" in einen devonischen (Krofdorfer Schichten, Ton- und Kieselschiefer des Unterdevons bis tiefen Oberdevons und Grauwacken der Adorf-/Nehden-Stufe) und einen karbonischen Teil (Jüngere Grauwacke, grobkörnige bis feinkonglomeratische Grauwacken mit hohem Gehalt an metamorphen Gesteinsbruchstücken). Die Jüngere Grauwacke nimmt den gesamten südlichen Bereich des Gebietes der "Gießener Grauwacke" ein, während die Krofdorfer Schichten in seinem NW-Teil flächenhaft verbreitet sind. Eine genauere stratigraphische Einstufung der Jüngeren Grauwacke war bisher nicht möglich (DÖRR 1990).

Hörre

Auch im Unterkarbon behält das Gebiet der Hörre seine eigenständige fazielle Entwicklung, die besonders durch die Einschaltung von Quarziten und Grauwacken im tieferen Teil des Unterkar-

bons sowie das fast völlige Fehlen von Vulkaniten gekennzeichnet ist. Das Unterkarbon der Hörre wurde von BENDER & HOMRIGHAUSEN (1979) lithostratigraphisch neu gegliedert (s. Tab. 14).

Endbach-Formation

Die Endbach-Formation besteht im unteren Teil vorwiegend aus olivgrünen Tonschiefern und kieseligen Schiefen, denen wulstige Quarzite und Grauwacken eingeschaltet sind. Im oberen Teil herrschen gelbliche und olivgrüne, feinsandige und kieselige Schiefer vor mit Einschaltungen quarzitischer Sandsteine, die in die *triangulus*-Zone gestellt werden. Die Mächtigkeit beträgt max. 20 m.

Gladenbach-Formation

Die Gladenbach-Formation besteht aus einer Abfolge von dunkelgrauen bis schwarzen Tonschiefern, Alaun- und Kieselschiefern mit eingeschalteten gebankten detritischen Kalksteinen, durch deren Vorkommen sie sich von den Liegenden Alaunschiefern und dunklen Kieselschiefern der normalen Kulm-Fazies unterscheiden. Sie sind in ihrer Ausbildung und Mächtigkeit den gleichalten Sedimentgesteinen der "Normal-Fazies" benachbarter Gebiete am ähnlichsten. Die gesamte Folge wird bis zu 30 m mächtig, die eingelagerten Kalke und Schiefer erreichen Mächtigkeiten von max. 10 m. Biostratigraphisch gehört die Gladenbach-Formation in die untere *Pericyclus*-Stufe (HOMRIGHAUSEN 1979: 10).

Bischoffen-Formation

Die Bischoffen-Formation beginnt mit einer wenige Meter mächtigen Folge von grünlichgrauen Tonschiefern und kieseligen Schiefen, die allmählich in überwiegend graue, siltige, plattige Schiefer übergehen. Der Feinsandgehalt nimmt nach oben hin zu. Außerdem treten im oberen Teil Einschaltungen von Sand- und Grauwackengesteinen auf. Auffallend sind in den Plattenschiefern Pflanzenreste und häufig vorkommende Lebensspuren. Die Mächtigkeit der Bischoffen-Formation beträgt etwa 100 m.

Der höhere Teil der Gladenbach-Formation und tiefere Teil der Bischoffen-Formation lassen sich biostratigraphisch nicht trennen. Auch die Obergrenze der Bischoffen-Formation kann biostratigraphisch noch nicht datiert werden. Die basalen kieseligen Schichten sind in den "Schiffelborner Schichten" früherer Autoren enthalten.

Als altersgleich mit der Bischoffen-Formation muß der Kammquarzit (Wollenberg-Quarzit, vgl. Abschn. Kellerwald) angesehen werden, der am Wollenberg und in einigen kleinen Vorkommen unmittelbar nordwestlich der Hörre in den südöstlichen Schuppen der Dill-Mulde nachgewiesen ist. Er gehört jedoch nach der Definition von BENDER & HOMRIGHAUSEN (1979) nicht mehr zum Faziesgebiet der Hörre.

Elnhausen-Formation

Die Elnhausen-Formation setzt mit einer überwiegend fein- und mittelkörnigen, untergeordnet auch gröberkörnigen, max. im Dezimeterbereich gebankten Folge von Grauwacken und einge-

schalteten rauhen Schiefen ein. Darüber folgen vorwiegend dickerbankige (Bänke bis mehrere Meter mächtig) Einschaltungen von konglomeratischen, grob- und mittelkörnigen Grauwacken, die mit Tonschiefern unterschiedlicher Mächtigkeit wechsellagern. Während die basalen Grauwacken noch relativ feldspatarm sind, haben die darüber folgenden "echten" Kulmgrauwacken-Habitus. Die Mächtigkeit der Elnhausen-Formation beträgt mindestens 100 m. Biostratigraphisch kann sie bis jetzt noch nicht genauer datiert werden. Die basalen Grauwacken lassen sich aufgrund lithologischer Ähnlichkeit vielleicht mit den Vorläufergrauwacken der Dill-Mulde parallelisieren. Der obere, massigere Komplex dürfte den Kulm-Grauwacken der benachbarten Gebiete entsprechen.

Kellerwald

Im Kellerwald sind auf der Ense-Schwelle und der Steinhorn—Silberstollen-Schwelle keine unterkarbonischen Schichten nachgewiesen. Unterkarbon liegt in nahezu normaler Ausbildung nur im nördlichen Kellerwald (Wese-Becken) vor. In den nach S anschließenden tektonischen Einheiten wird die "normale" Abfolge der Kulm-Fazies in lokal unterschiedlichem Ausmaß durch Schichten mit abweichender fazieller Ausbildung vertreten, in den höheren Schichtgliedern vorwiegend durch die von SW einsetzende Grauwackensedimentation.

Die Hangenberg-Schichten keilen auf dem Hundsdorfer Sattel aus und setzen im Fischbacher Diabasbecken in stark reduzierter Mächtigkeit wieder ein. Im Braunauer Becken scheint das tiefste Unterkarbon (*Gattendorfia*-Stufe, cd I) zu fehlen. Auf der Keller-Schwelle und im Gilsa-Becken wird es durch eine Folge kieselig-toniger Gesteine vertreten, die die Sedimentation aus dem Oberdevon fortsetzen.

Liegende Alaunschiefer reichen im Wese-Becken (20 m mächtig, nach S hin abnehmende Mächtigkeit) von der Basis der *Pericyclus*-Stufe (cd II) bis zum höheren cd II γ bis δ . Ihr höherer, kieselig-Teil entspricht wahrscheinlich stratigraphisch der Serie der Lydite im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge. Liegende Alaunschiefer fehlen auf dem Hundsdorfer Sattel und sind im Fischbacher Diabasbecken ebenfalls nur in stark reduzierter Mächtigkeit vertreten. Im Braunauer Becken setzen sie im cd II β/γ ein und repräsentieren hier die tiefsten Schichten des Unterkarbons.

Kulm-Kieselschiefer sind im Wese-Becken als "Serie" der Kieselschiefer und Lydite mit zwischengeschalteten mm- bis cm-dicken Tufflagen vertreten, die eine den Quarzkeratophyren vergleichbare Zusammensetzung haben. Sie ist 30—50 m mächtig und greift auf den Hundsdorfer Sattel über, wo sie den oberdevonischen Aschkoppensandstein überlagert. Stratigraphisch reicht sie vom höheren cd II γ bis δ bis zum Ende der *Pericyclus*-Stufe (cd II). Im Braunauer Becken überlagert sie die liegenden Alaunschiefer. Von der Keller-Schwelle ab nach S ist sie nicht mehr ausgebildet.

Kieselige Übergangsschichten treten nur im nördlichen Kellerwald (Wese-Becken) ab dem tiefen cd II α auf. Sie gehen nach S in Tonschiefer über (Fazies der Posidonienschiefer).

Im Bereich der Keller-Schwelle liegen die Schichten der *Gattendorfia*- und *Pericyclus*-Stufe in abweichender Fazies vor. Es läßt sich hier nach EDER, ENGEL & UFFENORDE (1969) ein südöstlicher und ein nordwestlicher Faziesbereich unterscheiden. In beiden Bereichen setzt sich die Sedimentation flaseriger Ton- und Kieselschiefer vom Oberdevon in die *Gattendorfia*-Stufe (cd I) fort. Im südöstlichen Faziesbereich sind glimmerreiche Grauwacken und Sandsteine eingeschaltet sowie,

an der Grenze *Gattendorfia*-Stufe (cd I)/*Pericyclus*-Stufe (cd II) Dachschiefer. Im unteren cd II erfolgt der Übergang in die Schiffelborner Schichten, deren Unter- und Obergrenze nach NW hin ansteigt und deren Mächtigkeit in der gleichen Richtung auch bis auf 80 m zunimmt. In die Schiffelborner Schichten schalten sich zunächst vereinzelt, dann immer häufiger Quarzitbänke ein, die sich schließlich zum Kellerwald-Quarzit ("Kammquarzit", "Wollenberg-Quarzit") zusammenschließen, der die Schiffelborner Schichten teilweise, in der *Pericyclus*-Stufe (cd II δ) fast ganz vertritt und bis zur Grenze *Pericyclus*- (cd II)/*Goniatites*-Stufe (cd III) reicht (Abb. 19). Er besteht aus weißen bis grauen, fein-, z. T. grobkörnigen, dickbankigen Quarziten mit vereinzelt schwarzen und bunten Tonschieferzwischenlagen. Die Mächtigkeit des Kellerwald-Quarzits beträgt bis zu 150 m (EDER, ENGEL & UFFENORDE 1969: 229).

Im NW-Teil treten in der tiefsten *Pericyclus*-Stufe (cd II α) die 40–80 m mächtigen "Harten Schiefer des Hohelohr" auf, die im tieferen Teil aus graugrünen, z. T. gebänderten, schluffigen, kieseligen Schiefen bestehen. Der höhere Teil setzt sich überwiegend aus schwarzen bis grauen Ton- und Kieselschiefern zusammen, die die Liegenden Alaunschiefer der normalen Abfolge vertreten und diesen sehr ähnlich sind. Darüber folgt die Fazies der Schiffelborner Schichten aus bunten, rötlichen bis weißgrauen, z. T. violett verwitternden Kieselschiefern, quarzitischen Schiefen, schwarzen Lyditen und Rotschiefern, in deren höherem Teil sich Quarzitbänke einschalten. Die Schiffelborner Schichten vertreten hier größtenteils den Kellerwald-Quarzit und umfassen etwa das cd II β/γ und cd II δ .

Im gesamten südlichen Kellerwald setzen über den Kieselschiefern und deren faziellen Vertretern Grauwackenschüttungen ein, die von der Mitteldeutschen Schwelle im S geliefert wurden.

Erste Grauwackenschüttungen, die sich noch mit den Kieselschiefern verzahnen, treten bereits in der hohen *Gattendorfia*-Stufe (cd I) auf. In der tieferen *Pericyclus*-Stufe (cd II) haben sich die Grauwacken überall durchgesetzt. Sie können als fazielle Äquivalente des Kellerwald-Quarzits angesehen werden. Früher wurden die Grauwacken mit verschiedenen Lokalnamen belegt, weil sie geringfügige lithologische Unterschiede aufweisen und für verschieden alt gehalten wurden ("Urfer Grauwacke", unterkarbonischer Anteil, "Jesberger Grauwacke", "Hundshäuser Grauwacke"). Nachdem sich jedoch das nahezu gleiche Alter dieser Grauwacken herausgestellt hat, haben diese Namen keine stratigraphische Bedeutung mehr und stellen nur noch Faziesbezeichnungen dar. Man spricht im stratigraphischen Sinn besser von unterkarbonischen Grauwacken. Es ist anzunehmen, daß die Grauwacken bis in das cd II β/γ reichen. Sichere paläontologische Belege gibt es hierfür jedoch nicht (JAHNKE & PAUL 1968: 77).

Die Mächtigkeit der Kulm-Grauwacken wechselt auf engem Raum zwischen 2–4 und 20–22 m. Örtlich sind konglomeratische Lagen eingeschaltet, deren Grauwackenspektrum von STOPPEL (1961: 81) und SOMMERMANN (1990) beschrieben wurde.

Eine weitere Ausbreitung der Grauwacken nach N wurde zunächst durch die Keller-Schwelle verhindert. Mit dem Beginn des cd II war das Becken im S der Schwelle mit Grauwacken gefüllt. Im Verlauf des cd II wurde das Material am Außenrand dieser Schüttungsplattform zu reinem Quarzsand (Quarzit) aufbereitet. Erst in der tieferen *Goniatites*-Stufe (cd III) verlor die Keller-Schwelle ihre Wirkung und die Kulmgrauwacken-Sedimentation breitete sich fast schlagartig über den gesamten nördlichen Kellerwald aus und ebnete mit ihren Schuttmassen ein eventuell noch vorhandenes Relief endgültig ein (MEISCHNER 1968: 27). Im höheren cd III α erreichte die Grauwackensedimentation den nördlichen Kellerwald und setzte sich bis in das hohe cd III β fort (HORN et al. 1973: 85). Dieses erreicht im NW-Teil des Bl. 4820 Bad Wildungen mit etwa 1000–1100 m (HORN

et al. 1973: 93) seine größte Mächtigkeit. Es besteht aus sich mehrfach wiederholenden Konglomeraten, Grauwacken und Tonschiefern, deren Verbreitung sich aus der Entstehung durch turbidity currents ergibt. Charakteristischer Leithorizont des höheren $cd\text{III}\beta$ ist die Kalkgeröllbank (PICKEL 1937), die aus 0,5–3 m mächtigen, schwach sandigen Tonschiefern besteht, in denen z. T. massenhaft ellipsoidförmige Gerölle aus schwarzen bis grauen, tonigen oder sandigen Karbonatgesteinen oder karbonatischen Schluffsteinen liegen. Die Gerölle haben max. Durchmesser von 15 cm, bleiben aber meist unter 7 cm. Ein anderer, etwas höher im Profil liegender Leithorizont ist das sogen. *spirale*-Konglomerat (benannt nach der *spirale*-Subzone, $cd\text{III}\beta 5$, in der es liegt). Es hat seine größte Mächtigkeit (bis 13 m) und die größten Gerölldurchmesser bei Waldeck. Von dort nehmen Korngröße und Mächtigkeit kontinuierlich nach SW, W und NW ab (HORN et al. 1973: 146).

Metabasalte (Spilite/Diabase) sind im Hundsdorfer Sattel und Fischbacher Diabasbecken verbreitet. Sie treten teils als Lagergänge in verschiedenen älteren Gesteinen auf, teils sind sie als Laven an die Erdoberfläche gelangt (Deckdiabas). Der Deckdiabas tritt in zwei Eruptionsphasen in der hohen *Gattendorfia*-Stufe ($cd\text{I}$) und im Grenzbereich *Pericyclus*-Stufe ($cd\text{II}$) γ/δ auf (HORN et al. 1973: 70 ff.). In der Keller-Schwelle liegt etwa an der Untergrenze der *Pericyclus*-Stufe ($cd\text{II}$) β/γ zwischen den Harten Schiefen des Hohelohr und den Schifflborner Schichten ein bis 30 m mächtiger doleritischer Lagergang.

Im Verbreitungsgebiet der unterkarbonischen Metabasalte (Deckdiabas) des nördlichen Kellerwaldes ist örtlich zwischen den Vulkaniten und dem Kieselschiefer der Eisenkiesel entwickelt, der bis über 1 m mächtig werden kann. Er wird als Wildunger Achat, Jaspis, Karneol oder Heliotrop örtlich zu Schmuckstein verarbeitet.

Unterrerra-Sattel

WITTIG (1968: 49) nimmt für einen Teil der Metabasalte im Werragrauwackengebirge, die auch geringmächtige sedimentäre Zwischenlagen enthalten, ein unterkarbonisches (Deckdiabas-)Alter an, ohne dies jedoch faunistisch beweisen zu können. Die früher als Unterkarbon angesehene Werra-Grauwacke wird von ihm in die Adorf- bis Nehden-Stufe gestellt.

Unterkarbonischer Vulkanismus ("Deckdiabas")

Während des Unterkarbons erreichte der devonisch-karbonische Vulkanismus seinen zweiten Höhepunkt. Die dabei geförderten basaltischen Laven wurden von KAYSER (1900) ursprünglich in das höchste Oberdevon gestellt und als "Deckdiabas" bezeichnet. Diese Benennung der Metabasalte ist als eingeführter lithostratigraphischer Begriff beibehalten worden.

Der Deckdiabas ist im Kellerwald, in der Lahn- und der Dill-Mulde verbreitet. In der Hörre und Wittgensteiner Mulde fehlt er.

Im Kellerwald treten unterkarbonische Metabasalte vorwiegend im Hundsdorfer Sattel, dem Fischbacher Diabasbecken und der Keller-Schwelle auf. Die älteren erreichen dabei Mächtigkeiten bis ca. 50 m, während die jüngeren Metabasalte wesentlich geringmächtiger (einige Meter) bleiben. Lagerförmige Intrusionen sind bis 30 m Mächtigkeit bekannt.

In der Dill-Mulde haben die Metabasalte des Unterkarbons im SW-Teil die größte Verbreitung und Mächtigkeiten bis 500 m (LIPPERT et al. 1970: 269). Nach NE reicht der Deckdiabas weiter als

die Schalsteinverbreitung, jedoch meist in geringerer Mächtigkeit, die nur örtlich auf mehrere 100 m anschwellen kann. Dabei sind die größten Metabasalt-Mächtigkeiten an tektonische Querelemente gebunden (SCHÖNENBERG & GIESE 1956: 605). Die Mächtigkeit der doleritischen Lagergänge reicht bis 50 m (LIPPERT et al. 1970: 365).

In der Lahn-Mulde hat der Deckdiabas in der Hohensolmsener Basalttafel seine größte geschlossene Verbreitung. Er wird dort mehr als 50 m mächtig. Doleritische Lagergänge erreichen in der Lahn-Mulde örtlich Mächtigkeiten > 100 m (HENTSCHEL 1956).

Die Untergrenze des Deckdiabases liegt in der Lahn- und Dill-Mulde meist innerhalb oder über den Liegenden Alaunschiefern [*Pericyclus*-Stufe (cdII α)]. Nur örtlich setzt der Vulkanismus schon früher ein: in der westlichen Dill-Mulde bei Oberscheld im Devon/Karbon-Grenzbereich (BUGGISCH, RABIEN & HÜHNER 1981: 37), im N-Teil der Weilburger Mulde (Zentrale Lahn-Mulde) bereits in den Hangenberg-Schichten (erste Tufflagen; Lavaergüsse jedoch erst über den Liegenden Alaunschiefern), im S-Teil der Weilburger Mulde in der hohen *Gattendorfia*-Stufe (cdI) bis tiefsten *Pericyclus*-Stufe (cdII) (RIETSCHEL 1966: 37), ebenso W des Dünsberges in der nordöstlichen Lahn-Mulde (Hessische Schieferserie) (BENDER & BRINCKMANN 1969: 14).

Die jüngsten Effusionen reichen in der Dill-Mulde bis in das cdII γ/δ , nur bei Oberscheld bis in das höchste cdII δ oder das cdIII α . Der Vulkanismus beginnt also dort am frühesten und hält am längsten an (BUGGISCH, RABIEN & HÜHNER 1981: 51). In der nordöstlichen Lahn-Mulde wird der Deckdiabas von Schichten des cdII δ bis cdIII α überlagert.

Im Kellerwald lassen sich eine ältere Effusionsphase in der hohen *Gattendorfia*-Stufe (cdI) und eine jüngere in der höheren *Pericyclus*-Stufe (Grenzbereich cdII γ/δ) unterscheiden (MEISCHNER & SCHNEIDER 1967: 26).

Oberkarbon (Siles)

Oberkarbonische Gesteine sind am N-Rand des Schiefergebirges in einem breiten Streifen (Arnsberger Wald) verbreitet. Ein kleines Vorkommen von unterstem Namur ist aus der Attendorf—Elsper Mulde bekannt. S des Rheinischen Schiefergebirges im Saar—Selke-Trog ist jüngeres Oberkarbon nachgewiesen im Bereich der GÜK 300 auf Bl. 6212 Meisenheim und in Bohrungen im Mainzer Becken und im Rheingraben.

N-Rand des Rheinischen Schiefergebirges

Namur

Arnsberger Schichten

Der größte Teil der von Oberkarbon bedeckten, überwiegend bewaldeten Flächen am N-Rand des Schiefergebirges wird von Gesteinen der Arnsberger Schichten aufgebaut (Nuttler Hauptmulde, Lüdenscheider Mulde, Möhne-Mulde und Mendener Mulde). Sie umfassen eine Wechselagerung von Ton- und Schluffsteinen, Sandsteinen, Grauwacken und einzelnen Konglomeraten. Im E, auf den Bl. 4515 Hirschberg und 4516 Warstein, werden auch die Hangenden Alaunschiefer zu den Arnsberger Schichten gestellt und bilden dort deren unteren Teil (CLAUSEN 1984, CLAUSEN & LEUTERITZ 1984).

Untere Arnsberger Schichten (Hangende Alaunschiefer)

Die Hangenden Alaunschiefer, schwarze und dunkelgraue Tonschiefer mit teilweise hohem Pyritgehalt, vertreten im NW-Teil des hier besprochenen Bereichs des Rheinischen Schiefergebirges die höheren Teile der Kulm-Tonschiefer und Kulm-Grauacke. Sie gehen im E ohne scharfe lithologische Veränderung aus den Kulm-Tonschiefern hervor. Im W, im Verbreitungsgebiet der Plattenkalke, überlagern sie deren oberste Kalkbänke. Die Grenze zwischen Unter- und Oberkarbon liegt hier an der Basis der *Eumorphoceras-pseudobilingue*-Zone beim ersten Auftreten von *Cravenoceras leion*, das noch in den obersten Plattenkalkbänken vorkommt.

Obere Arnsberger Schichten

Die Obergrenze der Hangenden Alaunschiefer wird durch die erste Grauackebank definiert, die an der Basis oder innerhalb der Zone des *Eumorphoceras bisulcatum* auftritt. Dicht oberhalb der Grenze ist an vielen Stellen ein dünner, kieselig, fossilreicher Tonschiefer-Horizont mit *E. bisulcatum* ausgebildet, der "bisulcatum-Kieselschiefer". Er bildet in der eintönigen und fossilarmen Gesteinsfolge einen wichtigen Leithorizont (SCHMIDT 1934). Die ihn überlagernde Tonschiefer/Sandstein/Grauacke-Wechselagerung reicht bis zum Ende der *Homoceras*-Stufe bzw. bis in die Untere *Reticuloceras*-Stufe (Namur A und B) hinein. Ihr breiter Ausstrich im Gebiet zwischen Arnsberg und Alme, NE Brilon, ist durch eine teilweise sehr intensive Spezialfaltung bedingt. Die grobklastischen Bänke dieser Wechselagerung werden von Sandsteinen, quarzitischen Sandsteinen und Grauacke gebildet und haben viele Merkmale von turbiditischen Sedimenten. Sie werden als mehrfach umgelagerter und aufbereiteter Detritus der "Mitteldeutschen Schwelle" angesehen (WACHENDORF 1965). Diese Gesteine haben gegenüber den Visé-Grauacke der Wittgensteiner Mulde einen viel höheren Reifegrad, d. h., der in den älteren Grauacke noch hohe Anteil von Gesteinsbruchstücken tritt gegenüber Quarz zunehmend zurück, bedingt durch die mehrfache Umlagerung und Wiederaufarbeitung. Ihre Sedimentationsmarken weisen auf zahlreiche, im S gelegene Schüttungszentren hin (WACHENDORF 1965: 732).

Abgesehen von einem großen Reichtum von meist unbestimmbaren Pflanzenresten sind die Arnsberger Schichten äußerst fossilarm. Hinweise auf vulkanische Gesteine sind bisher nur aus den Hangenden Alaunschiefern erwähnt worden (HORN 1960, CLAUSEN & LEUTERITZ 1984).

Für Untere und Obere Arnsberger Schichten werden folgende Mächtigkeiten angegeben:

	Bl. 4611 Hohenlimburg	Bl. 4515 Hirschberg
Obere Arnsberger Schichten	ca. 450 m	550—600 m
Untere Arnsberger Schichten	max. 120 m	50—120 m

Hagener und Sprockhöveler Schichten

Im Bereich der N-Flanke des Remscheid—Altenaer Sattels treten in der Mendener Mulde die Hagener und Sprockhöveler Schichten als jüngste karbonische Ablagerungen dieses Gebietes auf. Die Hagener Schichten vertreten den höheren, größeren Teil der *Reticuloceras*-Stufe (höheres Namur B). Sie unterscheiden sich von den Arnsberger Schichten besonders durch den hohen Glim-

mergehalt ihrer sandigen Gesteine (KÜHNE 1934). In der Tonschiefer/Sandstein-Abfolge mit stellenweise mehrere Meter mächtigen Sandsteinen treten auch lokal einzelne Konglomerate auf (KULICK 1960, WACHENDORF 1965).

Die Hagener Schichten werden von den sandigen Tonsteinen der Ziegelschiefer überlagert, die noch zum obersten Teil der *Reticuloceras*-Stufe gehören. Mit den Sprockhöveler Schichten (Namur C), die mit dem ersten mächtigeren Sandstein ("Grenzsandstein") über den Ziegelschiefern einsetzen, beginnt das flözführende Oberkarbon ("Produktives") im Ruhr-Revier. Arnsberger und Hagener Schichten werden demgegenüber zusammen mit den Ziegelschiefern häufig als "Flözleeres" bezeichnet.

Attendorn—Elisper Doppelmulde

In der Attendorn—Elisper Doppelmulde sind bei Grevenbrück im Hangenden der Kulm-Tonschiefer Alaunschiefer und feinsandige Tonschiefer erhalten, die aufgrund ihrer Fossilführung das unterste Namur repräsentieren (HORN 1960, CLAUSEN 1978).

Saar—Selke-Trog

Jüngstes Oberkarbon, Westfal und Stefan, ist im Liegenden des Rotliegenden des Saar—Nahe-Troges erhalten. ATZBACH (1983) beschreibt eine ca. 650 m mächtige Folge von Sandsteinen mit Konglomeraten und Tonschieferserien, in denen auch Kohleflöze auftreten. Sie gehören stratigraphisch ins Stefan (SCHÄFER 1986). Die Bohrung Weiterstadt NW Darmstadt hat unter einem basaltischen Vulkanit ("Diabas") schwarze fossilführende Tonsteine erbohrt. Sie enthalten Pflanzenreste, die ein Westfal-Alter anzeigen (MARELL 1989). Insektenfunde aus Tonschiefern aus dem höheren Teil des Profils, aber noch unter dem "Diabas", weisen allerdings auf ein Rotliegendalter hin (BRAUCKMANN & WILLMANN 1990).

Ob im Hessischen Trog, der NE-Fortsetzung des Saar—Nahe-Troges, noch oberkarbonische Sedimente auftreten (Brg. Altstadt, NÖRING 1951a) ist noch nicht völlig geklärt. Nach KOWALCZYK (1983) war dieser Bereich während des ganzen Oberkarbons relatives Hochgebiet und frei von Sedimentation.

Jüngere Sedimentreste auf der Warsteiner Karbonat-Plattform

In Karsthohlräumen und als Spaltenfüllungen im Warsteiner Karbonatkomplex sind terrestrische Sedimente mit aufgearbeiteten Sporen aus dem Keuper und der Unterkreide gefunden worden (CLAUSEN et al. 1978, CLAUSEN & LEUTERITZ 1984). Als Reste einer marinen Überflutung während des Hauterive, Barrême und Apt werden glaukonitische küstennah abgelagerte Sande (Äquivalente des Osning-Sandsteins?) angesehen (SPEETZEN et al. 1974). Das Cenoman-Meer griff nach CLAUSEN (1984) weit nach S über den Warsteiner Raum hinaus. Seine Sedimente sind als Hohlraumfüllungen im Massenkalk erhalten.

Die tiefreichende Verkarstung hatte bereits vor der tektonischen Überprägung durch die asturische Orogenese eingesetzt. Die Entstehung zahlreicher Warsteiner Höhlen reicht sicher bis in die Kreide zurück (CLAUSEN 1984, MEIBURG & STOFFELS 1979). WIRTH (1964) beschreibt Relikte von Unterkreide aus dem Massenkalk des Hönnetals (fluviatil-terrestrische Apt-Alb-Ablagerungen).

Petrographie und Genese der paläozoischen Vulkanite im Rheinischen Schiefergebirge

Die in die paläozoischen Sedimentabfolgen im Rheinischen Schiefergebirge in unterschiedlichem Umfang eingeschalteten Produkte eines bimodalen Vulkanismus verteilen sich nicht gleichmäßig über den gesamten Zeitraum, sondern repräsentieren verschiedene vulkanische Phasen. Basaltische Magmen, die in ihrer Gesamtmenge überwogen, erlangten vom oberen Mitteldevon an bis ins Unterkarbon ihre größte Bedeutung, während in der vorhergehenden Zeit kieselsäurereiche Schmelzen dominierten. Auf der GÜK 300 sind die metabasaltischen Laven und Intrusiva (Spilit, Diabas) mit einheitlicher Signatur ohne stratigraphische Zuordnung dargestellt.

Die Vulkanite des Rheinischen Schiefergebirges haben postmagmatisch eine unterschiedlich starke Mineralumwandlung, verbunden mit einer Stoffverschiebung, erfahren. Der Grad der Alteration war von der Gesteinszusammensetzung, Mächtigkeit der Vorkommen, dem Gefüge sowie der Erstarrungsform der Schmelze (glasig oder kristallin) abhängig. Bei den ursprünglich basaltischen Gesteinen fand eine mehr oder weniger starke Albitisierung der Plagioklase und Chloritisierung der mafischen Minerale statt. Die Vulkaniklastite, die ehemals im wesentlichen aus basaltischem Glas bestanden, wurden chloritisiert. Die Laven und oberflächennahen Intrusiva werden aufgrund dieser Alterationsprozesse als Metabasalt, in der regionalen Literatur als Spilit/Diabas bezeichnet, die dazugehörenden ultramafischen Kumulate als Pikrit. Für die überwiegend intensiv geschieferten metabasaltischen Vulkaniklastite des oberen Mitteldevons und tiefen Oberdevons ist der Begriff Schalstein gebräuchlich. Bei den ursprünglich rhyolithischen, rhyodazitischen und trachytischen Gesteinen ist die sekundäre Alteration weniger deutlich. Sie ist jedoch bei den als Quarzkeratophyr, Felsokeratophyr oder Keratophyr bezeichneten Vulkaniten durch eine Schachbrettalbitisierung überall erkennbar. Die Vulkanite am S-Rand des Taunus und des Hunsrücks wurden stärker metamorph überprägt, als die des übrigen Rheinischen Schiefergebirges.

Bedeutendster Faktor bei der postmagmatischen Veränderung der Vulkanite waren metasomatische Austauschvorgänge während der Diagenese zwischen dem Gestein und dem Meerwasser bzw. Porenwasser im umgebenden Sediment (WEDEPOHL et al. 1983, SCHMINCKE & SUNKEL 1987, FLICK et al. 1990). Die, abgesehen vom S-Rand des Taunus und des Hunsrücks, nur schwach ausgeprägte Regionalmetamorphose während der variszischen Orogenese führte zu einer weiteren Überprägung (MEISL 1970, MEISL et al. 1982, HERRMANN & WEDEPOHL 1970).

Die prä- und unterdevonischen Vulkanite am S-Rand des Rheinischen Schiefergebirges (Taunus und Soonwald) wurden von MEISL (1970, 1986, 1990), ANDERLE & MEISL (1974) umfassend bearbeitet. SCHERP (1970, 1983) befaßte sich mit den metarhyolithischen Vulkaniklastiten im Unterdevon des Sauerlandes und des Oberbergischen Landes. Zusammenfassende Untersuchungen der unterdevonischen Lenne-Vulkanite im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge wurden in neuerer Zeit von HEYCKENDORF (1985), der Singhofener Porphyroide im südöstlichen Rheinischen Schiefergebirge von KIRNBAUER (1986, 1991) durchgeführt.

Grundlegende Arbeiten zum basaltischen Vulkanismus im Lahn–Dillgebiet stammen von HENTSCHEL (1951a, b, 1961, 1970, 1979). Die kieselsäurereichen Vulkanite (Quarzkeratophyre und Keratophyre) des gleichen Raumes wurden von FLICK (1978, 1979) neu bearbeitet. Eine Übersicht über die vulkanischen Phasen in der Lahn-Mulde und ihre Produkte gaben FLICK & NESBOR (1988). Die genetische und fazielle Entwicklung der metabasaltischen Vulkanitabfolgen der Givet/Adorf-Phase im Lahn–Dillgebiet und deren diagenetische Alteration wurde von FLICK et al. (1990) und NESBOR et al. (1993) analysiert. Von SCHMINCKE & SUNKEL (1987) sowie SCHMINCKE (1988) wurden unter vergleichbaren Gesichtspunkten Beispiele aus den Vulkanitabfolgen der Dill-Mulde vorgestellt. Zusammensetzung und Aufbau der metabasaltischen Vulkanite des nordöstlichen Sauerlandes beschrieben VENZLAFF (1957) und SCHERP (1958). Eine weitere Bearbeitung dieser Vulkanitabfolgen stammt von SUNKEL (1990). WEDEPOHL et al. (1983) und WEDEPOHL (1988) untersuchten paläozoische Vulkanite des Rheinischen Schiefergebirges speziell unter geochemischen Aspekten.

Vordevon und Unterdevon

In der metamorphen Zone am S-Rand des Taunus und des Hunsrücks sind vulkanische Gesteine in größerem Umfang vertreten. Die bisher als Serizitgneis, Felsokeratophyr sowie Keratophyr bezeichneten, metamorph überprägten Vulkanite werden nach moderner Nomenklatur als Metarhyolithe bis -rhyodazite, die Grünschiefer als Metaandesite bis -trachyte angesprochen. Hinzu kommen Metabasalte, die sich in tholeiitische Basalte und Alkalibasalte unterscheiden lassen (MEISL 1970, 1986, 1990). Lagen und Fließtexturen in einem Serizitgneisvorkommen deuten auf Ignimbrite hin (HENTSCHEL & MEISL 1966, MEISL 1970), wodurch die subaerische Entstehungsweise dieser Vulkanitabfolgen unterstrichen wird.

Der unterdevonische Lenne-Vulkanismus im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge förderte ausschließlich kieselsäurereiche Magmen, die aus anatektisch-krustalen Aufschmelzprozessen hervorgegangen sind und eine unterschiedlich starke Differentiation erfahren haben (HEYCKENDORF 1985). Bei den als Quarzkeratophyr bzw. Felsokeratophyr und Keratophyr bezeichneten Gesteinen handelt es sich im wesentlichen um alterierte rhyolithische bis rhyodazitische Vulkaniklastite.

Die überwiegend dunkelblau-bis grüngrau, lokal auch rötlich gefärbten Vulkaniklastite sind z. T. porphyrisch und können Ton- und Siltflatschen, Quarz sowie Fossilbruchstücke als detritische Beimengungen enthalten. Das häufige Auftreten von Verschmelzungen der ehemaligen Bimsscherben sowie seltener von axiolithischen Interngefügen in den Pyroklasten und von Fiamme (SCHERP 1970, 1983, HEYCKENDORFF 1985) belegen bei der Mehrzahl der Vorkommen ignimbritische Ablagerungsvorgänge. In einigen Fällen lassen zonierte Aschenstromablagerungen auf präeruptive Differentiationsprozesse in den Magmakammern schließen. Akkretionäre Lapilli (Pisolithe), die in Wechsellagerung mit feinkörnigen Aschentuffen auftreten, zeugen von der Beteiligung phreatomagmatischer Eruptionsmechanismen bei der Entstehung einiger Vorkommen.

Im Unterdevon des südlichen Rheinischen Schiefergebirges haben nur die "Porphyroide" in der Unterems-Stufe größere Bedeutung. Der Begriff Porphyroid umfaßt ein weites Spektrum vulkaniklastischer Gesteine (Pyroklastite und Epiklastite) eines rhyolithischen bis rhyodazitischen Vulkanismus (KIRNBAUER 1991), die in einzelnen Bänken oder in Bankfolgen im gesamten Ablagerungsraum verbreitet sind. Die Mächtigkeit der einzelnen Lagen beträgt einige Dezimeter bis zu

20 m, wobei die größten Mächtigkeiten im Osttaunus auftreten, weshalb PAULY (1958: 70) das Ausbruchszentrum im Gebiet der heutigen Wetterau vermutete. BARTELS & KNEIDL (1981: 28) nehmen dagegen ein Ausbruchszentrum im Bereich des Siegerländer Hauptsattels an. KIRNBAUER (1991) schließt auf eine Herkunft aus dem nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge, wobei petrographische, geochemische und sedimentologische Kriterien für eine Ableitung des pyroklastischen Materials der Porphyroide vom rhyolithischen bis rhyodazitischen Lenne-Vulkanismus sprechen. Die aus subaerischen Eruptionen hervorgegangenen Pyroklastite sind in Form pyroklastischer Ströme submarin sedimentiert und anschließend häufig umgelagert worden.

Die Porphyroide sind teils schiefrig-phyllitische, teils massige dunkel- bis hellgraue Gesteine, die bei Verwitterung rotbraune, ockerfarbene und gelbliche bis weißliche Farben annehmen. Auffälliges Erkennungsmerkmal im Gelände sind in eine tonige, grünlichgraue und fettglänzende Grundmasse eingelagerte Feldspatkristalle, dunkle Tonflatschen mit Durchmessern im mm- bis cm-Bereich sowie typisch fettglänzende Quarze, die allerdings oft nur unter der Lupe erkennbar sind. Einzelne Lagen der Porphyroide zeichnen sich durch großen Fossilreichtum aus.

Ems/Eifel-Phase

Der Schwerpunkt der vulkanischen Tätigkeit verlagerte sich vom höchsten Unterdevon an in den Dill- und den Lahntrog. Der Vulkanismus setzte mit der Förderung kieselsäurereicher Schmelzen ein. Die Metaalkalirhyolithe und -trachyte (Quarzkeratophyre und Keratophyre) der Lahn-Mulde sind bevorzugt an morphologische Hochlagen gebunden, wobei sie verbreitet mit einer stratigraphischen Diskontinuität über verschieden altem Unterdevon lagern (FLICK 1979: 28). Größere zusammenhängende Vorkommen konzentrieren sich auf die Katzenelnbogen—Hahnstättener Mulde am SW-Ende der Lahn-Mulde, kleinere finden sich im mittleren und östlichen Teil. In der Dill-Mulde liegen kleine Vorkommen in den Randbereichen zur Hörre (Abb. 31).

Die Gesteine sind vorherrschend rotbraun, seltener grün gefärbt. Zu den allgemeinen Merkmalen, besonders bei den sauren Typen, gehört ein hornsteinartiges Aussehen, das auf eine ursprünglich glasige Erstarrung zurückgeht. Ein porphyrisches Gefüge ist durch den wechselnden Gehalt an Alkalifeldspat-Einsprenglingen sowie teilweise an Quarz- und pseudomorphisierten mafischen Einsprenglingen unterschiedlich stark ausgeprägt (Tab. 15). Die Grundmasse ist bei ehemals glasiger Erstarrung mikrokristallin rekristallisiert, bei holokristalliner Entwicklung weist sie überwiegend ein trachytisches Gefüge aus kleinen, fluidal eingeregelteten, Alkalifeldspatleisten auf. Die Schmelzen haben sich als Laven ergossen oder wurden durch explosive Eruption gefördert (BREITKREUZ & FLICK 1993). Die zu diesem explosiven Vulkanismus gehörenden Aschen sind durch zahlreiche dünne Tufflagen in der Wissenbacher Fazies dokumentiert, die sich bis in die Dill-Mulde verfolgen lassen (RABIEN 1970a, FLICK & NESBOR 1988).

Die einzigen Metabasalte dieser Eruptionsphase finden sich innerhalb der phyllitischen Solmstal-Schichten. Diese Vulkanite unterscheiden sich geochemisch deutlich von den (jüngeren) Metabasalten der Lahn- und Dill-Mulde und entsprechen basaltischen Laven mittelozeanischer Rücken (WEDEPOHL et al. 1983). Ihre Sonderstellung unterstreicht den ortsfremden Charakter der Solmstal-Schichten und ist eine Stütze für die von ENGEL et al. (1983a) angenommene Deckenposition dieser Schichten und der darüber liegenden Gießener Grauwacke.

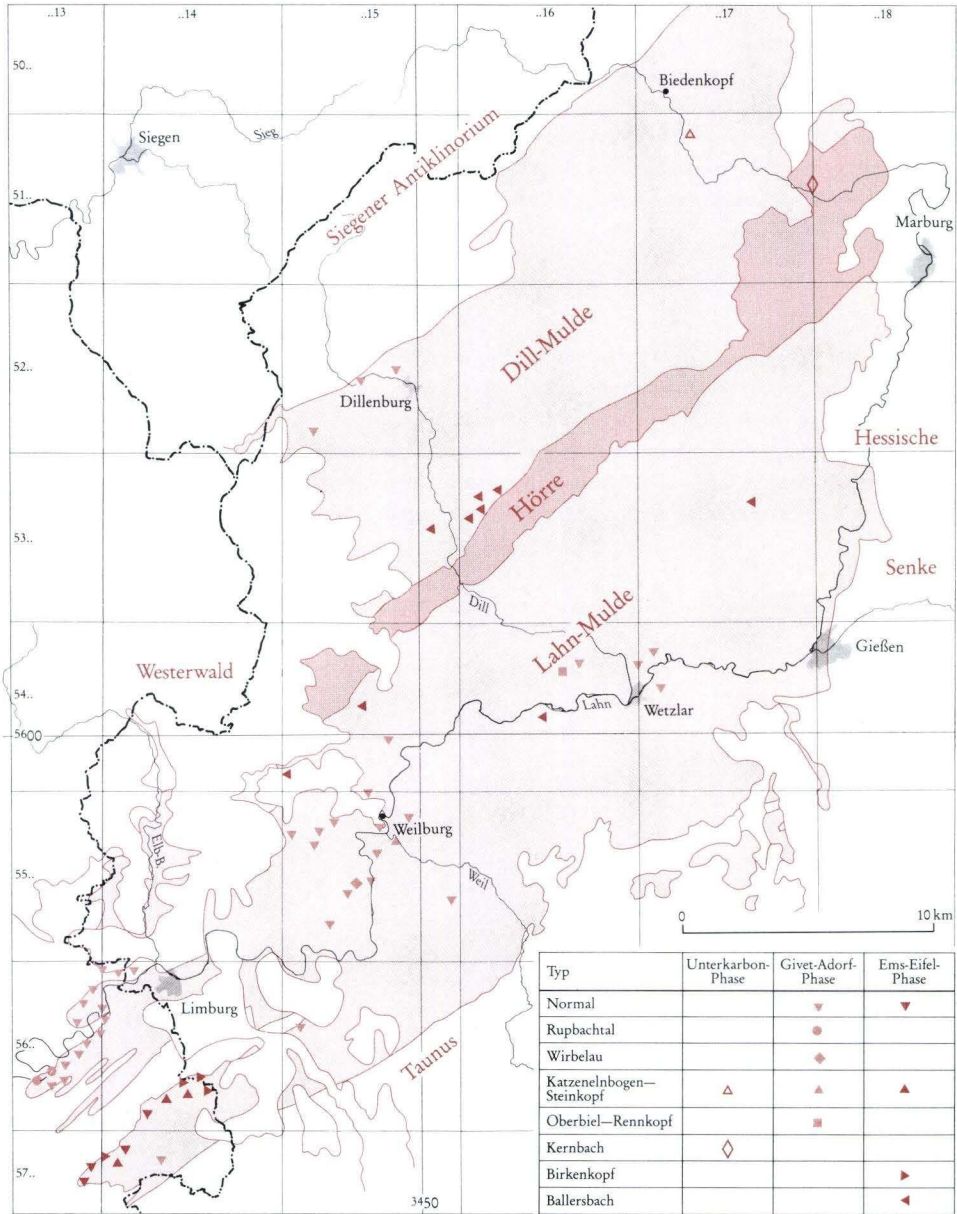


Abb. 31. Verbreitung der verschiedenen Metatrachyt- und -rhyolith-Typen im Lahn-Dillgebiet (nach FLICK 1979 und FLICK & NESBOR 1988)

Givet/Adorf-Phase

Die bedeutendste vulkanische Phase im Paläozoikum des Rheinischen Schiefergebirges reichte vom oberen Mitteldevon bis ins tiefe Oberdevon (Givet/Adorf-Phase). Während dieses Zeitraumes lag das Zentrum der vulkanischen Aktivitäten innerhalb des Dill- und des Lahntroges (HENTSCHEL 1961, 1970). Im Kellerwald und im nordöstlichen Sauerland finden sich in geringerem Umfang ebenfalls vulkanische Gesteine dieser Phase, wobei im Sauerland die Förderung erst im höheren Mitteldevon einsetzte (VENZLAFF 1957, SCHERP 1968).

Dill- und Lahngbiet

Während der Givet/Adorf-Phase wurden im Dill- und Lahn-Gebiet vorwiegend basaltische, in geringem Umfang auch trachytische und alkalirhyolithische Schmelzen gefördert. Die basaltischen Schmelzen flossen meist submarin als Laven aus oder wurden explosiv als Pyroklastite gefördert. Untergeordnet drangen sie in subvulkanischem Niveau in die unterlagernden Sedimente ein. Über den Fördersystemen entstanden mächtige submarine Vulkankomplexe, die häufig an die Meeresoberfläche heranreichten oder sie mitunter auch überragten. Diese Vulkanbauten lassen sich in

Tab. 15. Mineralogisch-petrographische Typisierung der felsischen Vulkanite im Lahn-Dillgebiet (aus FLICK & NESBOR 1988)

Gruppe	Typ	Art	Einsprenglinge		Grundmasse Gefüge
			Menge [%]	Größe [mm]	
Q-Ker Quarz als Früh- kristallinat	Ballersbach	qz	5–15	1–2(–3)	kryptokristallin
	Kernbach	ab/or	3–8	(1–)2–3(–5–8)	
		qz	3–5	–1–2	
		ab/or	1–2	1–2	
Q-Ker Quarz als Spät- kristallinat	Birkenkopf	c	3–5	2(–3)	
		qz	30–35	0,01–0,05–0,1	
Ker bis Q-Ker Quarz als Rest- kristallinat	Rupbachtal	ab/or	0–1–2	(–1)–2–3	
		maf	5–12	2–3(–5)	
	Wirbelau	ab/or	1–4	5–10	
		ab/or	1–2	2–3	
	Oberbiel- Rennkopf	ab/or	1	2–3	
Katzenelnbogen- Steinkopf	ab/or	15–35	(–2)–5–10	holo- bis kryptokristallin	
Normaltyp	ab/or	1–2(–7)	2(–5–10)		

qz = Quarz, ab = Albit, or = Orthoklas, c = Calzit, maf = Mafit

Abhängigkeit von der Entfernung zum Eruptionszentrum in eine Zentral-, Proximal- und Distalfazies gliedern (NESBOR et al. 1993). Die Zentralfazies in unmittelbarer Umgebung der Förder-systeme setzt sich aus Laven, Lagergängen und Gängen zusammen (Abb. 32). Den als submarine Decken- oder Pillowergüsse entwickelten Laven sind gelegentlich geringmächtige Vulkaniklastite zwischengeschaltet. Mit zunehmender Entfernung vom Förderzentrum steigt der Anteil an vulkaniklastischem Material. So besteht die Proximalfazies aus einer Wechselfolge von Laven und Vulkaniklastiten, die Distalfazies ausschließlich aus Vulkaniklastiten. In der Proximalfazies dominieren ungeschichtete Ablagerungen, die im wesentlichen aus der Fragmentierung submariner Lavaströme infolge von Abschreckung und mechanischem Zerbrechen sowie durch Abplatzen von Glasrinden hervorgegangen sind. Die Partikel der Pillowfragmentbreccien und Hyaloklastite sind durch einen geringen Blasengehalt gekennzeichnet. Hinzu kommen pyroklastische Fließablagerungen aus ebenfalls blasenarmen Pyroklasten und einem unterschiedlich hohen Anteil an Nebengesteinsfragmenten (Lithoklasten). Sie sind als Produkte phreatomagmatischer Eruptionsprozesse (Wasserdampfexplosionen) zu interpretieren und wurden in unmittelbarer Umgebung kleiner Vulkaninseln abgelagert. Deren ehemalige Existenz ist durch das Auftreten subaerischer surge-Ablagerungen belegt (BEHNISCH 1993). Die oft geschichteten Vulkaniklastite der Distalfazies dagegen bestehen häufig aus hochblasigen Partikeln, die durch Zerreißen der Schmelze infolge explosiver Entgasung bei rascher Druckentlastung entstanden sind (s. Diskussion in NESBOR et al. 1993).

Die basaltischen Vulkaniklastite haben durch diagenetische Alteration sowie metamorphe Überprägung und Schieferung während der variszischen Orogenese ihr jetziges Aussehen erhalten. Die schalig gekrümmte Schieferung bedingt beim natürlichen Zerfall oder beim Brechen eine Zerteilung der Gesteine in flachlinsige Schalen und hat ihnen damit von Bergleuten und Steinbrucharbeitern seit altersher den Namen Schalstein eingetragen.

Bedingt durch den hohen Chloritgehalt, sind grüne Farben für den Schalstein typisch. Lediglich in der Umgebung von Roteisensteinvererzungen vom Lahn-Dill-Typus treten aufgrund der Hämatitisierung violette Farbtöne in den Vordergrund. Dieses als "edler Schalstein" bezeichnete Gestein diente den Bergleuten als Leithorizont zum Auffinden des Erzes. Der Begriff Schalstein umfaßt ein breites Spektrum vulkaniklastischer Gesteine mit unterschiedlicher Körnung, Zusammensetzung und unterschiedlichem Gefüge.

Bereits im Handstück sind unterschiedliche juvenile, d. h. unmittelbar aus der Schmelze abzuleitende Vulkaniklasten erkennbar. Die pyroklastischen Ablagerungen und die Hyaloklastite bestehen dabei weitgehend aus nur einem Klastentyp mit jeweils stark voneinander abweichendem Blasengehalt. Im Gegensatz hierzu sind die Pillowfragmentbreccien polymikt entwickelt. Dieser weit verbreitete Gesteinstyp setzt sich aus Pillowrandbruchstücken und rundlichen, unregelmäßig geformten Lavakörpern (isolierten Minipillows) mit Größen zwischen einigen Dezimetern bis über 1 m sowie deren Bruchstücken zusammen. Sie sind in eine Matrix aus relativ blasenarmen, ehemals glasigen Hyaloklasten eingebettet, wobei die einzelnen Klastentypen unterschiedliche Anteile am Gestein erreichen. Zu den juvenilen Vulkaniklasten kommen z. T. Lithoklasten (Metabasalt, Metatrachyt), bei den Epiklastiten Bruchstücke aus umgelagerten Vulkaniten und Sedimentgesteinen (Metabasalt, Metatrachyt, Riffkalk, untergeordnet Sand-, Silt- und Tonstein) in wechselnden Mengenanteilen hinzu.

Die ursprünglich als basaltisches Glas erstarrten Pyroklasten und Hyaloklasten bestehen jetzt aus feinschuppigem oder fasrigem Chlorit, der in der Regel stark mit Leukoxen durchstäubt ist. Die Blasen Hohlräume sind mit feinschuppigem Chlorit gefüllt, der z. T. durch Calcit oder Quarz ver-

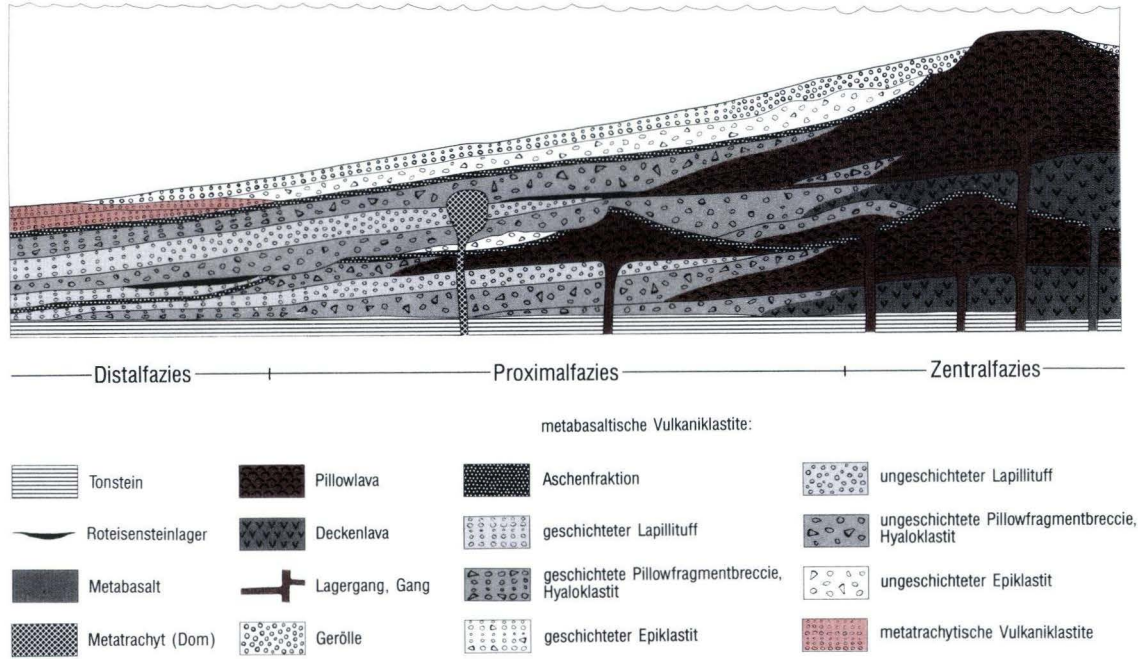


Abb. 32. Modell eines submarinen Vulkankomplexes aus dem Bereich der mittleren Lahn-Mulde (aus NESBOR et al. 1993).

drängt wird. Opakminerale fehlen dort völlig. Die Pillowbruchstücke sind, wenn sie dem äußersten Randbereich entstammen, vergleichbar entwickelt. Mit zunehmender Entfernung vom Rand jedoch erhöht sich ihre Kristallinität, und die Gasblasen werden bei gleichzeitiger Verringerung ihrer Anzahl größer. Bei den Einsprenglingen überwiegen albitisierte idiomorphe Plagioklase, die meist mehr oder weniger stark serizitisiert sind. Als mafische Einsprenglinge treten selten frische Klinopyroxene und/oder Amphibole auf, meist wurden sie jedoch, ebenso wie der Olivin, völlig chloritisiert. Die Partikel sind überwiegend in einen sparitischen Calcit-, z. T. auch in Chloritzement eingebettet, der, ebenso wie die Füllung der Gasblasen, frei von Leukoxen ist. Er unterscheidet sich dadurch deutlich von einer ursprünglich glasigen Aschenmatrix, die jetzt aus feinschuppigem Chlorit und Leukoxen besteht. Eine Verdrängung der Partikel, aber auch des Zements und der Matrix, vornehmlich durch Calcit ist besonders innerhalb der violett gefärbten Vulkaniklastite verbreitet.

Die innerhalb der Vulkangebäude als Laven, subeffusive Lagergänge und Gänge entwickelten Metabasalte sind dunkelgrün bis grüngrau, z. T. auch dunkelgrau. Bevorzugt in den Hangendpartien der Deckenergüsse und in den Pillowlaven treten häufig zahlreiche, mit Calcit, untergeordnet auch mit Chlorit, gefüllte Blasen Hohlräume auf (Mandelsteine). Bei den Pillowlaven zeichnen sie durch konzentrische Anreicherung häufig die Umriss der einzelnen Pillows nach.

Anhand der Einsprenglingsphasen wurden die Metabasalte der Givet/Adorf-Phase von HENTSCHEL (1970, 1979) und VOSSOUGH-ABEDINI (1979) in feldspat-pyroxenporphyrische, feldspatporphyrische und aphyrische Typen unterschieden. FLICK & NESBOR (1988) beschrieben aus der mittleren Lahn-Mulde zusätzlich einen pyroxenporphyrischen Typ, der als einzige Einsprenglingsphase bis zu 25 Vol.-% Klinopyroxen führt.

In geringem Umfang ist die basaltische Schmelze in subvulkanischem Niveau in Form mächtiger Lagergänge in die älteren Sedimente intrudiert und dort überwiegend grobkörnig mit meist ophitischem Gefüge (Dolerite) auskristallisiert. Hierbei bildete sich ein Kontakthof aus, der besonders in den Hangendsedimenten mehrere Meter mächtig werden kann.

Die stratigraphische Einstufung der doleritischen Intrusionen ist unsicher. Eine altersmäßige Unterscheidung nach dem Intrusionsniveau, wie sie von HENTSCHEL (1970) in der Dill-Mulde durchgeführt wurde, läßt sich für die Lahn-Mulde nicht nachvollziehen (NESBOR 1988: 144, FLICK & NESBOR 1988: 451). Für diesen Raum erscheint eine Alterseinstufung nach dem Magmentyp sinnvoll. Danach sind die Vorkommen mit alkalibasaltischer Zusammensetzung der Givet/Adorf-Phase, die tholeiitischen der Unterkarbon-Phase zuzuordnen (NESBOR & FLICK 1988).

Die überwiegend sehr mächtigen Lagergänge weisen z. T. eine säulige Absonderung auf. Im Querprofil sind sie durch eine typische Entwicklung gekennzeichnet, die sich in der Korngröße, der Mineralzusammensetzung und im Gefüge, aber auch geochemisch äußert (HENTSCHEL 1970, NESBOR 1988, NESBOR & FLICK 1988). Pikrite, die lokal innerhalb der doleritischen Lagergänge auftreten, sind als ultramafische Kumulate von den basaltischen Schmelzen abzuleiten. Ein Pikritvorkommen auf dem NW-Flügel der Dill-Mulde bei Oberdieten mit ausgeprägtem rhythmischen Lagenbau ist als oberflächennahe Magmenkammer eines submarinen Vulkans gedeutet worden (FLICK et al. 1991).

Die Metatrachyte und -alkalirhyolithe (Keratophyre und Quarzkeratophyre) sind gegenüber den basaltischen Vulkaniten nur in geringer Menge, aber in großer Vielfalt vertreten (Abb. 31, Tab. 15). Sie bildeten häufig zusammen mit kieselsäurereichen Vulkaniklastiten kleine, verstreut liegende Vulkaninseln oder Inselgruppen, die vielfach den durch basaltische Magmen aufgebauten submarinen Vulkankomplexen aufsaßen.

Diese Inseln waren von Saumriffen umgeben und von Landpflanzen bewachsen (FLICK & SCHMIDT 1987, BUGGISCH & FLÜGEL 1992). Ihr Abtragungsschutt ist in dem sog. Keratophyrtuff dokumentiert. Neben den Ergußgesteinen sind auch Intrusionen, z. T. in Form von Lagergängen und endogenen Domen nachgewiesen (FLICK 1978).

Die häufig kantendurchscheinenden Gesteine sind meist rotbraun, doch treten auch graue bis grüngraue Farben auf. Beim Anschlagen springen sie mit scharfem, splittrigem oder muscheligem Bruch. Die Effusiva sind überwiegend dicht, z. T. führen sie Alkalifeldspateinsprenglinge, die häufig fluidal eingeregelt sind. Im Dünnschliff zeigen diese eine deutliche Schachbrettalbitisierung. Die Grundmasse besteht überwiegend aus Alkalifeldspatleisten mit trachytischem Gefüge. Seltener ist ein vitrophyrisches Gefüge entwickelt. Die Einsprenglinge sind dann in eine aus ehemals vulkanischem Glas bestehende Grundmasse eingebettet, die zu mikrokristallinem Quarz rekristallisiert ist. Bei mächtigeren Intrusionen ist eine zunehmende Korngröße zu beobachten.

Die dazugehörenden Vulkaniklastite (Keratophyrtuff) bestehen überwiegend aus Metatrachytfragmenten und größeren Alkalifeldspäten sowie deren Bruchstücken. Als Nebengesteinskomponenten kommen in wechselnden Anteilen Metabasaltbruchstücke, metabasaltische Pyroklasten und Hyaloklasten unterschiedlicher Zusammensetzung, Sand-, Silt-, Tonsteinfragmente und Fossilien vor.

Echte Tuffe sind häufig nur schwer vom Abtragungsschutt der Ergußgesteine zu unterscheiden.

Kellerwald

Der basaltische Vulkanismus im Kellerwald zeigt eine analoge Entwicklung wie der im Lahn-Dillgebiet (SCHNEIDER 1969). Kieselsäurereiche Vulkanite sind bisher nicht bekannt.

Nordöstliches Rheinisches Schiefergebirge

Im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge, im Bereich des nordöstlichen Sauerlandes, wurden im hohen Mitteldevon und im unteren Oberdevon ebenfalls vulkanische Produkte gefördert ("Hauptgrünsteinvulkanismus"). Diese ausschließlich basaltischen Vulkanite gleichen in ihrer petrographischen Zusammensetzung, ihrem Gefüge und ihrer faziellen Entwicklung weitgehend denen des Dill- und Lahngbietes (VENZLAFF 1957, SCHERP 1958, SUNKEL 1990). Die ebenfalls als Schalstein bezeichneten metabasaltischen Vulkaniklastite sind dort jedoch häufig sehr kristallreich, wobei in den Abfolgen eine kontinuierliche Abnahme der mitgeführten Feldspat-Einsprenglinge von unten (bis 50 Vol.-%) nach oben zu beobachten ist.

Bei den als Decken- oder Pillowergüssen ausgebildeten Laven ("Grünstein") treten die aus dem Dill- und Lahngbiet bekannten Typen auf, mit Ausnahme der pyroxenporphyrischen Metabasalte. Die im Ostsauerländer Hauptsattel aufgeschlossenen Gänge wurden von VENZLAFF (1957) und SCHERP (1968) als Förderspalt interpretiert und zu den Effusiva in Beziehung gesetzt.

Oberdevon-Phase

Die Oberdevon-Phase, die nur im Dill- und Lahngebiet bekannt ist, hat ausschließlich basaltische Schmelzen geliefert. Lokal entstanden kleinere Pillowvulkane, die im wesentlichen aus Pillowlaven, Pillowbreccien, Pillowfragmentbreccien und Hyaloklastiten aufgebaut sind. In den Beckenbereichen wurden mächtigere Ablagerungen aus umgelagerten Vulkaniklastiten sedimentiert. In ihrer petrographischen Entwicklung gleichen die Vulkanite den Produkten der Givet/Adorf-Phase und können als deren Nachphase betrachtet werden (HENTSCHEL 1970). In der Dill-Mulde erstreckte sich die Oberdevon-Phase von der Dasberg- bis in die Wocklum-Stufe (RABIEN 1970b), in der Lahn-Mulde setzte die vulkanische Tätigkeit bereits in der hohen Nehden-Stufe ein und reichte bis in die Hemberg-Stufe (RIETSCHEL 1961, 1966, BUGGISCH & FLÜGEL 1992). Eine kontinuierliche vulkanische Aktivität vom Givet bis ins Unterkarbon, wie sie von STIBANE (1963) postuliert wird, läßt sich nach dem heutigen Kenntnisstand nicht nachweisen (QUADE et al. 1981, HENTSCHEL 1970, 1979).

Unterkarbon-Phase ("Deckdiabas")

Der Vulkanismus im Unterkarbon förderte nahezu ausschließlich basaltische Schmelzen, die im Dill- und Lahn-Gebiet und der NE-Fortsetzung der Dill-Mulde, dem Kellerwald, verbreitet sind (HENTSCHEL 1970, MEISCHNER & SCHNEIDER 1967, STRAUSS 1983). Nur in der östlichen Dill-Mulde sind wenige kleinere Vorkommen kieselsäurereicher Vulkanite bekannt (Abb. 31, Tab. 15). Die in der Literatur unter dem lithostratigraphischen Begriff "Deckdiabas" zusammengefaßten vulkanischen Produkte mit basaltischer Zusammensetzung sind, im Unterschied zu den älteren Phasen, durch den geringeren Anteil an Vulkaniklastiten gekennzeichnet, während Laven und subvulkanische Intrusiva dominieren. Dieses wird von HENTSCHEL (1970, 1979) durch den vergleichsweise geringen Gasgehalt der Schmelze erklärt. SCHMINCKE & SUNKEL (1987) und SCHMINCKE (1988) dagegen führen das starke Zurücktreten der Vulkaniklastite auf die größere Wassertiefe zurück, unter der die Effusiva der Unterkarbon-Phase gefördert wurden. Mit den Laven sind im wesentlichen Pillowbreccien, Pillowfragmentbreccien und Hyaloklastite assoziiert, die durch Fragmentierung submariner Lavaströme infolge Abschreckung und mechanischem Zerbrechen sowie durch Abplatzen der Glasrinden von Pillow- und Deckenergüssen entstanden sind. Transport- und Umlagerungsvorgänge, bedingt durch Hangübersteilung, haben einen wesentlichen Einfluß auf das heutige Erscheinungsbild der Vulkanitabfolgen gehabt (SCHMINCKE 1988).

Die metabasaltischen Vulkanite des Unterkarbons unterscheiden sich petrographisch von denen der Givet/Adorf-Phase durch das weitgehende Fehlen von Einsprenglingen. Als einzige Einsprenglingsphase treten relativ kleine, idiomorphe Olivinkristalle auf, die jedoch ausnahmslos durch Calcit, Chlorit und Quarz verdrängt wurden. Diese häufig zu kleinen Gruppen aggregierten Mikroinsprenglinge sind für den unterkarbonischen Deckdiabas und die dazugehörigen Vulkaniklastite kennzeichnend (HENTSCHEL 1970). Sie schwimmen in einer Grundmasse mit überwiegend intersertalem Gefüge. Intrusionen in subvulkanischem Niveau treten verbreitet, meist in Form doleritischer Lagergänge auf. Die mitunter über 100 m mächtigen Vorkommen weisen eine ähnliche Entwicklung wie die der Givet/Adorf-Phase auf (HENTSCHEL 1956, VOSSOUGH-ABEDINI & HENTSCHEL 1971, NESBOR 1988).

Die Pikrite bilden Kumulate innerhalb der doleritischen Intrusiva oder eigenständige Lagergänge. Die Letzgenannten haben wahrscheinlich ebenfalls meist Unterkarbon-Alter [wie z. B. das von MERTZ (1986) mittels Isotopenuntersuchung datierte Vorkommen NW Sechshelden in der Dill-Mulde]. Die sehr massigen Pikrite sind schwarz bis tief dunkelgrün und homogen entwickelt. Große rundliche Pyroxene, z. T. auch Plagioklase, die sich durch ihre hellere Farbe abheben, geben dem Gestein ein geflecktes Aussehen (HENTSCHEL 1968). Zum überwiegenden Anteil setzen sich die Pikrite aus idiomorphem Olivin zusammen, der mehr oder weniger stark in Serpentin umgewandelt worden ist. Er ist mit Pyroxen und Amphibol, z. T. auch Plagioklas, poikilitisch verwachsen.

Tektonik

Modelle zur geodynamischen Entwicklung des mitteleuropäischen Variszikums

Über die geodynamischen Vorgänge, die zur Entstehung des mitteleuropäischen Variszikums führten, wurde in den letzten Jahren eine Reihe von tektonischen Modellen entwickelt.

Nach KREBS & WACHENDORF (1973, 1974) und KREBS (1976) entstanden durch vertikalen Magmenaufstieg Faltungskerne und vorgelagerte Sedimentationsbecken. Die tektonische Verformung (Faltung) wird auf schwerkraftbedingte Gleitungsvorgänge von Gesteinspaketen zurückgeführt, die durch den Magmenaufstieg ausgelöst wurden.

Interpretationen im Sinne der modernen Plattentektonik erfolgten in jüngerer Zeit von verschiedenen Autoren. Bei diesen mobilistischen geodynamischen Konzepten werden unterschiedliche, z. T. sehr kontroverse Ansätze hinsichtlich des Bewegungsinns der Platten, der Einbeziehung von Mikrokontinenten (Terranes) sowie der Position der Subduktionszonen und der damit in Zusammenhang stehenden ehemaligen Existenz ozeanischer Kruste vertreten. Eine geologische Deutung eines reflexionsseismischen Profils (DEKORP-2-Süd) zeigt Abb. 33.

Im folgenden werden stichwortartig die wesentlichen Merkmale der verschiedenen Konzepte skizziert:

WEBER (1978), WEBER & BEHR (1983) sowie BEHR et al. (1984): Nach S gerichtete "Subfluenz" des Rhenoherynikums an flachen Abscherhorizonten im Grenzbereich kontinentaler Ober- und Unterkruste unter die Mitteldeutsche Kristallinzone, nachdem dort ein größerer Ozean an einer in südlicher Richtung abtauchenden Subduktionszone geschlossen worden war. Die Phyllitzone am Taunussüdrand wird als Akkretionskeil im nördlichen Vorland der Mitteldeutschen Kristallinzone interpretiert (WEBER 1986). Eine Zusammenfassung des seinerzeitigen Kenntnisstandes erfolgte in "Mobile Earth" (CLOSS et al. 1980) und im Sammelband "Intercontinental Fold Belts" (MARTIN & EDER 1983).

LORENZ & NICHOLLS (1984): Subduktion eines "Mittleuropäischen Ozeans" nach S unter das Saxothuringikum. Krustendehnung und -ausdünnung durch Konvektionsvorgänge während der Subduktion dauerten bis Ende des Oberkarbons an.

FLICK (1987): Nachweis zunehmender Bildungstiefe granitischer Magmen infolge einer Krustenverdickung im Laufe der variszischen Orogenese anhand mineralogisch-petrologischer Untersuchungen an Einsprenglingskristallen.

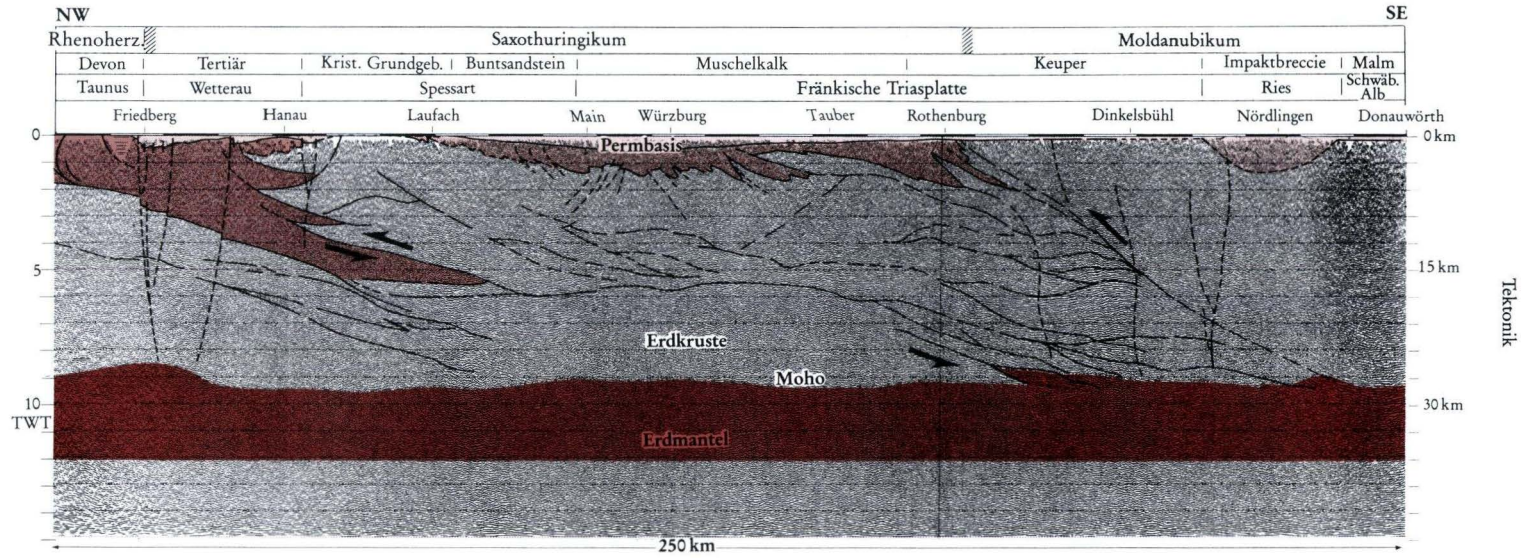


Abb. 33. Reflexionsseismisches Profil DEKORP-2-Süd mit geologischer Interpretation (nach BORTFELD et al. 1985).

MATTE (1986): Entstehung des Variszikums als klassische interkontinentale Kollisionsstruktur unter Krustenverkürzung und -verdickung.

FRANKE (1989, 1990): Subduktion ehemals zwischen Rhenoherynikum und Saxothuringikum gelegener ozeanischer Kruste nach S unter die Mitteldeutsche Kristallinzone. Nach Schließung des Ozeans bei fortgesetzter Einengung, Subduktion kontinentaler Lithosphäre (Subfluenz) mit entsprechender Krustenverdickung.

FLOYD (1982) sowie FLOYD et al. (1983): Lokale "Back-arc-basins" auf kontinentaler Kruste, die von S her von einer flach nach N einfallenden Subduktionszone unterfahren wurde. Dabei unterschiedlich starke Krustendehnung mit lokaler Bildung ozeanischer Kruste.

NEUGEBAUER (1989): Abgesehen von kleinen Arealen ozeanischer Kruste in lokalen Rift-Gebieten kein Ozean im Raum der Varisziden während des Devons und Unterkarbons. Bei der variszischen Orogenese handelte es sich demnach im wesentlichen um ensialische Überschiebungs- und Faltungsvorgänge, bedingt durch die weitere Annäherung von Gondwana an Laurentia in diesem Zeitraum.

OCZLON (1990, 1992): Subduktion eines zwischen Saxothuringikum und Rhenoherynikum gelegenen Ozeanbeckens nach N unter das Rhenoherynikum. Die Gießener und andere Decken werden aus einem "Fore-arc-basin" vor einer Subduktionszone nördlich Gondwana hergeleitet.

In den plattentektonischen Modellen wird die Schwierigkeit der geotektonischen Interpretation des Rhenoherynikums und Saxothuringikums deutlich. Sie resultiert aus dem Fehlen eindeutiger Relikte ozeanischer Kruste — wie sie in anderen Orogenen, z. B. den Alpen, gegeben sind — sowie von Hochdruckmetamorphiten, die ehemalige Subduktionszonen anzeigen. Hinzu kommt, daß im Rhenoherynikum keine tieferen Krustenstockwerke angeschnitten und im Bereich der Mitteldeutschen Kristallinzone nur tiefere Krustenniveaus zugänglich sind.

Tektonische Strukturen

Zum Makrogefüge (Überschiebungen, Verwerfungen, Falten und deren Inventar, Schieferung — diese bereits als Ausdruck des Mikrogefüges) liegen viele Einzelangaben in geologischen Karten und den zugehörigen Erläuterungen vor, sind aber bisher noch kaum zusammenfassend ausgewertet. Die Auswertung wird unter anderem dadurch erschwert, daß die Inhalte älterer und neuerer Karten z. T. nicht unmittelbar vergleichbar sind (Verwechslung von Schichtung und Schieferung sowie fehlende Unterscheidung von 1. und 2. Schieferung bei älteren Aufnahmen).

Das Mikrogefüge (Intergefüge, als Folge der Interdeformation: Lösung und Neubildung von Mineralen; Verformung von Fossilien, Tuff-Ellipsoiden, Entfärbungshöfen, Knollen, Sandsteingängen, Tutenmergellagen; Kleinfältelung und Schieferung, mikroskopische Analyse im Einzelkorn- oder sogar Gitterbereich; LIESCHE 1980, ONCKEN 1989, KROHE 1991, 1992) wurde erst in jüngerer Zeit Gegenstand intensiver Untersuchungen.

Moderne tektonische Bearbeitungen finden sich in den Erläuterungen zur GK 25 Bl. 4820 Bad Wildungen und Bl. 5715 Idstein. Zusammenfassende Arbeiten liegen vor von SCHREINER (1982: Remscheid—Altenaer Sattel, Lüdenscheider Mulde, Ebbe-Sattel und Attendorn—Elsper Doppelmulde), LIESCHE (1980: Latroper Sattel und Wittgensteiner Mulde), BEHR (1977: Ostsauerländer Hauptsattel), ANDERLE (1976: Taunus), ONCKEN (1989: gesamtes Rheinisches Schiefergebirge) sowie KROHE 1991, 1992 (Odenwald).

Großtektonischer Bau

N- und S-Teil des Rheinischen Schiefergebirges auf der GÜK 300 bilden zwei in sich gegliederte Antiklinorien, der mittlere Teil mit Dill- und Lahn-Mulde ein tief eingefaltetes Synklinorium. Dabei bestehen zwischen nördlichem und südlichem Rheinischen Schiefergebirge einige grundsätzliche Unterschiede im tektonischen Bau (WEBER & BEHR 1983: 439 ff., ONCKEN 1989: 172 ff.). Im N herrscht ein NW-vergenter offener Faltenbau vor, meist ist nur eine Schieferung ausgebildet. Von der Siegener Hauptüberschiebung und der Sackpfeifenüberschiebung an nimmt nach S die Faltungsintensität zu. Engere geneigte Falten und Schuppenbau gewinnen stärkere Bedeutung. Nach S hin ist zunehmend eine zweite, örtlich auch eine dritte Deformation ausgebildet. Dabei treten örtlich ausgeprägte Vergenzfächer auf. Metamorphosealter und -intensität nehmen von N nach S hin zu. Die geochemische Charakteristik der basaltischen Vulkanite ändert sich von tholeiitischen platteninternen (Meta-)Basalten im N zu Typen, die mittelozeanischen Rücken entsprechen, im S (WEDEPOHL et al. 1983). Erholungs- und Rekristallisationsgefüge von Quarz treten nur im südlichen Rheinischen Schiefergebirge auf, am ausgeprägtesten im Südaunus. Näheres zum regional unterschiedlichen Überschiebungsbau findet sich bei ONCKEN (1989: 194 ff.). Der gleiche Autor (:175) weist darauf hin, daß der unterschiedliche Baustil im Rheinischen Schiefergebirge von N nach S nicht nur durch den "strain" bestimmt ist. Offensichtlich ist auch der Einfluß verschiedener (heute angeschnittener) Temperaturstockwerke mit einer gekoppelten und damit stockwerksabhängigen Aktivierung jeweils verschiedener Deformationsmechanismen. Der Begriff "Stockwerk" wird nicht als tiefenabhängig betrachtet, sondern an eine Mineralart (Quarz und Phyllosilikate) und ihre temperaturabhängigen Verhaltensänderungen geknüpft. Weitere Unterschiede im tektonischen Bau sind in Tab. 16 zusammengestellt.

Eine Übersicht der tektonischen Einheiten im Rheinischen Schiefergebirge bietet Abb. 34. Darüber hinaus lassen sich aus den oben zitierten — und anderen — Arbeiten folgende Detailinformationen entnehmen:

Ebbe-Sattel

SCHREINER (1982) beschreibt das tektonische Inventar (Falten, Faltenachsen, Schieferung) von Remscheid—Altenaer Sattel, Lüdenscheider Mulde, Ebbe-Sattel und Attendorn—Elsper-Doppelmulde und führt zur inneren Deformation zahlreiche Messungen der strain-Ellipsoide an. Die wichtigsten tektonischen Daten sind in Tab. 16 zusammengestellt, die Mittelwerte der tektonischen Verkürzung in Tab. 17. Ergänzend hierzu ist anzumerken: SCHREINER (1982: 25, 71) gliedert den Ebbe-Sattel in einen autochthonen Kern, einen nördlich davon liegenden allochthonen Teilsattel und tektonisch diskordant darüberliegende Mantelschichten, betont aber, daß dies nicht die einzig mögliche tektonische Deutung ist.

Im autochthonen Kern hat sich danach die erste Schieferung in bereits gefalteten Schichten gebildet. Sie ist im Makro- und Mikrobereich nur sehr schwach ausgebildet.

Im allochthonen Teilsattel sind die ordovizischen Schichten stärker deformiert als im autochthonen Kern (SCHREINER 1982: 36). Der Faltenbau ist schwach N-vergent mit z. T. flachwelligen, z. T. stärker aufgerichteten Falten mit Wellenlängen im 100-m-Bereich. Im Gegensatz zum autochthonen Kern ist die Schieferung auch makroskopisch erkennbar deutlich ausgebildet, mit allen

Tab. 16. Streichen und Einfallen von Deformationselementen im Rheinischen Schiefergebirge

	Faltenachsen		Schieferung	
	Streichen	Einfallen (Abtauchen)	Streichen	Einfallen
Ebbe-Sattel* Autochthoner Kern	WSW—ENE	20—30°, sowohl nach E als auch nach W	20—30° Links- abweichung gegenüber Faltenachsen	steil nach SE, z. T. auch nach NW
Allochthoner Teilsattel Ordovizische Schichten	70—80°	20-25° NE	55—65°, mit 5—25° Links- abweichung gegenüber Faltenachsen	55—75° NW
Unterdevonische Schichten	50—70°	bis 30° W oder E	65—70°	meist 65°, z. T. bis 45° SE
Mantelschichten	im Mittel 50°	10° SW	55—65°, weicht um 10—15° im Uhrzeigersinn vom Faltenstreichen ab	vorwiegend 70° SE, aber auch steil NW
Gummersbacher Mulde	60—70°	10—25° NE (W der Lenne)	meist um 50°, erhebliche Links- abweichung gegen- über Streichen der Faltenachsen	meist 40° SE
Attendorf—Elsper Doppelmulde	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.
Lüdenscheider Mulde und Remscheid—Altenaer Sattel S-Flügel N-Flügel	70° 70°	bis 10° NE 10—40° NE	meist 65° im Mittel 70—75°	meist 75° SE 80° SE
Ostsauerländer Hauptsattel			vorwiegend zwischen 50 und 60°; auf der S-Flanke häufig um 70°	SE
Wittgensteiner Mulde	60—80°	NE, lokal SW	60°; im Bereich von Spezialfaltungen Abweichungen bis 20° nach N und S	überwiegend SE
Siegener Antiklinorium	50—60°	20—40° NE	50—80°; Maximum bei 55° (Bl. 5515 Ewersbach)	70—75° SE 45—80° SE, Schwer- punkt 50—65° SE (Bl. 5115 Ewersbach)
Taunus				80° SE (N des Vergenzscheitels) 40° NW (S des Vergenzscheitels)

* Schieferung hat sich in bereits gefalteten Schichten gebildet. Im Makro- und Mikrobereich nur sehr schwach ausgebildet.

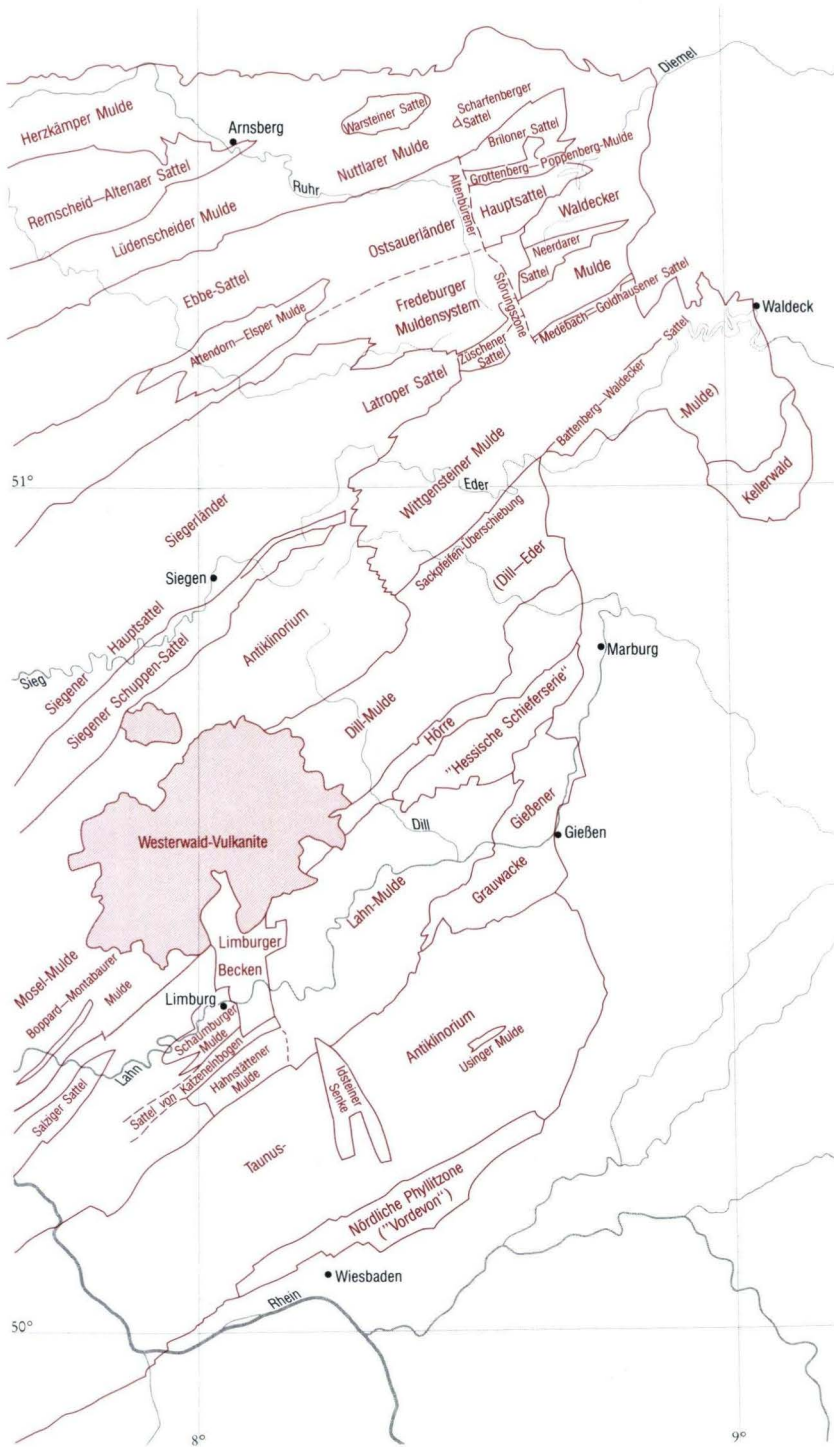


Abb. 34. Tektonische Einheiten im östlichen Rheinischen Schiefergebirge.

Tab. 17. Einengungsbeträge im Rheinischen Schiefergebirge

	durch Faltenbau	im Kleinbereich	Gesamteinengung
Ebbe-Sattel	39—44% ²⁾	22% ²⁾	
Autochthoner Kern	18% ¹⁾	17% ¹⁾	
Allochthoner Teilsattel	22% ¹⁾	32% ²⁾	
Mantelschichten	12% ¹⁾ 30% ²⁾		
Gummersbacher Mulde	14% ¹⁾ 12% ²⁾	9% ¹⁾ 17% ²⁾	
Attendorf—Elsper Doppelmulde	30% ¹⁾ 55—60% ²⁾	34% ¹⁾ 17% ²⁾	
Lüdenscheider Mulde und Remscheid—Altenaer Sattel	22% ¹⁾ 31—41% ²⁾	26% ¹⁾ 22% ²⁾	
Latroper Sattel	22% ³⁾		40% ³⁾
Züscherer Sattel	18% ³⁾		35% ³⁾
Wittgensteiner Mulde	22% ³⁾ 32% ²⁾		30% ³⁾
Siegerländer Antiklinorium		30% ⁴⁾	50% ⁴⁾
Taunus			66% ⁵⁾

¹⁾ nach SCHREINER (1982),

²⁾ nach WUNDERLICH (1964),

³⁾ nach LIESCHE (1980),

⁴⁾ nach BREDDIN (1963),

⁵⁾ nach ONCKEN (1989)

Übergängen von rauhen, weitständig geschieferten bis zu feinblättrigen, dachschieferartigen Schiefern. Die Intensität der Schieferung nimmt unabhängig von der stratigraphischen Position von W nach E und von S nach N in Richtung der Ebbe-Überschiebung zu. Die interne Umkristallisation ist noch schwach. Nahe der Ebbe-Überschiebung sind die Tonschiefer durchgreifend rekristallisiert.

Die Verformung und syn- bis postkinematische Umkristallisation in der 1. Schieferung der Gesteine im allochthonen Teilsattel nimmt in der Nähe der Überschiebungsfläche zu und geht unmittelbar (d. h. innerhalb weniger Meter) im Liegenden der Fläche sprunghaft zurück (autochthoner Kern, S-Flügel der Lüdenscheider Mulde).

Für eine kaledonische Überformung der ordovizischen Schichten findet SCHREINER (1982: 30) keine Hinweise, die Schieferung ist das Ergebnis der variszischen Orogenese.

Die devonischen Mantelschichten liegen flach und tektonisch diskordant auf dem autochthonen Kern und dem allochthonen Teilsattel. Die flache Abscherungsfläche an der Basis der Mantelschichten geht im W des Ebbe-Sattels aus der Ebbe-Überschiebung hervor. Im östlichen Ebbe-Sattel liegt sie im Hangenden der Ebbe-Überschiebung und bildet zusammen mit einer weiteren Abscherungsfläche im Grenzbereich Unter-/Mitteldevon die "Störungszone am S-Rand des Ebbe-Sattels".

Der tektonische Bau unterscheidet sich von den beiden anderen Einheiten. Es herrscht ein weitgespannter Faltenbau mit Wellenlängen im 1—10-km-Bereich und schwache S-Vergenz. Makroskopisch ist die Schieferung nur in den feinkörnigen Peliten in Form unregelmäßiger, rauher und weitständiger Ablösungsflächen ausgeprägt.

Die senkrecht zum Streichen der Schichten 4—8 km breite S-Flanke des Ebbe-Sattels ist, abgesehen von kleineren flexurartigen Schichtenverbiegungen, nicht gefaltet, aber im Kleinbereich (intern) deutlich eingengt.

Gummersbacher und Attendorner—Elsper Muldensystem

Die Gummersbacher Mulde liegt nicht mehr im Blattschnitt der GÜK 300. Der im W-Teil der Mulde flachwellige symmetrische Faltenbau geht im Gebiet der Lister- und Biggetalsperre sowie bei Attendorner in einen NW-vergenten Faltenbau über.

Weiter nach NE teilt sich die Mulde in drei Großstrukturen auf: Attendorner Mulde—Dünscheider Sattel—Elsper Mulde. Diese Strukturen haben einen steil NW-vergenten Faltenbau mit überkippten Faltschenkeln.

Der im weitgespannten Faltenwurf gefaltete Massenkalk zeigt in Teilbereichen eine starke "innere" Deformation, die der dem Massenkalk zugesprochenen Funktion eines starren Widerlagers innerhalb der Attendorner Mulde widerspricht. Teile des Massenkalks der Attendorner Mulde zeigen eine beträchtliche "fließende" Verformung. Im Massenkalk am S-Flügel der Attendorner Mulde kommt zur Auslängung um 240% quer zum Streichen ("nach oben") und lateraler Verkürzung senkrecht zum Streichen um 66% sehr wahrscheinlich eine beträchtliche reelle Verkürzung um 15% parallel zum Streichen hinzu ("true constriction"; RAMSEY 1967).

Dieser nicht ebene Verformungstyp ist hier mit dem Auftreten einer "Faser" (Linear mit reeller finiter Längung auf Schieferungsflächen) verknüpft.

Die Tonsteine im Liegenden der Karbonatgesteine sind nur schwach geschiefert, in anderen Bereichen der Attendorner—Elsper Doppelmulde zeigen die pelitbetonten Gesteine eine sehr deutliche Schieferung.

Lüdenscheider Mulde und Remscheid—Altenaer Sattel

Diese beiden Großstrukturen haben einheitlichen Bau und gehen nahtlos ineinander über. Am N-Rand des Ebbe-Sattels werden nach NW einfallende Störungen festgestellt. Sie werden als decollement-Zonen oder Abscherungsflächen gedeutet, die sich vom Ebbe-Sattel aus nach N zu in der Tiefe immer flacher legen und von denen dann in der Lüdenscheider Mulde listrische Aufschiebungen nach oben abzweigen.

Am S-Flügel, z. T. auch am N-Flügel der Lüdenscheider Mulde ist ein schwach N-vergenter Faltenbau ausgeprägt.

Die Schieferung ist, außer in reinen Sandsteinen und Kalksteinen, überall erkennbar. Es überwiegen weitständige rauhe, unebene Ablösungsflächen nach s1.

Ostsauerländer Hauptsattel

Nach WEBER (1977) bildet der Ostsauerländer Hauptsattel eine überkippte, NW-vergente und nach NE und SW abtauchende Großfalte. Er wird durch die NNW—SSE streichende bereits synsedimentär angelegte Altenbürener Störung gequert, deren Verwurf im zentralen Teil des Ostsauerländer Hauptsattels ca. 1000 m beträgt. W der Altenbürener Störung verläuft die Hennetalinie, welche die Ramsbecker Scholle im W begrenzt (WEBER 1972).

Im Verlauf der Faltung wurden im überkippten Schenkel des Ostsauerländer Hauptsattels mit ca. 45° nach SE einfallende Überschiebungen angelegt, auf denen der Überschiebungsbetrag nach

BAUER et al. (1979) selten 50–100 m überschreitet. Nach einer ersten Vererzungsphase werden die steilen Überschiebungen durch eine fast ausschließlich an die Quarzite der Ramsbecker Schichten gebundene jüngere Generation subhorizontaler Überschiebungen ("Ramsbecker Fläche") zerlegt, längs denen die jeweils hangende Scholle im Mittel um ca. 15 m nach NW bewegt wurde.

Die Isolinien gleicher Fallwinkel folgen im Ostsauerländer Hauptsattel südöstlich der Altenbürener Störung nicht der Streichrichtung der Schieferflächen, sondern verlaufen ungefähr W–E und setzen an der Altenbürener Störung ab. Örtlich tritt im Ostsauerländer Hauptsattel eine steil nach SE einfallende 2. Schieferung auf, die genetisch an flache Überschiebungen und an solche Stellen gebunden ist, an welchen die Flächen der 1. Schieferung flacher als ca. 20° nach SE einfallen. Es handelt sich bei dieser 2. Schieferung um eine Runzelschieferung, die in Bezug auf die metamorphe Phyllosilikatneubildung postkristallin ist (WEBER 1976).

Abgesehen von einer jüngeren Bruchtektonik werden die jüngsten tektonischen Gefügeelemente, die im wesentlichen auf das Gebiet des Ostsauerländer Hauptsattels zwischen Altenbürener Störung und Hennetallinie beschränkt sind, von bevorzugt E–W streichenden und nach N einfallenden Knickzonen gebildet. Diese werden als Dehnungsstrukturen infolge einer nach E zur Altenbürener Störung ansteigenden spätektonischen Hebung des Ostsauerländer Hauptsattels gedeutet.

Latroper Sattel und Wittgensteiner Mulde

Für diese beiden Einheiten macht LIESCHE (1980) folgende Angaben: Der tektonische Bauplan wird von zahlreichen NE–SW streichenden Sattel- und Muldenstrukturen bestimmt (Abb. 35). Von der Faltung sind alle stratigraphischen Einheiten betroffen. Die Falten sind wie in benachbarten Gebieten des Rheinischen Schiefergebirges ursprünglich als Schichtgleitfalten angelegt. Dabei waren Schichtgleitung auf Schichtflächen und Schichtfließen im Kornbereich beteiligt.

Vorherrschend sind ungleichschenklige Falten, bei denen das Längenverhältnis der Faltenflanken meist zwischen 1:1,5 und 1:4 liegt. Extrem ungleichschenkelig gebaute Falten sind selten. Entsprechend fallen die Faltenachsenflächen überwiegend steil, meist nach SE ein. Vereinzelt oder in Zonen stehen die Faltenachsenflächen auch seiger oder fallen steil nach NW ein. Extreme Einfallswinkel der Faltenachsenflächen liegen bei rd. 45° SE und rd. 60° NW (Aufrichtungswinkel zwischen 65° und 45°). Die häufigsten Öffnungswinkel der Falten liegen zwischen 50° und 90°.

Verwerfungen im Streichen der Faltenachsen haben meist überschiebende, einengende Tendenz. Sie treten in der Mehrzahl im Umbiegungsbereich von Sätteln auf. Entsprechend der vorherrschenden NW-Vergenz fallen sie meist nach SE ein.

Auffälligste und am weitesten verbreitete Erscheinungsform der Interndeformation ist die Transversalschieferung. Sie ist generell im Unter- und Mitteldevon weiter verbreitet und hat dort einheitlicheres und oft flacheres Einfallen als in den jüngeren Schichten. Das Streichen liegt recht einheitlich im Mittel bei 60° und stimmt im Großbereich mit dem Streichen der Faltenachsen überein. Im Bereich von Spezialfalten der 50–100-m-Dimension treten Abweichungen bis zu 20° nach N und S auf. Das Einfallen ist überwiegend südöstlich.

LIESCHE (1980: 33) beschreibt darüber hinaus Besonderheiten des Einfallens und der Ausbildung der Schieferung in Abhängigkeit von der Position in den Falten und von der petrographischen Ausbildung der Gesteine. Lösungs- und Neubildungserscheinungen sowie Verformungen der

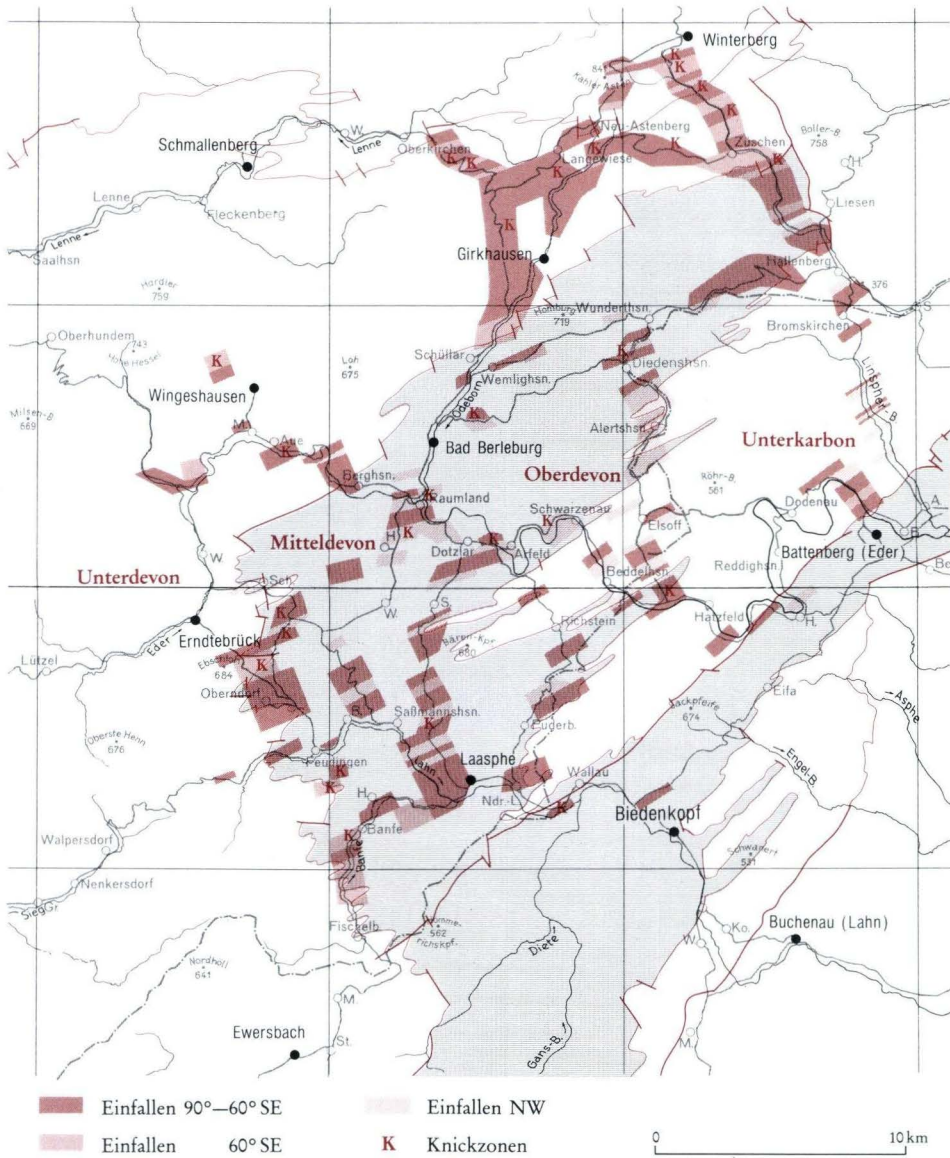


Abb. 35. Einfallen und Streichen der Schieferung im Latroper Sattel und in der Wittgensteiner Mulde (nach LIESCHE 1980).

Phyllosilikate nehmen vom Oberdevon zum Mittel- und Unterdevon zu. LIESCHE (1980: 70) leitet hieraus im Gegensatz zu SCHREINER (1982) einen Stockwerksbau mit steigenden pT-Bedingungen ab.

Knickzonen ("Knickschieferung") sind vorwiegend im Oberen Unterdevon und Mitteldevon im Kern des Latroper und Züscherer Sattels und im Zentrum der Wittgensteiner Mulde zu finden. Sie sind ähnlich wie im Bereich des Ostsauerländer Hauptsattels ausgebildet.

Obwohl eine Übertragung der lokal für einzelne Teilgefüge ermittelten Verformungswerte auf großdimensionale Verhältnisse problematisch ist, kann folgendes ausgesagt werden: In den unterkarbonischen Schichten scheint die Verkürzung durch Interndeformation die Verkürzung durch Faltung nicht zu übersteigen. Im Oberdevon und vor allem im Mittel- und Unterdevon ist dies teilweise der Fall, vorwiegend in pelitischen Folgen ohne mächtigere psammitische Einlagerungen. Hier übertrifft der Verkürzungsbetrag durch innere Deformation den durch Faltung bewirkten Einengungsbetrag stellenweise beträchtlich.

In den Schichten des Oberen Unter- und Unteren Mitteldevons beträgt der mittlere laterale Verkürzungsbetrag etwa 30%. An einigen Profilen wurde eine Einengung durch Faltung und Verwerfungen von 10% bestimmt, 20% müssen also auf Interndeformation entfallen.

Die oberdevonischen Schichten zeigen in den kompetenten und inkompetenten Lagen sehr unterschiedliche interne Umformung. Lokal wird in Tonschiefern das Ausmaß der Falteneinengung durch das der inneren Deformation um rund 25% übertroffen. Bei größerem Anteil kompetenter Bänke an der Gesteinsfolge dürfte, ebenso wie im Unterkarbon, der Gesamteinengungsbetrag etwa dem Verkürzungsbetrag durch Faltung entsprechen.

Im Unterkarbon bewirkte die innere Deformation im Mittel nur eine Verkürzung um 15%. In den Horizonten der Kieselschiefer und Kieselkalke beträgt die durchschnittliche laterale Verkürzung normal zum Faltenstreichen ca. 24%. Wahrscheinlich hat bei dieser Einengung Interndeformation keine Rolle gespielt (LIESCHE 1980: 71 f.).

Latroper Sattel

Der Latroper Sattel geht als selbständige Struktur aus dem Siegener Antiklinorium hervor und bildet die NE-Fortsetzung des Siegener Hauptsattels (BREDDIN 1963). Wie dieser ist auch der Latroper Sattel schwach asymmetrisch (monoklin) angelegt. Die auf dem etwas steileren NW-Flügel auftretenden Spezialfalten sind deutlich vergent gebaut und haben ebenfalls häufig überkippte NW-Flügel. Auf dem SE-Flügel haben die Spezialfalten einheitlich NW-vergente Achsenflächen, aber die Spezialsättel nur selten überkippte NW-Flügel. Dieser einheitlich asymmetrische Bau läßt nach BREDDIN (1963: 256) darauf schließen, daß die Anlage der Großstruktur der Spezialfaltung vorausging. Die Spezialfalten haben auf beiden Großsattelflügeln Wellenlängen von ca. 500–100 m.

Züscherer Sattel

Der Züscherer Sattel ist die NE-Fortsetzung des Latroper Sattels. Er bildet keine eigene Struktur, hat aber vom Latroper Sattel abweichenden Bau und ein Streichen von 55–80°.

NW- und SE-Flanke sind wie beim Latroper Sattel spezialgefaltet, aber mit geringerer Intensität und ohne die ausgeprägte NW-Vergenz. Im Übergangsbereich zur Wittgensteiner Mulde tritt auch SE-Vergenz auf.

Die Schieferung fällt nach SE ein und ist immer deutlich ausgebildet (LIESCHE 1980: 15).

Wittgensteiner Mulde

Die Wittgensteiner Mulde ist durch verschiedene Großsättel und -mulden in sich stärker gegliedert. Deren Achsen streichen recht einheitlich $60\text{--}80^\circ$, biegen gegen E hin allerdings mehr nach N um und tauchen nach NE ab. Lokal tauchen im Zentralbereich der Wittgensteiner Mulde die Faltenachsen auch nach SW ab, mit schwacher S-Vergenz der Faltenachsenflächen. Nur einige Teilmulden und -sättel der Wittgensteiner Mulde setzen sich ungestört nach W auf dem Siegener Block fort, vermutlich weil der Siegener Block in seinem E-Teil in Schollen zerlegt ist.

Vom Muldenschluß der Wittgensteiner Mulde nach E und vom Latrop—Züscher Sattel nach S nimmt die Faltungsintensität generell zu.

Die Einengung und damit auch die Intensität der Schieferung ist lokal sehr verschieden. Es treten neben nicht bis schwach geschieferten Gesteinen alle Übergänge bis zu sehr deutlich geschieferten Gesteinen ("Dachschiefertyp") auf. Generell — wenn auch mit Ausnahmen — gilt, daß die unterkarbonischen Pelite nicht oder am schwächsten geschiefert sind. Am W-Ende der Wittgensteiner Mulde fällt die Schieferung einseitig nach SE ein. Sie bildet meist die Hauptablösungsfläche (LIESCHE 1980: 181).

Die Verkürzung durch Einengung beträgt im Übergangsbereich zum Siegerländer Block nur 16%, weiter östlich steigt sie auf 24%, im Durchschnitt können 22% angesetzt werden. Diese von LIESCHE (1980: 22) angegebenen Werte liegen deutlich unter der von WUNDERLICH (1964) berechneten Verkürzung um 32%.

Siegener Antiklinorium

Der tektonische Bau des Siegerlandes wird von zwei großen, stark gestörten und differenzierten Sattelstrukturen beherrscht: dem Morsbach—Müsener Schollensattel und dem südlich davon gelegenen Siegener Schuppenzone (Siegener Hauptsattel). Dieser setzt sich im NW als Betzdorf—Weidenauer Schuppenzone fort, die jedoch nur als tektonisches Hochgebiet in Erscheinung tritt, ohne daß sich Anzeichen einer Sattelstruktur erkennen lassen. Gegenüber dieser Großfaltung hat die Spezialfaltung nur untergeordnete Bedeutung. Der Großfaltenbau wird von den jüngeren Spezialfalten durchsetzt. Erst nach der Spezialfaltung erfolgte der Schuppenbau.

Die Achsen der Spezialfalten tauchen vorwiegend mit 20° , 30° oder auch 40° nach NE ein, die Achsenflächen streichen zwischen 50° und 60° . Häufig sind selektive Kleinfalten, die sich aus sandigen oder kalkigen Schichten nicht in die begleitenden Tonschiefer fortsetzen oder in diesen ausklingen. Die SE-Flanke des Siegener Schuppensattels ist, bei überwiegend südöstlichem Einfallen zwischen 30° und 60° , kaum gestört, wobei bisher noch ungeklärt ist, ob dieser Eindruck nur dadurch entsteht, daß Störungen in dieser eintönigen Schichtenfolge bisher nicht erkannt werden konnten. Generell gilt für das Siegerland auch heute noch die Aussage von FENCHEL, LUSZNAT &

VOGLER (1971: 31): "Der augenblickliche Stand der Spezialuntersuchungen reicht für einen zusammenfassenden Überblick des Faltenbaues noch nicht aus".

Als Ausmaß der Gesamtverkürzung gibt BREDDIN (1963) 50% an, die Verkürzung durch innere Deformation beträgt etwa 30%, ist also größer als die Verkürzung durch Faltung.

Außer durch Faltung ist das Siegener Antiklinorium besonders intensiv durch Überschiebungen und Querstörungen gegliedert. Hinweise auf die wichtigsten dieser Elemente finden sich im Abschnitt "Die großen Überschiebungen ..." und den folgenden Abschnitten.

Schieferung ist im gesamten Bereich des Siegener Antiklinoriums mehr oder weniger ausgebildet. Am stärksten ist sie in sandarmen Tonschiefern, in regionaler Hinsicht in der Betzdorf–Weidenauer Schuppenzone, besonders intensiv. Im N- und SE-Teil des Siegerlandes ist sie durchweg schwächer ausgebildet. Sie fällt in der Regel mit 70° bis 75° nach SE ein. In rauhfaserigen Schichtenfolgen tritt auch seigeres, gelegentlich steiles NW-Einfallen auf. Örtlich ist Fächer- und Meilerstellung vorhanden. Das Streichen entspricht im großen und ganzen dem der Achsenflächen der Spezialfalten (BREDDIN 1963, FENCHEL, LUSZNAT & VOGLER 1971).

Dill-Mulde und Lahn-Mulde

Zur Tektonik der Dill- und der Lahn-Mulde liegen keine zusammenfassenden modernen Spezialuntersuchungen vor, so daß auf die relativ spärlichen Angaben bei KEGEL (1922, 1924) zurückgegriffen werden muß. Der tektonische Bau der Dill-Mulde ist dadurch charakterisiert, daß auf dem NW-Flügel Faltenbau, auf dem SE-Flügel Schuppenbau vorherrscht, mit z. T. lang aushaltenden streichenden Überschiebungen. Diese Überschiebungen enden im NE an Querstörungen, die die strukturelle Festsetzung der Querstörungen bilden, die das nordöstliche Abtauchen des Siegerländer Antiklinoriums begleiten. Die in der südwestlichen Dill-Mulde ausgeprägten Unterschiede im tektonischen Bau zwischen NW- und SE-Flügel sind in der nordöstlichen Dill-Mulde nur noch angedeutet, da der Schuppenbau auf dem SE-Flügel hier nicht so ausgeprägt ist.

Die Lahn-Mulde ist am westlichen Ende relativ einfach gebaut. Sie ist dort in mehrere Spezialmulden und -sättel gegliedert, die sich nach NE herausheben. Diese Gliederung ist jedoch nicht durch Großfaltenbau, sondern —ähnlich wie im Taunus— durch Schuppenbau bedingt (REQUADT 1990: 95). In der östlichen Lahn-Mulde spielen viele km-weit zu verfolgende Überschiebungen eine wesentliche, wenn auch nicht so bedeutsame Rolle wie in der südöstlichen Dill-Mulde. Änderungen im strukturellen Bau der Lahn-Mulde erfolgen an einer Linie, die von Obertshausen nördlich der Lahn über Biskirchen und Bermbach nach Dietenhausen verläuft. An dieser Linie haben bis in die jüngste geologische Vergangenheit bevorzugt tektonische Bewegungen stattgefunden.

Taunus

Einen knappen Überblick über die Tektonik des Taunus gibt ANDERLE (1976). Ausführlich und exemplarisch für den westlichen Hintertaunus behandelt der gleiche Autor die Tektonik in den Erläuterungen zu Bl. 5715 Idstein (ANDERLE 1991). Zwei variszische Deformationen haben zu je einem eigenen Gefügeinventar geführt. Eine 3. Schieferung wurde nur vereinzelt beobachtet, eine

echte gefügeprägende 3. Deformation fehlt. Die Liegendschenkel der Falten der 1. Deformation sind meist an Aufschiebungen unterdrückt. Vollständig ausgebildete Falten sind in der Regel weder in Übertage- noch in Untertageaufschlüssen zu beobachten, so daß das tektonische Gesamtbild eher eine Schuppentektonik als eine Faltungstektonik widerspiegelt. Die oft sehr flach einfallenden SE-Schenkel der Falten vermitteln im Aufschluß oft das — irreleitende — Bild einer relativ geringen Verformung. Deutlich kleiner sind die Falten der 2. Deformation. Sie liegen im mm- bis Zehnermeter-Bereich und sind deshalb auch in Aufschlüssen gut zu beobachten. Die Öffnungswinkel der F_1 -Faltenschenkel sind im Taunuskamm und Vordertaunus in den sedimentären Phylliten mit 15–30° deutlich kleiner als in den Bunten Schiefern mit 30–70° und dem Taunus-Quarzit mit 50–90°. W der Idsteiner Senke fallen die Faltenachsen nach SW und E davon nach NE ein, bilden also im Bereich der Idsteiner Senke eine Achsenkulmination.

Die Vergenz der meist steil asymmetrischen Falten der 1. Deformation und der zugehörigen Schieferung schwankt zwischen 80° NW nördlich und 40° SE südlich eines ausgeprägten Vergenzscheitels. Dieser verläuft auf Bl. 5913 Presberg nahe am S-Rand des Taunus, verspringt ab der Querstörung Kohlrech—Ernstbachtal (EHRENBERG et al. 1968) staffelförmig nach N und verläuft bis zum E-Rand der Idsteiner Senke bis zu 9 km nordwestlich des Taunussüdrandes. E der Idsteiner Senke verläuft er wieder nahe am Taunussüdrand (ANDERLE 1976, 1984: Abb. 1 und 2). Im Hunsrück-Schiefer ist die Vergenz deutlich geringer. Am Rhein beträgt sie etwa 20–50° NW und wird nach E deutlich steiler bis zu teilweise leichter SE-Vergenz (ONCKEN 1989: 119). ANDERLE (1976: 279) erklärt die nach SE gerichtete Gegenvergenz durch Auffächerung der 1. Schieferung bei Rotation um B am S-Rand des primär N-vergenten Rhenoharzynikums.

Die 2. Schieferung zeigt ebenfalls einen Vergenzscheitel, der — zumindest auf Bl. 5715 Idstein — ca. 2,5–3,0 km nördlich des Scheitels der 1. Schieferung verläuft.

Insgesamt bildet der Taunuskamm einen gegliederten Schuppenstapel über einer basalen Abscherung im Bereich der Bunten Schiefer, die nach N im Sinne einer "ramp-and-flat"-Geometrie ansteigt. Die Abscherung beträgt am Taunussüdrand mind. 30 km, an der Front des Körpers mindestens 8 km. Dabei wurde die gesamte Schichtenfolge auf ca. $\frac{1}{3}$ der Urbreite ineinandergeschoben (ONCKEN 1989: 149).

Kristalliner Spessart

WEBER & JUCKENACK (1990) charakterisieren den Kristallinen Spessart generell als asymmetrischen Schuppenstapel mit Faltenachsen, die nach ENE und WSW einfallen. Die Faltenvergenz ist auf der NW-Flanke nach SE und auf der SE-Flanke nach NW gerichtet. In sich ist dieser Schuppenstapel durch einige Antiklinalen und Synklinalen weiter gegliedert. Wegen Einzelheiten und Daten über die lokal stark variierenden tektonischen Elemente muß hier auf die Erläuterungen zu den Geologischen Karten Bl. 5920 Alzenau i. Ufr., 5921 Schöllkrippen, 6021 Haibach, auf MURAWSKI (1958) sowie OKRUSCH (1983, kurze Zusammenfassung) verwiesen werden.

Bemerkenswert ist das örtliche Auftreten von zwei aufeinander folgenden Deformationen ("Doppeltektonik"). Im zentralen Rotgneiskörper tritt z. B. eine ältere Deformation mit 60–80° streichenden, horizontal liegenden Faltenachsen und eine jüngere Deformation mit 120–140° streichenden, 10° nach SE einfallenden Faltenachsen mit wechselndem Abtauchen auf.

Ein wichtiges Strukturelement im nördlichen Spessart ist die Michelbach-Störung, eine sinistrale Seitenverschiebung, die sich möglicherweise in der Oetzbergspalte des Odenwaldes fortsetzt. In ihr ist möglicherweise die Überschiebungsbahn der Alzenau-Formation enthalten (WEBER & JUCKENACK 1990: 101, 107).

Im Kartenbild der GÜK 300 sind die Verwerfungen der NW–SE streichenden postvariszischen Bruchtektonik deutlich sichtbar, deren Linien sich z. T. aus dem Kristallin des Spessarts in die Trias-Überdeckung fortsetzen. Auf diesen jüngeren Verwerfungen setzen die Schwerspatgänge des Spessarts sowie Basalte und Rhyolithe auf.

Kristalliner Odenwald

Auf der GÜK 300 fällt auf, daß im Odenwald — abgesehen von der NNE–SSW streichenden Oetzbergspalte — Verwerfungen völlig fehlen. Dies liegt daran, daß in Gebieten magmatischer und metamorpher Gesteine Verwerfungen mit Methoden geologischer Feldkartierung kaum zu erkennen sind. Anders als in Sedimentgesteinen, wo das Nebeneinander-Vorkommen verschiedener Gesteine auf das Vorhandensein einer dazwischen liegenden Verwerfung schließen läßt, kann in metamorphen Gesteinsserien der Übergang von einem Gesteinstyp in einen anderen sowohl durch Fazieswechsel oder Intrusion von Magmen als durch Verwerfungen erklärt werden, wobei sich durch "klassische" Feldaufnahmen meist nicht entscheiden läßt, ob eine Verwerfung vorliegt oder nicht.

KROHE (1991,1992) entwickelte durch Untersuchungen der Internstrukturen ein — zunächst noch globales — Bild der tektonischen Abläufe im Odenwald, das durch WILLNER, MASSONNE & KROHE (1991) hinsichtlich der *pT*-Bedingungen, unter denen die tektonischen und Metamorphosevorgänge abliefen, sowie der zeitlichen und dynamischen Zusammenhänge ergänzt wurde.

KROHE (1992) gliedert den Odenwald in vier tektonische Einheiten (Abb. 6). Die Einheiten I–III sind im Bergsträßer Odenwald von N nach S angeordnet, wobei Einheit I den nördlichen Odenwald bis zum Malschenmassiv umfaßt, Einheit II den mittleren Odenwald vom Malschenmassiv und Neutschen-Komplex bis zum Weschnitzpluton, Einheit III den Weschnitzpluton und südlich davon gelegene Gebiete. Einheit IV bildet den Böllstein-Granit (Böllsteinkuppel) mit der Schieferzwischenzone.

Diese Einheiten wurden in unterschiedlichem Maße von drei Deformationsvorgängen erfaßt (D 1/2, D 3, D 4) (Abb. 36).

Die älteste Deformation D 1/2 hatte vorwiegend einengende Tendenz und führte zur Krustenstapelung. Ihr Alter liegt zwischen 420 und 360 Ma. Sie ist in den Einheiten II und IV nachgewiesen. Einheit IV wurde durch D 1/2 in höhere Krustenteile gehoben.

Während der Deformation D 3 (363–342 Ma) entwickelten sich steile NE–SW verlaufende Scherzonen mit sinistralen, schräg abschiebenden Blattverschiebungen. Diese sind besonders in der tektonischen Einheit II ausgeprägt. Dabei wurden die randlichen Bereiche dieser Einheit relativ zum zentralen Teil gehoben. Zwischen den Einheiten I und II bewirkte die Deformation D 3 einen relativen vertikalen Versatz an einer möglicherweise nach N einfallenden Störung.

Die D-4-Deformation (340–328 Ma) betraf im wesentlichen die tektonischen Einheiten III und IV. In der Einheit III entwickelten sich NNE–SSW streichende Abschiebungen. WNW einfallende Flächen lassen auf eine relative Hebung des SE-Teils dieser Einheit schließen. Abschiebende D-4-Scherzonen legen eine Hebung der Einheit IV relativ zur Einheit III nahe.

Abschiebungen am S-Rand des Ebbe- und Remscheider Sattels: einige hundert Meter, örtlich über 1500 m.

Siegener Hauptüberschiebung: Transportweite quer zum Streichen mehr als 4 km, zusätzlich trägt die Leutersdorfer Aufschiebung mit ca. 1,7 km zum gesamten Bewegungsbetrag bei. Die vertikale Sprunghöhe beträgt mehr als 1 km. Das Einfallen beträgt am Wiedtal 25–30° SE, es versteilt sich nach beiden Seiten auf 40–50°, örtlich bis 60–70° SE.

Bopparder Überschiebung: Transportweite quer zum Streichen mindestens 14 km, vertikale Sprunghöhe 2–2,5 km. Einfallen zwischen 0° und 60° SE.

Sackpfeifen-Überschiebung: Die Sackpfeifen-Überschiebung hat sich aus einem überkippten Sattel entwickelt. Sie besteht aus einer Schar von Störungen als Nordbegrenzung des Sackpfeifen-Sattels, dessen NW-Flügel fehlt und der nach NE in den Battenberg–Waldecker Hauptsattel übergeht (KULICK 1960). Nach NE, auf Bl. 4918 Frankenberg (Eder), klingt die Sackpfeifen-Überschiebung aus. WEBER (1978) stellt sie als listrische Überschiebungsbahn dar. Der Überschiebungsbetrag ist schwer abzuschätzen, er dürfte teilweise über 500 m liegen (LIESCHE 1980).

Taunuskamm-Überschiebung: Überschiebungsweite mindestens 8 km, deutlich höhere Werte sind wahrscheinlich (ONCKEN 1989: 129).

Deckenbau

Nach ENGEL et al. (1983: 267 ff.) und WEBER & BEHR (1983: 442) sind verschiedene geotektonische Einheiten des Rheinischen Schiefergebirges durch Deckenschub in ihre heutige Position gelangt. Hierzu zählen die Gießener Grauwacke, die Grauwacken des Werragrauwacken-Sattels und die Solmstal-Schichten bei Weilmünster (Abb. 37). Es wird angenommen, daß der ursprüngliche Sedimentationsraum für diese Schichten zwischen dem heutigen Taunus und der Mitteldeutschen Schwelle lag. Möglicherweise hatten die heute als Deckenreste erhaltenen Körper der Gießener Grauwacke und der Solmstal-Schichten ehemals eine weit größere Verbreitung als heute, da die Art der Metamorphose im Taunus und im Bereich der Bopparder Überschiebung (möglicherweise auch der Siegerner Hauptüberschiebung) nicht allein durch eine sedimentäre Bedeckung oder durch hohe thermische Gradienten erklärbar ist (ONCKEN 1989: 173).

Von ENGEL et al. (1983: 281) wird auch die Hörre – ebenso wie der Kellerwald – nicht als autochthones Element angesehen, sondern als eine durch Deckenschub von einem im S des Rheinischen Schiefergebirges gelegenen Sedimentationstrog verfrachtete Scholle. Im Widerspruch hierzu stehen jedoch die von LEUTERITZ (1968) und BENDER (1989) beschriebenen Faziesverzahnungen zwischen den Dill-Mulde- und Hörregesteinen sowie die Trennung der Hörre von der Dill- und der Lahn-Mulde durch zwei auffallende Schwelengebiete.

Synsedimentär aktive tektonische Querzonen

Bereits synsedimentär waren Störungssysteme aktiv, deren Verbreitung, Struktur, Genese und Bedeutung im Zusammenhang mit den daran gebundenen sedimentär-hydrothermalen Lagerstätten (z. B. Meggen) von WERNER (1989) ausführlich beschrieben wurde.

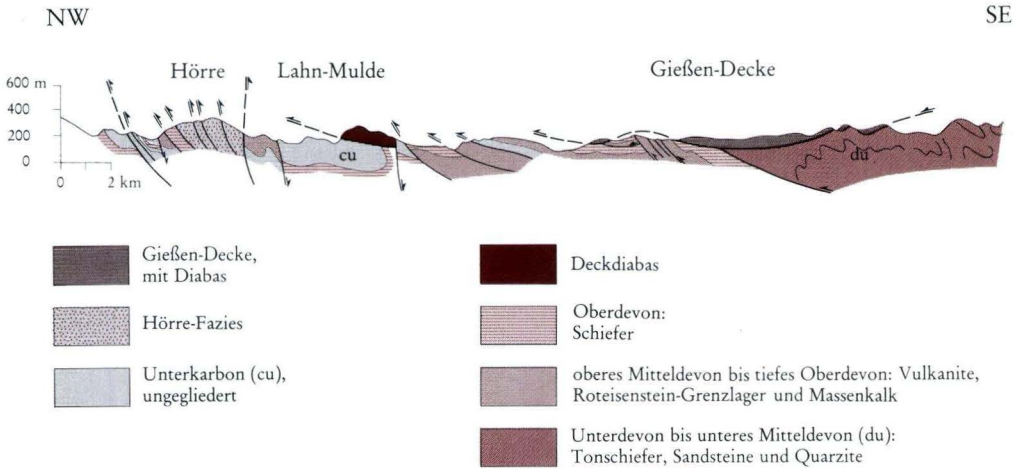


Abb. 37. Vermuteter Deckenbau im südöstlichen Rheinischen Schiefergebirge (nach BIRKELBACH et al. 1988).

Von besonderer Bedeutung sind die weit aushaltenden NNW–SSE streichenden Querelemente der Balve–Oberscheld-Störungszone und der Altenbürener Störungszone, die den Charakter von nach E einfallenden Abschiebungen haben. Von lokaler Bedeutung sind der Meinerzhagener Graben, der Graben von Nehden, das Rhene-Lineament und die Engelbachtal-Störung (Dill-Mulde) (Abb. 38). Neben diesen querschlägigen werden von WERNER auch streichende synsedimentäre Störungen beschrieben. Die Hauptaktivität der synsedimentären Tektonik lag zwischen dem Ems und dem tiefen Oberdevon.

Die in der Literatur häufig zitierte „PAECKELMANN’sche Querzone“ ist dagegen kein tektonisches Element.

Postkinematische Bruchtektonik

Nach Abschluß der variszischen Gebirgsbildung führten anhaltende oder wiederauflebende tektonische Bewegungen zu einer bruchhaften Verformung. Dadurch entstanden zahlreiche Störungszone und Verwerfungen, an denen das Gebirge in relative Hoch- und Tiefschollen zerlegt wurde. Im einzelnen sind die Versetzungsbeträge gering. Als Ausnahmen werden von LEUTERITZ (1972) und LIESCHE (1980: 30 f.) im nördlichen Schiefergebirge Sprunghöhen bis zu 400 m auf Bl. Hallenberg angegeben.

Als bedeutende Querelemente lebten die bereits während des Varizikums aktiven Balve–Oberscheld- und Altenbürener Störungszone in postvariszischer Zeit wieder auf (BOTTKE & POLYSOS 1982). Sie werden von WERNER (1989: 131 ff.) als Menden–Oberscheld- und Altenbüren-Lineament bezeichnet und sind gekennzeichnet durch die Bildung von zahlreichen, z. T. mit jungen Sedimenten gefüllten, Gräben und Halbgräben. WERNER nimmt an, daß es sich bei diesen Lineamenten um tiefreichende Strukturen handelt, da an ihnen ein Wandel von Fazies, tektoni-

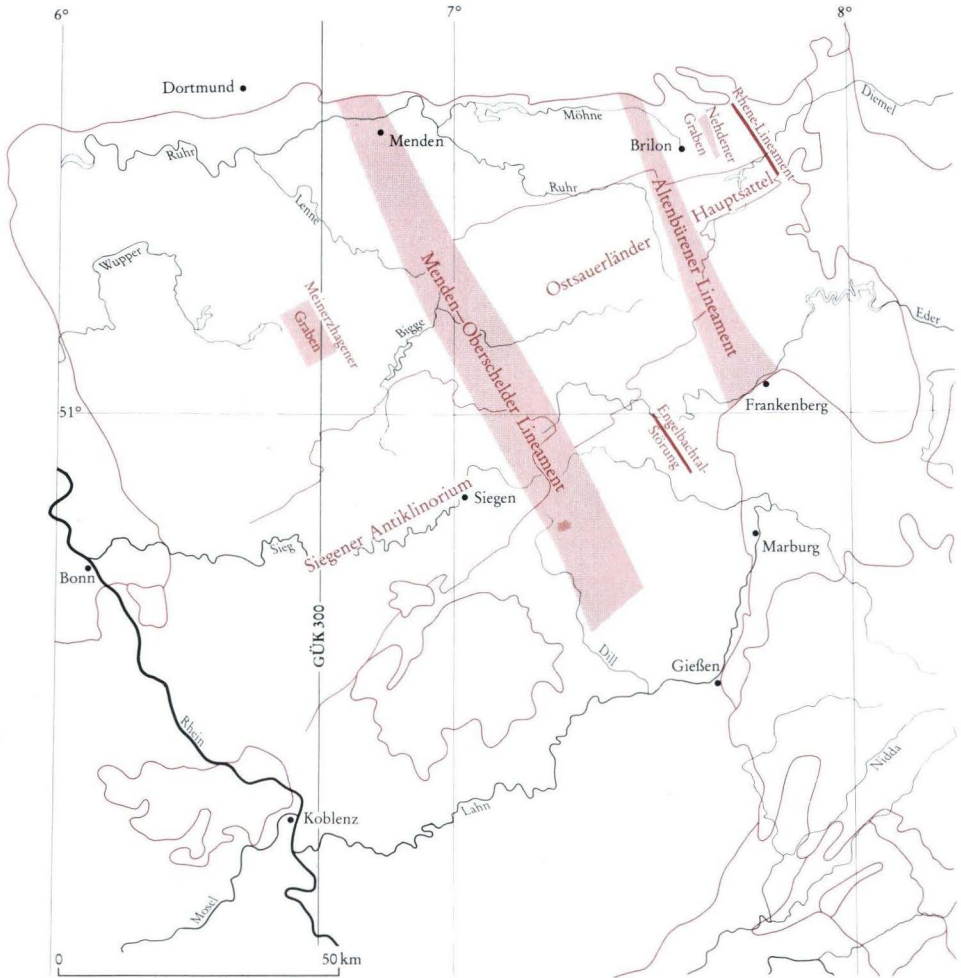


Abb. 38. Synsedimentäre Querzonen und junge Querlineamente (nach WERNER 1989).

schem Baustil und Metamorphose zu beobachten ist. In postvariszischer Zeit entstanden an diesen Lineamenten zahlreiche gangförmige Mineralisationen von Dolomit, Baryt und Quarz mit beibehaltendem Kupfer, Blei und Zink (Menden—Oberscheld-Lineament) sowie Markasit, Dolomit, Baryt und Sphalerit (Altenbürener-Lineament). BONHOMME et al. (1983) rechnen für diese Bildungen mit einem Entstehungsalter von 170—190 Mio. Jahren.

Weitere markante Elemente der postkinematischen Bruchtektonik sind die NW—SE streichende Idsteiner Senke und deren nördliche Fortsetzung, das Limburger Becken. Detailbeschreibungen der Bruchtektonik in Taunus und Limburger Becken geben ANDERLE (1984, 1991) und STENGEL-RUTKOWSKI (1976).

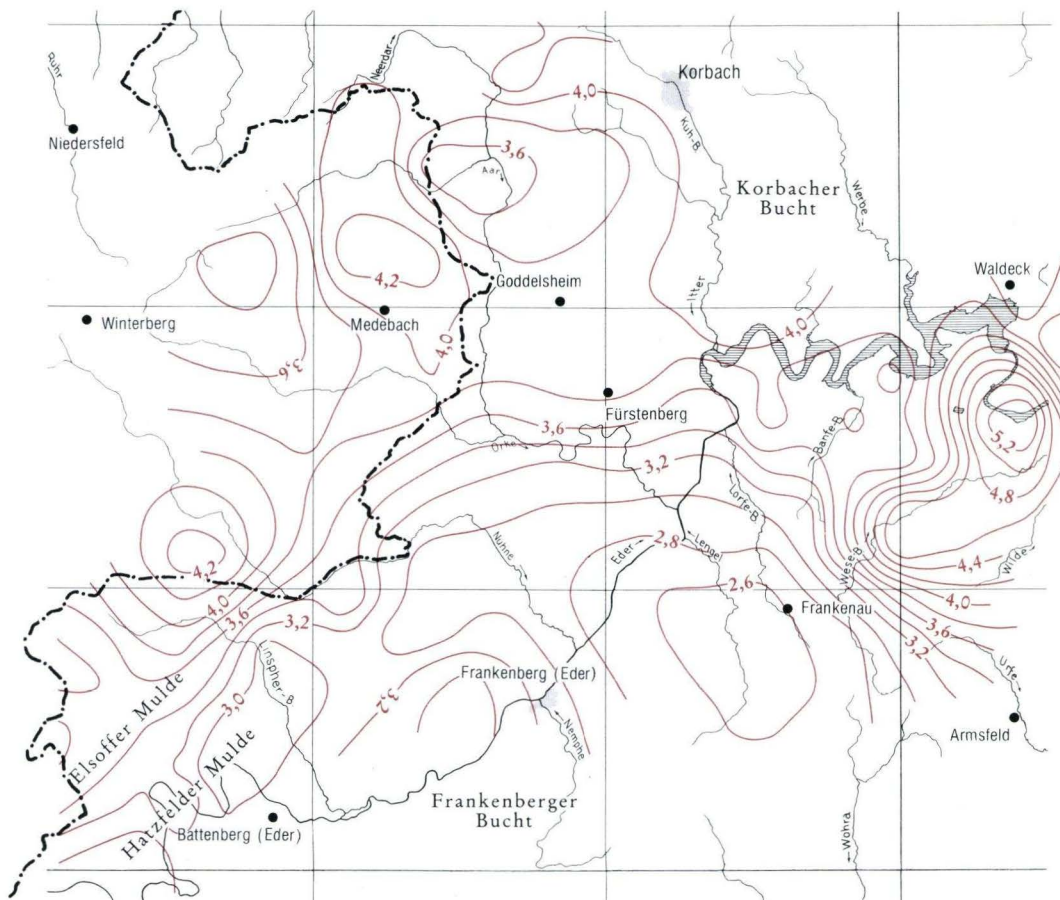


Abb. 39. Inkohlungskarte der Wittgensteiner Mulde und angrenzender Gebiete (nach WOLF 1989). Erkennbar ist eine kontinuierliche Zunahme der relativ hohen Inkohlung von SE nach NW, die auf eine ehemals vorhandene Überdeckung durch Namur-Sedimente schließen lässt. Das auffällige Inkohlungshoch des nördlichen Kellerwaldes könnte auf Wärmeanomalien im Bereich tiefer Brüche zurückzuführen sein.

Im Kartenbild der GÜK 300 herrschen NW–SE streichende Querstörungen vor. Darüber hinaus sind jedoch auch N–S, mit Abweichungen von SSW bis NNE, streichende sowie zu diesen komplementäre E–W streichende Verwerfungen häufig (STENGEL-RUTKOWSKI 1976). Der Stil der auf der GÜK 300 dargestellten jungen Bruchtektonik ist im übrigen gebietsweise unterschiedlich. Dem liegen meist Fortschritte in der wissenschaftlichen Erkenntnis zugrunde, weniger prinzipielle Unterschiede im tektonischen Bauplan.

Manche Verwerfungen dienten als Aufstiegsbahnen von Basalten, von denen eine Auswahl auf der GÜK 300 als Beispiele dargestellt sind. Schließlich sind die Pseudomorphosenquarzgänge des

Taunus an bruchtektonisch vorgezeichnete Linien gebunden. Das Alter dieser jungen Tektonik gibt ANDERLE (1984: 213, 1991: 127) als spätmesozoisch bis tertiär an.

Metamorphose

Weite Teile des Rheinischen Schiefergebirges sind durch Druck und Temperatur metamorph überprägt. Der Metamorphosegrad im gesamten Rheinischen Schiefergebirge E des Rheins — ausgenommen im "Vordevon" — entspricht der niedrig temperierten Pumpellyit-Prehnit-Quarz-Fazies (anchimetamorphe Zone sensu WINKLER 1979) mit Umwandlungstemperaturen von 300°C bis max. 350°C und Drücken von 1—4 kbar. Insgesamt ergibt sich ein Bild von im Streichen liegenden, durch Überschiebungsbahnen getrennten Streifen gleicher Metamorphose, wobei von NW nach SE die Metamorphose leicht zunimmt. Ein etwas abweichendes Bild zeigt der Schiefergebirgssüdrand, wo bei gleichen bis leicht höheren Temperaturen [(300—400° ONCKEN 1989: 172), im Bereich des Vordevons 400—450°C (WEBER & BEHR 1983: 444)] eine z. T. grünschieferfaziale aber druckbetonte Metamorphose mit niedrigeren geothermischen Gradienten herrschte (MEISL 1970, 1986).

Die 300°-Isotherme folgt ungefähr der Basis der devonischen Beckenfüllung. Unterhalb von Überschiebungen steigt sie wegen der synkinematischen Erwärmung infolge Stapelung von Gesteinseinheiten zudem in Bezug auf die Devonbasis leicht an. Dies könnte ein Hinweis auf dort hin zunehmenden Einfluß von Stapelungsvorgängen (z. B. Überführung durch die Decke der Gießener Grauwacke) oder auf höhere paläogeothermische Gradienten sein.

Im allgemeinen wird der Metamorphosehöhepunkt nach den Schieferungsgefügen (WEBER 1976) und K/Ar-Kristallisationsaltern (AHRENDT et al. 1978) während der prägenden Schieferung und Deformation erreicht. Die im mittleren und südlichen Schiefergebirge dokumentierten späteren Deformationsabschnitte (2. und 3. Schieferung) fanden unter retrograden Bedingungen statt. Diese Beobachtungen decken sich im wesentlichen gut mit den Inkohlungsdaten (Abb. 39) und dem Verformungsgefüge von einigen Mineralen.

In den Überschiebungszonen werden die Hangend-Einheiten mit "eingefrorener" Metamorphose unter Verschiebung zu retrograden Bedingungen hin transportiert, während in den Liegend-Einheiten unveränderte oder leicht prograde Bedingungen herrschten (ONCKEN 1989: 172).

Schriftenverzeichnis

- AHLBURG, J. (1918a): Erl. geol. Kt. Preußen u. benachbarten Bundesstaaten, Lfg. 208, Bl. Braunfels: 120 S., 14 Abb., 5 Taf.; Berlin.
- AHLBURG, J. (1918b): Erl. geol. Kt. Preußen u. benachbarten Bundesstaaten, Lfg. 208, Bl. Weilmünster: 77 S., 13 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- AHLBURG, J. (1921): Über die Verbreitung des Silurs, Hercyns und Rheinischen Devons und ihre Beziehungen zum geologischen Bau im östlichen Rheinischen Gebirge. — Jb. Preuß. Geol. L.-Anst., **XL**: 1—82, 2 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- AHRENDT, H. & GEISSLER, H. (1970): Das Alter der Grauwacken im nordwestlichen Kellerwald (Rheinisches Schiefergebirge). — Göttinger Arb. Geol. Paläont., H. MARTIN-Festschrift: 3—14, 3 Abb.; Göttingen.
- AHRENDT, H., HUNZIKER, J. C. & WEBER, K. (1978): K/Ar—Altersbestimmungen an schwach-metamorphen Gesteinen des Rheinischen Schiefergebirges. — Z. dt. geol. Ges., **129**: 229—247, 3 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Hannover.
- AHRENDT, H., CLAUER, N., HUNZIKER, J. C. & WEBER, K. (1983): Migration of Folding and Metamorphism in the Rheinisches Schiefergebirge Deduced from K-Ar and Rb-Sr Age Determinations. — In: MARTIN, H. & EDER, F. W. (Hrsg.): Intracontinental Fold Belts: 323—338, 5 Abb.; Berlin—Heidelberg—New York—Tokyo (Springer).
- ALBERTI, G. K. B. (1983): Unterdevonische Nowakiidae (Dacryoconarida) aus dem Rheinischen Schiefergebirge, aus Oberfranken und aus N-Afrika (Algerien, Marokko). — Senckenbergiana lethaea **64** (2/4): 295—313, 1 Tab., 2 Taf.; Frankfurt a.M.
- AMLER, M. R. W. (1987): Fauna, Paläogeographie und Alter der Kohlenkalk-Vorkommen im Kulm des östlichen Rheinischen Schiefergebirge (Dinantium). — Geol. Abh. Hessen, **88**: 339 S., 37 Abb., 16 Tab., 10 Taf.; Wiesbaden.
- ANDERLE, H.-J. (1976): Der Südrand des Rhenoheryzynikums im Taunus. — Vorläuf. Mitteilung der Ergebnisse tektonischer Untersuchungen. — Geol. Jb. Hessen, **104**: 279—284; Wiesbaden.
- ANDERLE, H.-J. (1984): Postvaristische Bruchtektonik und Mineralisation im Taunus — eine Übersicht. — Schr.—R. Ges. dt. Metallh. u. Bergleute, **41**: 201—217, 2 Abb.; Weinheim.
- ANDERLE, H.-J. (1987): Entwicklung und Stand der Unterdevon-Stratigraphie im südlichen Taunus. — Geol. Jb. Hessen, **115**: 81—98, 1 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- ANDERLE, H.-J. (1991): Erl. geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5715 Idstein, 2. Aufl., 239 S., 32 Abb., 21 Tab., 1 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- ANDERLE, H.-J., EHRENBERG, K.-H. & MEISL, S. (1972): Metamorphe Zone und Unterdevon im Taunus. — Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N.F., **54**: 123—139, 2 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- ANDERLE, H.-J. & MEISL, S. (1974): Geologisch—Mineralogische Exkursion in den Südaunus. — Fortschr. Mineral. **51**: 137—156, 2 Abb., 4 Tab.; Stuttgart.
- ATZBACH, O. (1983): Erl. geol. Kt. Rheinland-Pfalz 1 : 25 000, Bl. 6212 Meisenheim: 101 S., 1 Abb., 10 Tab.; Mainz.
- BACHMANN, M. (1965): Das Unter- und Mitteldevon im Latroper und Züscher Sattel zwischen Winterberg und Berleburg im südöstlichen Sauerland. — Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **9**: 539—588, 13 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- BAHLBURG, H. (1985): Zur faziellen Entwicklung des hercynischen Paläozoikums der Lindener Mark (Rheinisches Schiefergebirge) bei Gießen. — N. Jb. Geol. Paläont.Mh. 1985, **11**: 43—651, 2 Abb.; Stuttgart.
- BANDEL, K. (1973): Trace fossils from the Upper Nehdén siltstone of Wuppertal-Barmen (Nordrh.-Westf., Germany). — Palaeontographica, Abt. A **124**: 156—176; Stuttgart.
- BÄR, P. (1966): Stratigraphie, Fazies und Tektonik am Briloner Massenkalk-Sattel (Ost-Sauerland). — Diss. Univ. Gießen 1966: 31 S., 9 Abb., 1 Kte.; Gießen.
- BARTELS, C. & KNEIDL, V. (1981): Ein Porphyroid in der Schiefergrube Schmiedenberg bei Bundenbach (Hunsrück, Rheinisches Schiefergebirge) und seine stratigraphische Bedeutung. — Geol. Jb. Hessen, **109**: 23—36, 4 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- BAUER, G., EBERT, A., KAMP, H. V., MÜLLER, D., PIETZNER, H. & SCHERP, A. (1979): Die Blei-Zink-Erzlagerstätte von Ramsbeck und Umgebung. — Geol. Jb.; **D33**: 377 S., 88 Abb., 52 Tab., 35 Taf.; Hannover.

- BECHER, J. P. (1789): Mineralogische Beschreibung der Oranien-Nassauischen Lande. — 624 S., Marburg (Neue Akademische Buchhandlung).
- BEHNISCH, R. (1993): Vulkanismus im Devon des Rhenohercynikums. Faziesabhängige Ablagerungsprozesse devonischer Vulkaniklastite im Schalstein-Hauptsattel (mittlere Lahn-Mulde). — *Geol. Abh. Hessen*, **98**: 89–149, 29 Abb.; Wiesbaden.
- BEHR, H.-J. (1977): Lagerstätten und Mineralisation im Sauerland. — *Fortschr. Mineral.* **55**, Beih. 2: 33–73, 10 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- BEHR, H.-J., WALLISER, O. H. & WEBER, K. (1980): The development of the Rhenohercynian and Saxothuringian zones of the mid-European Variscides. — In: *Géologie de l' Europe, mémoire du B.R.G.M.* **108**: 77–89, 3 Abb.; Villeneuve d' Ascq.
- BEHR, H.-J., ENGEL, W., FRANKE, W., GIESE, P. & WEBER, K. (1984): The Variscan Belt in Central Europe: main structures, geodynamic implications, open questions. — *Tectonophysics* **109**: 15–40, 8 Abb.; Amsterdam.
- BENDER, H. (1958): Ein Querprofil durch den Westteil der Hörre und ihre "Phyllite" (Ulmbachtal, Rheinisches Schiefergebirge). — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.* **87**: 462 S., 72 Abb., 14 Prof., 32 Tab., 23 Taf., 2 Bilder; Wiesbaden.
- BENDER, H. (1959): Stratigraphie und Tektonik des südwestlichen Teils der Hörre—Acker-Zone. — *Z. dt. geol. Ges.*, **111**: 230–231; Hannover.
- BENDER, H. (1960): Der SW-Teil der Hörre—Acker-Zone. — Unveröff. Diss. Univ. Marburg: 97 S., 42 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Marburg.
- BENDER, P. (1964): Die Schichtfolge des Paläozoikums im Nordostteil der Lahnmulde zwischen Salzböde, Aar- und Biebertal. — Unveröff. Dipl.— Arb. Univ. Marburg: 105 S., 44 Abb., 11 Tab.; Marburg.
- BENDER, P. (1965): Der Nordostteil der Lahnmulde zwischen Salzböde, Aar- und Biebertal. — *Diss. Univ. Marburg*: 151 S., 60 Abb.; Marburg.
- BENDER, P. (1978): Die Entwicklung der Hörre—Zone im Devon und Unterkarbon. — *Z. dt. geol. Ges.*, **129**: 131–140, 5 Abb.; Hannover.
- BENDER, P. (1989): Die Hörre und ihre Stellung im östlichen Rheinischen Schiefergebirge. — *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. N.F.*, **71**: 347–356, 4 Abb.; Stuttgart.
- BENDER, P. & BRINCKMANN, J. (1969): Oberdevon und Unterkarbon südwestlich Marburg/Lahn (Lahnmulde und Hörre-Zone, Rheinisches Schiefergebirge). — *Geologica et Palaeontologica*, **3**: 1–20, 5 Abb., 4 Tab.; Marburg.
- BENDER, P., JAHNKE, H. & ZIEGLER, W. (1974): Ein Unterdevon-Profil bei Marburg a. d. Lahn. — *Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **102**: 25–45, 7 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- BENDER, P. & HOMRIGHAUSEN, R. (1979): Die Hörre-Zone, eine Neudefinition auf lithostratigraphischer Grundlage. — *Geologica et Palaeontologica*, **13**: 257–260, 1 Abb., 1 Tab.; Marburg.
- BEUSHAUSEN, L. (1900): Das Devon des nördl. Oberharzes mit besonderer Berücksichtigung der Gegend zwischen Zellerfeld u. Goslar. — *Abh. kgl. preuß. Geol. L.-Anst., N.F.*, **30**: 383 S., 11 Abb., 1 Kt.; Berlin.
- BIRKELBACH, M., DÖRR, W., FRANKE, W., MICHEL, H., STIBANE, F. & WECK, R. (1988): Die geologische Entwicklung der östlichen Lahnmulde. — (Exkursion C am 7. April 1988). — *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.*, **70**: 43–74; Stuttgart.
- BISCHOFF, G. (1957): Die Conodonten-Stratigraphie des rhenohercynischen Unterkarbons mit Berücksichtigung der Wocklumeria-Stufe und der Devon/Karbon-Grenze. — *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.* **19**: 64 S., 1 Abb., 2 Tab., 6 Taf.; Wiesbaden.
- BISCHOFF, G. & ZIEGLER, W. (1957): Die Conodontenchronologie des Mitteldevons und des tiefsten Oberdevons. — *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **22**: 136 S., 16 Abb., 5 Tab., 21 Taf.; Wiesbaden.
- BONHOMME, M. G., BÜHMANN, D. & BESNUS, Y. (1983): Reliability of K/Ar dating of clays and silifications associated with vein mineralization in Western Europe. — *Geol. Rdsch.*, **72**: 105–117; Stuttgart.
- BORTFELD, R. K., GOWIN, J., STILLER, M., BAIER, B., BEHR, H. J., HEINRICHS, T., DÜRBAUM, H. J., HAHN, A., REICHERT, C., SCHMOLL, J., DOHR, G., MEISSNER, R., BITTNER, R., MILKEREIT, B. & GEBRANDE, H. (1985): First results and preliminary interpretation of deep-reflection seismic recordings along profile DEKORP 2-South. — *J Geophys.*, **57**: 137–163, div. Abb.; Heidelberg (Springer).
- BOTTKE, H. (1962): Der Roteisenstein des östlichen Sauerlandes und seine Beziehungen zur Stratigraphie und Fazies des Oberen Givets und der Adorf-Stufe. — *Roemeriana*, **6**: 17–96, 13 Abb., 6 Tab.; Clausthal-Zellerfeld.

- BOTTKE, H. (1979): VI. Lagerstätten. — Erl. geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 4618 Adorf: 56—64, 5 Abb., 3 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- BOTTKE, H. (1981): Lagerstättenkunde des Eisens. — 202 S., 40 Abb., 88 Tab.; Essen (Glückauf).
- BOTTKE, H. & POLYSOS, N. (1982): Die Altenbürener Störungszone und der nördliche Teil der Briloner Scholle im tektonischen Photolineationsmuster des nördlichen Saurlandes (Rheinisches Schiefergebirge). — Geol. Abh. Hessen, **82**: 50 S., 21 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- BRAUCKMANN, C. & WILLMANN, R. (1990): Insekten aus dem Permo-Silesium der Bohrung Weiterstadt 1 Blattoidea, "Protorthoptera", Oberrheinische Tiefebene, SW-Deutschland. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **8**: 470—478, 2 Abb.; Stuttgart.
- BRAUSE, H. (1970): Variszischer Bau und "Mitteldeutsche Kristallinzone". — Geologie, **19**: 281—292, 5 Abb.; Berlin.
- BREDDIN, H. (1963): Zur geometrischen Tektonik des altdevonischen Grundgebirges im Siegerland (Rheinisches Schiefergebirge). — Geol. Mitt. **2** (1961): 227—282, 24 Abb.; Aachen.
- BREITKREUZ, C. & FLICK, H. (1993): Depositional and anchimetamorphic facies of pumiceous sediments deposited on or near a Devonian volcanic island (Rheinisches Schiefergebirge, Germany). — Terra Nostra, **1**: 5; Berlin.
- BRINCKMANN, J. (1963): Der Nordost-Teil der Hörre-Ackerzone bei Marburg/Lahn (Rheinisches Schiefergebirge). — Diss. Univ. Marburg: 148 S., 39 Abb., 5 Tab.; Marburg/Lahn.
- BRINCKMANN, J. (1981): Unter Mitarbeit von BEGE, V., BLOHM, K. E., FAUTH, H., FESSER, H., FRIEDRICH, H., GUNDLACH, H., HILTMANN, W., HOMILIUS, J., KOCH, J., MÜLLER, P., REPSOLD, H., STOPPEL, D., WEISER, TH. & WOLF, M.: Projekt Rheoherzynikum. Untersuchung der Metallverteilung in geosynklinalen Sedimenten des Rheoherzynikums in stratiformen Konzentrationen. Bericht über das Kernbohrprogramm im Briloner Riffkalk-Komplex. — VII+66 S., Anh. 129 S., 21 Abb., 5 Tab., 23 Bohrprof., Hannover (B-Anst. Geowiss. u. Rohstoffe). — (Unveröff.)
- BRINCKMANN, J. & STOPPEL, D. (1986): Devonische und unterkarbonische Sedimente in Kernen des Bundesbohrprogramms. Kurze Erläuterungen zu Abbildungen ausgewählter Abschnitte. — Geol. Jb., **D78**: 59—77, 6 Taf.; Hannover.
- BRINCKMANN, R. (1948): Die Mitteldeutsche Schwelle. — Geol. Rdsch., **36**: 56—66, 2 Abb.; Stuttgart.
- BUGGISCH, W. (1972): Zur Geologie und Geochemie der Kellwasserkalke und ihrer begleitenden Sedimente (Unteres Oberdevon). — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **62**: 68, 19 Abb., 6 Tab., 13 Taf.; Wiesbaden.
- BUGGISCH, W., RABIEN, A. & HÜHNER, G. (1978): Biostratigraphische Parallelisierung und Faziesvergleich von oberdevonischen Becken- und Schwellen-Profilen E Dillenburg. — Geol. Jb. Hessen, **106**: 53—115, 9 Abb., 12 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- BUGGISCH, W., RABIEN, A. & HÜHNER, G. (1981): Zum Alter des unterkarbonischen Deckdiabases (Effusiv-Diabas) bei Oberscheld (Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge). — Geol. Jb. Hessen, **109**: 37—55, 3 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- BUGGISCH, W., RABIEN, A. & HÜHNER, G. (1983): Stratigraphie und Fazies des kondensierten Oberdevon-Profiles "Diana" nördlich Oberscheld (Conodonten- und Ostracoden-Biostratigraphie, hohes Mitteldevon bis tiefes Unterkarbon, Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge). — Geol. Jb. Hessen, **111**: 93—153, 10 Abb., 6 Tab., 6 Taf.; Wiesbaden.
- BUGGISCH, W., RABIEN, A. & HÜHNER, G. (1986): Stratigraphie und Fazies von Oberdevon/Unterkarbon-Profilen im Steinbruch "Beuerbach" bei Oberscheld (Conodonten- und Ostracoden-Biostratigraphie, Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge, Bl. 5216 Oberscheld). — Geol. Jb. Hessen, **114**: 5—60, 12 Abb., 11 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- BUGGISCH, W. & FLÜGEL, E. (1992): Mittel- bis oberdevonische Karbonate auf Bl. 5515 Weilburg (Rheinisches Schiefergebirge) und in Randgebieten: Initialstadien der Riffentwicklung auf Vulkanschwellen. — Geol. Jb. Hessen, **120**: 77—97, 6 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
- BURHENNE, H. (1899): Beitrag zur Kenntnis der Fauna der Tentakulitenschiefer im Lahngebiet mit besonderer Berücksichtigung der Schiefer von Leun unweit Braunfels. — Abh. preuß. geol. L.-Anst., N.F., **29**: 56 S., 5 Taf.; Berlin.
- CLAUSEN, C.-D. (1973): Petrographie, zeitliche Einstufung und Paläogeographie hochoberdevonischer Konglomerate in der Attendorn-Elssper Doppelmulde (Sauerland, Rheinisches Schiefergebirge). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh. Mh., **10**: 577—598, 7 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.

- CLAUSEN, C.-D. (1978): Erl. geol. Kt. Nordrhein-Westfalen 1:25000, Bl. 4814 Lennestadt: 474 S., 29 Abb., 28 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- CLAUSEN, C.-D. (1984): Erl. geol. Kt. Nordrhein-Westfalen 1:25000, Bl. 5415 Hirschberg: 115 S., 11 Abb., 7 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- CLAUSEN, C.-D., GREBE, H., LEUTERITZ, K. & WIRTH, W. (1978): Zur Altersstellung und paläogeographischen Bedeutung des Paläokarstes auf der Warsteiner Carbonatplattform. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh. Mh., 10: 577–589, 5 Abb.; Stuttgart.
- CLAUSEN, C.-D. & LEUTERITZ, K. (1984): Erl. geol. Kt. Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, Bl. 4516 Warstein: 155 S., 20 Abb., 14 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- CLOSS, H., GEHLEN, K. v., ILLIES, H., KUNTZ, E., NEUMANN, J. & SEIBOLD, E. (Hrsg.) (1980): Mobile Earth. International Geodynamics Project, Final Report of the Federal Republic of Germany. — Deutsche Forschungsgemeinschaft, 275 S., zahlr. Abb. u. Tab., Boppard.
- CONIL, R., AUSTIN, R., BLESS, M. J. M., GROESSENS, E., LEES, A., LONGERSTAEY, P., LYS, M., PAPROTH, E., PIRLET, H., POTY, E., RAMSBOTTOM, W. H. C. & SEVASTOPULO, G. (1976): International correlation of Dinantian Strata. — Tabelle in: BLESS, M. J. M., BOUCKAERT, J., BOUZET, P., CONIL, R., CORNET, P., FAIRON-DEMARET, M., GROESSENS, E., LONGERSTAEY, P., MEESEN, J., PAPROTH, E., PIRLET, H., STREEL, M., VAN AMEROM, H. & WOLF, M. (1976): Dinantian rocks in the subsurface North of Brabant and Ardenno-Rhenish massifs in Belgium the Netherlands and the Federal Republic of Germany. — Med. Rijks Geol. Dienst, Nieuwe Serie, 27, 3: 81–195, 41 Abb., 20 Taf.; Heerlen.
- CONIL, R. & PAPROTH, E. (1983): Foraminifers from the uppermost Devonian and the Dinantian of the Rhenish Massif (Germany). — Paläont. Z., 57: 27–38, 4 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- CORRENS, C. W. (1923): Der Odershäuser Kalk im oberen Mitteldevon. — N. Jb. mineral. Geol. Paläont., Beil., 49: 211–249; Stuttgart.
- CORRENS, C. W. (1926): Beiträge zur Petrographie und Genesis der Lydite (Kieselschiefer). — Mitt. Abt. Gesteins, Erz-, Kohle-, Salzunters., preuß. geol. L.-Anst., A1: 18–38, 1 Taf.; Berlin.
- CORRENS, C. W. (1934): Erl. geol. Kt. Preußen u. benachbarten dt. Ländern, Lfg. 272, Bl. Buchenau: 46 S.; Berlin.
- CORRENS, C. W. (1934): Die paläovulkanischen Ergußgesteine. — Erl. geol. Kt. Preußen u. benachbarten dt. Ländern, Lfg. 272, Bl. Biedenkopf: 34–38; Berlin.
- DAHMER, G. (1920): Zwei neue Vorkommen von Unterkoblenz-Schichten im hessischen Hinterland. — Jb. nass. Ver. Naturkde., Jg. 72: 16–21, 2 Abb.; Wiesbaden.
- DEHMER, J., HENTSCHEL, G., HORN, M., KUBANEK, F., NÖLTNER, T., RIEKEN, R., WOLF, M. & ZIMMERLE, W. (1989): Die vulkanisch–kieselige Gesteinsassoziation am Beispiel der unterkarbonischen Kieselschiefer am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. Geologie–Petrographie–Geochemie. — Geol. Jb. Hessen 117: 79–138, 20 Abb., 10 Tab., 4 Taf.; Wiesbaden.
- DENCKMANN, A. (1895): Zur Stratigraphie des Oberdevon im Kellerwald und in einigen benachbarten Devon-Gebieten. — Jb. kgl. geol. L.-Anst. u. Bergakad. f. 1894, 15: 8–64, 4 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Berlin.
- DENCKMANN, A. (1901): Der geologische Bau des Kellerwaldes. Kurze Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte des Kellerwaldes 1:100000. — Abh. preuß. geol. L.-Anst., N.F., 34: 88 S., 2 GK 1:25000, 1 GK 1:100000; Berlin.
- DENCKMANN, A. (1905): Über Devon und Carbon des Sauerlandes. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., 23: 534–596; Berlin.
- DENEKE, E. (1977): Die Petrographie der Kulm-Grauwacken des Edergebietes (NE Rheinisches Schiefergebirge). — Geol. Jb. Hessen, 105: 75–97, 3 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.
- DIETRICH, H. (1982): Das Devon-Profil vom locus typicus des Ballersbacher Kalkes (Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge). — Geol. Jb. Hessen, 110: 27–35, 2 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- DILLMANN, W. (1952): Die "Gaudernbacher Schichten" auf GK 25, Bl.5515 Weilburg (Lahn). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) 3: 89–108; Wiesbaden.
- DÖRR, W. (1990): Stratigraphie, Stoffbestand und Fazies der Gießener Grauwacke (östliches Rheinisches Schiefergebirge). — Geol. Abh. Hessen, 91: 1–94; Wiesbaden.
- DVORAK, J. (1985): The red shales of the Upper Devonian in the Rhenish Slate Mountains. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh. Mh., 6: 329–339, 2 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- DVORAK, B. & PAPROTH, E. (1969): Über die Position und die Tektogenese des Rhenoherynikums und des Sudetikums in den mitteleuropäischen Varisciden. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh.: 65–88, 3 Abb.; Stuttgart.

- EBERT, A. (1965): Das Untere Mitteldevon und der Bau des westlichen Ostsauerländer Hauptsattels. — Fortschr. geol. Rheinl. u. Westf., 9: 589—620, 13 Abb., 1 Taf.; Krefeld.
- EDER, W., ENGEL, W. & UFFENORDE, H. (1969): Stratigraphische und fazielle Gliederung des Quarzit-Zuges im Kellerwald (Mitteldevon bis Unterkarbon, Rheinisches Schiefergebirge). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 133, 3: 223—224, 2 Abb., 4 Tab.; Stuttgart.
- EDER, W., ENGEL, W. & FRANKE, W. (1977): Paläogeographie an der Wende Mittel-/Oberdevon (Faziesübergang Schelf/Becken) am Beispiel von Briloner Massenkalk, Padberger Kalk und Flinz. — Exkursionsführer Geotagung 1977; Göttingen, Bd. I: 22—29, 4 Abb.; Göttingen.
- EHRENBERG, K.-H., KÜMMERLE, E., KUTSCHER, F. & MITTMEYER, H.-G. (1965): Darustwald-Schichten am Angstfels zwischen Bodenthal und Bächergrund (Unter-Devon, Mittelrheintal). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 93: 334—337, 2 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- EHRENBERG, K.-H., KUPFAHL, H.-G. & KÜMMERLE, E. (1968): Erl.geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5913 Presberg, 2. Aufl.: 201 S., 22 Abb., 9 Tab., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- EIGENFELD, R. & EIGENFELD-MENDE, G. (1978): Die Zuordnung kristalliner Gerölle in Devon- und Kulm-konglomeraten zu Magmatiten und Metamorphiten innerhalb der Varisziden Deutschlands. — Z. dt. geol. Ges., 129: 319—357, 6 Abb., 7 Tab., 10 Taf.; Hannover.
- EINSELE, G. (1963): Über Art und Richtung der Sedimentation im klastischen rheinischen Devon (Famenne). — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 43: 1—60, 8 Abb., 7 Tab., 5 Taf.; Wiesbaden.
- ENGEL, W. & EDER, W. (1975): Allochthoner Karbonat-Detritus südlich des Briloner Riffkomplexes. — Unveröff. Ber. Sonderforschungsbereich 48: 94—98; Göttingen.
- ENGEL, W., FRANKE, W., GROTE, C., WEBER, K., AHRENDT, H. & EDER, F. W. (1983a): Nappe Tectonics in the Southeastern Part of the Rheinisches Schiefergebirge. — In MARTIN, H. & EDER, F. W. (Hrsg.): Intracontinental Fold Belts: 267—287, 6 Abb., 1 Bild; Berlin—Heidelberg—New York—Tokyo.
- ENGEL, W., FRANKE, W. & LANGENSTRASSEN, F. (1983b): Palaeozoic Sedimentation in the Northern Branch of the Mid-European Variscides — Essay of an Interpretation. — In: MARTIN, H. & EDER, F. W. (Hrsg.): Intracontinental Fold Belts: 9—41, 10 Abb.; Berlin—Heidelberg—New York—Tokyo (Springer).
- ERBEN, H. K. (1953): Stratigraphie, Tektonik und Faziesverhältnisse des böhmisch entwickelten Unterdevons im Harz. — Beih. Geol. Jb., 9: I—VII, 1—98, 22 Abb.; Hannover.
- ERBEN, H. K. (1960): Die Grenze Unterdevon/Mitteldevon im Hercyn Deutschland und das Massif Armoricaïn ihre Korrelation mit dem Barrandium. — Prager Arbeitstagung über die Stratigraphie des Silurs und des Devons (1958): 187—207, 1 Tab., 1 Beil.; Prag.
- ERBEN, H. K. (1962): Zur Analyse und Interpretation der rheinischen hercynischen Magnafazies des Devons. — Symposium Silur/Devon-Grenze, 1960: 42—61, 6 Abb., 2 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- FAHLBUSCH, K., MENZER, C. & SCHRÖDER, J. (1983): Ein Faziesprofil aus dem Devon von Blatt Burbach (GK 25, 5214). — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 11: 687—697, 1 Abb.; Stuttgart.
- FENCHEL, W., LUSZNAT, M. & VOGLER, H. (1971): Stratigraphie und Tektonik. — In: BOSUM, W., DÜRBAUM, H.-J., FENCHEL, W., FRITSCH, J., LUSZNAT, M., NICKEL, H., PLAUMANN, S., SCHERP, A., STADLER, G. & VOGLER, H. (1971): Geologisch-lagerstättenkundliche und geophysikalische Untersuchungen im Siegerländer—Wieder-Spateisensteinbezirk. — Beih. Geol. Jb., 90: 139 S., 41 Abb., 4 Tab., 9 Taf.; Hannover.
- FENCHEL, W., GIES, H., GLEICHMANN, H.-D., HELLMUND, W., HENTSCHEL, H., HEYL, K.-H., HÜTTENHAIN, H., LANGENBACH, U., LIPPERT, H.-J., LUSZNAT, M., MEYER, W., PAHL, A., RAO, M. S., REICHENBACH, R., STADLER, G., VOGLER, H. & WALTHER, H. W. (1985): Sammelwerk Deutsche Eisenerzlagertstätten, I. Eisenerze im Grundgebirge (Varistikum), 1. Die Sideritergänge im Siegerland—Wied-Distrikt. — Geol. Jb., D77: 3—517, 128 Abb., 38 Tab., 31 Taf.; Hannover.
- FLICK, H. (1978): Der Keratophyr vom Rupbachtal (südliches Rheinisches Schiefergebirge). — Mainzer geowiss. Mitt., 7: 77—94, 14 Abb., 2 Tab.; Mainz.
- FLICK, H. (1979): Die Keratophyre und Quarzkeratophyre des Lahn—Dill-Gebietes. Petrographische Charakteristik und geologische Verbreitung. — Geol. Jb. Hessen, 107: 27—43, 4 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- FLICK, H. (1987): Geotektonische Verknüpfung von Plutonismus und Vulkanismus im südwestlichen Variscum. — Geol. Rdsch. 76: 699—707, 5 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.
- FLICK, H. & SCHMIDT, J. (1987): Eine Vulkaninsel mit Saumriff im Devon des südlichen Rheinischen Schiefergebirges. — Facies 17: 67—71, 4 Abb.; Erlangen.
- FLICK, H. & NESBOR, H.-D. (1988): Der Vulkanismus in der Lahnmulde — Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., 70: 411—475, 26 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.

- FLICK, H. & NESBOR, H.-D. (1990): Paläozoischer Vulkanismus. — Erl. geol. Kt. Rheinland-Pfalz 1: 25000, Bl. 5613 Schaumburg, 2. Aufl.: 34—43, 61—65, 72—84, 18 Abb.; Mainz.
- FLICK, H., NESBOR, H.-D., NIEMANN, J., STAFF, K. R. G. & REQUADT, H. (1988): Das Devon der südwestlichen Lahnmulde (Bl. 5613 Schaumburg), Exk. am 9. 4. 1988. — Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., 70: 161—190, 16 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- FLICK, H., NESBOR, H.-D. & BEHNISCH, R. (1990): Iron ore of the Lahn-Dill type formed by diagenetic seeping of pyroclastic sequences — a case study on the Schalstein section at Gänsberg (Weilburg). — Geol. Rdschau. 79: 401—415, 11 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- FLICK, H., HORN, M., NESBOR, H.-D. & WENGERT, N. (1991): Eine subvulkanische Magmenkammer des devonischen Vulkanismus (Givet/Adorf-Phase) am Nordwestrand der Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge. — Geol. Jb. Hessen, 119: 45—76, 18 Abb., 3 Tab., Wiesbaden.
- FLOYD, P. A. (1982): Chemical variation in Hercynian basalts relative to plate tectonics. — J. geol. Soc. London, 139: 505—520, 7 Abb., 2 Tab.; London.
- FLOYD, P. A., EXLEY, C. S. & STONE, M. (1983): Variscan Magmatism in Southwest England — Discussion and Synthesis. — In: HANCOCK, P. L. (Hrsg.): The Variscan Fold Belt in the British Isles: 178—185, 4 Abb., 1 Tab.; Bristol (Hilger).
- FOLLMANN, O. (1925): Die Koblenzschichten am Mittelrhein und im Moselgebiet. — Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinlande u. Westfalen 78/79: 1—105; Bonn.
- FRANKE, W. (1989): Variscan plate tectonics in Central Europe — current ideas and open questions. — Tectonophysics, 169: 221—228, 2 Abb.; Amsterdam.
- FRANKE, W. (1990): Rhenohercynian Basin and Mid-German Crystalline Rise — an introduction. — Int. Conf. Paleozoic Orogens in Central Europe, Field Guide: 1—15, 2 Abb.; Göttingen—Gießen.
- FRANKE, W., EDER, W. & ENGEL, W. (1975): Sedimentology of a Lower Carboniferous shelf-margin (Velbert Anticline, Rheinisches Schiefergebirge, Germany). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 150: 314—353, 16 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- FRANKE, W., EDER, W., ENGEL, W. & LANGENSTRASSEN, F. (1978): Main Aspects of Geosynclinal Sedimentation in the Rhenohercynian Zone. — Z. dt. geol. Ges., 129: 201—216, 7 Abb.; Hannover.
- FRANKE, W., BORTFELD, R. K., BRIX, M., DROZDZEWSKI, G., DÜRRBAUM, H. J., GIESE, P., JANOTH, W., JÖDICKE, H., REICHERT, CHR., SCHERP, A., SCHMOLL, J., THOMAS, R., THÜNKER, M., WEBER, K., WIESNER, M. G. & WONG, H. K. (1990): Crustal structure of the Rhenish Massif: results of deep seismic reflection lines DEKORP 2-North and 2-North-Q. — Geol. Rdsch., 79: 523—566, 21 Abb.; Stuttgart.
- FUCHS, A. (1922): Erl. geol. Kt. Preußen u. benachbarten dt. Ländern, Lfg. 220, Bl. Herscheid: 54 S.; Berlin.
- FUCHS, A. (1927): Erl. geol. Kt. Preußen u. benachbarten dt. Ländern, Lfg. 253, Bl. Oberreifenberg, 2. Aufl.: 48 S.; Berlin.
- FUCHS, K., GEHLEN, K. V., MÄLZER, H., MURAWSKI, H. & SEMMEL, A. (1983): Plateau Uplift. The Rhenish Shield — a case History. — 411 S. 185 Abb., div. Tab.; Berlin—Heidelberg (Springer).
- FÜLLING, H.—P. (1976): Bibliographie der geologischen Literatur des Bergischen Landes und angrenzender Gebiete. — 104 S., 1 Abb., Geol. L.-A. Nordr.-Westf.; Krefeld.
- German Research Group for Explosion Seismology (1964): Crustal Structure in Western Germany. — Z. Geophys., 30: 209—234, 11 Abb.; Heidelberg, Berlin, New York (Springer).
- GIESE, P. (1976): Results of the Generalized Interpretation of the Deep-Seismic Sounding Data. — In: GIESE, P., PRODEHL, C. & STEIN, A. (Hrsg.): Explosion Seismology in Central Europe: 201—214, 12 Abb.; Berlin—Heidelberg—New York (Springer).
- GIESE, P., PRODEHL, C. & STEIN, A. (1976): Explosion seismology in central Europe—data and results: 429 S.; Berlin—Heidelberg—New York (Springer).
- GOLDMANN, K.-J. (1965): Zur Geologie des NW-Randes der Lahnmulde (Stratigraphie, Magmatismus, Fazies und Tektonik auf den Meßtischblättern Braunfels und Merenberg). — Unveröff. Dipl.-Arbeit Univ. Gießen; Gießen.
- GOLDMANN, K.-J. (1967a): Die Geologie der Lahnmulde und der Hörre zwischen Lahn und Dill. — Unveröff. Diss. Univ. Gießen 1966: 55 S., 14 Abb., 21 Faunenlisten; Gießen.
- GOLDMANN, K.-J. (1967b): Tuffite und Querschwellen am Nordwestrand der Lahnmulde. — Ber. oberhess. Ges. Natur- u. Heilk. Gießen, N.F., naturwiss. Abt., 35: 191—204, 6 Abb., Gießen.
- GOLDMANN, K.-J. (1968): Zur Fazies und Paläogeographie des Paläozoikums der nördlichen Lahn-Mulde. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh: 321—337, 11 Abb.; Stuttgart.

- GOLDMANN, K.-J. & KEGLER, J. (1968): Zum oberdevonischen Vulkanismus in der Lahnmulde (Rheinisches Schiefergebirge). — N. Jb. Geol. Paläont., Mh.: 705–719, 4 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- GRABERT, H. (1954): Die Siegener Schwelle — ein Leitelement der faziellen und tektonischen Entwicklung des Siegerlandes. — Roemeriana 1: 155–171; Clausthal-Zellerfeld.
- GRABERT, H. (1955): Die mittleren und oberen Siegener Schichten im Herdorfer Faziesbereich von Herdorf—Schutzbach—Daaden (Siegerland). — Geol. Jb., 69: 53–70; Hannover.
- GRABERT, H. (1980): Oberbergisches Land zwischen Wupper und Sieg. — Sammlung Geologischer Führer, Bd. 68: VIII+178 S., 65 Abb., 2 Faltteil., 2 Tab.; Berlin—Stuttgart.
- GROOS-UFFENORDE, H. (1972): Devon und Unterkarbon der Dill-Mulde südöstlich Herborn (Rheinisches Schiefergebirge). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 100: 92–130, 10 Abb., 6 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- GROOS-UFFENORDE, H. & JAHNKE, H. (1973): Die Fauna der Kalkgerölle aus dem unterdevonischen Konglomerat bei Marburg. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 101: 80–98, 4 Abb., 5 Taf.; Wiesbaden.
- GROSSER, J. & DÖRR, W. (1986): MOR-Typ-Basalte im östlichen Rheinischen Schiefergebirge. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh.: 705–722; Stuttgart.
- GRUNAU, H. R. (1965): Radiolarian cherts and associated rocks in space and time. — Eclogae geol. Helv., 58: 157–208, 6 Abb., 1 Taf.; Basel.
- GUNZERT, G. (1955): Der Grundgebirgsaufbruch von Mühlbach (Nordhessen). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 83: 106–125, 3 Abb., 3 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- GWOSDZ, W. (1972): Stratigraphie, Fazies und Paläogeographie des Oberdevons und Unterkarbons im Bereich des Attendorn-Elsper Rifffkomplexes (Sauerland, Rheinisches Schiefergebirge). — Geol. Jb. A2 71 S.; Hannover.
- GWOSDZ, W., KRÜGER, H., PAUL, D. & BAUMANN, A. (1974): Die Liegendschichten der devonischen Pyrit- u. Schwespat-Lager von Eisen (Saarland), Meggen und des Rammelberges. — Geol. Rdsch. 63 (1): 74–93, 11 Abb.; Stuttgart.
- HAHN, G. & HAHN, R. (1968): Kulm-Trilobiten aus der *granosus*-Zone (Dinantium, III γ). — Senckenbergiana lethaea, (5/6) 49: 465–487, 8 Abb., 1 Taf.; Frankfurt a. M.
- HEINRICHS, T. (1968): Geologische Untersuchungen im Hochtaunus zwischen Falkenstein und Oberems. — Unveröff. Dipl.-Arbeit Univ. Frankfurt a. M.: 141 S., 92 Abb., 2 Kt., 2 Taf.; Frankfurt a. M.
- HELMKAMPF, K. (1967): Sedimentpetrographische und stratinomische Untersuchungen des "Westenfelder Kohlenkalks": Unterkarbon, Sauerland. — Diss. Univ. Kiel: 163 S., XII Bl. Anh., zahlr. Abb.; Kiel.
- HENNINGSEN, D. (1961): Untersuchungen über Stoffbestand und Paläogeographie der Gießener Grauwacke. — Geol. Rdsch., 51: 600–626, 6 Abb., 4 Tab.; Stuttgart.
- HENNINGSEN, D. (1963): Zur Herkunft und Unterscheidung der sandigen Gesteine am Südostrand des Rheinischen Schiefergebirges. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh.: 49–67; Stuttgart.
- HENNINGSEN, D. (1965): Ein Oberdevon/Unterkarbon-Profil bei Steeden an der Lahn (Lahnmulde, Rheinisches Schiefergebirge). — N. Jb. Geol. Paläont., Mh.: 614–624; Stuttgart.
- HENNINGSEN, D. (1966): Die paläozoischen Grauwacken bei Gießen und ihre Fortsetzung unter der südlichen Hessischen Senke. — Ber. oberhess. Ges. Natur- und Heilkde. Gießen, N.F. Naturwiss. Abt., 34: 19–31, 1 Abb.; Gießen.
- HENNINGSEN, D. (1970): Die Kulm-Grauwacken am Südrand des Westerwaldes. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh.: 193–200, 1 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- HENNINGSEN, D. (1972): Die Gesteine in den Devon/Karbon-Grenzsichten des Rechtsrheinischen Schiefergebirges. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh.: 1–15, 1 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- HENNINGSEN, D. (1973): Zusammensetzung und Herkunft der Unterkarbon-Grauwacken in der Dill-Mulde (Rheinisches Schiefergebirge). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 101: 300–309, 1 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.
- HENNINGSEN, D. (1978): Zusammensetzung und Schüttung der Kulm-Grauwacken im Rheinischen Schiefergebirge — Ergebnisse und offene Fragen. — Z. dt. geol. Ges., 129: 109–114, 3 Abb.; Hannover.
- HENNINGSEN, D. & QUADE, H. (1962): Stratigraphie und Faziesverhältnisse in der Braunfels-Wetzlarer Oberdevonmulde (Lahnmulde, Rheinisches Schiefergebirge). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 90: 179–209, 5 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- HENNINGSEN, D. & RIETSCHEL, S. (1964): Devon und geröllführendes Unterkarbon am Hüttenberg bei Niederkleen. — Senckenbergiana lethaea 45: 223–244; Frankfurt a. M.

- HENNINGSEN, D. & RABIEN, A. (1982): Die hochoberdevonischen Feldspat-Sandsteine (Dasberg- bis Wocklum-Stufe) der mittleren Dillmulde (Rheinisches Schiefergebirge, Bl. 5216 Oberscheld). — Geol. Jb. Hessen, **110**: 67–90, 9 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.
- HENTSCHEL, H. (1951a): Über die Tuffnatur der Schalsteine. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) **2**: 122–137; Wiesbaden.
- HENTSCHEL, H. (1951b): Die Umbildung basischer Tuffe zu Schalsteinen. — N. Jb. mineral., Abh., **82**: 199–230, 1 Tab., 3 Taf.; Stuttgart.
- HENTSCHEL, H. (1956): Der lagendifferenzierte intrusive Diabas aus der Bohrung Weyer 1. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **84**: 252–284, 5 Abb., 2 Taf., 5 Tab.; Wiesbaden.
- HENTSCHEL, H. (1961): Basischer Magmatismus in der Geosynklinale. — Geol. Rdsch., **50**: 33–45; Stuttgart.
- HENTSCHEL, H. (1968): Die "Flammung" der Pikrite des Lahn–Dill-Gebietes. — Jb. nass. Ver. Naturkde., **99**: 65–85, 7 Abb.; Wiesbaden.
- HENTSCHEL, H. (1970): Vulkanische Gesteine. — Erl. geol. Kt. Hessen 1: 25000, Bl. 5215 Dillenburg, 2. Aufl.: 314–374, 10 Tab.; Wiesbaden.
- HENTSCHEL, H. (1979): Vulkanische Gesteine. — Erl. geol. Kt. Hessen 1: 25000, Bl. 5514 Hadamar, 2. Aufl.: 57–103, 3 Abb., 5 Tab.; Wiesbaden.
- HENTSCHEL, H. & MEISL, S. (1966): Exkursion in das magmatogene Vordevon des Taunus. — Fortschr. Mineral., **42**: 321–333, 1 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- HENTSCHEL, H. & THEWS, J.–D. (1979): Erl. geol. Kt. Hessen 1: 25000, Bl. 5514 Hadamar, 2. Aufl.: 169 S., 14 Abb., 10 Tab.; Wiesbaden.
- HERRMANN, F. (1911): Über eine Unterkoblenzfauna mit *Paläosolen costatus* (SDBG) bei Weipoltshausen. — Z. dt. geol. Ges., **63**: 167–174; Berlin.
- HERRMANN, A. G. & WEDEPOHL, K. H. (1970): Untersuchungen an spilitischen Gesteinen der variskischen Geosynklinale in Nordwestdeutschland. — Contr. Mineral. Petrol., **29**: 255–274, 4 Abb., 6 Tab.; Berlin–Heidelberg–New York.
- HESS, J. C. & SCHMIDT, G. (1989): Zur Altersstellung der Kataklastite im Bereich der Oetzberg-Zone, Odenwald. — Geol. Jb. Hessen, **117**: 69–77, 3 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- HEYCKENDORF, K. (1985): Die unterdevonischen Lenne-Vulkanite im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge. Beiträge zur Stratigraphie, Paläogeographie, Petrographie und Geochemie. — Diss. Univ. Hamburg: 363 S., 71 Abb., 8 Tab., 8 Taf., Anh. mit 83 S., 3 Abb., 27 Tab.; Hamburg.
- HIRSCHMANN, G. & OKRUSCH, M. (1988): Spessart-Kristallin und Ruhlaer Kristallin als Bestandteile der Mitteldevonischen Kristallinzone — ein Vergleich. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **177**: 1–39, 12 Abb.; Stuttgart.
- HOMRIGHAUSEN, R. (1979): Petrographische Untersuchungen an sandigen Gesteinen der Hörre-Zone (Rheinisches Schiefergebirge, Oberdevon–Unterkarbon). — Geol. Abh. Hessen, **79**: 84 S., 16 Abb., 5 Tab., 13 Taf.; Wiesbaden.
- HORN, M. (1960): Die Zone des Eumorphoceras pseudobilingue im Sauerland. — Fortschr. geol. Rheinld. u. Westf. **3**(1): 303–342, 6 Abb., 1 Tab., 5 Taf.; Krefeld.
- HORN, M., KULICK, J. & MEISCHNER, K.-D. (1973): Erl. geol. Kt. Hessen 1: 25000, Bl. 4820 Bad Wildungen: 386 S., 69 Abb., 20 Tab., 2 Taf., 3 Beibl.; Wiesbaden.
- HOSS, H. (1957): Untersuchungen über die Petrographie kulmischer Kieselkiefer. — Beitr. Mineral. und Petrogr., **6**: 59–88, 13 Abb., 20 Tab.; Berlin–Göttingen–Heidelberg.
- HOUSE, M. & ZIEGLER, W. (1977): The Goniatic and Conodont sequences in the early Upper Devonian at Adorf, Germany. — Geologica et Palaeontologica, **11**: 69–108, 4 Abb., 6 Taf.; Marburg.
- HUCKRIEDE, R. (1960): Die Ordoviz-Gerölle des hessischen Tertiärs und ihre Verwendung in einer pleistozänen Geröllkultur. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **111**: 234–256, 4 Abb.; Stuttgart.
- HUCKRIEDE, H. (1992): Das Barytlager von Günterod in der Dillmulde (Rheinisches Schiefergebirge, Deutschland): eine allochthone Scholle in givetischen Debris-Flow-Sedimenten. — Geol. Jb. Hessen, **120**: 117–144, 8 Abb.; Wiesbaden.
- ILLIES, J. & MÜLLER, ST. (1970): Graben Problems. Proceedings of an International Rift Symposium held in Karlsruhe October, 10–12, 1968.
- ILLIES, J. & FUCHS, K. (1974): Approaches to Taphrogenesis. Proceedings of an International Rift Symposium held in Karlsruhe April, 13–15, 1972. — Inter Union Commission on Geodynamics. Scientific Report **8**: X, 460 S., 224 Abb., 13 Tab.; Stuttgart.

- JAEGER, H. (1962): Das Silur (Gotlandium) in Thüringen und am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges (Kellerwald, Marburg, Gießen). — Symposium Silur/Devon-Grenze, 1960: 108—135, 3 Tab.; 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.
- JENTSCH, ST. & RÖDER, D. (1957): Zur Geologie des Taunusquarzits bei Bad Homburg. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 85: 114—128, 2 Abb., Taf. 6; Wiesbaden.
- JUX, U. (1960): Die devonischen Riffe im Rheinischen Schiefergebirge.— N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 110: 186—392, 25 Abb., 22 Taf.; Stuttgart.
- KAMP, H. V. (1983): Erl. geol. Kt. Nordrhein-Westfalen 1:100000, Bl. C 5110 Gummersbach: 69 S., 18 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- KAYSER, E. (1900): Über den Nassauischen Culm. — N. Jb. Mineral. Geol. Paläont., 1: 132—134; Stuttgart.
- KAYSER, E. & HOLZAPFEL, E. (1894): Über die stratigraphischen Beziehungen der böhmischen Stufen F, G, H Barrandes zum rheinischen Devon. — Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst.u. Bergakad., XIV (für 1893): 236—284, 5 Abb., 2 Tab.; Berlin.
- KEGEL, W. (1922): Abriß der Geologie der Lahnmulde. Erläuterungen zu einer von Johannes Ahlburg hinterlassenen Übersichtskarte und Profildarstellung der Lahnmulde. — Abh. preuß. geol. L.-Anst., N.F. 86: 81 S., 2 Abb., 6 Taf.; Berlin.
- KEGEL, W. (1924): Das Unterkarbon und die varistische Faltung im östlichen Lahngebiet. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., 45: 287—306; Berlin.
- KEGEL, W. (1934a): Geologie der Dillmulde. — Abh. preuß. geol. L.-Anst., N.F., 160: 1—48, 7 Abb., 3 Taf.; Berlin.
- KEGEL, W. (1934b): Über das Oberdevon auf dem Nordwestflügel der Dillmulde. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., 54: 531—545, 5 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- KEGEL, W. (1950): Sedimentation und Tektonik in der rheinischen Geosynklinale. — Z. dt. geol. Ges., 100: 267—289, 18 Abb.; Hannover.
- KEGEL, W. (1953): Das Paläozoikum der Lindener Mark bei Gießen. — Abh. Hess. L.-Amt Bodenforsch., 7: 55 S., 3 Abb., 3 Taf.; Wiesbaden.
- KEGEL, W. (1971): Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5317 Rodheim-Bieber, 2. Aufl.: 8 u. 48 S., 5 Abb.; Wiesbaden.
- KEGEL, W. (1976): Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5417 Wetzlar, 2. Aufl.: 137 S., 18 Abb., 11 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- KEGEL, W. (1979): Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5517 Cleeburg, 2. Aufl.: 85 S., 5 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- KEGLER, J. (1967): Stratigraphie, Fazies und Tektonik in der westlichen Lahnmulde (Bl. Limburg und Hadamar) unter besonderer Berücksichtigung des Oberdevons und der Gaudernbacher Schichten. — Unveröff. Diss. Univ. Gießen: 96 S., 28 Abb., Gießen.
- KERTZ, W. V., GEHLEN, K., GOERLICH, F., KNETSCH, G. & WOLF, H. (1972): Das Unternehmen Erdmantel. Zwischenbilanz einer interdisziplinären Zusammenarbeit. — 376 S., zahlr. Abb. und Tab.; Wiesbaden.
- KIRNBAUER, T. (1986): Geologie, Petrographie und Geochemie der Pyroklastika des Unteren Ems/Unterkarbon (Porphyroide) im südlichen Rheinischen Schiefergebirge. — Diss. Univ. Freiburg i. Brsg.: IX, 411 S., 96 Abb., 4 Tab., 5 Taf., 2 Kt.; Freiburg i. Brsg.
- KIRNBAUER, T. (1991): Geologie, Petrographie und Geochemie der Pyroklastika des Unteren Ems/Unterkarbon (Porphyroide) im südlichen Rheinischen Schiefergebirge. — Geol. Abh. Hessen, 92: 228 S., 52 Abb., 4 Tab., 5 Taf., 2 Kt.; Wiesbaden.
- KIRSCH, H., KOBER, B. & LIPPOLT, H. J. (1988): Age of intrusion and rapid cooling of the Frankenstein gabbro (Odenwald, SW-Germany) evidenced by Ar 40/Ar 39 and single-zircon Pb 207/Pb measurements. — Geol. Rundsch., 77: 693—711.
- KLIPPEL, J. (1923): Beiträge zur mikroskopischen Kenntnis der Basaltuffe des Hohberges bei Großen-Buseck im Vogelsberg, ihre Urausscheidungen und Einschlüsse. — Ber. oberhess. Ges. Natur- u. Heilkde., Naturwiss. Abt., 9: 1—44; Gießen.
- KLITZSCH, E. (1959): Das Mitteldevon am Nordwestrand der Dillmulde. — Z. dt. geol. Ges., 111: 366—409, 7 Abb., 1 Kt.; Hannover.

- KLÜPFEL, W. (1953): Basaltgeologie. — Z. dt. geol. Ges., (1951) 104: 326—353; Hannover.
- KLÜPFEL, W. (1955): Die Stadien des Tektonisch-Magmatischen Einheitszyklus im westdeutschen Perm und ihre methodische Auswertung zur Analyse eines Gebirges. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 83: 131—152, 7 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.
- KOCH, M., LEUTERITZ, K. & ZIEGLER, W. (1970): Alter, Fazies und Paläogeographie der Oberdevon/Unterkarbon-Schichtenfolge an der Seiler bei Iserlohn. — Fortschr. geol. Rheinld. und Westf., 17: 679—732, 3 Abb., 3 Tab., 10 Taf.; Krefeld.
- KOCKEL, C. W. (1958): Schiefergebirge und Hessische Senke um Marburg/Lahn. — Samml. geol. Führer, 37: 248 S., 28 Abb., 2 Taf.; Berlin (Bornträger).
- KOSSMAT, F. (1927): Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. — Abh. sächs. geol. L.-Anst., 1: 39 S., 2 Abb., 2 Taf.; Leipzig.
- KOWALCZYK, G. (1983): Das Rotliegende zwischen Taunus und Spessart. — Geol. Abh. Hessen, 84: 99 S., 48 Abb., 2 Tab., 8 Taf.; Wiesbaden.
- KREBS, W. (1960): Stratigraphie, Vulkanismus und Fazies des Oberdevons zwischen Donsbach und Hirzenhain (Rheinisches Schiefergebirge, Dill-Mulde). — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 33: 119 S., 21 Abb., 7 Tab., 11 Taf.; Wiesbaden.
- KREBS, W. (1966): Der Bau des oberdevonischen Langenaubach—Breitscheider Riffes und seine weitere Entwicklung im Unterkarbon (Rheinisches Schiefergebirge). — Abh. Senckenb. Naturforsch. Ges., 511: 195 S., 18 Abb., 3 Tab., 13 Taf.; Frankfurt a. M.
- KREBS, W. (1968): Facies Types in Devonian Back—Reef Limestones in the eastern Rhenish Schiefergebirge. — In: MÜLLER, G. & FRIEDMANN, G. M. (Hrsg.): Recent developments in carbonate sedimentology in central Europe: 186—195, 1 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Berlin (Springer).
- KREBS, W. (1969): Über Schwarzschiefer und bituminöse Kalke im mitteleuropäischen Variscikum. — Erdöl u. Kohle, 22: 2—6 u. 62—67, 8 Abb.; Hamburg.
- KREBS, W. (1971): Die devonischen Riffe in Europa. — Mitt. techn. Univ. Carolo-Wilhelmina Braunschweig, 6, 2/3: 12 S., 12 Abb., 4 Tab.; Braunschweig.
- KREBS, W. (1972): Facies and development of the Meggen Reef (Devonian, West Germany). — Geol. Rdsch., 61: 647—671, 12 Abb., 2 Tab., 5 Taf.; Stuttgart.
- KREBS, W. (1974): Devonian carbonate complexes of central Europe. — In: LAPORTE, L. F. (Hrsg.): Reefs in time ans space. — Spec. Publ. So. con. Palaeont. Mineral. Tulsa, 18: 155—208, 25 Abb., 10 Tab.; Tulsa (Oklah.).
- KREBS, W. (1976): Wiederholter Magmenaufstieg und die Entwicklung variszischer und postvariszischer Strukturen in Mitteleuropa. — Nova Acta Leopoldina, N.F., 224: 23—36, 2 Tab.; Halle (Saale).
- KREBS, W. (1978): Die Kaledoniden im nördl. Mitteleuropa. — Z. dt. geol. Ges., 129: 403—422; Berlin.
- KREBS, W. (1979): Devonian Basinal Facies. — Spec. Pap. Palaeont., 23: 125—139, 6 Abb., 4 Tab., London.
- KREBS, W. (1982): Das Altpaläozoikum des Lippstädter Gewölbes und seine regionalgeologische Stellung in den Kaledoniden Mitteleuropas. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 30: 201—222, 3 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- KREBS, W. & WACHENDORF, H. (1973): Proterozoic-Paleozoic Geosynclinal and Orogenic Evolution of Central Europe. — Geol. soc. amer. Bull., 84: 2611—2630, 4 Abb.; Boulder, Col.
- KREBS, W. & WACHENDORF, H. (1974): Faltungskerne im mitteleuropäischen Grundgebirge — Abbilder eines orogenen Diapirismus. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 147, 1: 30—60, 8 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- KREUZER, H. & HARRE, W. (1975): K/Ar-Altersbestimmungen an Hornblenden und Biotiten des Kristallinen Odenwaldes. — Aufschluß, Sonderbd. 27: 71—77, 2 Abb.; Heidelberg.
- KROHE, A. (1991): Emplacement of synkinematic plutons in the Variscan Odenwald (Germany) controlled by transtensional tectonics. — Geol. Rundsch., 80: 391—409, 12 Abb.; Stuttgart.
- KROHE, A. (1992): Structural evolution of intermediate-crustal rocks in a strike-slip and extensional setting (Variscan Odenwald, SW-Germany): differential upward transport of metamorphic complexes and changing deformation mechanism. — Tectonophysics, 205: 357—386, 16 Abb., Amsterdam.
- KRÖMMELBEIN, K. (1977): Abriss der Geologie, II.: Historische Geologie 10./11. Aufl.: 400 S., 70 Abb., 63 Taf., 21 Übers.; Stuttgart.
- KÜHNE, F. (1934): Die Gliederung des Flözleeren. — Sber. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westf., C, Ber. Vers. Niederrhein. geol. Ver., 1932/33: 42—50, 2 Tab.; Bonn.
- KÜMMERLE, E. (1976): Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5618 Friedberg: 247 S., 30 Abb., 13 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.

- KÜMMERLE, E. (1981): Erl. geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5518 Butzbach: 214 S., 30 Abb., 13 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
- KULICK, J. (1960): Zur Stratigraphie und Paläogeographie der Kulm-Sedimente im Eder-Gebiet des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges. — Fortschr. geol. Rheinld. u. Westf., 3: 243–288, 11 Abb., 3 Taf.; Krefeld.
- KULICK, J., LEIFELD, D., MEISL, S., PÖSCHL, W., STELLMACHER, R., STRECKER, G., THEUERJAHR, A.—K. & WOLF, M. (1984): Petrofazielle und chemische Erkundung des Kupferschiefers der Hessischen Senke und des Harz-Westrandes. — Geol. Jb., Reihe D68: 223 S., 37 Abb., 15 Tab., 34 Taf.; Hannover.
- KUPFAHL, H.-G. (1953): Untersuchungen im Gotlandium und Unterdevon des Kellerwaldes und bei Marburg. — Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., 81: 96–128, 7 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- KUPFAHL, H.-G. (1985): Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5018 Wetter, 147 S., 20 Abb., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- KUPFAHL, H.-G. (1990): Vergleich von Profilen der höheren Givet- bis zur tieferen Nehden-Stufe bei Amönau und im Raum Buchenau (NE Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge). — Geol. Jb. Hessen, 118: 63–86, 3 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.
- LANGENSTRASSEN, F. (1972): Fazies und Stratigraphie der Eifel-Stufe im östlichen Sauerland. — Göttinger Arb. Geol. Paläont., 12: 106 S., 10 Abb., 12 Tab., 4 Taf., 2 Beil.; Göttingen.
- LANGENSTRASSEN, F. (1983): Neritic Sedimentation of the Lower and Middle Devonian in the Rheinische Schiefergebirge east of the River Rhine. — In: MARTIN, H. & EDER, F. W. (Hrsg.): Intracontinental Fold Belts: 43: 76 S., 8 Abb.; Berlin—Heidelberg—New York—Tokyo (Springer).
- LEPLA, A. (1904): Erl. geol. Kt. Preußen u. benachbarten Bundesstaaten, Lfg. 111, Bl. Presberg: 68 S.; Berlin.
- LEUTERITZ, K. (1968): Alter und Entstehung der Konglomerate von Diedenshausen (Mbl. Berleburg und Battenberg, Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges). — N. Jb. Geol. Paläont., Mh: 204–215, 4 Abb.; Stuttgart.
- LEUTERITZ, K. (1972): mit Beiträgen von KAMP, H. v., MERTENS, H., SCHERP, A., WOLF, M. & WEBER, P.: Erl. geol. Kt. Nordrhein-Westfalen 1:25000, Bl. 4817 Hallenberg: 215 S., 25 Abb., 28 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- LEUTERITZ, K. (1981): Erl. geol. Kt. Nordrhein-Westfalen 1:25000, Bl. 4717 Niedersfeld, 174 S., 19 Abb., 21 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- LIEBER, H. (1917): Beiträge zur Geologie des Rimberggebietes bei Marburg. — 98 S., 12 Taf., 1 Kt., Bamberg (Buchner).
- LIESCHE, S. (1980): Die tektonische Gesteinsdeformation im Gebiet des Latroper Sattels und der Wittgensteiner Mulde im östlichen Rheinischen Schiefergebirge. — Göttinger Arb. Geol. Paläont., 21: 89 S., 23 Abb., 4 Tab., 7 Taf.; Göttingen.
- LIPPERT, H.-J. (1951): Zur Gesteins- und Lagerstättenbildung in Roteisenstein-Gruben des östlichen Dill-Gebietes. — Abh. senckenb. naturforsch. Ges., (R. RICHTER-Festschrift), 485: 1–29, 11 Abb., 10 Taf.; Frankfurt a.M.
- LIPPERT, H.-J. (1958): Geologische Übersichtskarte der Dill-Mulde, der nordöstlichen Lahn-Mulde und des Hörre-Zuges; Wiesbaden.
- LIPPERT, H.-J., HENTSCHEL H. & RABIEN, A. (1970): Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5215 Dillenburg, 2. Aufl.: 550 S., 18 Abb., 56 Tab., 6 Taf., 3 Beibl.; Wiesbaden.
- LIPPOLT, H. J. (1986): Nachweis paläozoischer Primäralter (Rb-Sr) und karbonischer Abkühlungsalter (K-Ar) der Muskovit-Biotit-Gneise des Spessart und der Biotit-Gneise des Böllsteiner Odenwaldes. — Geol. Rundsch., 75: 569–583; Stuttgart.
- LORENZ, A. (1941): Die Grenzschichten zwischen Unter- und Mitteldevon im Oberbergischen. — Jb. Reichsst. Bodenforsch., 60: 248–310, 8 Abb., 2 Taf.; Berlin.
- LORENZ, V. & NICHOLLS, I. A. (1984): Plate and intraplate processes of Hercynian Europe during the Late Paleozoic. — Tectonophysics, 107: 25–56, 10 Abb., 1 Tab.; Amsterdam.
- LOTZ, H. (1901): Pentamerus-„Quarzit“ und Greifensteiner Kalk. — Jb. preuß. Geol. L.-Anst. 21: 64–80, 4 Abb.; Berlin.
- LOTZE, F. (1928): Das Mitteldevon des Wennetals nördlich der Elspers Mulde. — Abh. preuß. Geol. L.-Anst. N.F., 104: 1–104, 13 Abb., 2 Taf.; Berlin.
- LUSZNAT, M. (1970): Erl. geol. Kt. Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, Bl. 5014 Hilchenbach, 2. Aufl.: 265 S., 19 Abb., 10 Tab., 6 Taf.; Krefeld.
- LUSZNAT, M. (1978): Erl. geol. Kt. Nordrhein-Westfalen, Bl. 5015 Erndtebrück: 149 S., 12 Abb., 6 Tab., 5 Taf.; Krefeld.

- LUSZNAT, M. (1979): Südostflanke des Siegerländer Antiklinoriums im Übergang zur Dillmulde zwischen Wissenbach und Offdilln. — Dt. geol. Ges., 131. Hauptvers., Excursionsführer A5: 61—67, 1 Abb., 1 Tab., Marburg.
- MAHLZAHN, E. (1957): Die geologischen Ergebnisse der Erdölaufschlußbohrstätigkeit des Jahres 1956 in Westdeutschland. — Erdöl u. Kohle, 10: 201—216, 3 Abb.; Hamburg.
- MARELL, D. (1989): Das Rotliegende zwischen Odenwald und Taunus. — Geol. Abh. Hessen, 89: 128 S., 57 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- MARTIN, H. & EDER, F. W. (1983): Intercontinental Fold Belts. — Final Report of Sonderforschungsbereich 48 Göttingen, Entwicklung, Bestand und Eigenschaft der Erdkruste insbesondere der Geosynklinalräume, X: 945 S., 300 Abb., 24 Taf.; Berlin—Heidelberg—New York—Tokyo.
- MATTE, P. (1986): Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. — Tectonophysics, 126: 329—374, 18 Abb.; Amsterdam.
- MATTHES, S. (1978): Der kristalline Spessart. — Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. N.F., 60: 65—78, 4 Abb.; Stuttgart.
- MATTHES, S. & OKRUSCH, M. (1965): Spessart. — Sammlung geol. Führer, Bd. 44: X, 220 S., 14 Abb., 4 Beil.; Berlin (Bornträger).
- MATTHES, S. & OKRUSCH, M. (1977): The Spessart Crystalline Complex, North-West Bavaria: Rock Series, Metamorphism, and Position within the Central German Crystalline Rise. — La chaîne varisque de l'Europe moyenne et occidentale. Coll. intern. CNRS 243: 375—390, 6 Abb.; Paris.
- MAURER, F. (1881): Paläontologische Studien im Gebiet des rheinischen Devons, 4. Der Kalk bei Greifenstein. — N. Jb. Mineral. Geol. Paläont. Beil.-Bd. I: 1—113, 4 Taf.; Stuttgart.
- MAUZ, J. (1935): Vergleichende Untersuchung über die Unterkoblenz-Stufe bei Oberstadtfeld und Koblenz. — Abh. senckenb. naturforsch. Ges. 429: 1—94, 3 Taf.; Frankfurt a.M.
- MEIBURG, P. & STOFFELS, D. (1979): Die Höhlen im Warsteiner Massenkalk. — Aufschluß, Sonderbd. 29 (Warstein): 143—178, 25 Abb.; Heidelberg.
- MEISCHNER, K.-D. (1960): Zur altvariscischen Faltung im nördlichen Kellerwald. — Fortschr. geol. Rheinld. u. Westf., 3: 47—60, 4 Abb., 2 Taf.; Krefeld.
- MEISCHNER, K.-D. (1962): Rhenaer Kalk und Posidonienkalk im Kulm des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges und der Kohlenkalk von Schreufa (Eder). — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 39: 47 S., 15 Abb., 2 Tab., 7 Taf.; Wiesbaden.
- MEISCHNER, K.-D. (1964): Allodapische Kalke, Turbidite in Riff-nahen Sedimentations-Becken. — In: BOUMA, A. H. & BROUWER, A. (Hrsg.): Turbidites Developments in Sedimentol., 3: 156—191, 6 Abb., 3 Taf.; Amsterdam.
- MEISCHNER, K.-D. (1968): Stratigraphische Gliederung des Kellerwaldes. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 96: 18—30, 5 Abb.; Wiesbaden.
- MEISCHNER, K.-D. (1970): Conodonten-Chronologie des deutschen Karbons. — 6. Congr. int. Stratgr. Geol. Carbonif., C.R., 3: 1169—1180, 3 Abb., Maastricht (Ernest van Aelst).
- MEISCHNER, K.-D. (1971): Clastic Sedimentation in the Variscan Geosyncline East of the River Rhine. — In: MÜLLER, G. (Hrsg.): Sedimentology of parts of Central Europe, Guidebook, VIII. Intern. Sediment. Congr. Heidelberg 1971: 9—43, 19 Abb.; Frankfurt a.M.
- MEISCHNER, K.-D. & SCHNEIDER, J. (1967): Art und Alter des Deckdiabas-Vulkanismus im Kellerwald. — Geologie, 16: 5—28, 4 Abb.; Berlin.
- MEISL, S. (1970): Petrologische Studien im Grenzbereich Diagenese — Metamorphose. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 57: 93 S., 70 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- MEISL, S. (1972): Das kristalline Grundgebirge. — In: KUPFAHL, H.-G., MEISL, S. & KÜMMERLE, E.: Erl. geol. Kt. Hessen 1: 25 000, Bl. 6217 Zwingenberg, 2. Aufl.: 19—120, 18 Abb., 41 Tab.; Wiesbaden.
- MEISL, S. (1975): Die Ganggesteine des Melibocus-Gebietes im Odenwald. — Aufschluß, SonderBd. 27: 175—188, 6 Abb., 1 Tab.; Heidelberg.
- MEISL, S. (1986): Mineralogisch—petrographische Exkursion in den Soonwald. — Fortschr. Mineral., 64: 35—95, 21 Abb., 22 Tab.; Stuttgart.
- MEISL, S. (1990): Metavolcanic rocks in the "Northern Phyllite Zone" at the southern margin of the Rhenohercynian Belt. — Int. Conf. Paleozoic Orogens in Central Europe, Field Guide: 25—42, 14 Abb.; Göttingen—Gießen.

- MEISL, S. & EHRENBERG, K.-H. (1968): Turmalinfels- und Turmalinschiefer-Fragmente in den Konglomeraten der Bunten Schiefer (Obergedinne) im westlichen Taunus. — Jb. nass. Ver. Naturkde., **99**: 43–64, 1 Abb., 3 Tab., 6 Taf.; Wiesbaden.
- MEISL, S., ANDERLE, H.-J. & STRECKER, G. (1982): Niedrigtemperierte Metamorphose im Taunus und im Soonwald. — Fortsch. Mineral., **60** (2): 25–42; Stuttgart
- MEISL, S., LIPPERT, H.-J. & STRECKER, G. (1982): Geosynklinalvulkanismus im Lahn–Dill-Gebiet. — Fortschr. Mineral., **60**: 3–15, 1 Abb.; Stuttgart.
- MENGEL, K. (1981): Petrographische und geochemische Untersuchungen an Tuffen des Habichtswaldes und seiner Umgebung und an deren Einschlüssen aus der tieferen Kruste und dem oberen Mantel. — Diss. Univ. Göttingen: 157 S., 18 Abb., 42 Tab.; Göttingen.
- MERTZ, D. F. (1986): Isotopische Datierung des Pikrits von Sechshelden nach der K/Ar-Methode — ein Beitrag zur Altersstellung des variscischen Magmatismus im Rheinischen Schiefergebirge. — Geol. Jb. Hessen, **114**: 201–207, 2 Abb., 1 Tab., Wiesbaden.
- MEYER, H. L. F. (1914): Der Lahnporphyr bei Diez und eine begleitende Fauna. — Cbl. Mineral., **1914**: 469–473, 503–511; Stuttgart.
- MEYER, D. E. (1970): Stratigraphie und Fazies des Paläozoikums im Guldenbachtal/SE-Hunsrück am Südrand des Rheinischen Schiefergebirges. — Diss. Univ. Bonn: 307 S., 70 Abb., 1 Kt., Bonn.
- MEYER, W. & STETS, J. (1980): Zur Paläogeographie von Unter- und Mitteldevon im westlichen und zentralen Rheinischen Schiefergebirge. — Z. dt. geol. Ges., **131**: 725–751, 9 Abb.; Hannover.
- MICHELS, F. (1926a): Zur Tektonik des südlichen Taunus. — Sber. Geol. L.-Anst., **1**: 73–77; Berlin.
- MICHELS, F. (1926b): Die Gaudernbacher Schichten. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **46**: 231–248; Berlin.
- MICHELS, F. (1960): Sind die "Grauen Phyllite" im Goldsteintal bei Wiesbaden devonisch oder silurisch? — Jb. nass. Ver. Naturkde., **95**: 10–12; Wiesbaden.
- MICHELS, F. (1972): Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5717 Bad Homburg v. d. Höhe, 2. Aufl., 4* u. 55 S.; Wiesbaden.
- MITTMEYER, H.-G. (1965): Die Bornicher Schichten im Gebiet zwischen Mittelrhein und Idsteiner Senke (Taunus, Rheinisches Schiefergebirge). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **93**: 73–98, 5 Abb., 2 Tab., 9 Taf.; Wiesbaden.
- MITTMEYER, H.-G. (1973): Die Grenze Siegen/Unterems bei Bornhofen (Unter-Devon, Mittelrhein). — Mainzer geowiss. Mitt., **2**: 71–103, 2 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Mainz.
- MITTMEYER, H.-G. (1974): Zur Neufassung der Rheinischen Unterdevon–Stufen. — Mainzer geowiss. Mitt. **3**: 69–79, 2 Tab.; Mainz.
- MITTMEYER, H.-G. (1978): Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5813 Nastätten, 2. Aufl.: 112 S., 19 Abb., 12 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- MITTMEYER, H.-G. (1983a): Exkursion A. Lahnstein Section (Middle Rhine, Emsian, Lower Devonian). — Exkursionsführer: Paläontologische Gesellschaft 53. Jahreshauptversammlung in Mainz: 19 S., 4 Abb., 19 Tab.
- MITTMEYER, H.-G. (1983b): Neuerkenntnisse zur Geologie des Unterdevons. — Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5616 Grävenwiesbach, 2. Aufl.: 44–50; Wiesbaden.
- MITTMEYER, H.-G. & GEIB, K.-W. (1967): Gliederung des Unterdevons im Gebiet Warmsroth–Wald-Erbach (Stromberger Mulde). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **95**: 24–44, 2 Abb., 3 Tab., Taf. 3; Wiesbaden.
- MOONEY, W. D. & PRODEHL, C. (1978): Crustal Structure of the Rhenish Massif and Adjacent Areas; a Reinterpretation of Existing Seismic-Refraction Data. — J. Geophys., **44**: 573–601, 22 Abb.; Heidelberg (Springer).
- MOSEBACH, R. (1952): Zur Petrographie der Dachschiefer des Hunsrückschiefers. — Z. dt. geol. Ges., **103**: 368–376; Hannover.
- MOSEBACH, R. (1954): Zur petrographischen Kenntnis devonischer Dachschiefer. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **82**: 234–246, 2 Abb., 6 Tab., Taf. 8; Wiesbaden.
- MOTZKA-NÖRING, R. & WEBER, K. (1981): Das Paläozoikum und die phyllitischen Gesteine von Welda (Bl. 4925 Sontra). — Geol. Jb. Hessen, **109**: 19–22, 1 Taf.; Wiesbaden.
- MÜLLER, H. (1983): Erl. geol. Kt. Nordrhein-Westfalen 1:25000, Bl. 4816 Girkhausen, 143 S., 11 Abb., 7 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- MÜLLER, K. H. (1973): Zur Morphologie des zentralen Hintertaunus und des Limburger Beckens. — Marburger geogr. Schr., **58**: 112 S., 41 Abb., 1 Kt., Marburg.
- MURAWSKI, H. (1958): Der geologische Bau des zentralen Vorspessarts. — Z. dt. geol. Ges., **110**, 2: 360–388, 13 Abb., 1 Taf.; Hannover.

- NESBOR, H.-D. (1988): Petrographie, Geochemie und geotektonische Stellung der doleritischen Spilite der Lahnmulde (Rheinisches Schiefergebirge). — Heidelberg geowiss. Abh., 20: 137—197, 12 Abb.; Heidelberg.
- NESBOR, H.-D. & FLICK, H. (1988): Das Schalsteinprofil vom Gänsberg bei Weilburg. Aufbau und Entwicklung einer submarinen pyroklastischen Abfolge im Devon der Lahnmulde (Rheinisches Schiefergebirge). — Geol. Jb. Hessen, 116: 189—205, 9 Abb.; Wiesbaden.
- NESBOR, H.-D., BUGGISCH, W., FLICK, H., HORN, M. & LIPPERT, H.-J. (1993): Vulkanismus im Devon des Rhenoherynikums. Fazielle und paläogeographische Entwicklung vulkanisch geprägter mariner Becken am Beispiel des Lahn—Dill-Gebietes. — Geol. Abh. Hessen; 98: 3—87, 37 Abb., 8 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- NEUGEBAUER, J. (1989): The Iapetus model: a plate tectonic concept for the Variscan belt of Europe. — Tectonophysics, 169: 229—256, 16 Abb.; Amsterdam.
- NEUMANN, B. (1974): Oberdevon und Unterkarbon zwischen Wunderthausen und Alertshausen unter Berücksichtigung der faziellen Sonderausprägung um Diedenshausen (MTB Nr. 4917 Battenberg, östliches Rheinisches Schiefergebirge). — Unveröff. Dipl.—Arb. Univ. Göttingen: 119 S., 19 Abb., 10 Taf.; Göttingen.
- NEUMANN, W. (1966): Versuch eines lithostratigraphischen Vergleiches von Grundgebirgsausschnitten im Bereich der Mitteldeutschen Schwelle. — Geologie, 15: 942—962, 6 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- NICKEL, E. (1975): Geologische Position und Petrogenese des kristallinen Odenwaldes. — Aufschluß, Sonderbd. 27: 1—25, 7 Abb., 1 Tab.; Heidelberg.
- NICKEL, E. (1979): Odenwald. — Sammlung Geologischer Führer, Bd. 65: 231 S., 63 Abb., 6 Tab.; Berlin (Borntträger)/Stuttgart.
- NICOLAUS, H. (1963): Zur Stratigraphie und Fauna der *crenistria*-Zone im Kulm des Rheinischen Schiefergebirges. — Geol. Jb., Beih. 53: 246 S., 32 Abb., 15 Tab., 22 Taf.; Hannover.
- NÖRING, F. K. (1939): Das Unterdevon im westlichen Hunsrück. — Abh. preuß. geol. L.-Anst., N.F., 192: 96 S., 11 Abb., 5 Taf.; Berlin.
- NÖRING, F. (1951a): Die Fortsetzung der Saale-Senke in Hessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) 2: 22—40; Wiesbaden.
- NÖRING, F. (1951b): Der paläozoische Aufbruch der Naumburg bei Erbstadt. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) 2: 44—46; Wiesbaden.
- NOVAK, O. (1890): Vergleichende Studien an einigen Trilobiten aus dem Herzyn von Bicken, Wildungen, Greifenstein und Böhmen. — Paläontol. Abh., N.F., 1: 95—138; Jena.
- OCZLON, M. S. (1990): Ocean currents and unconformities: The North Gondwana Middle Devonian. — Geology, 18: 509—512, 2 Abb., Boulder/Colo.
- OCZLON, M. S. (1992): Gondwana and Laurussia before and during the Variscan Orogeny in Europe and Related Areas. — Heidelberg geowiss. Abh., 53: 1—56, 5 Abb., 1 Tab.; Heidelberg.
- OKRUSCH, M. (1983): The Spessart Crystalline Complex, Northwest Bavaria. — Fortschr. Miner., 61: 135—169, 6 Abb., 9 Tab.; Stuttgart.
- OKRUSCH, M., RAUMER, J. V., MATTHES, S. & SCHUBERT, W. (1975): Mineralfazies und Stellung des Odenwaldkristallins. — Aufschluß, Sonderbd. 27: 109—134; Heidelberg.
- OKRUSCH, M. & RICHTER, P. (1986): Orthogneisses of the Spessart Crystalline Complex, Northwest Bavaria: Indicators of the geotectonic environment? — Geol. Rdsch., 75: 555—568, 7 Abb., 6 Tab.; Stuttgart.
- ONCKEN, O. (1989): Geometrie, Deformationsmechanismen und Paläospannungsgeschichte großer Bewegungszonen in der höheren Kruste (Rheinisches Schiefergebirge). — Geotekt. Forsch., 73: 1—215, 89 Abb., 1 Tab., 5 Beil.; Stuttgart.
- PAECKELMANN, W. (1922): Der mitteldevonische Massenkalk des Bergischen Landes. — Abh. preuß. geol. L.-Anst., 91: 112 S., 2 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- PAECKELMANN, W. (1924): Das Devon und Carbon der Umgebung von Balve i. Westf. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., 44: 51—97, 2 Taf.; Berlin.
- PAECKELMANN, W. (1926): Bemerkungen über die geologischen Verhältnisse der Gegend von Brilon i. Westf. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., 46: 210—230, 3 Abb.; Berlin.
- PAECKELMANN, W. (1930): Über Beziehungen zwischen Fazies und Tektonik im Devon des Sauerlandes. — Z. dt. geol. Ges., 82: 590—598, 5 Abb.; Berlin.

- PAECKELMANN, W. (1936): Erl. geol. Kt. Preußen u. benachbarten dt. Ländern, Lfg. 341, Bl. Adorf : 66 S., 1 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- PAECKELMANN, W. (1938): Faziesstudien im Devon und Karbon der Attendorn—Elsper Doppelmulde des Sauerlandes. — Jb. preuß. geol. L.-Anstalt, **58**: 82—104, 1 Taf.; Berlin.
- PAPROTH, E. (1953): Eine Kohlenkalkfauna aus dem Kulmkonglomerat von Frankenberg an der Eder. — Paläontol. Z., **27**: 169—207; Stuttgart.
- PAPROTH, E. (1960): Der Kulm und die flözleere Fazies des Namurs. — Fortschr. geol. Rheinld. u. Westf., **3**: 385—422, 7 Abb., 1 Taf., 1 Tab.; Krefeld.
- PAPROTH, E. (1963): Diverse Beiträge in: *Lexique Stratigraphique International*, Vol. I, Europe, Fascicule 5 Allemagne, Fascicule 5c1 Carbonifère. - Hrsg.: *Congres Geologique International*. — Commission de Stratigraphie; Paris.
- PAPROTH, E. (1976): Zur Folge und Entwicklung der Tröge und Vortiefen im Gebiet des Rheinischen Schiefergebirges und seiner Vorländer, vom Gedinne (Unter-Devon) bis zum Namur (Silesium). — *Nova Acta Leopoldina*, N.F., **224**: 45—58, 4 Abb.; Halle (Saale).
- PAPROTH, E. (1977): Zur Problematik des IGCP-Projekts Nr. 86. — *Z. angew. Geol.*, **23**: 463—465, 2 Abb.; Berlin.
- PAPROTH, E. (1989): Die paläogeographische Entwicklung Mittel-Europas im Karbon. — *Geol. Jb. Hessen*, **117**: 53—68; Wiesbaden.
- PAPROTH, E. & ZIMMERLE, W. (1980): Stratigraphic position, petrography, and depositional environment of phosphorites from the Federal Republic of Germany. — *Meded. Rijks geol. Dienst*, **32—1/14**: 81—95, 7 Abb., 3 Kt.; Haarlem.
- PARKINSON, H. (1903): Über eine neue Culmfauna von Königsberg unweit von Gießen und ihre Bedeutung für die Gliederung des rheinischen Culms. — *Z. dt. geol. Ges.*, **55**: 331—374, 3 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Berlin.
- PAULY, R. (1958): Das Devon der südwestlichen Lahnmulde und ihrer Randgebiete. — *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **25**: 138 S., 41 Abb., 6 Taf.; Wiesbaden.
- PFLUG, H. D. & REITZ, E. (1987): Palynology in Metamorphic Rocks: Indication of Early Land Plants. — *Naturwissenschaften*, **74**: 386—387, 2 Abb.; Berlin.
- PICKEL, W. (1937): Stratigraphie und Sedimentanalyse des Kulms an der Edertalsperre. — *Z. dt. geol. Ges.*, **89**: 233—280, 9 Abb., 5 Tab., 4 Taf.; Berlin.
- PILGER, A. (1952): Zur Gliederung und Kartierung der Siegener Schichten I, II. — *Geol. Jb.*, **66**: 703—721, 3 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- PILGER, A. (1955): Derzeitiger Stand der geologischen Neukartierung des Siegerlandes. — *Geol. Jb.*, **69**: 27—52, 2 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- PILGER, A. (1960): Der gegenwärtige Stand unserer Kenntnisse über Stratigraphie und Paläogeographie der Mittleren Siegener Schichten im Siegerland. — *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **29**: 311—319, 4 Abb.; Wiesbaden.
- PLESSMANN, W. (1962): Über Strömungsmarken in Oberdevon-Sandsteinen des Sauerlandes. — *Geol. Jb.*, **79**: 387—398, 4 Abb.; Hannover.
- PÖTTER, H. (1958): Stratigraphie und Tektonik in der Obersiegen- und Emsstufe südlich des Siegener Hauptsattels und im Bereich der Burbacher Schuppenzone. — *Diss. Bergakademie Clausthal*: 48 S., 11 Abb.; Clausthal-Zellerfeld.
- PRASHNOWSKI, A. (1957): Sedimentpetrographische und geochemische Untersuchungen im südlichen Rheinischen Schiefergebirge. — *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **105**: 47—70, 5 Abb., 6 Tab.; Stuttgart.
- QUADE, H., NYK, R. & WALDE, R. (1981): Überschiebungstektonik in der Eisenerzlagertätte Fortuna bei Berghausen/Dill (Rheinisches Schiefergebirge). — *Z. dt. geol. Ges.*, **132**: 29—41, 3 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- RABIEN, A. (1954): Zur Taxonomie und Chronologie der oberdevonischen Ostracoden. — *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **9**: 268 S., 7 Abb., 4 Tab., 5 Taf.; Wiesbaden.
- RABIEN, A. (1956): Zur Stratigraphie und Fazies des Oberdevons in der Waldecker Hauptmulde. — *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **16**: 83 S., 2 Abb., 2 Tab., 3 Taf., Wiesbaden.
- RABIEN, A. (1959): Stratigraphische und fazielle Probleme im Paläozoikum der nordwestlichen Dillmulde. — *Z. dt. geol. Ges.*, **110**: 629—633; Hannover.
- RABIEN, A. (1960): Zur Ostracoden-Stratigraphie an der Devon/Karbon-Grenze im Rheinischen Schiefergebirge. — *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **3**: 61—106, 4 Abb., 7 Tab., 3 Taf.; Krefeld.

- RABIEN, A. (1970a): Mitteldevon. — In: LIPPERT, H.-J., HENTSCHEL, H. & RABIEN, A.: Erl. geol. Kt. Hessen 1: 25000, Bl. 5215 Dillenburg, 2. Aufl.: 54—71, 1 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- RABIEN, A. (1970b): Oberdevon. — In: LIPPERT, H.-J., HENTSCHEL, H. & RABIEN, A. (1970): Erl. geol. Kt. Hessen 1: 25000, Bl. 5215 Dillenburg, 2. Aufl.: 78—235, 7 Abb., 14 Tab.; Wiesbaden.
- RABIEN, A. (1970c): *Gattendorfia*-Stufe. — In: LIPPERT, H.-J., HENTSCHEL, H. & RABIEN, A. (1970): Erl. geol. Kt. Hessen 1: 25000, Bl. 5215 Dillenburg, 2. Aufl.: 241—255, 1 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- RABIEN, A. (1979): Südwestliche Dillmulde. — In: Exkursion A5 (16.—18. September 1979) in das Lahn-Dill-Gebiet (Rheinische Schiefergebirge): 27—29, 30—60, 7 Abb., 1 Tab.; Marburg (Inst. Geol. Paläont. Philipps-Univ.).
- RAMSEY, J. G. (1967): *Folding and fracturing of rocks.* — XVI + 568 S., zahlr. Abb.; New York (McGraw-Hill).
- REICH, H. (1935): Erl. geol. Kt. Preußen u. benachbarte deutsche Länder, Lfg. 331, Bl. Battenberg: 21 S.; Berlin.
- REICHMANN, H. (1967): Die Schichten des oberen Gedinium im Mittelrheintal bei Aßmannshausen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **95**: 13—23, 1 Abb.; Wiesbaden.
- REINACH, A. V. (1890): Über Parallelisierung des südlichen Taunus mit den Ardennen und der Bretagne. — Z. dt. geol. Ges., **42**: 612—613; Berlin.
- REITZ, E. (1989): Devonische Sporen aus Phylliten vom Südrand des Rheinischen Schiefergebirges. — Geol. Jb. Hessen, **117**: 23—35; Wiesbaden.
- REQUADT, H. (1975): Zur Gliederung und Tektonik des Oberdevons in der südwestlichen Lahnmulde (Rheinisches Schiefergebirge) mit Conodontenfaunen. — Z. dt. geol. Ges., **126**: 31—48, 4 Abb., 6 Tab.; Hannover.
- REQUADT, H. (1990): Erl. geol. Kt. Rheinland-Pfalz 1: 25000, Bl. 5613 Schaumburg, 2. Aufl.: 212 S., 53 Abb., 17 Tab., 1 Beil.; Mainz.
- REQUADT, H. & WEDDIGE, K. (1978): Lithostratigraphie und Conodontenfaunen der Wissenbacher Fazies und ihrer Äquivalente in der südwestlichen Lahnmulde (Rheinisches Schiefergebirge). — Mainzer geowiss. Mitt., **7**: 183—237, 14 Abb., 3 Tab.; Mainz.
- RIETSCHEL, S. (1961): Das Oberdevon-Unterkarbon-Profil von Kirschhofen bei Weilburg (Lahnmulde, Rheinisches Schiefergebirge). Bemerkungen zum oberdevonischen und unterkarbonischen Vulkanismus in der Weilburger Mulde. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **89**: 170—177, 2 Abb.; Wiesbaden.
- RIETSCHEL, S. (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, 10 Abb., 8 Tab.; Frankfurt a.M.
- RIETSCHEL, S. & STRIBRNY, B. (1979): Zur Geologie und Stratigraphie der Hochweiser Mulde (Bl. 5617 Usingen, östlicher Taunus, Rheinisches Schiefergebirge). — Geol. Jb. Hessen, **107**: 13—25, 3 Abb.; Wiesbaden.
- RIPPEL, G. (1953): Räumliche und zeitliche Gliederung des Keratophyrvulkanismus im Sauerland. — Geol. Jb., **68**: 401—456, 29 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- RÖSLER, H. J. (1960): Zur Petrographie, Geochemie und Genese der Magmatite und Lagerstätten des Oberdevons und Unterkarbons in Ostthüringen. — Freiburger Forschungshefte, **C92**: 275 S., 106 Abb., 49 Tab., 1 Kt.; Berlin.
- ROTHER, P. (1962): Mittel- und Oberdevon bei Aumenau (südliche Lahnmulde, Rheinisches Schiefergebirge). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **90**: 173—178, 1 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- ROTHER, J. P. & SAUER, K. (1967): The Rhinegraben Progress Report. — Int. Upper Mantle Projekt. Sci. Rep. 13. — Abh. Geol. L.-Amt Baden-Württ., 6. Mém. Serv. Carte Géol. d'Alsace et de Lorraine, **26**: 1—146, Freiburg i. Br.—Strasbourg.
- RUNZHEIMER, H. (1931): Paläontologische und geologische Untersuchung des Greifensteiner Kalkes von Greifenstein (Rheinisches Schiefergebirge) mit einem Anhang über Variationsstatistik. — Senckenbergiana lethaea, **13**: 170—190; Frankfurt a.M.
- RUPRECHT, L. (1937): Die Biostratigraphie des obersten Kulm im Sauerland. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **57**: 238—283, 2 Taf.; Berlin.
- SADLER, F. M. (1983): Depositional Models for the Carboniferous Flysch of the Eastern Rheinisches Schiefergebirge. — In: MARTIN, H. & EDER, F. W. (Hrsg.): Intracontinental Fold Belts: 125—143, 8 Abb.; Berlin—Heidelberg—New York—Tokyo (Springer).
- SANDBERGER, F. (1847): Übersicht über die geologischen Verhältnisse des Herzogthums Nassau. — 144 S., 1 Tab.; Wiesbaden (Kreidel).

- SCHADE, H. (1970): Der Kulm in dem nordöstlich der Lahn gelegenen Teil der Dillmulde. — *Clausthaler Geol. Abh.*, **4**: 178 S., 33 Abb., 29 Tab., 2 Taf., Clausthal-Zellerfeld.
- SCHÄFER, A. (1986): Die Sedimente des Oberkarbons und Unterrotliegendes im Saar—Nahe-Becken. — *Mainzer geowiss. Mitt.*, **15**: 239—365; Mainz.
- SCHERP, A. (1958): Der Hauptgrünsteingzug im Sauerland zwischen Oberberge und Wehrstapel. — *Geol. Jb.*, **33**: 613—638, 15 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- SCHERP, A. (1961): Der Initialmagmatismus im ostrheinischen Schiefergebirge und seine Lagerstätten. — *Erzmetall*, **14**: 328—335; Stuttgart.
- SCHERP, A. (1968): Über die Diabase im Ostsauerländer Hauptsattel und ihre Borsilikat—Mineralisation. — *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **16**: 285—296, 2 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- SCHERP, A. (1970): Vulkanische Gesteine. — In: ZIEGLER, W.: *Erl. geol. Kt. Nordrhein-Westfalen*, Bl. 4713 Plettenberg, 2. Aufl.: 103—120; Krefeld.
- SCHERP, A. (1971): Petrographische Untersuchung tuffitverdächtiger Lagen aus Bohrungen der Sachtleben AG Meggen (TK25, Bl. 4814 Altenhunden). — *Unveröff. Ber. Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.*: 15 S., 4 Abb.; Krefeld.
- SCHERP, A. (1983): Unterdevonische Schmelzstufe im rechtsrheinischen Schiefergebirge. Mit einem Beitrag von H. Grabert. — *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **1**: 47—58, 6 Abb.; Stuttgart.
- SCHINDLER, E. (1990): Die Kellwasser-Krise (hohe Frasn-Stufe, Ober-Devon). — *Göttinger Arb. Geol. Paläont., (WALLISER-Festschr.)*, **58**: 115 S., 43 Abb., 6 Tab., 5 Taf.; Göttingen.
- SCHLÜTER, H. (1928): Das Mitteldevon im oberen Diemelgebiet und der geologische Bau des Martenberges bei Adorf. — *Jb. preuß. geol. L.-Anst. f. 1927*, **48**: 175—214, 14 Abb., 2 Tab. 1 Taf.; Berlin.
- SCHMID, R. (1981): Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic desposits and fragments: Recommendations of IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. — *Geology*, **9**: 41—43, 1 Abb., 2 Tab.; Boulder, Colorado.
- SCHMIDT, H. (1924a): Zwei Cephalopodenfaunen an der Devon-Carbongrenze im Sauerland. — *Jb. preuß. Geol. L.-Anst. f. 1923*, **44**: 98—171, 6 Abb., 3 Taf.; Berlin.
- SCHMIDT, H. (1924b): Alter und Entstehung der Tuffbreccie von Langenaubach. — *Senckenbergiana lethaea*, **6**: 85—95, 2 Abb.; Frankfurt a.M.
- SCHMIDT, H. (1926): Beobachtungen über mitteldevonische Zonen-Goniaten. — *Senckenbergiana lethaea*, **8**: 291—295, 1 Abb.; Frankfurt a.M.
- SCHMIDT, H. (1933): Der Kellerwaldquarzit. — Mit einer Beschreibung seiner Fauna und der aus der Tanner Grauwacke. — *Geol. Paläontol. Abh.*, **19**: (23), 5: 3—55 (297—349), 4 Abb., 5 Taf., Jena.
- SCHMIDT, H. (1934): Cephalopodenfaunen des älteren Namur aus der Umgebung von Arnberg in Westfalen. — *Jb. preuß. geol. L.-Anstalt*, **54**: 440—461, 86 Abb.; Berlin.
- SCHMIDT, H. (1937): Faltungskerne im ostrheinischen Schiefergebirge. — *Z. dt. geol. Ges.*, **88**: 680—686, 5 Abb.; Berlin.
- SCHMIDT, H. (1960): Die sogenannte "Terebratula pumilio" als Jugendform von Stringocephaliden. — *Paläontol. Z.*, **34**: 161—168, 4 Abb.; Stuttgart.
- SCHMIDT, H. (1962): Über die Faziesbereiche im Devon Deutschlands. — 2. Internationale Arbeitstagung über die Silur/Devon-Grenze und die Stratigraphie von Silur und Devon. Symposiumsbd: 224—230, 4 Abb., Bonn—Bruxelles.
- SCHMIDT, H. & PLESSMANN, W. (1961): Sauerland. — *Sammlung geol. Führer*, Bd. **39**: 151 S., 8 Abb., 24 Taf.; Berlin.
- SCHMIDT, H. & TRUNKO, L. (1965): Die Basis des Givet im Bereich der Lenneschiefer. — *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **9**: 807—876, 8 Abb., 6 Tab.; Krefeld.
- SCHMIDT, F.-P., GEBREYOHANNES, Y. & SCHLIESTEDT, M. (1986): Das Grundgebirge der Rhön. — *Z. dt. geol. Ges.*, **137**: 287—300, 6 Abb., 5 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- SCHMIDT, M. (1991): Der variszische Stockwerksbau des Unterwerra-Grundgebirges — das tektonische Bindeglied zwischen Harz und Rheinischem Schiefergebirge. — *Braunschw. geol.-paläont. Diss.*, **12**: 82 S., 38 Abb., 5 Tab., 3 Taf., 3 Kt.; Braunschweig.
- SCHMIDT, W. E. (1924): *Erl. geol. Kt. Preußen u. benachbarten Bundesstaaten*, Lfg. 236, Bl. Olpe: 39 S.; Berlin.
- SCHMIERER, T. & QUIRING, H. (1933): *Erl. geol. Kt. Preußen u. benachbarten dt. Ländern*, Lfg. 298, Bl. Koblenz: 53 S.; Berlin.

- SCHMINCKE, H.-U. (1988): Devonischer und karbonischer Vulkanismus bei Dillenburg und Herbbornseelbach (Exkursion F am 8. April 1988). — Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., 70: 99–140, 31 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- SCHMINCKE, H.-U. & SUNKEL, G. (1987): Carboniferous submarine volcanism at Herbbornseelbach (Lahn–Dill area, Germany). Geol. Rdschau, 76: 709–734, 22 Abb., 9 Tab.; Stuttgart.
- SCHNEIDER, J. (1969): Das Ober-Devon des nördlichen Kellerwaldes (Rheinisches Schiefergebirge). — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 55: 124 S., 24 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- SCHOLZ, H. (1930): Das varistische Bewegungsbild — entwickelt aus der inneren Tektonik eines Profils von der Böhmisches Masse bis zum Massiv von Brabant. — Fortschr. Geol. Paläont., 8: I–IX, 235–316, 31 Abb., 8 Taf.; Berlin.
- SCHÖNENBERG, G. (1954): Zur Geologie des Devon-Kulm-Gebietes bei Buchenau/Lahn. — Z. dt. geol. Ges., 105: 1–19, 7 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- SCHÖNEBERG, G. & GIESE, P. (1956): Oberdevonische Tektonik und kulmischer Vulkanismus im nordöstlichen Dilltrog. — Geol. Jb., 71: 595–616, 12 Abb.; Hannover.
- SCHOTTLER, W. (1918): Beiträge zur Geologie der nördlichen Wetterau auf Grund neuer Bohrungen. — Notizbl. Ver. Erdk. Darmstadt, V.F., 4: 57–87, Darmstadt.
- SCHOTTLER, W. (1980): Erl. geol. Kt. Hessen 1: 25000, Bl. 5418 Gießen, 2. Aufl.: 163 S., 9 Abb., 11 Tab.; Wiesbaden.
- SCHREINER, M. (1982): Tektonische Verformungsanalyse im Remscheid–Altenaer Sattel, in der Lüdenscheider Mulde, im Ebbe-Sattel und in der Attendorn–Elsper Doppelmulde (östliches Rheinisches Schiefergebirge). — Geotekt. Forsch., 63: 99 S., 27 Abb., 17 Tab., 13 Taf.; Stuttgart.
- SCHRIEL, W. (1954): Die Geologie des Harzes. — Schrift. Wirtschaftswiss. Ges. Stud. Nieders., N.F., 49: 308 S., 157 Abb., 1 Kt.; Hannover.
- SCHULZ–DOBRICK, B. & WEDEPOHL, K. H. (1983): The Chemical Composition of Sedimentary Deposits in the Rhenohercynian Belt of Central Europe. — In: MARTIN, H. & EDER, F. W. (Hrsg.): Intracontinental Fold Belts: 211–229, 2 Abb. Berlin–Heidelberg–New York–Tokyo (Springer).
- SCHWAN, W. (1952): Geologisches Auftreten und Entstehen der Kieselschiefer (Lydite). — Geologica, 11: 115–134, 5 Abb.; Berlin.
- SCHWARZ, A. (1928): Die Natur des culmischen Kieselschiefer. — Abh. senckenberg. naturforsch. Ges., 41: 191–241, 1 Abb., 2 Taf.; Frankfurt a. M.
- SENOWBARI-DARYAN, B. (1972): Paläogeographie und Tektonik im Massenkalkvorkommen von Steeden (an der Lahn). — Dipl.-Arb. Geol. Institut Gießen, unveröffentl.; Gießen.
- SIEHL, A. (1962): Der Greifensteiner Kalk (Eiflium, Rheinisches Schiefergebirge) und seine Brachiopodenfauna. — Paläontographica, Abt. A, 119: 173–221, 38 Abb., 8 Tab.; Stuttgart.
- SOLLE, G. (1942a): Die Kondel-Gruppe (Oberkoblenz) im südlichen Rheinischen Schiefergebirge I–III. — Abh. senckenberg. naturforsch. Ges., 461: 1–92, 1 Abb., 1 Taf.; Frankfurt a. M.
- SOLLE, G. (1942b): Die Kondel-Gruppe (Oberkoblenz) im südlichen Rheinischen Schiefergebirge. IV–V. — Abh. senckenberg. naturforsch. Ges., 464: 95–156, 2 Abb., 3 Taf.; Frankfurt a. M.
- SOLLE, G. (1942c): Die Kondel-Gruppe (Oberkoblenz) im südlichen Rheinischen Schiefergebirge. VI–X. — Abh. senckenberg. naturforsch. Ges., 467: 157–240, 1 Abb., 4 Taf.; Frankfurt a. M.
- SOLLE, G. (1942d): Neue Einstufung des Oberkoblenz von Oberkleen (Taunus) und ihre paläogeographische Folgerung. — Senckenbergiana lethaea, 25: 255–263, 7 Abb.; Frankfurt a. M.
- SOLLE, G. (1950): Beobachtungen und Deutungen zum Unterkoblenz in Taunus und Hunsrück. — Senckenbergiana lethaea, 31: 185–196, 1 Taf.; Frankfurt a. M.
- SOLLE, G. (1951): Obere Siegener Schichten, Hunsrück-Schiefer, tiefstes Unterkoblenz und ihre Eingliederung ins Rheinische Unterdevon. — Geol. Jb., 65: 299–380, 2 Abb., 3 Tab.; Hannover.
- SOLLE, G. (1970): Die Hunsrück-Insel im oberen Unterdevon. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 98: 50–80, 1 Abb., Taf. 6; Wiesbaden.
- SOLLE, G. (1972): Abgrenzung und Untergliederung der Oberems-Stufe mit Bemerkungen zur Unterdevon–Mitteldevon-Grenze. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 100: 60–91, 2 Abb.; Wiesbaden.
- SOMMER, K. (1909): Die Fauna des Culms von Königsberg bei Gießen. — N. Jb. Mineral Geol. Paläont., Beil.-Bd. 28: 611–660, 4 Taf.; Stuttgart.

- SOMMERMANN, A.-E. (1990): Petrographie und Geochemie der magmatogenen Gerölle in Konglomeraten des Kulms im Hinblick auf ihre Herkunft von der Mitteldeutschen Schwelle. — Geol. Jb. Hessen, **118**: 167—197, 8 Abb., 10 Tab.; Wiesbaden.
- SOMMERMANN, A.-E., MEISL, S. & TODT, W. (1992): Zirkonalter von drei verschiedenen Metavulkaniten aus dem Südtäunus. — Geol. Jb. Hessen, **120**: 67—76, 6 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- SPEETZEN, E., EL-ARNAUTI, A. & KAEVER, M. (1974): Beitrag zur Stratigraphie und Paläogeographie der Kreide-Basisschichten am SE-Rand der Westfälischen Kreidemulde (NW-Deutschland). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **145**: 207—241, 9 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- SPEETZEN, E., STREBIN, M. & BISCHOFF, L. (1982): Der Nensten-Quarzit, ein turbiditisches Beckensediment im oberen Mitteldevon des Ostsauerlandes (Rheinisches Schiefergebirge). — Geol. Jb. Hessen, **110**: 37—65, 7 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- SPERLING, H. (1955): Neue lagerstättenkundliche Untersuchungen am Holzappeler Gangzug im Lichte stratigraphisch-tektonischer Kartierungsergebnisse auf Blatt Schaumburg-Ost. — Unveröff. Diss. Bergakademie Clausthal: 121 S., 78 Abb., 16 Tab., 15 Taf.; Clausthal-Zellerfeld.
- SPERLING, H. (1958): Geologische Neuaufnahme des östlichen Teils des Blattes Schaumburg. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **26**: 72 S., 14 Abb., 5 Tab., 10 Taf.; Wiesbaden.
- STENGEL-RUTKOWSKI, W. (1976): Idsteiner Senke und Limburger Becken im Licht neuer Bohrergebnisse und Aufschlüsse (Rheinisches Schiefergebirge). — Geol. Jb. Hessen, **104**: 183—224, 9 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- STENGER, B. (1961): Stratigraphische und gefügetektonische Untersuchungen in der metamorphen Taunus-Südrand-Zone (Rheinisches Schiefergebirge). — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **36**: 68 S., 20 Abb., 4 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
- STIBANE, F. (1959): Zur Geologie des Oberdevons in der nordöstlichen Dillmulde. Das Bottenhorner Becken. — Z. dt. geol. Ges., **111**: 323—365, 17 Abb.; Hannover.
- STIBANE, F. (1963): Stratigraphie und Magmatismus des Mittel- und Oberdevons bei Werdorf-Berghausen (Lahnmulde, Rheinisches Schiefergebirge). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **91**: 119—142; Wiesbaden.
- STOPPEL, D. (1958): Emsquarzit unter der Hessischen Senke. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**: 133—139; Wiesbaden.
- STOPPEL, D. (1961): Geologie des südlichen Kellerwaldgebirges. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **34**: 114 S., 21 Abb., 2 Tab., 4 Taf.; Wiesbaden.
- STOPPEL, D. (1979): Das Schwerspatlager vom Schönscheid bei Günterod (Unterdevon, Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge). — Geol. Jb. Hessen, **107**: 93—104, 3 Abb.; Wiesbaden.
- STRAUSS, K. W. (1983): Geologie und Petrologie der Vulkanite des "Hohensolmser Deckdiabas-Gebietes". — Clausthaler Geowiss. Diss., **2**: 1—148, 35 Abb., 57 Tab.; Clausthal-Zellerfeld.
- STRUVE, W. (1975): Die ältesten Fossilien Hessens. — Natur u. Museum, **105**: 268—282, 32 Abb., 1 Tab.; Frankfurt a.M.
- SUNKEL, G. (1990): Devonischer submariner Vulkanismus im Ostsauerland (Rheinisches Schiefergebirge): Vulkanaufbau, Magmenzusammensetzung und Alteration. — Bochumer geol. u. geotechn. Arb., **34**: 250 S., div. Abb.; Bochum.
- THÜNKER, M. (1990): Erl. geol. Kt. Nordrhein-Westfalen 1:25000, Bl. 5115 Ewersbach: 104 S., 15 Abb., 7 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- THÜRACH, H. v. (1892): Über die Gliederung des Urgebirges im Spessart. — Geognostische Jahreshefte, V. Jahrgang: 1—160, 31 Abb.; Cassel.
- TODT, W. (1979): U—Pb-Datierungen an Zirkonen des kristallinen Odenwaldes. — Fortschr. Mineral. **57**, Beiheft 1: 153—154; Stuttgart.
- TRAUTWEIN, H. & WITTEKIND, H. (1960): Ein Devon-Karbon-Profil bei Weilburg/Lahn und seine Bedeutung. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh.: 469—477, 1 Tab., Taf. 33—35; Stuttgart.
- UFFENORDE, H. (1976): Zur Entwicklung des Warsteiner Karbonat-Komplexes im Oberdevon und Unterkarbon (Nördl. Rheinisches Schiefergebirge). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **152**: 75—111, 7 Abb.; Stuttgart.
- VENZLAFF, H. (1957): Das geologische Bild des Hauptgrünsteinvulkanismus im nordöstl. Sauerland. — Geol. Jb., **72**: 241—294, 15 Abb.; Hannover.
- VINX, R. & JUNG, D. (1977): Pargasitic-Kaersutitic Amphibole From a Basanitic Diatreme at the Rosenberg, North of Kassel (North Germany). — Contrib. Mineral. Petrol., **65**: 135—142, 4 Abb., 3 Tab.; Berlin—Heidelberg—New York (Springer).

- VOGES, A. (1959): Conodonten aus dem Unterkarbon I und II (*Gattendorfia*- und *Pericyclus*-Stufe) des Sauerlandes. — Paläont. Z., **33**: 266—314, 5 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Stuttgart.
- VOGES, A. (1960): Die Bedeutung der Conodonten für die Stratigraphie des Unterkarbons I und II (*Gattendorfia*- und *Pericyclus*-Stufe) im Sauerland. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3**: 197—228, 5 Abb., 5 Tab.; Krefeld.
- VÖHRINGER, E. (1960): Die Coniatiten der unterkarbonischen *Gattendorfia*-Stufe im Hönnetal (Sauerland). — Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., **3**: 107—196, 53 Abb., 7 Taf.; Krefeld.
- VOSSOUGH-ABEDINI, M. (1979): Die porphyrischen basischen Vulkanite des Oberen Mitteldevons und Unteren Oberdevons der Lahnmulde (Rheinisches Schiefergebirge). — Geol. Jb. Hessen, **107**: 45—92, 12 Abb., 8 Tab.; Wiesbaden.
- VOSSOUGH-ABEDINI, M. & HENTSCHEL, H. (1971): Der Lagenbau des Diabases von Waldhausen bei Weilburg/Lahn. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **99**: 297—312, 2 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- WACHENDORF, H. (1965): Wesen und Herkunft der Sedimente des Westfälischen Flözleeren. — Geol. Jb., **82**: 705—754, 12 Abb., 2 Tab., 4 Taf.; Hannover.
- WALDSCHMIDT, E. (1884): Über die devonischen Schichten der Gegend von Wildungen. — Z. dt. geol. Ges., **37**: 906—927, 4 Taf.; Berlin.
- WALLISER, O. H. & Mitarbeiter (1958): Zum Oberdevon und Unterkarbon von Erdbach-Langenaubach (SW-Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **87**: 120—132, 3 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- WALLISER, O. H. (1981): The geosynclinal development of the Rheinische Schiefergebirge (Rhenohercynian Zone of the Variscides; Germany). — Geologie en Mijnbouw, **60**: 89—96, 4 Abb., 1 Taf., Den Haag.
- WALLISER, O. H. (1990): Globale biologische Krisen in der Erdgeschichte. — Georgia Augusta, Mai 1990: 9—18; Göttingen.
- WALLISER, O. H., GROOS-UFFENORDE, H., SCHINDLER, E. & ZIEGLER, W. (1989): On the Upper Kellwasser Horizon (Boundary Frasnian/Famennian). — Courier Forsch.-Inst. Senckenberg, **110**: 247—256; Frankfurt a.M.
- WEBER, H. (1934): Das Oberdevon der Attendorn-Elsper Doppelmulde. — Z. dt. geol. Ges., **86**: 537—574; Berlin.
- WEBER, K. (1972): Kristallinität des Illits in Tonschiefer und andere Kriterien schwacher Metamorphose im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **141**: 333—363, 14 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- WEBER, K. (1976): Gefügeuntersuchungen an transversalgeschieften Gesteinen aus dem östlichen Rheinischen Schiefergebirge (Ein Beitrag zur Genese der transversalen Schieferung). — Geol. Jb., D15: 3—98, 40 Abb., 12 Taf.; Hannover.
- WEBER, K. (1977): Bau und tektonische Entwicklung des Ostsauerländer Hauptsattels und der varistischen Ramsbecker Blei-Zinkerzlagstätte. — In: BEHR, H.-J.: Lagerstätten und Mineralisationen im Sauerland. — Fortschr. Mineral., **55**: 48—63, 10 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- WEBER, K. (1978): Das Bewegungsbild im Rhenohercynikum — Abbild einer varistischen Subfluenz. — Z. dt. geol. Ges., **129**: 249—281, 11 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- WEBER, K. (1981): The structural development of the Rheinische Schiefergebirge. — Geologie en Mijnbouw, **60**: 149—159, 6 Abb.; Den Haag.
- WEBER, K. (1986): The Mid European Variscides interpreted in terms of allochthonous terranes. — Internat. Conf. on Iberian terranes and their regional correlation, Abstracts: 59 S.; Oviedo.
- WEBER, K. & BEHR, H.-J. (1983): Geodynamic Interpretation of the Mid-European Variscides. — In: MARTIN, H. & EDER, F. W. (Hrsg.): Intracontinental Fold Belts: 427—469, 9 Abb., 1 Taf.; Berlin—Heidelberg—New York—Tokyo (Springer).
- WEBER, K. & JUCKENACK, CH. (1990): The Structure of the Spessart Mts. Crystalline Basement and its Position in the Frame of the Mid European Variscides. — Conference on Paleozoic Orogens in Central Europe. Field guide Mid-German Crystalline Rise & Rheinisches Schiefergebirge: 101—114, 9 Abb.; Göttingen—Gießen.
- WEDDIGE, K. & WERNER, R. (1989): Die Standardisierung der Devon-Grenzen. — Natur u. Museum **119**: 83—93, 4 Abb., 2 Tab.; Frankfurt a.M.
- WEDEKIND, R. (1913): Die Goniatitenkalke des unteren Oberdevons von Martenberg bei Adorf. — Sitz.-Ber. Ges. naturforsch. Freunde; Berlin, **1**: 23—77, 14 Abb., 4 Taf.; Berlin.

- WEDEKIND, R. (1917): Die Genera der Palaeoammonoidea (Goniatiten). — *Palaeontographica*, **62**: 86—184, 9 Taf.; Stuttgart.
- WEDEPOHL, K. H. (1988): Spilitization in the ocean crust and seawater balances. — *Fortschr. Mineral.*, **66**: 129—146, 6 Abb., 5 Tab.; Stuttgart.
- WEDEPOHL, K. H., MEYER, K. & MUECKE, G. K. (1983): Chemical Composition and Genetic Relations of Meta-Volcanic Rocks from the Rhenohercynian Belt of Northwest Germany. — In: MARTIN, H. & EDER, F. W. (Hrsg.): *Intracontinental Fold Belts*: 231—256, 7 Abb., 8 Tab.; Berlin—Heidelberg—New York—Tokyo (Springer).
- WEINELT, W. (1964): V. Metamorphes Saxothuringikum Nordwestbayerns. — In: *Erl. zur Geologischen Karte von Bayern 1:500000*, 2. Aufl.: 48—54, 1 Abb.; München.
- WENTZLAU, D. (1960): Stratigraphische, stratigraphische und tektonische Untersuchungen in den Mittleren Siegener Schichten südöstlich des Siegener Schuppensattels auf den Blättern Freudenberg und Siegen. — *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **29**: 157—249, 30 Abb., 1 Tab., 7 Taf.; Wiesbaden.
- WERDING, L. (1964): Neue Oberdevon-Vorkommen am E-Rand des Taunus. — *Senckenbergiana lethaea*, **45**: 501—504; Frankfurt a.M.
- WERDING, L. (1967): Alłodapische Kalke und Vorriff-Sedimente im Mittel-Devon des östlichen Taunus (Rheinisches Schiefergebirge). — *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **4**: 242—255, 7 Abb.; Stuttgart.
- WERNER, W. (1989): Syndimentary Faulting and Sediment-Hosted Submarine-Hydrothermal Mineralization in the Late Palaeozoic Rhenish Basin (Germany). — *Geotekt. Forsch.*, **71**: 1—305, 82 Abb., 10 Tab.; Stuttgart.
- WEYL, R. (1967): Geologischer Führer durch die Umgebung von Gießen. — 184 S., 44 Abb., 8 Tab., Gießen.
- WEYL, R. (1980): Geologischer Führer durch die Umgebung von Gießen, 2. Aufl., neubearb. v. F. STIBANE. — 193 S., 46 Abb., 8 Tab., Gießen.
- WIEGEL, E. (1956): Sedimentation und Tektonik im Westteil der Galgenberg-Mulde (Rheinisches Schiefergebirge, Dillmulde). — *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **15**: 156, 41 Abb., 7 Tab., 7 Taf.; Wiesbaden.
- WILLNER, A. P., MASSONE, H.-J. & KROHE, A. (1991): Tectono-thermal evolution of a part of a Variscan magmatic arc: the Odenwald in the Mid-German Crystalline Rise. — *Geol. Rdsch.* **80**: 369—389, 4 Abb., 6 Tab.; Stuttgart.
- WINKLER, H. G. (1979): *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*, 5th. ed.: 348 S., New York—Heidelberg—Berlin (Springer).
- WIRTH, H. (1960): Stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Vordertaunus. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **88**: 146—166, 1 Abb., Taf. 16—18; Wiesbaden.
- WIRTH, W. (1964): Über zwei Unterkreiderelikte im nördlichen Sauerland. — *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **7**: 403—420, 5 Abb., 1 Taf.; Krefeld.
- WITTEKINDT, H. (1961): Die Geologie des Kalkbruches Bicken und seiner Umgebung. Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Marburg.
- WITTEKINDT, H. (1965): Zur Conodontenchronologie des Mitteldevons. — *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **9**: 621—646, 1 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- WITTEN, W. (1979): Stratigraphie, Sedimentologie und Paläogeographie der Kieselkalke im Unterkarbon II γ/δ bis III α des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges. — *Geol. Abh. Hessen*, **80**: 132 S., 26 Abb., 12 Tab., 4 Taf.; Wiesbaden.
- WITTIG, R. (1968): Stratigraphie und Tektonik des gefalteten Paläozoikums im Unterwerra-Sattel. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **96**: 31—67, 6 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- WOLF, M. (1978): Inkohlungsuntersuchungen im Hunsrück (Rheinisches Schiefergebirge). — *Z. dt. geol. Ges.*, **129**: 217—227, 1 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- WOLF, M. (1989): Die Inkohlungsverhältnisse im Dinantium der Wittgensteiner Mulde und ihrer Umrandung (Nordöstliches Rheinisches Schiefergebirge). — *Bull. Soc. belge Geologie*, **98**: 209—216, 4 Abb., Brüssel.
- WUNDERLICH, H. G. (1964): Maß, Ablauf und Ursachen der orogenen Einengung am Beispiel des Rheinischen Schiefergebirges, Ruhrkarbons und Harzes. — *Geol. Rdsch.*, **54**: 561—882; Stuttgart.
- WUNDERLICH, H. G. (1966): Ausweitung und Einengung an saxonischen Bauformen Südniedersachsens. — *Z. dt. Geol. Ges.*, **116**: 683—695, 3 Abb.; Hannover.
- ZIEGLER, W. (1957): Das Marburger Gotlandium. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **85**: 67—74, 4 Abb.; Wiesbaden.

- ZIEGLER, W. (1966): Ein Konglomerat im Sandstein der Nehden-Stufe in der Lüdenscheider Mulde (Mbl. Plettenberg, Rheinisches Schiefergebirge). — N. Jb. Geol. Paläont., Mh.: 88—101, 5 Abb.; Stuttgart.
- ZIEGLER, W. (1970): Erl. geol. Karte Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, Bl.4713 Plettenberg, 2 Aufl.: 179 S., 20 Abb., 10 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- ZIEGLER, W. (1979): Historical Subdivisions of the Devonian. In: The Devonian System. A Palaeontological Association International Symposium. — Special Papers in Palaeontology, **23**: 23—47, 7 Abb.; London.
- ZIMMERLE, W. (1976): Petrographische Beschreibung und Deutung der erbohrten Schichten. — Geol. Jb., **A27**: 91—305, 71Abb., 5 Tab., 23 Taf.; Hannover.

Anschriften der benachbarten Geologischen Landesämter:

Geologisches Landesamt Baden-Württemberg, Albertstraße 5, 79104 Freiburg i. Br.
Tel. (0761) 2044430 • Fax 2044438

Bayerisches Geologisches Landesamt, Heßstraße 128, 80797 München
Postfach 400346, 80703 München
Tel. (089) 12000-666 • Fax 12000647

Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Stilleweg 2, 30655 Hannover
Postfach 5101 T53, 30631 Hannover
Tel. (0511) 643-0 • Fax 6432304,

Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, De-Greiff-Straße 195, 47803 Krefeld
Postfach 1080, 47710 Krefeld
Tel. (02151) 8971 • Fax 897505

Geologisches Landesamt Rheinland-Pfalz, Emmeransstraße 36, 55116 Mainz
Postfach 2045, 55010 Mainz
Tel. (06131) 232261 • Fax 236007

Thüringer Landesanstalt für Bodenforschung
Carl-August-Allee 8–10, 99423 Weimar
Tel. (03643) 5560 • Fax 556155

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 7,— |
| Heft 4: | GÖRGES, J.: Die Lamellibranchiaten und Gastropoden des oberoligozänen Meeressandes von Kassel. 1952. 134 S., 3 Taf. | DM 10,— |
| Heft 5: | SOLLE, G.: Die Spiriferen der Gruppe <i>arduenensis-intermedius</i> im Rheinischen Devon. 1953. 156 S., 45 Abb., 7 Tab., 18 Taf. | DM 25,— |
| Heft 6: | SIMON, K.: Schrittweises Kernern und Messen bodenphysikalischer Kennwerte des ungestörten Untergrundes. 1953. 63 S., 19 Abb., 3 Taf. | DM 10,— |
| Heft 7: | KEGEL, W.: Das Paläozoikum der Lindener Mark bei Gießen. 1953. 55 S., 3 Abb., 3 Taf. | DM 8,— |
| Heft 8: | MATTHES, S.: Die Para-Gneise im mittleren kristallinen Vor-Spessart und ihre Metamorphose. 1954. 86 S., 36 Abb., 8 Tab. | DM 15,— |
| Heft 9: | RABIEN, A.: Zur Taxonomie und Chronologie der Oberdevonischen Ostracoden. 1954. 268 S., 7 Abb., 4 Tab., 5 Taf. | DM 22,— |
| Heft 10: | SCHUBART, W.: Zur Stratigraphie, Tektonik und den Lagerstätten der Witzenhäuser Grauwacke. 1955. 67 S., 8 Abb., 4 Taf. | DM 10,— |
| Heft 11: | STREMME, H. E.: Bodenentstehung und Mineralbildung im Neckarschwemmlehm der Rheinebene. 1955. 79 S., 35 Abb., 28 Tab., 3 Taf. | DM 10,— |
| Heft 12: | STETTEN, O. v.: Vergleichende bodenkundliche und pflanzensoziologische Untersuchungen von Grünlandflächen im Hohen Vogelsberg (Hessen). 1955. 67 S., 4 Abb., 2 Tab., 1 Taf. | DM 8,— |
| Heft 13: | SCHENK, E.: Die Mechanik der periglazialen Strukturböden. 1955. 92 S., 21 Abb., 13 Tab., 10 Taf. | DM 14,— |
| 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 15,— |
| 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 20,— |
| 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 10,— |
| 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 8,— |
| Heft 18: | BEDERKE, E., et al.: Beiträge zur Geologie des Vorspessarts. 1957. 167 S., 65 Abb., 18 Tab. | DM 15,— |
| Heft 19: | BISCHOFF, G.: Die Conodonten-Stratigraphie des rheno-herzynischen Unterkarbons mit Berücksichtigung der <i>Wocklumeria</i> -Stufe und der Devon/Karbon-Grenze. 1957. 64 S., 1 Abb., 2 Tab., 6 Taf. | DM 10,— |
| Heft 20: | PILGER, A., & SCHMIDT, W.: Die Mullion-Strukturen in der Nord-Eifel. 1957. 53 S., 42 Abb., 1 Tab., 8 Taf. | DM 12,— |
| Heft 21: | LEHMANN, W. M.: Die Asterozoen in den Dachschiefern des rheinischen Unterdevons. 1957. 160 S., 31 Abb., 55 Taf. | DM 36,— |
| Heft 22: | BISCHOFF, G., & ZIEGLER, W.: Die Conodontenchronologie des Mitteldevons und des tiefsten Oberdevons. 1957. 136 S., 16 Abb., 5 Tab., 21 Taf. | DM 25,— |
| Heft 23: | ZÖBELEIN, H. K.: Kritische Bemerkungen zur Stratigraphie der Subalpinen Molasse Oberbayerns. 1957. 91 S., 2 Abb. | DM 10,— |
| Heft 24: | GUNZERT, G.: Die einheitliche Gliederung des deutschen Buntsandsteins in der südlichen Beckenfazies. 1958. 61 S., 14 Abb., 7 Tab. | DM 16,— |
| Heft 25: | PAULY, E.: Das Devon der südwestlichen Lahnmulde und ihrer Randgebiete. 1958. 138 S., 41 Abb., 6 Taf. | DM 25,— |
| Heft 26: | SPERLING, H.: Geologische Neuaufnahme des östlichen Teiles des Blattes Schaumburg. 1958. 72 S., 14 Abb., 5 Tab., 10 Taf. | DM 12,— |

- Heft 27: JUX, U., & PFLUG, H.D.: Alter und Entstehung der Triasablagerungen und ihrer Erzworkommen am Rheinischen Schiefergebirge, neue Wirbeltierreste und das *Chirotherium*-problem. 1958. 50 S., 11 Abb., 3 Taf. DM 7,—
- Heft 28: SCHMIDT, H.: Die Cornberger Fährten im Rahmen der Vierfüßler-Entwicklung. 1959. 137 S., 57 Abb., 9 Taf. DM 20,—
- Heft 29: BAUER, G., et al.: Beitrag zur Geologie der Mittleren Siegener Schichten. 1960. 363 S., 85 Abb., 10 Tab., 22 Taf. DM 40,—
- 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 10,—
- Heft 31: RÖDER, D. H.: Ulmen-Gruppe in sandiger Fazies (Unter-Devon, Rheinisches Schiefergebirge). 1960. 66 S., 4 Abb., 1 Tab., 7 Taf. DM 10,—
- Heft 32: ZAKOSEK, H.: Durchlässigkeitsuntersuchungen an Böden unter besonderer Berücksichtigung der Pseudogleye. 1960. 63 S., 12 Abb., 1 Tab., 2 Taf. DM 13,—
- 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 16,—
- Heft 34: STOPPEL, D.: Geologie des südlichen Kellerwaldgebirges. 1961. 114 S., 21 Abb., 2 Tab., 4 Taf. DM 17,—
- Heft 35: MATTHESS, G.: Die Herkunft der Sulfat-Ionen im Grundwasser. 1961. 85 S., 3 Abb., 31 Tab. DM 10,—
- 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 12,—
- Heft 37: ZAKOSEK, H.: Zur Genese und Gliederung der Steppenböden im nördlichen Oberrheintal. 1962. 46 S., 1 Abb., 19 Tab. DM 8,—
- Heft 38: ZIEGLER, W.: Taxionomie und Phylogenie Oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. 1962. 166 S., 18 Abb., 11 Tab., 14 Taf. DM 25,—
- 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 14,—
- Heft 40: HOLTZ, S.: Sporen-stratigraphische Untersuchungen im Oligozän von Hessen. 1962. 46 S., 1 Abb., 6 Taf. DM 11,—
- 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: JACOBSSHAGEN, 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 Foraminiferfauna 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 Subfusions des Basaltes. 1964. 31 S., 6 Abb., 2 Tab., 16 Taf. DM 7,60
- Heft 47: HÖLTING, B., & STENGEL-RUTKOWSKI, W.: Beiträge zur Tektonik des nordwestlichen Vorlandes des basaltischen Vogelsberges, insbesondere des Amöneburger Beckens. 1964. 37 S., 2 Taf. DM 5,60
- Heft 48: DIEDERICH, G., et al.: Das obere Biebertal 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.— DM 10,—
- Heft 51: MATTHESS, 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. vergriffen
- 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., 2 Taf. DM 12,—
- Heft 64: STEPHAN-HARTL, R.: Die altmiozäne Säugetierfauna des Nordbassin und der Niederräder Schleusenkammer (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., 16 Abb., 11 Tab., 8 Taf. DM 12,—
- Heft 67: KUSTER-WENDENBURG, E.: Die Gastropoden aus dem Meeressand (Rupelium) des Mainzer Tertiärbeckens. 1973. 170 S., 8 Taf. DM 21,—
- 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). 1974. 104 S., 13 Abb., 17 Tab., 2 Taf. DM 25,—
- 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 Grenzbereich Mittel-/Oberoligozän und ihre stratigraphische Stellung. 1975. 182 S., 43 Abb., 11 Tab. DM 25,—
- Heft 72: MATHEIS, J.: Kartographische Bearbeitung geologischer und bodenkundlicher Karten. Von der Manuskriptkarte zur Druckvorlage. 1975. 68 S., 22 Abb., 3 Taf., 5 Beil. DM 24,—
- Heft 73: GOLWER, A., et al.: Belastung und Verunreinigung des Grundwassers durch feste Abfallstoffe. 1976. 131 S., 23 Abb., 34 Tab., 2 Taf. vergriffen

Geologische Abhandlungen Hessen

- Band 74: SOLLE, G.: Oberes Unter- und unteres Mitteldevon einer typischen Geosynklinal-Folge im südlichen Rheinischen Schiefergebirge. Die Olkenbacher Mulde. 1976. 264 S., 11 Abb., 2 Taf., 1 Kt. DM 45,—
- Band 75: BOENIGK, W., et al.: Jungtertiär und Quartär im Horloff-Graben/ Vogelsberg. 1977. 80 S., 17 Abb., 6 Tab., 8 Taf. DM 16,—
- Band 76: MOAYEDPOUR, E.: Geologie und Paläontologie des tertiären "Braunkohlenlagers" von Theobaldshof/Rhön (Miozän, Hessen). 1977. 135 S., 7 Abb., 5 Tab., 21 Taf. DM 32,—
- Band 77: SOBOTH, E.: Lang- und kurzperiodische Änderungen der Grundwasserbeschaffenheit und der Quellschüttung während 20jähriger Beobachtungen in der Frankenberger Bucht (Hessen). 1978. 39 S., 17 Abb., 5 Tab., 6 Taf. DM 9,—

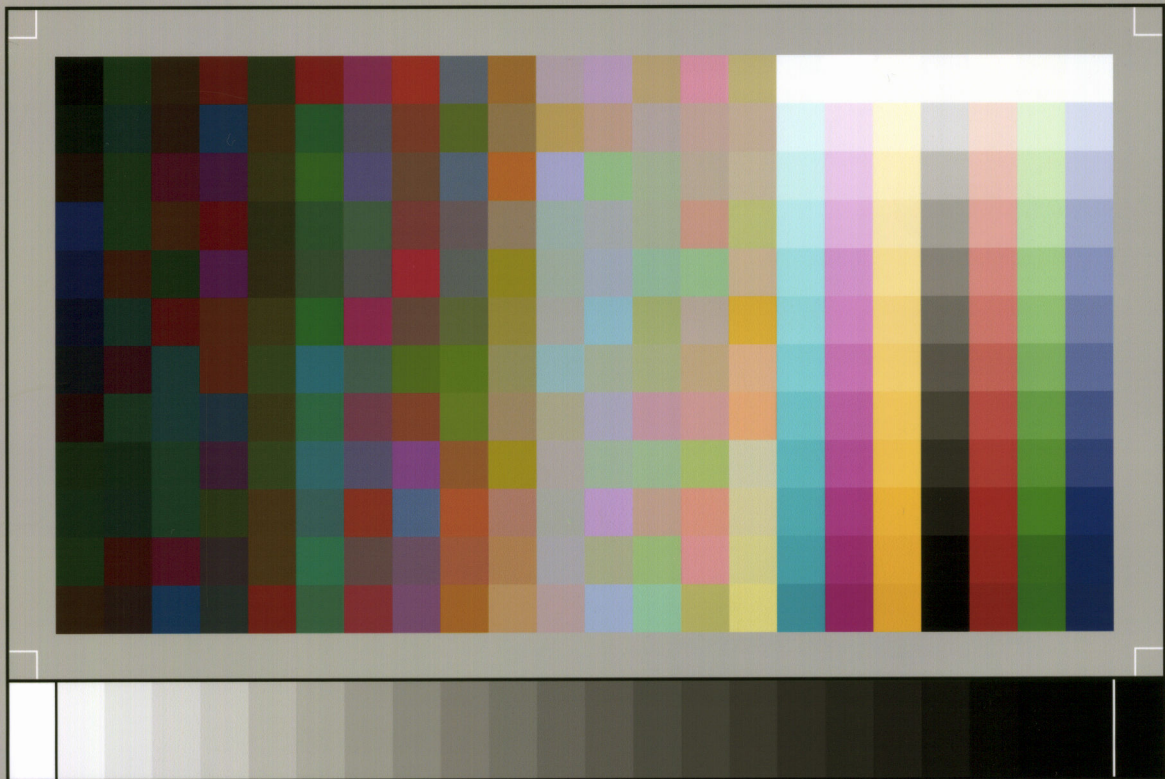
- Band 78: JANSSEN, R.: Revision der Bivalvia des Oberoligozäns (Chattium, Kasseler Meeressand). 1979. 181 S., 1 Abb., 4 Taf. DM 33,—
- Band 79: HOMRIGHAUSEN, R.: Petrographische Untersuchungen an sandigen Gesteinen der Hörre-Zone (Rheinisches Schiefergebirge, Oberdevon—Unterkarbon). 1979. 84 S., 16 Abb., 5 Tab., 13 Taf. DM 27,—
- Band 80: WITTEN, W.: Stratigraphie, Sedimentologie und Paläogeographie der Kieselkalke im Unterkarbon II γ/δ bis III α des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges. 1979. 132 S., 26 Abb., 12 Tab., 4 Taf. DM 23,—
- Band 81: EHRENBERG, K.-H., et al.: Forschungsbohrungen im Hohen Vogelsberg (Hessen), Bohrung 1 (Flösser-Schneise), Bohrung 2/2A (Hasselborn). 1981. 166 S., 89 Abb., 17 Tab., 9 Taf. DM 40,—
- Band 82: BOTTKE, H., & POLYSOS, N.: Die Altenbürener Störungszone und der nördliche Teil der Briloner Scholle im tektonischen Photolineationsmuster des nördlichen Sauerlandes (Rheinisches Schiefergebirge). 1982. 50 S., 21 Abb., 2 Tab. DM 10,—
- Band 83: WEBER, J., & HOFMANN, U.: Kernbohrungen in der eoazänen Fossilagerstätte Grube Messel bei Darmstadt. 1982. 58 S., 3 Taf. DM 12,—
- Band 84: KOWALCZYK, G.: Das Rotliegende zwischen Taunus und Spessart. 1983. 99 S., 48 Abb., 2 Tab., 8 Taf. DM 24,—
- Band 85: SCHRAFT, A.: Quantitative Wasserhaushaltsbetrachtungen im Einzugsgebiet der Elz (SE-Odenwald/Bauland). 1984. 60 S., 13 Abb., 13 Tab. DM 9,—
- 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 Grundwasser-ergiebigkeit, der Grundwasserbeschaffenheit und der Verschmutzungsempfindlichkeit des Grundwassers von Hessen. 1985. 51 S., 2 Abb., 3 Tab., 3 Kt. vergriffen
Neuauf. als
Geol. Abh.
Band 95
- Band 88: AMLER, M. R. W.: Fauna, Paläogeographie und Alter der Kohlenkalk-Vorkommen im Kulm des östlichen Rheinischen Schiefergebirges (Dinantium). 1987. 339 S., 37 Abb., 16 Tab., 10 Taf. DM 50,—
- 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 Klufgrundwasserleiter des nord- und osthessi-schen Buntsandsteingebietes und deren Beeinflussung durch saure Depositionen. 1990. 110 S., 26 Abb., 24 Tab., 8 Beil. DM 13,—
- Band 91: DÖRR, W.: Stratigraphie, Stoffbestand und Fazies der Gießener Grauwacke (östliches Rhei-nisches Schiefergebirge). 1990. 94 S., 22 Abb., 5 Tab., 5 Kt. DM 20,—
- Band 92: KIRNBAUER, T.: Geologie, Petrographie und Geochemie der Pyroklastika des Unteren Ems/Unter-Devon (Porphyroide) im südlichen Rheinischen Schiefergebirge. 1991. 228 S., 52 Abb., 4 Tab., 5 Taf., 2 Kt. DM 50,—
- Band 93: BECKER, G., KRAUSE, C., SCHWARZ, J.: Beiträge zur Biostratigraphie von Hessen. 1991. 81 S., 15 Abb., 5 Tab., 11 Taf. DM 25,—
- Band 94: SCHMIDT, B.: Stratigraphie und Tektonik der Umgebung von Hessisch Lichtenau-Hirsch-hagen (Nordhessen) Blatt Nr. 4724 Großalmerode. 1991. 61 S., 6 Abb., 1 Taf., 1 Karte. DM 26,—
- Band 95: DIEDERICH, G. et al.: Hydrogeologisches Kartenwerk Hessen 1: 300 000. 1991. 83 S., 3 Abb., 4 Tab., 5 Karten. DM 43,—
- Band 96: THEWS, J.-D.: Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte von Hessen 1: 300 000 (GÜK 300). Teil I: Kristallin, Ordoviz, Silur, Devon, Karbon. 1996. 237 S., 39 Abb., 17 Tab., 7 Taf. ISBN 3-89531-800-0 DM 30,—
- Band 97: WITTENBECHER, M.: Geochemie tholeiitischer und alkaliolivinbasaltischer Gesteine des Vogelsberges. 1992. 52 S., 12 Abb., 9 Tab. DM 15,—
- Band 98: NESBOR, H.-D. et al.: Vulkanismus im Devon des Rhenohertzynikum. Fazielle und paläoge-ographische Entwicklung vulkanisch geprägter mariner Becken am Beispiel des Lahn—Dill-Gebietes. 1993. 149 S., 66 Abb., 8 Tab., 1 Taf. DM 35,—



ISBN 3-89531-800-0



9 783895 318009



SP050509001

ScanPrint® *autopilot* Scan Target v2.0

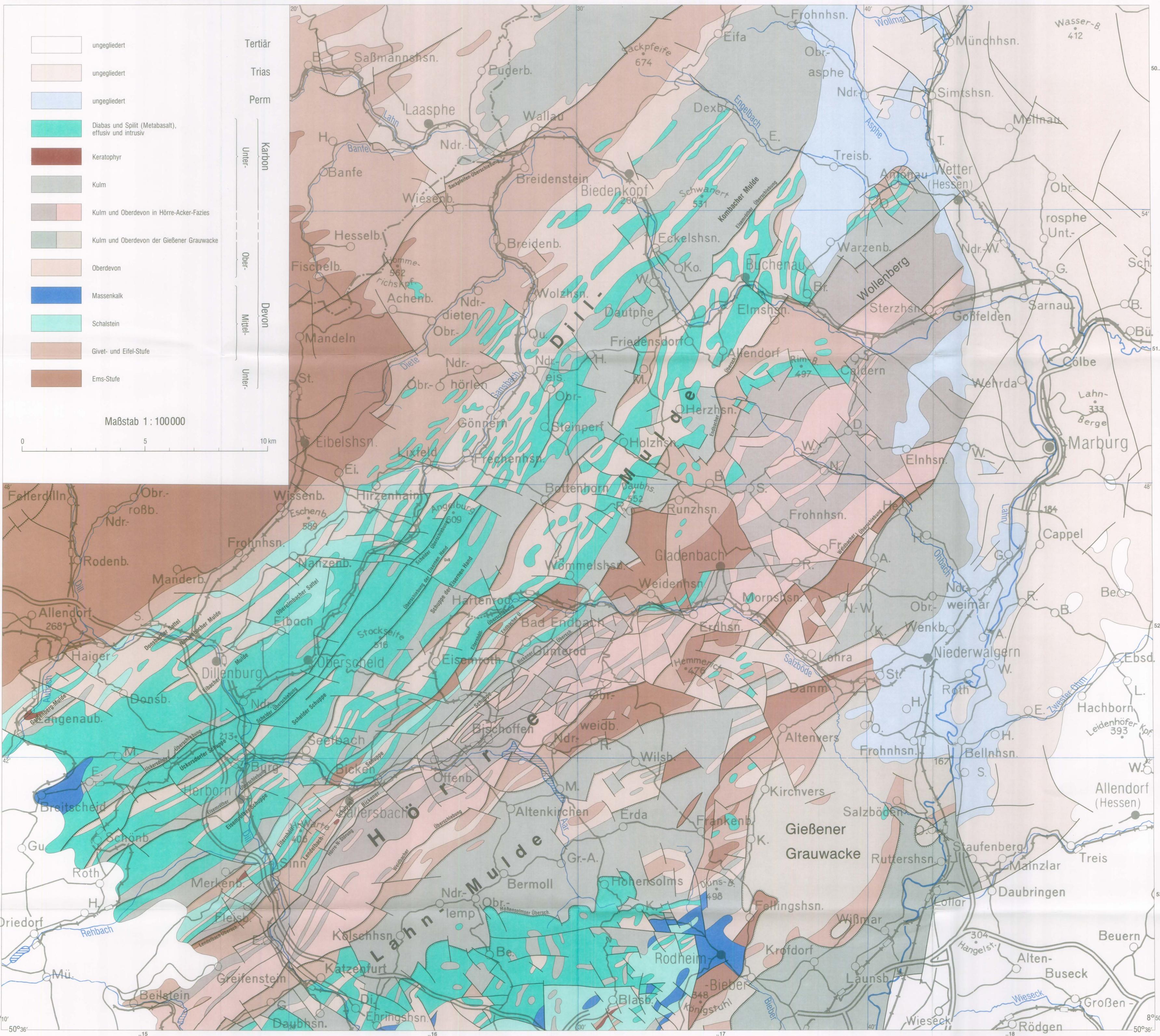
Geologische Übersichtskarte der Dill-Mulde, der nordöstlichen Lahn-Mulde und der Hörre 1: 100 000

Herausgegeben vom Hessischen Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden 1992

H.-J. LIPPERT

Bearbeitet im Hessischen Landesamt für Bodenforschung auf der Grundlage der 1. Auflage (1958),
nach der GÜK 200, Blatt CC 5510 Siegen (1989) und unter Mitarbeit von P. BENDER, Marburg.

2., neu bearbeitete Auflage



	Stufe	Ebbe-Sattel	Gießen
Oberes Ordoviz	Ashgill	?	?
		Oberer Tonschiefer-Horizont	— ? — ? — Dunkler ? Barresgraben- Quarzit
Mittleres Ordoviz	Caradoc	-----	Andreasteich- Quarzit
		Grauwackenschiefer-Horizont	Weißer ? Quarzit vom Andreasteich
	Llandeilo	-----	?
	Llanvirn	----- Unterer Tonschiefer-Horizont	
Unteres Ordoviz		Plettenberger Bänderschiefer	
	Arenig	-----	Armorikanischer <i>henningsmoeni-</i> Quarzit <i>Quarzit</i> <i>grandior-Quarzit</i>
	Tremadoc	-----	

* nach GRABERT (1980), STRUVE (1975)

	Stufe	Fossil-Zonen Graptolithen	Ebbe-Sattel	Gießen	Marburg	Kellerwald	
Silur	Pridol	<i>M.* transgrediens</i>	Schichtlücke	Schiefer mit <i>Howeilella inchoans</i> (Tonschiefer vom Eichelstück)	Kalksteingerölle mit <i>Cardiola bohémica</i> (Damm-Mühle)	"Obere Steinhorn-Schichten"	
		<i>M.* ultimus/formosus</i>	-----				
	Ludlow	(<i>M.* dubius thuring.</i>)	Köbbinghäuser (<i>Daya</i> -) Schichten	Schichtlücke	? ?	Septatrypan- magaera- Horizont	"Untere Steinhorn-Schichten"
		<i>M.* fritschi linearis</i>					
		<i>M.* leintwardinensis</i>					
		<i>M.* tumescens/incipiens</i> <i>M.* chimaera</i> <i>M.* scanicus</i>					
		<i>M.* nilssoni/colonus</i>					
		<i>M.* ludensis (= vulgaris)</i>					
		<i>M.* deubeli</i>					
	Wenlock	<i>M.* dubius/Retiolites nassa</i>	Schichtlücke	Schichtlücke	? ?	Orthoceren-Kalk	Grüne Tonschiefer
		<i>M.* testis</i> <i>C.* lundgreni</i> <i>C.* radians</i>					
		<i>C.* ellesae</i>					
		<i>C.* linmarssoni/M.* flexilis</i>					
		<i>C.* rigidus</i>					
		(<i>M.* dubius</i>)					
		<i>M.* riccartonensis</i>					
		<i>C.* murchisoni</i>					
		<i>C.* centrifugus</i>					
	Llandovery	<i>M.* spiralis</i> <i>M.* crenulatus</i>	Schichtlücke	Schichtlücke	? ?	Ostracoden-Kalk	Karbonatische Schiefer Kieselige Schiefer
		<i>M.* griestoniensis</i>					
		<i>M.* crispus</i>					
		<i>M.* turriculatus</i> <i>Rastrites linnaei</i>					
		<i>M.* sedgwicki</i>					
		<i>M.* convolutus/lobiferus</i>					
		<i>M.* gregarius</i>					
		<i>M.* cyphus</i>					
		<i>M.* atavus (= vesiculosus)</i>					
		<i>A.* acuminatus</i>					
<i>G.* persculptus</i>							
						Schwarze bituminöse Schiefer	
						?	
						Graptolithenschiefer am Alten Teich	

* Graptolithen:
M. Monograptus
C. Cyrtograptus
A. Akidograptus
G. Glyptograptus

Graptolithenschiefer der Hammerelle

Stufe	Fossil-Zonen		Ostsauerländer Hauptsattel und Randgebiete	Gebiet südlich des Ostsauerländer Hauptsattels	Kellerwald		Dill-Mulde		Hörre	Lahn-Mulde			Hunsrück	Werra-Grauwackengebirge Unterwerra-Sattel
	Conodonten	Cephalopoden			Nördlicher	Südlicher	NW-Flügel	SE-Flügel		Westliche	Mittlere	"Hessische Schieferserie"		
Mitteldevon	Givet	<i>asymmetricus</i> u <i>disparilis</i> <i>hermanni christatus</i> o <i>varcus</i> m <i>xylus ensensis</i> u	<i>Maenioceras terebratum</i> <i>Maenioceras molarium</i> <i>Cabrievoceras crispiforme</i>	Nuttlerer Schiefer Flinz Hauptgrünstein Wallener Schiefer Sparganophyllum-Kalk Schwelmer Kalk Finnentroper Schichten Briloner Schiefer Nensten-Quarzit Schiefer Grensteiner Schichten Wiedenester Schichten Odershäuser Schichten	Padberger Kalk Flinz Tentaculitenschiefer mit Kalksandstein Sandstein-Horizont gebänderte Styliolinschiefer schwarze Ton- und Alaun-schiefer	Tuffeinschaltungen Kieselige Bänderschiefer Styliolinen-Sandstein feinsandige Bänderschiefer	(Schalstein) Tentaculitenschiefer, z. T. gebändert	Schalstein, oft mit Schiefer-einlagerungen Obere Styliolinschiefer Styliolinsandstein Untere Styliolinschiefer	Roteisenstein (Grenzlager) Schalstein Schiefer mit Kalklinsen	Keratophyrtuffe Plattenkalke Massenkalke Schalstein Plattenkalk Keratophyrkonglomerate	Grenzlager-Zone Tonschiefer (Styliolinschiefer mit Kalklinsen) Plattenkalke (Normalfazies) Schalstein, effusive und subeffusive Spilite und Diabase, Quarzkeratophyre (Eruptiv-Fazies) Massenkalk (Riff-Fazies)	bankige Kalke Massenkalk Schieferhorizont Massenkalk	Tonschiefer mit Kalkstein- und Kieselschieferbänken (Flinz) ? Schichtlücke	
				Eifel	<i>kockelianus</i> <i>costatus costatus</i> <i>costatus partitus</i>	<i>Pinacites jugleri</i> <i>Anarcestes lateseptatus</i>	Selscheider Schiefer obere Crinoidenschiefer Hauptquarzit untere Crinoidenschiefer Eisenberg-Quarzit Quarzporphyr Fredeburger Schiefer Fredeburger Schichten Brabecker Schichten	Asten-Schichten Altastenberg-Folge (Dachschiefer) Raumländer Schichten oberer Quarzit Dachschiefer unterer Quarzit Fredeburger Schichten Berleburger Schichten Langwiesener Schichten	Gershäuser Grauwacke Hahnberg-Sandstein Alaun- und Schwarzschiefer Wissenbacher Schiefer mit eingeschalteten Kalklinsen Schiefer in Wissenbacher Fazies <i>Gyroceratites</i> -Schiefer	Eifel-Quarzit Wissenbacher Schiefer/ Tentaculiten-(Styliolinen-)Schiefer	stratigraphisch lückenhafte Tonschiefer mit Kalklinsen	Wissenbacher Schiefer/ Tentaculitenschiefer Leuner Schiefer, Tuffeinlagerungen	Schwarzschiefer der südlichen Randfazies milde Tonschiefer mit Kieselschiefer- und Kalkeinlagerungen	dunkle Tonschiefer mit Kalklinsen Crinoiden-Kalk Bunte Ton- und Kieselschiefer Schalstein Rotschiefer Kieselgallenschiefer

Hinweis: Die Bezeichnungen für die paläozoischen Vulkanite in den Tafeln 5, 6 und 7 entsprechen der Legende der GÜK 300. Im Text ist die folgende, neuere Nomenklatur verwendet worden: Schalstein: Metabasaltische Vulkaniklastite; Spilite und Diabase: Metabasalte; Quarzkeratophyre: Metaalkalirhyolithe; Keratophyre: Metatrachyte.

		Stufe	Fossil-Zonen		Remscheid—Altenaer Sattel	Lüdenscheider Mulde	Nordöstliches Sauerland	Wittgensteiner Mulde	Kellerwald		Hörre		Dill- und Lahn-Mulde	
			Goniatiten	Conodonten					N-Teil	S-Teil	N-Rand	SE-Rand		
Siles (Oberkarbon)	Namur	Gastrioceras G	G.* <i>cancellatum</i> D.* <i>sigma</i>		Sprockhöveler Schichten								* Goniatiten: G. <i>Gastrioceras</i> D. <i>Reticuloceras</i> R. <i>Reticuloceras</i> Ht. <i>Homoceratoides</i> Hd. <i>Hudsonoceras</i> H. <i>Homoceras</i> N. <i>Nuculoceras</i> Ct. <i>Cravenoceratoides</i> C, Cr. <i>Cravenoceras</i> E. <i>Eumorphoceras</i> Go. <i>Goniatites</i> En. <i>Entogonites</i> A. <i>Ammonellipsites</i> Pe. <i>Pericyclus</i> M. <i>Münsteroceras</i> Ga. <i>Gattendorfia</i>	
		Reticuloceras R	4	R.* <i>superbilingue</i>		Grenzsandstein								
			3	R.* <i>bilingue</i>		Ziegelschiefer								
			2	R.* <i>reticulatum</i>		Hagener Schichten								
			1	R.* <i>circumplicatile</i>										
Homoceras H	Ht.* <i>preveticulatum</i> H.* <i>undulatum</i> Hd.* <i>proteus</i> H.* <i>beyrichianum</i> H.* <i>subglobosum</i>	<i>tricarinatus</i> <i>deflecteus</i>	Arnsberger Schichten	Arnsberger Schichten										
Eumorphoceras E	2	N.* <i>nuculum</i> Ct.* <i>nitidus</i> E.* <i>bisulcatum</i>	<i>bilineatus schmidti</i>	<i>bisulcatum</i> -Grauwacken <i>bisulcatum</i> -Kieselschiefer										
	1	Cr.* <i>malhamence</i> E.* <i>pseudobilingue</i> C.* <i>leion</i>		Hangende Alaunschiefer	Hangende Alaunschiefer									
Dinant (Unterkarbon)	Visé	Goniatites Go	γ	Go.* <i>granosus</i>	<i>nodosus</i>									
			β	Go.* <i>striatus</i>		Kulm-Plattenkalk	Kulm-Plattenkalk	Rhenaer Kalk <i>Actinopteria</i> -Bk.	Kulm-Grauwacke					
			α	Go.* <i>crenistris</i>	<i>bilineatus bilineatus</i>	Kieselige Übergangsschichten	Kieselige Übergangsschichten	Kulm-Tonschiefer	Kulm-Tonschiefer	Kulm-Grauwacke				
		δ	E.* <i>nasutus</i>		Kieselige Übergangsschichten	Kieselige Übergangsschichten	Kieselige Übergangsschichten	Kieselige Übergangsschichten	Tonschiefer mit Grauwacken					
		γ	A.* <i>kochi</i>	<i>anch-bilineatus interregnum</i>	Kieselkalke	Kieselkalke	Kieselkalke	Helle Lydite und Kieselkalke	hell					
	Tournai	Pericyclus Pe	β	Pe.* <i>plicatilis</i> M.* <i>corpulentum</i>	<i>anchoralis</i>	Lydite	Lydite	Lydite (schwarz)	Lydite (schwarz)	dunkel				
			α	Pe.* <i>princeps</i> M.* <i>complenatum</i>	<i>crenulata</i>	Liegende Alaunschiefer	Liegende Alaunschiefer	Liegende Alaunschiefer	Liegende Alaunschiefer	Liegende Alaunschiefer				
			β	Ga.* <i>crassa</i>	<i>triangulus triangulus</i>	(Knollenkalk) Hangenberg-Kalk								
	Gattendorfia Ga	β	Ga.* <i>subinvoluta</i>	<i>triangulus maequalis</i>		Hangenberg-Schiefer z. T. mit Sandsteinen	Hangenberg-Schichten	Hangenberg-Schichten	Hangenberg-Schichten	Hangenberg-Schichten				
		α	Ga.* <i>subinvoluta</i>	<i>sulcata kockeli</i>		Hangenberg-Schiefer								

* Goniatiten:
 G. *Gastrioceras*
 D. *Reticuloceras*
 R. *Reticuloceras*
 Ht. *Homoceratoides*
 Hd. *Hudsonoceras*
 H. *Homoceras*
 N. *Nuculoceras*
 Ct. *Cravenoceratoides*
 C, Cr. *Cravenoceras*
 E. *Eumorphoceras*
 Go. *Goniatites*
 En. *Entogonites*
 A. *Ammonellipsites*
 Pe. *Pericyclus*
 M. *Münsteroceras*
 Ga. *Gattendorfia*

