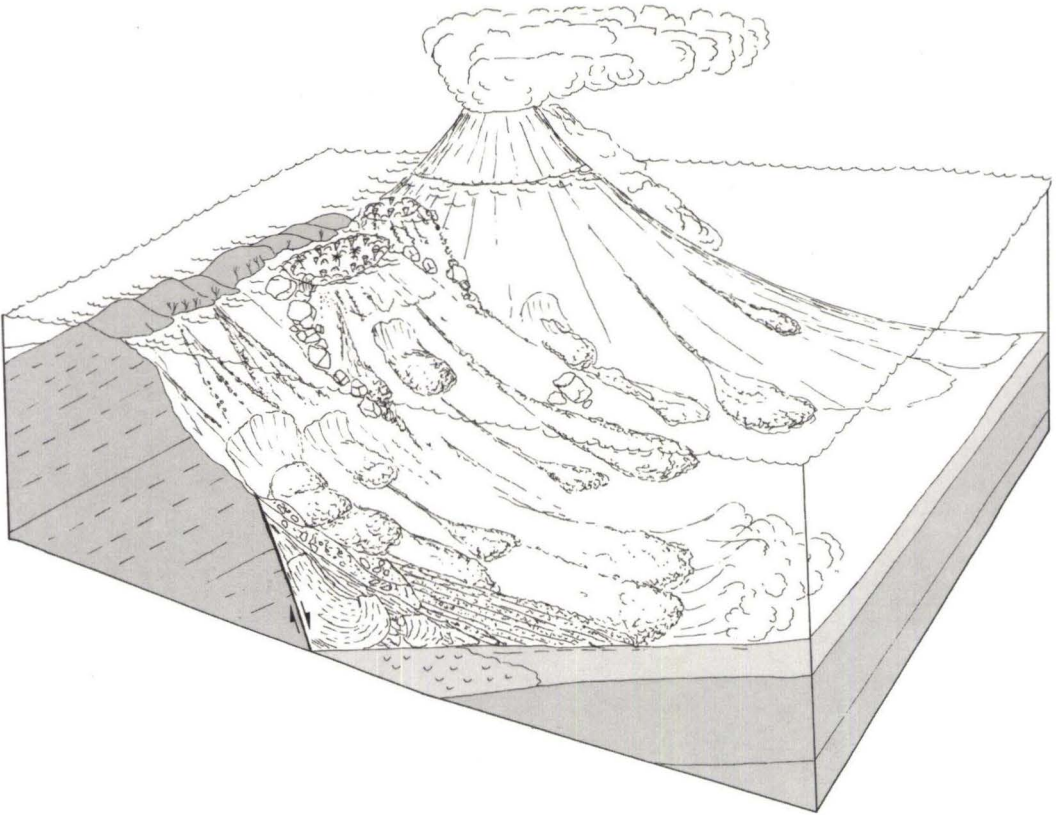




Geologische Abhandlungen Hessen, Band 111

Grobklastische Beckensedimente (Olisthostrome) des Oberen Mitteldevons im Lahn-Dill-Gebiet – Zeugen einer aktiven Rift-Tektonik



VON MARTIN SALAMON



Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie

Geologische Abhandlungen Hessen, Band 111: 209 Seiten, 61 Abb., 10 Tab.; 8 Taf.; Wiesbaden 2003
ISBN 3-89531-813-2
ISSN 0341-4043

Grobklastische Beckensedimente (Olisthostrome) des Oberen Mitteldevons im Lahn-Dill-Gebiet – Zeugen einer aktiven Rift-Tektonik

von MARTIN SALAMON



Hessisches Landesamt
für Umwelt und Geologie

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

Bibliografische Information Der Deutschen Bibliothek

Die Deutsche Bibliothek verzeichnet diese Publikation in der Deutschen Nationalbibliografie; detaillierte bibliografische Daten sind im Internet über <http://dnb.ddb.de> abrufbar.

Titelbild: Blockbild und Sedimentationsmodell zur Entstehung der grobklastischen Beckensedimente (Olisthostrome) im Lahn-Dill-Gebiet während der Mittleren *varcus*-Zone.

Hinweis für Autoren

Manuskripte sind entsprechend den „Bonner Anweisungen“ abzufassen: Richtlinie für die Verfasser geowissenschaftlicher Veröffentlichungen. Ausgearbeitet von S. Horatschek und T. Schubert, 51 S.; Hannover 1998.

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

© Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Wiesbaden 2003
ISBN 3-89531-813-2
ISSN 0341-4043

Printed in Germany

Für den Inhalt der Arbeit ist der Autor allein verantwortlich.

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

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

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

Herausgeber,

© und Vertrieb: Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie
Rheingaustraße 186, D-65203 Wiesbaden
Telefon: 06 11/70 10 34; e-mail: vertrieb@hlug.de
Telefax: 06 11/9740 813

Grobklastische Beckensedimente (Olisthostrome) des Oberen Mitteldevons im Lahn-Dill-Gebiet – Zeugen einer aktiven Rift-Tektonik

Kurzfassung

In givetischen Gesteinen des Lahn-Dill-Gebietes (Rhenoharzynikum, östliches Rheinisches Schiefergebirge) treten auffällige grobklastische Sedimente auf, die in älteren Bearbeitungen als Transgressionskonglomerate auf unterdevonischen Gesteinen gedeutet wurden (KAYSER 1907a, AHLBURG 1918a, AHLBURG in KEGEL 1922, KEGEL 1934). Erst in jüngster Zeit wurde erkannt, dass es sich dabei um eine Olisthostrom-Abfolge handelt, die sich konkordant in die normale Schichtenfolge einschaltet (HUCKRIEDE 1992, SALAMON 1996, LIPPERT & NESBOR 1997). Anhand von 27 Profilaufnahmen wurden diese Gesteine untersucht und mit der normalen Sedimentabfolge angrenzender Bereiche verglichen.

Die Olisthostrome sind am NW-Rand der Lahn-Mulde (Daberg-Formation) und am Südrand der Dill-Mulde (Uebernthal-Formation) verbreitet. In den dazwischen liegenden tektonisch-faziellen Einheiten (Bickener Schuppe, Weidbacher Schuppe) sind sie nicht ausgebildet. In der Hörre-Zone sind keine givetischen Gesteine aufgeschlossen. Lateral werden sie durch Turbidite und Debrite vertreten, die in die normale Beckensedimentation des Lahn-Dill-Gebietes eingeschaltet sind.

Das Komponentenspektrum besteht aus lokal im Lahn-Dill-Gebiet verbreiteten Gesteinen. Älteste Komponenten sind in die frühe Ems-Stufe zu stellen. Die Gesteine wurden sowohl als Gerölle als auch als große Olistholithe umgelagert. Wichtige Komponenten in den Olisthostromen

bilden außerdem givetische basaltische, rhyolitische und trachytische Metavulkanite und Metavulkaniklastite. Umgelagerte Herzynkalke in den Olisthostromen der Dill-Mulde belegen einen engen räumlichen Zusammenhang zwischen Dill-Mulde und Bickener Schuppe. In den grobklastischen Debriten kam es zu metasomatischen Stoffverlagerungen, Debritmatrix und einzelne Klasten wurden verkieselt, Vulkaniklasten zu Calcit, Chlorit und Leukoxen alteriert, in Karbonaten kam es zur Neusprossung von Albiten.

Die Olisthostrome, sowohl in der Lahn-Mulde als auch in der Dill-Mulde, wurden in einem Zeitraum von der Mittleren *varcus*-Zone bis in die *disparilis*-Zone abgelagert, dabei war schon in der Mittleren *varcus*-Zone, zu Beginn der Umlagerungsprozesse, die Erosionsbasis im Liefergebiet erreicht. In der Mittleren *varcus*-Zone kam es auch im Bereich des externen Schelfrandes (Ostsauerländer Hauptsattel) zur Resedimentation von beckeninternen Gesteinen. Givetische, eustatisch gesteuerte siliziklastische Turbidite (Styliolinensandsteine) konnten auf einen Zeitraum von der Mittleren *varcus*-Zone bis in die *hermanni-cristatus*-Zone datiert werden.

Die Olisthostrome des Lahn-Dill-Gebietes gehen zum Hangenden und lateral in eine feinklastischer werdende Turbidit-/Debrit-Wechselfolge über, die sich in die normalen Beckensedimente der Givet-Stufe einschalten. Daraus ergibt sich eine Gliederung in Proximal- und Distalfazies. In der Proximalfazies folgt auf mäch-

*Dr. M. Salamon, Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen, De-Greif-Str. 195, 47803 Krefeld (e-mail: Martin.Salamon@gd.nrw.de).

tige Gleitschollen-Abfolgen und Slideflow-Debrite eine Wechselfolge aus viskoplastischen Debriten und Turbiditen, in die sich zum Hangenden immer mehr Tonsteine einschalten. Die Distalfazies besteht aus einer Wechselfolge viskoplastischer Debrite und Turbidite, die zum Hangenden in eine Turbidit-/Tonstein-Wechselfolge übergeht.

Faziesverteilung, Korngröße von Geröllen und Sedimentstrukturen weisen auf ein im SW, im Bereich des heutigen Westerwaldes gelegenes Liefergebiet hin. Ein Liefergebiet selbst ist jedoch nicht aufgeschlossen. Quantifizierung der Umlagerungsprozesse ergaben eine Liefergebietsgröße von einigen 10er km². Die Umlagerungsprozesse dauerten insgesamt 3 Ma an, der größte Teil erfolgte in einem Zeitraum von maximal 1,5 Ma. Daraus ergeben sich Hebungs-raten des Liefergebietes von 0,3–0,7 mm/a.

Gleichzeitig zur Hebung des Liefergebietes kam es zu einer allgemeinen Absenkung des Ablagerungsraumes und einem bimodalen, über-

wiegend alkalibasaltischen Vulkanismus (NESBOR et al. 1993), der eine Phase der aktiven Dehnungstektonik dokumentiert.

Die Hebung eines Liefergebietes bei gleichzeitiger Dehnungstektonik lässt sich durch den Prozess des „footwall uplift“ erklären, der in vielen rezenten und fossilen Rift-Becken beobachtet wurde (SURLYK 1974, YIELDING & ROBERTS 1992, NEVES & SELLY 1995, JACKSON et al. 1988). Dabei kann durch „dominoartige“ Blockrotation bei einer aktiven Rift-Phase die Liegendscholle einer Abschiebung bis mehrere 1 000 m angehoben werden (YIELDING & ROBERTS 1992). Die Olisthostrome des Lahn-Dill-Gebietes sind in ihrer faziellen Ausprägung mit anderen fossilen syn rift Sedimenten vergleichbar (SURLYK 1974, HWANG & CHOUGH 2000) und dokumentieren damit direkt eine aktive Rift-Phase des Rhenohertzynischen Ablagerungsraumes, die auch als Ursache des gleichzeitig einsetzenden bimodalen Vulkanismus anzusehen ist.

Abstract

Coarse clastic Givetian rocks of the Lahn-Dill area (Rhenohertzynian, eastern Rhenish Massiv) had been interpreted as transgressional conglomerates between Givetian and Emsian rocks (KAYSER 1907a, AHLBURG 1918a, AHLBURG in KEGEL 1922, KEGEL 1934). In recent times it has been recognized that these rocks are olisthostrome deposits, concordant interbedded with the normal basin sediments (HUCKRIEDE 1992, SALAMON 1996, LIPPERT & NESBOR 1997). Based on 27 sections in the Lahn-Dill area these deposits were studied and compared with the normal sedimentary basin sequence of adjacent regions.

Olisthostromes occur at the NW margin of the Lahn Syncline (Daberg Formation) and at the southern margin of the Dill Syncline (Uebernthal Formation). In the in-between lying tectonic and facial units (Bicken thrust sheet, Weidbach

thrust sheet) no olisthostrome sediments were deposited. In the Hörre Zone Givetian rocks are not exposed. The olisthostrome deposits fade lateral and to their top into a turbidit/debrite sequence, interbedded with the normal basin sediments of the region.

The clastic components of the olisthostromes are locally derived rocks of the Lahn-Dill region. Oldest components are of Early Emsian age. These rocks were redeposited both as scree and huge olistholiths. Also, metavolcanites and metavolcaniclastites of basaltic, rhyolitic and trachytic origin are common clasts. Redeposited Hertzynian carbonates in the Uebernthal-Formation document a close regional relationship between the Dill Syncline and the Bicken thrust sheet. In the coarse clastic debrites metasomatic alteration took place. Matrix of the debrites and

claystone clasts were silicified, volcaniclasts had been altered to Calcite, Chlorite and Leucoxen. In carbonate clasts growth of albite can be obscured.

The olisthostromes, both in Lahn- and Dill Syncline, were deposited during Middle *varcus* Zone and *dispartis* Zone. The maximum erosion of the source area was reached during the beginning of the redepositional processes in the Middle *varcus* Zone. Throughout the same time, thick redepositional sequences are observed from the external shelf margin (Ostsauerländer Anticline). Eustatic driven siliciclastic turbidite deposits (Stylioline sandstone) were deposited throughout a time period from Middle *varcus* Zone to *hermanni-cristatus* Zone.

The olisthostromes of the Lahn-Dill region developed both, towards their upper boundary and lateral into a fining upward turbidite/debrite sequence, interbedded with the normal basin background sediments. Therefore a distinction between a proximal and distal facies of the olisthostromes can be made. The proximal facies starts with a thick sequence of redeposited olistholithes and slideflow debrites, overlain by a series of viscoplastic debrites interbedded with turbidites, that fade to the top into turbidites interbedded with claystones. The distal facies is built up of viscoplastic debrites and turbidites fading towards the top into a turbidite/claystone sequence.

Facies pattern, maximum grainsize of scree and sedimentary features suggest a source area in SW direction, in the area of the present West-erwald region. Quantification of the redepositional processes add up to a source area size of several 10th km². The redepositional processes lasted a time span of approximately 3 Myr. The main part of the processes took place during maximal 1,5 Myr. That results in uplift rates of 0,3–0,7 mm per year in the source region.

Coeval to the uplift of the source region subsidence of the sedimentary basin occurred, linked with a bimodal, mostly alkaline basaltic volcanism, documenting an active phase of dilatational tectonic (NESBOR et al. 1993).

The uplift of the source area, coeval to a dilatational tectonic of the region, can be explained by processes of footwall uplift, occurring during syn rift phases (SURLYK 1974, YIELDING & ROBERTS 1992, NEVES & SELLY 1995, JACKSON et al. 1988). The footwall block uplift at a normal fault is caused by block rotation, thereby uplift can reach several 1 000 m (YIELDING & ROBERTS 1992). The olisthostromes in the Lahn-Dill region show facial pattern comparable to other described syn rift sediment sequences (SURLYK 1974, HWANG & CHOUGH 2000). They document a syn rift phase of the Rhenoherynian basin, that also caused the coevally bimodal volcanism.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	13
1.1 Fragestellung	13
1.2 Stand der Forschung	14
1.3 Geologische Übersicht	17
1.3.1 Tektonische Baueinheiten	17
1.3.2 Paläogeographische Übersicht	20
1.3.2.1 Eustatische Entwicklung	21
1.3.2.2 Riffwachstum	22
1.3.2.3 Vulkanismus	22
1.3.2.4 Tiefschwellenkarbonate	23

1.4	Methodik	24
1.4.1	Biostratigraphie	24
1.4.2	Nomenklatur und Sedimentationsprozesse der gravitativen Massenumlagerung	27
2.	Aufschlüsse givetischer Olisthostrome im Lahn-Dill-Gebiet	29
2.1	Die Uebernthal-Formation	29
2.1.1	Proximalfazies der Eiternhöll-Schuppe	31
2.1.1.1	Burgberg nördlich von Bicken	31
2.1.1.2	Straßenprofil Bicken 1	35
2.1.1.3	Profil Bahneinschnitt Uebernthal	41
2.1.1.4	Profil Sonnberg (Uebernthal – Günterod)	44
2.1.1.5	Profil Weibachtal	46
2.1.1.6	Bohrung Günterod 1	46
2.1.2	Profile außerhalb der eigentlichen Proximalfazies	51
2.1.2.1	Profil Kläranlage Uebernthal	51
2.1.2.2	Profil Kisselberg 1	54
2.1.2.3	Profil Grillhütte Edingen	56
2.1.3	Distalfazies	58
2.1.3.1	Bohrung Hartenrod 3	58
2.1.3.2	Bohrung Bottenhorn 1 – submarine Spaltenfüllungen?	65
2.1.3.3	Profil Mornshausen	71
2.1.3.4	Profil Debus´scher Garten und Telekom-Mast Bundenberg, Buchenau	74
2.1.3.5	Dusenberg	75
2.1.3.6	Profil am Ubricht, Wolzhausen 1	77
2.2	Die Daberg-Formation	79
2.2.1	Profile der Proximalfazies	80
2.2.1.1	Profil Dillhausen	80
2.2.1.2	Profil Obershausen	80
2.2.1.3	Profil Probbach	87
2.2.1.4	Profil Dillhausen 2	87
2.2.1.5	Profil Heckholzhausen: Liefergebietsfazies ?	90
2.2.2	Profile der Distalfazies	98
2.2.2.1	Profil Bahneinschnitt Ulm	98
2.2.2.2	Profil Ulm 2	99
2.2.2.3	Profil Finsterer Grund	103
2.2.2.4	Profil Forsthaus 1	107
2.2.2.5	Profil Forsthaus 2	108
2.3	Nördlich anschließende Vorkommen givetischer Becken-Sedimente	111
2.3.1	Beckenbereich der Wittgensteiner Mulde und Waldecker Mulde	111
2.3.1.1	Profil an der B 251 Willingen	111
2.3.1.2	Profil Dotzlar 1	111
2.3.1.3	Profil Dotzlar 2	118
2.3.2	Givetische Debrityvorkommen am Ostsauerländer Hauptsattel	121
2.3.2.1	Profil Padberg 1	121
2.3.2.2	Profil Padberg 2	123
2.3.2.3	Profil Padberg 3	129

3. Analyse der Geländebefunde	132
3.1 Komponentenspektrum der Lahn-Dill-Olisthostrome	132
3.1.1 Metabasaltische Komponenten	132
3.1.1.1 Xenolithischer Pyroxenit	134
3.1.1.2 Leicht differenzierte Metabasalte	134
3.1.1.3 Metabasaltische Hyaloklasten	134
3.1.1.4 Metabasaltische Pyroklasten	135
3.1.1.5 Basaltische Metapyroklastite	135
3.1.1.6 Andere basaltische Metavulkaniklastite	136
3.1.2 Metatrachyte	136
3.1.3 Metarhyolithische Komponenten	136
3.1.3.1 Vitrophyrische Metarhyolithe	137
3.1.3.2 Metarhyolithe mit mikrolithischer Grundmasse	137
3.1.3.3 Diagenetisch stark alterierte metarhyolithische Vulkaniklasten	138
3.1.3.4 Metarhyolithische Pyroklasten	138
3.1.3.5 Ems-Porphyroide	139
3.1.4 Siliziklastische Komponenten	140
3.1.4.1 Sandsteine der frühen Ems-Stufe	140
3.1.4.2 Gesteine der späten Ems-Stufe	140
3.1.4.3 Tonsteine mit turbiditischen Silt-/Feinsandlagen der Eifel- bis Givet-Stufe ..	143
3.1.4.4 Verkieselte Weichklasten aus siltigen Tonsteinen	143
3.1.5 Riff- und riffssoziierte Karbonate	144
3.1.5.1 Riffschuttkalke	144
3.1.5.2 Lagunäre Kalke	145
3.1.5.3 Riffdetritus	145
3.1.6 Herzynkalke	145
3.1.7 Andere Karbonate	146
3.1.7.1 Mikritische Kalkknoten	146
3.1.7.2 Styliolinenbiosparite	147
3.1.8 Barytklasten	147
3.1.9 Intraklasten	147
3.1.9.1 Weichklasten aus Turbidit-Tonstein-Wechselfolgen	147
3.1.9.2 Klasten aus pelitischen Slideflow-Debriten	148
3.1.9.3 Klasten aus sparitisch zementierten Debriten	148
3.1.10 Diagenetische Stoffverlagerungen innerhalb der grobklastischen Debrite	148
3.1.10.1 Verkieselung pelitischer Weichklasten und der Debritmatrix	149
3.1.10.2 Neuspaltung von Albit in Karbonaten	149
3.1.10.3 Diagenetische Umwandlung von Vulkaniklasten	150
3.1.10.4 Verkieselung der Breccie in der Bohrung Bottenhorn	151
3.1.11 Komponentenspektrum der Debrite am Ostsauerländer Hauptsattel	151
3.2 Sedimentologie und Fazies der Olisthostrome	153
3.2.1 Sedimentationsprozesse	153
3.2.1.1 Submarine Gleitschollen	153
3.2.1.2 Rockfall	154
3.2.1.3 Rutschung	154

3.2.1.4	Slideflow-Debrite	155
3.2.1.5	Viskoplastische Debrite	156
3.2.1.6	Turbidite	157
3.2.1.7	Mehrphasigkeit der Sedimentationsabläufe	157
3.2.2	Fazielle und zeitliche Gliederung der Sedimentationsabläufe	158
3.2.2.1	Proximalfazies	158
3.2.2.2	Distalfazies	158
3.2.2.3	Zeitlicher Fazieswechsel	159
3.2.3	Sedimentstrukturen, die auf eine Schüttungsrichtung hinweisen	160
3.2.3.1	Einregelung von Geröllen	160
3.2.3.2	Gleitfaltung	160
3.2.3.3	Verlauf von Rinnen	160
3.2.3.4	Faziesentwicklung	161
3.2.3.5	Interpretation	161
3.2.4	Sedimentologie der Debrite am Ostsauerländer Hauptsattel	161
3.3	Zeitliche und räumliche Abläufe der Umlagerungsprozesse	162
3.3.1	Zeitliche Einstufung der Umlagerungsprozesse	162
3.3.2	Zeitliche und räumliche Faziesgliederung	165
3.3.2.1	Proximalfazies	166
3.3.2.2	Distalfazies	166
3.3.3	Fazielle Entwicklung der Becken-Sedimente	167
3.4	Liefergebiet der Lahn-Dill-Olisthostrome	167
3.4.1	Das Komponentenspektrum als Hinweis auf ein Liefergebiet	170
3.4.2	Fazielle Gliederung der Olisthostrome als Hinweis auf das Liefergebiet	172
3.4.3	Transportrichtungen als Hinweis auf ein Liefergebiet	173
3.4.4	Fazit	173
3.4.5	Quantifizierung der Umlagerungsprozesse	175
3.4.5.1	Größe des Liefergebietes	175
3.4.5.2	Zeitdauer der Umlagerungsprozesse	176
4.	Ursachen der Resedimentation: Aktive Riftphase während der Givet-Stufe	176
4.1	Deutung des geologischen Rahmens	176
4.2	Vergleich der Olisthostrome mit fossilen und rezenten „steep slope deposits“	177
4.2.1	Fazielle Merkmale der Olisthostrome im Lahn-Dill-Gebiet	177
4.2.2	Vergleiche mit anderen submarinen „steep slope deposits“	177
4.3	Quantitative Modelle zur Rift-Becken-Entwicklung	182
5.	Zusammenfassung	184
6.	Danksagung	187
7.	Schriftenverzeichnis	187
8.	Fototafeln	193

Verzeichnis der Abbildungen

Abb. 1.	Übersichtskarte zur Verbreitung givetischer Gesteine im östlichen Rheinischen Schiefergebirge mit Lage der untersuchten Profile.	18
Abb. 2.	Lahn-Dill-Gebiet: Verbreitung givetischer Gesteine und tektonisch-fazielle Baueinheiten.	19
Abb. 3.	Paläogeographische Karte für das Untersuchungsgebiet im Givetium (nach OETKEN 1996), Paläogeographie nach ZIEGLER (1990).	20
Abb. 4.	Givetische Gesteine und ihre relativen Mächtigkeiten im östlichen Rheinischen Schiefergebirge.	21
Abb. 5.	Lage der untersuchten Profile der Uebernthal-Formation und ihrer distalen Äquivalente in der Dill-Mulde (Ausschnitt aus Abb. 2).	30
Abb. 6.	Geologische Karte des Burgberges nördlich von Bicken.	32
Abb. 7.	Straßenprofil Bicken, unterkarbonische Grauwacken der Eisemröther Schuppe und givetische Olisthostrome der Uebernthal-Formation in der Eiternhöll-Schuppe.	36
Abb. 8.	Profil Bahnenschnitt Uebernthal, Olisthostrome der Uebernthal-Formation überlagert von Adorf-Bänderschiefern und Metabasalten der Adorf-Stufe.	43
Abb. 9.	Wegprofil Sonnberg (Uebernthal – Günterod), Uebernthal-Formation mit Olistholithen aus Gesteinen der späten Ems-Stufe.	45
Abb. 10.	Wegprofil Weibachtal, Gesteinsabfolge aus dem mittleren Teil der Uebernthal-Formation.	47
Abb. 11.	Profilardarstellung Bohrung Günterod 1, Ablagerungen der Uebernthal-Formation.	49
Abb. 12.	Straßenprofil Kläranlage Uebernthal, Gesteine der Uebernthal-Formation in der Endbacher Schuppe.	52
Abb. 13.	Wegprofil Kisselberg 1, Gesteine der Uebernthal-Formation in der Endbacher Schuppe.	55
Abb. 14.	Steinbruch Grillhütte Edingen, Gesteine der Uebernthal-Formation in der Endbacher Schuppe.	57
Abb. 15.	Profilardarstellung Bohrung Hartenrod 3, distale Ausläufer der Uebernthal-Formation in der normalen Becken-Sedimentation.	60
Abb. 16.	Profilardarstellung Bohrung Bottenhorn 1, distale Ausläufer der Uebernthal-Formation und synsedimentäre Breccie in den normalen Beckensedimenten der Dill-Mulde.	67
Abb. 17.	Profil Straßenanschnitt Mornshausen, Distalfazies der Uebernthal-Formation.	72
Abb. 18.	Handstück eines verkieselten Tonstein-Weichgerölls aus dem Profil Mornshausen, bei Profilmeter 43, Probe 33/96a.	73
Abb. 19.	Handstück eines verkieselten Tonstein-Weichgerölls aus dem Profil Mornshausen, bei Profilmeter 39, Probe 30/96.	73
Abb. 20.	Säulenprofil Debus´scher Garten und Telekom-Mast Bundenberg, distale Ausläufer der Uebernthal-Formation.	76
Abb. 21.	Säulenprofil Ubricht, Wolzhausen.	78
Abb. 22.	Lage der untersuchten Profile der Daberg-Formation in der Lahn-Mulde (Ausschnitt aus Abb. 2).	79

Abb. 23. Wegprofil Dillhausen, Olisthostrome der Daberg-Formation mit großen Olistholithen.	81
Abb. 24. Detailkartierung Profil Obershausen, Proximalfazies der Daberg-Formation in der Lahn-Mulde.	85
Abb. 25. Handstück aus dem Randbereich eines intraformationellen Olistholiths in viskoplastischem Debrüt 2, Profil Obershausen.	86
Abb. 26. Handstück aus dem basalen Slideflow-Debrüt, Profil Obershausen.	86
Abb. 27. Profilaufnahme Probach, Proximalfazies der Daberg-Formation in der Lahn-Mulde.	88
Abb. 28. Säulenprofil Dillhausen 2, hangender Teil der Proximalfazies der Daberg-Formation, Lahn-Mulde.	89
Abb. 29. Tektonische Interpretation des Profils Heckholzhausen: basaltische Metavulkaniklastite, sehr flach überschoben auf Ems-Porphyröid bzw. Ems-Sandstein.	91
Abb. 30. Profilaufnahme Heckholzhausen.	93
Abb. 31. Profilaufnahme Bahneinschnitt Ulm, Distalfazies der Daberg-Formation in der Lahn-Mulde.	100
Abb. 32. Profilaufnahme Ulm 2, Distalfazies der Daberg-Formation in der Lahn-Mulde.	102
Abb. 33. Säulenprofil Finsterer Grund über die Gesamtabfolge.	104
Abb. 34. Profilaufnahme Finsterer Grund, Distalfazies der Daberg-Formation.	105
Abb. 35. Wegprofil Forsthaus 1, basaltische Metavulkaniklastite der Givet-Stufe als Unterlager der distalen Daberg-Formation (Lahn-Mulde).	109
Abb. 36. Profilaufnahme Forsthaus 2, hangender Teil der Daberg-Formation in Distalfazies, Lahn-Mulde.	110
Abb. 37. Säulenprofil Straßenanschnitt Willingen, Beckenfazies der Waldecker Mulde mit distalen Ausläufern des Padberg-Kalkes.	113
Abb. 38. Profilaufnahme Dotzlar 1, reine Beckenfazies givetischer Gesteine in der Wittgensteiner Mulde.	115
Abb. 39. Aufschlusskizze Profil Dotzlar 2, Mulden-/Sattel-Struktur im höheren Teil des givetischen Styliolinsandsteins der Wittgensteiner Mulde.	119
Abb. 40. Profilaufnahme Dotzlar 2, oberer Abschnitt des givetischen Styliolinsandsteins in der Wittgensteiner Mulde.	120
Abb. 41. Profilaufnahme Padberg 1, mächtige Debrüte in givetischen Gesteinen des Ostsauerländer Hauptsattels.	125
Abb. 42. Aufbau der Slideflow-Debrüte im Profil Padberg 1 (Probe 17/96b, Profilmeter 12).	127
Abb. 43. Profilaufnahme Padberg 2, beginnende Bildung von Slideflow-Debrüten in givetischen Gesteinen des Ostsauerländer Hauptsattels.	128
Abb. 44. Handstück aus Debrüt in Profil Padberg 3, Probe 46/96 bei Profilmeter 16.	130
Abb. 45. Profilaufnahme Padberg 3, distale Debrüte in givetischen Gesteinen des Ostsauerländer Hauptsattels.	131
Abb. 46. Einregelung langer Geröllachsen in den viskoplastischen Debrüten der Lahn-Mulde.	160
Abb. 47. Zeitliche Einstufung der Umlagerungsprozesse.	163

Abb. 48. Zeitliche Einstufung der Umlagerungsprozesse, des Vulkanismus und des Riffwachstums im Lahn-Dill-Gebiet.	163
Abb. 49. Verteilung von distaler und proximaler Fazies der Olisthostrome im Lahn-Dill-Gebiet.	168
Abb. 50. Zeitlicher und lateraler Fazieswechsel der Olisthostrome im Lahn-Dill-Gebiet.	169
Abb. 51. Mächtigkeitsverteilung des Givetiums im Untersuchungsgebiet.	169
Abb. 52. Maximale Durchmesser von Ems-Quarzit-Geröllen in den Olisthostromen der Uebernthal- und der Daberg-Formation.	174
Abb. 53. Blockbild der paläogeographischen Situation jurassischer und kretazischer Synrift-Sedimente in Ostgrönland (aus SURLYK 1974: 87, verändert).	178
Abb. 54. Sedimentationsmodell für durch Blockrotation entstandene Synrift-Sedimente (aus SURLYK 1974: 96, verändert).	179
Abb. 55. Blockbild rezenter submariner „steep slope deposits“ (PRIOR & BORNHOLD 1989: 1071, verändert).	180
Abb. 56. Rezente Sedimentationsprozesse submariner Schuttfächer (PRIOR & BORNHOLD 1989: 1072, verändert).	180
Abb. 57. Sedimentationsmodell für „steep slope deposits“ von HWANG & CHOUGH (2000: 1007, verändert).	181
Abb. 58. „footwall uplift“ durch Blockrotation während einer aktiven Rift-Phase auf dem mid-Norway Shelf (aus YIELDING & ROBERTS 1992, verändert).	182
Abb. 59. Auswirkung der Erosion der Liegendenscholle auf das „flexural cantilever“ Modell (aus YIELDING & ROBERTS 1992, verändert).	183
Abb. 60. „flexural cantilever“ Modell (nach KUSZNIER et al. 1991, verändert).	183
Abb. 61. Blockbild der Faziesverhältnisse für die Olisthostrome und das Liefergebiet in der Mittleren <i>varcus</i> -Zone.	184

Verzeichnis der Tabellen

Tab. 1. Gliederung vulkaniklastischer Gesteine (aus: NESBOR et al. 1993: 35).	25
Tab. 2. Reichweiten givetischer Conodonten.	26
Tab. 3. Übersicht zu gravitativen Sedimentationsprozessen.	28
Tab. 4. Komponentenspektrum der Debrite im Lahn-Dill-Gebiet.	133
Tab. 5. Faunen aus Klasten der frühen Ems-Stufe in den Givet-Olisthostromen.	141
Tab. 6. Fauna aus Klast der späten Ems-Stufe in den Givet-Olisthostromen.	142
Tab. 7. Eifel-Faunen aus Tonstein-Klasten in den Givet-Olisthostromen.	143
Tab. 8. Faunen aus Herzynkalk-Klasten in den Givet-Olisthostromen.	146
Tab. 9. Übersicht über den Sedimenttransport in den Profilen der Proximal- und Distalfazies.	159
Tab. 10. Untersuchte Conodontenfaunen aus autochthonen Karbonaten.	164

1. Einleitung

1.1 Fragestellung

Auffällige givetische Gesteine und ungewöhnliche Verbandsverhältnisse im Lahn-Dill-Gebiet wurden schon bei der ersten geologischen Landesaufnahme durch die Preußische Geologische Landesanstalt dokumentiert. Dabei kartierten AHLBURG (1918a, 1918b) und KAYSER (1907a) diese Gesteinsfolgen als „konglomeratischer Schalstein“. Darunter wurden grobklastische Sedimente zusammengefasst, die neben viel vulkaniklastischem Material zahlreiche Gerölle aus Quarzit und Sandstein, Massenkalk und Vulkaniten führen. Der „konglomeratische Schalstein“ trat immer zusammen mit größeren Vorkommen unterdevonischer Gesteine auf. Sie interpretierten daher die Gesteine als Transgressionskonglomerat zwischen Gesteinen des Unterdevons und des höheren Mitteldevons. Spätere Bearbeiter interpretierten die Gesteine ähnlich. In ihren zusammenfassenden Arbeiten über das Lahn-Dill-Gebiet (AHLBURG in KEGEL 1922, KEGEL 1934) wurde von ihnen als Ursache für die Bildung dieses „Transgressionskonglomerates“ eine tektonisch aktive Phase des Ablagerungsraumes angenommen, die lokal Diskordanzen verursacht hatte und Wegsamkeiten für den Vulkanismus des oberen Mitteldevons schuf.

In jüngerer Zeit wurde von HUCKRIEDE (1992), LIPPERT & NESBOR (1997) und SALAMON (1996) erkannt, dass diese Gesteine aus einer Abfolge von Debriten (Gesteine aus Debris Flow Ablagerungen, BOUMA & PLUENNEKE (1975)) mit großen allochthonen Gesteinsschollen aus unterdevonischen Gesteinen aufgebaut werden. LIPPERT & NESBOR (1997) definierten die Vorkommen dieser Gesteine in der Dill-Mulde als „Ueberthal-Formation“, die sie als Olisthostrom deuteten (Abfolge von Debriten mit allochthonen Gesteinsschollen, die sich in die normale Becken-Sedimentation einschaltet (BENEO 1953, GÖRLER & REUTTER 1968)).

Hier setzt die vorliegende Arbeit an. In dem eng umrissenen Untersuchungsraum des Lahn-

Dill-Gebietes wurden diese ungewöhnlichen grobklastischen Gesteine und ihre Verbandsverhältnisse untersucht. Den ausdrücklichen Schwerpunkt bildete dabei die Dokumentation der vorhandenen Aufschlüsse durch massstäbliche Aufschlussaufnahmen und Profilaufnahmen (Kap. 2). Bisher liegt keine Profil- oder Aufschlussaufnahme dieser Gesteine vor; diese Lücke in der Dokumentation soll geschlossen werden. In dem tektonisch stark beanspruchten und eng verschuppten Lahn-Dill-Gebiet wurde untersucht, ob die olisthostromartigen Gesteine nur an bestimmte tektonische Schuppen gebunden sind, oder ob sie sich auch lateral in Beckenablagerungen verschiedener tektonischer Einheiten nachweisen lassen. Damit konnte ein Beitrag zur Diskussion der Allochthonie/Autochthonie einzelner tektonischer Einheiten im Lahn-Dill-Gebiet geliefert werden. Weitere Profilaufnahmen givetischer Gesteine in nördlich angrenzenden Gebieten dokumentieren die normale Becken-Sedimentation während des Givetiums (Kap. 2.3.1) und beschreiben erstmals mächtige givetische Debrite vom Ostsauerländer Hauptsattel (Kap. 2.3.2).

Diese Aufschlussaufnahmen und Profilaufnahmen bildeten die Grundlage der weiteren Untersuchungen. Dabei wurde das Alter und die Dauer der Olisthostrom-Ablagerungen Conodonten-biostratigraphisch ermittelt (Kap. 3.3.1). Das Spektrum der umgelagerten Gesteine wurde petrographisch untersucht und stratigraphisch eingestuft (Kap. 3.1). Anhand der Aufschluss- und Profilaufnahmen erfolgte eine Zuordnung der Gesteine zu den Sedimentationsprozessen (Kap. 3.2.1). Ziel war es, anhand dieser Informationen ein räumliches und zeitliches Faziesmodell der Olisthostrome des Lahn-Dill-Gebietes zu entwickeln (Kap. 3.3), Informationen über die Lage, Größe und Entstehung des Liefergebietes zu gewinnen (Kap. 3.4) und die Zeitdauer der Umlagerungsprozesse zu quantifi-

zieren (Kap. 3.4.5.2). Am Ende steht ein plattentektonisches Modell, das die givetischen Umlagerungsprozesse erklärt und mit anderen re-

zenten und fossilen Ablagerungen vergleichbar macht (Kap. 4.3).

1.2 Stand der Forschung

Die regionale Literatur, die sich mit devonischen Gesteinen im Rheinischen Schiefergebirge befasst, ist umfangreich. Die Untersuchungen givetischer Gesteine haben sich dabei auf bestimmte Schwerpunkte konzentriert. Mitteldevonische Vulkanite und vulkanische Gesteine sind gut untersucht worden, weitere Schwerpunkte bildeten die mitteldevonischen Riffkarbonate und die Tiefschwellenkarbonate, die besonders für die Conodonten-Biostratigraphie von Bedeutung waren. Gleichaltrige Becken-Sedimente wurden nicht ausreichend untersucht, auch die grobklastischen Gesteine, die den Gegenstand dieser Arbeit bilden, wurden bisher wenig beachtet. Diese Lücke soll hier geschlossen werden.

Wichtige Arbeiten zu Genese von givetischen Vulkaniten und Vulkaniklastiten im Lahn-Dill-Gebiet lieferte HENTSCHEL. Er ordnete die vulkanischen Aktivitäten bestimmten Phasen zu und definierte für den mitteldevonischen Vulkanismus die Givet-Adorf-Phase (HENTSCHEL 1970), die bis in das frühe Oberdevon andauerte. Für den givetischen Schalstein konnte er nachweisen, dass es sich um ein basaltisches vulkaniklastisches Metasediment handelt (HENTSCHEL 1951a, 1951b, 1961). Eine monographische Arbeit zu devonischen Vulkaniten und Vulkaniklastiten lieferten NESBOR et al. (1993). Schwerpunkt der Untersuchungen bildeten vor allem die givetischen Metabasalte und -vulkaniklastite des Lahn-Dill-Gebietes. Dabei konnten sie belegen, dass der basaltische Vulkanismus in der Mittleren *varcus*-Zone einsetzte und durch Magmakammern gespeist wurde, in denen eine Differenziation der Schmelze stattfand. Sie konnten zeigen, dass der heutige Chemismus der ehemals überwiegend basaltischen Gesteine auf

eine sehr frühe diagenetische Alteration der Vulkanite und Vulkaniklastite am Meeresboden zurückzuführen ist. BEHNISCH (1993) untersuchte die Ablagerungsprozesse der givetischen Vulkaniklastite („Schalstein“) in der mittleren Lahn-Mulde und entwickelte eine differenzierte Faziesgliederung der Vulkaniklastite; dabei wurden auch epiklastische Ablagerungen beschrieben, die den hier untersuchten Gesteinen sehr ähneln (BEHNISCH 1993: 140–141). Saure und intermediäre Vulkanite des Lahn-Dill-Gebietes wurden monographisch durch FLICK (1977, 1979) bearbeitet. Dabei geht er auch auf Vorkommen ein, die Olistholithe oder Gerölle in den hier untersuchten givetischen Olisthostromen darstellen (FLICK 1977: 170–172).

Givetische Vulkanite aus dem Bereich des Ostsauerländer Hauptsattels wurden in jüngerer Zeit monographisch durch LORSON (1988) und SUNKEL (1990) behandelt. Dabei analysierte LORSON (1988) vor allem den Chemismus der givetischen Metabasalte, SUNKEL (1990) untersuchte die Faziesentwicklungen, den Aufbau der basaltischen Vulkane und die diagenetische Alteration der Vulkanite und Vulkaniklastite.

Givetische Riffe im Lahn-Dill-Gebiet bildeten einen weiteren Untersuchungs-Schwerpunkt. Im Rahmen einer Diplomarbeit wurden die Massenkalke des Steedener Riffes (Lahn-Mulde) durch SENOWBARY-DARYAN (1972) mikrofaziell bearbeitet; dabei konnte ein Andauern des Riffwachstums bis ins früheste Frasnium nachgewiesen werden. BUGGISCH & FLÜGEL (1992) untersuchten Riffkarbonate in Profilen in der zentralen Lahn-Mulde und konnten das Einsetzen des Riffwachstums auf die Mittlere *varcus*-Zone datieren; das initiale Riffstadium setzte auf givetischen Vulkaniklastiten ein. BRAUN et al.

(1994) bearbeiteten die Biofazies in einem ehemaligen „Lahnmarmor“-Bruch, und nahmen ein Absterben der Riffe in der Lahn-Mulde für das frühe Frasnium an. Eine monographische Arbeit zu den kleineren devonischen Riffkalkvorkommen in der Lahn-Mulde lieferte OETKEN (1996). Er untersuchte die Karbonate Conodonten-biofaziell und wies Alter der Karbonate von der Mittleren *varcus*-Zone bis in die Späte *falsiovalis*-Zone nach. Initiale Riffstadien traten ebenfalls ab der Mittleren *varcus*-Zone auf. Innerhalb dieser Zone konnte er ein deutliches regressives Ereignis belegen (OETKEN 1996: 14).

Im Bereich des Ostsauerländer Hauptsattels erfolgten aktuelle Arbeiten zur Faziesentwicklung, Biofazies und Paläontologie der Riffkarbonate durch MAY (1987) und MACHEL (1990). Givetische riffassozierte Karbonate und Kalkturbidite in diesem Raum wurden von STRITZKE (1983, 1989) und FRANKE & WALLISER (1983) sedimentologisch, biostratigraphisch und faziell untersucht.

Tiefschwellenkarbonate des späten Mitteldevons und Oberdevons in der Dill-Mulde wurden ausführlich durch BUGGISCH et al. (1978, 1983) untersucht. Sie lieferten zahlreiche Profilaufnahmen der Tiefschwellenkarbonate mit Conodontendatierungen und faziellen Interpretationen. Eine monographische Arbeit über den Ballersbach-Kalk, einem Tiefschwellenkarbonat der Bickener Schuppe (Dill-Mulde), liegt von DIETRICH (1982, 1985) vor. Den Schwerpunkt bildeten dabei Untersuchungen der Karbonat-Mikrofazies und der Biostratigraphie. OCZLON (1994) und FRANKE (2001) nahmen für diese Karbonate eine tektonische Allochthonie als fernüberschobene Deckenreste an.

Chaotisch wirkende grobklastische Sedimente der Givet-Stufe wurden erstmals im Rahmen der Preußischen Geologischen Landsaufnahme durch KAYSER (1907a) und AHLBURG (1918a, 1918b) beschrieben und als „konglomeratischer Schalstein“ bezeichnet. KAYSER (1907a) nahm an, dass dieser „konglomeratische Schalstein“ auf Bl. Oberscheld (Dill-Mulde) lokal diskordant

auf unterdevonischen Gesteinen lagert; er interpretierte den Kontakt zwischen Unterdevon und „konglomeratischem Schalstein“ als Transgression. Gleiches vermutete AHLBURG (1918a) für die Vorkommen von „konglomeratischem Schalstein“ auf Bl. Merenberg (Lahn-Mulde), dabei beschrieb er einen direkten transgressiven Kontakt des „konglomeratischen Schalsteins“ auf einer „Klippe“ aus unterdevonischen Gesteinen am Daberg.

In seiner Dissertation konnte KREKELER (1928) biostratigraphisch nachweisen, dass diese angebliche „Unterdevonklippe“ von AHLBURG aus givetischen Gesteinen aufgebaut ist, also keine Diskordanz darstellt. Ferner lieferte er zahlreiche Makrofaunen aus den grobklastischen Gesteinen und aus Unterdevon-Geröllen. Die grobklastischen Gesteine bezeichnete er als „Tuffite des höheren Mitteldevons“ und konnte sie mittels zahlreicher Makrofaunen in das späte Mitteldevon einstufen. Als Genese der „Tuffite“ nahm er an, dass die Grobklastika in einem terrestrisch-limnischen Milieu entstanden seien und bei Sturmereignissen ins Meer transportiert wurden.

In den zusammenfassenden Monographien zu Lahn- und Dill-Mulde durch AHLBURG (in KEGEL 1922) und KEGEL (1934) wurden grobklastische, geröllführende Gesteine des Givetiums wieder als „konglomeratischer Schalstein“ beschrieben. Die Bearbeiter nahmen wiederum eine lokale Diskordanz zwischen Unterdevon und Mitteldevon auf Bl. Oberscheld und Bl. Merenberg an. Sie sahen den „konglomeratischen Schalstein“ als Hinweis auf eine tektonisch aktive Phase des Ablagerungsraumes, die lokal Diskordanzen verursacht hatte und Wegsamkeiten für den Vulkanismus des oberen Mitteldevons schuf.

In seiner Dissertation beschrieb GOLDMANN (1968) den konglomeratischen Schalstein der Lahn-Mulde als „Adorf-Tuffit“ und stufte ihn in das Frasnium ein. Entsprechend dieser Einstufung beschrieb er auch Roteisenstein als Komponente des „Adorf-Tuffits“. Als Liefergebiet nahm er eine „Hörre-Südrandschwelle“ an,

die durch zahlreiche Querschwellen gegliedert gewesen seien soll. Das postulierte Liefergebiet lag in einem variscisch streichenden Streifen zwischen Lahn-Mulde und Hörre-Zone.

Im Bereich der Vorkommen „konglomeratischen Schalsteins“ der Dill-Mulde auf Bl. Oberscheld bearbeitete HUCKRIEDE (1992) das Barytlager Günterod geologisch und lagerstättenkundlich. Er erkannte den „konglomeratischen Schalstein“ erstmals als Debris Flow-Ablagerungen (Debrite nach BOUMA & PLUENNEKE 1975). Für die Vorkommen unterdevonischer Gesteine konnte er nachweisen, dass es sich um sedimentäre Rutschkörper in den Debriten handelt. Die Debrite datierte er auf eine mögliche Zeitspanne von der Mittleren *varcus*-Zone bis in die *disparilis*-Zone. Bei Geröllen in den untersuchten Debriten konnte er eine Einregelung in SW–NE-Richtung feststellen. Die Vorkommen von „konglomeratischem Schalstein“ auf Bl. Merenberg (Lahn-Mulde) (siehe Profil Obershausen, Kap. 2.2.1.2) bildeten seiner Ansicht nach das Liefergebiet für die Grobklastika der Dill-Mulde. Für das Liefergebiet der Debrite nahm er eine beginnende Heraushebung im späten Emsium an, auf die die Sedimentation von Herzynkalke folgte. Anschließend kam es in der Givet-Stufe zu Vulkanismus und Riffwachstum.

SALAMON (1996) bearbeitete im Rahmen einer Diplomkartierung die Vorkommen von „konglomeratischem Schalstein“ und Unterdevon auf Bl. Merenberg. Dabei wurden mehrere Profilaufnahmen durchgeführt, die auch in der vorliegenden Arbeit überarbeitet weiter verwendet wurden. Er konnte zeigen, dass es sich bei zahlreichen Unterdevon-Vorkommen im untersuchten Gebiet um Olistholithe innerhalb einer Debrit-

Abfolge handelt. Den „konglomeratischen Schalstein“ beschrieb er als Debrit-Abfolge, die sich unterschiedlichen gravitativen Sedimentationsprozessen zuordnen ließ und in die normale Becken-Sedimentation einschaltete. Er definierte diese Abfolge als Daberg-Formation. Eine Deutung des Untersuchungsgebietes als Liefergebiet für die Debrite im Raum Oberscheld, wie es HUCKRIEDE (1992) annahm, konnte er widerlegen. Weder konnten in der autochthonen Abfolge des Untersuchungsgebietes, noch in den Debriten Herzynkalke oder Barytvererzungen nachgewiesen werden, zusätzlich werden die beiden Gebiete durch Vorkommen mitteldevonischer Tiefschwellenkarbonate getrennt.

Bei der Revisionskartierung des Bl. Oberscheld durch LIPPERT & NESBOR (1997) wurden die von HUCKRIEDE (1992) untersuchten Debrite als Ueberthal-Formation bezeichnet. Die Folge wurde von den Autoren als „Olisthostrom aus Quarzit, Sandstein, Tonschiefer, zum Teil fossilreichem Kalkstein, Metarhyolith, -basalt und umgelagerten Metavulkaniklastiten (Epiklastite)“ definiert (LIPPERT & NESBOR 1997: 30). Das Verbreitungsgebiet in der Eiternhöll- und Endbacher Schuppe wurde kartiert, große Olistholithe innerhalb der Abfolge wurden ebenfalls dargestellt. Für einen Unterdevon Olistholith im Bahneinschnitt Ueberthal (Kap. 2.1.1.3) konnte ANDERLE et al. (1997: 210) eine sedimentäre Gleitfaltung mit WNW–ESE-Streichen nachweisen. Die vulkanischen Klasten der Formation wurden näher untersucht (LIPPERT & NESBOR 188–189). Als Liefergebiet nahmen die Bearbeiter eine Vulkaninsel aus rhyolithischem und trachytischem Material an (LIPPERT & NESBOR 1997: 12).

1.3 Geologische Übersicht

Das Untersuchungsgebiet liegt in der Rhenoharzynischen Zone des Variscischen Orogens. Aufgeschlossen ist eine marine Abfolge aus Sedimentgesteinen und vulkanischen Gesteinen des Devons und Unterkarbons. Die Gesteine wurden während der variscischen Orogenese in NE–SW streichende, NW-vergente Falten gelegt und durch zahlreiche Überschiebungen teilweise engständig verschuppt. Im Lahn-Dill-Gebiet erreicht diese Verschuppung eine hohe Komplexität. Die durch Überschiebungen begrenzten Schuppen bilden dort zum Teil tektonisch-fazielle Einheiten mit unterschiedlicher fazieller Ausbildung der Gesteine. Dabei wird für die Hörre-Zone und die nördlich anschließende Bickener Schuppe von einigen Bearbeitern eine tektonische Allochthonie angenommen (OCZLON 1994, FRANKE 2001).

1.3.1 Tektonische Baueinheiten

Die nördlichsten untersuchten Givet-Profile befinden sich am NE-Rand der tektonischen Baueinheit Ostsauerländer Hauptsattel; dort wurden Profile in den Kalkturbiditen der Padberg-Kalke untersucht (Kap. 2.3.2). In der anschließenden Großstruktur Wittgensteiner Mulde wurden weitere Profile bearbeitet (Kap. 2.3.1) (Abb. 1). Südlich der Sackpfeifen-Überschiebung schließt sich die Dill-Mulde als nächste tektonische Baueinheit an. Im Gegensatz zur Wittgensteiner Mulde ist die Dill-Mulde durch zahlreiche Überschiebungen in Schuppen zerlegt, dabei treten givetische Gesteine überwiegend am NW-Rand der einzelnen Schuppen auf; nach SE werden sie von jüngeren Gesteinen überlagert. Die Profilaufnahmen konzentrieren sich auf die südlichen Schuppen der Dill-Mulde, das sind von Süden nach Norden folgende tektonische Einheiten (Kap. 2.1): Endbacher Schuppe, Eiternhöll Schuppe, Eisemröther Schuppe (vgl. LIPPERT

Vorkommen givetischer Gesteine in Beckenfazies beginnen südlich des Briloner Riffs und ziehen über die Wittgensteiner Mulde nach Süden bis in die Dill-Mulde (Abb. 1). Dort sind givetische Gesteine vor allem am NW- und SE-Rand aufgeschlossen. Givetische Gesteine in abweichender fazieller Ausbildung sind in den tektonisch-faziellen Einheiten der Bickener Schuppe und der Weidbacher Schuppe verbreitet, die die Hörre-Zone im Norden und Süden flankieren (Abb. 2). In der tektonisch-faziellen Einheit der Hörre-Zone sind keine Gesteine der Givet-Stufe aufgeschlossen, die Schichtfolge beginnt mit Gesteinen des Oberdevons. In der anschließenden tektonisch-faziellen Einheit der Lahn-Mulde sind givetische Gesteine weit verbreitet, überwiegend basaltische Metavulkaniklastite und riff-assoziierte Karbonate.

& NESBOR 1997: 220). SE der Endbacher Schuppe schließt sich als eigenständige tektonisch-fazielle Einheit die Bickener Schuppe an (Abb. 2). Hier wurden vom Unterdevon bis ins Unterkarbon in einer abweichenden Fazies Tiefschwellenkarbonate abgelagert (BENDER 1997: 99–100). Im SE wird diese sehr schmale Einheit durch die eng verschuppte Hörre-Zone begrenzt, Gesteine der Givet-Stufe sind dort nicht aufgeschlossen. Die Hörre-Zone wird im Süden von der schmalen Weidbacher Schuppe beleitet, hier wurden im Devon ebenfalls Tiefschwellenkarbonate abgelagert (SALAMON 1996: 17–19). SE der Hörre-Zone folgt die Lahn-Mulde als tektonische Einheit. Wie in der Dill-Mulde ist hier ein engständiger Schuppen-Bau ausgeprägt. Gesteine der Givet-Stufe sind in der Lahn-Mulde weit verbreitet, die Profilaufnahmen konzentrieren sich auf den NW-Rand der Lahn-Mulde am Rand zum Westwald (Kap. 2.2).

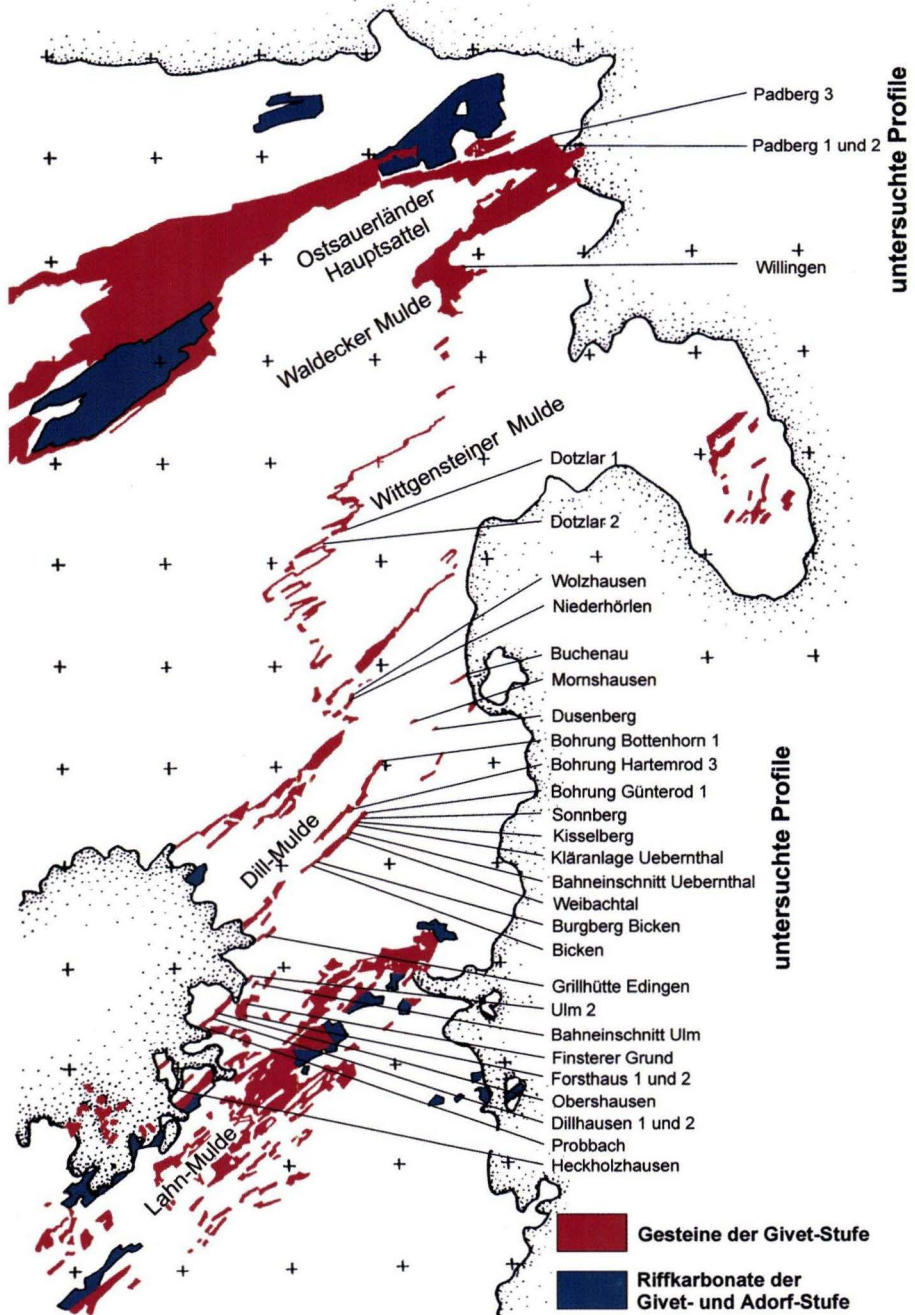


Abb. 1. Übersichtskarte zur Verbreitung givetischer Gesteine im östlichen Rheinischen Schiefergebirge mit Lage der untersuchten Profile.

1.3.2 Paläogeographische Übersicht

Während der Givet-Stufe befand sich das Untersuchungsgebiet auf dem externen Schelf des nördlich gelegenen Old Red-Kontinents bei 20–25° südlicher Breite (ZIEGLER 1990) (Abb. 3). Die Grenze des flachen Schelfs zum externen Schelf lag am Südrand des Briloner Riffs im Bereich des Ostsauerländer Hauptsattels (EDER et al. 1983). Die Klimabedingungen im Givetium waren warm-tropisch, in den flachen Meeresbereichen kam es vielerorts zu Riffwachstum. Im Vergleich zum Unterdevon und Famennium herrschte im Givetium ein niedrigerer globaler Meeresspiegelstand (JOHNSON et al. 1985). Der Sedimentationsraum tiefte sich seit dem oberen Unterdevon immer mehr ein, die Sedimentation wurde feinklastischer. Der Bereich der flachmarinen rheinischen Magnafazies (ERBEN 1962) zog sich nach Norden zurück. Liefergebiet des

siliziklastischen Detritus bildete der Old Red-Kontinent im Norden (WIERICH 1998). Während der Givet-Stufe kam es regional zu einem bimodalen Vulkanismus, der überwiegend alkali-basaltische, untergeordnet auch trachytische Schmelzen lieferte und auf eine aktive Dehnungstektonik zurückzuführen ist (HENTSCHEL 1970, NESBOR et al. 1993).

Der Ablagerungsraum des externen Schelfs zeigt einige Unterschiede, was die fazielle Entwicklung der Becken-Sedimentation betrifft (Abb. 4). In die givetischen Becken-Sedimente schalten sich im Norden des Untersuchungsgebietes turbiditische Sandsteinschüttungen ein (Styliolinsandstein), die bei Meeresspiegeltiefstand vom Old Red Kontinent geschüttet wurden. Sie haben ihr Sedimentationszentrum in der Wittgensteiner Mulde und keilen am Süd-

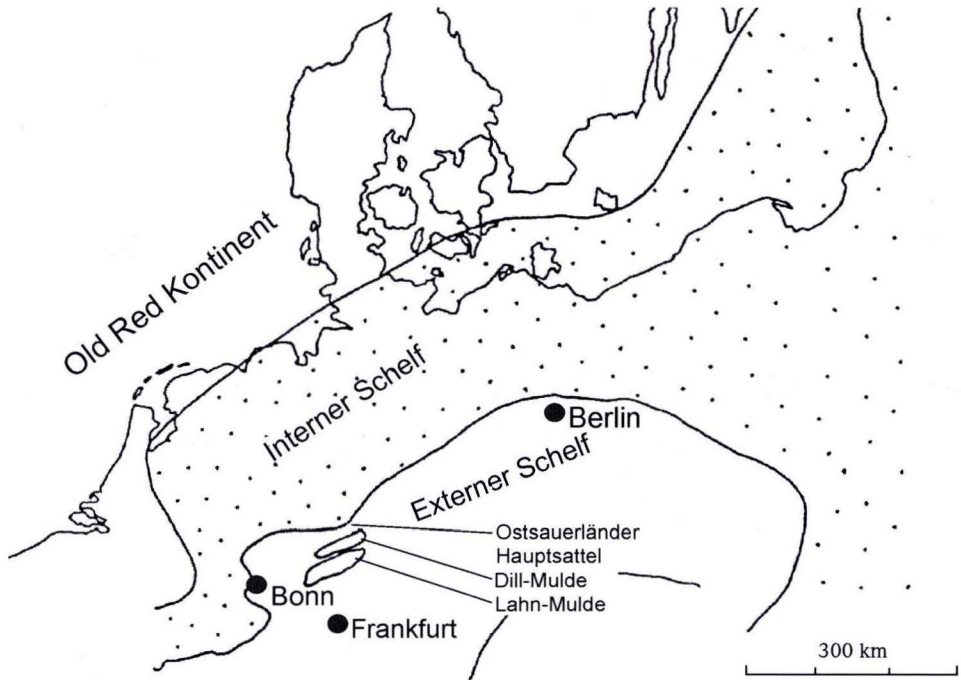


Abb. 3. Paläogeographische Karte für das Untersuchungsgebiet im Givetium (nach OETKEN 1996), Paläogeographie nach ZIEGLER (1990).

rand der Dill-Mulde aus; in der Lahn-Mulde fehlen sie völlig. Vulkanische Gesteine wurden im Givetium im Bereich der Lahn- und der Dill-Mulde gefördert; sie keilen zum Nordrand der Dill-Mulde aus, fehlen im Bereich der Wittgensteiner Mulde und treten erst wieder am Ost-

sauerländer Hauptsattel auf. Zur Bildung von Riffkarbonaten kam es am externen Schelfrand (Briloner Riff) und auf vermutlich vulkanischen Schwellen in der zentralen Lahn-Mulde (Steeden, Villmar, etc.) und am Westrand der Dill-Mulde (Breitscheider Riff).

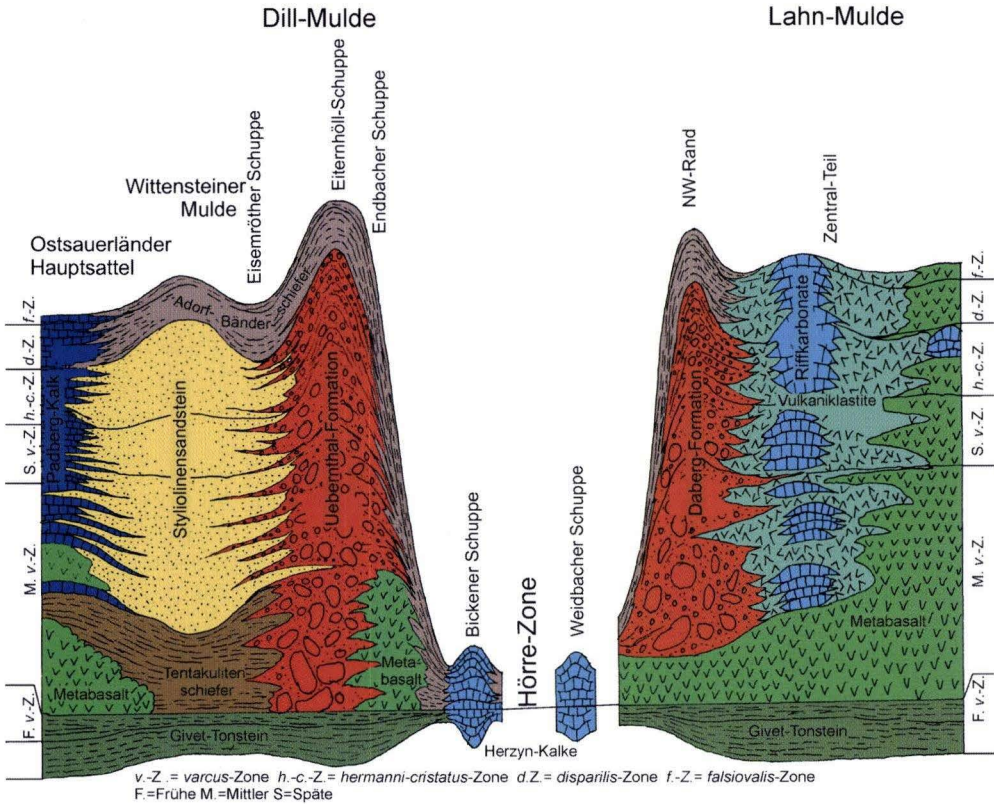


Abb. 4. Givetische Gesteine und ihre relativen Mächtigkeiten im östlichen Rheinischen Schiefergebirge.

1.3.2.1 Eustatische Entwicklung

Für das Devon konnten JOHNSON et al. (1985) 14 transgressiv-regressiv-Zyklen (TR-Zyklen) nachweisen, die sich in drei übergeordnete Regressionen zusammenfassen lassen. Die Grenze der übergeordneten Zyklen I und II liegt innerhalb der Givet-Stufe: auf eine Regression von der Frühen *varcus*-Zone bis in die Mittlere *var-*

cus-Zone folgte eine schnelle Transgression. Der transgressive Trend hält bis in die Adorf-Stufe an. Überlagert wird dieser Trend von kleineren, zum Teil regionalen Zyklen.

Im Bereich des östlichen Rheinischen Schiefergebirges sind Meeresspiegelschwankungen in den Sedimenten des externen Schelfberei-

ches ablesbar; dabei markieren zyklische turbiditische Sandsteinschüttungen vom Old Red-Kontinent Zeiten eines Meeresspiegeltiefstands. Innerhalb der Givet-Stufe dokumentiert der Styliolinen-Sandstein ein solches Regressionsereignis. Die Schüttungen des Styliolinen Sandsteins ist auf einen Zeitraum von der Mittleren *varcus*-Zone bis in die *hermanni-cristatus*-Zone zu datieren; in der *disparilis*-Zone wurden wieder reine Beckentone sedimentiert (Profile Dotzlar 1 und 2 (Kap. 2.3.1.2, 2.3.1.3), Bottenhorn (Kap. 2.1.3.2),

1.3.2.2 Riffwachstum

Während der Givet-Stufe setzte im Lahn-Dill-Gebiet vielerorts Riffwachstum ein, das bis in die Adorf-Stufe andauerte. Gleiches gilt für Riffe am externen Schelfrand (Brilon).

In der Lahn-Mulde sind Riffe auf zwei Massenkalk-Züge in der mittleren und südlichen Lahn-Mulde beschränkt. In der Dill-Mulde existiert am SW-Rand, am Westerwald, der Erdbach-Breitscheider Riffkomplex; die anderen Bereiche der Dill-Mulde leiten zur reinen Beckensegmentation der Wittgensteiner Mulde über.

Für das Lahn-Dill-Gebiet ist ein Einsetzen initialer Riffstadien ab der Mittleren *varcus*-Zone belegt (BUGGISCH & FLÜGEL 1992, OETKEN 1996). Die Initialstadien sind auf basaltischem, vulkaniklastischem Material des Givet-Adorf-Vulkanismus aufgewachsen (BUGGISCH & FLÜGEL 1992). Weitere Datierungen für die Riffe der Lahn-Mul-

1.3.2.3 Vulkanismus

In der Givet-Stufe kam es verbreitet zu überwiegend basaltischen Vulkanismus der Givet-Adorf-Phase (HENTSCHEL 1970). Die Verbreitung der Vulkanite ist im Lahn-Dill-Gebiet auf die Bereiche der Lahn-Mulde sowie den SW-Teil und SE-Rand der Dill-Mulde beschränkt. In der Dill-Mulde keilen die Metavulkanite nach NNE hin aus. In der Bickener Schuppe im SE der Dill-Mulde, am Rand zur Hörre-Zone, sind ebenfalls keine Vulkanite ausgebildet. In einem breiten

Hartenrod (Kap. 2.1.3.1)). OETKEN (1996: 14) konnte in Riffkarbonaten der Lahn-Mulde ein deutliches regressives Ereignis innerhalb der Mittleren *varcus*-Zone nachweisen. Turbiditische und debritische Schüttungen aus vulkanischem oder riffssoziiertem Material und die Olisthostrome des Lahn-Dill-Gebietes spiegeln vermutlich regionale tektonische und vulkanische Ereignisse wider, die keine Aussagen über die Wasserbedeckung des externen Schelfs zulassen.

de sind für die Mittlere *varcus*-Zone, Späte *varcus*-Zone, *disparilis*-Zone bis in die Späte *falsiovalis*-Zone belegt (OETKEN 1996). Ein Andauern des Riffwachstums bis in die späte Adorf-Stufe ist im Steedener Riffkomplex nachgewiesen (SE-NOWBARY-DARYAN 1972). Für die Riffe der zentralen Lahn-Mulde nehmen BRAUN et al. (1994) ein Absterben in der frühen Adorf-Stufe an.

Die Riffe sind auf überwiegend basaltischen Vulkaniklastiten aufgewachsen; diese werden von Tonsteinen der frühen Givet-Stufe unterlagert. Für den Bereich der Riffe in der zentralen Lahn-Mulde kann man nicht von einem zusammenhängenden Riffkomplex ausgehen, vielmehr handelte es sich um isolierte „patchwork“-Riffe, die durch kleine Beckenbereiche getrennt waren (OETKEN 1996).

Faziesbereich von der nordwestlichen Dill-Mulde über die Wittgensteiner Mulde bis zum SE-Rand des Ostsauerländer Hauptsattel wurden während der Givet-Stufe keine Vulkanite abgelagert. Erst am Schelfrand treten wieder mit dem „Hauptgrünsteinzug“ givetische Vulkanite auf.

Der Beginn der vulkanischen Aktivitäten konnte von NESBOR et al. (1993) innerhalb der Mittleren *varcus*-Zone datiert werden; sie dauer-

ten bis in das Oberdevon an. Unterhalb des Profils „Finsterer Grund“ werden givetische Metabasalte von Tonschiefern der Mittleren *varcus*-Zone unterlagert (Kap. 2.2.2.3). Die überwiegend alkaliolivinbasalischen Metavulkanite und -vulkaniklastite sind mehreren Vulkanzentren im Lahn-Dill-Gebiet zuzuordnen. Dabei ist eine Differenzierung der Magmen nachweisbar, die eine Förderung des Materials aus Magmakammern belegt (und nicht direkt aus dem Mantel) (NESBOR et al. 1993). Vulkanologische und sedimentologische Untersuchungen erlaubten eine detaillierte Gliederung der Metavulkanite und -vulkaniklastite in Faziesbereiche (NESBOR et al. 1993, BEHNISCH 1993). Der überwiegend alkaliolivinbasaltische Vulkanismus wird von den meisten Bearbeitern mit einer aktiven Dehnungstektonik in Verbindung gebracht (KEGEL

1934, HENTSCHEL 1970, NESBOR et al. 1993). Neben Metabasalten, die eine Differenzierung in einer Magmakammer belegen (NESBOR et al. 1993), treten im Givetium Metatrachyte (NESBOR et al. 1993, 1997) und Metarhyolithe (Kap. 3.1.3.4) auf. Die vulkanischen Gesteine liegen nicht mehr in ihrem ursprünglichen Chemismus vor, sondern sind durch frühdiagenetische Stoffumlagerung am Meeresboden stark alteriert. Davon betroffen sind vor allem die basaltischen Metavulkaniklastite. Sie reagierten auf Grund ihrer großen Oberfläche und dem hohen Anteil an vulkanischem Glas besonders reaktiv (NESBOR et al. 1993). Eine vergleichbare Alteration konnte in der vorliegenden Arbeit auch bei metarhyolithischen Hyaloklasten und Pyroklasten beobachtet werden (Kap. 3.1.3.3, Kap. 3.1.3.4, Kap. 3.1.10.3).

1.3.2.4 Tiefschwellenkarbonate

Abweichend zur normalen Faziesentwicklung im Lahn-Dill-Gebiet wurden in einigen tektonisch-faziellen Einheiten über längere Zeiträume hinweg Herzynkalke sedimentiert. Dabei handelt es sich um hell- bis mittelgraue bioklastische Wackestones/Floatstones (Ballersbach-Kalk) oder um crinoidenführende Floatstones/Rudstones. Bioklasten stellen 10–30 Vol %. Überwiegend sind es Crinoiden, daneben Trilobiten, Cephalopoden, Gastropoden, Foraminiferen, solitäre Korallen und Brachiopoden.

Die Bickener Schuppe, die den SE-Rand der Dill-Mulde bildet, wird weitgehend aus diesen Herzynkalken aufgebaut. Dort wurden von der Ems-Stufe bis in das Unterkarbon Tiefschwellenkarbonate sedimentiert (BENDER 1997: 93). Detaillierte Untersuchungen dieser Herzynkalke sind von DIETRICH (1982, 1985) durchgeführt worden. Aktuelle Untersuchungen von Herzynkalken im Harz lieferte HÜNECKE (1998). OCZLON (1994) und FRANKE (2001) deuteten diese Her-

zynkalke als fernüberschobene allochthone Bestandteile im Rhenohertzynikum.

Die Bickener Schuppe liegt im SW der Dill-Mulde am Rand zur Hörre-Zone. Sie bildet eine tektonisch begrenzte fazielle Einheit; Vulkanite des Devons und Unterkarbons fehlen. Während der Givet-Stufe wurde in der Bickener Schuppe eine Gesamtmächtigkeit von 9 m Karbonat abgelagert (BENDER in BENDER et al. 1993: 99–100). Herzynkalke der Ems- und Eifel-Stufe aus der Bickener Schuppe treten auch als Olistholithe in den Olisthostromen der Dill-Mulde auf (Uebernthal-Formation). Ein weiteres Vorkommen von Tiefschwellenkarbonaten stellt die südwestliche Weidbacher Schuppe südlich der Hörre-Zone dar. Dort konnte SALAMON (1996: 17–19) nachweisen, dass in diesem Bereich, abweichend von der Normalsedimentation, vom Unterdevon bis in das höhere Oberdevon kondensierte Karbonatfolgen abgelagert wurden; Vulkanite des Devon fehlen dort ebenfalls.

1.4 Methodik

Anhand von Profil- und Aufschlussaufnahmen werden die Olisthostrome des Lahn-Dill-Gebietes vorgestellt und mit „Normalprofilen“ außerhalb der eigentlichen Verbreitungsgebiete verglichen. Eine Alterseinstufung der Gesteine erfolgte überwiegend Conodonten-biostratigraphisch, untergeordnet auch mit Makrofaunen. Das Komponentenspektrum der Olisthostrome wurde sedimentologisch, petrographisch und biostratigraphisch untersucht.

Grundlage der Arbeit bilden 27 Profilaufnahmen in der Lahn- und Dill-Mulde, der Wittgensteiner Mulde und am Ostsauerländer Hauptsattel. Detaillierte Aufschlussaufnahmen dienen zur Darstellung von Sedimentstrukturen im Aufschlussmaßstab. Hinweise auf interessante Aufschlüsse konnten dabei auch Marburger Diplomarbeiten entnommen werden (WITTEKINDT 1961, GROSS 1964, BLASS 1980, MÜLLER 1981, DECHER 1987, KAMMANN 1991, SALAMON 1996). Die Bearbeiter lieferten zum Teil Conodonten-biostratigraphische Einstufung von Klasten oder autochthoner Sedimentation.

Zeitliche Einstufungen erfolgten anhand der aktuellen internationalen Conodonten-Zonierungen. Die im Rahmen dieser Arbeit genommenen Conodontenproben sind in der Sammlung des Geowissenschaftlichen Institutes der Philipps-

Universität Marburg hinterlegt. Die Proben 63/98 und 65/98 aus dem Profil Dotzlar 2 und die Proben 77/97 (GD Nr. BE 145) und 79/97 (GD Nr. BE 146) aus dem Profil Dotzlar 1 werden beim Geologischen Dienst NRW aufbewahrt. Die angefertigten Dünnschliffe befinden sich beim Autor.

Bei der Klassifikation von karbonatischen Klasten in den Resedimenten wurde das Schema nach EMBRY & KLOVAN (1972) auf Basis von DUNHAM (1962) benutzt. Die Bezeichnung der Vulkanite und Vulkaniklastite folgt der Nomenklatur für die stark alterierten Vulkanite des Paläozoikums (vgl. NESBOR 1997).

Für die Vulkaniklasten wurde die Klassifikation aus NESBOR et al. (1993: 35) benutzt (Tab. 1).

Die sedimentologische Nomenklatur für Schuttstrom-Sedimente ist offen. Gesteine aus Schuttstrom-Sedimenten wurden als Debrite bezeichnet (BOUMA & PLUENNEKE 1975). Zur Klassifikation der „Debrite“ und assoziierter Sedimentstrukturen wurden Arbeiten von SCHWARZ (1982), WÄCHTER (1987), RICHTER & FÜCHTBAUER (1981), FÜCHTBAUER (1988) und POSTMA (1984) benutzt. Der Begriff „Olisthostrom“ wurde von BENEQ (1956) definiert. Er bezeichnet damit eine Abfolge von Debriten mit großen allochthonen Schollen, die sich konkordant in eine Abfolge von Becken-Sedimenten einschaltet.

1.4.1 Biostratigraphie

Die aktuelle biostratigraphische Gliederung des Givetiums in Conodonten-Zonen (Tab. 2) basiert auf den Arbeiten von ZIEGLER et al. (1976), ZIEGLER (1965), WEDDIGE (1977), ZIEGLER & KLAPPER (1982), BULTYNCK (1987), SANDBERG et al. (1989), ZIEGLER & SANDBERG (1990) und QIANG & ZIEGLER (1993). Eine aktuelle Zuordnung von Conodonten-Zonen und absoluten Altern lieferten ZIEGLER & SANDBERG (1996). Eine Korrelationstabelle für die unterschiedlichen biostratigraphischen Gliederungen des Givetiums wird in WEDDIGE (1996) gegeben.

Die Basis des Givetiums ist nach Conodonten mit dem Beginn der *hemiansatus*-Zone und damit mit dem ersten Auftreten von *Polygnathus hemiansatus* definiert (BULTYNCK 1987: 55).

Die Obergrenze der *hemiansatus*-Zone – und damit die Basis der *varcus*-Zone – wird durch das erste Auftreten von *Polygnathus timorensis* definiert (ZIEGLER et al. 1976: 113). Die Frühe *varcus*-Zone umfasst den Zeitabschnitt vom ersten Auftreten von *Polygnathus timorensis* bis zum ersten Auftreten von *Polygnathus ansatus* (ZIEGLER et al. 1976: 113). Die Mittlere *varcus*-

Tab. 1. Gliederung vulkaniklastischer Gesteine (aus: NESBOR et al. 1993: 35).

	pyroklastisch	hydroklastisch		autoklastisch	epiklastisch
Fragmentierung	pyroklastisch: magmatisch	pyroklastisch: phreatomagmatisch	hyalo- klastisch		
Vorgang	explosive Entgasung	Granulation und Dampfexplosion	Granulation	mechanisches Zerbrechen	Erosion
auslösender Faktor	magmatische Gase	externes Wasser	externes Wasser	Fließvorgang	gravitative Massenverlagerung
fragmentiertes Material	Schmelze	Schmelze und Nebengestein	Lava	erkaltete Lavakrusten	ältere vulkanische u. sedimentäre Gesteine
Klastentypen	Pyroklasten	Pyroklasten und xenolithische Lithoklasten	Hyaloklasten	Hyaloklasten und Deckenlavafragmente	Pillow- u. Decken- lavafragmente, Hyaloklasten, Pyroklasten, Metatrachyt- u. Riffkalkbruchstücke
Blasengehalt	hoch	gering	gering	gering	gering bis hoch

Zone reicht vom ersten Auftreten von *Polygnathus ansatus* bis zum ersten Auftreten von *Polygnathus latifossatus* (ZIEGLER et al. 1976: 113), der zu den Schmidognathiden der *hermanni-cristatus*-Zone überleitet. Die Obergrenze der *varcus*-Zone wird durch das erste Auftreten von Vertretern der Gattung *Schmidognathus* definiert.

Als *hermanni-cristatus*-Zone wird der Verbreitungszeitraum von *Schmidognathus hermanni* und „*Polygnathus*“ *cristatus* vor dem ersten Auftreten von *Klapperina disparilis* definiert (ZIEGLER 1965, 1982). Eine Unterteilung in Frühe und Späte *hermanni-cristatus*-Zone wird üblicherweise vorgenommen; dabei wird, wie von ZIEGLER (1965) vorgeschlagen, die Untergrenze der Späten *hermanni-cristatus*-Zone mit dem ersten Auftreten von „*Polygnathus*“ *cristatus* definiert.

Die Basis der *disparilis*-Zone ist mit dem ersten Auftreten von *Klapperina disparilis* festgelegt (ZIEGLER & KLAPPER 1982), ihre Obergrenze mit dem ersten Auftreten von *Mesotaxis falsiovalis*

(SANDBERG et al. 1989). Eine Zweiteilung in Frühe und Späte *disparilis*-Zone wird durch das erste Auftreten von „*Mesotaxis*“ *dengleri* festgelegt (ZIEGLER & KLAPPER 1982).

Die Grenze Givetium/Frasnium liegt innerhalb der Frühen *falsiovalis*-Zone. Die Basis des Frasnium ist mit dem ersten Auftreten von *Ancyrodella rotundiloba* definiert. Ebenfalls als Marker für die Mitteldevon-/Oberdevon-Grenze wird das erste Auftreten von *Skelethognathus norrisi* benutzt. Die *falsiovalis*-Zone umfasst den Zeitraum vom ersten Auftreten von *Mesotaxis falsiovalis* bis zum ersten Auftreten von *Palmatolepis transitans* (SANDBERG et al. 1989). Eine Unterteilung in Frühe, Mittlere und Späte *falsiovalis*-Zone ist durch das erste Auftreten von *Mesotaxis costalliformis* (Grenze Frühe/Mittlere *falsiovalis*-Zone) (QIANG & ZIEGLER 1993) und durch das erste Auftreten von *Mesotaxis asymmetricus* (Grenze Mittlere/Späte *falsiovalis*-Zone) festgelegt (SANDBERG et al. 1989).

Tab. 2. Reichweiten givetischer Conodonten, Quellen siehe S. 24.

Conodonten	Mitteldevon											Oberdevon	
	Eifelium	Givetium										Frasnium	
	kockelitanus	Conodonten-Zonen										falsoivalis	transitans
		hemiansatus	varcus			hermanni-	cristatus	disparilis					
		F	M	S	F	S	F	S	F	M	S		
<i>Polygnathus linguiformis linguiformis</i>													
<i>Polygnathus linguiformis parawebbi</i>													
<i>Polygnathus pseudofoliatus</i>													
<i>Polygnathus xylus xylus</i>													
<i>Icriodus obliquimarginatus</i>													
<i>Eognathodus bipennatus bipennatus</i>													
<i>Polygnathus linguiformis klapperi</i>													
<i>Polygnathus hemiansatus</i>													
<i>Icriodus lindensis</i>													
<i>Icriodus subterminus</i>													
<i>Polygnathus kluepfeli</i>													
<i>Tortodus variabilis</i>													
<i>Polygnathus linguiformis ling. epsilon MT</i>													
<i>Polygnathus timorensis</i>													
<i>Polygnathus xylus xylus</i>													
<i>Polygnathus linguiformis weddigei</i>													
<i>Icriodus brevis</i>													
<i>Ozarkodina brevis</i>													
<i>Polygnathus varcus</i>													
<i>Polygnathus linguiformis mucronatus</i>													
<i>Ancyrolepis walliseri</i>													
<i>Latericriodus latericrescens latericrescens</i>													
<i>Polygnathus beckmanni</i>													
<i>Polygnathus ovatinodosus</i>													
<i>Icriodus difficilis</i>													
<i>Polygnathus linguiformis ling. delta MT</i>													
<i>Polygnathus linguiformis ling. eta MT</i>													
<i>Polygnathus ansatus</i>													
<i>Polygnathus linguiformis ling. zeta MT</i>													
<i>Ozarkodina semialternans</i>													
<i>Polygnathus latifossatus</i>													
<i>Ozarkodina samemanni</i>													
<i>Schmidtognathus hermanni</i>													
<i>Polygnathus limitaris</i>													
<i>Schmidtognathus wittekindti</i>													
<i>Schmidtognathus pietzneri</i>													
<i>Polygnathus ordinatus</i>													
<i>"Polygnathus" cristatus</i>													
<i>Polygnathus dubius</i>													
<i>Klapperina ? disparalvea</i>													
<i>Klapperina disparata</i>													
<i>Klapperina disparilis</i>													
<i>Mesotaxis ? dengleri</i>													
<i>Pandorinellina insista</i>													
<i>Klapperina ovalis</i>													
<i>Mesotaxis falsoivalis</i>													
<i>Ancyrodella binodosa</i>													
<i>Ancyrodella pristina</i>													
<i>Ancyrodella soluta</i>													
<i>Skeletognathus norrisi</i>													
<i>Ancyrodella rotundiloba</i>													
<i>Ancyrodella alata</i>													
<i>Mesotaxis costalliformis</i>													
<i>Polygnathus decorosus</i>													
<i>Mesotaxis asymmetrica</i>													
<i>Ancyrodella rugosa</i>													
<i>Palmatolepis transitans</i>													

1.4.2 Nomenklatur und Sedimentationsprozesse der gravitativen Massenumlagerung

Für Gesteine, die aus Debrisflow-Ablagerungen hervorgegangen sind, liegt kein einheitliches System der Benennung vor, die Nomenklatur ist offen. In der vorliegenden Arbeit wird für solche Gesteine der von BOUMA & PLUENNEKE (1975) aufgestellte Begriff „Debrit“ verwendet. In Analogie zu Turbiditen, die aus einem turbulenten Transport in Suspension entstanden sind, werden Gesteine, die aus einem Debrisflow-Transport hervorgegangen sind, als Debrite bezeichnet.

Die unterschiedlichen Sedimentationsabläufe, die zur Bildung von Debriten führen, werden durch einen Vorsatz näher gekennzeichnet. z.B. wird ein Debrit, der aus einem Slideflow hervorgegangen ist, als Slideflow-Debrit bezeichnet. Einen Überblick über die Prozesse der gravitativen Massenumlagerung gibt Tab. 9 (S. 28).

Rockfall deposits bezeichnen Sturzmassen an Steilabbrüchen, z.B. an unterschrittenen Kliffs im Brandungsbereich. Umgelagert werden angulare Bruchstücke aus verfestigten Gesteinen.

Bei einer **Gleitung** findet die Bewegung auf einer Schichtfläche statt; dabei werden große Gesteinsschollen auf einer leicht geneigten Fläche transportiert. Der interne Aufbau der Gesteinsscholle bleibt erhalten. Nach FÜCHTBAUER (1988) treten diese Prozesse hauptsächlich subaerisch auf, da subaquatische Sedimente bis mehrere 100 m Mächtigkeit noch nicht ausreichend verfestigt sind und daher eher zur Rutschung neigen (SCHWARZ 1982). WÄCHTER (1987) beschrieb aber ausführlich submarine Gleitschollen aus nur teilweise verfestigtem Sediment. Der Transport als solcher benötigt relativ wenig Energie; die Gleitscholle rutscht schon auf einer nur einige Grad geneigten Fläche (WÄCHTER, 1987), die Mobilisierung erfordert mehr Energie; hier nahm WÄCHTER (1987) tektonische Aktivitäten als Ursache an.

Rutschungen entstehen in nur teilweise verfestigten Sedimenten; auch hier erfolgt die Bewegung auf diskreten Flächen, die aber nicht schichtparallel liegen, sondern als lytrische Brü-

che quer zur Schichtung verlaufen. Dabei kommt es zur plastischen Deformation der Gesteine, wobei der Sedimentverband erhalten bleibt, aber gefaltet wird (Rutschfalten) (SCHWARZ 1982).

Beim **Debrisflow** (Schuttstrom) ist der innere Scherwiderstand der transportierten Masse kleiner; dabei werden keine großen zusammenhängenden Gesteinskörper transportiert, sondern Gesteinsschutt. Im Gegensatz zum turbiditischen Sedimenttransport haben Debrisflows eine höhere Dichte von 1,5 bis 2,4 g/cm³; dabei geht das transportierte Material nicht in Suspension. Häufig werden Debrisflow-Ablagerungen von Turbiditen überlagert. Man teilt Debrisflows in Slideflows und viskoplastische Debrisflows ein (WÄCHTER 1987); von POSTMA (1984) werden die viskoplastischen Debrisflows in low viscosity- und high viscosity Debrisflows unterteilt, die unterschiedliche Sedimentstrukturen zeigen.

Slideflows bewegen sich als „starre“ Massen; sie haben eine hohe innere Reibung. Am Top und an seiner Basis bewegt sich der Debrisflow mit der gleichen Geschwindigkeit hangabwärts, eine Relativbewegung der Klasten findet nur untergeordnet statt. Die Bewegung erfolgt auf einer basalen Scherzone. Slideflows kommen häufig subaquatisch vor und bewegen sich schon bei Hangneigungen von weniger als 1°. An der Front solcher Debrisflows findet häufig Erosion statt; sie verhalten sich wie ein „rigid plug“. Da keine nennenswerte Relativbewegung der Klasten stattfindet, sondern das Material als starre Masse auf einer Scherfläche gleitet, findet keine Einregelung der Klasten statt. Slideflow-Ablagerung haben eine erosive Basis und eine hohe Mächtigkeit bei stark gewölbter Oberfläche des Schuttstroms.

Viskoplastische Debrisflows bewegen sich durch interne Scherbewegungen, wenn der „Winkel der inneren Reibung“ überschritten wird; der dafür notwendige Neigungswinkel liegt zwischen 30° und 1°. Dabei ist die Geschwindigkeit an der Basis des Debrisflows gleich Null,

Tab. 3. Übersicht zu gravitativen Sedimentationsprozessen.

Transportarten der gravitativen Massenumlagerung			
Transportart	Bearbeiter	sedimentologische Merkmale	Ablagerungsmilieu
Rockfall	–	Unregelmäßig berggrenzte Blöcke in Matrix eingebettet (entstehen nur an Steilwänden, subaerisch oder submarin)	Vor einer übersteilten Wand, Kliff oder Riffkante bis 40° Neigung
Gleitschollen	FÜCHTBAUER (1988)	Unterseite diskrete Schichtfläche, dabei können dort durch Reibung entstandene Gesteine auftreten.	schräggestellte Schichtfolge, subaerisch bei geringem Neigungswinkel, große Transportweite
submarine Gleitschollen	WÄCHTER (1987)	Ober- und Unterseite diskrete Schichtflächen, Rutschfalten in kleinem Stil sind ausgebildet, sind in eine lithologisch andere Matrix eingebettet.	Schräggestellte submarine Schichtfolge bei geringem Neigungswinkel, große Transportweite
Rutschung	SCHWARZ (1982)	Rutschungsfläche listrischer Bruch, der die Schichtung schneidet, dabei bilden sich im umgelagerten Sedimentpaket Rutschfalten und Entwässerungsstrukturen.	subaquatisch, instabile Böschung am Deltarand oder an einem submarinen Canyon, geringe Transportweite
Slide flow	WÄCHTER (1987), ENOS (1977) RICHTER & FÜCHTBAUER (1981)	Stark gewölbte Oberfläche des Schuttstroms, matrixgestützt.	subaquatisch, bei geringem Neigungswinkel, kann weit transportiert werden
high viskoplastic Debris flow	POSTMA (1984)	leicht erosive Basis, curving up Scherzonen, starke Imbrikation der Klasten, Lage übergroßer Klasten am Top, gewölbte Oberfläche	bei Neigungswinkel von 1–30°, sehr geringe Transportweite
low viskoplastic Debris flow	POSTMA (1984)	keine Erosion an Basis, leichte Imbrikation der Klasten, Lage übergroßer Klasten am Top	Neigungswinkel 1–30°, geringe Transportweite
Turbidit	BOUMA (1962)	Erosive Basis, Belastungsmarken, Bouma-Sequenz	bei geringem Neigungswinkel, große Transportweite, Becken

am Top des Debrisflows maximal; an der Basis findet daher keine Erosion statt. Die Klasten werden durch die internen Bewegungen eingeregelt, sie nehmen die energetisch günstigste Position ein: häufig sind sie horizontal und mit den langen Achsen parallel zur Schüttungsrichtung eingeregelt, gelegentlich kann man eine Imbrikation der Klasten beobachten. Durch die internen Scherbewegungen werden große Klasten an die Oberfläche der Debrisflows transportiert, es bildet sich am Top des Schuttstroms eine Lage übergroßer Klasten aus.

Ablagerungen viskoplastischer Debrisflows haben eine gleichbleibende Mächtigkeit über weite Strecken; ihre Basis ist nicht erosiv. Die Komponenten sind horizontal eingeregelt, die langen Achsen der Klasten lagern parallel zur Schüttungsrichtung; in einigen Formen des viskoplastischen Debrisflows ist eine Imbrikation ausgebildet. Häufig befindet sich am Top eines sol-

chen Schuttstroms eine Lage aus übergroßen Klasten.

POSTMA (1984) hatte rezente und tertiäre flachmarine Schuttfächer untersucht; dabei kam er zu einer Unterteilung der viskoplastischen Debrisflows in high viscosity und low viscosity Debrisflows. Low viscosity Debrisflows haben eine niedrigere innere Reibung, die Klasten sind nur mäßig gut eingeregelt, die Mächtigkeit ist relativ gering und weitgehend konstant. In high viscosity Debrisflows sind die Klasten gut eingeregelt, eine Imbrikation der Klasten ist deutlich ausgebildet; der obere Teil des Schuttstroms zeigt einzelne „curving up“ Scherzonen.

Bei allen Prozessen der gravitativen Umlagerung ist nur eine sehr geringe Zurundung der Klasten möglich. Gut gerundete Gerölle kompetenter Gesteine müssen daher vor der Umlagerung aufgearbeitet worden sein.

2. Aufschlüsse givetischer Olisthostrome im Lahn-Dill-Gebiet

Mächtige Debritalfolgen innerhalb der Givet-Stufe treten am SE-Rand der Dill-Mulde, innerhalb der Eiternhöll-Schuppe und der Endbacher Schuppe auf. Sie wurden von BENDER et al. (1997: 30–32) als Uebernthal-Formation bezeichnet. Am NW-Rand der Lahn-Mulde, am Rand zum Westerwald, treten ebenfalls mächtige Debrite der Givet-Stufe auf, die als Daberg-Formation beschrieben wurden (SALAMON 1996: 40–113). Anhand ihres Komponentenspektrums unterscheiden sie sich von den Umlagerungsprodukten des basaltischen Vulkanismus der Givet-Adorf-Phase im Lahn-Dill-Gebiet (BEHNISCH 1993).

Die hier untersuchten Profile decken das Verbreitungsgebiet Daberg- und der Uebernthal-Formation ab (Abb. 2). Innerhalb der Dill-Mulde wurden zahlreiche Profile außerhalb der eigentlichen Uebernthal-Formation untersucht. Geklärt werden sollte, ob fazielle Übergänge der Uebernthal-Formation zu den nördlich und östlich angrenzenden Gebieten ausgebildet sind oder ob die Uebernthal-Formation tektonisch isoliert ist. Der Givet-Anteil der Dillenburger-Formation wurde nicht in die Untersuchungen mit einbezogen, ist aber vermutlich genetisch mit der Uebernthal-Formation verknüpft.

2.1 Die Uebernthal-Formation

Definition: Abfolge givetischer Debrite (Olisthostrom) aus Gleitschollen und Geröllen devonischer Sand- und Tonsteine, devonischer basaltischer Metavulkanite, Metatrachte und

Metarhyolithe, Herzynkalken, Massenkalken und umgelagerten Metavulkaniklastiten innerhalb der Dill-Mulde (Eiternhöll- und Endbacher Schuppe) (LIPPERT & NESBOR 1997: 30).

Erforschungsgeschichte: Die Formation wurde bei der Revisionskartierung von Bl. 5216 Oberscheld aufgestellt (LIPPERT & NESBOR 1997: 30–32). Die Vorkommen unterdevonischer Gesteinsschollen innerhalb der Uebernthal-Formation wurden erstmals von HUCKRIEDE (1992) als allochthone Bestandteile innerhalb eines Debrits erkannt. Ältere regionale Arbeiten deuteten diese Vorkommen als Diskordanz zwischen Unterems und givetischen Metavulkaniklastiten (KAYSER 1907a, KOCKEL 1958, WITTEKINDT 1961, GROOS-UFFENORDE 1972, STOPPEL 1979, PILGER 1952). Vorkommen von Metarhyolithschollen innerhalb der Uebernthal-Formation wurden von FLICK (1977, 1979) untersucht. Eine zusammenfassende Bearbeitung der Uebernthal-Formation hat es bisher nicht gegeben, detaillierte Profil-

aufnahmen der Givet-Stufe in diesem Bereich fehlen.

Stratigraphische Einstufung: Mittlere *varcus*-Zone bis *disparilis*-Zone (Givet-Stufe).

Übersicht der untersuchten Profile (Abb. 5): Das Verbreitungsgebiet der eigentlichen Uebernthal-Formation erstreckt sich zwischen Bad Endbach und dem Westerwald innerhalb der Eiernhöll-Schuppe (Profile Bicken 1, Burgberg Bicken, Weibachtal, Bahneinschnitt Uebernthal, Sonnberg, Bohrung Günterod, Eisenberg). Geringmächtiger und nur lokal tritt sie in der südöstlich sich anschließenden Endbacher Schuppe auf (Profile Grillhütte Edingen, Kläranlage Uebernthal, Kesselberg). In der dann folgenden Bickener Schuppe fehlt sie vollständig; gleichzeitig zu den Debritabfolgen der Uebernthal-Formation

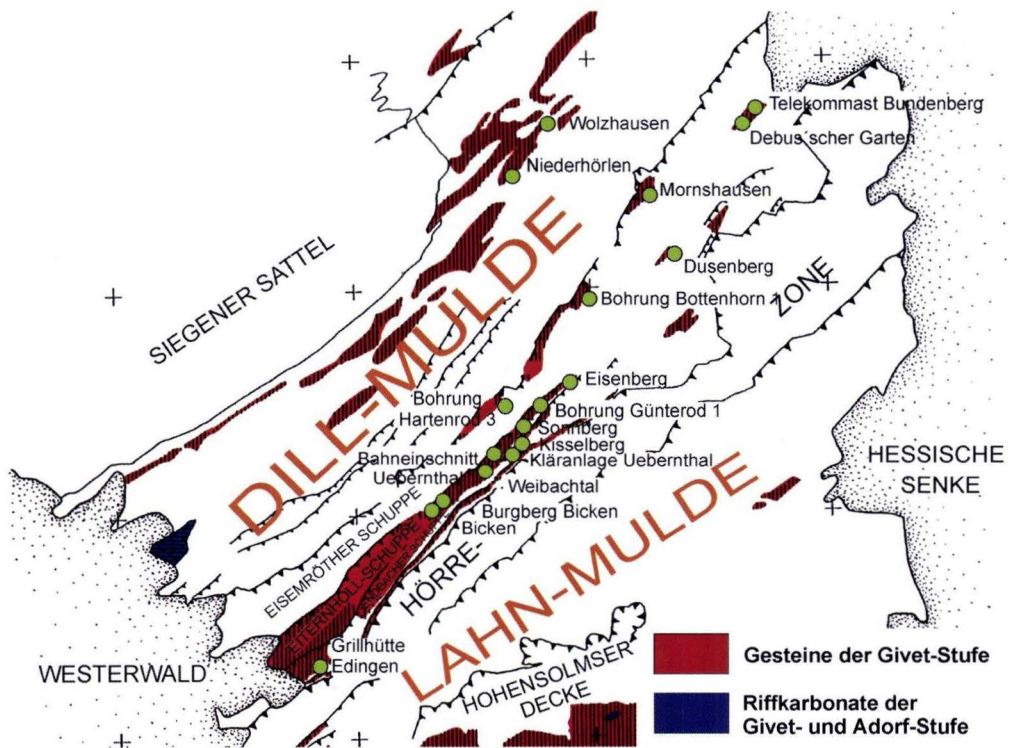


Abb. 5. Lage der untersuchten Profile der Uebernthal-Formation und ihrer distalen Äquivalente in der Dill-Mulde (Ausschnitt aus Abb. 2).

wurden dort Tiefschwellenkarbonate (Herzynkalke) abgelagert. Nordöstlich von Endbach sind nur noch ihre distalen Ausläufer als Turbidite und Debrite innerhalb der Buchenau-Formation nachzuweisen (Profile Dusenberg, Debus'scher Garten, Bundenberg). Distale Ausläufer der Uebernthal-Formation treten noch innerhalb

der Eisemröther Schuppe auf (Profile Bohrung Hartenrod 3, Bohrung Bottenhorn 1, Mornshausen). Ein isoliertes Vorkommen am NW-Rand der Dill-Mulde stellen die Turbidite und Debrite von Niederhörhlen/Wolzhausen dar. Weiter nach Norden lassen sich keine Ausläufer der Uebernthal-Formation mehr nachweisen.

2.1.1 Proximalfazies der Eiternhöll-Schuppe

2.1.1.1 Burgberg nördlich von Bicken (Abb. 6, S.32)

Lage: Kartiert wurde ein im Streichen 120–170 m breiter Streifen der Eiternhöll-Schuppe, der sich von R 3456300, H 5618600 bis R 3457000, H 5619300, TK 25 Bl. 5216 Oberscheld, erstreckt. Er streicht damit etwa vom HP 257,7 an der Straße Bicken – Eisemroth nach NE zum Gipfel des Burgberges. Der Bereich überschneidet sich mit dem Profil Bicken 1 (Abb. 7, S. 36–39) und schließt die komplette Folge der Uebernthal-Formation auf.

Erforschungsgeschichte: KAYSER (1907a) hatte auf der GK 25, Bl. 5216 Oberscheld, „Dunkle Thonschiefer, Orthoceras- u. Tentakulitenschiefer“ kartiert, die im SE von Schalstein überlagert werden; in den Tentakulitenschiefern hatte er Einschaltungen von Ballersbach-Kalk beobachtet. In den Erläuterungen (KAYSER 1907a: 17) schrieb er: „Dem Ballersbacher Kalk ist besonders zuzurechnen ein kleines Kalkvorkommen im N von Bicken, am NW-Abhänge der ‚Burg‘“. In der zweiten Hälfte der 80er Jahre durch einen neuen Forstweg aufgeschlossen, ist sie seitdem gänzlich weggebrochen [in der ausgeführten Abhandlung von KAYSER und HOLZAPFEL, S. 243, ist diese Örtlichkeit als „W-Abhang des Forstortes Hain“ bezeichnet.].“ Er beschrieb folgende Fauna von diesem Fundpunkt: „*Anarcestes lataseptatus*, *Herdoceras mirum*, *Jovellania triangularis* und *Orthoceras commutatum*, von sonstigen Versteinerungen *Bronteus Dormitzeri*, *Atrypa reticularis*, *Rhynchionella nympa* var. *pseudolivonica*, *Pentamerus* sp. u.a.“ Den Schalstein beschrieb KAYSER (1907a: 22) folgendermaßen: „Nördlich von Bicken, an der Straße nach Eisem-

roth, schließt das Gestein zahlreiche, mitunter kopfgroß werdende, meist abgerollte Stücke von Korallen (*Heliolites*, *Alveolites*, *Favosites*) und Stromatoporen ein, seltener Brachiopoden, von welchen außer *Atrypa reticularis*, *Spirifer* sp. und einmal ein freilich nicht ganz sicher bestimmtes Exemplar von *Stringocephalus Burtini* gefunden wurde.“ WITTEKINDT (1961) hat in diesem Bereich Schalstein und Tentakulitenschiefer mit Einschaltungen von mitteldevonischen Kalken kartiert. Den Schalstein am Burgberg beschrieb er wie folgt (S. 10): „SW-Seite der Burg bei Bicken (56570; 18700). Der Schalstein enthält hier metergroße Blöcke aus hellem Quarzit. Straße Bicken-Eisemroth oberhalb der Grundmühle (56280; 18440). In den Massenkalkbrocken, die hier der Schalstein einschließt, sind deutlich Korallen zu erkennen.“

Profilbeschreibung: In einer Länge von 450 m wurde ein etwa 200 m breiter Ausschnitt der Uebernthal-Formation innerhalb der Eiternhöll-Schuppe kartiert (Abb. 6). Aufgeschlossen ist eine basale Folge von Unterems-Olistholithen, Oberems-Gleitschollen (Kieselgallenschiefer), Gleitschollen aus Eifeltonschiefen, Ballersbach-Kalken und Gleitschollen aus basaltischen Metavulkaniklastiten. Diese Gleitschollen-Abfolge wird von einem basaltischen Metavulkaniklastit überlagert. Erosiv und diskordant schneidet sich ein Slideflow-Debrit aus unter- und mitteldevonischen Gesteinsschollen und Geröllen aller Rundungsgrade und Größen der gleichen Gesteine ein. Dieser Debrit wird wiederum erosiv und

Geologische Karte des Burgberges, nördlich von Bicken Blatt 5216 Oberscheld, Aufnahme April 1997

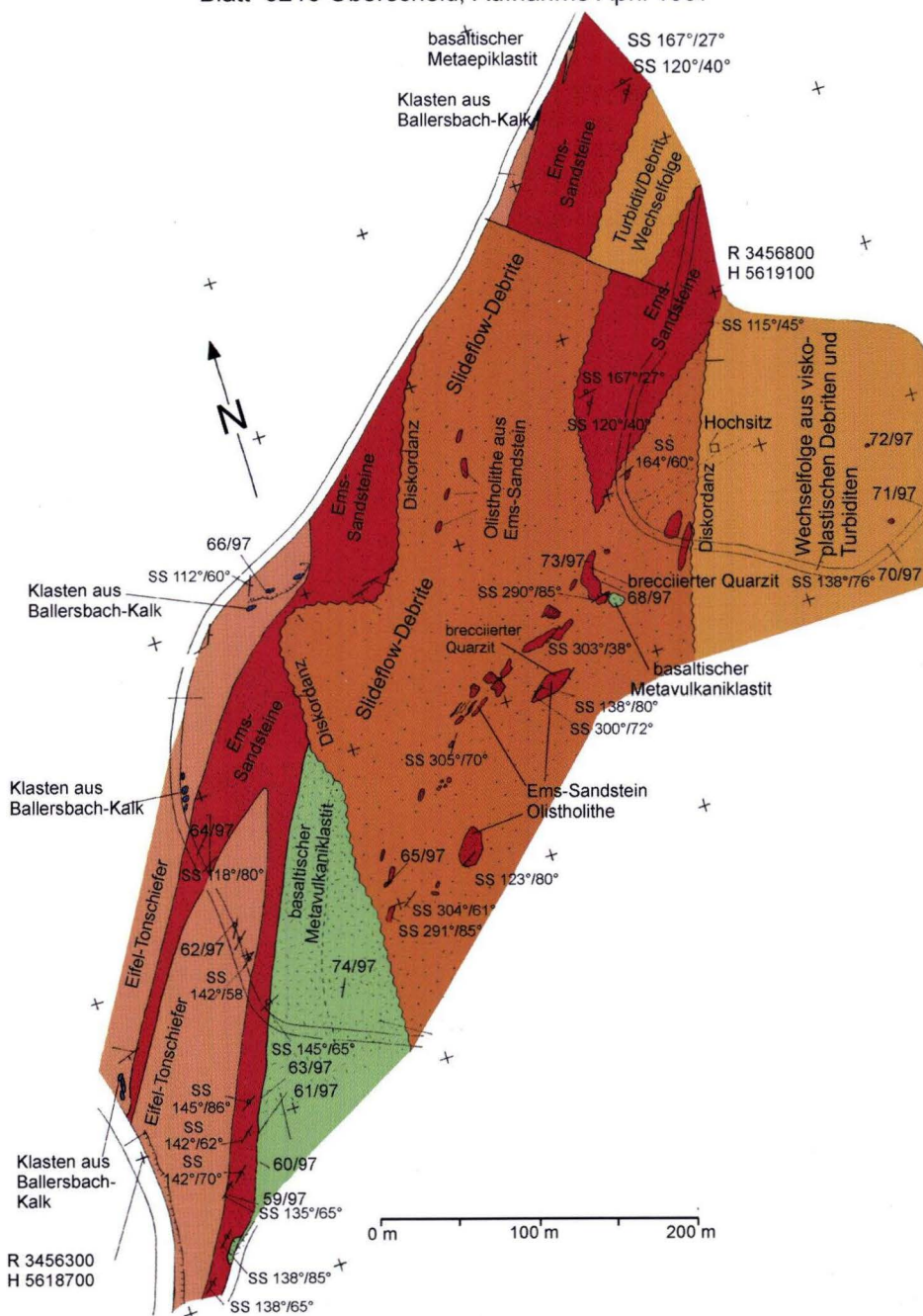


Abb. 6. Geologische Karte des Burgberges nördlich von Bicken.

diskordant von einer Abfolge aus Siltsteinen, turbiditischen Grauwackebänken und komponentengestützten, gebankten Debriten überlagert, die sich aus gut gerundeten Geröllen aus Sandsteinen, Siltsteinen, Quarziten und Vulkaniten (Metarhyolithen) aufbauen.

Basale Gleitschollen-Abfolge: Der Untere Abschnitt der Uebernthal-Formation wird aus Gleitschollen unter- und mitteldevonischer Sedimentgesteine und basaltischer Metavulkaniklastite aufgebaut. Die Abfolge streicht in einer Breite von 110 m aus; berücksichtigt man Einfallen und Faltung, ist sie etwa 50 m mächtig. Untergrenze bildet die Eiernhöll-Überschiebung, Obergrenze eine konkordante Überlagerung durch einen basaltischen Metavulkaniklastit im SW und eine diskordant erosive Überlagerung durch einen Slideflow-Debrit im Mittelteil des kartierten Gebietes. Im NE-Teil des Gebietes wird die Gleitschollen-Abfolge direkt von einer gebankten Turbidit-/Debrit-Wechselfolge der oberen Uebernthal-Formation überlagert; der mächtige Slideflow-Debrit ist dort nicht ausgebildet.

Die basale Gleitschollenfolge baut sich wie folgt auf: Ein zu einer Mulde gefalteter Olistholith aus Tentakulitenschiefern im Kern und Gesteinen der frühen Ems-Stufe an den Flanken zieht sich im SW des Burgberges vom Straßenschnitt beginnend den Hang des Burgberges hinauf, wo er etwa 200 m unterhalb des Gipfels nach NE aushebt. Die SE-Flanke der Mulde lagert überkippt (Schrägschichtung). An der überkippten SE-Flanke des Olistholiths konnte aus schrägeschichteten Feinsandsteinen (Probe **59/97**) eine Fauna der **frühen Ems-Stufe** gewonnen werden: *Schizophoria provulvaria* (MAURER 1886), *?Iridistropa* sp. (Steinkern einer juvenilen Ventral-Klappe), *Plebejochonetes semiradidiatus* (SOWERBY 1842), *Loreleiella dilatata* (C.F. Römer 1844) und eine fragliche *Arduspirifer* sp. (Bestimmung durch Herrn U. JANSEN, Senckenberg-Institut Frankfurt am Main). Aus den Feinsandsteinen an der nordwestlichen Muldenflanke wurde eine fragliche *Arduspirifer arduenensis* gewonnen (Probe **64/97**). Aus den eingemulde-

ten Tonschiefern der Eifel-Stufe konnte WITTEKINDT (1961: 6–7, Abb. 3) eine Fauna der *cockelianus*-Zone gewinnen: *Polygnathus angustipenatus* BISCHOFF & ZIEGLER, *Polygnathus* cf. *foliatus* BISCHOFF & ZIEGLER, *Tortodus cockelianus* BISCHOFF & ZIEGLER, *Polygnathus linguiformis* ssp. HINDE, *Polygnathus robusticostatus* BISCHOFF & ZIEGLER, Zahnreihenelemente. Der Olistholith wird im NW von (allochthonen) Eifeltonschiefern unterlagert. Die Grenze bildet ein Rutschungshorizont, der zahlreiche Klaster aus Ballersbach-Kalk führt. Aus dem Ballersbach-Kalk (nahe Probe **66/97**) hatte WITTEKINDT (1961, 5, Tab. 1) folgende Fauna gewonnen: *Icriodus curvatus*, *Icriodus nodosus*, *Icriodus* cf. *latericrescens*, *Polygnathus linguiformis*, *Polygnathus webbi*, Zahnreihen und Einzelzahnelemente (nicht revidiert). Im Norden des kartierten Bereiches treten in dieser Rutschungszone auch Weichklaster eines basaltischen Metavulkaniklastits auf.

Überlagert wird die Gleitschollenfolge von einem **basaltischen Metavulkaniklastit** (Taf. 1, Fig. 7). Der Metavulkaniklastit wird aus hochaufgeschäumten Vulkaniklasten eines leicht differenzierten Metabasalt aufgebaut. Die Gasblasen sind häufig schlauchförmig in die Länge gezogen. Die ehemals glasige Grundmasse der Vulkaniklasten ist durch Chlorit und Calcit verdrängt; die Umrisse der Gasblasen werden von Leukoxen nachgezeichnet. Als Einsprenglinge treten bis 3 mm große Plagioklase und schachbrettalbitisierte Alkalifeldspäte auf; untergeordnet findet man kleiner idiomorphe, z.T. zerbrochene Apatite. Die Feldspäte sind idiomorph, zum Teil korrodiert oder magmatisch gerundet; häufig führen sie chloritisierte Schmelzeinschlüsse. Die Pyroklasten sind noch vor der Zementation mehr oder weniger stark kompaktiert worden, was dem Gestein das massige Gefüge eines Vulkanites verleiht. Die Untergrenze des basaltischen Metavulkaniklastits zu dem unterlagernden Sandstein-Olistholith ist am Bergkamm gut aufgeschlossen (Probe **63/98**). Die unterlagernden tonigen Feinsand- und Siltsteine waren bei

der Ablagerung des Metavulkaniklastits noch nicht verfestigt und zeigen Slumping; im direkten Kontakt zum Vulkaniklastit sind sie sekundär verkieselt. Teilweise sind chloritisierte metabasaltische Vulkaniklasten in die pelitische Matrix eingebettet. Die Sandsteine werden aus klastischen Quarzen (80–130 μm), Plagioklassen, Mikroklinen, Helglimmern und den Schwermineralen Zirkon und Turmalin aufgebaut; die Matrix ist pelitisch.

Der Metavulkaniklastit wird diskordant-erosiv von einem **Slideflow-Debit** überlagert, der weiter nordöstlich direkt auf der basalen Gleitschollen-Abfolge lagert. Ein überwiegend aus metarhyolithischen Vulkaniklasten und Riffschuttalk-Geröllen aufgebauter Debit, wie er im Straßenprofil Bicken (Abb. 7, S. 38, Profilometer 210–240) den Slideflow-Debit unterlagert, ist im kartierten Bereich nicht ausgebildet. Durch diesen diskordanten Kontakt zu der unterliegenden Abfolge, der variscisch gefaltet wurde, kommt es zu einem komplizierten Ausstrich der Grenze zwischen Slideflow-Debit und Unterlager. Die Grenze verläuft im SW etwa Nord–Süd und schneidet dabei die gesamte Abfolge vom epiklastischem Debit bis zu den Ems- und Eifel-Gesteinen diskordant ab. Im NW liegt, soweit sichtbar, der Slideflow-Debit nur auf Unterdevon, das in Sattelstrukturen aufgeschlossen ist. Ganz im Osten des kartierten Bereiches schließlich keilt der Slideflow-Debit aus, und die ihn überlagernde Turbidit-Debit Abfolge lagert direkt auf den Sand- und Siltsteinen der Ems-Stufe. Der petrographische Aufbau des Slideflow-Debits wird geprägt durch Meter- bis 10er Meter-große Sedimentschollen und Geröllen aller Größen (bis 2 m \varnothing) und Rundungsgrade, die in eine pelitisch-siltige, schlierige Matrix eingebettet sind. Dabei ist die Schichtung in den großen Gesteinsschollen meist parallel zur Schichtung des Slideflow-Debits, die sich aus der Ober- und Untergrenze der Einheit ergibt. Das Komponentenspektrum umfasst Gesteinsschollen aus Sandsteinen der frühen Ems-Stufe und der Eifel-Stufe, Quarzite der Ems-Stufe, basaltische Metapyro-

klastite und monomikte, bimodale Quarzit-Parakonglomerate (73/97); wobei Quarzitgerölle und Brocken in eine sandige Matrix eingebettet sind (sehr ähnliche Gesteine treten im Proximalbereich der Daberg-Formation auf). Als Gerölle treten vor allem Sandsteine, Quarzite und Siltsteine auf; daneben recht häufig Metarhyolithe vom Typ Ballersbach. Es wurde auch ein Barytgeröll gefunden (Probe **68/97**, Taf. 4, Fig. 4). Die Gerölle zeigen Rundungsgrade von einer Abrundung der Kanten bis zu einer fast völligen Rundung.

Eine **Wechselfolge aus Turbiditen und geringmächtigen viskoplastischen Debiten** bildet das Hangende des Slideflow-Debits und die jüngste Ablagerung der Uebernthal-Formation (Abb. 6). Diese Hangendfolge liegt diskordant auf der unregelmäßigen Oberfläche des Slideflow-Debits, im Osten des kartierten Gebietes direkt auf Ems-Sandsteinen. Der unterlagernde Slideflow-Debit keilt dort aus. Die Abfolge lagert normal und fällt mit 40–50° nach SE ein. Sie wird aus dickbankigen Turbiditen, feinkörnigen Turbiditen im Siltbereich und komponentengestützten, viskoplastischen Debiten aufgebaut. Dazwischen sind dünne Lagen aus Tonsteinen eingeschaltet. Das Komponentenspektrum wird durch gut gerundete Gerölle aus Siltsteinen, Sandsteinen und Quarziten dominiert. Die Korngrößen liegen zwischen wenigen mm bis 10 cm, vereinzelt treten übergroße Quarzitgerölle von 20 cm bis 1,5 m \varnothing in den Debiten auf. Diese Abfolge gleicht lithologisch den Gesteinen der Distalfazies der Daberg-Formation in der Lahn-Mulde (Profil Finsterer Grund (Abb. 34, S. 105). Die Turbidite und Debiten führen folgendes Komponentenspektrum: Metabasaltische chloritisierte und calcitisierte Pyroklasten, metabasaltische Hyaloklasten, blasenführende Gerölle eines effusiven Metatrachyts, Metarhyolithgerölle, isolierte magmatische Quarze, chloritisierte metarhyolithische Pyroklasten mit korrodierten Quarzeinsprenglingen und Alkalifeldspateinsprenglingen, Gerölle aus Ems-Porphyrroid mit den typischen diagenetischen Erscheinungen und relik-

tisch erhaltenen Y-shards. Bei den siliziklastischen Komponenten treten zahlreiche gut gerundete Silt- und Feinsandsteingerölle auf, einige verkieselte Tonstein-/Siltsteinklasten und quarzitisches gebundene Fein- bis Mittelsandsteine.

Vereinzelt kommen styliolinenführende Mikritgerölle vor. Als Biogene treten vor allem Echinodermereste auf, daneben Styliolinen mit Hundezahnzement, ästige Stromatoporen, Brachiopoden und Bivalvenreste.

2.1.1.2 Straßenprofil Bicken 1 (Abb. 7, S. 36–39)

Lage: Das Profil befindet sich zwischen R 3456290, H 5618020 und R 3456310, H 5618800, TK 25 Bl. 5216 Oberscheld, innerhalb der Eiternhöll-Schuppe, an der Straße von Bicken Richtung Eisemroth. Es beginnt etwa 200 m nördlich der Grundmühle, dort sind an der Straßenböschung Olisthostrome der Uebernthal-Formation in einer Länge von 340 m aufgeschlossen (Abb. 7).

Erforschungsgeschichte: KAYSER (1907a) hatte im nördlichen Bereich des Profils „Posidonienschiefer und Culmgrauwacke“ kartiert, südlich vorgelagert sind „Dunkle Thonschiefer, Orthoceras- u. Tentaculitenschiefer“ aufgeschoben. Innerhalb dieser Abfolge hat er Kalkeinlagerungen und größere Vorkommen von „Mitteldevonischem Schalstein“ auskartiert. WITTEKINDT (1961) hatte im gleichen Bereich folgendes kartiert: Im Norden Kulmtonschiefer und Grauacken, darauf aufgeschoben Tentaculitenschiefer mit mitteldevonischen Kalken als Einschaltung, konkordant überlagert von mitteldevonischem Schalstein. Er unterscheidet vier Typen von Schalstein, die z.T. Nebengestein führen und nimmt an, dass der Schalstein hier konkordant auf Eifeltonschiefer liegt und somit auf die höhere Eifel-Stufe zu datieren ist. HUCKRIEDE (1992) erwähnt, dass an der Straße Eisemroth–Bicken (R 3456300, H 5618430) Riffschuttkalke im tieferen Teil der Schuttströme aufgeschlossen sind.

Profilbeschreibung: Das Profil beginnt im Norden mit unterkarbonische Grauacken der Eisemröther Schuppe. Nach Süden folgt mit einer 5 m mächtigen Störungsbrecchie die Eiternhöll-Überschiebung. In der anschließenden Eiternhöll-Schuppe sind Olisthostrome der Uebern-

thal-Formation in einer Länge von 339 m angeschnitten. Den unteren Teil der Uebernthal-Formation bildet eine Gleitschollen-Abfolge mit Olistholithen aus Gesteinen der Ems- und Eifel-Stufe (am Burgberg treten zusätzlich Olistholithe aus basaltischen Metavulkaniklastiten der Givet-Stufe auf). Die basale Gleitschollen-Abfolge ist bis Profilmeter 120 aufgeschlossen. Nach einer Aufschlusslücke von 96 m sind bis Profilende geröllführende Slideflow-Debrite der Uebernthal-Formation angeschnitten.

Die basale Gleitschollen Abfolge beginnt mit schwarzen, leicht kieseligen Kieselgallenschiefern, die vermutlich in die späte Ems-Stufe gehören. Sie werden von styliolinenführenden mittelgrauen Tonsteinen der Eifel-Stufe überlagert. Zwischen Profilmeter 48 und 56 ist ein Rutschungshorizont aufgeschlossen, an dem Feinsandstein-/Tonstein-Wechselfolgen der frühen Ems-Stufe auf die Eifeltonschiefer geglitten sind (Datierung WITTEKINDT, 1961: 31). An der Gleitbahn treten zahlreiche, metergroße Klasten aus Ballersbach-Kalk auf. Die Sandsteine des frühen Emsiums bilden die Flanken einer Muldenstruktur, in deren Kern, von Profilmeter 48 bis Profilmeter 80, styliolinenführende Eifeltonschiefer eingemuldet sind, die gelegentlich mikritische Kalkkonkretionen führen (Datierung WITTEKINDT, 1961: 31). Die SE-Flanke der Mulde lagert überkippt, der Muldenkern ist bei Profilmeter 67 innerhalb der Eifeltonschiefer aufgeschlossen, die Faltenachse fällt mit 8° nach NE ein. Von Profilmeter 110 bis 120 sind Sandsteine der frühen Ems-Stufe (Datierung S. 33) an der überkippten Sattelflanke der Mulde aufgeschlossen; sie führen vereinzelt Sphärosiderit-Konkretionen.

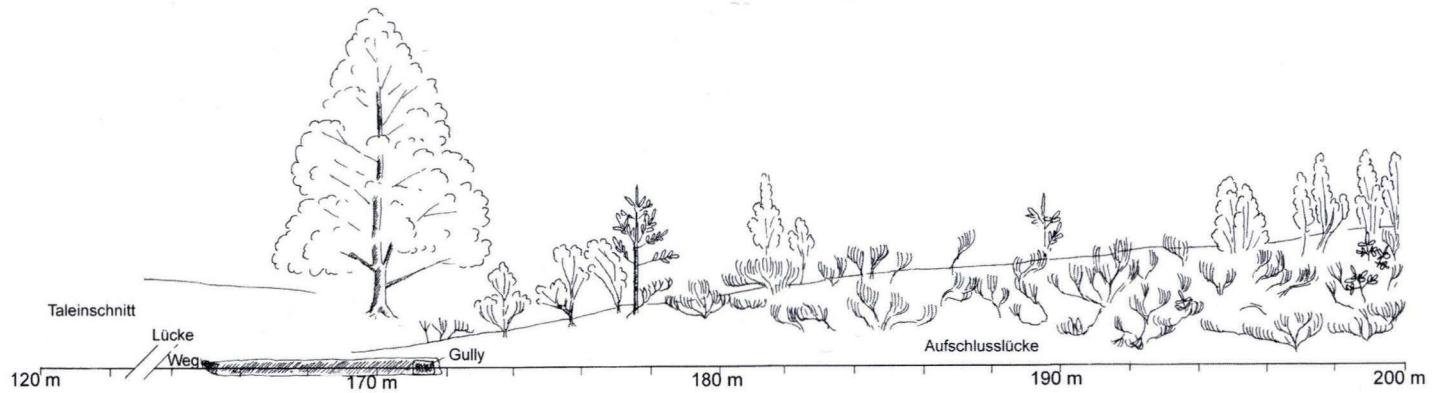
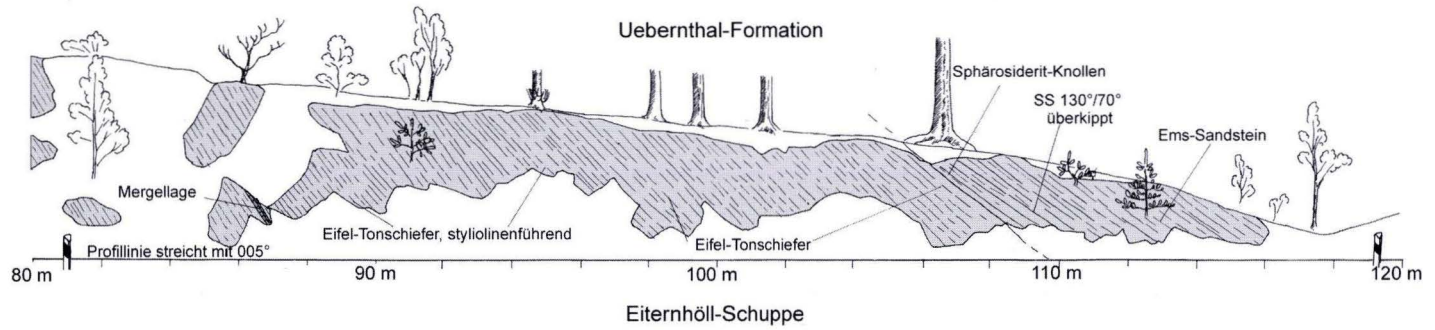
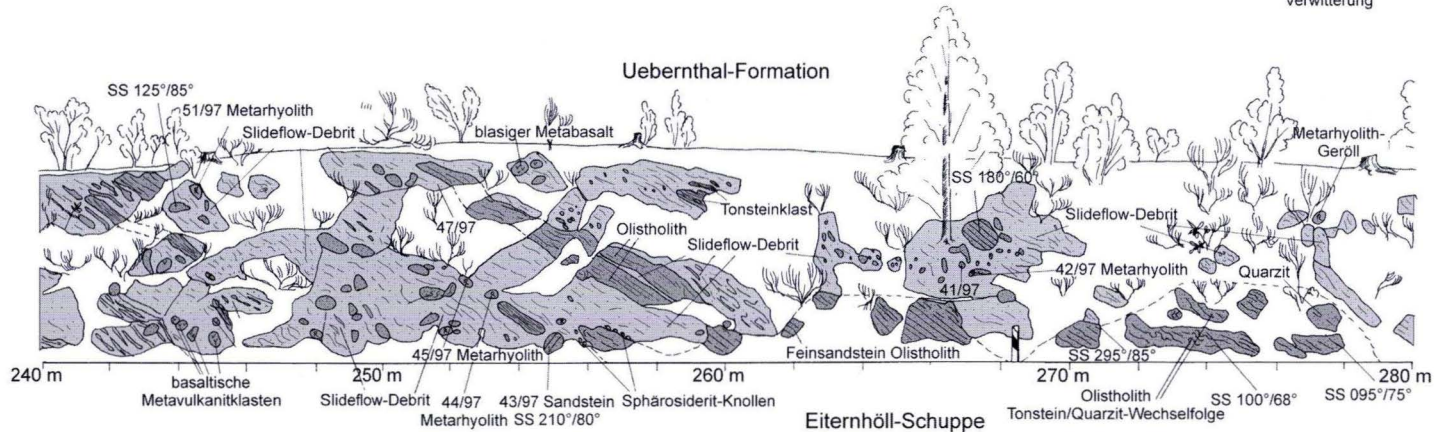
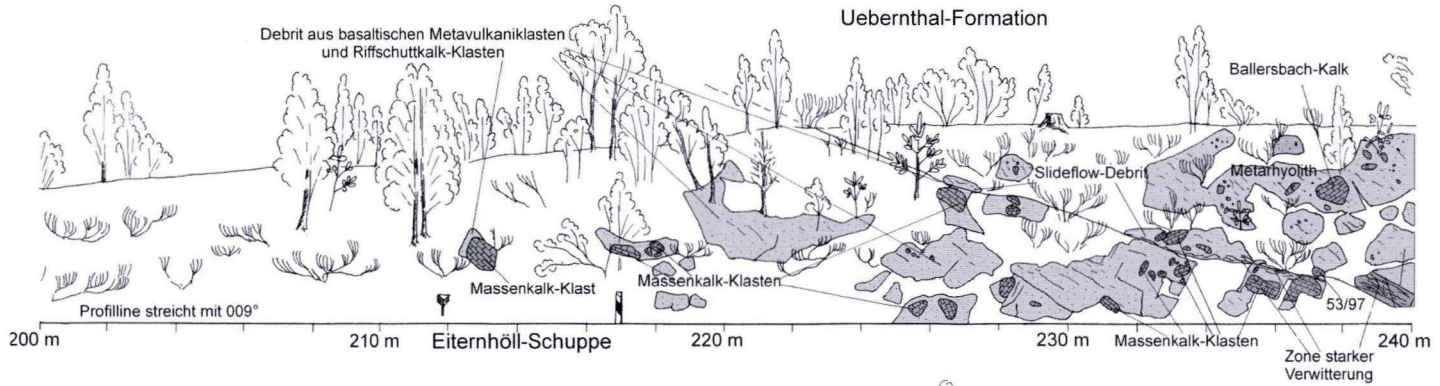


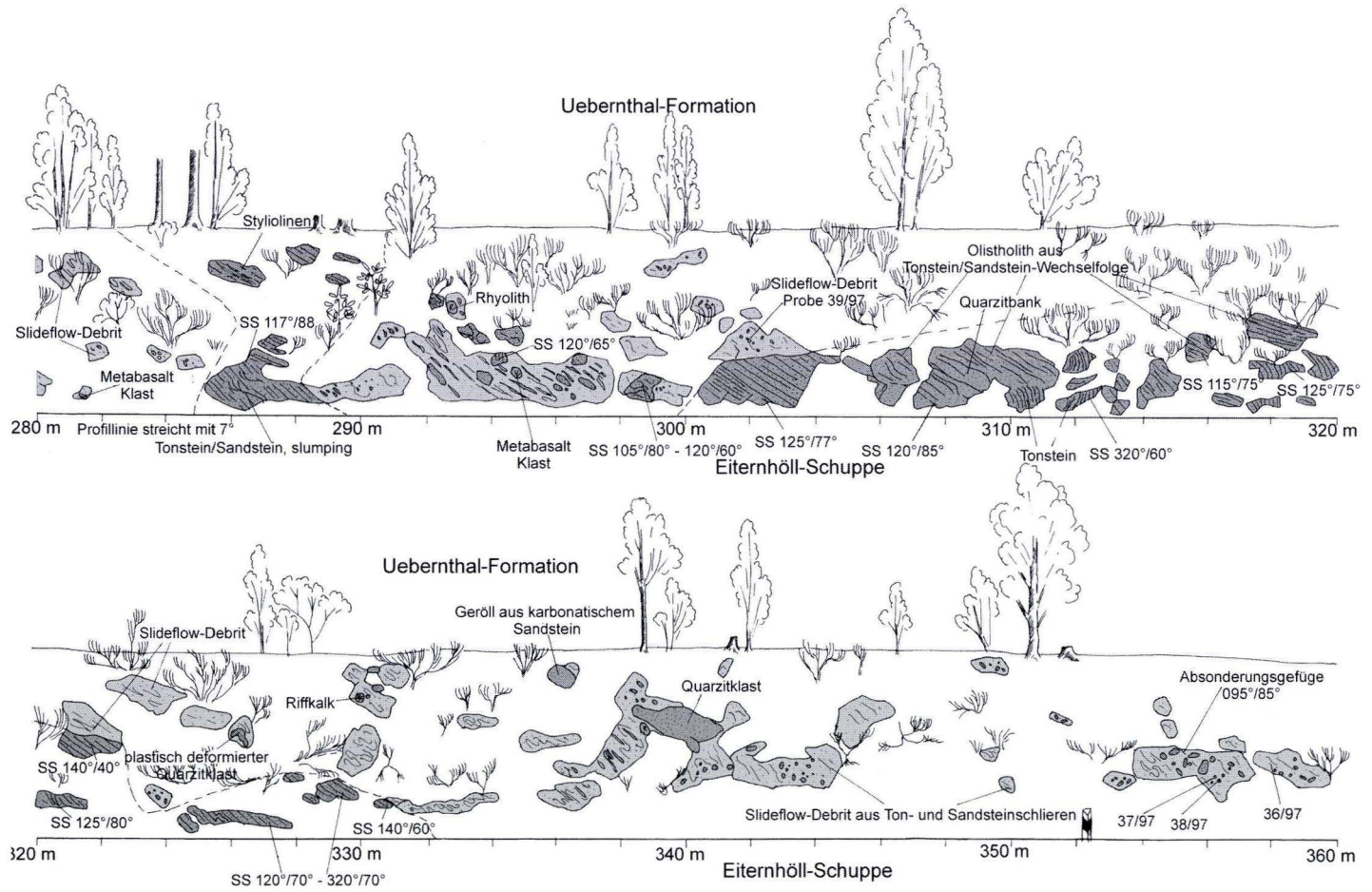
Abb. 7. Straßenprofil Bicken, unterkarbonische Grauwacken der Eisernröther Schuppe und givetische Olisthostrome der Uebernthal-Formation in der Eiernhöll-Schuppe.

N

Straßenprofil Bicken
 Profilmittte bei R 3456280 H 5618580
 Blatt 5216 Oberscheld
 Aufnahme April 1997

S





Fortsetzung Abb. 7. Straßenprofil Bicken, unterkarbonische Grauwacken der Eisernröther Schuppe und givetische Olisthostrome der Uebernthal-Formation in der Eiternhöll-Schuppe.

Im folgenden Taleinschnitt sind keine Gesteine aufgeschlossen; die Aufschlusslücke reicht von Profilmeter 120 bis 212. In diesem Bereich wäre ein basaltischer Metavulkaniklastit zu erwarten, wie er wenige Meter hangaufwärts aufgeschlossen ist (Kap. 2.1.1.1, S. 33).

Von Profilmeter 212 bis 240 ist ein Slideflow-Debrit aufgeschlossen, der sich überwiegend aus Riffschuttkalk-Klasten und rhyolithischen Metavulkaniklasten aufbaut (52/97, 54/97, Taf. 3, Fig. 5 und 6). Als vulkanische Komponenten treten metarhyolithische Pyroklasten mit chloritisierter Matrix auf; die Gasblasen sind calcitgefüllt, der Chlorit der Matrix wird fleckenartig durch Calcit verdrängt, als Einsprenglinge treten magmatisch korrodierte Quarze und albitisierte Alkalifeldspäte auf. Metarhyolithgerölle vom Typ Ballersbach sind häufig; die Grundmasse ist zu einem Quarz-/Feldspatpflaster alteriert. Sie führen magmatische Quarzeinsprenglinge und zeigen gelegentlich perlitische Sprünge; teilweise ist eine Fließtextur ausgebildet (Taf. 2, Fig. 1 u. 5), der Quarz der Grundmasse wird fleckenartig durch Calcit verdrängt. Häufig sind mikrographische Quarz-Feldspat-Verwachsungen ausgebildet (Taf. 2, Fig. 3). Daneben kommen calcitisierte metabasaltische Pyroklasten und Metatrachytgerölle vor. Als siliziklastische Komponenten treten Weichklasten aus feldspatreichen Ton-/Silt-/Feinsandstein-Wechselfolgen, die gelegentlich Styliolen führen (Eifel-Givet-Sandstein) und Gerölle aus feldspatführenden Feinsandsteinen auf. Zusätzlich führt der Debrit Intraklasten unverteilter Debrite mit pelitischer Matrix und chloritisierten oder calcitisierten metabasaltischen Pyroklasten als Komponenten. Bei den Karbonaten treten einzelne styliolenführende Mikritgerölle auf; vor allem aber Riffschuttkalke und isolierter Riffschutt. Die Klasten erreichen dabei Durchmesser bis 1 m. Die Riffschuttkalk-Klasten sind sparitisch zementierte komponentengestützte Packstones aus flächigen Stromatoporen, Peloiden, sparitisierten Peloiden mit Mikritrinde, mikritisierten Schalenresten und chloritisierten metarhyolithischen Vulkaniklasten. Als

isolierte Biogene kommen in den Debriten Bivalvenschalen, Echinodermenreste, ästige Stromatoporen, rugose Korallen und tabulate Korallen (*Heliolites*) vor. Die meisten Karbonate werden randlich durch autigen gesprossene polysynthetisch verzwilligte Albite verdrängt (Taf. 6, Fig. 5 und 6).

Von Profilmeter 120 bis zum Profilbeginn folgt ein pelitischer Slideflow-Debrit, wie er auch am Bergkamm des Burgberges gut aufgeschlossen ist (Abb. 6, S. 32). Er wird charakterisiert durch eine schlierige, siltig-tonige Matrix, in die einerseits Quarzit- und Metarhyolithgerölle eingebettet sind, andererseits größere Olistholithe aus Ton-/Silt-/Feinsandstein-Wechselfolgen und Olistholithe aus Feinsandsteinen der frühen Ems-Stufe. Daneben treten noch zahlreiche andere Komponenten auf. Der Debrit ist matrixgestützt, zeigt kein Korngrößenhiatus, größere Klasten schwimmen in einer Masse aus pelitischem Material mit klastischen Quarzen, Gesteinsbruchstücken und Hellglimmern. Als Komponenten treten folgende Vulkanite und Sedimentgesteine auf:

Metabasaltische Pyroklasten, sie sind vollständig durch Calcit und Chlorit verdrängt; die oft schlauchförmig gelängten Blasen werden durch einen Leukoxen-Saum nachgezeichnet.

Blasenarme metabasaltische Hyaloklasten mit intersertalem Gefüge aus Feldspatleisten und idiomorphen Erzmineralen in einer Matrix aus Chlorit und Leukoxen; die wenigen Gasblasen sind chloritgefüllt. Gelegentlich sind sie tachylitisch entwickelt.

Umgelagerte, zementierte metabasaltische Pillowrandbreccien. Die Metavulkaniklasten führen Gasblasen; in eine Matrix aus Leukoxen und Chlorit sind einige 200 μm lange Plagioklasleisten eingebettet. In den Gasblasen sind Calcit-sphärolithe mit Hämatitsäumen gewachsen, die auch das Gestein zementieren.

Intraklasten aus sparitisch zementierten basaltischen Metavulkaniklastiten. Das Gefüge ist komponentengestützt, der Porenraum meist sparitisch zementiert, gelegentlich mit einem fossilführendem Mikrit (Echinodermenreste, Styliolen und

klastische Quarze mit 30 μm) gefüllt; die Pyroklasten sind durch Calcit und Chlorit verdrängt.

Häufig sind Metatrachytgerölle, seltener treten eckige Metatrachytklasten auf.

Gut gerundete Metarhyolithgerölle (Typ Ballersbach), mit einer Grundmasse aus einem unterschiedlich vergrößertem Quarz-/Feldspatpflaster, das häufig ein Fließgefüge nachzeichnet. Als Einsprenglinge treten Quarze bis 1 mm Größe auf; häufig sind sie magmatisch gerundet und zeigen Korrosionbuchten, meist sind sie postmagmatisch in die Matrix weitergewachsen. Daneben treten Plagioklas- und Alkalifeldspateinsprenglinge auf, die ebenfalls Korrosionserscheinungen zeigen und fleckenartig durch Calcit verdrängt werden. Gelegentlich kommen eutektische mikrophische Quarz-/Feldspat-Verwachsungen vor.

Verbreitet sind chloritisierte und calcitisierte metarhyolithische Vulkaniklasten (Taf. 3, Fig. 3 und 4): idiomorphe, zum Teil korrodierte Quarzeinsprenglinge bis 900 μm sind in eine Grundmasse aus Chlorit eingebettet. Die Klasten haben einen meist fetzenartigen Umriss. Bei den calcitisierten Metarhyolithen ist die Grundmasse von 500–1000 μm großen Calciten mit stark suturierten Korngrenzen verdrängt worden, in die idiomorphe Quarzeinsprenglinge (200 μm) und idiomorphe Feldspateinsprenglinge (750 μm) eingebettet sind. Die Feldspäte werden unregelmäßig gitterförmig durch Calcit verdrängt.

Metarhyolithische Pyroklasten mit idiomorphen Quarzeinsprenglingen bis 400 μm und idio-

morphen oder zerbrochenen Feldspateinsprenglingen, die z.T. in Calcit umgewandelt worden sind. Die hochaufgeschäumte, ehemals glasige Grundmasse ist vollständig in Chlorit umgewandelt; bis 600 μm große Calcite haben die Blasenräume überwachsen. Zahlreiche solche Klasten ohne Einsprenglinge treten ebenfalls auf.

Untergeordnet treten Gerölle aus Ems-Porphyr auf. In eine serizitische Matrix mit zahlreichen klastischen Quarzen und Hellglimmern sind Y-förmige Scherben aus ehemaligem vulkanischem Glas eingebettet, die durch Quarz verdrängt sind.

Quarzitische Sandsteingerölle haben Korngrößen zwischen 100 und 400 μm , führen keine Feldspäte, zahlreiche Hellglimmer und haben flächige, gerade oder leicht suturierte Kornkontakte, der Zwickelraum ist mit Serizit gefüllt.

Weichklasten aus einer feldspatführenden Ton-Silt-Feinsandstein-Wechselfolge sind häufig. Sie führen gelegentlich Styliolinen.

Mikritgerölle bestehen aus Mikrit mit klastischen Quarzen bis 60 μm und einigen Hellglimmern gleicher Größe. Die klastischen Quarze werden randlich durch Calcit verdrängt. Als Biogene treten vereinzelt Styliolinen, Brachiopodenschalen, Bivalvenreste und Echinodermenreste auf.

Als Biogene kommen Echinodermenreste, ästige Stromatoporen und Styliolinen vor.

Häufig treten intraformationelle Klasten auf, die teils bei der Umlagerung unverfestigt, teils schon zementiert waren.

2.1.1.3 Profil Bahneinschnitt Ueberthal (Abb. 8, S. 43)

Lage: Bei R 3459360, H 5620640, TK 25 Bl. 5216 Oberscheld, innerhalb der Eiternhöll-Schuppe. Das Profil beginnt etwa 100 m nordwestlich der Bahnüberführung Ueberthal an der NE-Wand des Bahneinschnittes.

Erforschungsgeschichte: Bei der geologischen Erstaufnahme durch KAYSER (1907a) existierte der Bahneinschnitt noch nicht. KAYSER beschrieb aus der unmittelbaren Umgebung Faunen und Gesteine der frühen Ems-Stufe (Tab. 5,

S. 141), die seiner Ansicht nach in diesem Bereich diskordant von mitteldevonischem Schalestein überlagert werden: „In der Umgebung von Ueberthal sowie am Schönscheid fanden sich in diesen Schichten außer der oben genannten Leitversteinerung [*Tropitoleptus carinatus*] auch Reste von Homalonoten, *Pleurodictyum* und verschiedene Brachiopoden“ (KAYSER 1907a, 13). WITTEKINDT (1961) beschrieb das Profil und kam zu ähnlichen Deutungen wie KAYSER; die im Bahn-

einschnitt aufgeschlossenen Sandsteine stellt er in die frühe Ems-Stufe (WITTEKINDT, 1961: 3–4) und konnte folgende Fauna gewinnen: „*Anetoceras* cf. *arduennense* (STEININGER), *Chonetes plebeja* SCHUR“. In BENDER et al. (1997: 28) wurde das Profil im Aufschlussverzeichnis der Uebernthal-Formation erwähnt. Von ANDERLE et al. (1997: 210) wurden die Lagerungsverhältnisse eines Ems-Olistholiths in dem Profil untersucht. Dabei zeigen die Schichtflächenpole eine quer zur variscischen Faltung orientierte Gleitfaltung. Die Flächenpole der Ems-Sandsteine bilden einen mit 35° nach WNW einfallenden Großkreis.

Profilbeschreibung: In dem Bahneinschnitt ist eine Schichtfolge von der givetischen Uebernthal-Formation bis in das späte Oberdevon aufgeschlossen (Abb. 8, S. 43). An den Einschnitten an der östlichen Seite der Bahnüberführung reicht die Schichtfolge weiter über die Kulm-Kieselschiefer bis in die Kulm-Tonschiefer. Das höhere Oberdevon wird durch eine geringmächtige Tonstein-/Sandstein-Wechselfolge vertreten; das Schichtgefüge ist durch Slumping aufgelöst. Eingeschaltet in die Oberdevon Sedimentgesteine sind effusive Metabasalte der Oberdevon-Phase des Lahn-Dill-Vulkanismus (NESBOR 1997). Die Schichtfolge fällt mit 40–80° nach SE ein. Die Profilaufnahme umfasst den oberen Teil der Uebernthal-Formation und deren Überlager bis in die effusiven Metabasalte des Oberdevons. Die Gesamtmächtigkeit der Uebernthal-Formation in diesem Bereich der Eiternhöll-Schuppe beträgt maximal etwa 250 m.

Die Uebernthal-Formation streicht mit 74 m aus und ist in einer Mächtigkeit von etwa 58 m aufgeschlossen. Sie wird aus einem Slideflow-Debrit aufgebaut, der große Schollen aus Sand- und Siltsteinen der Ems-Stufe führt, die in die unterschiedlichsten Raumrichtungen zueinander lagern. Häufig zeigen die Olistholithe Rutschfalten und interne Scherflächen, die durch gravi-

tatives Gleiten entstanden sind. Durch Anschnitteffekte kommt es zu fensterartigen Anschnitten der Olistholithe (bei Profilmeter 66 und 74). Unterlagert wird der Slideflow-Debrit durch epiklastische Metavulkaniklastite, die Gerölle aus Massenkalk führen (Profilmeter 4–10). Die Olistholithe innerhalb des Slideflow-Debrits sind vermutlich der frühen und der späten Ems-Stufe zuzuordnen. Die massigen Sandstein-Olistholithe bei Profilmeter 68, 60 und 42 bis 52 ähneln den Vorkommen von frühem Emsium im Lahn-Dill-Gebiet. Der von Profilmeter 11 bis 35 aufgeschlossene Feinsandstein-Siltstein-Tonstein Olistholith zeigt fining upward Sequenzen und Flaserschichtung, wie sie für die regional verbreiteten Gesteine des späten Ems typisch sind (Abb. 9, S. 45).

Überlagert werden die Debrite der Uebernthal-Formation durch leicht kieselige Tonsteine in Fazies der Adorf-Bänderschiefer, in die sich bis 1 m mächtige epiklastische Turbidite einschalten, die das typische Komponentenspektrum der Uebernthal-Formation zeigen (Probe **43/98**). Eine epiklastische Turbidit-/Debrit-Wechselfolge am Top der Uebernthal-Formation ist nicht ausgebildet. Das Komponentenspektrum der epiklastischen Turbidite wird aus Geröllen von Metarhyolithen (Typ Ballersbach), metabasaltischen Hyaloklasten und chloritisierten metabasaltischen Pyroklasten, Metatrachytgeröllen, isolierten magmatischen Quarzen und schachbrettalbitisierten Kalifeldspäten aufgebaut. Als siliziklastische Komponenten treten Tonstein-, Siltstein- und Feinsandstein-Gerölle und Gerölle aus quarzitischem gebundenem Mittelsandstein auf. Daneben treten Riffschuttkalk-Klasten, ästige Stromatoporen, Bivalvenreste und sehr zahlreich Echinodemenschutt auf.

Die „Adorf-Bänderschiefer“ werden von einem effusiven Metabasalt der Oberdevon-Phase des Lahn-Dill-Vulkanismus überlagert (ab Profilmeter 96).

NW

Profil Bahneinschnitt Ueberthal
 Profilmitte bei R 3459360 H 5620640
 Blatt 5216 Oberscheld
 Aufnahme März 1998

SE

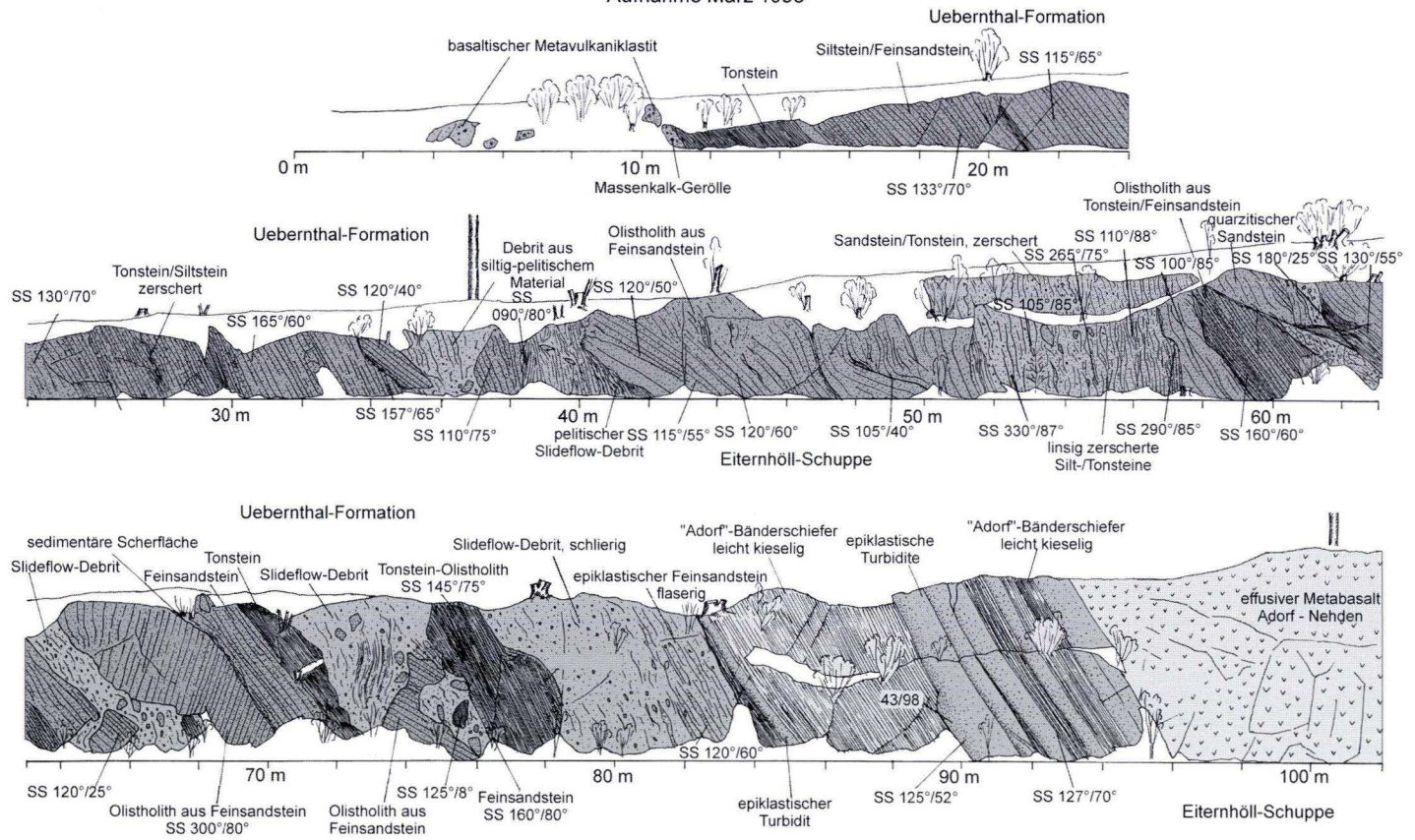


Abb. 8. Profil Bahneinschnitt Ueberthal, Olistostrome der Ueberthal-Formation überlagert von Adorf-Bänderschiefen und Metabasalten der Adorf-Stufe.

2.1.1.4 Profil Sonnberg (Uebernthal – Günterod) (Abb. 9, S. 45)

Lage: Bei R 3460700, H 5622520, TK 25 Bl. 5216 Oberscheld, innerhalb der Eiternhöll-Schuppe. An einer leicht nach NW ansteigenden Wegböschung am SW-Hang des Sonnberges zwischen Uebernthal und Günterod sind Slideflow-Debrite und Ems-Gleitschollen der Uebernthal-Formation aufgeschlossen. Das Profil beginnt etwa 20 m hinter einem kleinen Tälchen und endet bei der Einmündung eines zum Gipfel des Sonnbergs führenden Weges. Nordöstlich des Profils stehen an der Böschung ebenfalls Debrite an, die große Schollen von Herzynkalken führen, aber schlecht aufgeschlossen sind.

Erforschungsgeschichte: Nahe dem Profil wurde von STOPPEL (1979: 98–99) ein Vorkommen von grauen Kalken in Tonschiefern beschrieben, das eine Conodontenfauna der Frühen *patulus*-Zone führte. Als Sonnberg-Wegprofil wurde es von HUCKRIEDE (1992: 123) beschrieben; aus den Ems-Gleitschollen konnte er eine Fauna gewinnen, die eine Einstufung in den unteren Teil der späten Ems-Stufe ermöglichte: *Arduspirifer arduennensis arduennensis* (Schnur), *Euryspirifer paradoxus* (v. SCHLOTHEIM), *Nucleospira lens* (SCHNUR), *Anoplothea* sp. indet., *Athyris undata* (DEFRANCE), *Cryptonella ? macrorhyncha* (SCHNUR), *Leptagunia* sp. indet., *Ucinulus subwilsoni* (DÖRIGNY). Die Kalk-Schollen innerhalb des Profils stuft er mit Conodonten in die *patulus*- bzw. *partitus*-Zone ein. Als Makrofossilien beschrieb er aus den Ballersbach-Kalken *Urbitoproteus orbitatus* (BARRANDE) und *Ceratocephala versiculosa* BEYRICH, in dunklen Knollenkalken fand er den Orthoceren *Jovellania triangularis* ARCHIAC & VERNEUIL. In den Erläuterungen zur GK 25 Bl. 5216 Oberscheld, wird das Profil als Aufschluss von Gesteinen der Uebernthal-Formation erwähnt (LIPPERT & NESBOR 1997: 30).

Profilbeschreibung: An der Wegböschung sind Slideflow-Debrite der Uebernthal-Formation angeschnitten, die im SE einen sehr großen Olistholith aus Sand- und Tonsteinen der unteren

späten Ems-Stufe führen, er ist in einer Länge von 32 m aufgeschlossen (Abb. 9, Profilmeter 70–102). Weiter nach NW sind kleinere Olistholithe aus dunklen Tonsteinen und Herzynkalken in die Debrite-Matrix eingebettet. Die große Oberems-Scholle am Profilende lagert normal (Schrägschichtung), die Schichtung fällt mit 40–50° nach SE ein. Sie zeigt zwei fining-upward-Sequenzen im 10 m-Bereich; die Sequenzen beginnen an ihrer Basis mit Feinsandsteinen und enden mit siltigen Tonsteinen. Die Unterseite der Scholle aus Gesteinen der späten Ems-Stufe ist zwischen Profilmeter 69 bis 75 aufgeschlossen; die Ton- und Feinsandsteine werden dort im spitzen Winkel zur Schichtung abgeschnitten und lagern auf Debrite-Matrix mit hohem Gehalt an Metavulkaniklasten. Bis Profilmeter 40 hat die Debrite-Matrix einen sehr hohen Anteil an basaltischen und rhyolithischen Metavulkaniklasten, dadurch bedingt sind kleinere Tonklasten frühdiagenetisch verkieselt und weder geschiefert noch kompaktiert (Taf. 6, Fig. 4). Durch Anschnitteffekte zeigen die Tonstein-Olistholithe in diesem Bereich komplizierte Ausstriche, bei Profilmeter 45 ist ein solcher Körper fensterartig angeschnitten. Der Debrite mit hohem vulkaniklastischem Anteil wird von Slideflow-Debriten unterlagert (Grenze zwischen Profilmeter 40–44), die eine pelitische Matrix mit viel Crinoidenschutt haben (Handstück 30/98) und zahlreiche Olistholithe aus dunklen Tonsteinen und Herzynkalken führen (überwiegend Ballersbach-Kalk der obersten späten Ems- bis frühesten Eifel-Stufe). Untergeordnet treten Klatten eines effusiven Metabasalt auf.

Der bis Profilmeter 40 m aufgeschlossene Slideflow-Debrite führt einen hohen Anteil an vulkaniklastischem Material. Wie auch in anderen Profilen sind in diesem Bereich kleinere Tonstein-Weichklasten verkieselt, teilweise auch komplette Bereiche des Schuttstroms (Taf. 6, Fig. 4). Das Komponentenspektrum wird aus chloritisierten metabasaltischen Pyroklasten, chloritisierten Meta-

NW

Wegprofil Sonnberg (Uebernthal - Günterod)
 Profilmittre bei R 3460700 H 5622520
 Blatt 5216 Oberscheld
 Aufnahme März 1998

SE

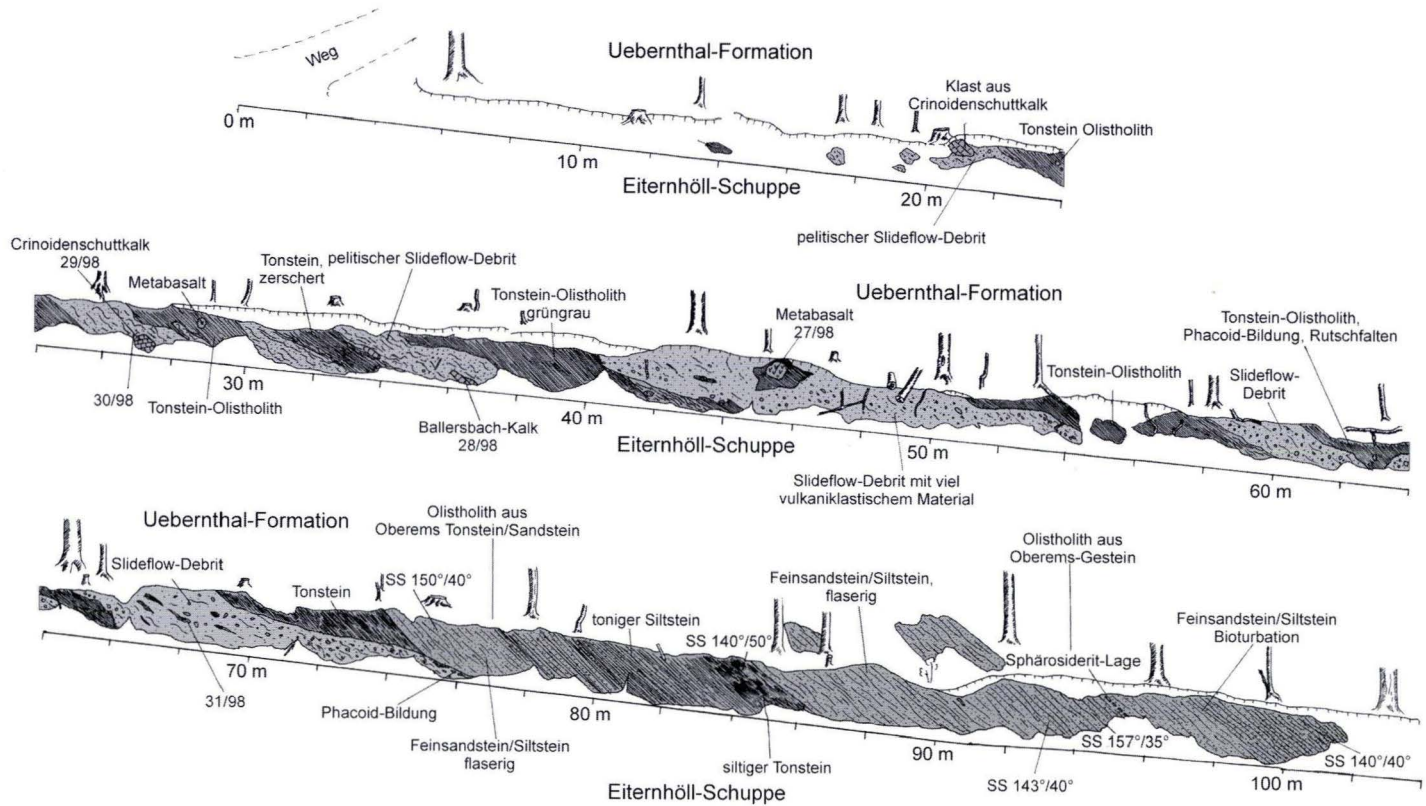


Abb. 9. Wegprofil Sonnberg (Uebernthal – Günterod), Uebernthal-Formation mit Olistholithen aus Gesteinen der späten Ems-Stufe.

rhyolithen, verkieselten Echinodermenresten, umgelagerten, sparsam zementierten Glastuffen (Y-shards) und zahlreichen, vor der Kompaktion verkieselten Weichklasten aus einer styliolinen-führenden Tonstein/Siltstein/Feinsandstein-Wechselfolge aufgebaut. Neben den schon erwähnten Olistholithen aus Gesteinen des späten Ems tritt bei Profilmeter 45 m ein größerer Klast aus effusiven, leicht kumulativen Metabasalt auf (27/98): ein intersertales Gefüge aus Feldspatleisten wird optisch von idiomorphen Pyroxenen überwachsen.

2.1.1.5 Profil Weibachtal (Abb. 10, S. 47)

Lage: Bei R 3457360, H 5619510, TK 25 Bl. 5216 Oberscheld, innerhalb der Eiternhöll-Schuppe. Am unteren hangparallelen Fahrweg am SW-Hang der Höhe 407,1 m (südwestliche Verlängerung der Blätterwand) wurde ein Profil innerhalb der Uebernthal-Formation der Eiternhöll-Schuppe (SE-Teil der Dill-Mulde) aufgenommen. An dem darüber liegenden Fahrweg ist die Uebernthal-Formation ebenfalls recht gut aufgeschlossen.

Erforschungsgeschichte: Bei der Revisionskartierung von Bl. Oberscheld (BENDER et al. 1997) wurde im fraglichen Bereich Uebernthal-Formation kartiert, dabei wurde das Vorkommen von Ballersbach-Kalk auf der Karte vermerkt.

Profilbeschreibung: Das Profil beginnt etwa 20 m südöstlich des kleinen Taleinschnittes, in dessen NW-Teil die Eiternhöll-Überschiebung ansteht; dort sind Gesteine der Uebernthal-Formation auf unterkarbonische Tonschiefer und Grauwacken der Endbacher Schuppe aufgeschoben. In dem 80 m langen Profil ist ein Abschnitt aus dem mittleren Teil der Uebernthal-Formation in einer Mächtigkeit von etwa 65 m aufgeschlossen (Abb. 10, S. 47); die Schichten fallen mit etwa 70° nach SE ein.

2.1.1.6 Bohrung Günterod 1 (Abb. 11, S. 49–50)

Lage: Bei R 3413340, H 5623037, TK 25 Bl. 5216 Oberscheld, innerhalb der Eiternhöll-Schuppe (Dill-Mulde). Die der Lagerstättenerkundung

Der unterlagernde pelitische Slideflow-Debit (ab Profilmeter 37 m) hat eine schlierige tonig-siltige Matrix und führt größere Olistholithe aus Herzynkalken (Taf. 5, Fig. 2), (Ballersbach-Kalk), dunkelgraue, Crinoidenreste führende Tonstein-Olistholithe und Klasten aus effusivem Metabasalt. Im Dünnschliff zeigen sich, neben der tonig-siltigen Matrix, zahlreiche chloritisierte metabasaltische Pyroklasten, Styliolinen, Echinodermenreste und Klasten aus einem sparsam zementierten Glastuff (Y-shards).

Bis Profilmeter 49 m sind grüngraue, feinlaminierte oder geflaserte Tonsteine angeschnitten, die teilweise siltig sind; ab Profilmeter 43 m führen die Tonsteine styliolinenreiche Kalkknotenlagen (Conodontenproben 41/98, 42/98). Innerhalb dieser Tonsteinfoolge tritt bei Profilmeter 13–15 m ein Rutschungshorizont auf, der Klasten aus Ballersbach-Kalk (tiefe Eifel-Stufe), Crinoidenschutt und Feinsandsteinlinsen führt. Wahrscheinlich handelt es sich daher bei den Tonsteinvorkommen um größere Olistholithe innerhalb der basalen Debrite der Uebernthal-Formation. Die Tonstein-Olistholithe werden von einem basaltischen Metavulkaniklastit überlagert (Profilmeter 49–70 m). Eine Schieferung des Metavulkaniklastits ist nur im oberen Abschnitt ausgebildet. Petrographisch gleicht der Metavulkaniklastit Vorkommen von nicht geschieferten Metavulkaniklastit in den Profilen Burgberg Bicken und Bohrung Günterod 1. Überlagert wird der Vulkaniklastit von einem Sildeflow-Debit, der bis m-große Klasten aus Ballersbach-Kalk führt, die „Matrix“ wird überwiegend aus vulkaniklastischem Material aufgebaut.

dienende Schrägbohrung wurde bei Günterod am SE-Hang des Schönscheid 1979 abgeteuft. Die Bohrung lagert im Bohrkernlager Aumenau

N

Profil Weibachtal
 Profilmitte bei R3457360 H5619510
 Blatt 5216 Oberscheld
 Aufnahme März 1998

S

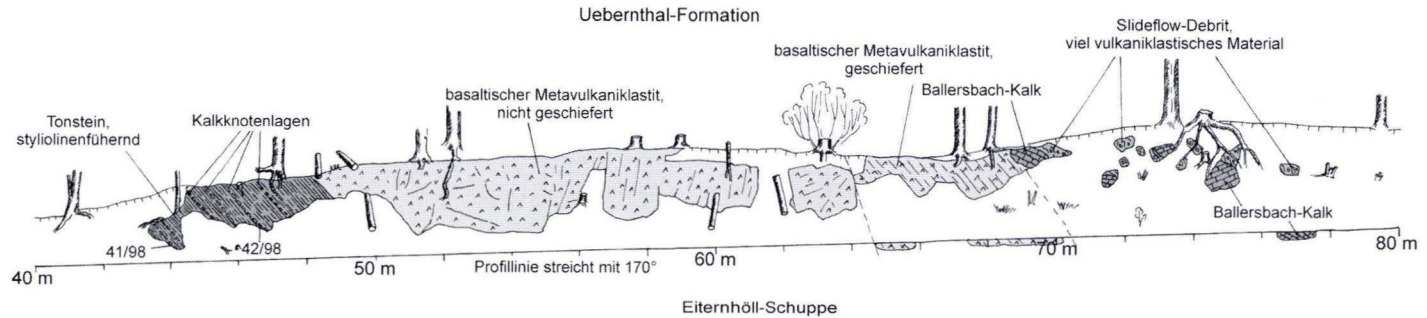
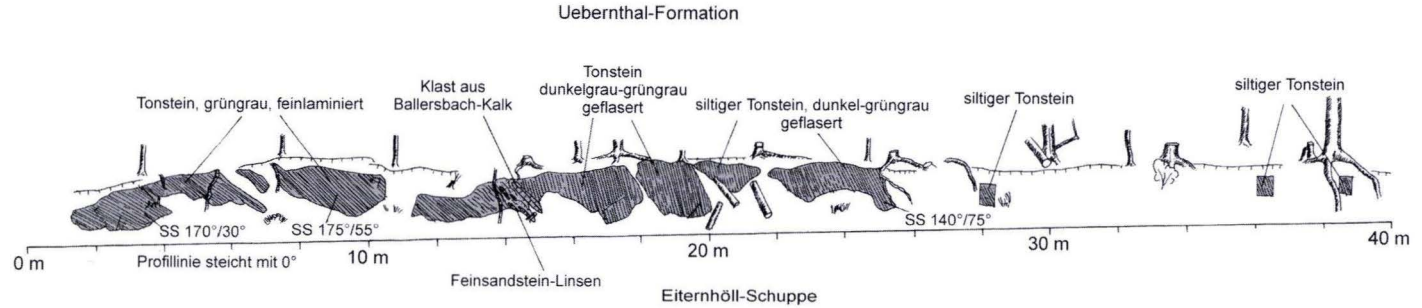


Abb. 10. Wegprofil Weibachtal, Gesteinsabfolge aus dem mittleren Teil der Ueberthal-Formation.

(Lahn) des Hessischen Landesamtes für Umwelt und Geologie (HLUG).

Erforschungsgeschichte: Eine neuere Bohrkernaufnahme erfolgte durch LIPPERT & NESBOR 1997.

Profilbeschreibung: Die Bohrung setzt kurz unterhalb der Adorf-Bänderschiefer an und durchteuft in einer Mächtigkeit von 136 m fast die komplette Uebernthal-Formation in der Proximalfazies (Abb. 11, S. 49–50). Untergrenze bildet die Eiternhöll-Überschiebung. Die in der Bohrung aufgeschlossene Uebernthal-Formation baut sich überwiegend aus mächtigen Slideflow-Debriten auf, die zum Teil sehr große Olistholithe aus Givet-Tonschiefern und Gesteinen der Eifel und Ems-Stufe führen. Im mittleren Bereich der Bohrung schalten sich geringmächtige viskoplastische Debrite und Turbidite mit dem Komponentenspektrum der Uebernthal-Formation ein. Auch sind in diesem Bereich autochthone Tonstein-/Siltstein-Wechselfolgen der Givetstufe erhalten geblieben.

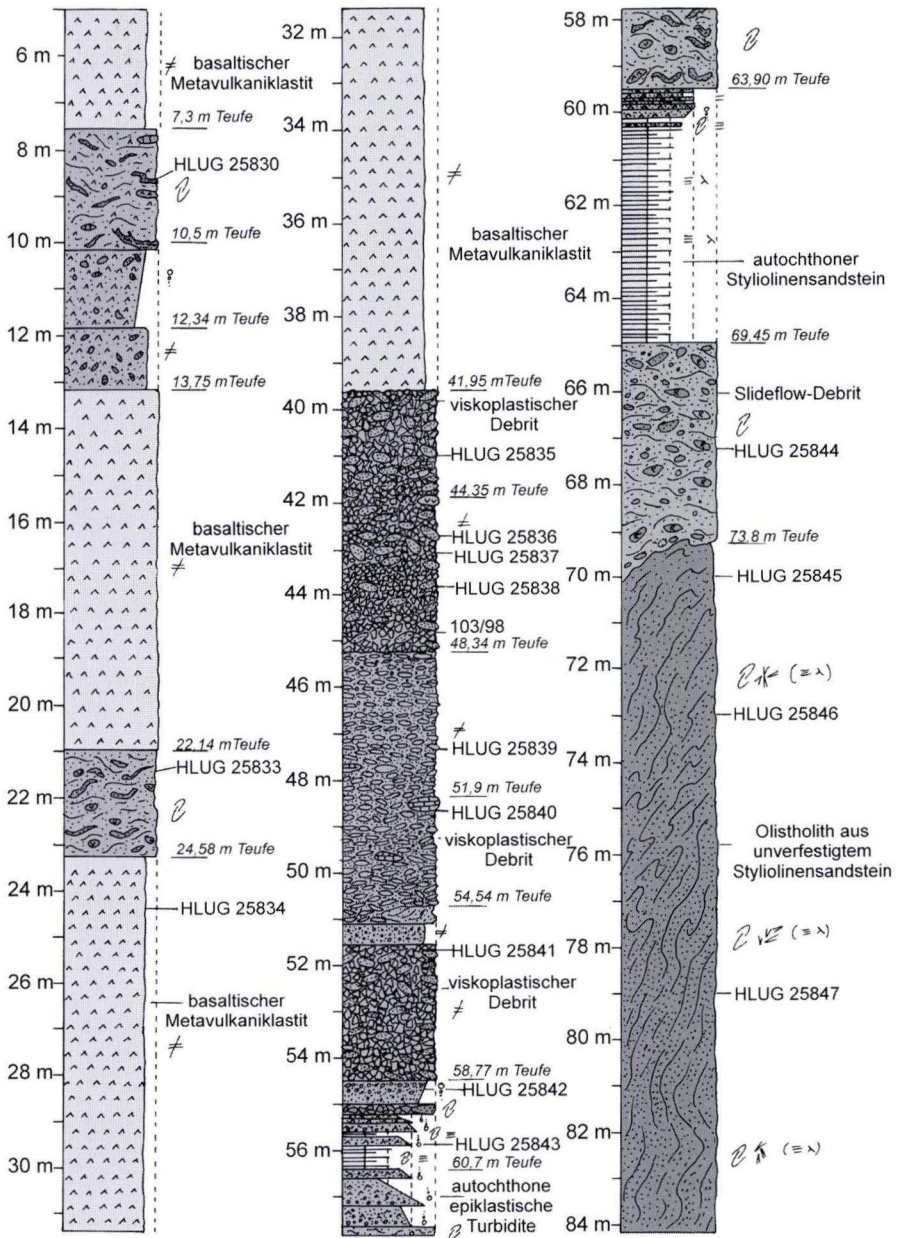
Bis Profilmeter 21 (22,14 m Teufe) treten primäre basaltische Metavulkaniklastite auf; überwiegend sparitisch zementierte Pillowfragmentbreccien. In diese schalten sich einige geringmächtige Debrite ein, die Riffschuttkalk-Gerölle, Weichklasten aus Silt-/Tonsteinen und chloritisierte Pyroklasten mit Kalifeldspateinsprenglingen führen. Ein darunter lagernder 2 m mächtiger Slideflow-Debrit führt überwiegend Gerölle aus Metatrachyt, die zum Teil calcitisiert sind, daneben Metarhyolithe, siliziklastische Weichklasten und Echinodermenschutt. Bis Profilmeter 39,6 (41,95 m Teufe) folgt ein basaltischer Metavulkaniklastit aus chloritisierten und calcitisierten hochaufgeschäumten Vulkaniklasten, die sparitisch zementiert sind. Der Metavulkaniklastit ist massig und nicht geschiefert und gleicht damit anderen basaltischen Metavulkaniklastiten der Uebernthal-Formation (Profil Burgberg Bicken, Profil Weibachtal, Blätterwand).

Von Profilmeter 39,6 (41,95 m Teufe) bis Profilmeter 60,3 (64,72 m Teufe) wird die Uebern-

thal-Formation aus einer Wechselfolge von epiklastischen Turbiditen und viskoplastischen Debriten aufgebaut, die sich in die autochthone Hintergrundsedimentation aus Tonstein/Siltstein/Feinsandstein einschalten (typischer distaler Styliolinensandstein, der älter als *disparilis*-Zone ist). Die viskoplastischen Debrite werden überwiegend aus metarhyolithischen Vulkaniklasten und Quarzitzeröllen aufgebaut, flache Gerölle sind dabei subparallel zur Schichtung eingeregelt. Die metarhyolithischen Vulkaniklasten sind eckig; in einer mikrolithischen Grundmasse sind Plagioklasleisten, Kalifeldspat und Quarzeinsprenglinge eingebettet (Rhyolith wie im Profil Obershausen), (Taf. 2, Fig. 6). Sie führen gelegentlich metabasaltische Xenolithe. Daneben treten Metatrachytgerölle, Gerölle des Metarhyoliths Typ Ballersbach, Metabasaltklasten, chloritisierte Metarhyolithe sowie chloritisierte und calcitisierte Pyroklasten auf. Der Debrit führt von 48,34–54,98 m Teufe zusätzlich Gerölle aus Riffschuttkalk und Riffschutt. Bei den Sedimentgesteinsklasten dominieren quarzitisches gebundene Mittelsandsteine mit Schwermineraleisen, die frei von Feldspäten sind (vermutlich Ems-Sandsteine). Daneben treten Gerölle aus Siltstein und Feinsandstein auf und Weichklasten aus feldspatreichen Tonstein-/Siltstein-/Feinsandstein-Wechselfolgen auf. Die Turbidite zeigen das gleiche Komponentenspektrum wie die Debrite, zusätzlich traten einige Gerölle aus Ems-Porphyr auf. Bis 69,45 m Teufe folgt eine autochthone Tonstein-/Siltstein-/Feinsandstein-Wechselfolge des distalen Styliolinensandsteins.

Bis 109,67 m Teufe ist ein 39 m mächtiger, pelitischer Slideflow-Debrit aufgeschlossen, der mehrere große Olistholithe aus distalem Styliolinensandstein führt, die bei der Umlagerung nicht verfestigt waren (Taf. 4, Fig. 2). Ansonsten baut sich der Debrit aus Metarhyolithgeröllen mit ausgeprägter Fließtextur (Typ Ballersbach), chloritisierten rhyolithischen Metavulkaniklasten, basaltischen Metavulkaniklasten, Ems-Porphyröiden, Mikritklasten, Riffschuttkalk-Klasten, Quarzitzeröllen und Intraklasten aus aufgear-

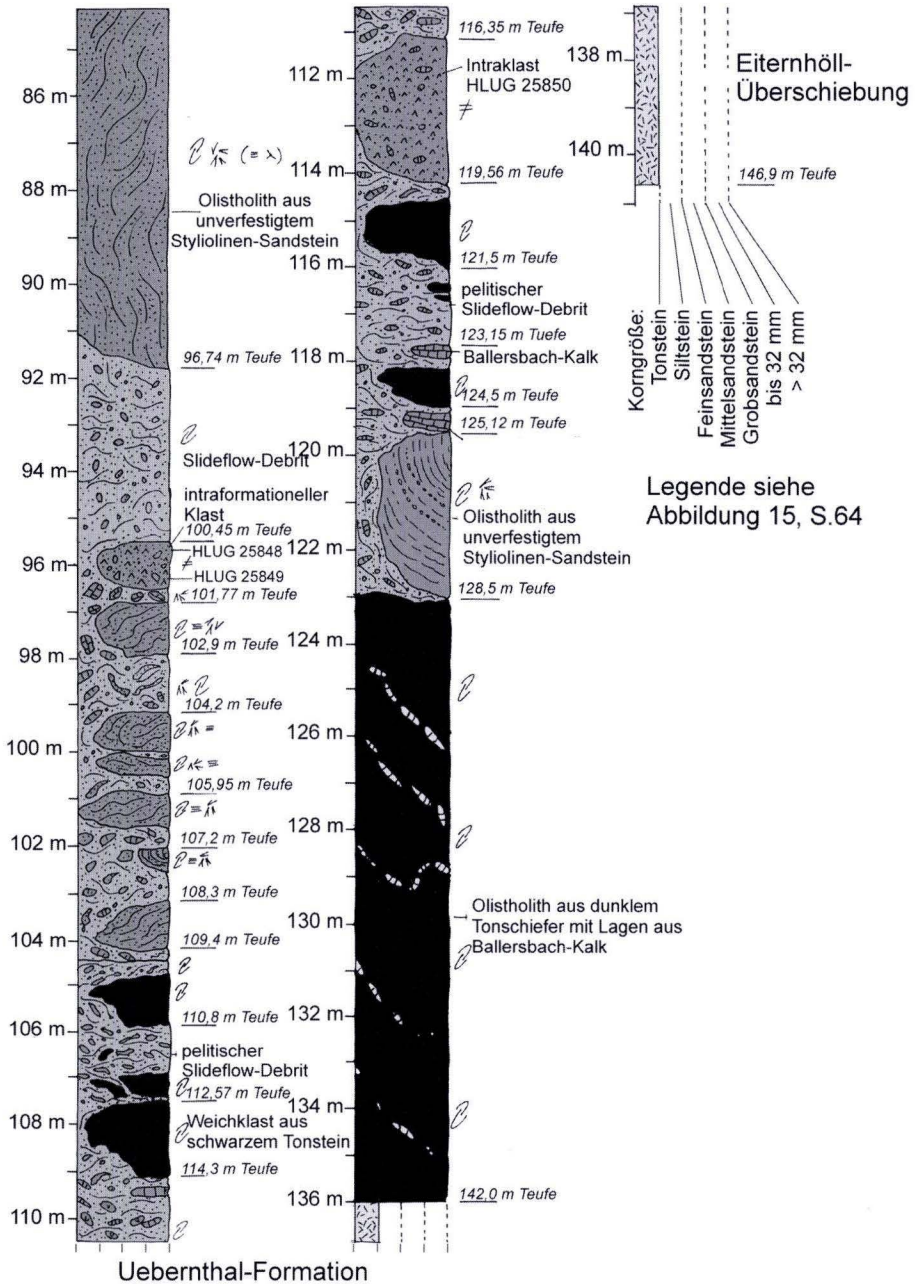
Bohrung Günterod 1, R 3461340 H 5623037,
Blatt 5216 Oberscheld, Aufnahme Mai 1998



Uebernthal-Formation

Abb. 11. Profildarstellung Bohrung Günterod 1, Ablagerungen der Uebernthal-Formation.

Bohrung Günterod 1, R 3461340 H 5623037,
Blatt 5216 Oberscheld, Aufnahme Mai 1998



Fortsetzung Abb. 11. Profildarstellung Bohrung Günterod 1, Ablagerungen der Ueberthal-Formation.

beiteten älteren Ablagerungen der Ueberthal-Formation auf (Taf. 4, Fig. 8).

Darunter lagert bis 128,7 m Teufe ein weite-
rer pelitischer Slideflow-Debrit. Die „Matrix“
wird statt durch schlieriges siltig-toniges Mate-
rial von dunkelgrauem Tonstein mit Crinoiden-
schutt dominiert. Zusätzlich zu dem oben ge-
nannten Komponentenspektrum aus Vulkaniten
der Givet-Adorf-Phase und den typischen silizi-

klastischen Komponenten treten zahlreiche Klas-
ten aus Ballersbach-Kalk und Olistholithe aus,
bei der Umlagerung nicht verfestigtem, dunkel-
grauem Tonstein mit Lagen aus Crinoidenschutt
und Linsen aus Ballersbach-Kalk auf. Bis 142,0 m
Teufe ist ein solcher Olistholith aufgeschlossen.
Die Basis der Bohrung bildet die 5 m mächtige
Störungsbreccie der Eiternhöll-Überschiebung.

2.1.2 Profile außerhalb der eigentlichen Proximalfazies

2.1.2.1 Profil Kläranlage Ueberthal (Abb. 12, S. 52–53)

Lage: Bei R 3460480, H 5621200, TK 25
Bl. 5216 Oberscheld, innerhalb der Endbacher
Schuppe. Am Fahrweg zwischen Bischoffen und
Ueberthal, gegenüber der Kläranlage Ueberthal.
Das Profil befindet sich in einem Bereich
(Endbacher Schuppe, SE-Rand der Dill-Mulde)
außerhalb der Kernvorkommen der Ueberthal-
Formation. Diese ist hier relativ geringmächtig
ausgebildet und keilt schnell nach NE aus.

Erforschungsgeschichte: Auf der GK 25
Bl. 5216 Oberscheld (BENDER et al. 1997), ist im
Profilabschnitt Ueberthal-Formation kartiert wor-
den, die konkordant auf Wissenbacher Schiefer
lagert; dieser grenzt mit der Eiternhöll-Überschiebung
(im Taleinschnitt) an unterkarbonischen
Deckdiabas. In den Erläuterungen wurde
das Profil als Aufschluss der Ueberthal-Formation
erwähnt (LIPPERT & NESBOR 1997: 28). Die
Autoren nahmen für die Vorkommen in der
Endbacher Schuppe an, dass die Ueberthal-Formation
in der Endbacher Schuppe auf Wissenbacher
Schiefer und Styliolinenschiefern/Sandsteinen
des Givetiums lagert.

Profilbeschreibung: Auf der 168 m langen
Profillinie, die schräg zum Streichen von Osten
nach Westen verläuft, ist die Ueberthal-Formation
in einer Mächtigkeit von etwa 50 m auf-
geschlossen (Abb. 12, S. 52–53). Untergrenze der
Ueberthal-Formation bildet die Endbacher Überschiebung
bei Profilmeter 14. Dort sind Gesteine

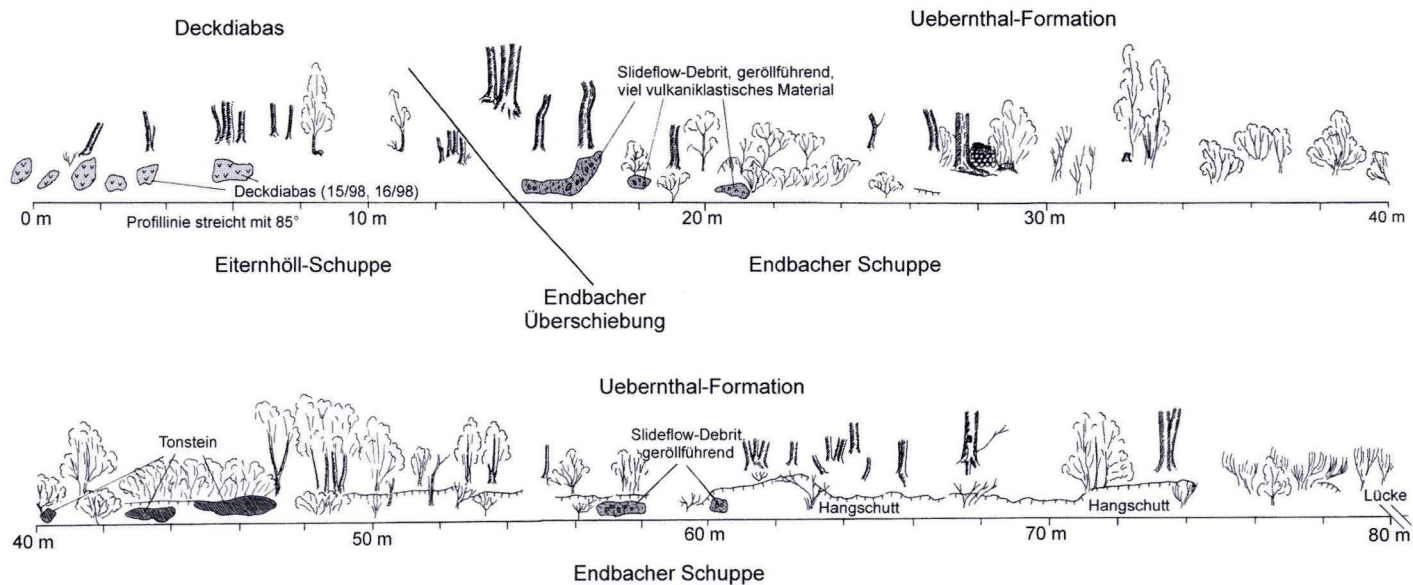
der Ueberthal-Formation auf unterkarbonischen
Deckdiabas aufgeschoben. Im Gegensatz zu der
Annahme von LIPPERT & NESBOR (1997: 28) lagert
die Ueberthal-Formation hier nicht auf Wissen-
bacher-Schiefern, sondern die größeren Tonstein-
Vorkommen stellen Olistholithe innerhalb eines
geröllführenden Slideflow-Debrits dar. Direkt
oberhalb der Endbacher Überschiebung ist noch
einmal die Matrix des Slideflow-Debitres auf-
geschlossen.

Von Profilmeter 15 bis Profilmeter 137 ist ein
etwa 40 m mächtiger geröllführender Slideflow-
Debrit aufgeschlossen. Er führt zahlreiche große
Olistholithe aus grünlich-grau geflasertem, styli-
olinführenden Tonstein und dunkelgrauem Ton-
stein. Im oberen Teil des Slideflow-Debitres,
von Profilmeter 118 bis 137, ist der Slideflow-
Debrit frei von größeren Olistholithen. Das
Komponentenspektrum wird hier von Geröllen
aus quarzitischem Mittelsandstein, Metarhyo-
lithgeröllen (Typ Ballersbach), Schollen aus Fein-
sandstein-/Tonstein-Wechselfolgen und aus Silt-
stein-/Tonstein-Weichklasten aufgebaut. Die Quar-
zitzerölle erreichen zum Teil Durchmesser von
1 m. Überlagert wird der Slideflow-Debrit von
einer Wechselfolge aus epiklastischen Turbidi-
ten und viskoplastischen Debitren, in die sich
geringmächtige Slideflow-Debitre einschalten.
Diese führen metergroße Klasten aus Ballers-
bach-Kalk und Weichklasten aus basaltischen
Metavulkaniklastiten.

Profil Kläranlage Ueberthal
 Profilmitte bei R 3460480 H 5621200
 Blatt 5216 Oberscheld
 Aufnahme März 1998

WSW

ENE



W

E

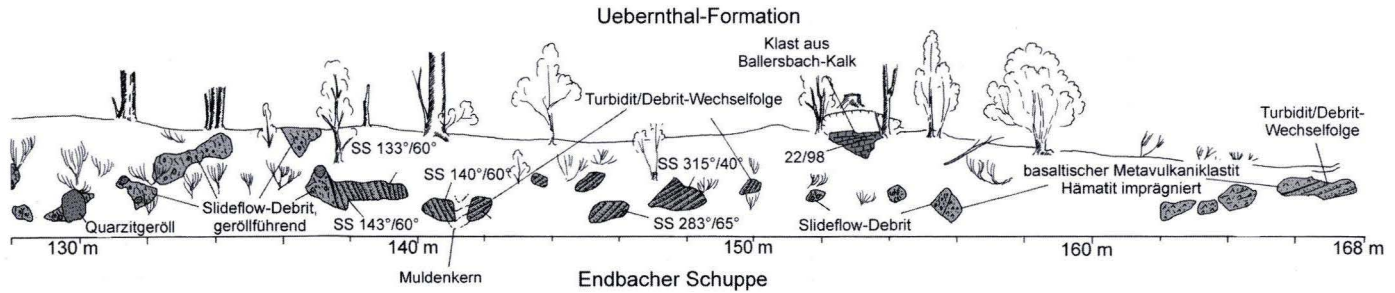
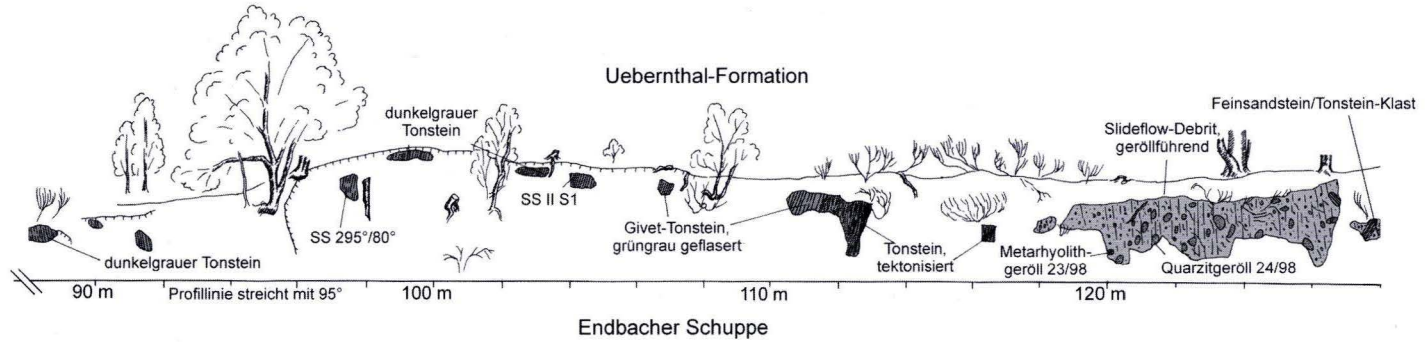


Abb. 12. Straßenprofil Kläranlage Ueberthal, Gesteine der Ueberthal-Formation in der Endbacher Schuppe.

Der unterkarbonische Deckdiabas am Profilende ist relativ feinkörnig (Dünnschliffe 15/98, 16/98) und hat einen hohen Anteil an chloritisierter, ehemals glasiger Grundmasse. Sie füllt die Zwickelräume eines intersertalen Feldspatgefü-

ges, das vereinzelt von Pyroxenen überwachsen ist, die ebenfalls nur noch als Chlorit/Calcit Pseudomorphosen vorliegen. Als Einsprenglinge kommen chloritisierte Olivine vor. Früh angelegte Klüfte sind mit Calcitsphärolithen gefüllt.

2.1.2.2 Profil Kesselberg 1 (Abb. 13, S. 55)

Lage: Bei R 3460440, H 5621300, TK 25 Bl. 5216 Oberscheld, innerhalb der Endbacher Schuppe. Das Profil befindet sich in der streichenden Verlängerung von Profil Kläranlage Uebernthal, am SW-Fuß des Kesselberges, 120 m nordwestlich von P 305,0. An einem leicht nach SE ansteigenden Fahrweg sind dort Slideflow-Debrite der Uebernthal-Formation aufgeschlossen.

Erforschungsgeschichte: Auf der GK 25 Bl. 5216 Oberscheld (BENDER et al. 1997), wurde dort Uebernthal-Formation kartiert, die konkordant auf Wissenbacher Schiefer lagert, dieser grenzt mit einer Überschiebung (im Taleinschnitt) an unterkarbonischen Deckdiabas. In den Erläuterungen (LIPPERT & NESBOR 1997: 28) wird für die Vorkommen in der Endbacher Schuppe angenommen, dass die Uebernthal-Formation in der Endbacher Schuppe auf Wissenbacher Schiefer und Styliolinschiefern/Sandsteinen des Givetiums lagert. In der Nähe des Profils, bei R 3460770, H 5612600, wurde von WITTEKINDT (1961: 14, 15) ein Wegprofil bearbeitet, das die Obergrenze der Uebernthal-Formation aufschliesst. Etwa 7 m über „Schalstein mit kindskopfgroßen Quarzitgeröllen“ konnte er folgende Fauna der *rhenana*-Zone gewinnen (Fauna nicht revidiert): *Ancyrodella lobata* BRANSON & MEHL, *Ancyrognathus asymmetrica* (ULRICH & BASLER), *Hindeodella* sp., *Lochodina subsymmetrica* ULRICH & BASLER, *Lochodina torta* HUDDLE, *Ozarkodina elegans* (STAUFFER), *Palmatolepis* cf. *proversa* ZIEGLER, *Palmatolepis rhenana* BISCHOFF, *Palmatolepis subrecta* MILLER & YOUNGQUIST, *Palmatolepis* cf. *triangularis* SANNEMANN, *Palmatolepis unicornis* MILLER & YOUNGQUIST. Die weitere

Schichtfolge in diesem Profil bis zu den turbiditischen Sandsteinen der höheren Neden-Stufe ist geringmächtig und umfasst insgesamt nur 20 m rote und grüne Tonsteine.

Profilbeschreibung: Aufgeschlossen ist eine relativ geringmächtig ausgebildete Uebernthal-Formation mit einer Mächtigkeit von etwa 32 m (Abb. 13, S. 55); weiter nach NE keilt die Uebernthal-Formation vollständig aus. Untergrenze bildet bei Profilmeter 20 die Endbacher Überschiebung, Gesteine der Uebernthal-Formation sind dort auf unterkarbonischen Deckdiabas der Eiternhöll-Schuppe aufgeschoben. Überlagert wird die Uebernthal-Formation von grünlich-schwarz gebänderten Tonsteinen in Fazies der „Adorf-Bänderschiefer“. Die Basis der Uebernthal-Formation bildet von Profilmeter 20 bis Profilmeter 50 ein geröllführender Slideflow-Debit. Er führt größere Olistholithe aus grüngrauem, styliolinenführendem Tonstein (Givet), Feinsandstein-Tonstein-Wechselfolgen, basaltische Metavulkanitklastite und zahlreiche Gerölle aus Metarhyolith (Typ Ballersbach) und quarzitischem Mittelsandstein. Von Profilmeter 37 bis Profilmeter 46 ist innerhalb des Slideflow-Debits ein Olistholith aus Metatrachyt aufgeschlossen. Auf den Slideflow-Debit folgt eine Wechselfolge aus epiklastischen Turbiditen, Tonsteinen und geringmächtigen Slideflow-Debiten. Überlagert wird sie von grüngrau-schwarz laminierten Tonsteinen in Fazies der Adorf-Bänderschiefer.

Der Metatrachyt-Olistholith (Taf. 4, Fig. 3) zeigt randlich kein Abkühlungsgefüge. Der fein- bis mittelkörnige, blasenführende Vulkanit wird aus subparallel eingeregelt Feldspatleisten aufge-

baut (trachytisches Gefüge): vereinzelt treten idiomorphe Einsprenglinge aus schachbrettalbitisierten Kalifeldspäten auf. Im NW-Teil der Scholle ist der Metatrachyt brecciiert und mikrosparitisch zementiert. Fleckenartig wird das Feldspatgefüge durch Calcit verdrängt.

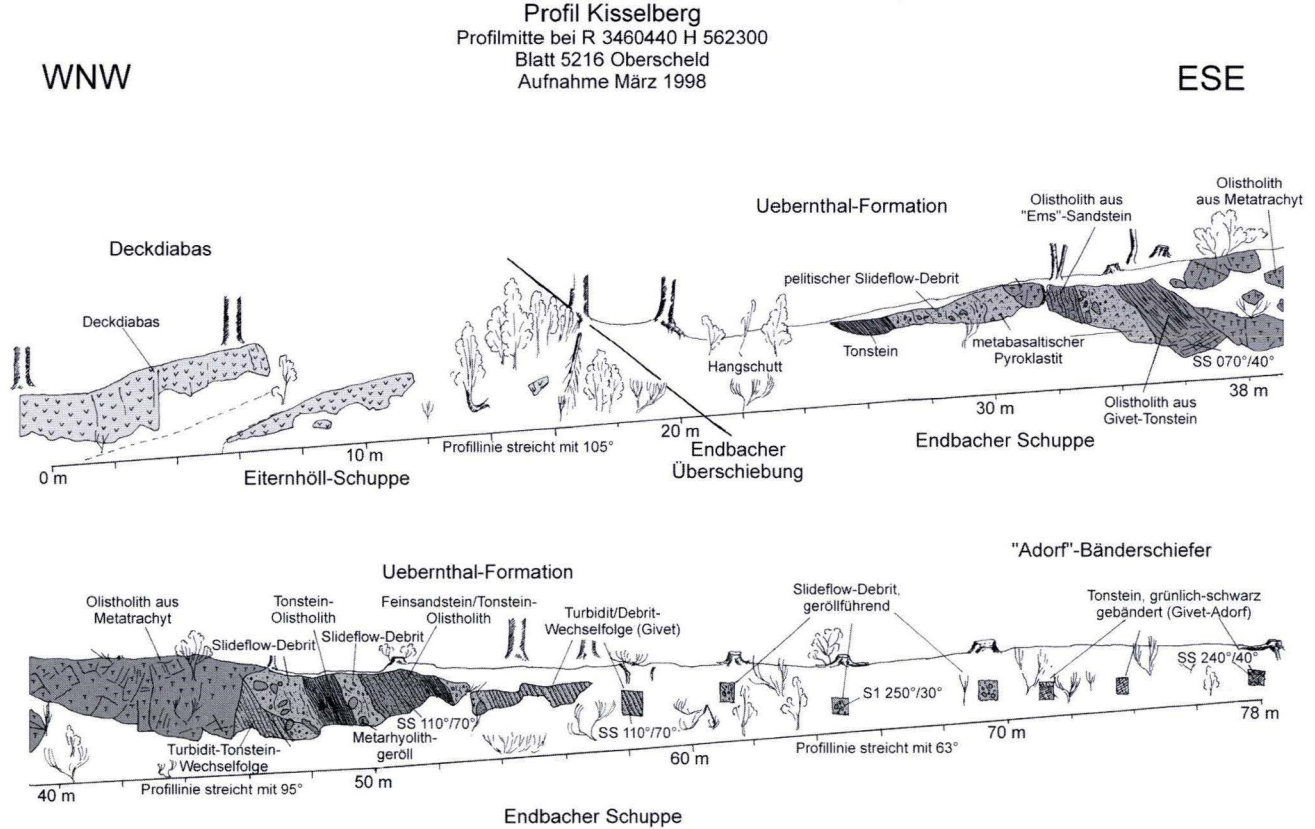


Abb. 13. Wegprofil Kesselberg 1, Gesteine der Uebernthal-Formation in der Endbacher Schuppe.

2.1.2.3 Profil Grillhütte Edingen (Abb. 14, S. 57)

Lage: Bei R 3450820, H 5610700, TK 25 Bl. 5315 Herborn, innerhalb der Endbacher Schuppe. Etwa 70 m westsüdwestlich der Grillhütte Edingen befindet sich am Ost-Hang des Rommelbachs ein kleiner Steinbruch, der nicht auf der TK 25 eingezeichnet ist. Die Grillhütte Edingen befindet sich 1,2 km westsüdwestlich des Ortskerns.

Erforschungsgeschichte: Bei der geologischen Erstaufnahme von Bl. Herborn hatte KAYSER (1907b) dort obermitteldevonischen Schalstein mit Einschaltungen von Stringocephalenkalk kartiert. MÜLLER (1981) hat die im Steinbruch aufgeschlossenen Riffkarbonate und riffassoziierten Karbonate mikrofaziell untersucht und zwischen allochthonen und autochthonen Karbonaten unterschieden. Aus den autochthonen Schuttkalken (etwa bei Profilmeter 3,5) konnte er eine Conodontenfauna gewinnen, die eine Einstufung der Kalke in die Mittlere *varcus*-Zone erlaubt (MÜLLER 1981: 57): *Polygnathus linguiformis linguiformis* ♂ Morpotyp, *Ozarkodina brevis*. Aus den unterlagernden „konglomeratischen Schalsteinen“ gewann er *Ozarkodina brevis*, aus den allochthonen Schuttkalken bei Profilmeter 11 *Polygnathus linguiformis linguiformis*.

Profilbeschreibung: Der kleine Steinbruch bildet den südwestlichsten Aufschluss der Ueberthal-Formation innerhalb der Endbacher Schuppe und der Ueberthal-Formation überhaupt (Abb. 14). 1,5 km weiter im SW werden die Gesteine der Dill-Mulde von den Tertiärbasalten und jungen Sedimenten des Westerwaldes überdeckt. Die Schichtfolge fällt mit 40–50° nach SE ein. Die aufgeschlossenen Debrite führen zahlreiche Massenkalk-Schollen, untergeordnet Schollen aus Sandstein und Metarhyolith-Gerölle vom Typ Ballersbach. Zwischen die Debrite schalten sich Lagen aus vermutlich autochthonen dunklen Schuttkalken und geschieferten Tonsteinen (mit Mikrit-Linsen) ein, die das entstandene Relief ausgleichen. In diese autochthonen Tonsteine

und Riffschuttkalke sind Rockfall Ablagerungen aus Riffschuttkalk-Schollen eingebettet. Eine längliche Mikritlinse (Probe 36/98) bei Profilmeter 20 lieferte keine Conodonten, aber eine reichhaltige Fauna aus agglutinierenden Foraminiferen, Bivalven- und Gastropodenbrut und Ostracoden.

Im Profil treten sowohl Slideflow-Debrite mit pelitischer Matrix auf, in die größere Schollen aus Massenkalk, Eifel-Givet-Sandsteinen und Metarhyolithgerölle matrixgestützt eingebettet sind, als auch komponentengestützte viskoplastische Debrite mit hohem Anteil an metabasaltischen und metarhyolithischen Vulkaniklasten, die subparallel eingeregelt Riffschuttkalk-Klasten, Sandsteingerölle und Tonklasten führen. Erosion der unterlagernden Sedimente durch die Debrite kompliziert das Aufschlussbild zusätzlich. Die Mächtigkeiten der einzelnen Debrite beträgt nur wenige Meter, die zwischengeschalteten Tonlagen lassen annehmen, dass die geringmächtigen Debrite durch längere Pausen ohne grobklastische Sedimentation getrennt waren.

Die allochthonen Riffschuttkalke (Profilmeter 20) sind hellgrau; sie führen in einer mikritischen Matrix matrixgestützt Bruchstücke von Stromatoporen und Tabulaten, Ooide, Echinodermenschutt und schon verfestigte Intraklasten gleicher Zusammensetzung (Taf. 5, Fig. 6). Die autochthonen Riffschuttkalke werden aus umgelagertem Detritus eines lagunären Faziesbereiches aufgebaut (Taf. 5, Fig. 5). In eine dunkelgraue, bituminöse Matrix sind zahlreiche Grapestone-Bruchstücke und Peloide eingebettet. Diese Komponenten sind sparitisiert, nur der stabile äußere Mikritsaum hat sich erhalten. Als weitere Komponenten treten Bruchstücke ästiger Stromatoporen, Stromatoporen- und Echinodermenschutt auf. Der Olistolith auf Feinsandstein (bei Profilmeter 10–16) zeigt an der Basis sedimentäre Scherkörper und randlich ein aufgelöstes Schichtgefüge. Der Sandstein führt neben klastischen Quarzen und Hellglimmern zahl-

Profil Grillhütte Edingen
 Profilmitte bei R 3450820 H 5610700, Blatt 5317 Herborn
 Profilaufnahme März 1998

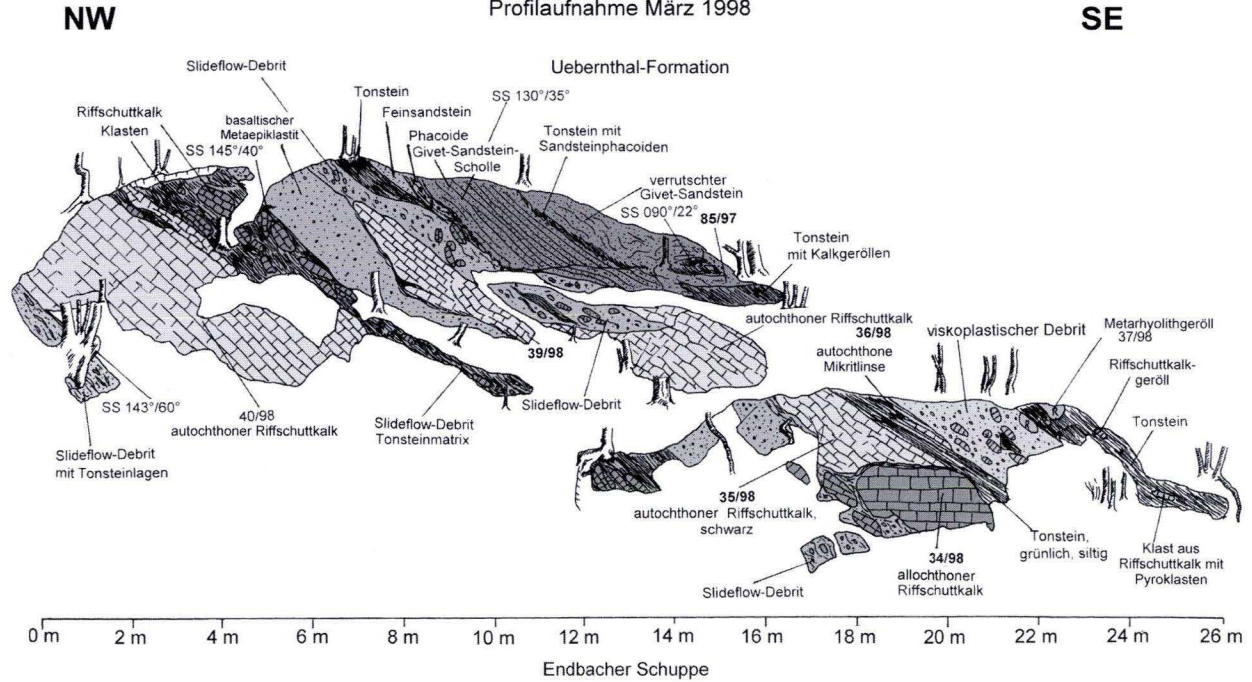


Abb. 14. Steinbruch Grillhütte Edingen, Gesteine der Ueberthal-Formation in der Endbacher Schuppe.

reiche Plagioklasse und Mikroklone. Die Metarhyolithklasten in den Debiten sind dem Typ Ballersbach zuzurechnen. Die Grundmasse ist aus einem unterschiedlich vergrößerten Quarz-/Feldspatplaster aufgebaut, das ein Fließgefüge

nachzeichnet. Lagerweise wird das Quarz-/Feldspatplaster durch Calcit verdrängt. Eingebettet in die Grundmasse sind korrodierte Quarz- und schwachbreitbitisierte Alkalifeldspateinsprenglinge, die ebenfalls korrodiert sind.

2.1.3 Distalfazies

2.1.3.1 Bohrung Hartenrod 3 (Abb. 15, S. 60–64)

Lage: Bei R 3460520, H 5623870, TK 25 Bl. 5216 Obersched. Die Bohrung wurde 1985 innerhalb der Eisemröther Schuppe (Dill-Mulde) bei Hartenrod, 115 m SSE des Punktes P 429,4 abgeteuft. Sie lagert z.Z. im Bohrkernlager des HLUg in Limbach (Taunus).

Erforschungsgeschichte: Die Bohrkernaufnahme durch die EssoErz wurde von W. HERR erstellt und ist im Archiv des HLUg einzusehen. Eine Neuaufnahme erfolgte durch NESBOR & LIPPERT (1997).

Profilbeschreibung: Die Bohrung durchteufte die basale Nehden-Stufe, lieferte ein komplettes Profil der Adorf-Stufe und schließt den größten Teil der Givet-Stufe auf. Innerhalb der Givet-Stufe, in den distalen Äquivalenten des Styliolinsandsteins, treten mehrere Slide-flow-Debrite mit dem Komponentenspektrum der Uebernthal-Formation auf, die in die Mittlere varcus-Zone datiert werden konnten (Abb. 15). In der Profilaufnahme sind die rückgerechneten, wahren Mächtigkeiten der schräggestellten Schichtfolge dargestellt, das durchschnittliche Einfallen der Folge liegt bei 29°.

Der basale Teil der Nehden-Stufe reicht bis 29,8 m Teufe und ist tektonisch stark beansprucht. Er wird durch turbiditische, meist massige, Mittel- bis Feinsandsteine aufgebaut, die mit hämatitimpregnierten Tonsteinen wechsellagern. Basale Rotschiefer der Nehden-Stufe, wie sie ab dem NW-Teil der Dill-Mulde auftreten, sind nicht ausgebildet. Die lithostratigraphische Adorf-/Nehden-Grenze wird daher mangels anderer Marker an die Basis der Sandstein-Folge gelegt. Bituminös-karbonatische Kellwasser-Horizonte sind nicht ausgebildet, bei 55,05 m Teufe und 62,3 m Teufe treten zwei schwarz-bituminöse Tonsteinhorizonte auf, die möglicherweise Äquivalente der Kellwasserkalke darstellen. In diesem Fall würde die Fasnium/Famennium-Grenze 24 m unterhalb der letzten Bank des Nehdensandsteins liegen.

Tonsteine in Fazies der „Adorf-Bänderschiefer“ sind von 29,8 m bis 252,07 m Teufe in einer absoluten Mächtigkeit von 188 m aufgeschlossen. Dabei sind die obersten Anteile (etwa 24 m, s.o.) noch der Nehden-Stufe zuzuordnen, der basale Teil ist in die Givet-Stufe zu stellen (etwa 50 m, siehe Bohrung Bottenhorn 1). Bei Profilmeter 184 (219 m Teufe) konnte eine Fauna der *disparilis*-Zone gewonnen werden: 2 x *Polygnathus latifossatus*, 2 x *Polygnathus dubius*, 2 x *Ozarkodina semialterans*, 3 x *Klapperina disparilis*. In die im dm-Bereich gebänderten und im mm-Bereich laminierten Tonsteine schalten sich zum Liegenden zunehmend epiklastische Turbidite und Kalkturbidite ein. Innerhalb der siltigen Tonsteine treten lagenweise Radiolarien auf. Die Skelette sind dabei pseudomorph durch Quarzsphärolithe verdrängt, fleckenartig wird der Quarz wiederum durch Calcit verdrängt.

Makroskopisch lassen sich Kalkturbidite und epiklastische Turbidite unterscheiden. Im Dünnschliff zeigt sich, dass diese Unterschiede meist auf diagenetische Prozesse zurückgehen und nur untergeordnet auf den primären Gehalt an karbonatischen Klasten. Bei den meisten „Kalkturbiditen“ handelt es sich um sparitisch zementierte, fein-mittelkörnige Epiklastite, deren vulkaniklastischer Anteil meist vollständig durch Calcit verdrängt wird. Es treten aber auch Turbidite mit primär hohem Gehalt an Karbonatklasten auf: Ein 2 m mächtiger Kalkturbidit bei 137,5–139,7 m Teufe wird überwiegend aus stark rekristallisierten Mikritklasten, Peloiden, Bivalvenresten und Echinodermenschutt aufgebaut; daneben treten untergeordnet basaltische chloritisierte und calcitisierte Pyroklasten, Metatrachytgerölle, Metarhyolithgerölle, Sandsteingerölle sowie Styliolinen auf. Einige der epiklastischen Turbidite sind nicht karbonatisiert. Hier wird die Matrix aus Chlorit gebildet und das vulkaniklastische Material wird ebenfalls durch Chlorit verdrängt. Die epiklastischen Turbidite

zeigen qualitativ ein Komponentenspektrum, das der Uebernthal-Formation ähnelt; sie treten schon im oberen Teil der Adorf-Stufe auf. Sie führen Metarhyolithklasten, Metatrachytgerölle, metabasaltische Pyroklasten mit Alkalifeldspat- und Apatiteinsprenglingen, magmatische Quarze aus Rhyolithen, isolierte albitisierte Kalifeldspäte, Gerölle aus quarzitischem Mittelsandstein, Weichklasten und Gerölle aus feldspatreichen styliolinenführenden Silt-/Feinsandstein-Wechselfolgen, daneben zahlreiche Biogene (Echinodermenschutt, Brachiopoden- und Bivalvenreste, Styliolinen), Pelloide und Riffschuttkalke. Quantitativ wird das Komponentenspektrum der epiklastischen Turbidite innerhalb des Adorf-Anteils der „Adorf-Bänderschiefer“ durch metatrachytische Klasten dominiert, wie für die Dillenburg-Formation typisch. In den Turbiditen und Debriten des Givet-Anteils der Bänderschiefer treten die Metatrachytklasten mengenmäßig zurück; Metarhyolithe und siliziklastische Komponenten dominieren das Spektrum.

Bei 173,4–175,65 m Teufe und 232,2–238,1 m Teufe treten einige geringmächtige Metabasalt-Lagergänge in die „Adorf-Bänderschiefer“ auf. Sie sind stark alteriert. In ein intersertales Gefüge aus Feldspatleisten sind Olivine und idiomorphe Klinopyroxene eingebettet, gleichmäßig verteilt tritt eine Erzphase auf. Die Feldspäte sind teilweise durch Chlorit und Calcit verdrängt, Olivine und Pyroxene liegen vollständig als Chloritpseudomorphosen vor.

Ab 252,07 m Teufe wird die Hintergrundsedimentation der „Adorf-Bänderschiefer“ durch eine turbiditische Tonstein-/Siltstein-/Feinsandstein-Wechselfolge abgelöst. Sie stellt das distale Äquivalent des Styliolinen sandsteins der nördlich vorgelagerten Beckenbereiche dar. Die Silt- und Feinsandsteinlagen zeigen mit Schrägschichtung, Parallelschichtung, gradierte Schichtung und Belastungsmarken die Merkmale von distalen Turbiditen. Petrographisch werden die Silt- und Feinsand-Lagen überwiegend aus klastischen Quarzen, Helglimmern und einem hohen Anteil an Feldspäten (Plagioklase, Mikrokline)

aufgebaut, sehr häufig treten lagenweise Styliolinen auf. In diese Abfolge schalten sich epiklastische Turbidite und mächtige Slideflow-Debrite mit dem Spektrum der Uebernthal-Formation ein. Sie ist in einer Mächtigkeit von 127,5 m aufgeschlossen, die Basis der Folge wurde mit der Bohrung nicht erreicht.

Die epiklastischen Turbidite sind im Vergleich zu denen innerhalb der Adorf-Stufe arm an Metatrachyt klasten und werden von Metarhyolithklasten, Sandsteingeröllen und metarhyolithischen Pyroklasten dominiert. Ein 18 m mächtiger Slideflow-Debrīt ist von 276,6–295,5 m Teufe aufgeschlossen. Er führt massenhaft magmatische Quarze aus Metarhyolithen, Metarhyolithklasten vom „Typ Ballersbach“, chloritisierte und calcitisierte metabasaltische Pyroklasten mit Alkalifeldspateinsprenglingen, Pyroxenen und Apatiteinsprenglingen; untergeordnet Metatrachyt klasten, Ems-Porphyroide, Weichklasten aus einer styliolinenführenden Tonstein-/Siltstein-/Feinsandstein-Wechselfolge, Gerölle aus feldspatfreien, quarzitisches zementierten Mittel-/Feinsandsteinen, Echinodermenschutt, Bivalvenreste, ästige Stromatoporen und umgelagerte Intraklasten derselben Zusammensetzung. Aus einer Mikritbank 16 m unterhalb des Slideflow-Debrīts konnte folgende Fauna der **Mittleren bis Späten varcus-Zone** gewonnen werden (Probe **88/98**): *Polygnathus linguiformis* zeta MT, *Belodella* sp. Zahnreihenelemente, Styliolinen, Radiolarien, triaxone Schwamm spiculae. Epiklastische Turbidite mit dem Spektrum der Uebernthal-Formation treten noch 52 m im Liegenden dieser Probe auf.

Weitere mächtigere Slideflow-Debrite treten noch bei 335,16–340,78 m Teufe und von 373,77–389,0 m Teufe. Sie werden ausschließlich aus metabasaltischem Pyroklasten und Hyaloklasten und verkieselten Weichklasten aus styliolinenführenden Tonstein-/Siltstein-/Feinsandstein-Wechselfolgen aufgebaut. Die Ablagerungen sind daher nicht als distale Ausläufer der Uebernthal-Formation zu interpretieren, sondern stehen im Zusammenhang mit dem basaltischen Vulkanismus der Givet-Adorf-Phase.

Bohrung Hartenrod 3, R 3460520 H 5623870,
Blatt 5216 Oberscheld, Aufnahme Mai 1998

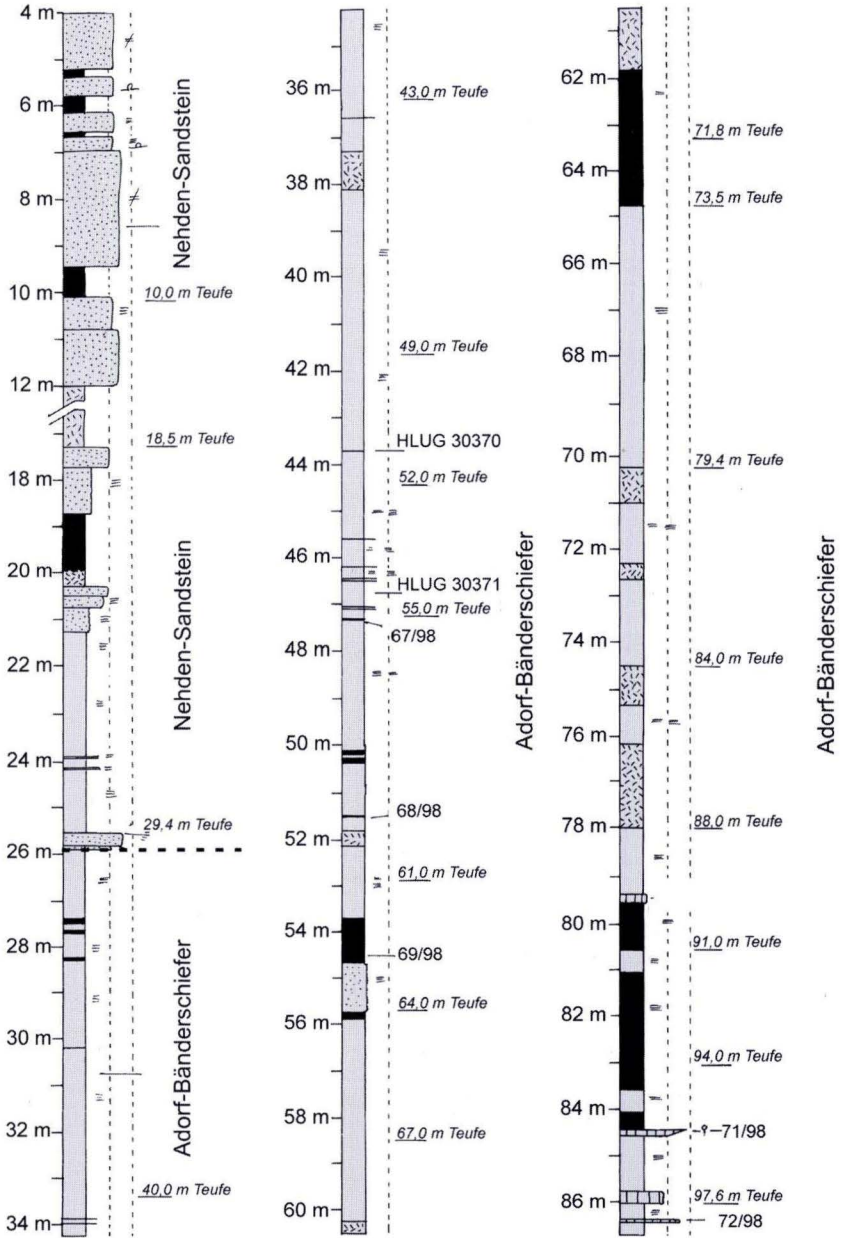
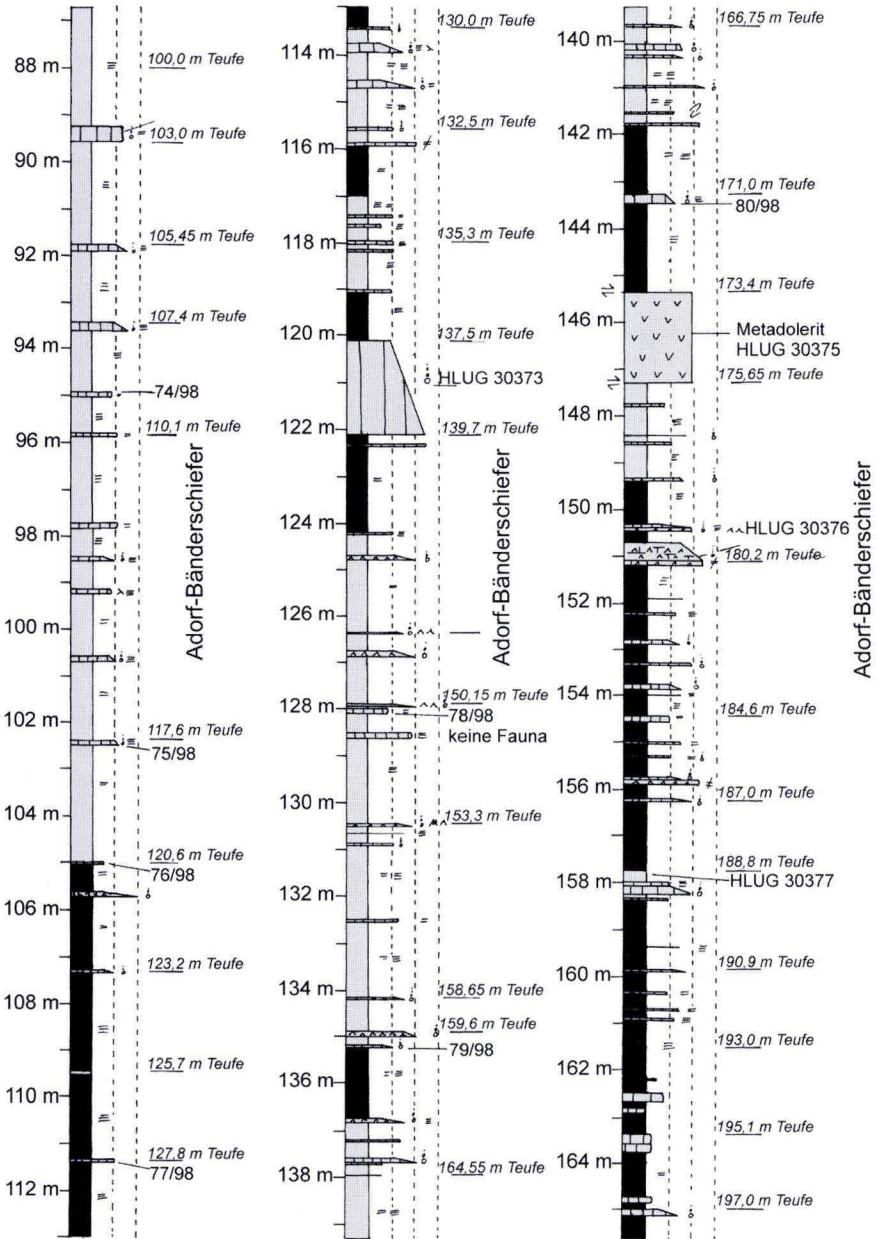
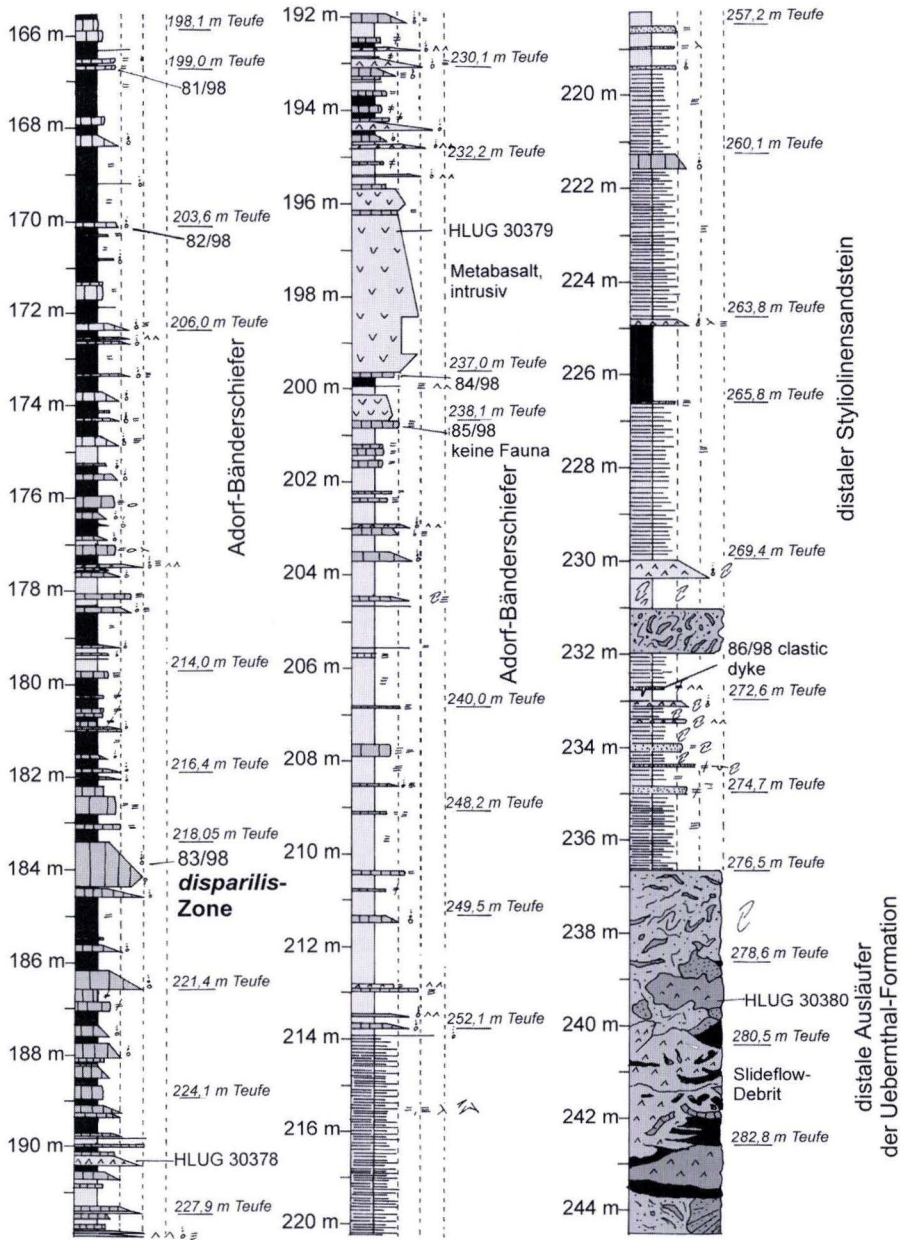


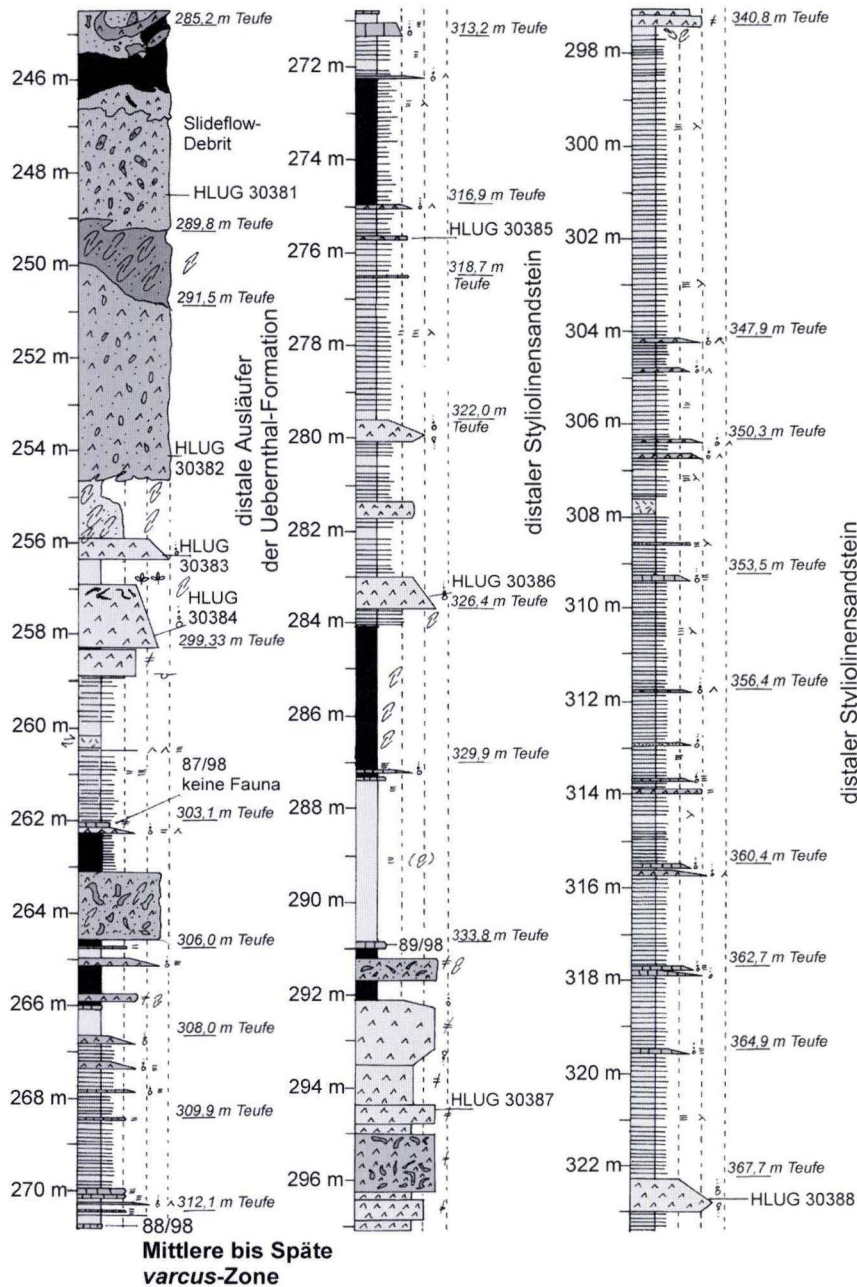
Abb. 15. Profildarstellung Bohrung Hartenrod 3, distale Ausläufer der Ueberthal-Formation in der normalen Becken-Sedimentation.



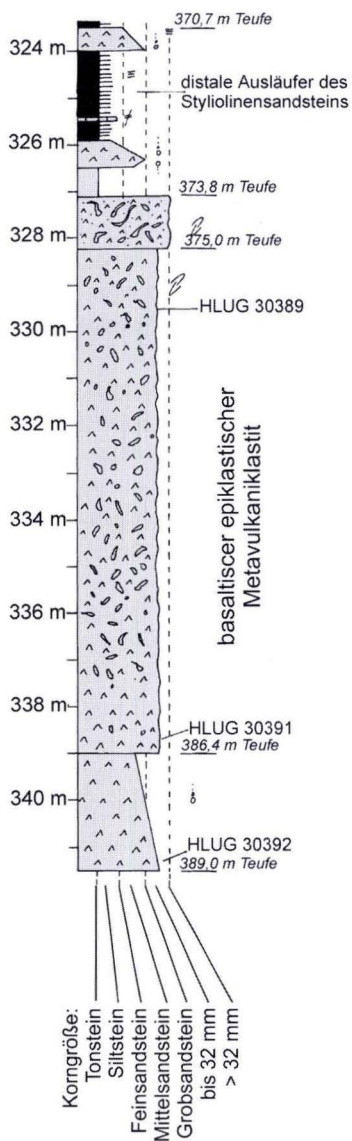
Fortsetzung Abb. 15.



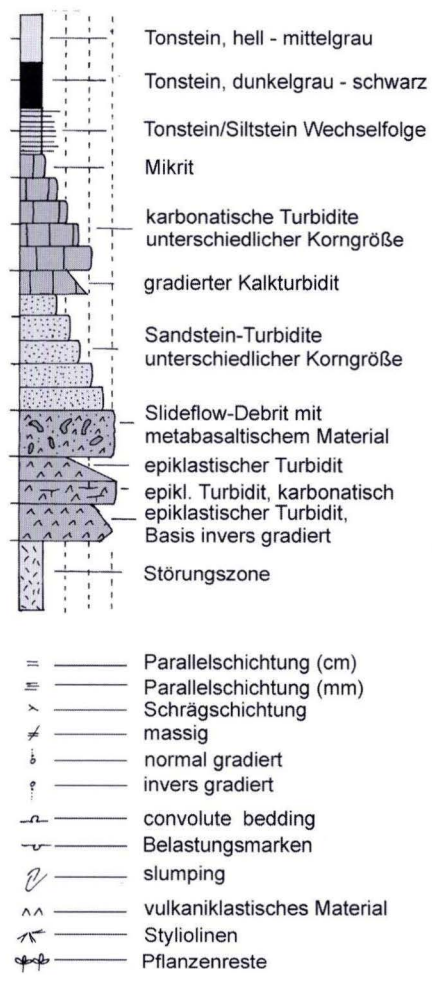
Fortsetzung Abb. 15. Profildarstellung Bohrung Hartenrod 3, distale Ausläufer der Ueberthal-Formation in der normalen Becken-Sedimentation.



Fortsetzung Abb. 15.



Legende:



Fortsetzung Abb. 15. Profildarstellung Bohrung Hartenrod 3, distale Ausläufer der Ueberthal-Formation in der normalen Becken-Sedimentation.

2.1.3.2 Bohrung Bottenhorn 1 – submarine Spaltenfüllungen? (Abb. 16, S. 67–70)

Lage: Bei R 3464440, H 5628920, TK 25 Bl. 5216 Oberscheld, innerhalb der Eisemröther Schuppe. Die Schrägbohrung wurde 1985 bei Bottenhorn auf der Scheid, 80 m NNW P. 538,7 abgeteuft. Die Bohrung lagert z.Z. im Bohrkernlager des HLOG in Limbach (Taunus).

Erforschungsgeschichte: Die Bohrkernaufnahme durch die EssoErz wurde von J. KRÜGELSTEIN erstellt und ist im Archiv des HLOG einzusehen. Eine Neuaufnahme erfolgte durch NESBOR & LIPPERT (1997).

Profilbeschreibung: Die Bohrung durchteuft die basale Nehden-Stufe, beide Kellwasser-Horizonte, die komplette Adorf-Stufe (der mittlere Teil der Adorf-Stufe ist tektonisch unterdrückt), die komplette Givet-Stufe und Teile der Eifel-Stufe. 62 m der Givet-Stufe werden durch eine Breccie vertreten, die aus verkieselten Tonstein-, Siltstein- und Feinsandsteinklasten und Metadoleritklasten aufgebaut wird (Abb. 16). Sie konnte auf einen Zeitbereich von der Mittleren *varcus*-Zone bis tiefste *hermanni-cristatus*-Zone datiert werden und ist damit zeitgleich mit den Umlagerungsprozessen der Uebernthal-Formation. Auf Grund des Komponentenspektrums, sedimentologischer Merkmale und des geologischen Umfeldes wird sie als synsedimentäre submarine Spaltenfüllung bzw. Störungsbreccie interpretiert.

Die basale Nehden-Stufe ist bis 36,0 m Teufe aufgeschlossen. Nehden-Rotschiefer treten nicht auf, die Schichtfolge besteht aus grüngrauen Tonschiefern mit dünnen Siltsteinbändern; bis 28,07 m Teufe ist ein Metadoleritgang eingeschaltet.

Der 1,7 m mächtige obere Kellwasser-Horizont wird aus bituminösen Tonsteinen mit dunklen Kalkturbiditen aufgebaut, die Probe **91/98** lieferte folgende individuenreiche Fauna der **linguiformis-Zone**: *Palmatolepis hassi*, *Palmatolepis linguiformis*, *Icriodus alternatus helmsi*, *Belodella* sp., Tentaculiten. Nach 3 m Tonstein

folgt der 2,2 m mächtige untere Kellwasser-Horizont. Der Horizont baut sich aus einer laminierten Abfolge aus mikrosparitischen Kalkturbiditen und bituminösen Lagen auf. Er lieferte folgende individuenreiche Fauna der **Späten rhenana-Zone** (Probe **92/98**): *Palmatolepis hassi*, *Palmatolepis subrecta*, *Palmatolepis ederi*, *Ancyrodella nodosa*, *Ancyrodella curvata*, *Icriodus alternatus alternatus*, *Polygnathus webbi*, *Polygnathus decorosus*, *Belodella* sp., usw., Tentaculiten.

Bis 147,0 m Teufe folgen 106 m Tonschiefer in „Adorf-Bänderschiefer“ Fazies, in die sich Kalkturbidite und epiklastische Turbidite einschalten, bei 92,1 m und 92,85 m treten zwei metadoleritische Scherkörper auf. Die basalen 50 m der Bänderschiefer sind sicher in die Givet-Stufe zu stellen. Ein epiklastischer Turbidit bei 106,97 m Teufe (Probe **95/98**) lieferte folgende Fauna der **disparilis-Zone**: 5 x *Klapperina disparilis*, 1 x *Klapperina ? disparalvea*, 1 x *Schmidtognathus wittekindti*, 4 x *Polygnathus dubius*, 1 x *Ozarkodina* sp., Zahnreihenelemente, Styliolinen, Ostracoden, Schwammdesmon. Die Gesamtmächtigkeit der Adorf-Stufe in der Bohrung beträgt 62 m, dabei ist ein erheblicher Teil (etwa 50 m, s. Bohrung Hartenrod 3) der mittleren Adorf-Stufe durch eine Störung (bei 69,30–72,2 m Teufe) tektonisch unterdrückt.

Die Tonschiefer der „Adorf-Bänderschiefer“ Fazies sind im dm-Bereich grüngrau bis dunkelgrau gebändert und zeigen eine Feinlamination im mm-Bereich. Radiolarien sind häufig; bei Profilmeter 70,2 m eine dünne Lyditbank auf.

Die epiklastischen Turbidite in der Adorf-Stufe führen überwiegend Metatrachytklasten, untergeordnet metabasaltische Pyroklasten (chloritisiert und calcitisiert) und Metarhyolithgerölle.

Die epiklastischen Turbidite der Givet-Stufe zeigen das typische Komponentenspektrum der Uebernthal-Formation: Metarhyolithgerölle, isolierte magmatische Quarze aus Rhyolithen, calcitisierte und chloritisierte metabasaltische Pyro-

klasten, metabasaltische Hyaloklasten, Metatrichytoklasten, Ems-Porphyroide, Klasten aus feldspatreichen und styliolinenführenden Tonstein-/Siltstein-/Feinsandstein-Wechselfolgen und Gerölle aus quarzitisches gebundenem feldspatfreiem Mittelsandstein.

Ab 147,0 m bis 247, 25 m Teufe wird die Hintergrundsedimentation der Adorf-Bänderschiefer durch eine styliolinenführende Tonstein-/Siltstein-/Feinsandstein-Wechselfolge abgelöst. Eingeschaltet sind epiklastische Turbidite, Kalkturbidite und von 154,9–221,55 m Teufe eine 62,4 m mächtige sedimentäre Breccie.

6 Meter oberhalb der Breccie konnte aus einer Kalkturbiditbank (Probe **97/98**) folgende Fauna der **Mittleren varcus-Zone** bis **tiefste hermanni-cristatus-Zone** gewonnen werden: 1 x *Polygnathus timorensis*, 1 x *Polygnathus varcus*, 1 x *Polygnathus linguiformis linguiformis* zeta Morphotyp, 1 x *Polygnathus linguiformis* ssp., *Belodella* sp., *Neopanderosus* sp., Zahnreihenelemente, Styliolinen, Tentaculiten, Scolecodonten, inkohlte Pflanzenreste. Die Breccie ist komponentengestützt; die Komponenten der Breccie sind eckig, dicht gepackt, und der Zwickelraum ist entweder mit kleinern Gesteinsbruchstücken oder mit Sparitzement gefüllt (Taf. 7, Fig. 1, 2 und 4). Häufig sind längliche Komponenten senkrecht zur Schichtung eingeregelt. Die Breccie ist zeitgleich mit den Umlagerungsprozessen der Uebernthal-Formation entstanden, zeigt aber ein abweichendes Komponentenspektrum. Es beschränkt sich auf verkieselte, styliolinen- und radiolarienführende Tonstein-/Siltstein-Wechselfolgen (Taf. 7, Fig. 3), in denen gelegentlich dünne epiklastische Turbidite vorkommen; intrusive Metabasalte und Metadoleritklasten (Taf. 7, Fig. 5). Dabei sind die meisten sedimentären und vulkanischen Komponenten vollständig durch Calcit und mikro- bis feinkristallinen Quarz verdrängt. Verschont blieben dabei die

Biotite in den Metadoleriten, die Hellglimmer der siliziklastischen Komponenten und einige Feldspäte. Der Porenraum der Breccie wird mit großen, radialstraligen Calcitaggagaten und einer späteren sparitischen Zementgeneration gefüllt. Eine spätere Entstehung der Breccie, z.B. während der variscischen Orogenese, kann ausgeschlossen werden, da in der Breccie auch Weichklasten der autochthonen Givet-Abfolge umgelagert wurden und im oberen Bereich der Breccie ausgedehnte Rutschungszonen mit Slumping (Taf. 7, Fig. 3) auftreten (von 172,2–174,88 m und 177,0–177,8 m Teufe). Auch belegt die frühdiagenetische Zementation der Breccie eine Entstehung während des Devons. Oberflächlich streicht die Breccie nicht aus. Die Gesamtmächtigkeit der Gesteine der Givet-Stufe erhöht sich nicht, wie es bei der Einschaltung eines 62 m mächtigen Schuttstroms zu erwarten wäre, sondern bleibt gleich. Die Deutung der Breccie als eine submarine Erdbebenspaltenfüllung ist naheliegend, da auch zahlreiche Klasten subparallel zur angenommenen Spaltenwand eingeregelt sind, außer der Fragmentierung keine Aufarbeitungserscheinungen zeigen und umgelagerte Subvulkanite (Metadolerite) auftreten, die erst in einiger Tiefe unter der Sedimentoberfläche zu erwarten sind.

Anschließend folgen bis 285,0 m Teufe 29 m dunkelgrau bis grüngrau geflammte Tonschiefer, die stratigraphisch den basalen Alaunschiefern der Givet-Stufe in der Wittgensteiner Mulde entsprechen (s. Profil Dotzlar 1, Abb. 38).

Die Eifel-Stufe wird durch hell- bis mittelgraue laminierte Tonsteine vertreten, in die sich feldspatreiche Feinsandsteinturbidite einschalten, sie stellen das distale Äquivalent des Eifel-Quarzits der weiter nördlich gelegenen Beckenbereiche dar. Bei 301,5–312,7 m Teufe ist ein metadoleritischer Lagergang in die Schichtfolge eingeschaltet.

Bohrung Bottenhorn 1, R 3464440 H5628920,
Blatt 5216 Oberscheld, Aufnahme Mai 1998

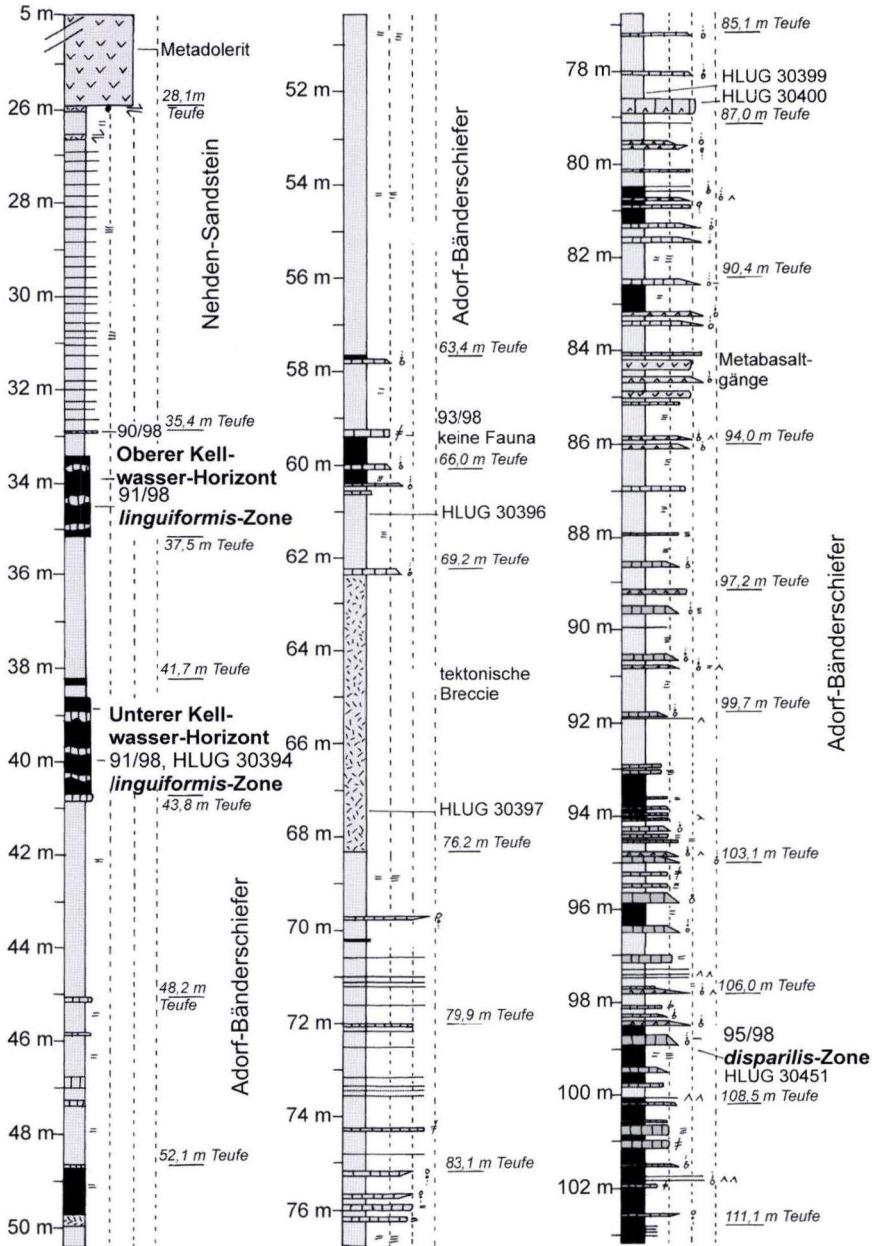
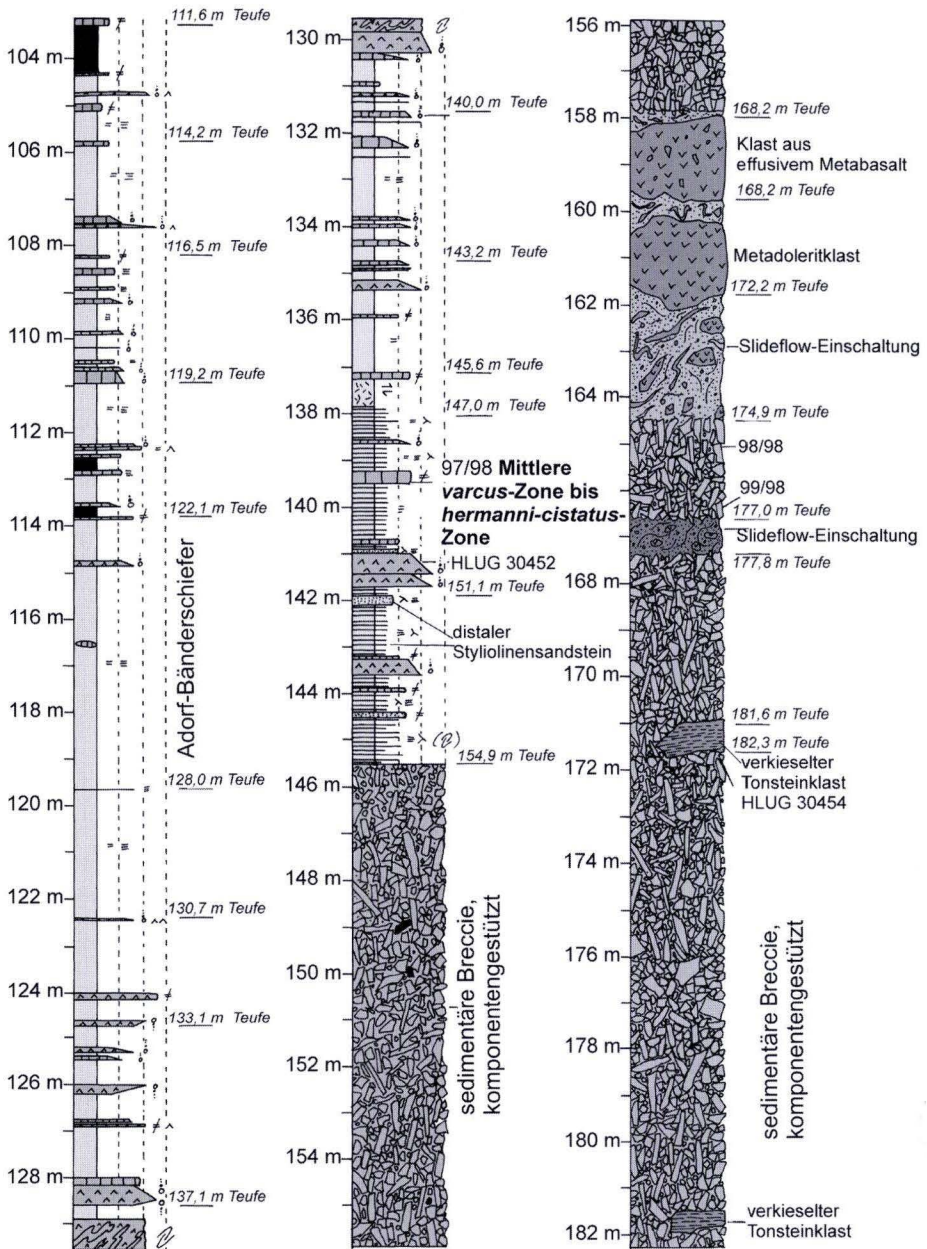
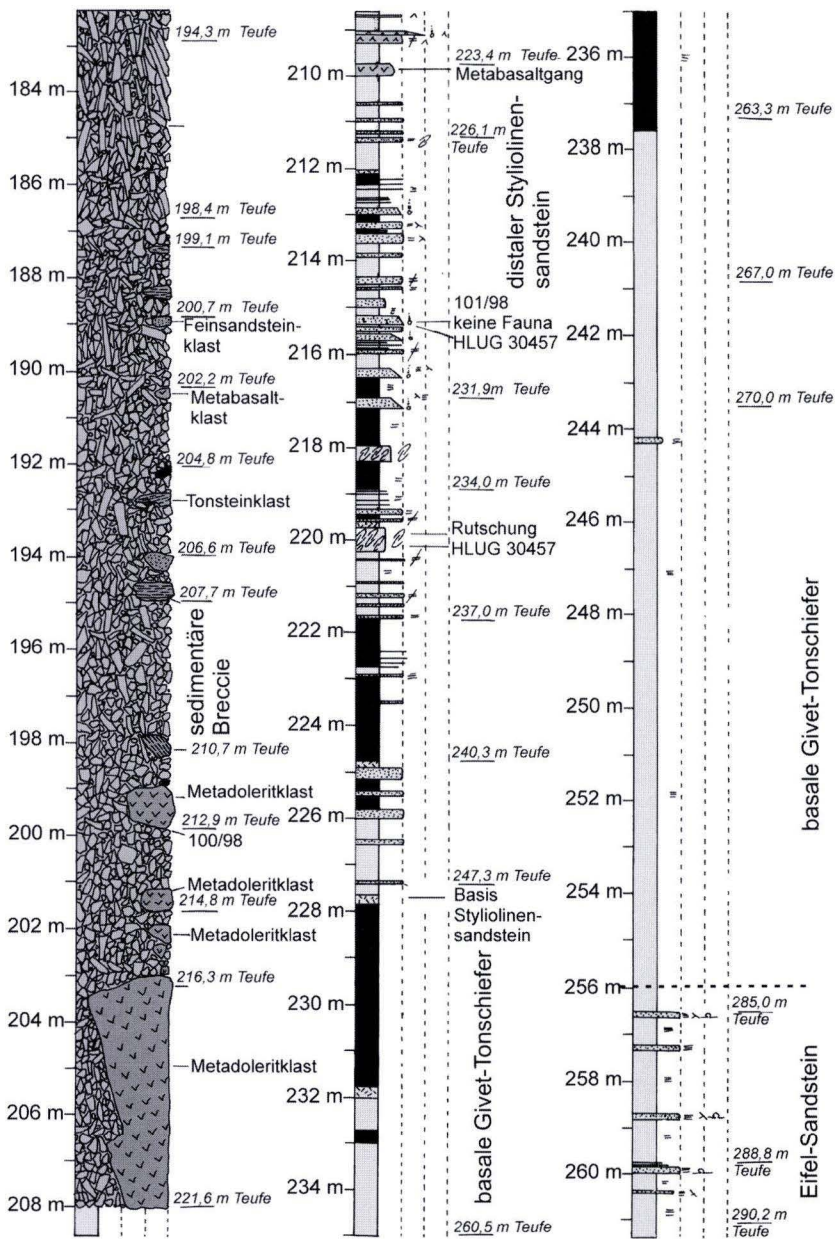


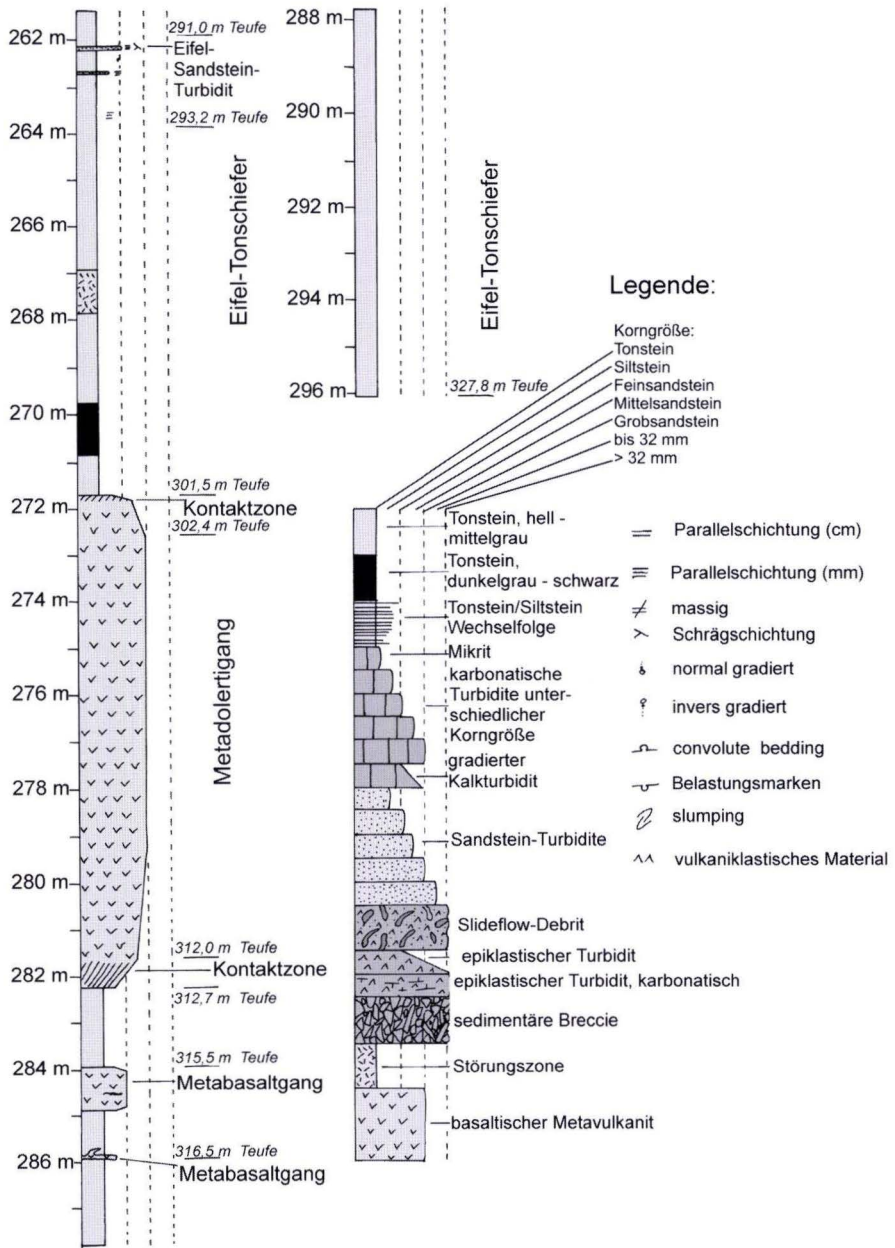
Abb. 16. Profildarstellung Bohrung Bottenhorn 1, distale Ausläufer der Ueberthal-Formation und synsedimentäre Breccie in den normalen Beckensedimenten der Dill-Mulde.



Fortsetzung Abb. 16. Profilardarstellung Bohrung Bottenhorn 1, distale Ausläufer der Ueberenthal-Formation und synsedimentäre Breccie in den normalen Beckensedimenten der Dill-Mulde.



Fortsetzung Abb. 16.



Fortsetzung Abb. 16. Profilardarstellung Bohrung Bottenhorn 1, distale Ausläufer der Uebernthal-Formation und synsedimentäre Breccie in den normalen Beckensedimenten der Dill-Mulde.

2.1.3.3 Profil Mornshausen (Abb. 17, S. 71)

Lage: Bei R 3467800, H 5633870, TK 25 Bl. 5117 Buchenau, innerhalb der Eisemröther Schuppe. An der östlichen Straßenböschung der B 453 sind im nördlichen Ortsteil von Mornshausen/Dautphe Grobklastika und Tonschiefer der Givet-Stufe aufgeschlossen. Der Aufschluss ist mit einem Stahlnetz gegen Steinschlag geschützt.

Erforschungsgeschichte: Bei der geologischen Erstaufnahme von Bl. 5117 Buchenau (CORRENS 1934) wurde dort Wissenbacher Schiefer kartiert, der von mitteldevonischem Schalestein überlagert wird. CORRENS (1934: 10) beschrieb den Straßenaufschluss kurz in den Erläuterungen und ordnete ihn stratigraphisch ein: „Bei Mornshausen sind an der Landstraße Dautphe – Amelose vom Eingang zum großen Paläopikritbruch an nach N zu etwa 60–70 m Schalestein in normaler Lagerung aufgeschlossen. In den Steinbruch hinein und nach S zu folgen oberdevonische Bandschiefer, nach N die charakteristischen Kalksandsteinbänkchen des Oberen Mitteldevons.“ Neuere geologische Untersuchungen liegen nicht vor.

Profilbeschreibung: An der östlichen Straßenböschung sind Styliolinschiefer mit einzelnen Styliolinsandstein-Bänken aufgeschlossen, die von zwei viskoplastischen Debriten überlagert werden (Abb. 17). Die Schichten fallen mit etwa 30° nach SE ein. Überlagert werden die Debrite von Adorf-Bänderschiefern, die im Profil selbst nicht aufgeschlossen sind, aber den Berghang oberhalb des Profiles aufbauen.

Im nördlichen Profilabschnitt sind Styliolinschiefer in einer Mächtigkeit von 10 m aufgeschlossen. Es sind mittelgraue, leicht sandige, geschieferte Tonsteine, die lagenweise zahlreiche Styliolinen führen; gelegentlich findet man *Orthoceras*-Reste in limonitischer Erhaltung. In Abständen von 1–2 m schalten sich cm-mächtige turbiditische Feinsandsteine ein, die zum Teil stark karbonatisch sind. Die Tonsteine wer-

den konkordant von einem 1,2–2 m mächtigen Debrit mit unregelmäßiger Oberfläche überlagert. Die Korngröße des Debrites ist recht homogen und liegt bei einigen cm, nur an der Oberseite befindet sich ein übergroßes Pillow-Fragment mit 20 cm Durchmesser, dies deutet auf einen viskoplastischen Sedimenttransport hin. Der Debrit wird überwiegend aus umgelagerten, metabasaltischen und metarhyolithischen Vulkaniklasten aufgebaut. Auf dem Debrit lagert eine 3 m mächtige Tonsteinfohle, die die unregelmäßige Oberfläche des Debrites ausgleicht. Ein in einer Mächtigkeit von 7 m aufgeschlossener viskoplastischer Debrit überlagert den Tonstein; an der Basis ist der Tonstein geringfügig erodiert. Die Oberseite des Debrites ist nicht aufgeschlossen, vermutlich ist er aber nicht wesentlich mächtiger und wird direkt von Tonsteinen in der Fazies der „Adorf-Bänderschiefer“ überlagert. Der maximale Korndurchmesser liegt bei 1,5 m. Die großen, flachen Gerölle sind parallel zur Basis der Debrites eingeregelt, dort tritt auch ein Bereich aus deutlich feinkörnigerem vulkaniklastischem Material auf. Auf Grund der guten Einregelung der Gerölle und des Fehlens von markanten Erosionserscheinungen an der Basis handelt es sich vermutlich um einen viskoplastischen Debrit. Auffällig treten im Aufschluss die zahlreichen verkieselten Tonsteingerölle hervor.

Das Komponentenspektrum umfasst folgende Komponenten: Calcitisierte und chloritisierte metabasaltische Pyroklasten, häufig mit schlauchförmig gelängten Gasblasen; die Blasen werden durch Leukoxensäume nachgezeichnet. Isolierte magmatische Quarze, idiomorph, teils magmatisch gerundet, häufig mit Korrosionsbuchten. Isolierte bis 4 mm große schachbrettalbitisierte Alkalifeldspäte, idiomorph, z.T. magmatisch gerundet mit Korrosionsbuchten, mit chloritisierten Schmelzeinschlüssen. Calcitisierte Metarhyolithklasten (Taf. 3, Fig. 7 und 8) mit bis 1 mm großen idiomorphen, z.T. magmatisch gerundeten Quarzeinsprenglingen mit Korrosionsbuchten und

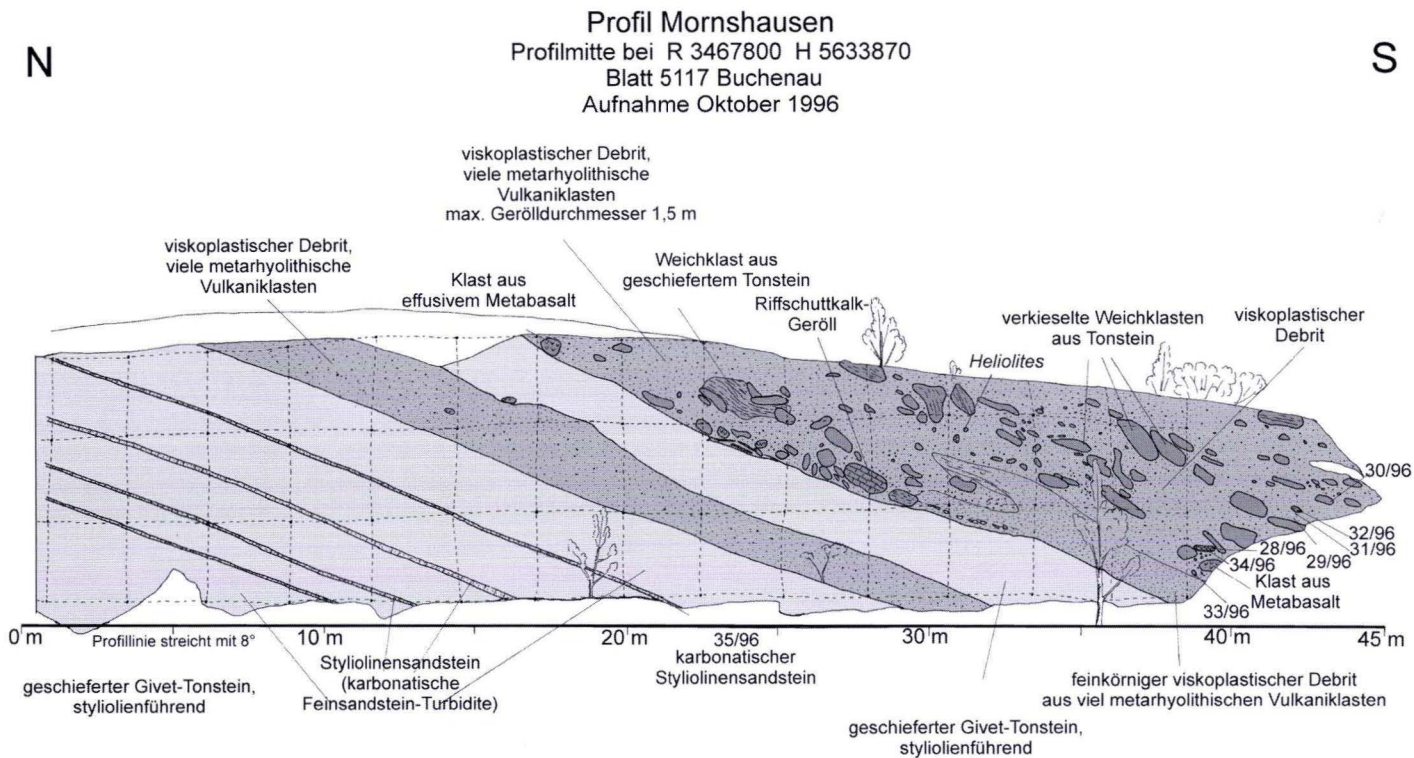


Abb. 17. Profil Straßenanschnitt Mornshausen, Distalfazies der Ueberthal-Formation.

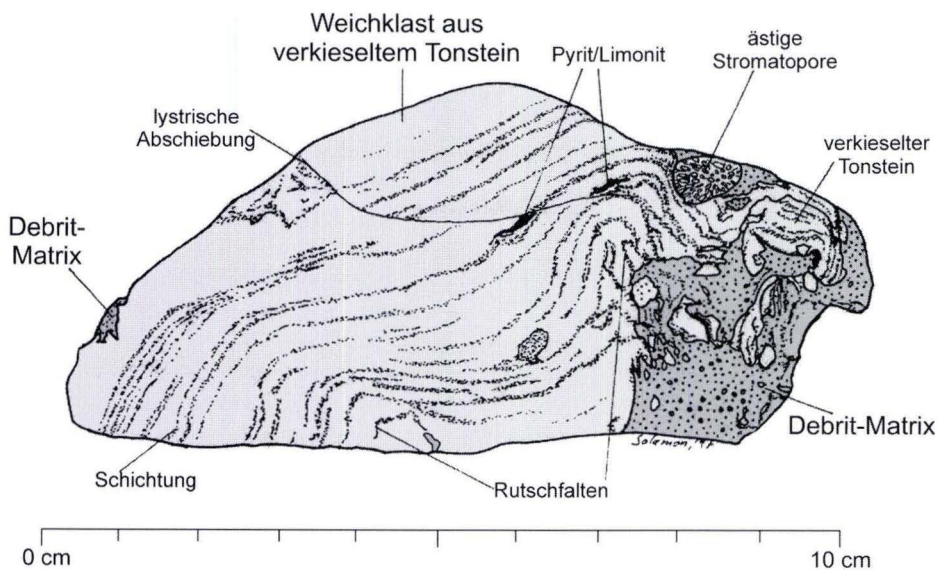


Abb. 18. Handstück eines verkieselten Tonstein-Weichgerölls aus dem Profil Mornshausen, bei Profilmeter 43, Probe 33/96a.

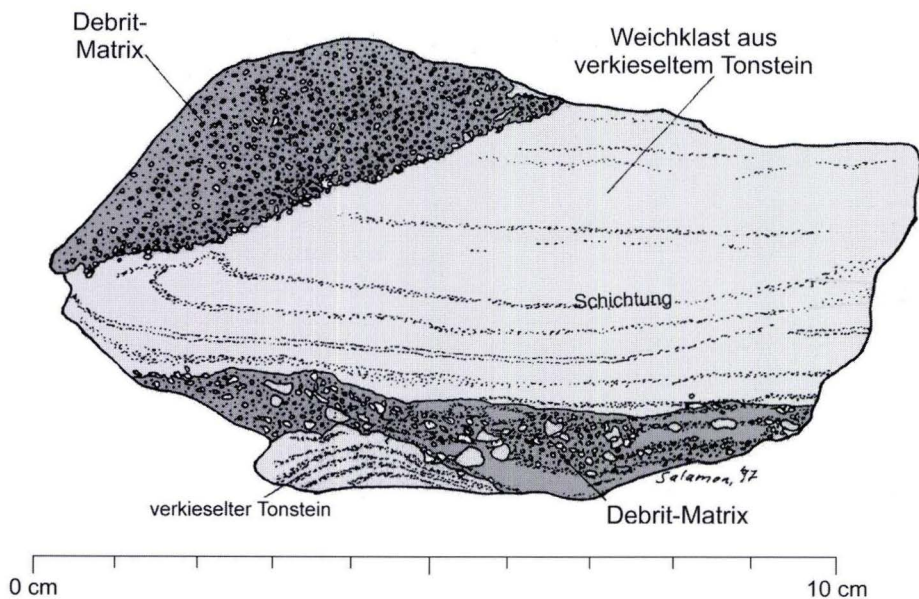


Abb. 19. Handstück eines verkieselten Tonstein-Weichgerölls aus dem Profil Mornshausen, bei Profilmeter 39, Probe 30/96.

magmatisch gerundeten und korrodierten, albitisierten Feldspateinsprenglingen bis 2 mm. Metarhyolithische Pyroklasten: das hochaufgeschäumte ehemalige Glas ist chloritisiert, der Basenraum durch Calcite überwachsen, als Einsprenglinge treten Quarze und Alkalifeldspäte auf. Metabasaltische Pillowrandbruchstücke, arm an Gasblasen, mit mikrolithischer Grundmasse, darin eingebettet sind leistenförmige Feldspateinsprenglinge. Umgelagerte basaltische Metaaschetaffe, mikrosparitisch zementiert; überwiegend dreieckige Scherben, die in Calcit, Leukoxen und Chlorit umgewandelt sind (Taf. 1, Fig. 5). Seltener treten größere Pyroklasten mit stark gelängten Blasenschläuchen und korrodierten, schachbrettalbitisierten Feldspateinsprenglingen auf; vereinzelt kommen Styliolinen vor. Häufig treten sparitisch zementierte Intraklasten mit dem oben genannten Spektrum auf (Probe 31/96). Makroskopisch fallen im Aufschluss bis 1 m große Gerölle aus verkieseltem Tonstein auf (Taf. 6, Fig. 3). Es handelt sich dabei um ehemalige Weichgerölle aus givetischen Styliolinschiefer, die kurz nach der Umlagerung diagenetisch eingekieselt wurden (Abb. 18 u. 19, S. 73). Solche Phänomene treten häufig innerhalb von

metavulkaniklastischen Gesteinen der Givet-Stufe auf (Kap. 3.1.10.1). Die notwendige Kieselsäure wurde vermutlich bei der Alteration des vulkanischen Glases freigesetzt. In die pelitische Matrix der verkieselten Tonsteine sind klastische Quarze von durchschnittlich 15 μm , maximal 40–80 μm und klastische Hellglimmer bis 80 μm eingebettet. Große Glimmer sind dabei subparallel eingeregelt; die in alle Raumrichtungen orientierten Tonminerale und kleinere Glimmer bilden ein Gerüst-Gefüge. Die feine Lamination beruht auf wechselnden Gehalten an dispers verteilter organischer Substanz. Als Biogene kommen verkieselte Styliolinen vor. Die Zementation der Tonstein-Weichklasten erfolgte durch ein mikrokristallines Quarzpflaster von 10–15 μm \varnothing . Als karbonatische Komponenten treten Riffschuttalke (Taf. 5, Fig. 7) (bis 1 m \varnothing) und styliolinenführende Mikritgerölle (Taf. 5, Fig. 1) auf; randlich wird der Mikrit durch idiomorphe, polysynthetisch verzwilligte Albite von 50–100 μm verdrängt. Isolierte Bioklasten bestehen aus tabulaten Korallen (*Heliolites*), Echinodermenresten, ästigen Stromatoporen, Bivalven und Brachiopodenresten. Randlich werden sie ebenfalls durch idiomorphe Albite von 50–100 μm verdrängt.

2.1.3.4 Profil Debus'scher Garten und Telekom-Mast Bundenberg, Buchenau (Abb. 20, S. 76)

Lage: Bei R 3472260, H 5637790 (Telekom-Mast Bundenberg) und bei R 3472200, H 5637520 (Debus'scher Garten), TK 25 Bl. 5117 Buchenau, innerhalb der Eisemröther Schuppe. An der Wegböschung zum Telekom-Mast am Bundenberg und im anschließenden Steinbruch stehen Gesteine aus dem tieferen Teil der Buchenau-Formation an. Im unteren Profilabschnitt ist die sog. „Quarzkeratophyrbreccie“ aufgeschlossen. Der Debus'sche Garten befindet sich am südlichen Ortseingang von Buchenau an der Bundesstraße. Dort ist in Klippen die sog. „Quarzkeratophyrbreccie“ und ihr Unterlager aufgeschlossen.

Erforschungsgeschichte: Als abweichende fazielle Entwicklung zu den Adorf-Bänderschiefern wurden die Buchenauer Schichten erstmals von LIEBER (1917) ausgeschieden. Weitere Untersuchungen stammen von SCHÖNBERG (1954: 2–4, 8–12), KOCKEL (1958), LEUTERITZ (1968). STOPPEL & ZIEGLER (1958) lieferten ausführliche Conodonten-biostratigraphische Datierungen aus der näheren Umgebung des Profils. Sie konnten aus einem Kalkturbitid 20 m über der „Quarzkeratophyrbreccie“ eine Fauna aus *Polygnathus decorus*, *Polygnathus cristatus*, *Polygnathus dubius* und *Polygnathus ordinatus* gewinnen (STOPPEL & ZIEGLER 1958: 156), die in einen Zeitraum von

der *disparilis*-Zone bis tiefste *falsiovalis*-Zone zu datieren ist. FLICK (1977: 203) ordnete die Quarzkeratophyrgerölle der „Breccie“ dem Rhyolith Typ Ballersbach zu. BLASS (1980: 21, 24) konnte folgende Conodontenfaunen aus dem Profil am Bundenberg gewinnen, die eine Einstufung der „Quarzkeratophyrbreccie“ in einen Zeitraum zwischen Mittlerer *varcus*-Zone und tiefstem Teil der *hermanni-cristatus*-Zone erlauben: aus einer Calciturbiditlage 3,5 m über der „Quarzkeratophyrbreccie“ (bei mir Probe 49/98) *Ozarkodina brevis*, *Polygnathus timorensis*, aus einer Kalkbank direkt unterhalb der „Quarzkeratophyrbreccie“ (gleiche Bank wie in meiner Profilaufnahme Debus' scher Garten Probe 45/98) *Ozarkodina brevis* und *Polygnathus linguiformis*.

Profilbeschreibung: Die Hintergrundsedimentation der Givet-Stufe wird im SE-Teil der Dill-Mulde durch distale Ausläufer des Styliolinsandsteins geprägt. In diese Abfolge aus Tonsteinen mit Silt- und Feinsandsteinbändern schalten sich hier Kalkturbidite und epiklastischen Turbidite ein, die als Buchenau-Formation bezeichnet werden. Für einen Großteil der epiklastischen Turbidite der Givet-Stufe (Quarzkeratophyrbreccie) zeigte sich, dass sie den typischen Komponentenbestand der Uebernthal-Formation haben und daher als deren distale Ausläufer zu deuten sind (Abb. 20). Diese Umlagerungsprodukte konnten hier auf einen Zeitschnitt bis in die *hermanni-cristatus*-Zone datiert werden (BLASS 1980).

2.1.3.5 Dusenberg

Lage: Bei R 3468950, H 5630840, unterhalb des Dusenberg-Gipfels, TK 25 Bl. 5117 Buchenau. Dort sind an einem hangparallelen Waldweg Gesteine der Buchenau-Formation angeschnitten.

Profilbeschreibung: Am Dusenberg treten geringmächtige viskoplastische Debrite innerhalb

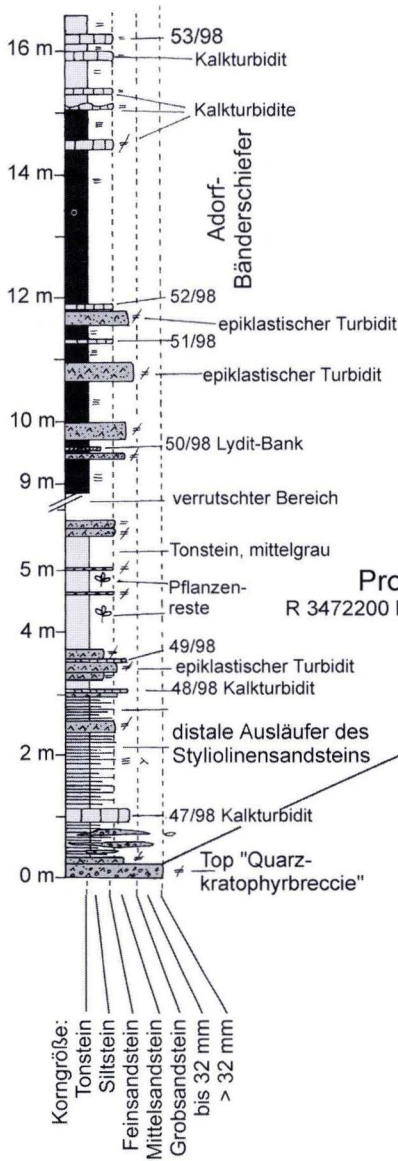
Die epiklastischen Turbidite im Liegenden der „Quarzkeratophyrbreccie“ führen Gerölle aus feldspatfreien quarzitisches gebundenen Sandsteinen, Ton- und Siltsteingeröllen, Metarhyolithgeröllen (Typ Ballersbach), chloritisierte metabasaltische Pyroklasten, metabasaltische Hyaloklasten, klastische Quarze, klastische Feldspäte (Plagioklase, Mikrokline) und Styliolinen.

Bei der „Quarzkeratophyrbreccie“ handelt es sich um einen matrixgestützten epiklastischen Turbidit; die größten Klaster haben einen Durchmesser von 6 cm. An der Basis der Bank treten „flame structures“ auf. Die „Quarzkeratophyrbreccie“ und die überlagernden Feinkieslinsen zeigen das typische Komponentenspektrum der Uebernthal-Formation: Metarhyolithe mit korrodierten Quarz- und albitisierten Kalifeldspat-Einsprenglingen in einer mikrokristallinen Quarz-/Feldspat-Grundmasse, die fleckenartig durch Calcit verdrängt wird (Typ Ballersbach), Metatrachytgerölle, chloritisierte und calcitisierte metabasaltische Pyroklasten, metabasaltische Hyaloklasten, Gerölle aus Ems-Porphyröiden (Taf. 4, Fig. 5), Gerölle aus sparitisch zementierten Glastuff (basaltisch), Quarzitgerölle, Tonstein-Siltstein-Feinsandsteingerölle, zum Teil mikroklinführend; klastische Quarze und Feldspäte.

Die Lydit-Bank bei Profilmeter 9,6 m besteht aus einem verkieselten siltigen Tonstein, der einige Styliolinen führt, Radiolarien fehlen. Die untersuchten Kalkturbidite haben leider keine verwertbare Conodontenfauna geführt.

der Buchenau-Formation auf. Wegen der schlechten Aufschlussverhältnisse wurde kein Profil aufgenommen. Wenige Meter von dem Fundpunkt der Debrite entfernt konnte PETRAUSCHKE-VOGT (1998) eine Fauna der *disparilis*-Zone aus den Kalkturbiditen der Buchenau-Formation gewinnen: 1 x *Klapperina disparilis*, 5 x *Polygnathus dubius*, 2 x *Polygnathus decorosus*, 5 x *Polygnathus*

Profil Telekom-Mast Bundenberg, Buchenau
 R 3472260 H5637790, Blatt 5117 Buchenau, Aufnahme März 1998



Profil Debus'scher Garten, Buchenau
 R 3472200 H5637520, Blatt 5117 Buchenau, Aufnahme März 1998

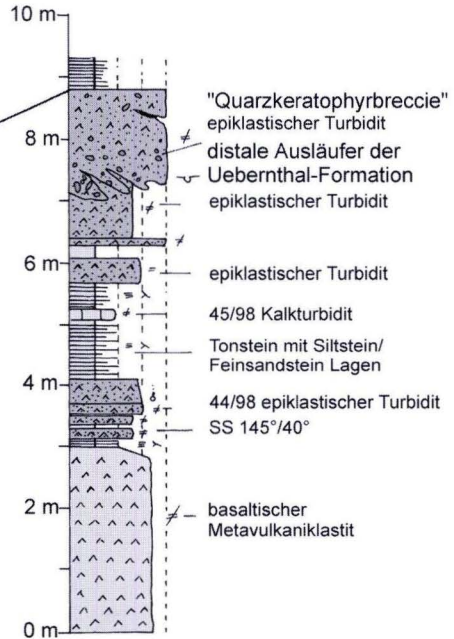


Abb. 20. Säulenprofil Debus'scher Garten und Telekom-Mast Bundenberg, distale Ausläufer der Ueberthal-Formation.

varcus, *Tortodus kockelianus*, *Ozarkodina* sp. Mit *Tortodus kockelianus* führen die Kalkturbidite eine Geisterfauna aus der *kockelianus*-Zone (späte Eifel-Stufe).

Der Debrit ist komponentengestützt und spärlich zementiert. Er führt das typische Komponentenspektrum der Uebernthal-Formation:

2.1.3.6 Profil am Ubricht, Wolzhausen 1 (Abb. 21, S. 78)

Lage: Bei R 3462880, H 5637760, TK 25 Bl. 5116 Eibelshausen, am NW-Rand der Dill-Mulde.

Erforschungsgeschichte: Von SCHMIERER et al. (1935) als Schalsteine und Buchenauer Schichten kartiert und von KLITZSCH (1959) als Buchenauer Schichten interpretiert, wurde die grobklastische Gesteinsfolge nicht näher untersucht. DECHER (1987) lieferte einige Datierungen und Profilaufnahmen der Abfolge. Bei R 34 60 710 H 56 34 880 konnte er in einem Schurfprofil folgende Conodontenfauna gewinnen: *Polygnathus dubius*, *P. xylus xylus*, *P. varcus*, *I. nodosus*, *Ozarkodina* sp., Zahnreihenelemente. Aus dem Oberen Profilteil des Profils Wolzhausen gewann er folgende Fauna der tiefen Adorf-Stufe: *Ancyrodella alata*, *Polygnathus dengleri*, *P. dubius*, *P. asymmetricus ovalis*, *P. pennatus*, *P. xylus xylus*, *P. ling. ling.*, *Ozarkodina sannemanni*, *Nothognathella* cf. *klapperi*, *Icriodus* sp. Am Wasserbehälter Quotshausen bei R 3462310, H 5636000: *P. ovatinosus*, *P. dubius*, *P. dengleri*, *P. pennatus*.

Profilbeschreibung: Aufgeschlossen ist ein kleiner Abschnitt aus dem unteren Teil der Adorf-Bänderschiefer, die dort Kalkturbidite und epiklastische Turbidite führen; die Schichten fallen mit 75° nach SE ein (Abb. 21). Weiter oben am Hang, zum Liegenden der Abfolge, sind auch mächtigere Debrite aus unterlagernden Bereichen. Die epiklastischen Turbidite und Debrite zeigen ein ähnliches Komponentenspektrum wie die Uebernthal-Formation, es fehlen aber die Sandstein- und Porphyroid-Gerölle aus

metabasaltische Hyaloklasten, metabasaltische Pyroklasten, basaltische Metavulkaniklastite, Metatrachyte, vitrophyrische Metarhyolithe, Ems-Porphyroide, Sandstein- und Siltsteingerölle, verkiesselte Tonsteingerölle, Riffdetritus, umgelagerte Mikrite und isolierte magmatische Quarze und Feldspäte.

der Ems-Stufe. Eine stratigraphische Einstufung des Profils war trotz intensiver Beprobung nicht möglich.

Die Kalkturbidite bauen sich aus Mikrospatit auf, der zu einem geringen Prozentsatz metabasaltische Pyroklasten führt, die in Leukoxen und Chlorit umgewandelt sind.

Das Komponentenspektrum der epiklastischen Turbidite wird von Metatrachytgeröllen dominiert, die zum Teil stark durch Calcit verdrängt werden. Häufig sind calcitisierte metabasaltische Pyroklasten, chloritisierte Metarhyolithklasten mit Quarzeinsprenglingen, chloritisierte metarhyolithische Pyroklasten und metabasaltische Hyaloklasten. Daneben treten Metarhyolithgerölle vom Typ Ballersbach, feldspatführende Feinsandsteingerölle, Gerölle aus styliolinenführenden Tonstein-/Siltstein-Wechselfolgen und isolierte Styliolinen auf, Riffdetritus fehlt.

Der mehrere Meter mächtige Debrit aus dem Liegenden des Profils, der etwas hangaufwärts aufgeschlossen ist, führt folgendes Komponentenspektrum: Calcitisierte metarhyolithische Pyroklasten mit Quarzeinsprenglingen, chloritisierte rhyolithische Metavulkaniklasten mit Quarzeinsprenglingen (Taf. 3, Fig. 2), zahlreiche calcitisierte metabasaltische Pyroklasten, isolierte magmatische Quarze, metabasaltische Hyaloklasten, umgelagerte Klasten aus spärlich zementierten metabasaltischen Glastuff (Taf. 1, Fig. 5), verkiesselte Weichklasten aus einer Tonstein-/Siltstein-Wechselfolge. Metatrachytlasten treten im Gegensatz zu den im Hangenden aufgeschlossenen epiklastischen Turbiditen nicht auf.

Profil Ubricht, Wolzhausen
 R 3462880 H 5637760, Blatt 5116 Eibelshausen, Aufnahme März 1998

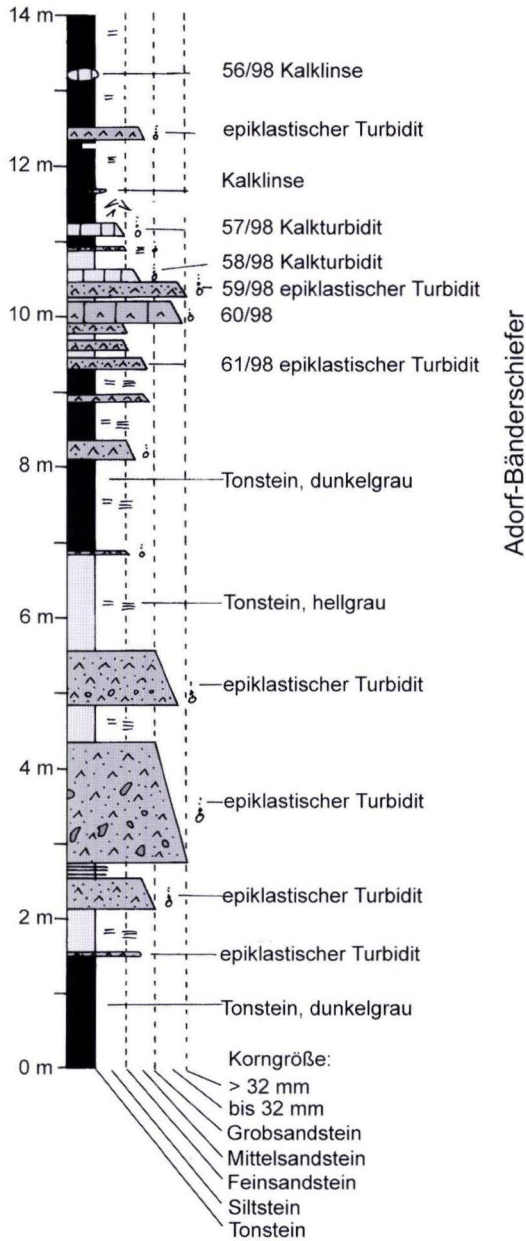


Abb. 21. Säulenprofil Ubricht, Wolzhausen.

2.2 Die Daberg-Formation

Definition: Abfolge von givetischen Debriten (Olisthostrom) in der Lahn-Mulde. Die Debrite führen Gleitschollen und Gerölle devonischer Sand- und Tonsteine, devonischer basaltischer Metavulkanite, Metatrachyte und Metarhyolithe, Massenkalke und umgelagerte Metavulkaniklastite. Herzynkalke, wie sie in der Uebernthal-Formation vorkommen, fehlen.

Erforschungsgeschichte: Die Formation wurde von SALAMON (1996) aufgestellt. Der vulkaniklastische Anteil der Formation wurde erstmals von AHLBURG (1918a) als „konglomeratischer Schalstein“ erwähnt. Weitere Arbeiten über die vulkaniklastischen Anteile der Formation stammen von KREKELER (1928), RICHTER (1930), RABE (1967), GOLDMANN (1968). Vorkommen von Metarhyolithen innerhalb der Daberg-Formation wurden von FLICK (1977: 170–172) untersucht.

Stratigraphische Einstufung: Mittlere *varcus*-Zone bis *disparilis*-Zone (Givet-Stufe).

Übersicht der untersuchten Profile: Das Verbreitungsgebiet der Daberg-Formation ist auf den NW-Rand der Lahn-Mulde, am Rand zum Westerwald, beschränkt (Abb. 22). Sie keilt nach NE und SE innerhalb weniger km aus; distale Turbidite mit dem Komponentenspektrum der Daberg-Formation sind etwas weiter verbreitet. Nach NW ist die Lahn-Mulde auf die Weidbacher Schuppe aufgeschoben. Innerhalb der Weidbacher Schuppe ist die Daberg-Formation nicht ausgebildet, das gesamte Devon ist in diesem Bereich als geringmächtige Kalkknotenschiefer ausgebildet (SALAMON 1996: 18–19 und Abb. 4). Im Westen ihres Verbreitungsgebietes ist sie in einer proximalen Fazies mit großen Mächtigkeiten ausgebildet (Profile Dillhausen 1, Probbach, Obershausen, Dillhausen 2). Nach Osten ist die Daberg-Formation distal ausgebildet und nimmt schnell an Mächtigkeit ab (Profile Finsterer Grund, Forsthaus 1, Forsthaus 2, Bahneinschnitt Ulm, Ulm 2).

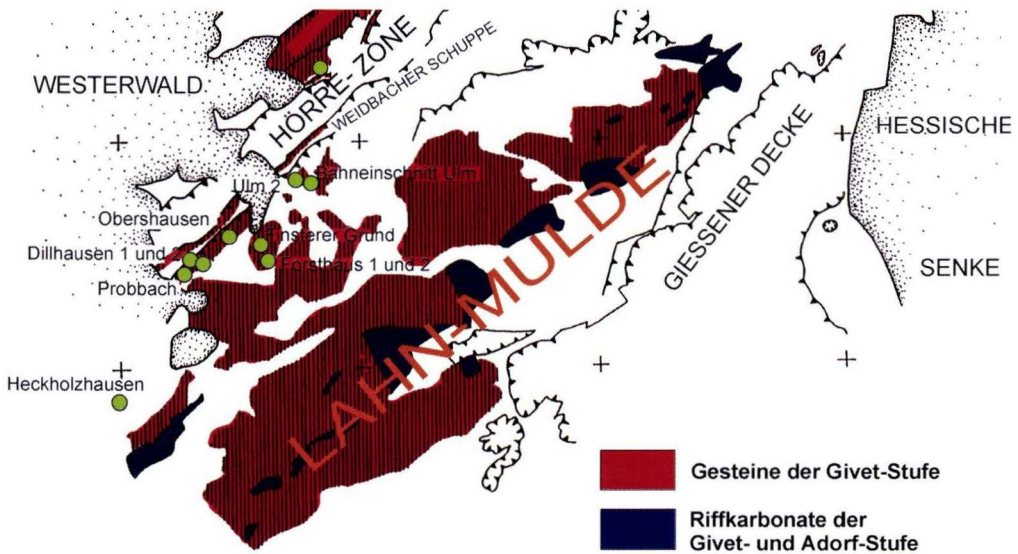


Abb. 22. Lage der untersuchten Profile der Daberg-Formation in der Lahn-Mulde (Ausschnitt aus Abb. 2).

2.2.1 Profile der Proximalfazies

2.2.1.1 Profil Dillhausen (Abb. 23, S. 81–82)

Lage: Das Profil beginnt bei R 3444620, H 5601400, TK 25 Bl. 5415 Merenberg. Am südöstlichen Ortsausgang von Dillhausen zweigt in der Spitzkehre der Straße nach Obershausen ein befestigter Feldweg ab, der nach Niedershausen führt. Das Profil wurde an der Wegböschung aufgenommen und beginnt bei der Abzweigung des Fahrweges zum Sportplatz Dillhausen. Die Wegböschung ist relativ schlecht aufgeschlossen und nur im Winterhalbjahr gut zugänglich; ansonsten ist sie stark zugewachsen. Die Wegböschung wurde aufgegraben, um ein verlässliches Profil zu bekommen. Das Profil hat eine Länge von 340 m.

Erforschungsgeschichte: Von AHLBURG (1918a) und KREKELER (1928) wurde in diesem Bereich autochthones Ems kartiert.

Profilbeschreibung: Die Profilinie verläuft von 0 m bis 110 m mit 103°, ab 110 m mit 88°. In dem Weganschnitt ist eine Abfolge aus viskoplastischen Debriten und Slideflow-Debriten aufgeschlossen, in die große Olistholithe (Gleitschollen) aus Gesteinen der späten Ems-Stufe eingebettet sind (Abb. 23). Daneben führen die Debrite zahlreiche Gerölle aus quarzitischen Sandsteinen der Ems-Stufe. Die Matrix der Slideflow-Debrite ist sehr reich an metarhyolithischen Vulkaniklasten. Die Ems-Olistholithe sind deutlich sedimentär begrenzt; sie gehen randlich in einen Bereich mit aufgelöstem Schicht-

gefüge und Rutschfalten über und lagern in der Slideflow-Debrit Matrix.

Am Profilbeginn sind gebankte viskoplastische Debrite aufgeschlossen, die viele metarhyolithische Vulkaniklasten und sehr große Gerölle aus Unterdevon führen. Bis Profilmeter 73 folgen Slideflow-Debrite mit Gleitschollen aus Flaserschiefer und Laubach-Sandstein. Ein sedimentärer Kontakt zur Debrit-Matrix ist bei Profilmeter 12, Profilmeter 16, Profilmeter 26, Profilmeter 57 und Profilmeter 63 aufgeschlossen. Von 63–73 m ist ein großer Olistolith aus Laubach-Sandstein aufgeschlossen, der bei 73 m einen sedimentären Kontakt zu überlagernden viskoplastischen Debriten mit großen Quarzitzeröllen zeigt. In einer spezialgefalteten Muldenstruktur von 73–186 m sind Slideflow-Debrite aufgeschlossen, die von komponentengestützten viskoplastischen Debriten überlagert werden. Nach einer steilstehenden Störung folgen unterdevonische Flaserschiefer und Shärosideritschiefer, die Spezialfaltung und einige Überschiebungen zeigen. Bei 277 m ist ein sedimentärer Kontakt von einer Flaserschiefer-Gleitscholle zu Slideflow-Debriten aufgeschlossen. Bis zum Profilende folgen Flaserschiefer und Sphärosideritschiefer, in die sich immer wieder Slideflow-Debrite einschalten (Profilmeter 277–279, Profilmeter 301–312, Profilmeter 324–331). In diesen Bereichen sind sedimentäre Kontakte zu den großen Unterdevon-Olistolithen ausgebildet.

2.2.1.2 Profil Obershausen (Abb. 24, S. 85)

Lage: Der Aufschluss hat seinen südöstlichsten Punkt an der Wegkreuzung bei R 3446330, H 5602550, TK 25 Bl. 5415 Merenberg; er liegt 500 m südlich des Ortsausganges Obershausen, am westlichen Kallenbachtal-Hang. Dort sind an einer Bergnase Klippen der Daberg-Formation aufgeschlossen. Der Bergzug liegt gegenüber des

ehemaligen Unterfahrungsstollen der Grube Epstein-Schiefer.

Erforschungsgeschichte: AHLBURG (1918a) hatte das Profil als eine Überschiebung von Unterdevon-Quarziten auf „Schalstein“ gedeutet, in den sich ein Körper aus Quarzkeratophyr einschaltet. KREKELER (1928) deutete es als Über-

W

Profil Dillhausen 1
 Profilbeginn bei R 3444620 H 5601400
 Blatt 5415 Merenberg
 Aufnahme Oktober 1995

E

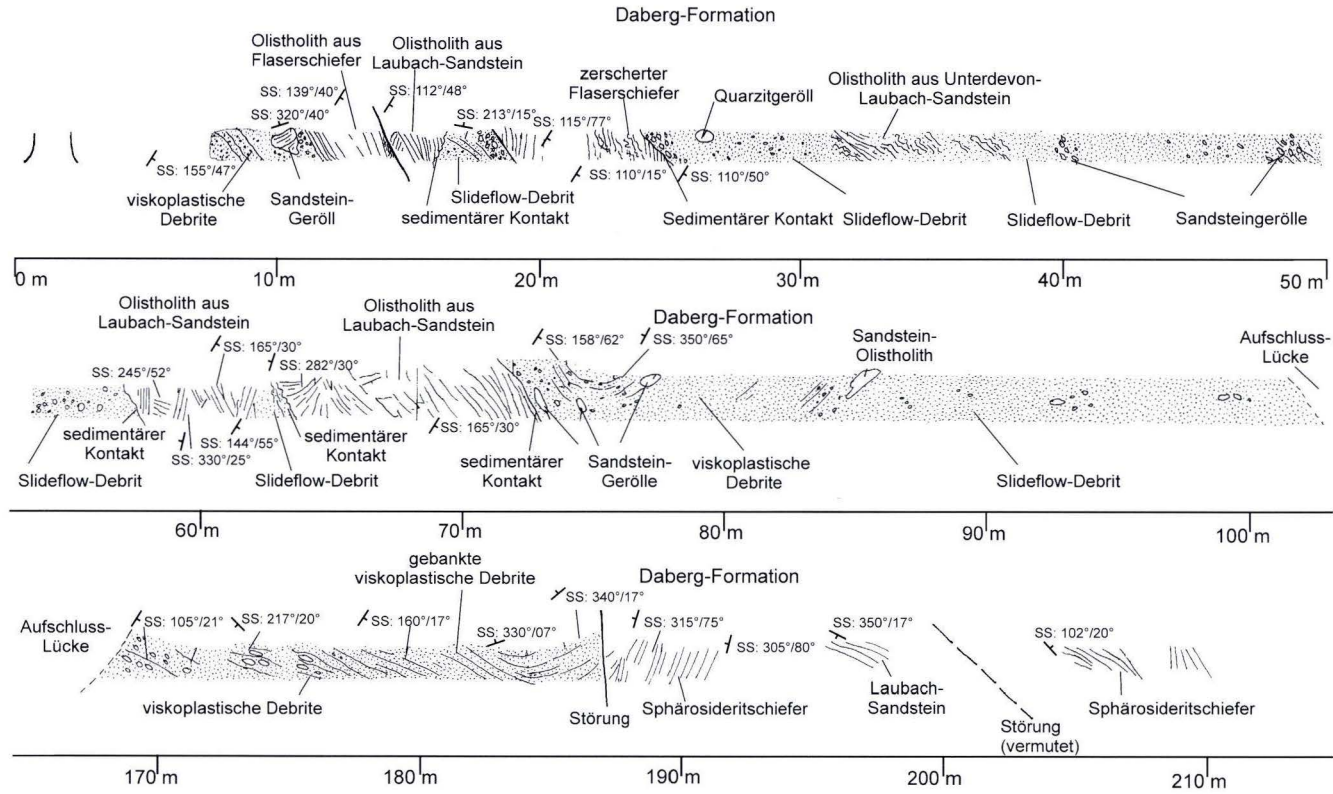
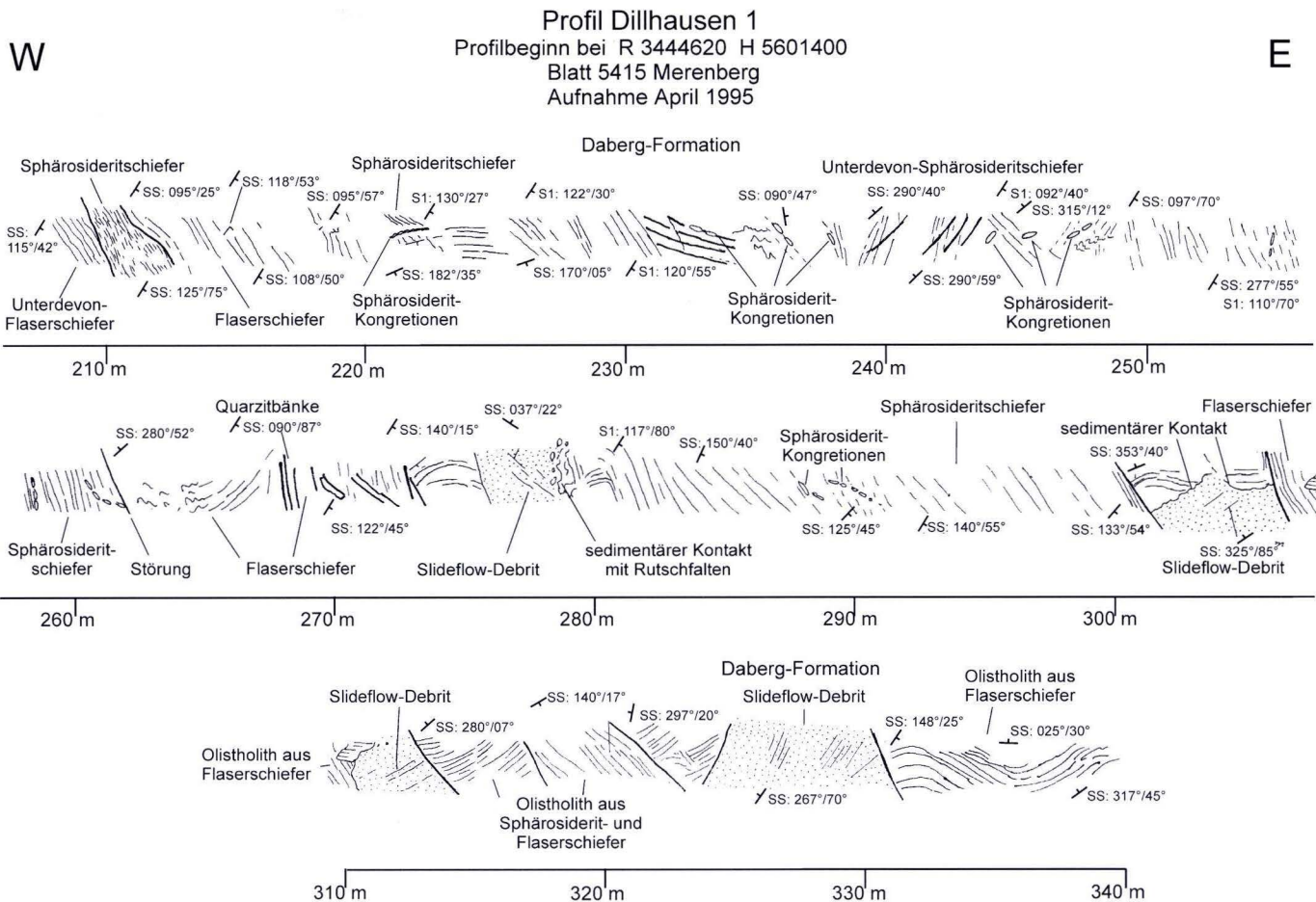


Abb. 23. Wegprofil Dillhausen, Olisthostrome der Daberg-Formation mit großen Olistholithen.



Fortsetzung Abb. 23. Wegprofil Dillhausen, Olisthostrome der Daberg-Formation mit großen Olistolithen.

schiebung von „Coblenzquarzit“ auf „Diabasmandelstein“. FLICK (1977: 170 f.) untersuchte das Metarhyolith-Vorkommen petrographisch und deutete es als autochthone effusiven Vulkanit, der sich zwischen „Schalstein“ und unterdevonischen Gesteinen einschaltet; dies impliziert eine Schichtlücke mit diskordanter Lagerung von Metarhyolith auf Unterdevon. HUCKRIEDE (1992) führte die Lokation als Hinweis auf das Liefergebiet der Debrite der Eiternhöll-Schuppe (Dill-Mulde) auf und beschrieb den Aufschluss folgendermaßen: „... zwischen unterdevonischen Sandsteinen, Tonschiefern und Quarziten und der Überlagerung aus Quarzkeratophyr-Tuff [sind] sedimentäre Tonschiefer-Quarzit-Breccien aufgeschlossen ...“.

Profilbeschreibung: Der Bergkamm schließt insgesamt 5 Debrite mit Mächtigkeiten von 9 m bis 25 m auf, die im NW auf givetische Metavulkaniklastite aufgeschoben sind (Abb. 24). Die Schichtfolge liegt, wie im ganzen Bereich südöstlich dieser Überschiebung (Kap. 2.2.1.4, Kap. 2.2.1.3), überkippt; die Schichtung fällt mit 20–30° nach SE ein. Der basale Slideflow-Debrit am SE-Ende des Aufschlusses wird mengenmäßig überwiegend aus siliziklastischen Weichklasten aus Gesteinen der frühen und späten Ems-Stufe aufgebaut. Die überlagernden Debrite bestehen aus rhyolithischen Metavulkaniklasten mit unterschiedlichen Anteilen an sedimentären Geröllen, basaltischen Metavulkaniklasten und epiklastischen Weichklasten. Nach NW wird das Profil durch eine Überschiebung auf basaltische Metavulkaniklastite begrenzt.

Der basale Slideflow-Debrit (Abb. 26, S. 86) ist mit einer Mächtigkeit von 10 m aufgeschlossen, kann sich aber nach SE fortsetzen. Makroskopisch fallen bis 3 m große, unregelmäßig begrenzte Schollen aus Feinsandstein-/Siltstein-Wechselfolgen auf (Laubach-Formation, späte Ems-Stufe). Die Siltstein-/Feinsandstein-Wechselfolgen zeigen Parallelschichtung, Schrägschichtung und Bioturbation. Im Dünnschliff wird das Komponentenspektrum ebenfalls durch Siltstein-/Fein-

sand-Weichklasten (Laubach-Formation) dominiert. Daneben kommen Gerölle aus quarzitischem gebundenem Mittelsandstein und Gerölle aus mikroklinführendem Feinsandstein vor. Untergeordnet findet man Gerölle aus Metarhyolith, basaltische Metavulkaniklasten, metabasaltische Pyroklasten und Gerölle aus basaltischem Metaaschentuff. Der Debrit zeigt stark ausgebildete Drucklösungssutturen parallel zu S1.

Der überlagernde viskoplastische Debrit 1 ist 5–13 m mächtig. An seiner Basis führt er einen intraformationellen Weichklast mit 15 m Durchmesser (Olistolith) aus einer Wechselfolge aus epiklastischen Turbiditen und Tonsteinen (Abb. 25, S. 86). Das Komponentenspektrum wird von angularen rhyolithischen Metavulkaniklasten dominiert, daneben fallen makroskopisch Gerölle aus Riffschuttkalken, isolierter Riffschutt (ästige Stromatoporen) und zahlreiche Quarzitgerölle auf. Der größte Gerölldurchmesser liegt bei 20 cm. Das Komponentenspektrum wird von angularen rhyolithischen Metavulkaniklasten mit mikrolithischer Grundmasse dominiert. Sie haben einige chloritgefüllte Gasblasen; die Grundmasse führt zahlreiche polysynthetisch verzwilligte Plagioklasleisten (bis 90 µm), die postmagmatisch weitergewachsen sind und 30–60 µm große idiomorphe Opakminerale. Einsprenglinge haben Durchmesser bis 3 mm. Vor allem treten magmatisch gerundete Quarze und Plagioklase auf, die häufig chloritisierte Schmelzeinschlüsse führen. Daneben kommen schachbrettalbitisierte Kalifeldspäte und Cluster aus Plagioklasen und Kalifeldspäten vor, die chloritisierte Schmelzeinschlüsse führen. Kleinere Metarhyolithklasten sind oft vollständig chloritisiert. Daneben treten calcitisierte metabasaltische Pyroklasten mit stark gelängten Blasenschläuchen, metabasaltische Pillowfragmente, Gerölle aus quarzitischem gebundenem Feinsandstein, Siltstein-Weichklasten, isolierte magmatische Quarze, Plagioklase und Kalifeldspäte, Helglimmer bis 150 µm, klasische Quarze und Schwerminerale bis 100 µm Durchmesser vor. Große Teile des Debrites sind durch mikrokristallinen Quarz verkieselt.

Der viskoplastische Debrit 2 ist etwa 10 m mächtig und hat das gleiche Komponentenspektrum wie Debrit 1. Quantitativ dominieren angulare rhyolithische Metavulkaniklasten mit mikrolithischer Grundmasse, die schätzungsweise 70 % des Debrites ausmachen. Karbonatische Komponenten wurden nicht gefunden.

Der komponentengestützte viskoplastische Debrit 3 ist etwa 14 m mächtig. Er führt sehr viele dm-große Gerölle aus Unterdevon-Sandsteinen, Riffkalken und Vulkanit-Bruchstücke. Daneben treten dm- bis m-große intraformationale Weichklasten aus einer epiklastischen Turbidit-/Tonstein-Wechselfolge mit dem Komponentenspektrum der Daberg-Formation auf. Längliche Gerölle zeigen eine Einregelung in SW-NE-Richtung. Der Debrit wird von einer 25 m mächtigen Abfolge aus rhyolithischen Metavulkaniklasten überlagert. Im Dünnschliff zeigt sich folgendes Komponentenspektrum: Ems-Porphyroide und angulare rhyolithische Metavulkaniklasten mit mikrolithischer Grundmasse wie in den anderen Debriten, basaltische Metavulkaniklasten, Metabasalte, die nadelförmig gewachsene Ilmenite und Feldspäte in einer Leukoxen-Chlorit Grundmasse führen, isolierte magmatische Quarze und Feldspäte. Häufig sind bis 50 cm große Gerölle aus quarzitischem Mittelsandstein (Unterdevon) und limonitreichen Feinsandsteinen. Sehr häufig sind Riffschuttkalk-Klasten und isolierter Riffdetritus.

Der viskoplastische Debrit 4 baut sich fast ausschließlich aus angularen Klasten eines Metarhyolithes mit mikrolithischer Grundmasse auf, der auch in den unterlagernden Debriten das Komponentenspektrum dominiert. Gelegentlich führen die Metarhyolithe Xenolithe aus Metabasalt. Neben den Metarhyolithen wurde noch ein größerer Klast aus Ems-Porphyrroid gefunden. Er zeigt die typischen diagenetischen Erscheinungen der Ems-Porphyroide und führt zahlreiche Y-förmige, zu Quarz alterierte Scherben in einer serizitischen Matrix, einige isolierte magmatische Quarze und zahlreiche Weichgerölle aus Tonstein, Siltstein und Feinsandstein. Als weitere Komponenten treten metabasaltische Pillow-Randbruchstücke (Taf. 1, Fig. 4), basaltische Metavulkaniklasten mit Leukoxen-Chlorit Grundmasse und intersertalem Feldspatgefüge, isolierte magmatische Quarze und Feldspäte auf. Im Interpartikelraum zwischen den Klasten sind in eine Leukoxen-Chlorit Grundmasse Hellglimmer und klastische Quarze eingebettet.

Der hohe Anteil an angularen Metarhyolithen am Komponentenspektrum macht es wahrscheinlich, dass es gleichzeitig zur Umlagerung der Debriten einen rhyolithischen Vulkanismus gegeben hat. Eine Alterseinstufung des Ereignisses ist durch die metabasaltischen Xenolithe möglich, da Metabasalte erst ab der *varcus*-Zone im untersuchten Raum auftreten (NESBOR et al. 1993).

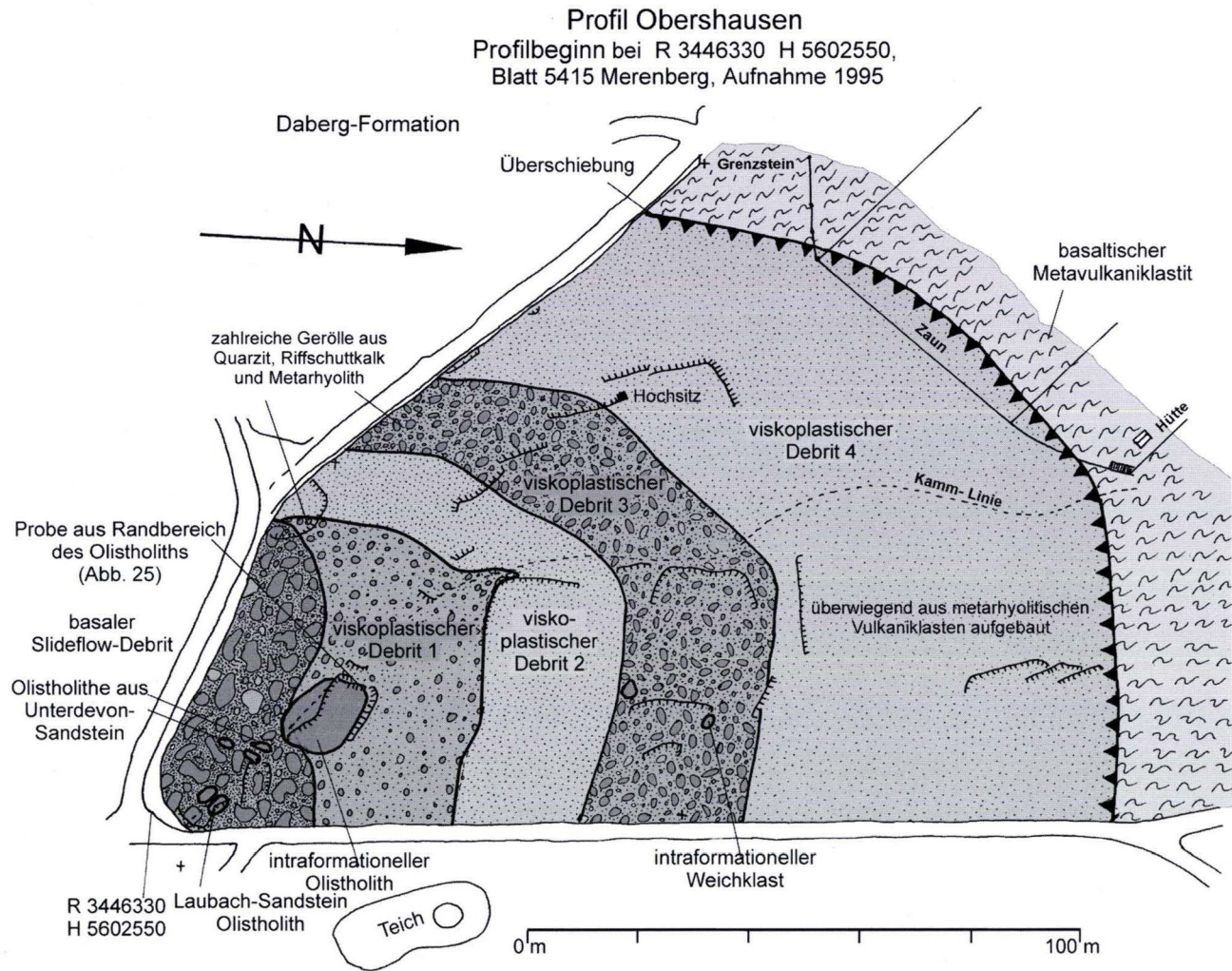


Abb. 24. Detailkartierung Profil Obershausen, Proximalfazies der Daberg-Formation in der Lahn-Mulde.

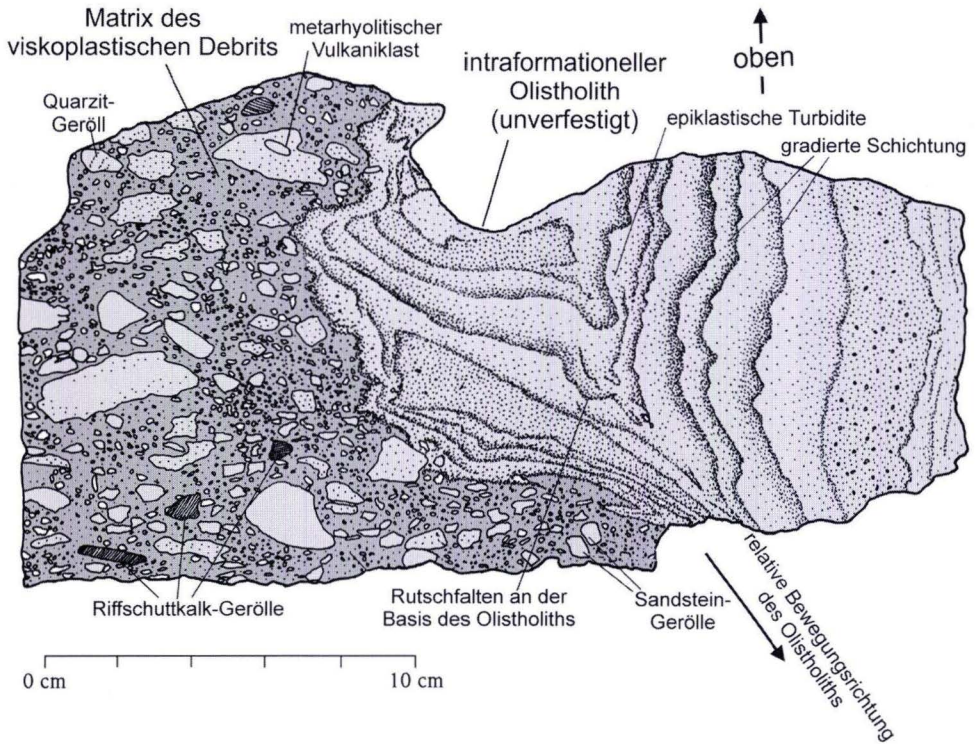


Abb. 25. Handstück aus dem Randbereich eines intraformationellen Olistoliths in viskoplastischem Debritt 2, Profil Obershausen.

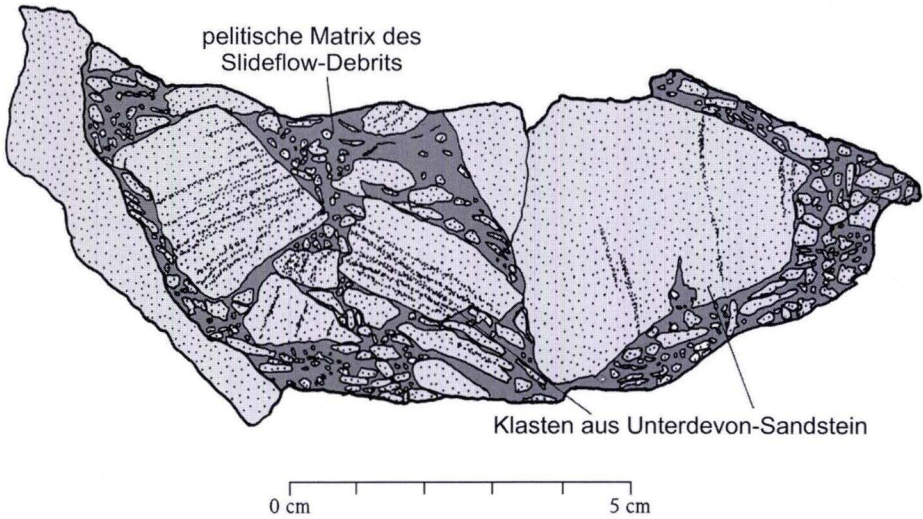


Abb. 26. Handstück aus dem basalen Slideflow-Debritt, Profil Obershausen.

2.2.1.3 Profil Probbach (Abb. 27, S. 88)

Lage: Bei R 3444060, H 5601020, TK 25 Bl. 5415 Merenberg. Oberhalb der Schutzhütte am Sauerbrunnen, 500 m ost-südöstlich von Probbach befindet sich ein kleiner Steinbruch am SSW-Hang des Stein-Berges.

Erforschungsgeschichte: Bei der geologischen Landesaufnahme von Bl. Merenberg hatte AHLBURG (1918a) dort „Schalstein“ ohne konglomeratische Einschaltungen kartiert. Von KREKELER (1928) wurden die Gesteine als „Tuffite des oberen Mitteldevons“ kartiert, auf die wenig weiter im SE Gesteine der Oberkoblenzschichten (späte Ems-Stufe) aufgeschoben sind.

Profilbeschreibung: In dem kleinen Steinbruch sind stark geschieferte epiklastische Debrite der Proximalfazies der Daberg-Formation aufgeschlossen; die Profillinie streicht NW–SE. Die Schieferung fällt mit 55° bis 65° nach SE ein (Abb. 27, S. 88). Länglichere Gerölle sind oft subparallel zur Schieferung eingeregelt; ein Materialwechsel senkrecht zur Schieferung und die Einregelung der größeren Klaster deutet darauf hin, dass die Schichtung parallel zur Schieferung liegt. Wenige Meter nach NW (zum Kreuz hin) sind gebankte Turbidite dieser Abfolge

aufgeschlossen, die überkippt lagern. Da die Schieferung in den kompetenteren Quarzitgeröllen flacher liegt als in dem umgebenden, inkompetenteren Tuffit, muss man annehmen, dass die Abfolge im Aufschluss ebenfalls überkippt lagert.

Aufgeschlossen ist eine Abfolge aus epiklastischen Debriten, die große Quarzitgerölle und Riffschuttalkgerölle führen. Am SE-Ende des Profils bildet ein Slideflow-Debrit aus plastisch deformierten Quarzit- und Sandsteinklasten in einer tonig-siltigen Matrix das Unterlager der epiklastischen Debrite.

Sehr häufig treten bis 60 cm große Klaster aus Ems-Porphyröiden auf, wie sie auch im Profil Obershausen beobachtet wurden. Als weitere Komponenten treten Metatrachytgerölle mit trachytischem Gefüge, Metarhyolithgerölle mit vitrophyrischem Gefüge (Typ Ballersbach), chloritisierte basaltische Metapyroklastika, Gerölle aus quarzitischem gebundenem Mittelsandstein, Riffschuttalkgerölle, häufig rosa gefärbt, mit Durchmessern bis 1 m und ästige Stromatoporen auf. Der Debrit ist stark tektonisch beansprucht, im Druckschatten der ersten Schieferung sind lange Fasercalcitsäume gewachsen.

2.2.1.4 Profil Dillhausen 2 (Abb. 28, S. 89)

Lage: Bei R 3444200, H 5601350, TK 25 Bl. 5415 Merenberg. 50 m südlich vom Friedhof Dillhausen befindet sich ein kleiner Steinbruch am Hang des Stein-Berges.

Erforschungsgeschichte: Bei der Kartierung von Bl. Merenberg hatte AHLBURG (1918a) dort Schalstein ohne konglomeratische Einschaltungen kartiert. Eine erste Beschreibung des Aufschlusses stammt von KREKELER (1928). Er deutete die Gesteine als mit Verwitterungs- und Abtragungsschutt untermischte, terrestrische Aschentuffe und beschrieb folgende mitteldevonische Fauna (und Flora) aus dem Aufschluss: „*Nucleospira lens* (SCHUR.), *Orthis eifeliensis*

(SCHUR.), *Orthis striata* (SCHUR.), *Orthis tetragona* (DEVERN.), *Athyris* sp. *Arthyris torenoides* (BURK.)?, *Pentamerus* sp. ind., *Rhynchionela* cf. *hexatoma* (SCHUR.), *Chonetes dilatata* (H.ROEM.), *Chonetes minuta* (GOLDF.), *Spirifer aculeatus* (SCHNUR.), *Retzia fertia* (V.BUCH.), *Atrypa reticularis* (LINN.), *Cyrtina heteroclyta* (DEF.), *Zaphrentis ovata* (LUDW.), *Styliolina leavis* (RICHTER), Crinoiden, Gastropoden- und Trilobitenreste, Landpflanze *Aneurophyton germanicum* (KRÄUSEL & WEYL)“.

Profilbeschreibung: Der Steinbruch befindet sich in direkter Nähe zur Aufschubung der Lahn-Mulde auf die Weidbacher Schuppe.

NW

Profil Probbach
 Profilmitte bei R 3444060 H 5601020
 Blatt 5415 Merenberg
 Aufnahme April 1997

SE

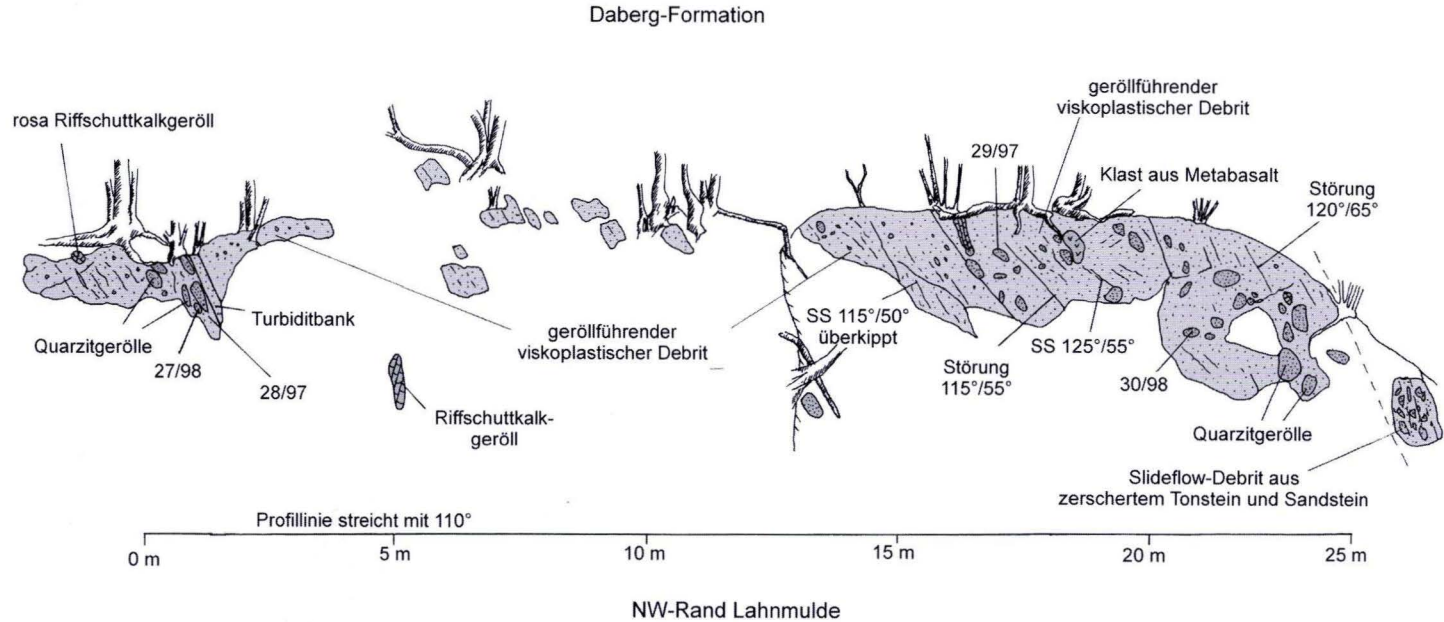


Abb. 27. Profilaufnahme Probbach, Proximalfazies der Daberg-Formation in der Lahn-Mulde.

Profil Dillhausen 2
 R 3444200 H 5601350, Blatt 5415 Merenberg, Aufnahme August 1995

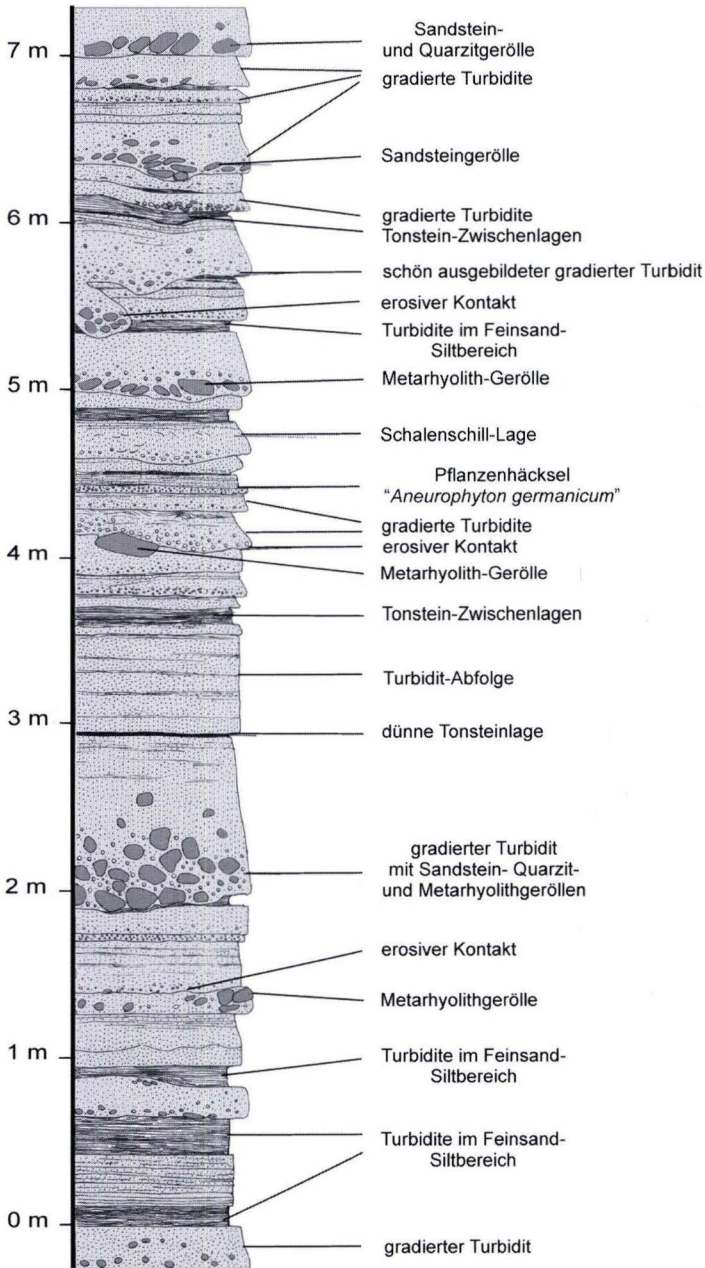


Abb. 28. Säulenprofil Dillhausen 2, hangender Teil der Proximalfazies der Daberg-Formation, Lahn-Mulde.

Die Schichtfolge in dieser Zone liegt generell überkippt, wie auch in diesem Aufschluss. Aufgeschlossen ist ein 7 m mächtiger Ausschnitt einer Wechselfolge aus grobklastischen epiklastischen Turbiditen und gebänderten, turbiditischen epiklastischen Sand- und Siltsteinen, aus dem hangenden Teil der Daberg-Formation (Abb. 28, S. 89). Die grobklastischen Turbidite zeigen oft starke Erosionsspuren an der Basis. Als grobe

Klasten in den Turbiditen treten überwiegend Gerölle aus Unterdevon-Sandsteinen und gut gerundete Metarhyolithgerölle vom „Typ Ballersbach“ auf. Auffällig sind Belastungsmarken an der Unterseite der Turbidite und das lagenweise Auftreten von „*Aneurophyton germanicum*“ (KRÄUSEL & WEYL). Die Schichtfolge stellt den hangenden Teil der Daberg-Formation in der Proximalfazies dar.

2.2.1.5 Profil Heckholzhausen, mögliche Liefergebietsfazies (Abb. 30, S. 93–97)

Lage: Bei R 3440080, H 5595320, TK 25 Bl. 5514 Hadamar. An der K 449 im oberen Kerkerbachtal, zwischen den Ortschaften Heckholzhausen und Waldbrunn/Lahr, sind Klippen mit unter- und mitteldevonischen Gesteinen aufgeschlossen. Das Profil beginnt direkt am nördlichen Ortsausgang Heckholzhausen bei dem alten Stolleneingang und erstreckt sich am östlichen Talhang bis zur Einmündung eines von Osten kommenden kleinen Quertals.

Erforschungsgeschichte: ANGBELIS (1891) hatte bei der geologischen Aufnahme von Bl. Hadamar im Einschnitt des Kerkerbachtals von Heckholzhausen kommend Diabas, Schalstein und Quarzite der Eifel-Stufe kartiert. Eine Neuauflage der GK 25, Bl. 5514 Hadamar, erfolgte durch HENTSCHEL & THEWS (1979). Die erschienene Karte basiert weitgehend auf einem unveröffentlichten Manuskript von F. MICHELS, der eine Neukartierung von Bl. 5514 Hadamar im Zeitraum 1923–1929 durchgeführt hatte (MICHELS 1929). Dabei wurden die paläozoischen Vulkanite durch Hentschel petrographisch neu bearbeitet.

Im fraglichen Bereich hat MICHELS „Porphyroidtuff“ und „Vorläuferquarzite des Ems-Quarzites“ kartiert (frühe Ems-Stufe), die konkordant von Schalstein und Diabas überlagert werden (Givet-Stufe). Eine Überschiebung zwischen diesen beiden unterschiedlich alten Gesteinskomplexen wird nicht angenommen, aber auch die dann notwendige Schichtlücke (die späte Ems-Stufe und die Eifel-Stufe fehlen völlig) wird

nicht diskutiert. Der „Porphyroidtuff“ dieses Aufschlusses wurde in der monographischen Arbeit von KIRNBAUER (1991: 84) folgendermaßen beschrieben: „Die Porphyroide besitzen [...] einen quarzischen Charakter [...]. Das östliche Porphyroid (Nr. 93) entwickelt sich aus einem glimmerführenden, hellgrauen Quarzit durch Einschaltung kleiner, gelblicher Feldspat-Kristalle [...]. Neben ockerfarbenen, meist runden Feldspäten führt es im Hangenden zahlreiche Flatschen und Gerölle. Neben den bekannten dunkelgrauen Flatschen und Tuffit-Lapilli finden sich hell–dunkelgraue Siltsteine. Diese gerundeten, selten kantigen Einschlüsse besitzen Durchmesser im mm- bis cm-Bereich. [...] Eine geochemische Analyse [...] ergab die Zugehörigkeit zum Bremberg-Porphyroid von Bl. 5613 Schaumburg [...].“

Profilbeschreibung: Das Profil liegt am Rand zwischen Westerwald und nordwestlicher Lahn-Mulde, in einem Taleinschnitt des Kerkerbaches. Es befindet sich im Bereich des möglichen Liefergebietes für die Lahn-Dill-Olisthostrome. Die Profilaufnahme sollte klären, ob hier givetische Metavulkanitstite diskordant auf Gesteinen der frühen Ems-Stufe liegen, wie MICHELS (in HENTSCHEL & THEWS 1979) annahm, was eine Position des Profils im Liefergebiet belegen würde.

Das 245 m lange Profil umfasst den Prallhang des oberen Kerkerbaches vom alten Stollenausgang am Ortsende Heckholzhausens bis zum

ersten Quertal am Talhang. Givetische basaltische Metavulkaniklastite und effusive Metavulkanite sind mit einer sehr flachen Überschiebung auf Ems-Porphyroide und Sandsteine aufgeschoben. Eine Diskordanz zwischen Unterdevon und Givetium ist nicht aufgeschlossen (Abb. 29, Abb. 30).

Die Ems-Porphyroide (Taf. 4, Fig. 6) sind stärker geschiefert als die basaltischen Metavulkaniklastite und werden von Ems-Sandsteinen unterlagert. Der Kontakt zum Ems-Sandstein ist sedimentär: Die Schichtung des Sandsteins oft aufgelöst, größere Stücke des Sandsteins sind als Klasten in das Ems-Porphyröid eingebettet. Der basale Teil ist sehr reich an schwarzen Tonschieferfetzen, gelegentlich treten kleine Quarzit-Gerölle auf. Bei den unterlagernden Ems-Sandsteinen ist nur bei sehr quarzitischen Berei-

chen eine Schichtung auszumachen. Das überlagernde Ems-Porphyröid ist 6–10 m mächtig, zum Hangenden wird es Nebengesteinsärmer, stellenweise wirkt es leicht glasig. Im südwestlichen Teil des Profils wird das Ems-Porphyröid von einer tektonischen Ems-Sandstein-Breccie überlagert.

Auf diese Gesteine sind basaltische Metavulkanite und Metavulkaniklastite der Givet-Adorf-Phase mit einer sehr flachen Überschiebung aufgeschoben. Den Kern bildet ein 3 m mächtiger dichter grünblauer Metabasalt mit großen, bläulich verfärbten Feldspateinspenglingen in der sehr feinkörnigen Grundmasse. Am Rand geht dieser Körper in einen brecciierten Bereich über, der cm-große Minipillows führt. Der basaltische Metavulkaniklastit ist komponenten- gestützt, der Porenraum ist calcitisch zementiert,

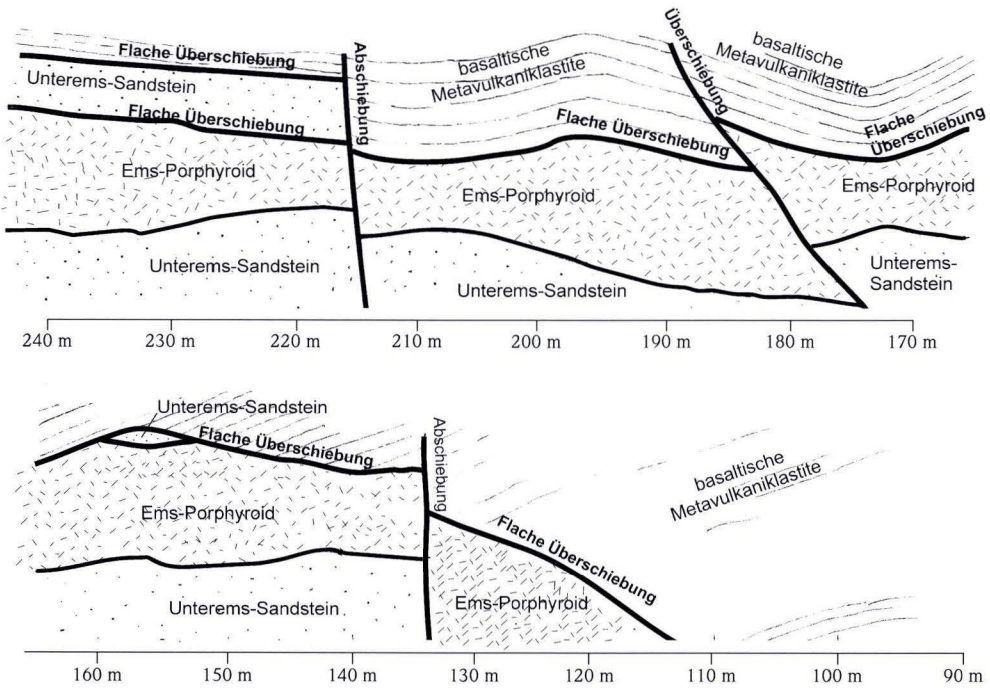


Abb. 29. Tektonische Interpretation des Profils Heckholzhäuser: basaltische Metavulkaniklastite, sehr flach überschoben auf Ems-Porphyröid bzw. Ems-Sandstein.

am Rand ist der Calcit leicht rötlich gefärbt. Die Vulkanitbruchstücke führen Blasen, sind aber nicht hochaufgeschäumt. Das Gestein wird als unter termischem Schock und mechanisch fragmentierter Lavastrom gedeutet. Es folgen mit 72 m Ausstrich gebankte Lapilli- und Aschentuffe mit einer Mächtigkeit von 6–7 m. Die Schichten lagern normal und fallen mit 20–40° nach NE ein. Gelegentlich tritt normale und inverse

Gradierung auf. Die geschichteten Asche- und Lapillituffe werden in einem kleinen Steinbruch von einer metavulkaniklastischen Folge überlagert, die in einer Mächtigkeit von 16 m abgeschlossen ist. Dabei treten bis 2 m große, isolierte Pillows auf, die in eine Matrix aus Pillow-Randbruchstücken eingebettet sind, das komponentengestützte Gestein ist mit Calcit zementiert.

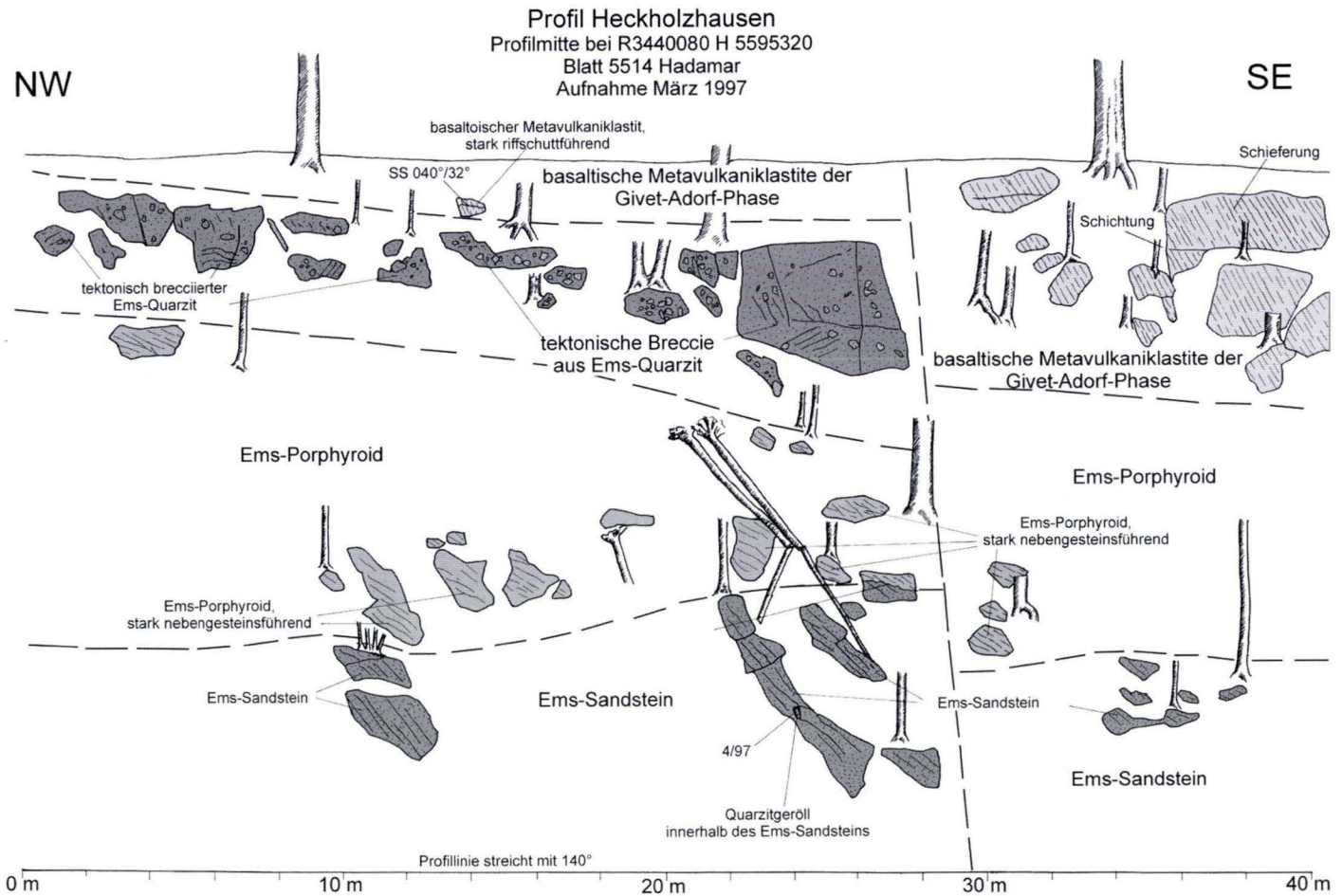
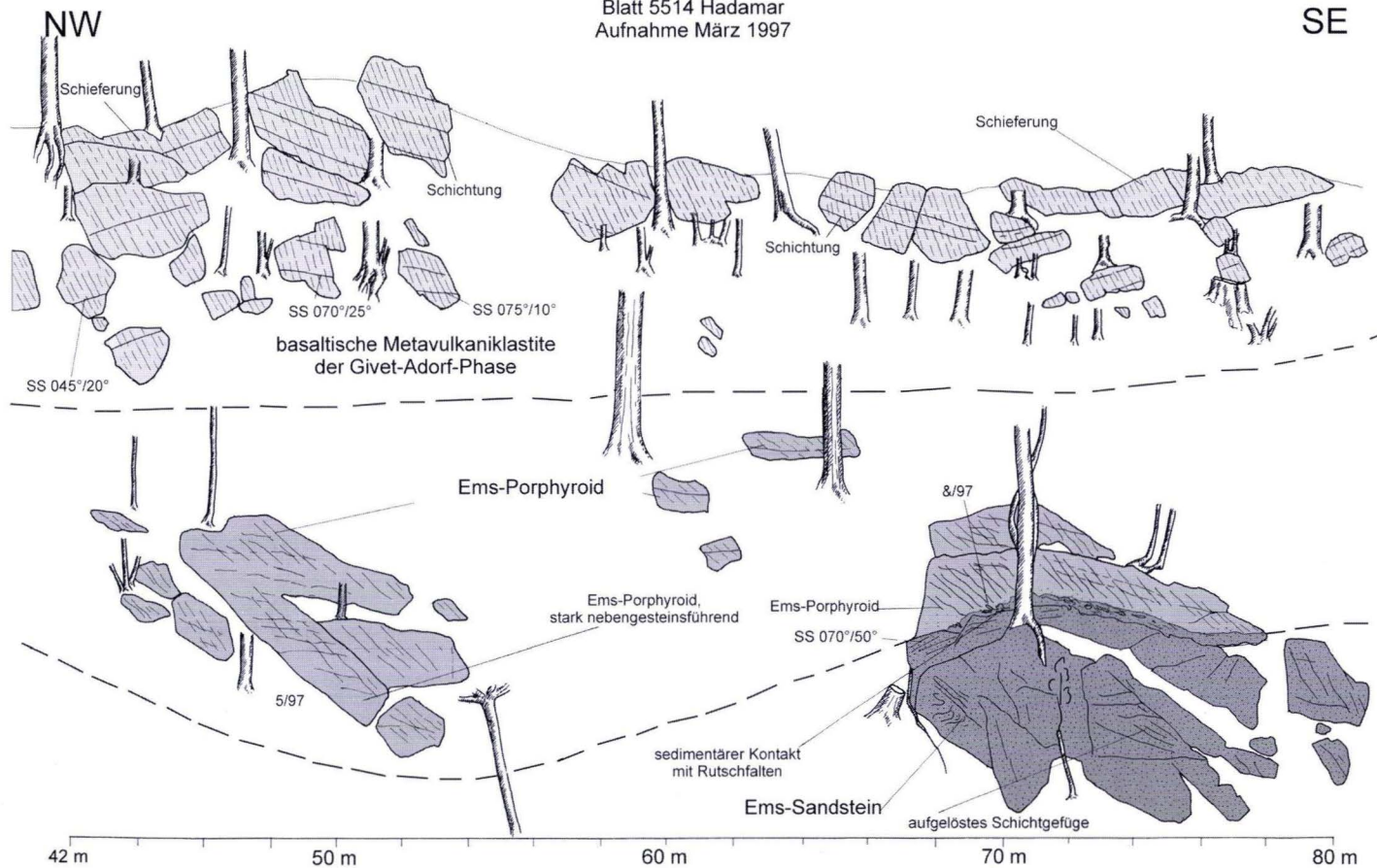
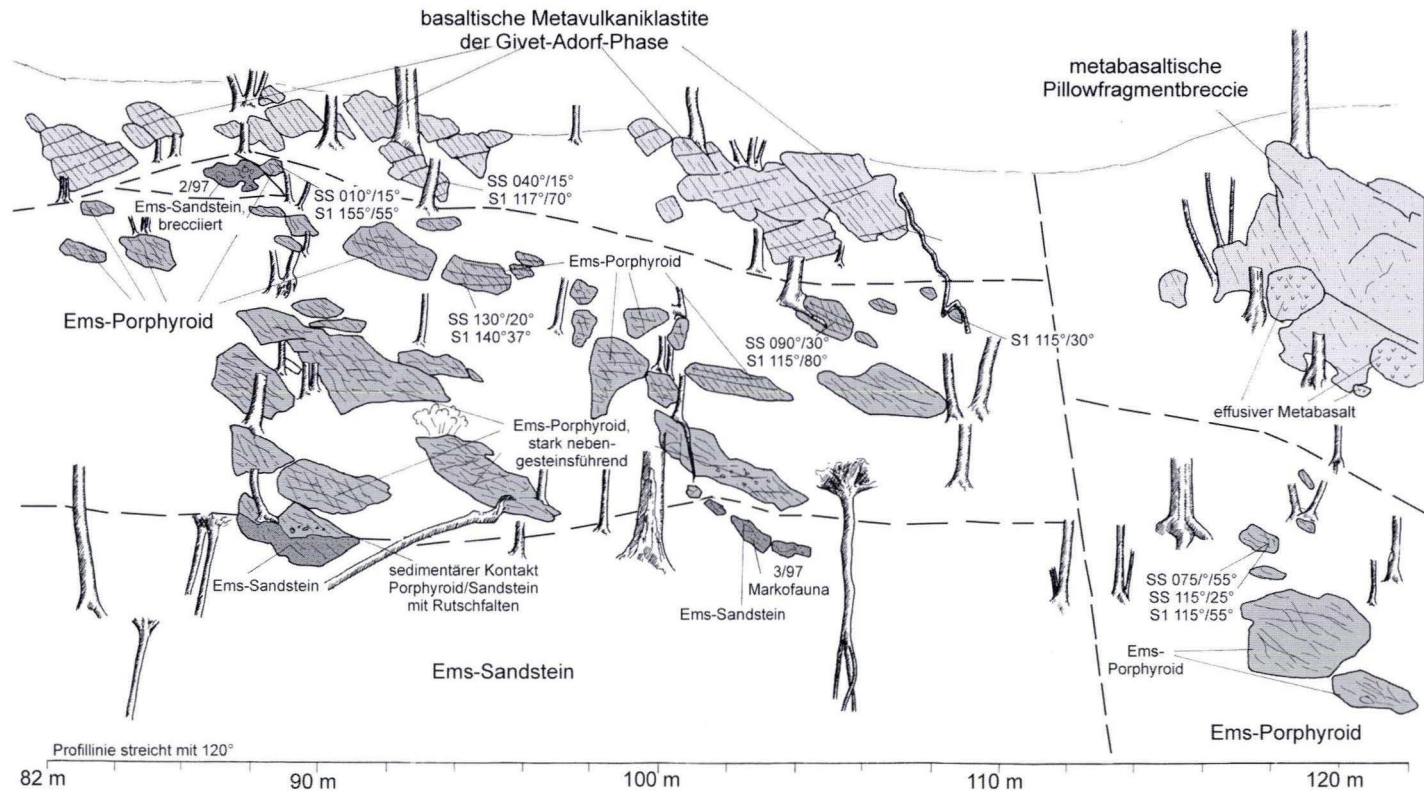


Abb. 30. Profilaufnahme Heckholzhausen.

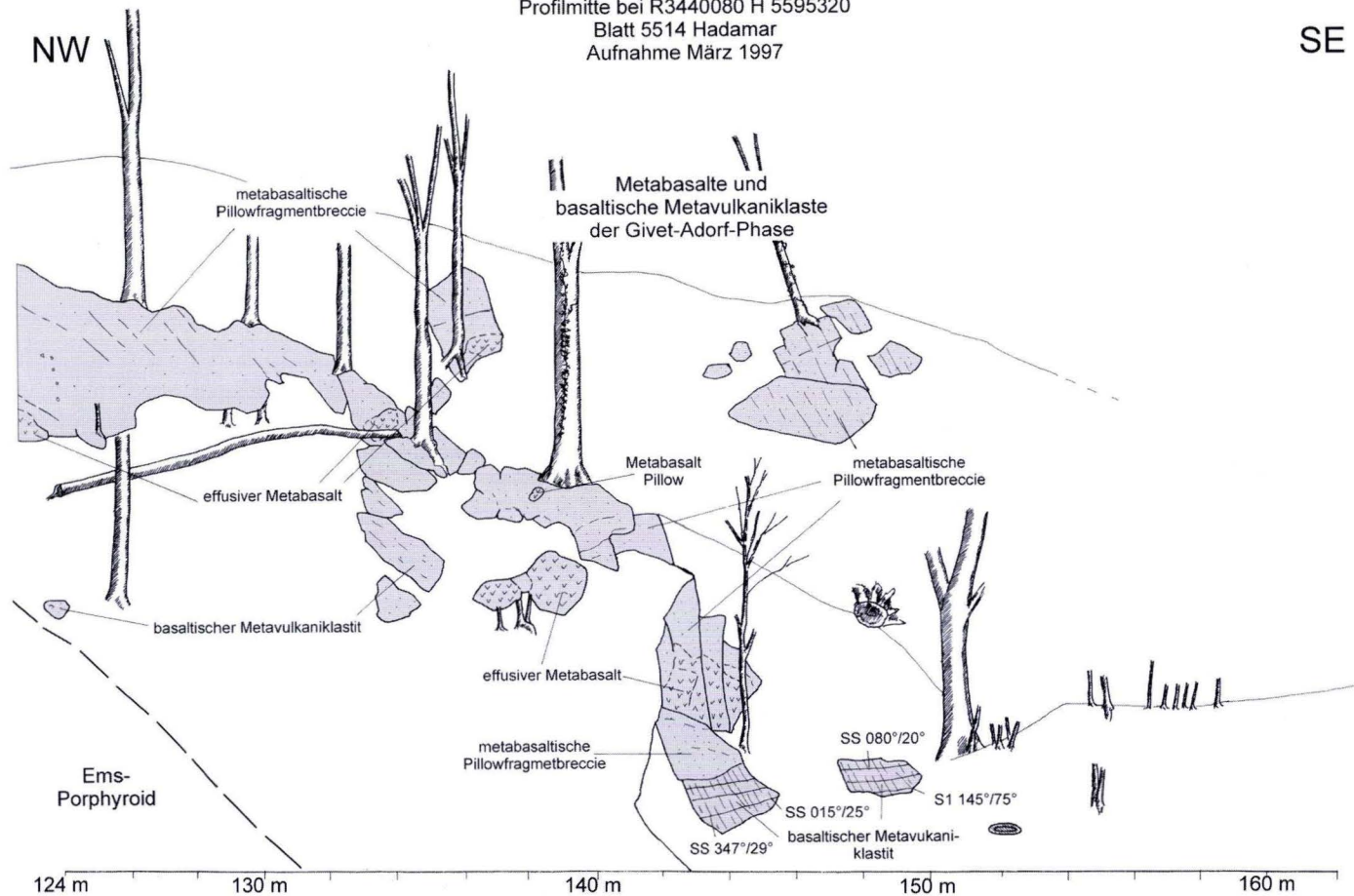
Profil Heckholzhausen
 Profilmitte bei R3440080 H 5595320
 Blatt 5514 Hadamar
 Aufnahme März 1997

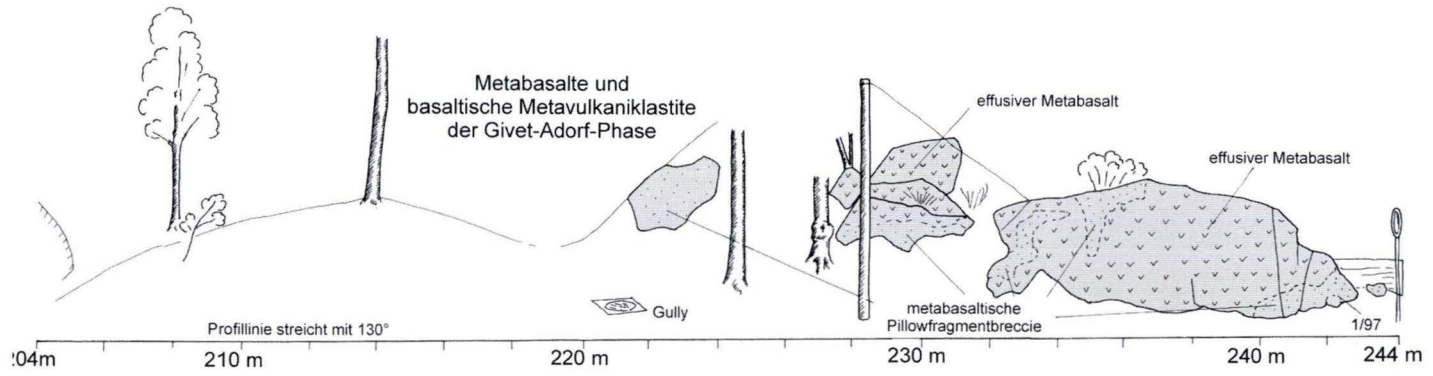
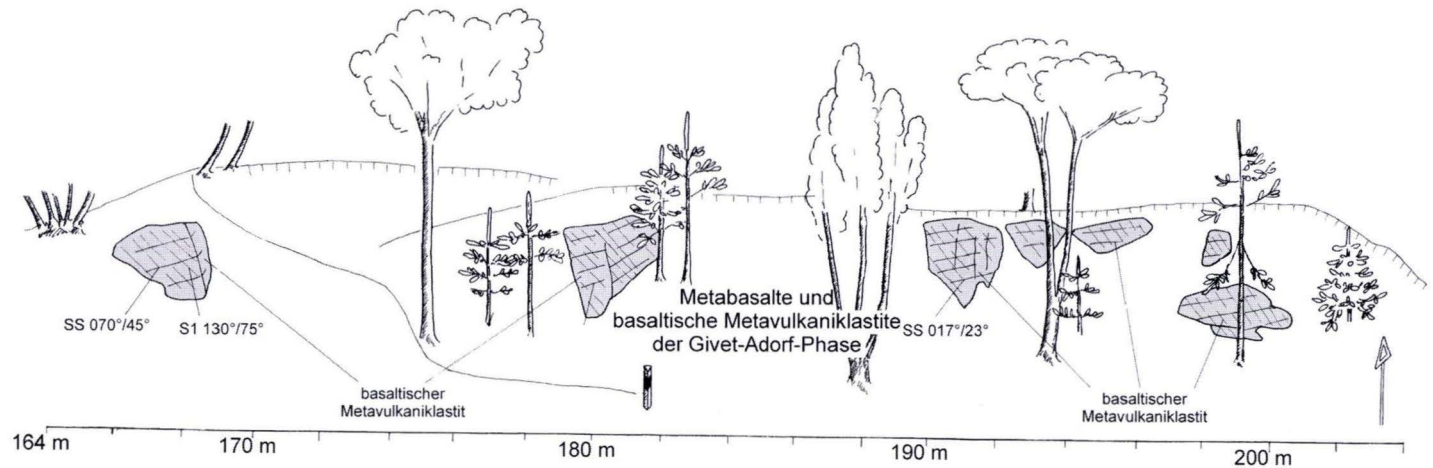




Profil Heckholzhausen
 Profilmitte bei R3440080 H 5595320
 Blatt 5514 Hadamar
 Aufnahme März 1997

SE





2.2.2 Profile der Distalfazies

2.2.2.1 Profil Bahneinschnitt Ulm (Abb. 31, S. 100–101)

Lage: Bei R 3449900, H 5605320, TK 25 Bl. 5415 Merenberg. An der alten Bahnstrecke, ca. 200 m westlich des Friedhofs Ulm, unterhalb der Betonbrücke, sind Gesteine der Daberg-Formation aufgeschlossen.

Erforschungsgeschichte: AHLBURG (1918a) hatte im fraglichen Bereich Schalstein und Olivin-Diabas kartiert. KAMMANN (1991) beschreibt den Aufschluss als Tuffitserie der Adorf-Stufe.

Profilbeschreibung: Die Profillinie streicht ziemlich genau Nord–Süd über eine Strecke von 156 m, die Schichten fallen mit 10–15° nach Osten ein. Tonschiefer, die gelegentlich Kalkknoten führen (15/97, 22/97), werden von einem mindestens 5 m mächtigen, viskoplastischen Debrüt überlagert (Abb. 31). Darauf folgt eine Wechselfolge aus epiklastischen Turbiditen und Debrüten, die nur am Nordende des Profils aufgeschlossen ist (Profilmeter 33). Die unterlagernden Tonschiefer lieferten folgende Fauna (22/97) der tiefsten **Späten varcus-Zone**: 3 x *Polygnathus ansatus*, 4 x *Polygnathus latifossatus*, 1 x *Polygnathus varcus*, 1 x *Polygnathus* sp., 3 x *Ozarkodina* sp., 33 x Zahnreihenelemente, 2 x Einzelzahnelemente, Ostracoden, agglutinierende Foraminiferen. In die Tonschiefer schalten sich 3–50 cm mächtige epiklastische Turbidite mit dem Komponentenspektrum der Daberg-Formation ein.

Der viskoplastische Debrüt ist komponentengestützt und spartisch zementiert, die Komponenten sind meist parallel zur Unterseite eingeregelt; gelegentlich treten Erosionsstrukturen in den unterlagernden Tonschiefern auf. Die maximalen Durchmesser der Komponenten liegen bei etwa 1 m. An zwei Stellen ist eine Imbriktion der Gerölle ausgebildet: bei Profilmeter 128, dort lagern die Komponenten mit 070°/40°, Schichtung des Unterlagers 095°/15°. Ebenso bei Profilmeter 97, dort lagern die Komponenten mit durchschnittlich 129°/33°, die Schichtung des Unterlagers liegt bei 115°/15°.

Das Komponentenspektrum des Debrüts baut sich wie folgt auf: Metabasaltische Pyroklasten, chloritisiert und calcitisiert, Balsenränder durch Leukoxensaum nachgezeichnet. Metatrachytgerölle mit trachytischem Gefüge, häufig fleckenartig durch Calcit verdrängt. Isolierte magmatische Quarze aus Rhyolithen, häufig mit Korrosionsschläuchen. Isolierte schachbrettalbitisierte Alkalifeldspäte mit chloritisierten Schmelzeinschlüssen, häufig teilweise durch Calcit verdrängt. Serial feldspatporphyrische metabasaltische Hyaloklasten, mit Leukoxen-Chlorit-Grundmasse, blasenarm. Vitrophyrische Metarhyolithgerölle vom „Typ Ballersbach“, mit Grundmasse aus einem Quarz-/Feldspat-Pflaster, als Einsprenglinge treten bis 1,5 mm große idiomorphe oder magmatisch gerundete Quarze mit Korrosionsbuchten auf, sie haben häufig einen orientiert aufgewachsenen Matrixsaum. Häufig sind Xenolithe aus stark alterierten Metabasalten in den Metarhyolithen. Einmalig für das Komponentenspektrum der Lahn-Dill-Olisthostrome ist ein Pyroxenitgeröll (Taf. 1, Fig. 1) (Probe 7/98, Profilmeter 147). Es wird fast monomineralisch aus xenomorphen cm-großen Klinopyroxenen (Titanaugit, freundl. Mitteilung D. NESBOR, HLU) und untergeordnet aus Calcitpseudomorphosen nach Olivin aufgebaut. Es handelt sich vermutlich um ein in einer Magmakammer entstandenes Kumulat, das als Xenolith gefördert wurde. Häufig treten intraformationelle Gerölle mit dem Komponentenspektrum der Daberg-Formation auf (Taf. 4, Fig. 8). Sie führen Metarhyolithgerölle, Metatrachytgerölle, metabasaltische Pyroklasten, metabasaltische Hyaloklasten, isolierte magmatische Quarze und Feldspäte, Sand- und Siltsteingerölle, Riffschutt, Echinodermenschutt und Styliolinen. Die Intraklasten sind spartisch oder durch Mikritschlamm zementiert.

Siliziklastische Komponenten kommen untergeordnet vor. Bei Profilmeter 103 und 109 sind zwei gut gerundete Gerölle eines grünlichen,

quarzitisch gebundenen Feinsandsteins aufgeschlossen (Probe 10/98). Bei Profilmeter 143 ist ein 60 cm großes Geröll aus kontaktmetamorph überprägtem Feinsandstein aufgeschlossen (Probe 8/97). Die klastischen Quarze des Feinsandsteins haben Korngrößen von 100–150 μm , die Kornkontakte sind stark suturiert und zeigen oft einen Subkornbau im Bereich von 10 μm . Die Zementation ist sparitisch (100–700 μm); der Calcit verdrängt randlich den Quarz, vereinzelt treten Schwermineraleisen mit Zirkon, Turmalin und Monazit auf. Das Spektrum der Karbonate wird durch laminierte lagunäre Kalke (19/97,

2.2.2.2 Profil Ulm 2 (Abb. 32, S. 102)

Lage: Bei R 3449540, H 5605450, TK 25 Bl. 5415 Merenberg. Man überquert den Bahneinschnitt Ulm auf der Betonbrücke (140 m östlich Friedhof Ulm) und folgt dem Weg etwa 300 m nach WNW, dort knickt er nach rechts ab; geradeaus befindet sich an der Hangböschung ein kleiner, stillgelegter Steinbruch.

Erforschungsgeschichte: Auf der GK 25 Bl. 5415 Merenberg, hatte AHLBURG (1918a) an dieser Stelle Olivin-Diabasmandelstein kartiert. KAMMANN (1991) beschrieb die Gesteine als Adorf-Tuffit: Grauwacken, überlagert von tuffitischen Tonschiefern, in die sich Linsen von grobklastischem Gestein einschalten.

Profilbeschreibung: Die Gesteine in dem kleinen Steinbruch sind senkrecht zum variscischen Streichen angeschnitten. Die Schichtfolge fällt mit 15–35° nach Osten bzw. SE ein, im Anschnitt lagert sie mehr oder weniger flach.

Gebänderte, leicht siltige Tonsteine werden von drei viskoplastischen Debriten überlagert (Abb. 32, S. 102). In die Tonschiefer schalten sich einige cm- bis dm-mächtige epiklastische Turbidite im Fein- bis Grobsand Bereich ein. Im NW des Aufschlusses ist die Folge durch synthetische Abschiebungen gestört, dabei sind die einzelnen Schollen im Wechsel zueinander verdreht: die Schichtung der nordwestlichsten

20/98, Taf. 5, Fig. 3) und Riffschuttkalke dominiert. Als Biogene treten isolierte ästige Stromatoporen, Echinodermenschutt und Styliolinen auf.

Die epiklastischen Turbidite im oberen Teil des Profils führen Metatrachytgerölle, Metarhyolithgerölle, metabasaltische Hyaloklasten, metabasaltische Pyroklasten, magmatische Quarze und Alkalifeldspäte, Feinsand- und Siltsteingerölle, Riffschuttkalke, Mikritgerölle, ästige Stromatoporen, rugose Korallen (Taf. 5, Fig. 4), Echinodermenschutt, Peloiden, Calcitsphären und Styliolinen. Die Turbidite sind sparitisch zementiert.

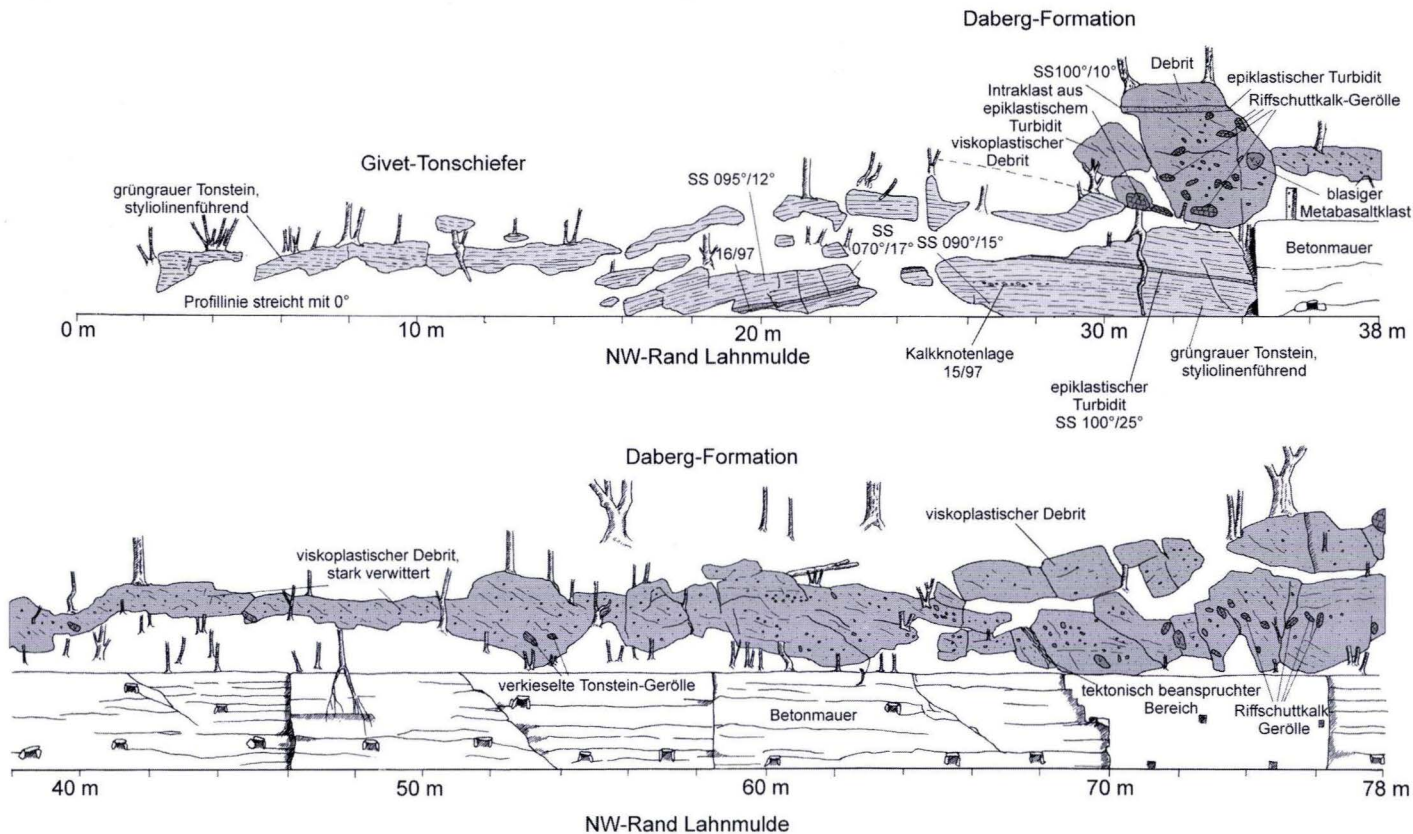
Scholle fällt mit 115°/35° ein, bei der nächsten lagern die Schichten 085°/26°, dann wieder mit 125°/27°, darauf mit 085°/15°, und bei der südöstlichsten Scholle lagern die Schichten mit 088°/18°. Der basale Debrit hat sich leicht in die Tonschiefer eingeschnitten, seine Unterseite lagert mit 120°/32°. Die Mächtigkeit der Debrite wird durch die Abschiebungen gesteuert: Der untere feinkörnige Debrit wird durch die südöstlichste Störung im NW abgeschnitten. Darüber liegen zwei Debrite, die durch einen epiklastischen Turbidit getrennt werden; nach SE wird der epiklastische Turbidit und der darunterliegende Debrit von einer weiteren Abschiebung abgeschnitten. Die Debrite sind komponentengestützt und gebankt; der basale Debrit schneidet sich ein wenig in den unterlagernden Tonschiefer ein, sonst ist keine Erosion an der Basis der Debrite zu beobachten. Die Komponenten sind subparallel zur Bankunterseite eingeregelt.

Das Komponentenspektrum der Debrite und Turbidite besteht aus Metarhyolithgeröllen, Metatrachytgeröllen mit trachytischem Gefüge, metabasaltischen Pyroklasten, magmatischen Quarzen und schachbrettabitisierten Alkalifeldspäten. Untergeordnet treten quarzitisch gebundene Mittelsandsteine und Weichklasten aus Siltstein und Tonstein auf.

Profil Bahneinschnitt Ulm
 Profilmitte bei R 3449900 H 5605320
 Blatt 5415 Merenberg
 Aufnahme April 1997

N

S



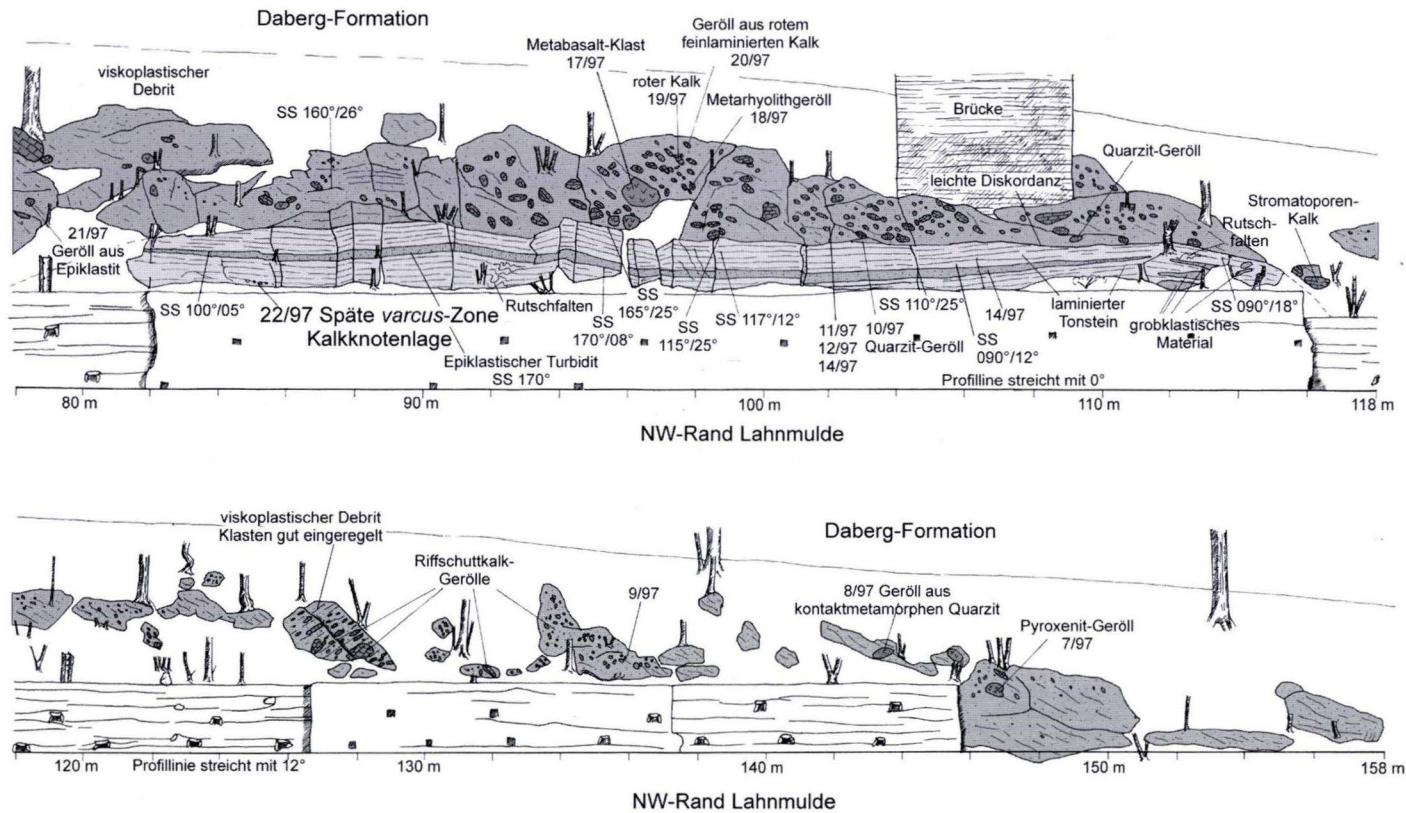


Abb. 31. Profilaufnahme Bahneinschnitt Ulm, Distalfazies der Daberg-Formation in der Lahn-Mulde.

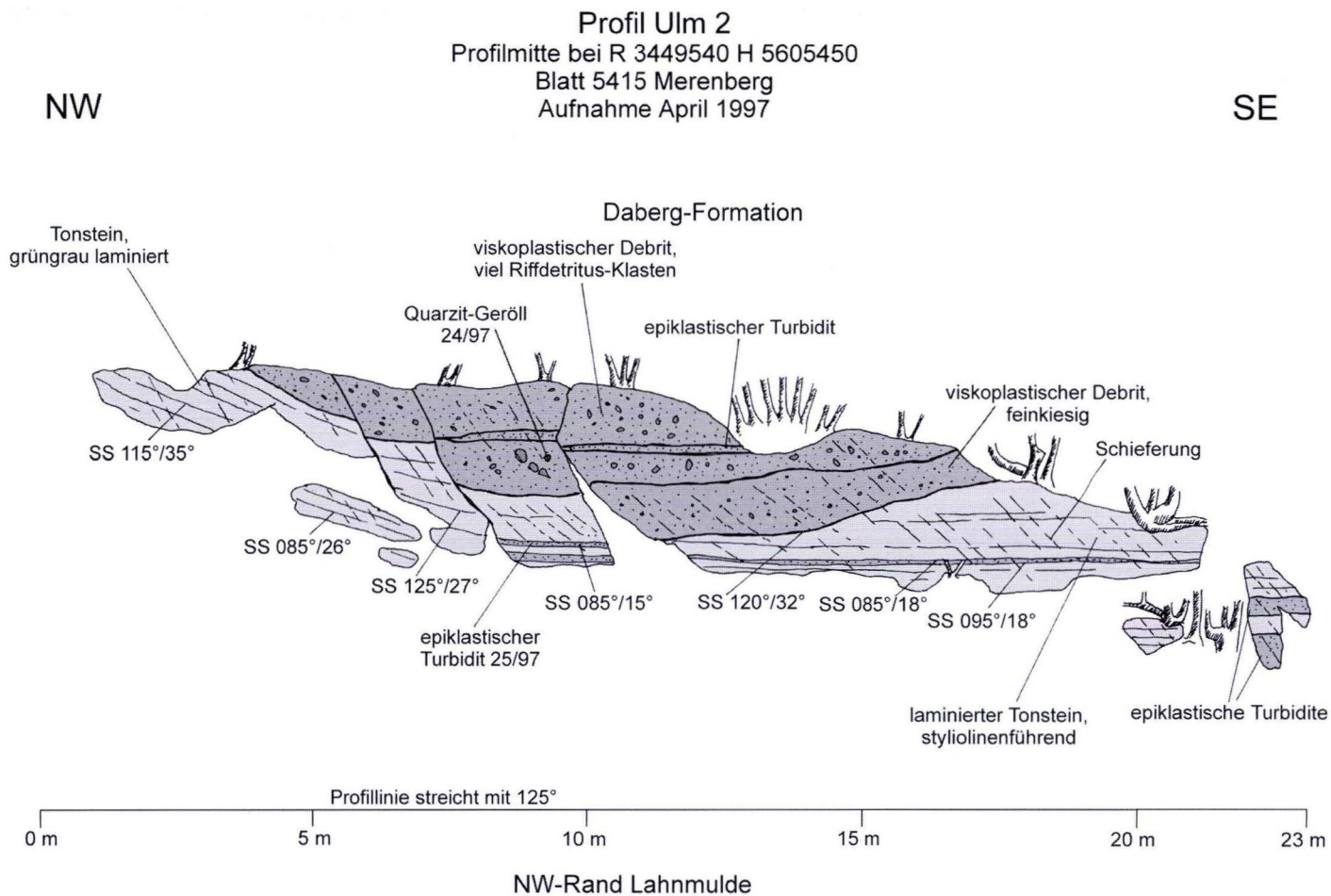


Abb. 32. Profilaufnahme Ulm 2, Distalfazies der Daberg-Formation in der Lahn-Mulde.

2.2.2.3 Profil Finsterer Grund (Abb. 34, S. 105–106)

Lage: Das Profil beginnt bei R 3447520, H 5602240, TK 25 Bl. 5415 Merenberg. Als Klippenzug im südlichen Nebental des Finsteren Grundes (Daberg) sind Gesteine der Distalfazies der Daberg-Formation aufgeschlossen. Man folgt dem Wegabzweig vom Kallenbachtal beim Schölzen-Berg in Richtung Daberg. Nach etwa 400 m kommt eine Wegabzweigung, geht man den rechten Weg bergauf, so sieht man nach 200 m linker Hand den Klippenzug.

Erforschungsgeschichte: Dieser Bereich wurde von AHLBURG (1918a) als „konglomeratischer Schalstein“ kartiert, er nimmt am Daberg ein diskordantes Aufliegen des konglomeratischen Schalsteins auf Unterkoblenz-Klippen an, die wenig östlich des Profils von ihm erschürft wurden. KREKELER (1928) konnte nachweisen, dass es sich bei der „Koblenz-Klippe“ von AHLBURG nicht um unterdevonische Gesteine, sondern um spätmitteldevonische Tuffite handelt. RICHTER (1930) beschrieb die Gesteine als Schalstein mit linsenförmigen Einschaltungen von Keratophyr. RABE (1967) hatte im Rahmen einer Diplomarbeit die Gesteine bearbeitet und einen zeitlichen Wechsel des Komponentenspektrums festgestellt. Von GOLDMANN (1968) wurde der konglomeratische Schalstein als Adorf-Tuffit beschrieben. FLICK (1977: 172) beschrieb etwas oberhalb von dem Profil bei R 3447880, H 5602180 Funde von Metarhyolith mit orientierten eutektischen Quarz-Feldspat-Verwachsungen.

Profilbeschreibung: In einem 150 m langen Klippenzug ist die Distalfazies der Daberg-Formation aufgeschlossen (Abb. 34). Die Profillinie streicht etwa Ost–West, die Schichtfolge lagert flach und fällt mit etwa 10° nach NNW ein, das Profil ist also etwa parallel zum Streichen der Schichten aufgeschlossen. Die Schichten lagern auf einem leicht differenzierten Metabasalt der Givet-Stufe, der von Kalkknotenschiefern unterlagert wird. Diese Kalkknotenschiefer lieferten folgende Fauna der **Mittleren**

varcus-Zone (Probe 10/98): 1 x *Polygnathus ansatus*, 1 x *Polygnathus varcus*, Ostracoden, Styliolinen, agglutinierende Foraminiferen. Oberhalb des Profiles am Top des Dabergs geht die Debrüt/Turbidit-Wechselfolge in eine feinklastischere Turbidit/Tonstein-Wechselfolge über. Kalkknotenschiefer aus dem oberen Bereich dieser Abfolge lieferten folgende Fauna der **disparilis-Zone** (Probe 36/96): 3 x *Klapperina disparilis*, 1 x *Polygnathus varcus*, 3 x *Polygnathus dubius*, 2 x *Poygnathus cristatus*, 1 x *Schmidto-gnathus wittekindti*, 2 x *Schmidto-gnathus* sp., 3 x *Ozarkodina* sp., 60 x Zahnreihenelemente, Fischzähne (Abb. 33).

Das Profil schließt eine Folge aus 1–1,5 m mächtigen viskoplastischen Debrüten auf, die mit bis 0,6 m mächtigen Tonstein/Turbidit-Folgen wechsellagern. Die Debrüte erodieren nur vereinzelt die Tonstein/Turbidit-Folgen, nur selten sind Belastungsmarken ausgebildet. Die einzelnen Bänke lassen sich fast über das ganze Profil verfolgen. Die viskoplastischen Debrüte führen überwiegend Gerölle aus Unterdevon-Sandstein und Riffkalk-Gerölle. Die Matrix besteht aus kleineren Gesteins-Bruchstücken; in den feinkörnigen Fraktionen treten viele Metarhyolithgerölle auf. Bei einer gleichmäßigen und geringen Mächtigkeit führen die viskoplastischen Debrüte viele sehr große Sandstein-Gerölle, dabei sind am Top der Debrüte häufig große Gerölle angereichert. Die feinklastischen Lagen zwischen den Debrüten sind aus geringmächtigen Turbiditen und Grainflows aufgebaut, ihr Komponentenbestand gleicht dem der Debrüte.

Die Debrüte und Turbidite führen folgenden Komponentenbestand: Calcitisierte und chloritisierte metabasaltische Pyroklasten, z.T. mit stark gelängten Blasenschläuchen (Taf. 1, Fig. 6). Serial Feldspat-porphyrische metabasaltische Hyaloklasten mit Chlorit-Leukoxen Grundmasse (Taf. 1, Fig. 3). Metatrachytgerölle mit trachytischem Gefüge, häufig fleckenartig durch Calcit verdrängt. Vitrophyrische Metarhyolithe (Typ

Ballersbach), die Grundmasse ist zu einem Quarz-/Feldspatpflaster von 50 µm bis 150 µm alteriert, als Einsprenglinge treten idiomorphe, z.T. magmatisch gerundete Quarze mit Korrosionsbuchten auf, die meist postmagmatisch in die Grundmasse weitergewachsen sind; daneben treten auch schachbrettalbitisierte Alkalifeldspateinsprenglinge auf, reliktsich sind sphärolitische Entglasungserscheinungen erhalten (Taf. 2, Fig. 2). Häufig sind auch mikrographische Quarz-Feldspat-Verwachsungen ausgebildet (Taf. 2, Fig. 4). Daneben treten auch Metarhyolithe mit mikrolithischer Grundmasse auf, die metabasaltische Xenolithe führen (Taf. 2, Fig. 7 und 8). Isolierte magmatische Quarze und Alkalifeldspäte kommen als kleine Komponenten vor. Als siliziklastische

Komponenten (Taf. 4, Fig. 1) treten vor allem gut gerundete Gerölle aus quarzitisch gebundenen Fein-/Mittelsandsteinen, die gelegentlich Schilllagen aus nicht näher bestimmbareren Spiriferiden führen, und ehemals karbonatisch zementierten Silt- und Feinsandsteinen auf, untergeordnet verkieselte Weichklasten aus Ton-/Siltsteinen. Häufig sind intraformationelle Klasten mit dem Komponentenspektrum der Daberg-Formation, die entweder als Weichklasten vorkommen, oder bei der Umlagerung schon sparitisch zementiert waren. Als karbonatische Komponenten treten Riffschuttkalkgerölle und styliolenführende Mikritgerölle auf. Das Spektrum der Biogene baut sich aus Styliolen, ästige Stromatoporen und Echinodermenschutt auf.

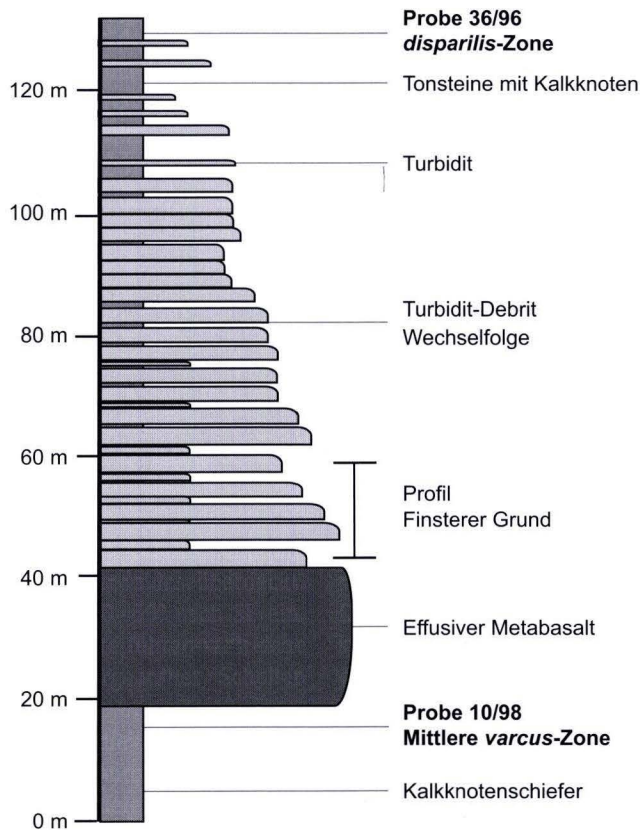


Abb. 33. Säulenprofil Finsterer Grund über die Gesamtabfolge.

W

Profil Finsterer Grund
Profilmitte bei R 3447520 H 5602240
Blatt 5415 Merenberg
Aufnahme Oktober 1995

E

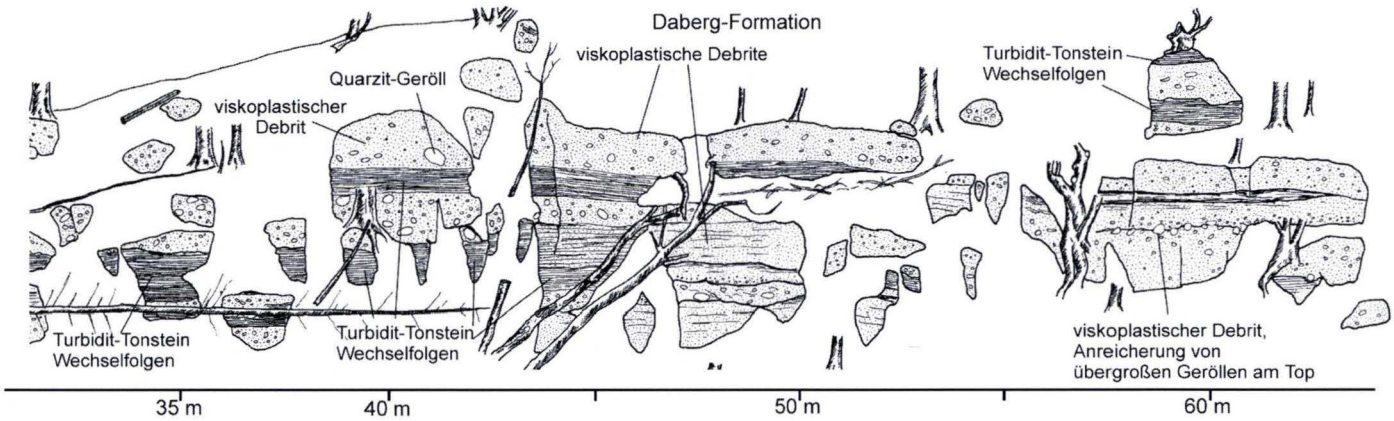
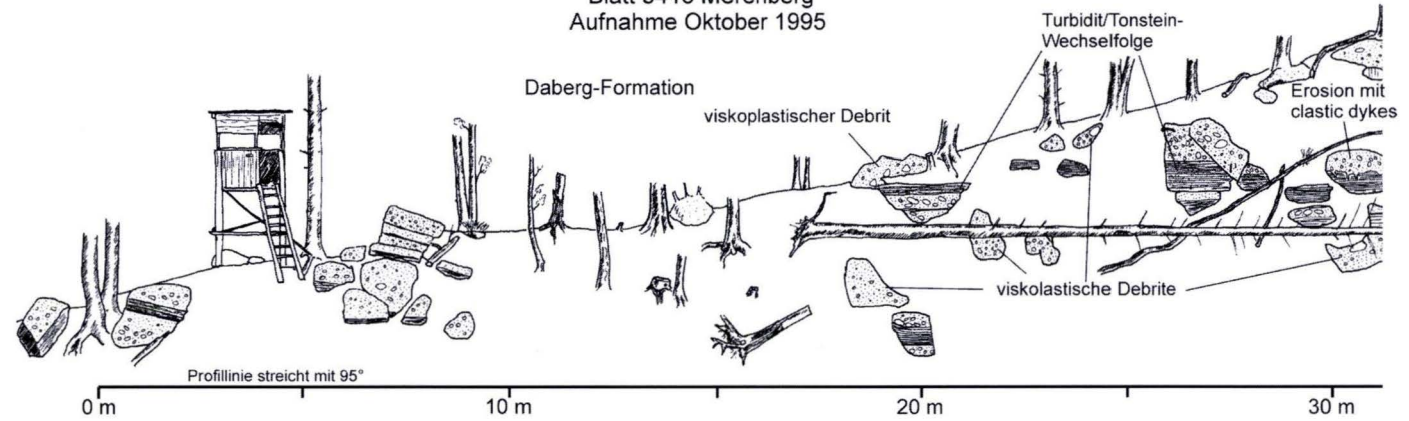
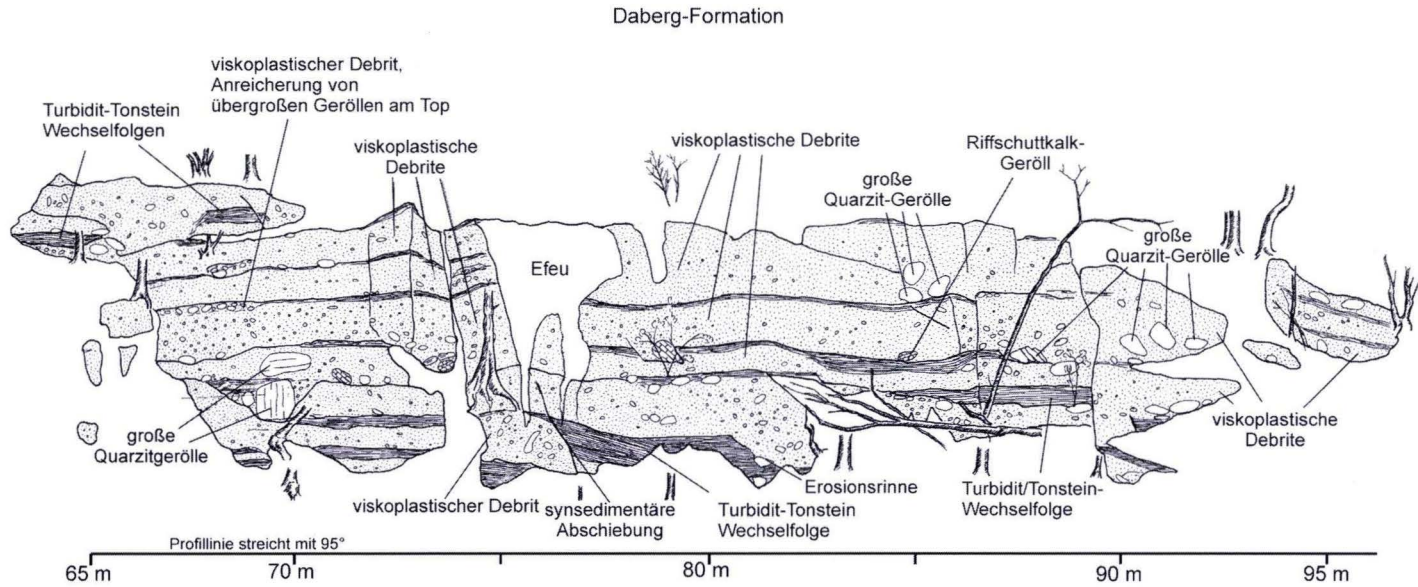


Abb. 34. Profilaufnahme Finsterer Grund, Distalfazies der Daberg-Formation.

W

Profil Finsterer Grund
 Profilmitte bei R 3447520 H 5602240
 Blatt 5415 Merenberg
 Aufnahme Oktober 1995

E



Fortsetzung Abb. 34. Profilaufnahme Finsterer Grund, Distalfazies der Daberg-Formation.

2.2.2.4 Profil Forsthaus 1 (Abb. 35, S. 109)

Lage des Profils: Bei R 3447970, H 5601580, TK 25 Bl. 5415 Merenberg. Das Profil befindet sich am oberen hangparallelen Weg am Daberg, nordnordöstlich von Niedershausen; 300 m hangaufwärts im Tal hinter dem Forsthaus Niedershausen. Dort sind im unmittelbar Liegendem des oberen Teils der Daberg-Formation basaltische Metavulkaniklastite der Normalfazies der Lahn-Mulde aufgeschlossen.

Erforschungsgeschichte: Von AHLBURG (1918a) wurde an dieser Stelle ein Massenkalk-Vorkommen innerhalb des mitteldeutschen Schalesteins kartiert.

Profilbeschreibung: In dem Profil sind in drei kleineren Aufschlüssen basaltische Metavulkaniklastite aufgeschlossen, die das Unterlager der Daberg-Formation in der Distal-Fazies bilden (Abb. 35). Etwas weiter nach Süden verzahnen sie sich mit geröllführenden Debriten der Daberg-Formation. Der Aufschluss bildet das direkte Unterlager der Turbidit/Debit-Abfolge des Profils Forsthaus 2.

Die Profillinie des südlichen Aufschlusses streicht NE-SW, die beiden anderen Aufschlüsse streichen etwa NNW-SSE. Die Schichtfolge lagert normal, die Oberflächen der flachen Tonschieferklasten und damit die Schichtung fällt mit 10–20° leicht nach NW ein. Die Gesteine werden hangaufwärts von den Gesteinen des Profils Forsthaus 2 konkordant überlagert. Aufgeschlossen sind basaltische Metavulkaniklastite aus metabasaltischen Pyroklasten, Pillowrand-Bruchstücken und verkieselte Tonstein-Weichklasten. Neben der schichtparallelen Einregelung der verkieselten Weichklasten lassen sich keine Sedimentstrukturen feststellen. Die Pyroklasten sind stark alteriert und bestehen aus Chlorit, Calcit und Quarz. Eingebettet in den Metavulkaniklastit sind elliptische Gerölle aus eingekieselten Tonschiefern. Die Gerölle haben im dm-Bereich einen scharf abgegrenzten Umriss, im kleineren Maßstab verzahnen sie sich

mit der tuffischen Matrix und zeigen randlich Rutschfaltenbildung; sie sind nach der Umlagerung und vor der Kompaktion verkieselt worden. Die verkieselten Tonsteinklasten führen gelegentlich Styliolinen.

Die Gerölle aus verkieseltem Tonstein/Siltstein sind flachelliptisch und gut gerundet, im Randbereich verzahnen sie sich mit der vulkaniklastischen Matrix; viele Gerölle zeigen Rutschfalten an ihrer Unterseite. Dies deutet darauf hin, dass die Gerölle bei der Einbettung noch plastisch deformierbar waren. Die Gerölle sind nicht geschiefert oder zu dünnen Schieferflatschen zusammengepresst; die Einkieselung muss also relativ früh bei der Diagenese erfolgt sein. Die Ton- und Feinsiltlagen sind dunkelgrau und bestehen aus Hellglimmern, Quarzkörnern und organischen Partikeln. Die Matrix des Tonsteins ist sehr feinkörnig und wird von mikrokristallinen Quarzen überwachsen, die Umkristallisation erfolgte vor stärkerer Kompaktion, da die klastischen Hellglimmer sehr lose gepackt sind. Neben den Hellglimmern kommen Quarze als detritische Körner vor. Sie haben Korngrößen der Feinsilt-Fraktion und sind kantig, meist abgeflacht. In den größeren Lagen des Tonsteins treten viele bis 0,5 mm große, organische Partikel auf, sie sind meist länglich und haben parallel zur Längsachse eine angedeutete Streifung, es handelt sich dabei wahrscheinlich um Pflanzenreste.

Die Grenze zwischen Weichklasten und vulkaniklastischer Matrix ist scharf. Zum Teil sind aufgebrochene Gasblasen, die nur einen schmalen Chloritsaum haben, mit Tonstein gefüllt. Der Lapillituff besteht aus länglichen hochaufgeschäumten Pyroklasten. Die Gasblasen sind flachelliptisch und durchschnittlich 0,3 mm groß. Sie sind mit zwei Generationen von Chlorit vollständig gefüllt. Die Grundmasse des Vulkanites ist entweder durch Quarz verdrängt oder in Chlorit umgewandelt. Die Zwischenräume zwischen den Vulkaniklasten sind mit Quarz oder mit eingekieseltem Tonstein gefüllt.

2.2.2.5 Profil Forsthaus 2 (Abb. 36, S. 110)

Lage des Profils: Das Profil Forsthaus 2 beginnt bei R 3448000, H 5601600, TK 25 Bl. 5415 Merenberg. Es befindet sich 40 m östlich und hangaufwärts von Profil Forsthaus 1, kurz hinter dem kleinen Steinbruch am Talhang.

Erforschungsgeschichte: AHLBURG (1918a) hatte in diesem Bereich mehrere kleine Massenkalk-Vorkommen auskartiert („Linsen von Riffkalk und Plattenkalk in tms [mitteldevonischer Schalstein]“), KREKELER (1928) hatte den Bereich als Schalstein kartiert.

Profilbeschreibung: In zwei Aufschlüssen sind feinkörnige epiklastische Turbidite und Debrite aufgeschossen, die aus Riffschuttkalk-Geröllen, Riffdetritus, rhyolithischen und basaltischen Metavulkaniklasten und Quarzitgeröllen bestehen (Abb. 36). Die Schichtfolge überlagert konkordant die basaltischen Metavulkaniklastite des Profils Forsthaus 1 (Abb. 35). Die Profile schließen den hangenden Teil der Daberg-Formation auf, der im Übergangsbereich zu einer rein turbiditischen Abfolge liegt. Im liegenden Teil des Profils treten die für die Daberg-Formation kennzeichnenden geröllführenden Debrite auf, die aber im oberen Teil von Aufschluss 2 selten werden. Die Debrite zeigen einen Geröllbestand aus Riffkalk-Geröllen und Riffdetritus, untergeordnet kommen Styliolinenkalk-Gerölle, Sandstein-Gerölle, Metarhyolith-Gerölle und Metavulkaniklasten vor. Die epiklastischen Turbidite zeigen den gleichen petrographischen Bestand wie in den anderen Profilen der Distalfazies.

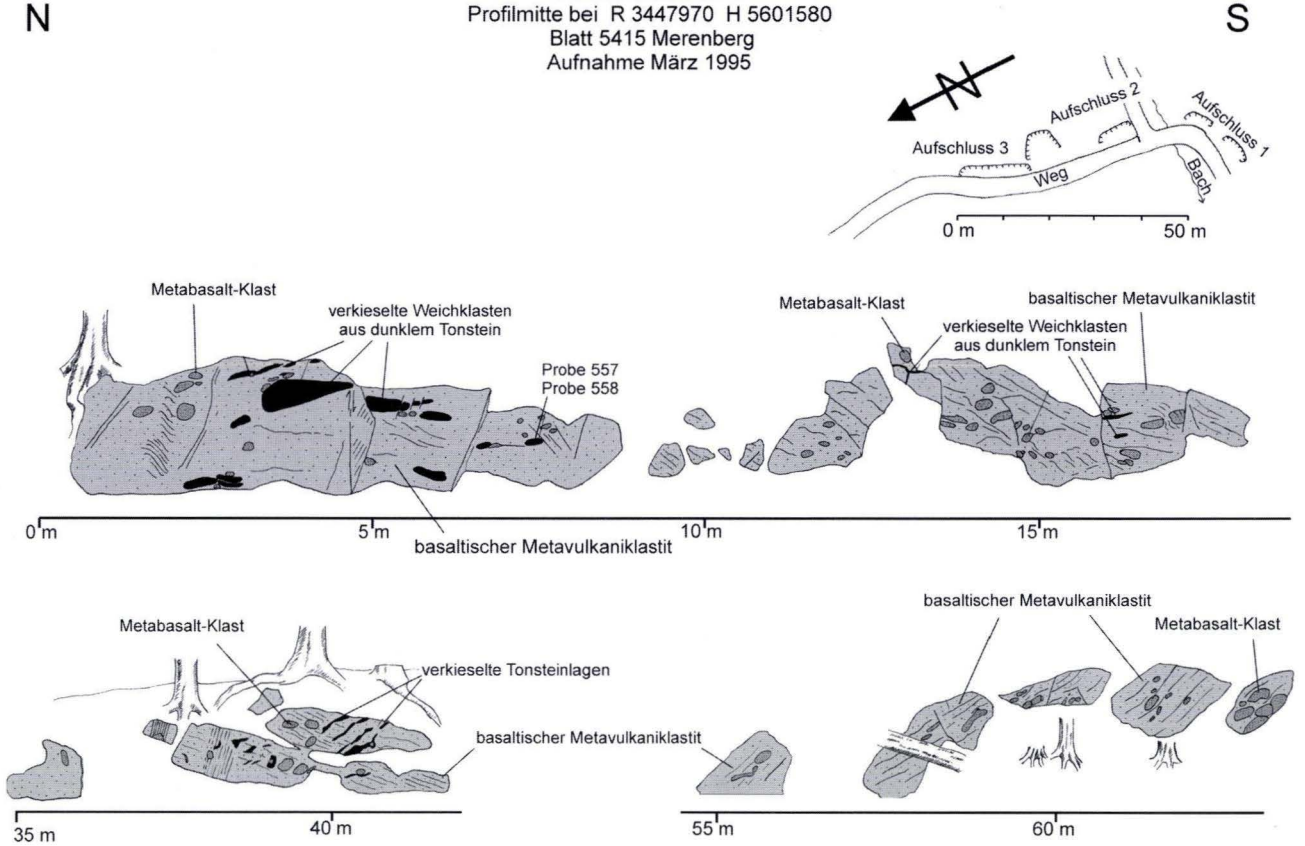
Die Schichtfolge in Aufschluss 1 fällt mit etwa 40° nach Norden ein (355°/45°). Die Daberg-Formation beginnt im Liegenden des Aufschlusses mit Debriten aus Kalk-Geröllen, die sich rinnenförmig in turbiditische Sedimente einschneiden. Dieser Abschnitt ist etwa 1,5 m mächtig; dann geht sie über in eine Wechselfolge aus Turbiditbänken und turbiditischen Zwischenlagen der Silt-Fraktion. Die Turbiditbänke sind 5–10 cm mächtig und bestehen aus gradierten Lagen aus

Riffkalk-Klasten im Kiesbereich. Von 2–2,3 m ist die Schichtfolge nicht aufgeschlossen, dann folgt eine Wechselfolge aus dm-mächtigen Debriten aus Kalk-Geröllen und cm-dünnen Turbiditen, die mit den Debriten wechsellagern.

Die Schichten in Aufschluss 2 sind mit 010°/30° gelagert. Die Schichtfolge beginnt mit einem 1,5 m mächtigen viskoplastischen Debrite aus dichtgepackten Riffkalk-Geröllen, die Gerölle sind senkrecht zur Schichtung eingeregelt. Der Debrite wird von einer 2 m mächtigen Wechselfolge aus dünnen Geröll-, Sand- und Siltsteinlagen überdeckt. Darauf folgen 1,5 m aus feinem gebändertem Material, die von einer Wechselfolge aus Sand- und Siltsteinen und einigen geröllführenden Turbiditen überlagert werden. Zwischen 8 m und 10 m treten Rinnenbildungen, Schrägschichtung und in den grobklastischen Lagen Imbrikation der Gerölle auf; danach wird die Sedimentation einförmiger, es folgen wieder turbiditische gebänderte Sand- und Siltsteine.

Die turbiditischen Sand- und Siltsteine gleichen petrographisch den Turbiditlagen im Profil Finsterer Grund (Abb. 34) und den Intraklasten im Profil Obershausen (Abb. 25). Im Gegensatz zu den anderen Profilen der Daberg-Formation werden die grobklastischen Lagen im Profil Forsthaus 2 überwiegend aus Kalkgeröllen aufgebaut. Zum Liegenden des Aufschlusses 1 tauchen immer mehr basaltische Metavulkaniklasten auf. Bei den Kalkgeröllen dominieren gerundete Bruchstücke von Riffschuttkalk und Riffdetritus. Die Riffschuttkalke (Taf. 5, Fig. 8) sind hellgrau bis dunkelgrau, meist bestehen sie aus Riffdetritus, der in eine mikritische Matrix eingebettet ist. Seltener kommen Bereiche mit sparitischen Zementen vor. Bei dem Riffdetritus dominieren Bruchstücke von ästigen tabulaten Korallen, die leicht angerundet sind. Daneben treten Crinoiden-Bruchstücke und tabulate Korallen auf. Neben den Riffkalcken wurde ein Geröll aus dunkel-bituminösen Styliolinen-Biosparit gefunden. Das Gestein besteht aus den

Profil Forsthaus 1
 Profilmitte bei R 3447970 H 5601580
 Blatt 5415 Merenberg
 Aufnahme März 1995



dichtgepackten Gehäusen von Styliolinen, da-
 neben kommt selten auch Quarz der Feinsand-
 Fraktion vor. Die Zementation erfolgte durch
 Calcit, der von den Styliolinschalen aus radi-
 alstrahlig weitergewachsen ist (Hundezahn-Ze-
 ment).

Abb. 35. Wegprofil Forsthaus 1, basaltische Metavulkaniklastite der Givet-Stufe als Unterlager der distalen Daberg-Formation (Lahn-Mulde).

Profil Forsthaus 2
 R 3448000 H 5601600, Blatt 5415 Merenberg, Aufnahme April 1995
 (Verwitterungsprofil)

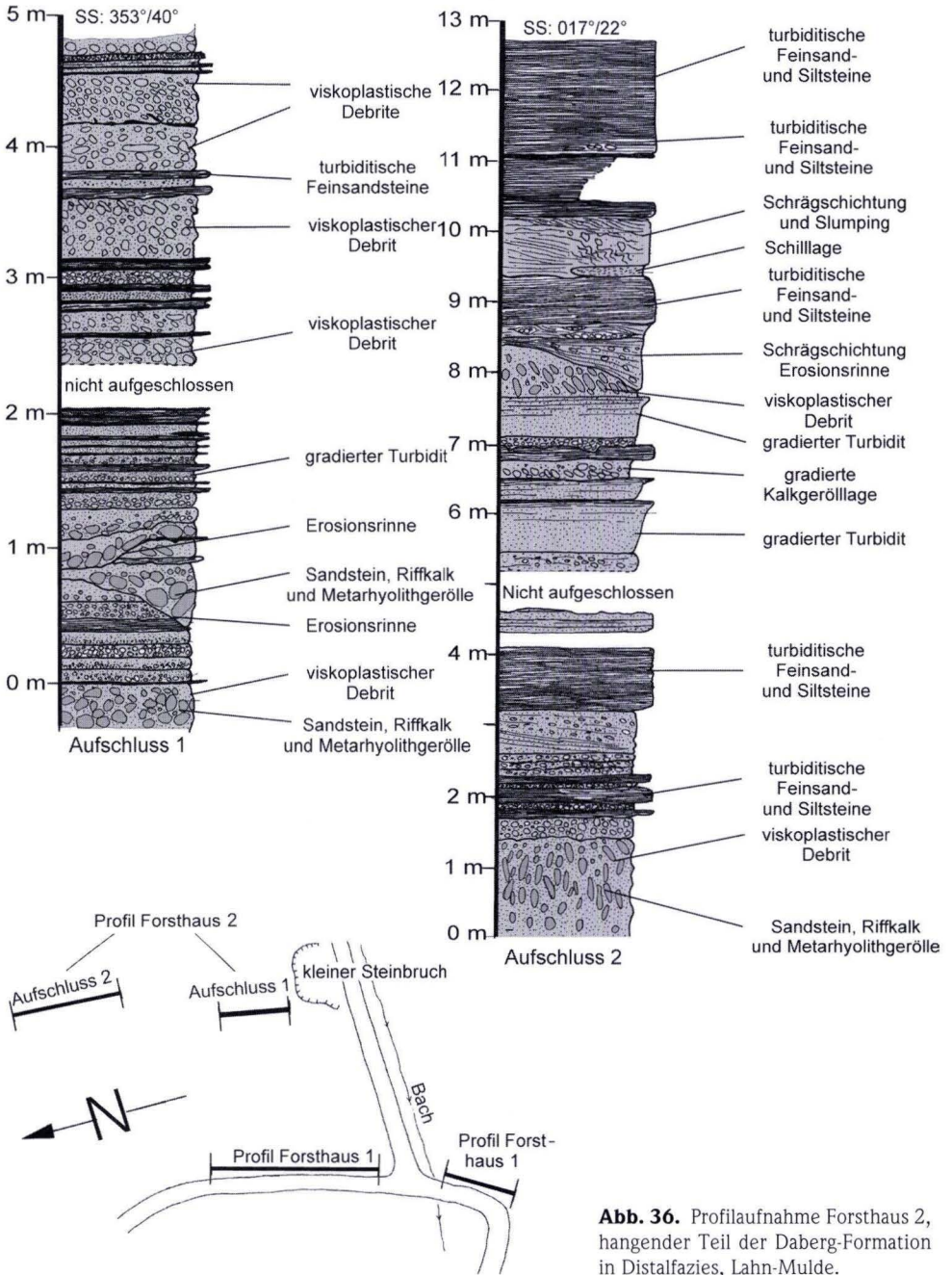


Abb. 36. Profilaufnahme Forsthaus 2, hangender Teil der Daberg-Formation in Distalfazies, Lahn-Mulde.

2.3 Nördlich anschließende Vorkommen givetischer Becken-Sedimente

2.3.1 Beckenbereich der Wittgensteiner Mulde und Waldecker Mulde

Der Bereich der Wittgensteiner Mulde bis zur Waldecker Mulde lag auf dem externen Schelf in einem ruhigen Beckenmilieu. Im Devon wurden Beckentone sedimentiert, in die sich eustatisch gesteuert Sandsteinturbidite vom Old Red-Kontinent einschalteten. Während der Givet-Stufe kam es in diesem Zusammenhang zur Schüttung des „Styliolinen-Sandsteins“. Vulkanite

wie am Ostsauerländer Hauptsattel und im Lahn-Dill-Gebiet fehlen völlig. Das nördlichste Profil „Willingen“ zeigt noch die distalsten Ausläufer der Padberg-Kalke (Kalkturbidite, die vom Briloner Riff geschüttet wurden). Die Profile Dotzlar 1 und 2 wurden von diesen Schüttungen nicht mehr erreicht. Distale Ausläufer der Olisthrome im Lahn-Dill-Gebiet sind nicht vorhanden.

2.3.1.1 Profil an der B 251 Willingen (Abb. 37, S. 113–114)

Lage: Profilmitte bei R 3473870, H 5683310, TK 25 Bl. 4717 Niedersfeld. Das Profil befindet sich an der Straßenböschung der B 251 zwischen Willingen und Usseln, es beginnt im Sattelkern des „Oberen Tentaculitenschiefers“ etwa 700 m südöstlich des Ortseingangs Willingen.

Erforschungsgeschichte: Von LEUTERITZ (1981) wurde im Profilmittelbereich quartäre Talfüllung kartiert, die hangaufwärts mit einer Querstörung an die paläozoische Schichtfolge grenzt. Das wenige Meter hangaufwärts liegende Profil im Bahneinschnitt wurde von LEUTERITZ (1981: 44) genauer aufgenommen und biostratigraphisch beprobt. Die Kalkturbidite (distale Ausläufer des Padberg-Kalkes) wurden im über dem Profil liegenden Bahneinschnitt durch WEIGEL (1960) Conodonten-biostratigraphisch untersucht. Der untere Abschnitt der Kalkturbidite konnte dabei in die späte Givet-Stufe gestellt werden. Die Kalkturbidite keilen schnell aus, südlich der Bahnstrecke Willingen–Usseln lassen sie sich nicht mehr nachweisen (LEUTERITZ 1981: 45).

Profilbeschreibung: In dem Profil ist der Übergang der Kalkturbidit-Fazies des externen Schelfrandes in die reine Beckenfazies der Wittgensteiner Mulde aufgeschlossen (Abb. 37). In eine normal entwickelte Beckenfazies aus Tonsteinen und den siliziklastischen Turbiditen des Styliolinen-Sandsteins schalten sich distale Kalkturbidite des Padberg-Kalkes ein. Dabei wechseln diese „Flinzkalke“ in ihrem basalen Teil mit den siliziklastischen Turbiditen des Styliolinen-Sandsteins. Das Profil ist in zwei Abschnitten aufgeschlossen. Der Untere Abschnitt vom Sattelkern nach Süden umfasst eine basale Tonsteinfolge der unteren Givet-Stufe, in die sich nach 18 m die siliziklastischen Turbidite des Styliolinen-Sandsteins einschalten. Im oberen Teil der Wechselfolge schalten sich dann die ersten Kalkturbidite der Padberg-Kalke in die siliziklastischen Turbidite ein. Nach einer Aufschlusslücke ist dann eine Wechselfolge aus Tonsteinen und distalen Kalkturbiditen aufgeschlossen, die im Hangenden in die dunklen Tonsteine der Adorf-Bänderschiefer übergeht.

2.3.1.2 Profil Dotzlar 1 (Abb. 38, S. 115–117)

Lage: Bei R 3459565, H 5654190, TK 25 Bl. 4916 Bad Berleburg. Oberhalb des Eder-tales sind am Honert, zwischen Berleburg und Arfeld, Gesteine der Eifel- und Givet-Stufe angeschnitten. Als Orientierungspunkt kann der

Stolleneingang bei 38,0 m des Profils dienen.

Erforschungsgeschichte: Eine erste geologische Bearbeitung stammt von v. DECHEN (1858). Bei der geologischen Aufnahme von Bl. Berleburg hatte REICH (1935) dort die SE-Flanke

eines Sattels mit Dachschiefer (Eifel-Stufe) im Sattelnern und eine Schichtfolge von dem Oberen Eifelquarzit bis in die gebänderten Tonschiefer der Adorf-Stufe an den Sattelflanken kartiert. Die Schichtfolge des oberen Mitteldevons beschrieb REICH (1935) wie folgt: „Das Obere Mitteldevon beginnt mit einer sehr bezeichnenden Schichtenfolge schwarzer Ton- und Alaunschiefer. ... Diese Schiefer, die im O der Attendorn Elsperr Doppelmulde recht mächtig und dort als Reitster Schiefer bekannt sind, werden hier höchstens 20–30 m dick. ... Es folgen etwa 5 m dickbankige Quarzite und dann 80–100 m meist gebänderte graue bis schwärzliche kalkige Tonschiefer mit Sandsteinen, Kalksandsteinen und gelegentlich auch reinen Kalkbänken. Diese Schichten führen stets Fossilien.“

Profilbeschreibung: Das Mitteldevon-Profil am Honert schließt den mittleren und oberen Teil der Eifel-Stufe (Dachschiefer und Oberer Quarzit (Q2)) und die komplette Givet-Stufe auf (Abb. 38). In der Profilaufnahme wurde der höchste Teil des Q2 der Eifel-Stufe und die komplette Givet-Stufe bis in den mittleren Teil der Adorf-Bänderschiefer aufgenommen. Lithologie und Mächtigkeit der Gesteinsfolge deckt sich im Wesentlichen mit den von REICH (1935) gemachten Angaben. Die vorliegende Profilaufnahme wurde zusammen mit Dr. M. PIECHA (Geologischer Dienst NRW) durchgeführt, dabei wurde die Gesteinsfolge erstmals feinstratigraphisch aufgenommen und mit Conodonten biostratigraphisch eingestuft (PIECHA, Geologischer Dienst NRW).

Die ersten 14 m der Profilaufnahme umfassen den höchsten Teil des Oberen Eifel-Quarzites (Q2). Aufgeschlossen ist eine Feinsandstein-Folge mit Bankungen im Bereich 5–20 cm. Bei den leicht quarzitischen Sandsteinen handelt es sich um distale Turbidite, die in diesem Bereich nur Parallelschichtung aufweisen. Bei 1,0–1,3 m befindet sich eine mikritische Karbonat-Bank, die eine Fauna der *kockelianus*-Zone (höchste Eifel-Stufe) führt (PIECHA, Geologischer Dienst NRW). Die scharfe Obergrenze des Q2 ist als lithologische Grenze zwischen Givet- und Eifel-Stufe definiert (PIECHA, in Vorbereitung).

Auf Grund der Datierung des Q2, 12 m unter seiner Obergrenze, auf die *kockelianus*-Zone deckt sich die lithologische Grenze der beiden Kartiereinheiten wahrscheinlich weitgehend mit der biostratigraphisch definierten Stufen-Grenze.

Es folgt von 13,1–38,5 m eine 25,4 m mächtige Alaunschiefer-Folge. Die Alaunschiefer der tiefen Givet-Stufe sind schwarze Tonsteine, die viel organischen Kohlenstoff führen und auf angewitterten Oberflächen gelblich-weiße Sulfatkrusten ausbilden. Lithologisch ähneln sie sehr den Liegenden Alaunschiefern des Unterkarbons. Im tiefsten Teil der Folge schalten sich bis 50 cm oberhalb der Grenze zum Q2 dünne Feinsandstein-Linsen ein; bei 16,8 m ist eine dünne quarzitische Sandsteinbank eingeschaltet. Der auf der Lageskizze eingezeichnete Stoleneingang befindet sich im höchsten Teil dieser Alaunschiefer-Folge, bei 36,5–38,2 m.

Von 38,5–116 m ist die eigentliche Styliolinen-Sandsteinfolge der Givet-Stufe aufgeschlossen. Mikritische Karbonatlagen sind selten, sie befinden sich bei 74,6 m (77/97), 76,6 m (78/97) und bei 85,7 m (79/97) und lieferten folgende Faunen der Mittleren *varcus*-Zone bis tiefsten *hermanni-cristatus*-Zone: 77/97: *Polygnatus xylus*, *Polygnatus linguiformis mucronatus*. Die Gesteinsfolge wird aus grauen, karbonatischen Tonsteinen, schräggeschichteten Siltsteinen, schräg- und parallelgeschichteten Feinsandsteinen und karbonatischen Feinsandsteinen aufgebaut. Der höhere Karbonatgehalt der Sandsteine, das Auftreten von Kalkbänken und die Styliolinenführung setzt erst im oberen Teil der Folge, bei etwa 72 m ein. Der untere Teil ähnelt lithologisch den Quarzit-/Tonstein-Folgen der Eifel-Stufe. Dort tritt zwischen 47 m und 55 m ein Bereich mit massigen, quarzitischen Sandsteinbänken auf.

Von 140 m bis 186,5 m sind gebänderte hell- bis mittelgraue Tonsteine aufgeschlossen, die lithologisch in den tiefen Teil der Adorf-Bänderschiefer zu stellen sind. Bis 142 m treten in diesen Schiefen lagenweise massenhaft Styliolinen auf. Eine mergelige Lage bei 173,7 m (80/97) führt massenhaft Ostracoden der Mittleren Adorf-Stufe (*cicatricosa*-Zone) (bestimmt durch Dr. GROOS-UFFENORDE).

Profil Willingen, 1. Aufschluss,
 R 3473870 H 5683310, Blatt 4717 Niedersfeld, Aufnahme September 1998

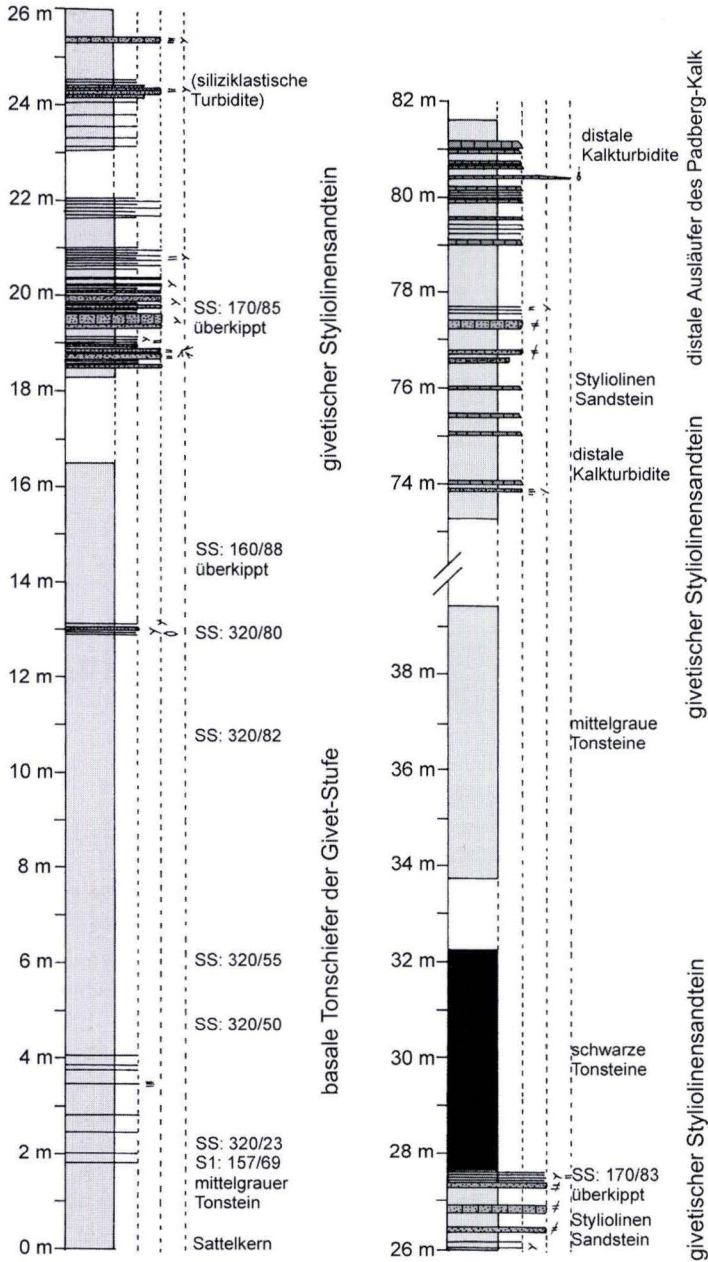
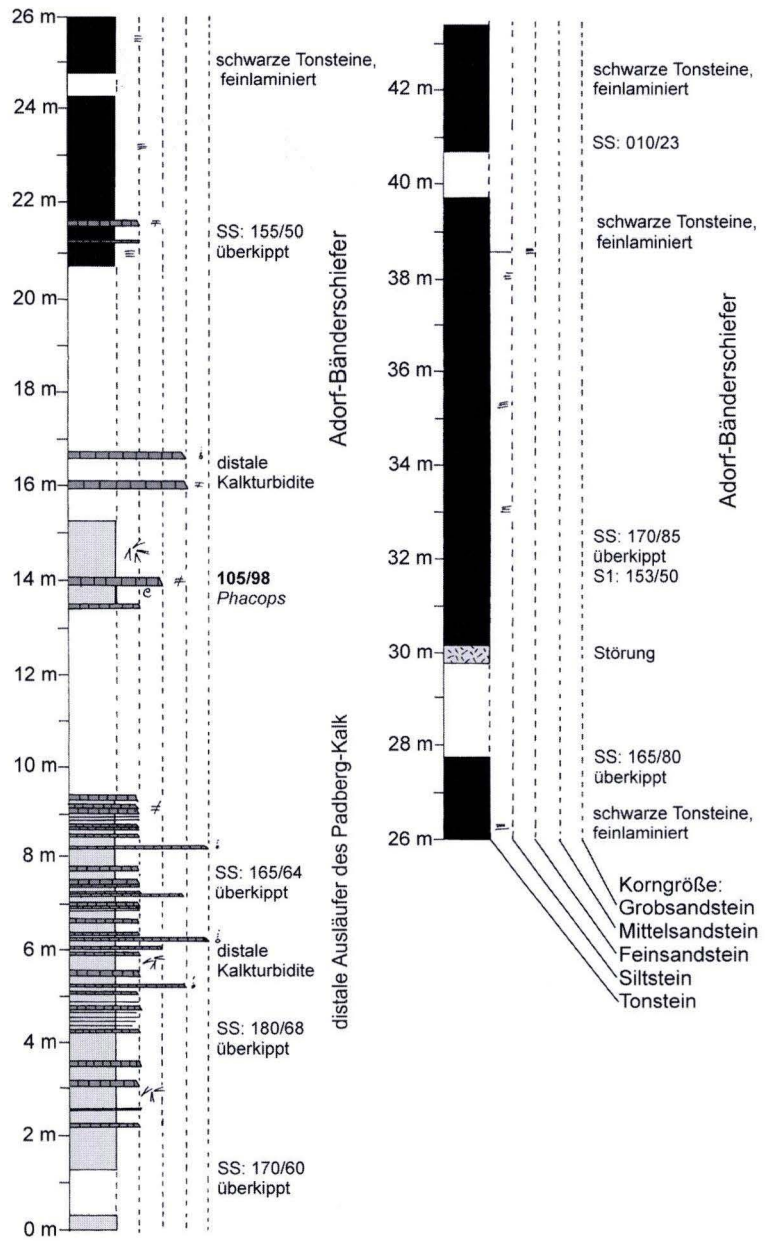


Abb. 37. Säulenprofil Straßenanschnitt Willingen, Beckenfazies der Waldecker Mulde mit distalen Ausläufern des Padberg-Kalkes.

Profil Willingen, 2. Aufschluss,
 R 3473870 H 5683310, Blatt 4717 Niedersfeld, Aufnahme September 1998



Fortsetzung Abb. 37. Säulenprofil Straßenanschnitt Willingen, Beckenfazies der Waldecker Mulde mit distalen Ausläufern des Padberg-Kalkes.

Profil Dotzlar 1

Profilmitte bei R 3459565 H 5654190, Blatt 4916 Bad Berlebug, Aufnahme Juli 1997

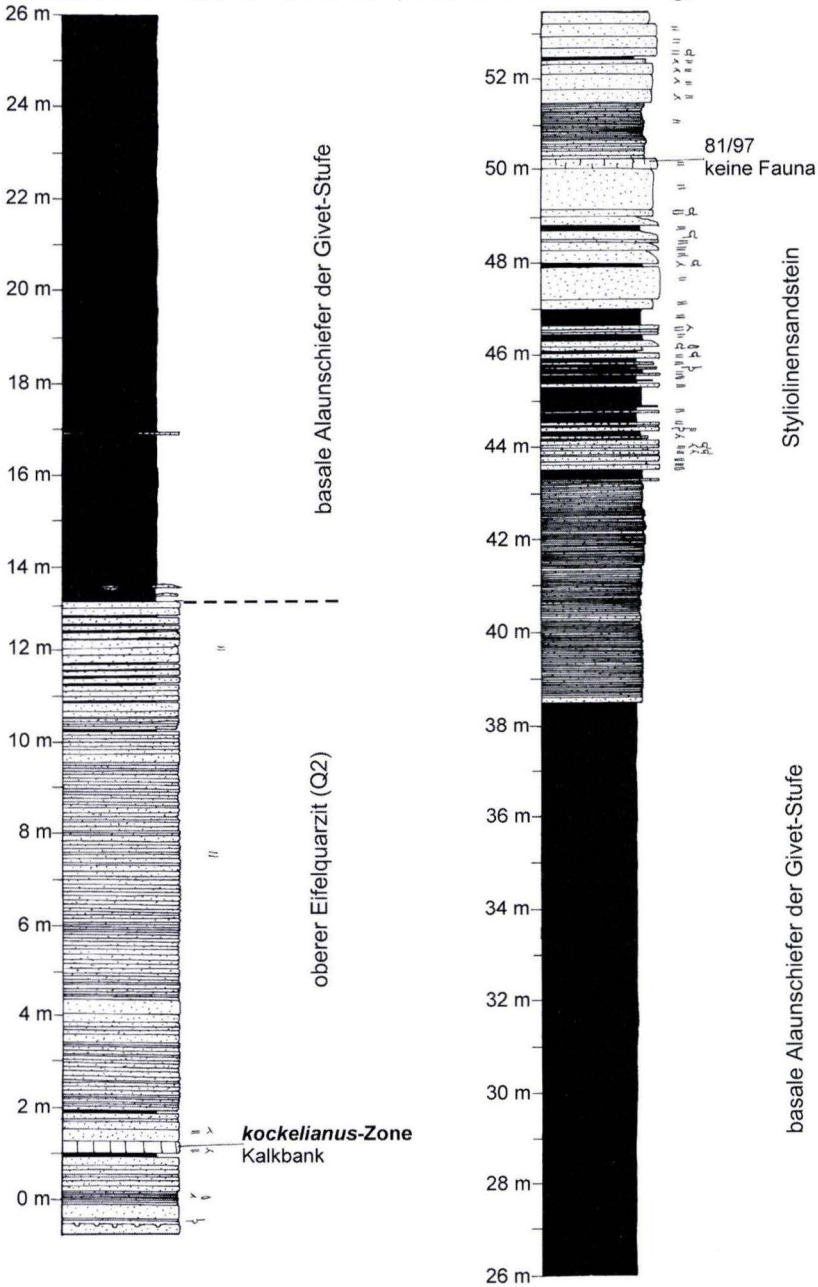
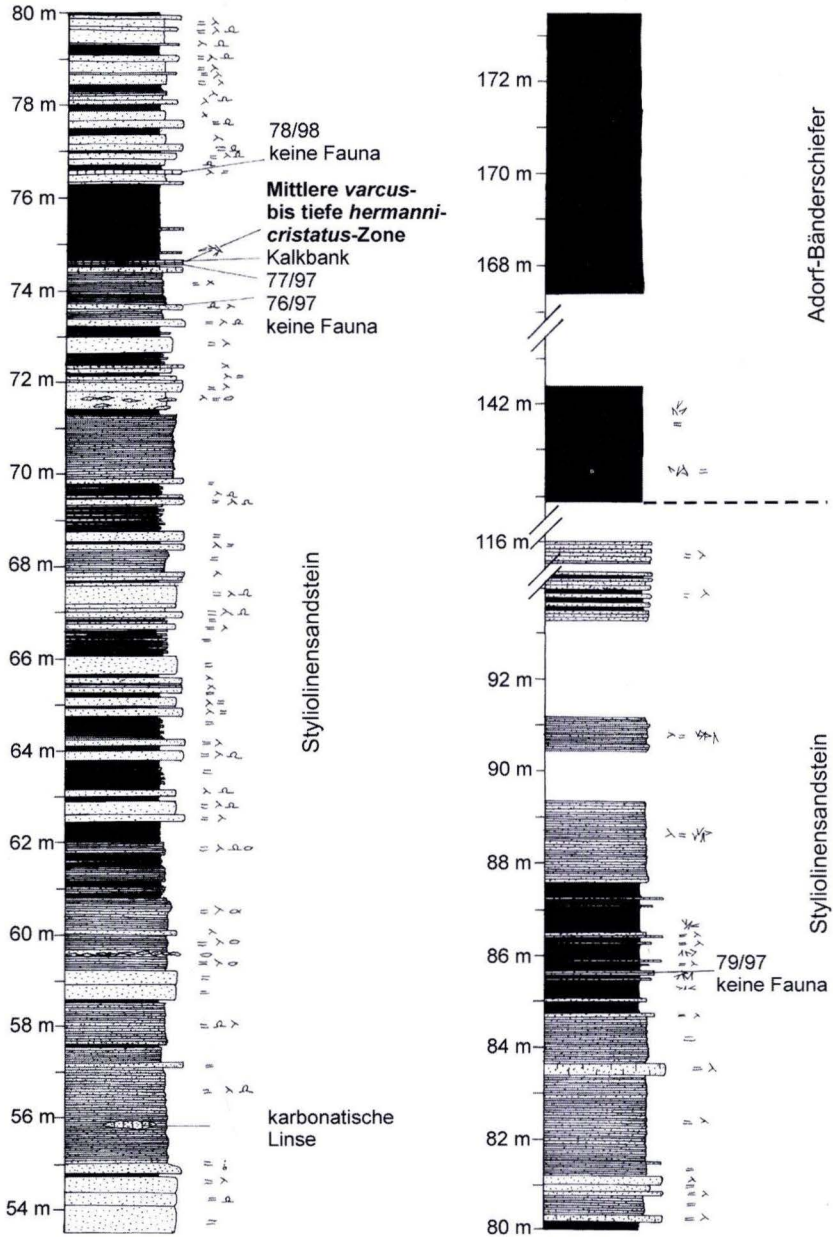
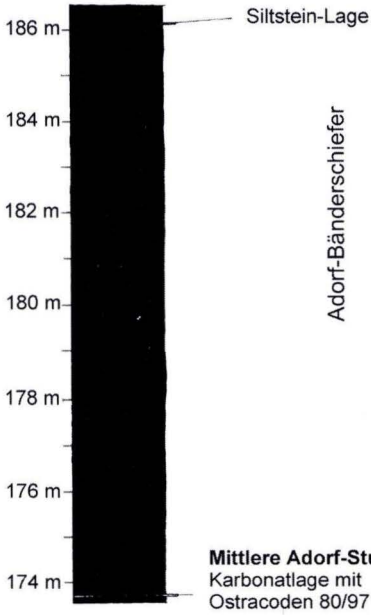


Abb. 38. Profilaufnahme Dotzlar 1, reine Beckenfazies givetischer Gesteine in der Wittgensteiner Mulde.

Profil Dotzlar 1
 Profilmitte bei R 3459565 H 5654190, Blatt 4916 Bad Berlebug, Aufnahme Juli 1997



Fortsetzung Abb. 38. Profilaufnahme Dotzlar 1, reine Beckenfazies givetischer Gesteine in der Wittgensteiner Mulde.

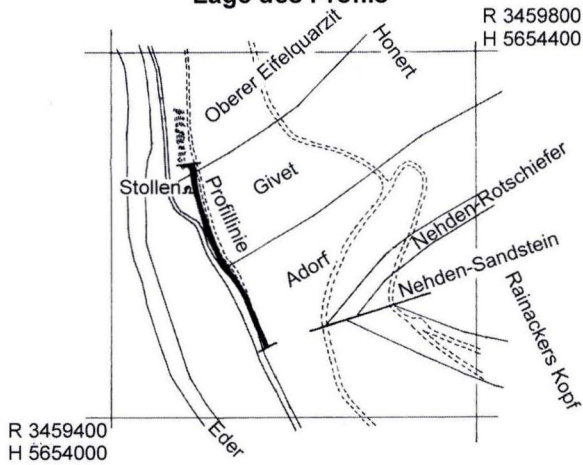


Legende

- || Parallellamination im mm Bereich
- > wechselnde Schrägschichtung
- ◊ Linsenschichtung
- ⌒ convolute bedding
- ⌒ Belastungsmarken



Lage des Profils



Fortsetzung Abb. 38.

2.3.1.3 Profil Dotzlar 2 (Abb. 40, S. 120)

Lage: Bei R 3458690, H 5653320, TK 25 Bl. 4916 Bad Berleburg. Das Profil liegt im Ortsgebiet Dotzlar an einem Parkplatz, direkt neben dem Haus Kellerberg Nr. 15.

Erforschungsgeschichte: Der Aufschluss ist neu, bei der geologischen Erstaufnahme durch REICH (1935) wurde hier Styliolinensandstein und Adorf-Bänderschiefer kartiert.

Profilbeschreibung: In einer steilstehenden Mulden-Sattel-Struktur (Abb. 39) und der südöstlichen Sattelflanke ist der Übergang des Styliolinensandsteins in die Adorf-Bänderschiefer, von der Mittleren *varcus*-Zone bis in die *disparilis*-Zone, aufgeschlossen (Abb. 40). Das Profil bildet damit eine gute Ergänzung zum Profil Dotzlar 1. Die lithologische Grenze zwischen Styliolinensandstein und Bänderschiefern liegt etwa 10 m oberhalb der auf die *hermanni-cristatus*-Zone datierten Probe (65/98), noch innerhalb der Givet-Stufe (Vergleich Bohrung Bottenhorn 1, Abb. 16).

Der aufgeschlossene obere Abschnitt des Styliolinensandsteins wird von turbiditischen Feinsandstein- und Siltsteinbänken aufgebaut, die mit siltigen Tonsteinen wechsellagern. Vereinzelt treten stark karbonatische Bänke auf, die zahlreiche Styliolinen führen. Die turbiditischen

Sandsteine zeigen Parallelschichtung, Schrägschichtung, convolute bedding und gelegentlich gradierte Schichtung. Im oberen Profilteil treten die Sandstein-Turbidite zurück, und es kommen nur noch vereinzelt stark karbonatische, styliolinenführende siltige Lagen vor. Die karbonatischen Lagen der Schichtfolge sind meist tiefgründig zu einem rotbraunen Mulm zersetzt.

Eine stark karbonatische turbiditische Sandsteinbank (Probe 63/98) an der Profilbasis lieferte folgende Fauna der **Mittleren *varcus*-Zone** (etwa 600 gr. Kalkmulm wurden geschlämmt): 5 x *Polygnathus varcus*, 4 x *Polygnathus xylus ensensis*, 1 x *Polygnathus ovatinodosus*, 1 x *Polygnathus linguiformis linguiformis* ϵ -Morphotyp, 2 x *Polygnathus linguiformis linguiformis* δ -Morphotyp, 2 x *Polygnathus linguiformis linguiformis* γ -Morphotyp, 1 x *Polygnathus linguiformis* ssp., 2 x *Polygnathus* sp., 2 x *Icriodus* sp., 25 Zahnreihenelemente, Fischzähne, Tentaculiten. Die Schlammprobe 64/98, bei Profilmeter 2,5 erbrachte keine Fauna. 1,1 kg geschlämmter Kalkmulm der Probe 65/98 (Mikritische Kalklage bei Profilmeter 13) erbrachte folgende Fauna der ***hermanni-cristatus*-Zone**: 1 x *Polygnathus varcus*, 1 x *Polygnathus* sp., 3 x *Schmidtoognathus hermanni*, 1 x *Schmidtoognathus ? hermanni*.

Aufschlusskizze Profil Dotzlar 2
 R 3458690 H 5653320, Blatt 4916 Bad Berleburg, Aufnahme April 1998

NW

SE

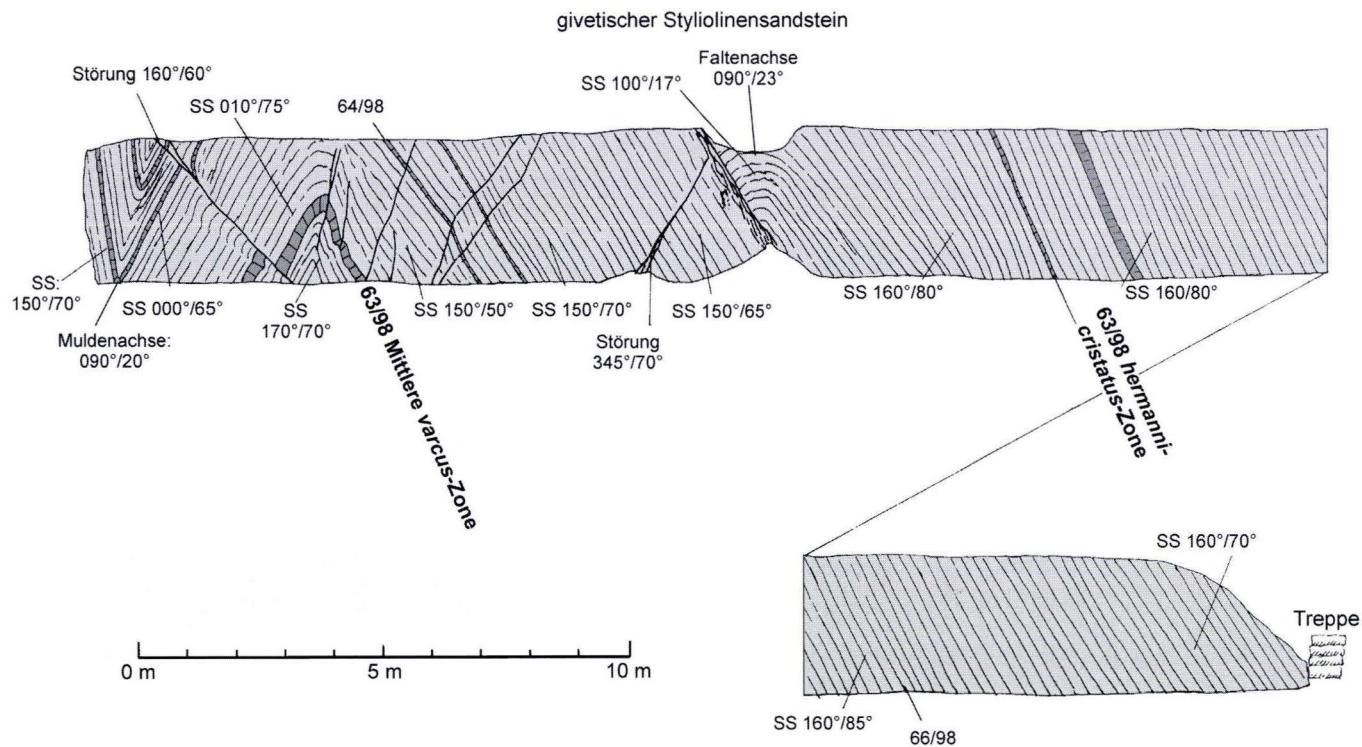


Abb. 39. Aufschlusskizze Profil Dotzlar 2, Mulden-/Sattel-Struktur im höheren Teil des givetischen Styliolinsandsteins der Wittgensteiner Mulde.

Profil Dotzlar 2
 R 3458690 H 5653320, Blatt 4916 Bad Berleburg, Aufnahme April 1998

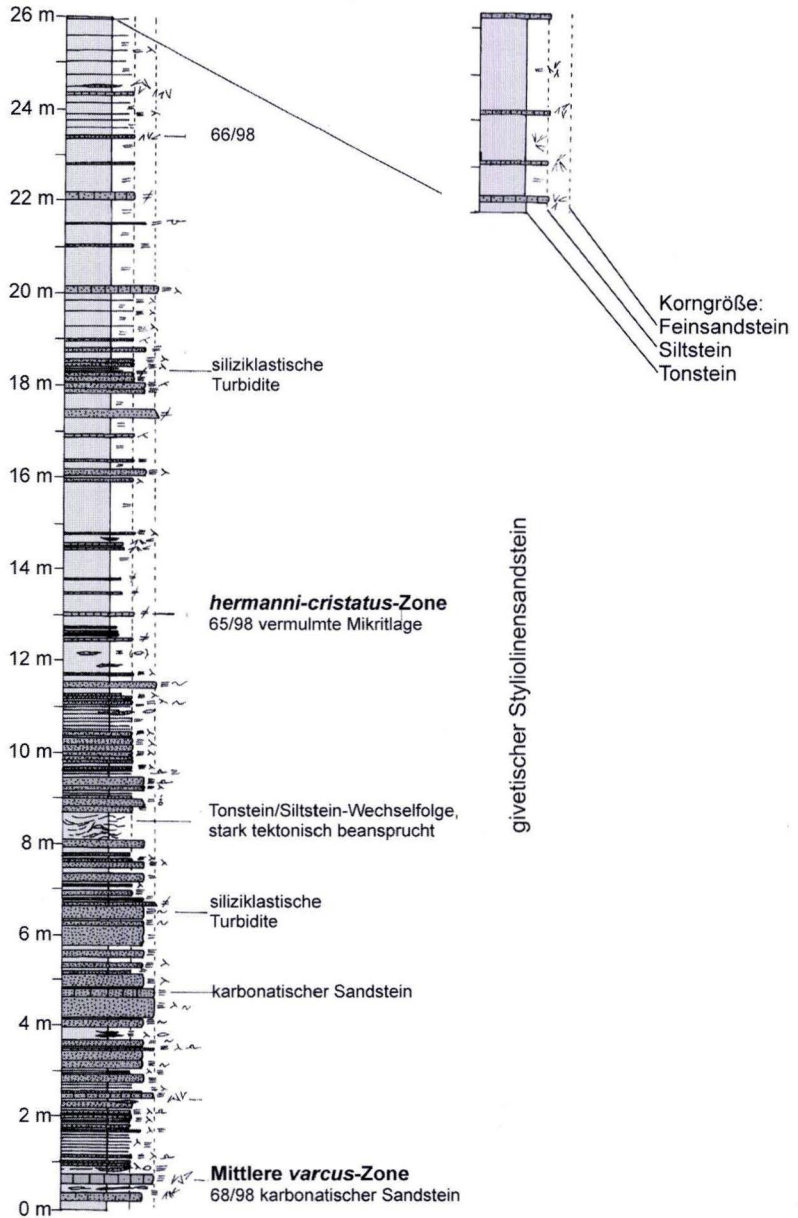


Abb. 40. Profilaufnahme Dotzlar 2, oberer Abschnitt des givetischen Styliolinsandsteins in der Wittgensteiner Mulde.

2.3.2 Givetische Debitvorkommen am Ostsauerländer Hauptsattel

Am Ostrand des Schiefergebirges, im Bereich des Ostsauerländer Hauptsattels, treten innerhalb der Kalkturbiditabfolge der Padberg-Kalke mächtige Debrite auf, die auf die Mittlere *varcus*-Zone datiert werden konnten. Das Gebiet lag während der Givet-Stufe direkt am externen Schelfrand (EDER et al. 1977); die Kalkturbidite der Padberg-Kalke wurden vom nördlich vorgelagerten Briloner Riff geschüttet (STRITZKE 1983, 1989, EDER et al. 1977, 1983). In diesem Bereich kam es während der Givet-Stufe zu einem basaltischen bis intermediären Vulkanismus (Haupt-

Grünstein). In dem südlich anschließenden Beckenbereich der Wittgensteiner Mulde und Waldecker Mulde keilen die riffassozierten Kalkturbidite langsam aus (Profil Willingen, Abb. 37, S. 113–114); Vulkanite des Devons und Karbons fehlen in diesem Beckenbereich.

Im folgenden Teil werden drei bisher nicht bearbeitete Profile im Verbreitungsgebiet der Padberg-Kalke vorgestellt, in denen Slideflow-Debrite der Mittleren *varcus*-Zone aufgeschlossen sind; die größten dabei umgelagerten Komponenten erreichen Kantenlängen von 25 m.

2.3.2.1 Profil Padberg 1 (Abb. 41, S. 125–126)

Lage: Das Profil beginnt im NE bei R 3485110, H 5696575 auf TK 25 Bl. 4518 Madfeld. Das Profil liegt am rechten Diemelufer, etwa 1 km östlich von Padberg.

Erforschungsgeschichte: Bei der geologischen Aufnahme von Bl. 4518 Madfeld durch PAECKELMANN & KÜHNE (1936) wurden an der betreffenden Stelle, die als flachlagernde Mulde gedeutet wurde, eine Schichtfolge von Tentakulitenschiefern mit kalkreicher Hangendschicht kartiert, auf denen Diabase und Schalsteine der Hauptgrünsteindecke lagern. Diese werden von Padberg-Kalk überlagert. Die vorliegende Detailaufnahme wurde im Rahmen der Revisionskartierung des Blattes durchgeführt.

Profilbeschreibung: An einem Steilhang der Diemel sind Gesteine der Mittleren *varcus*-Zone (Givet-Stufe) in einer Mächtigkeit von 60 m aufgeschlossen; die Schichtfolge fällt mit 10–20° nach SE ein. 17–30 m der Abfolge werden von Slideflow-Debriten eingenommen, die Olistholithe aus Metabasalten bis 25 m Kantenlänge führen (Abb. 41, S. 125–126).

Die Profilbasis bildet ein 6–10 m mächtiger Lagergang aus leicht kumulativem Metabasalt mit gut ausgebildetem säuligen Absonderungsgefüge. Er wird von siltigen, styliolinenführenden

Tonsteinen mit Kalkknoten unterlagert (schlecht aufgeschlossen). Im Mittelteil des Lagergangs sind flachelliptische Gasblasen mit einem Längsdurchmesser bis 1 m ausgebildet; randlich ist ein Quarzrasen aus bis 4 cm großen Individuen aufgewachsen, der verbleibende Hohlraum ist mit Sparit gefüllt. Häufig treten Xenolithe aus Padberg-Kalk auf, die die Richtung des säuligen Absonderungsgefüges verändern. Der Metabasalt hat ein intersertales Gefüge aus 150 µm langen polysynthetisch verzwilligten Plagioklasen, der verbleibende Zwickelraum ist mit 20–30 µm großen idiomorphen Erzmineralen, Calcit und Chlorit gefüllt. Serialporpyrisch bis 2 mm treten idiomorphe, z.T. magmatisch gerundete Plagioklaseinsprenglinge auf. Als weitere Einsprenglinge findet man idiomorphe Apatite, Chloritpseudomorphosen nach Olivin und Klinopyroxen. Gelegentlich treten Biotitschüppchen in der Grundmasse auf. Häufig findet man Xenolithe mit kristallographisch orientiertem Reaktionssaum.

Auf den intrusiven Metabasalt folgen nach etwa 1 m Kalkknotenschiefer 12–19 m Padberg-Kalke (riffassozierte Kalkturbidite). Eine Conodontenprobe aus den Kalkknotenschiefern (20/96) bei 95 m lieferte folgende Fauna: *Polygnathus varcus*, *Polygnathus linguiformis* ssp.,

Zahnreihenelemente, Fischzähne, Styliolinen. Die Kalkknotenschiefer werden im NW-Teil des Profils von 10–13 m Padberg-Kalk überlagert, im SE-Teil des Profils sind es etwa 17 m. Es sind dunkelgraue, riffassozierte Kalkturbidite mit Korngrößen im Mittel- bis Grobsandbereich. Aus den Kalkturbiditen konnten Faunen gewonnen werden, die eine Einstufung der Abfolge in die **Mittlere varcus-Zone** erlauben. Probe **18/96**: *Polygnathus linguiformis linguiformis* γ -Morphotyp, *Polygnathus linguiformis linguiformis* δ -Morphotyp, *Polygnathus varcus*, *Polygnathus timorensis*, Zahnreihenelemente, Fischzähne, Styliolinen, Gastropoden. Probe **21/96**: *Polygnathus linguiformis linguiformis* γ -Morphotyp, *Polygnathus linguiformis linguiformis* ? δ -Morphotyp, *Polygnathus varcus*, *Polygnathus timorensis*, *Polygnathus xylus xylus*, *Icriodus difficilis*, Zahnreihenelemente, Fischzähne, Styliolinen.

Erosiv werden die Padberg-Kalke von einem (bzw. mehreren) Slideflow-Debriten überlagert. Die Debrite haben eine Mächtigkeit von 30 m im NW-Teil und 16 m im SE-Teil des Aufschlusses. Die umgelagerten Komponenten sind überwiegend Weichklasten oder angerundete, nur unzureichend zementierte Sedimentgesteine. Die umgelagerten metabasaltischen Komponenten sind angular. Der größte Klast ist ein umgelagerter metabasaltischer Lagergang von 25 m Längsdurchmesser. Das Komponentenspektrum der Slideflow-Debrite umfasst Olistholithe aus intrusivem, leicht kumulativen Metabasalt, Weichklasten aus styliolinenführendem siltigen Tonstein, effusive leicht differenzierte Metabasalte (Taf. 8, Fig. 1), Weichklasten aus Padberg-Kalk, Weichklasten aus siltigem Tonstein mit mikritischen Kalkknoten und basaltische Metavulkaniklastite. Um die Olistholithe hat sich ein Anlagerungsgefüge der kleineren Klasten des Debrits ausgebildet, sie zeigen eine Relativbewegung der großen Komponenten zu der „Debritmatrix“ an.

Petrographisch bauen sich die Komponenten der Debrite wie folgt auf:

Der markanteste Klast ist der große Olistholith aus Metabasalt im NW-Teil des Profils. Er ist

ein Bruchstück eines leicht kumulativen metabasaltischen Lagergangs (Taf. 8., Fig. 3 und 4). Stellenweise ist ein säuliges Absonderungsgefüge ausgebildet; teilweise ist der Metabasalt sehr blasenreich, die Gasblasen haben Durchmesser von 0,5–1 cm. Die Anwesenheit von Biotit weist den Metabasalt als Intrusion aus, die an die Basis angeschweißte Kalkbank als Lagergang. 100 μm (in den blasenführenden Bereichen) bis 500 μm (in den massigen Bereichen) große polysynthetisch verzwilligte Plagioklasleisten bauen ein intersertales Gefüge auf. Häufig sind idiomorphe Erzminerale von 50–100 μm und Biotitschüppchen. Die verbleibende ehemals glasige Grundmasse ist zu Chlorit und Calcit alteriert. Als Einsprenglingsphasen treten mm-große idiomorphe, z.T. magmatisch korrodierte Plagioklase, Klinopyroxene und Calcitpseudomorphosen nach Olivin auf.

Komponentengestützte basaltische Metavulkaniklastite (Taf. 8, Fig. 5) führen sowohl hochaufgeschäumte Pyroklasten als auch blasenarme Pillowrandbruchstücke in einer Matrix aus Mikritschlamm oder sind sparitisch zementiert. Die Vulkaniklasten sind in Calcit, Chlorit und Leukoxen umgewandelt. Als Einsprenglinge führen sie bis 4 mm große Plagioklase, die im Zentrum meist durch Calcit verdrängt sind.

Stellenweise sind isolierte blasenarme metabasaltische Vulkaniklasten häufig. Die Vulkaniklasten zeigen reliktsch ein intersertales Gefüge aus Feldspatleisten und sind in Calcit, Chlorit und Leukoxen umgewandelt.

Klasten aus turbiditischen Kalkareniten (Padberg-Kalk) sind zum Teil im plastischen Zustand umgelagert worden, zum Teil waren sie bei der Umlagerung zementiert (Abb. 42, S. 127). Die Kalkturbidite haben Korngrößen im Fein- bis Grobsandbereich, sind komponentengestützt und sparitisch zementiert (Taf. 8, Fig. 6). Sie bauen sich aus Peloiden, mikritisierten Biogenen, Styliolinen, Bivalvenschalen, Brachiopodenschalen und Foraminiferen auf. Häufig sind Klasten, die sich fast ausschließlich aus Styliolinen mit Hundezahnzement aufbauen. Dieser war vor der Um-

lagerung ausgebildet, da er am Außenrand der Klasten oft abgebrochen ist. Der Sparit hat sich erst nach der Umlagerung gebildet, da Klasten immer von Schalenresten begrenzt werden und nie von Sparitzement.

Tonstein-/Siltstein-Wechselfolgen sind als Weichklasten umgelagert worden. Die Siltlagen führen klastische Quarze, Mikrokline, Plagioklasse und Hellglimmer. Häufig kommen in den Weichklasten Styliolinen mit kurzem Hundezahnzement vor.

Die schlierigen Tonstein/Siltstein-Weichklasten führen mikritische Kalkknoten, die bei der Umlagerung schon zementiert waren. Diese treten häufig isoliert auf oder sie sind von einer schlierigen Ton/Silt-Matrix umgeben. Die Mikrite

2.3.2.2 Profil Padberg 2 (Abb. 43, S. 128)

Lage: Bei R 3485850, H 5697180, TK 25 Bl. 4518 Madfeld. Das Profil liegt etwa 1,7 km östlich von Padberg am rechten Diemelufer auf Höhe des Diemelwehrs. An einem Waldweg und unterhalb des Weges bis hinab zum Wehr sind Kalkknotenschiefer, Padberg-Kalke und effusive und intrusive Metabasalte der Givet-Stufe aufgeschlossen.

Erforschungsgeschichte: Von PAECKELMANN & KÜHNE (1936) wurden in diesem Bereich oberdevonische Flinzkalke und Diabas kartiert. Dabei wurde von ihnen der givetische Padberg-Kalk als Adorf-Kalk fehlinterpretiert. Die vorliegende Profilaunahme wurde im Rahmen der Revisionskartierung von Bl. 4815 Madfeld bearbeitet.

Profilbeschreibung: In dem Profil sind Silt-Tonsteine mit mikritischen Kalkknoten, riffassoziierte Kalkturbidite (Padberg-Kalk) und intrusive und effusive Metabasalte der Givet-Stufe aufgeschlossen (Abb. 43). Das Profil entspricht dem stratigraphischen Niveau von Profil Padberg 1. Durch submarine Hangrutschung und die basaltischen Intrusionen ist das Schichtgefüge der noch weichen Sedimente plastisch deformiert wurden; Übergänge zu Slideflow-Debriten sind

führen Brachiopodenschalen, Styliolinen, Gastropoden, agglutinierende Foraminiferen, klastische Quarze und Feldspäte bis 60 µm. Als Biogene kommen isolierte Styliolinen, Conodonten (*Polygnathus linguiformis* in Schliff 17/96-2) und Peloide vor.

Die Debrite werden von Ton-/Siltsteinen überlagert (ca. 5–7 m), dann folgen wieder die Kalkturbidite der Padberg-Kalke. Die Probe **27/96** lieferte folgende Conodontenfauna, die in einen Zeitraum von der *varcus*-Zone bis tiefste Frühe *hermanni-cristatus*-Zone datiert werden konnte: *Polygnathus linguiformis linguiformis* γ-Morphotyp, *Polygnathus varcus*, *Polygnathus timorensis*, Zahnreihenelemente, Styliolinen, Tentaculiten, Ostracoden, Gastropoden und Echinidenstacheln.

ausgebildet. Die Schichtfolge ist spezialgefaltet, im NW ist innerhalb der Kalkknotenschiefer unterhalb des Weges ein Sattelkern aufgeschlossen; der effusive Metabasalt mit den unterlagernden Bänken aus Padberg-Kalk zeichnet am Weg im SE eine Muldenstruktur nach.

Bis Profilmeter 6 des ersten Anschnittes am Weg sind gerutschte Kalkknotenschiefer mit Weichklasten aus Padberg-Kalk aufgeschlossen (beginnender Slideflow-Debrit). Der Debrit ist wie folgt aufgebaut (**43/96**): Wichtige Komponenten sind überwiegend aus Styliolinen bestehende turbiditische Kalkarenite, die Peloide, Echinodermenschutt, Bivalven und Brachiopoden führen. Vor der Umlagerung ist eine Hundezahnzementation der Styliolinen ausgebildet gewesen, der verbleibende Zwickelraum ist nach der Umlagerung sparitisch zementiert worden. Mikritische Kalkknoten werden von pelitisch-mikritischem Material umgeben, das Rutschfalten zeigt. Sie führen klastische Quarze bis 50 µm und Styliolinen. Die „Matrix“ des Slideflow-Debrits wird aus mikritisch zementierten silttonigem Material aufgebaut, das eine Bänderung durch wechselnden organischen Gehalt anzeigt. Es führt zahlreiche Styliolinen.

Darauf folgt im SE eine 2,3 m mächtige Intrusion aus leicht kumulativem Metabasalt; der unterlagernde Tonstein zeigt deutlich plastische Deformationen. Am Top der Intrusion sind Apophysen (keine Pillows) in den Kalkknotenschiefer eingedrungen. Der Metabasalt ist sehr blasenreich, ein oberflächenparalleles Absonderungsgefüge ist angedeutet. Petrographisch gleicht er den Metabasalten im Profil Padberg 1.

Überlagert wird die Intrusion von 2–3 m gerutschten Kalkknotenschiefern mit einer 20 cm mächtigen Padberg-Kalkbank im oberen Teil. Der Kalkknotenschiefer ist mittelgrau, die Kalkknoten sind in schichtparallelen Lagen angeordnet. In diese Folge ist eine kleine metabasaltische Intrusion eingedrungen mit langen, lagergangartigen Apophysen. Das Schichtgefüge der Kalkknotenschiefer und die Kalkbank sind in Form einer großen „teepee“-Struktur deformiert und werden am Top von einer 1 m mächtigen Folge aus normal gelagertem Padberg-Kalk gekappt.

Die „diskordant“ überlagernden Padberg-Kalke sind etwa 1 m mächtig und bestehen aus mehreren Einzelbänken. Sie sind gefrittet und werden von einem 2–5 m mächtigen Lavastrom aus leicht kumulativem effusivem Metabasalt direkt überlagert, der zu einer flachen Muldenstruktur gefaltet ist. Der erosive Kontakt der Padberg-Kalke zu den unterlagernden gerutschten Kalkknotenschiefern kann durch ein gravitatives Gleiten des Metabasalt über den Kalkknotenschiefer entstanden sein. Der obere Teil des Lavastroms hat Pillow-Strukturen ausgebildet. Bei Profilmeter 35 wurden die den Metabasalt unterlagernden Padberg-Kalke beprobt (44/96): Einzelne Lagen aus Kalkarenit wechseln mit pelitischen Lagen, in die zum Teil große mikritische Kalkknoten eingebettet sind. Die turbiditi-

schen Kalkarenite zeigen Gradierung, Parallelschichtung, Schrägschichtung und slumping-Strukturen. Die Abfolge ist plastisch deformiert, zeigt Rutschfalten und „ball and pillow“ Strukturen. Die mikritischen Lagen führen Styliolinen, Echinodermereste und unterschiedlich große Mengen an pelitischem Material. Die turbiditischen Kalkarenite bauen sich aus Peloiden, Styliolinen mit zum Teil mikritisierten Schalen, Echinodermenschutt und mikritisierten Schalenresten auf; sie sind mikrosparitisch zementiert.

Überlagert wird der effusive Metabasalt von Kalkknotenschiefern, die keine Schichtung erkennen lassen. In die Schiefer sind pillowartige Metabasalt-Apophysen eingedrungen. Vermutlich hatte sich die Lava nicht nur auf dem Meeresboden, sondern auch innerhalb des unverfestigten Tonschlammes der oberen Schichten bewegt.

Im Anschnitt unterhalb des Weges ist der Sattelkern der NW-vergenten Spezialfalte aufgeschlossen. Die NW-Flanke wird von effusivem Metabasalt gebildet, der von einem Debrüt aus gerutschtem Kalkknotenschiefer unterlagert wird. Der Sattelkern ist teilweise gestört, nur die Kalkknotenschiefer im Zentrum zeichnen den Sattelkern nach.

Die Kalkknotenschiefer sind mittelgrau, die Kalkknoten in Lagen angereichert. Ihre aufgeschlossene Mächtigkeit beträgt an der SE-Flanke etwa 4 m, im oberen Teil der Kalkknotenschiefer tritt eine 20 cm mächtige Bank aus Padberg-Kalk auf.

Der 3. Aufschluss befindet sich direkt neben dem Diemelwehr, dort sind am Hang Teile der NW-Flanke der Spezialfalte aufgeschlossen. Angeschnitten ist eine Abfolge von effusivem und intrusivem Metabasalten, Debrüten aus Kalkknotenschiefer, Kalkknotenschiefer und Padberg-Kalk.

NE

Profil Padberg 1
 Profilbeginn bei R 3485110 H 5696570
 Blatt 4518 Madfeld
 Aufnahme Juli 1996

SW

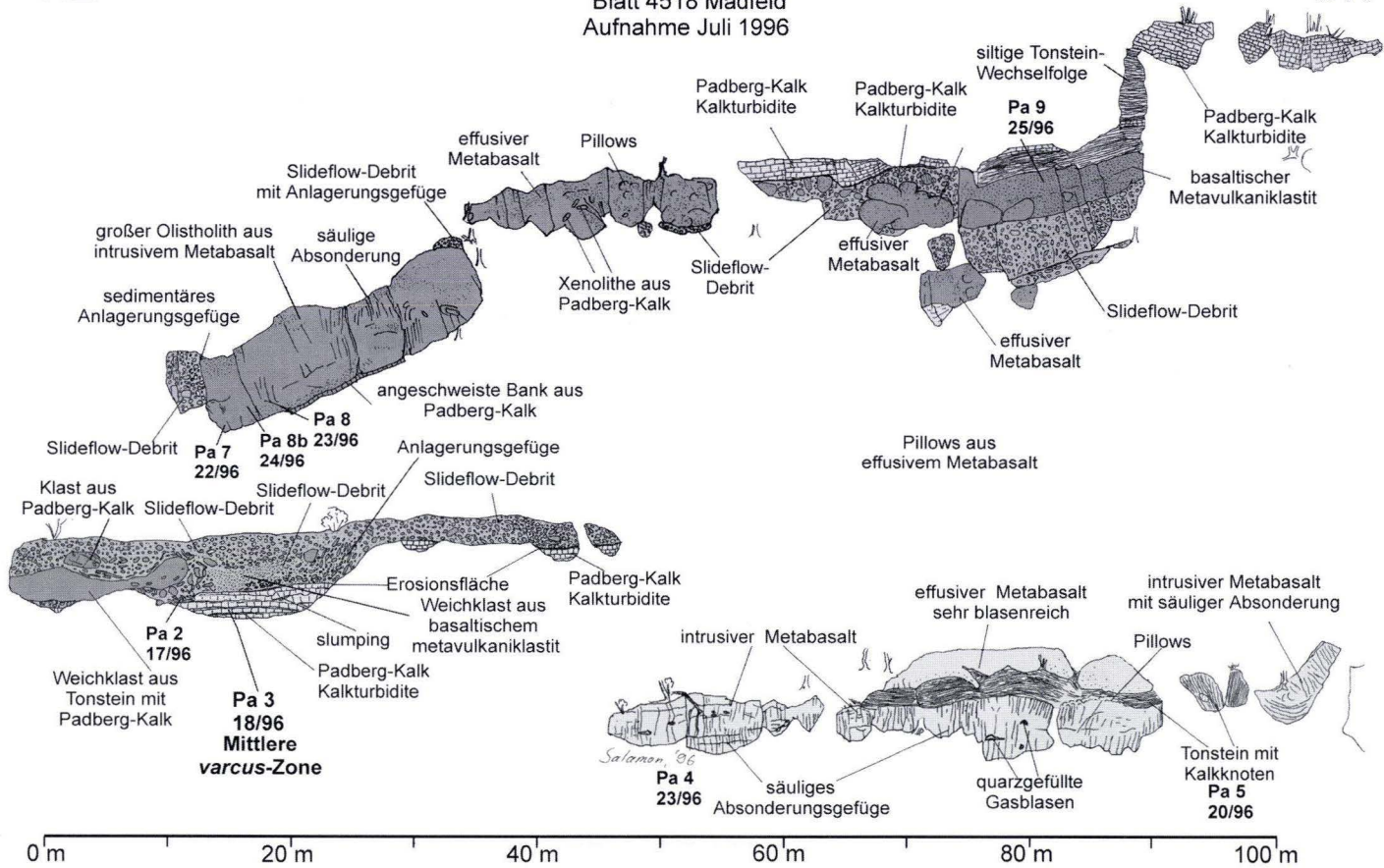
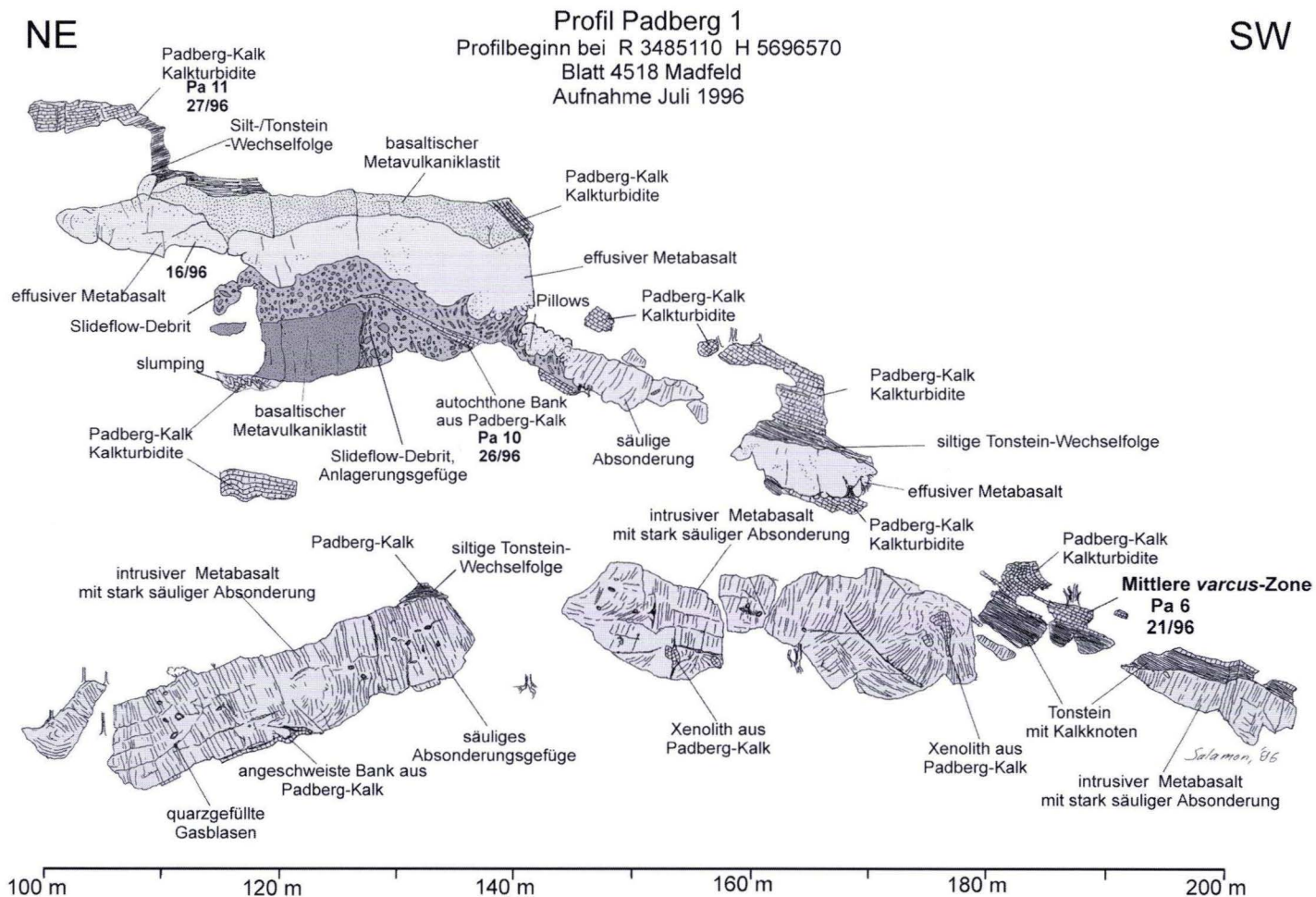


Abb. 41. Profilaufnahme Padberg 1, mächtige Debitre in givetischen Gesteinen des Ostsauerländer Hauptsattels.



Fortsetzung Abb. 41. Profilaufnahme Padberg 1, mächtige Debrite in givetischen Gesteinen des Ostsauerländer Hauptsattels.

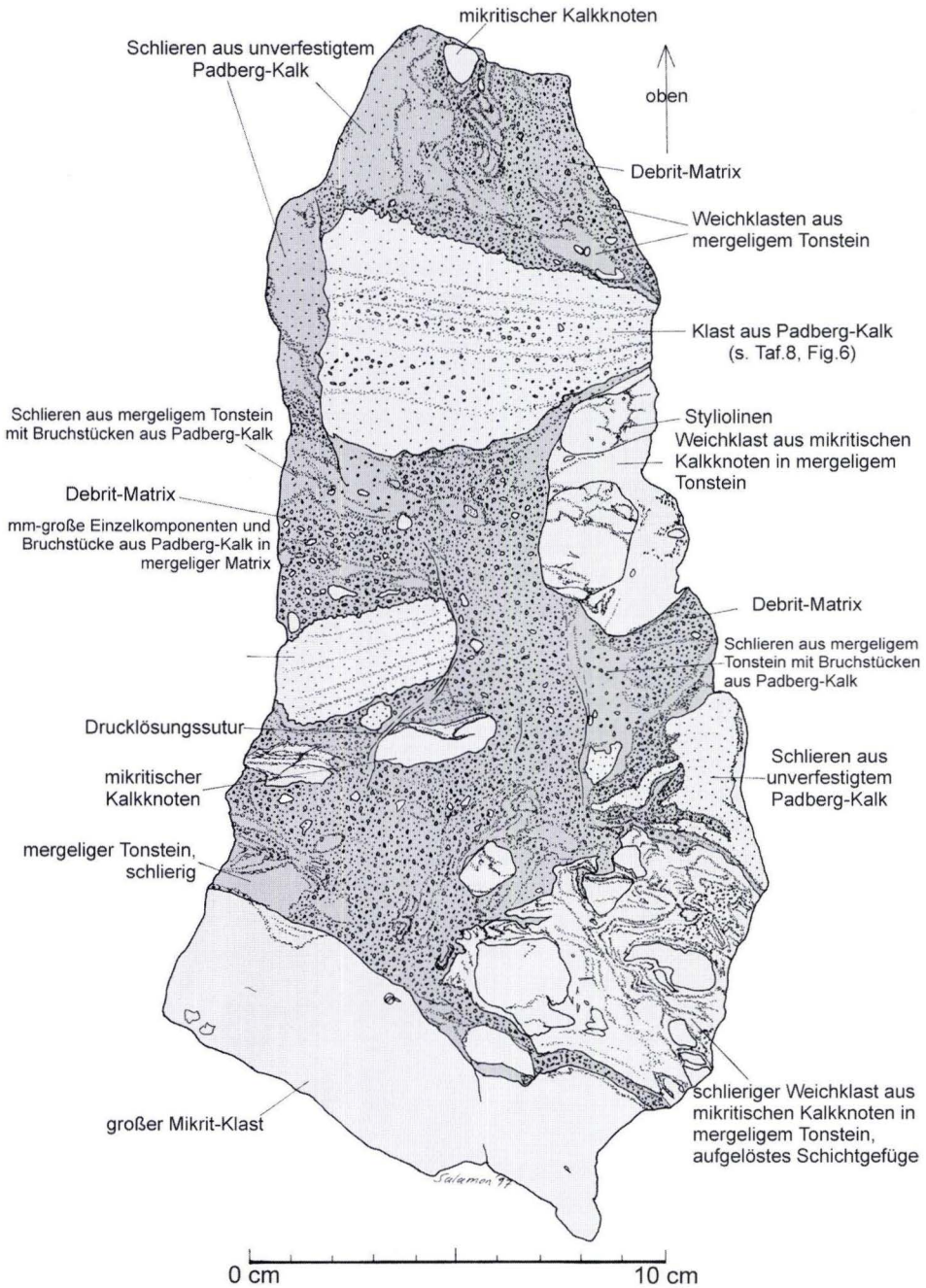


Abb. 42. Aufbau der Slideflow-Debitre im Profil Padberg 1 (Probe 17/96b, Profilmeter 12).

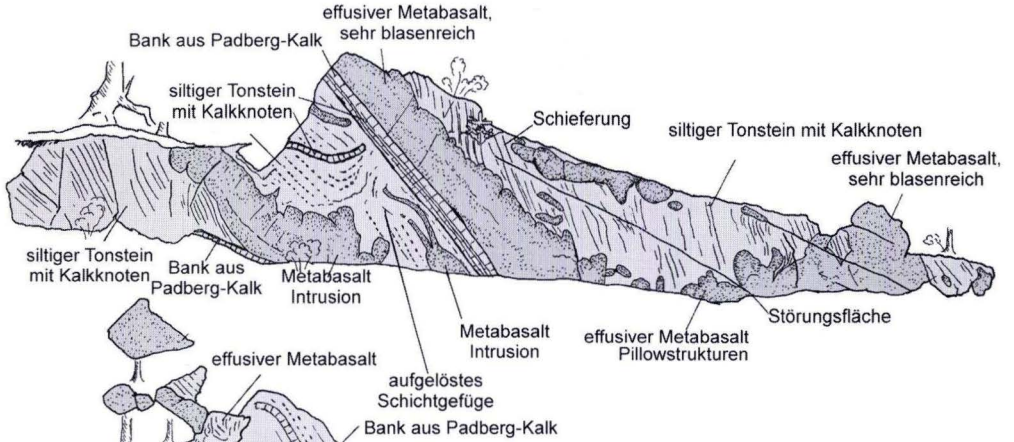
Profil Padberg 2

R 3485850 H 5697180, Blatt 4518 Madfeld, Aufnahme Juli 1996

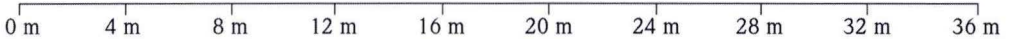
NW

SE

Aufschluss am Weg



Aufschluss unterhalb des Weges



Aufschluss am Diemelwehr

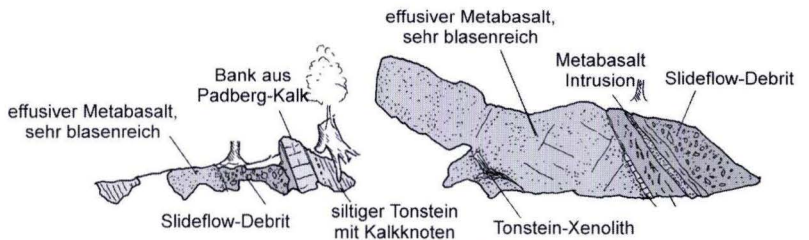


Abb. 43. Profilaufnahme Padberg 2, beginnende Bildung von Slideflow-Debriten in givetischen Gesteinen des Ostsauerländer Hauptsattels.

2.3.2.3 Profil Padberg 3 (Abb. 45, S. 131)

Lage: Bei R 3484610, H 5696110, TK 25 Bl. 4518 Madfeld, etwa 1 km südöstlich der Ortsmitte von Padberg. Von der Landstraße L 716 zwischen Padberg und Adorf zweigen 700 m hinter dem Ortsausgang Padberg zwei Fahrwege nach Süden ab. Das Profil befindet sich oberhalb des oberen Weges (der zu einem großen Diabasbruch führt). Nach etwa 350 m macht der Weg eine Biegung nach Westen, in der Kurve sind

Klippen aus Metabasalt aufgeschlossen. Das Profil befindet sich oberhalb dieser Klippen am Berghang; der fast senkrecht stehende Metabasalt-Lagergang, der auch die Klippen am Weg aufbaut, bildet die Profilbasis.

Erforschungsgeschichte: Bei der geologischen Aufnahme von Bl. 4518 Madfeld durch PAECKELMANN & KÜHNE (1936) wurden hier Flinzkalke und Grünstein kartiert.

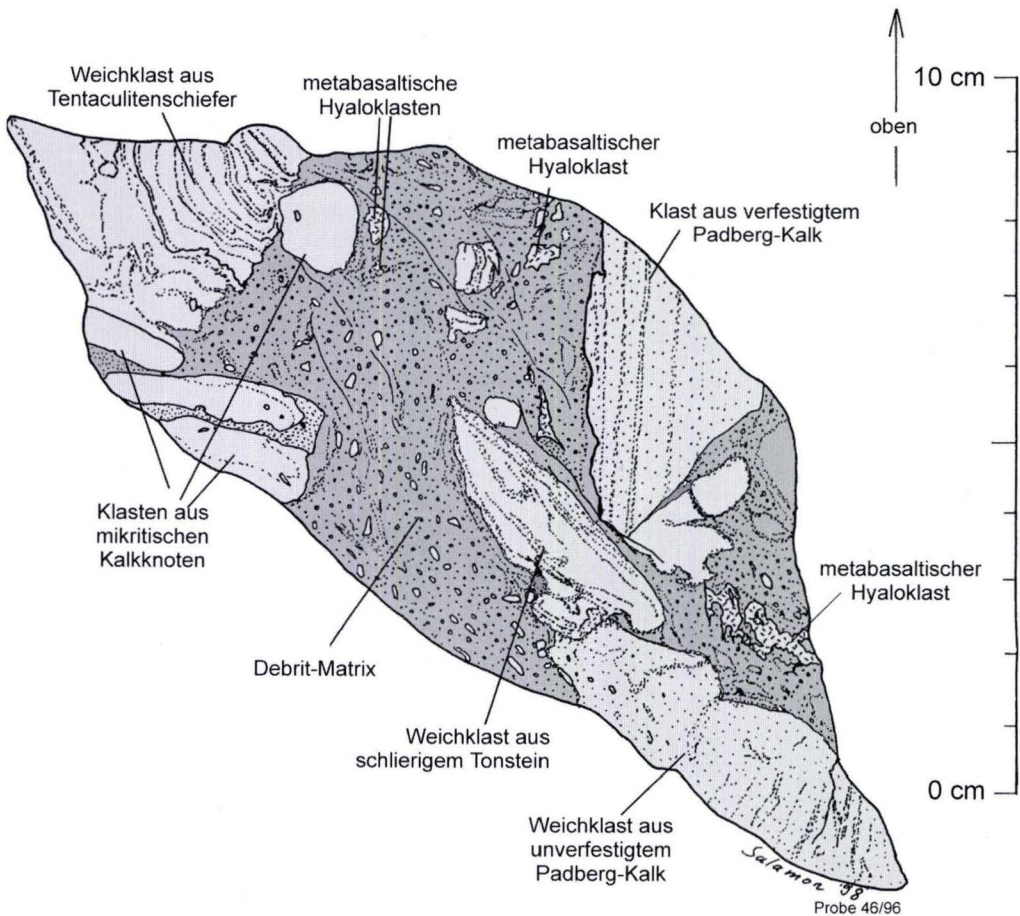


Abb. 44. Handstück aus Debrit in Profil Padberg 3, Probe 46/96 bei Profilmeter 16.

Profilbeschreibung: Die Schichtfolge steht sehr steil, im SE-Teil des Profils lagern die Schichten überkippt und fallen mit 75–80° nach SE ein. Im nordwestlichen Teilabschnitt lagern die Schichten normal und fallen mit 65–85° nach NW ein. Das Profil liegt auf der steil stehenden NW-Flanke des Messinghäuser-Sattels. Aufgeschlossen ist das gleiche stratigraphische Niveau wie in dem auf der SE-Flanke des Messinghäuser-Sattels liegenden Profil Padberg 1. Bei dem Metabasalt-Lagergang handelt es sich um das gleiche Vorkommen wie an der Profilbasis von Padberg 1.

Das Profil schließt die Basis und den unteren Teil der Padberg-Kalke auf (riffassozierte Kalkturbidite), in die sich geringmächtige Debrite, basaltische Metaepiklastite und Metahyaloklastite und epiklastische turbiditische Sand- und Siltsteine einschalten (Abb. 45, S. 131). Mit dem Profilende setzen die Kalkturbidite der Padberg-Kalke wieder ein. Das Profil dokumentiert die distalen Äquivalente der mächtigen Slideflow-Debrite von Profil Padberg 1.

Auf den intrusiven Metabasalt an der Profilbasis folgen geschieferte Tonsteine mit vereinzelt Einschaltungen von Kalkturbiditen (Padberg-Kalk); nach etwa 2 m schaltet sich ein geringmächtiger, blasenreicher effusiver Metabasalt ein, der schöne Pillow-Strukturen zeigt. Er wird von 0–100 cm Tonstein mit Kalkturbiditeinschaltungen überlagert, die das durch die Pillows entstandene Relief ausgleichen. Es folgen 4,5 m Padberg-Kalke, die einzelnen Turbidite haben Mächtigkeiten von 5–20 cm und sind meist deutlich gradiert. Sie werden von einer

50 cm mächtigen Lage eines basaltischen epiklastischen Turbidits und einem 2 m mächtigen basaltischen Metahyaloklastit überlagert. Es folgt ein 4 m mächtiger, matrixgestützter Debrit, der sich schichtparallel in die Folge einschaltet (46/96, Abb. 44, S. 129). Das Komponentenspektrum baut sich aus Weichklasten aus mikritischen Kalk, Weichklasten aus Tonstein-/Siltstein-Wechselfolgen, calcitisierten metabasaltischen Pyroklasten, basaltischen Metahyaloklasten, Intraklasten aus matrixgestütztem Debrit mit Pelitmatrix und basaltischen Metavulkaniklasten auf (Taf. 8, Fig. 2). Der Debrit wird von 1 m geschiefertem Tonstein mit 3–10 cm mächtigen epiklastischen Turbiditbänken überlagert. Ein zweiter, 1 m mächtiger, matrixgestützter Debrit wird von einer 7,5 m mächtigen, geschieferten Abfolge aus Tonsteinen und turbiditischen epiklastischen Asche-/Lapillituffen überlagert, in die sich drei Bänke aus Padberg-Kalk einschalten, die einen relativ hohen Anteil an basaltischen Metavulkaniklasten haben. Die metavulkaniklastischen Turbidite (Dünnschliffe 33/98) werden überwiegend aus calcitisierten hochaufgeschäumten metabasaltischen Pyroklasten aufgebaut. Daneben treten Klasten einer Tonstein-/Siltstein-Wechselfolge, einige Mikritgerölle, Styliolinen und Echinodermenreste auf. Zum Hangenden wird die Folge von Padberg-Kalken überlagert, deren vulkaniklastischer Anteil schnell zurückgeht. Die Kalkturbidite (Dünnschliffe 32/98) führen Echinodermenschutt, Peloide, Styliolinen, Bivalvenreste, Tonsteinklasten, Mikritgerölle und zahlreiche chloritisierte metabasaltische Pyroklasten.

Profil Padberg 3
 Profilmitte bei R 3484610 H 5696110
 Blatt 4518 Madfeld
 Aufnahme März 1998

NW

SE

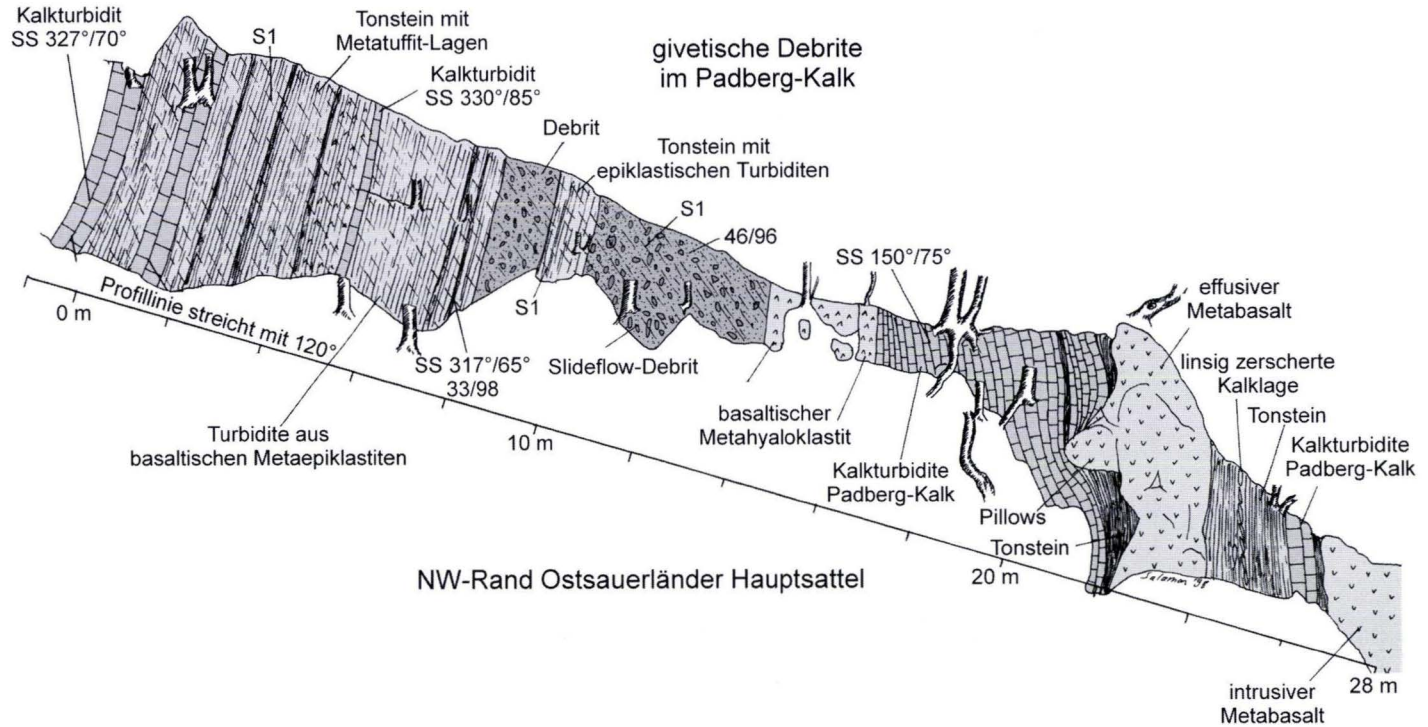


Abb. 45. Profilaufnahme Padberg 3, distale Debritle in givetischen Gesteinen des Ostsauerländer Hauptsattels.

3. Analyse der Geländebefunde

3.1 Komponentenspektrum der Lahn-Dill-Olisthostrome

Das Komponentenspektrum der givetischen Olisthostrome im Lahn-Dill-Gebiet wird von resedimentierten Geröllen und Olistholithen aus siliziklastischen, regional verbreiteten Sedimentgesteinen und metarhyolithischen Vulkaniten dominiert (Tab. 4, S. 133). Die ältesten Komponenten gehören in die frühe Ems-Stufe, die jüngsten in die Givet-Stufe, jüngere Komponenten als Mittlere *varcus*-Zone konnten nicht nachgewiesen werden. Daneben treten zahlreiche Klaster basaltischer bis saurer Metavulkanite und Metavulkaniklastite, riffsassozierte Kalke der Givet-Stufe und umgelagerte Schollen aus Herzynkalken der Ems- und Eifel-Stufe auf. Das Komponentenspektrum der Daberg-Formation (Lahn-Mulde) ist bei den zu Geröllen aufgearbeiteten Komponenten identisch mit dem der Uebernthal-Formation (Dill-Mulde). Bei den Olistholithen fehlen in der Lahn-Mulde die Herzynkalken der Bickener Schuppe und die Gleitschollen aus styliolinenführenden Tonstein-/Siltstein-/Feinsandstein-Wechselfolgen des Mitteldevons.

Eine zeitliche Veränderung des Komponentenspektrums ist nicht zu beobachten. Schon die basalen Debrite in der Mittleren *varcus*-Zone führen die ältesten nachgewiesenen Komponenten, Sandstein-Gerölle der frühen Ems-Stufe. Daraus lässt sich ableiten, dass zur Zeit der Entstehung der heute überlieferten Resedimente im Liefergebiet schon die maximale Erosionsbasis erreicht war. Der Zeitraum der Hebung eines beckeninternen Liefergebietes bis in den Wellenbereich und die Erosion einer 500 m mächtigen Sedimentsäule hat demnach innerhalb der Mittleren *varcus*-Zone stattgefunden.

3.1.1 Metabasaltische Komponenten

Die Debrite der Daberg-Formation und der Uebernthal-Formation führen ein breites Spektrum metabasaltischer Komponenten der Givet-

Qualitativ führen alle Debrite das gleiche Hintergrund-Komponentenspektrum, die quantitativen Anteile einzelner Komponenten sind aber von Debritlet zu Debritlet sehr verschieden. In Slideflow-Debritleten dominieren meist Unterdevon-Gesteinsschollen; viskoplastische Debritlete haben einen stark schwankenden Anteil überwiegend metarhyolithischer Vulkaniklasten, die einen gleichzeitigen rhyolithischen Vulkanismus belegen. Gegen Ende der Givet-Stufe nahm quantitativ der Anteil an metatrachytischen Geröllen in den Debritleten und Turbiditen zu. Die tiefoberdevonischen epiklastischen Turbidite der Dillenburg-Formation werden von metatrachytischen Klasteren dominiert.

Das Hintergrund-Komponentenspektrum der Daberg-Formation und der Uebernthal-Formation ist identisch. Zusätzlich führt die Uebernthal-Formation Schollen aus Herzynkalken, wie sie in der Bickener Schuppe autochthon vorkommen. Die Klasteren wurden vermutlich regional beim Transport der Debritlete aufgenommen, rutschten durch Unterschneidung von Tiefschwellen ab, oder wurden durch ähnliche Prozesse in die Debritlete eingebettet. Sie stammen nicht aus dem Liefergebiet für das gemeinsame Hintergrund-Komponentenspektrum. Dort wurde gleichzeitig zu den Herzynkalken klastisches Unterdevon sedimentiert, wie die umgelagerten Ems-Schollen belegen.

Das scheinbar reduzierte Komponentenspektrum in den Profilen Weibachtal, Kläranlage Uebernthal und Probach ist auf die geringere Beprobung zurückzuführen. Eine Liste aller untersuchten Proben ist SALAMON (2002) zu entnehmen.

Adorf-Phase, wie sie autochthon ab der Mittleren *varcus*-Zone im Lahn-Dill-Gebiet, besonders in der zentralen Lahn-Mulde, gefördert wurden (NESBOR

Tab. 4. Komponentenspektrum der Debrite im Lahn-Dill-Gebiet.

Komponentenspektrum		Profil		Dill-Mulde										Lahn-Mulde									
				Proximalfazies					Distalfazies					Proxi- mal		Distal							
				Edingen	Burgberg Bicken	Bicken	Uebernthal	Sonnberg	Weibachtal	Günterod 1	Eisenberg	Kläranlage Uebernthal	Kisselberg	Bohrung Hartenrod	Bohrung Bottenhorn	Mornshausen	Dusenberg	Buchenau	Obershausen	Probach	Finsterer Grund	Bahneinschnitt Ulm	Ulm 2
Metabasalte	Metabasalte	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•			
	Hyaloklasten	•	•	•	•	•	•	•		•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•			
	Pyroklasten		•	•	•	•		•		•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•			
	Pyroklastite		•	•		•			•				•		•	•	•		•	•			
	Andere Vulkaniklastite		•	•						•			•		•	•			•	•			
	Metatrachyte	•	•	•			•		•				•	•	•		•	•	•	•			
Meta- rhyolithe	Quarzpflaster-Matrix	•	•	•	•	•		•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•			
	mit Leukoxen-Matrix							•								•							
	Calcitisiert/chloritisiert		•	•		•		•	•			•											
	Pyroklasten		•	•				•					•										
	Ems-Porphryoid		•	•	•		•	•			•	•		•	•	•	•		•	•			
	Ems-Sandsteine		•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•			
	Mitteldevonische Tonsteine	•	•	•		•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		•	•	•			
Karbonate	Riffschuttkalke	•	•	•	•		•			•		•		•		•	•	•	•	•			
	Lagunäre Kalke																		•				
	Riffdetritus	•	•	•	•		•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•			
	Herzynkalke		•	•		•			•	•				•					•	•			
	Mikritische Kalkknoten		•	•					•	•				•					•	•			
	Styliolinenbiosparite																						
	Barytvererzungen		•																				
	Intraklasten		•	•			•							•		•		•	•	•			

et al. 1993 und Kap. 2.2.2.3). Überwiegend treten leicht differenzierte Metabasalte und die dazugehörigen Metavulkaniklastite auf, untergeordnet sind leicht kumulative Metabasalte im Komponentenspektrum vertreten. Als Besonderheit tritt im Profil Bahneinschnitt Ulm ein Geröll aus

kumulativem Pyroxenit auf, der aus Differenziation in einer Magmakammer hervorgegangen ist.

In den Resedimenten des Givetiums kommen zahlreiche vulkanische Klasten vor, die sich aus primären Fragmentierungsprozessen im Zusammenhang mit dem Vulkanismus der Givet-

Adorf-Phase ableiten lassen (Tab. 1). Häufig sind auch schon zementierte vulkaniklastische Gesteine der Givet-Adorf-Phase wieder aufgearbei-

tet und umgelagert worden, diese ihrerseits können wiederum aufgearbeitete Gerölle älterer Vulkaniklastite führen.

3.1.1.1 Xenolithischer Pyroxenit

Petrographie: Der Pyroxenit (Taf. 1, Fig. 1) wird aus 2–6 mm großen, hypidiomorphen bis xenomorphen Klinopyroxenen aufgebaut. Spaltbarkeiten sind gut ausgebildet, Verzwilligungen fehlen. In den wenigen Zwickelräumen sind Calcitpseudomorphosen nach Olivin ausgebildet. Dabei wird ein Netzwerk aus Sprüngen, von denen ausgehend Serpentinisierung stattgefunden hat, durch den Calcit nachgezeichnet. Weitere Minerale fehlen, in einigen Zerrklüften ist Faserquarz ausgebildet. Geochemische Untersuchungen (freundl. mündl. Mitteilung Hr. NESBOR, HLU) erbrachten eine nickelarme Zusammensetzung der Pyroxene, was für ein Kumulatgestein aus einer basaltischen Magmakammer sprechen würde.

Vorkommen: Ein 20 cm großes Geröll aus Pyroxenit (Probe **7/97**) wurde im Profil Bahneinschnitt Ulm (Kap. 2.2.2.1) gefunden.

3.1.1.2 Leicht differenzierte Metabasalte

Petrographie: Die leicht differenzierten Metabasalte (Taf. 1, Fig. 3) haben ein aphyrisches oder serial porphyrisches Gefüge. Die Grundmasse wird aus einem intersertalen Gefüge aus Plagioklasleisten aufgebaut; gelegentlich ist auch eine subparallele Einregelung der Feldspäte ausgebildet. Als Einsprenglinge treten albitisierte, idiomorphe Plagioklase auf, gelegentlich auch Chloritpseudomorphosen nach Pyroxen. Die Plagioklase werden im Zentrum häufig durch Calcit

Stratigraphische Einstufung: Der Debrit, in dem das Geröll gefunden wurde, wird von Kalkknotenschiefern der tiefen Späten *varcus*-Zone unterlagert. Der Pyroxenit muss demnach gleichalt oder älter sein. Metabasaltischer Vulkanismus der Givet-Adorf-Phase setzte in der Mittleren *varcus*-Zone ein (NESBOR et al. 1993).

Liefergebiet: Pyroxenite der Givet-Adorf-Phase sind bisher nicht beschrieben worden. Wahrscheinlich handelt es sich bei dem Fund um einen umgelagerten Xenolith des basaltischen Vulkanismus im Lahn-Dill-Gebiet. Der Pyroxenit kann durch Absaigerungsprozesse innerhalb einer Magmakammer entstanden sein, dafür spricht auch der geochemische Befund.

verdrängt. Neben den Plagioklasen, die häufig durch Calcit und Chlorit ersetzt werden, tritt in der Grundmasse Magnetit auf; der Interpartikelraum ist chloritgefüllt.

Vorkommen: In allen Profilen der Daberg- und der Uebernthal-Formation.

Stratigraphische Einstufung: Metabasalte der Givet-Adorf-Phase, älteste Metabasalte treten ab der Mittleren *varcus*-Zone auf.

Liefergebiet: Lahn-Dill-Gebiet.

3.1.1.3 Metabasaltische Hyaloklasten

Petrographie: Die Hyaloklasten erreichen einen Durchmesser von einigen cm, ihr Umriss ist angular, sie sind aus Granulationsvorgängen beim Kontakt Lava-Meerwasser entstanden, wobei die

ursprünglich glasige Grundmasse der Hyaloklasten zu Leukoxen, Chlorit und Opakmineralen alteriert wurde. In diese Grundmasse sind serialporphyrisch Leisten aus albitisierten Plagioklasen

eingebettet. Gasblasen treten nur vereinzelt auf, meist ist randlich ein dünner Saum aus Chlorit-sphärolithen aufgewachsen und der verbleibende Blasenraum mit sparitischem Calcit gefüllt. Die Hyaloklasten gehen in tachylitische Pillow-Randbruchstücke über, die aus Chlorit und feinsten Opakmineral-Leisten bestehen (Taf. 1, Fig. 4).

3.1.1.4 Metabasaltische Pyroklasten

Petrographie: Metabasaltische Pyroklasten erreichen Durchmesser von einigen mm bis etwa 1 cm und haben meist einen länglichen, fetzenartigen Umriss. Die Klasten sind hoch aufgeschäumt, die Gasblasen häufig zu Blasenschläuchen gelängt, die ehemals glasige Grundmasse ist durch Calcit oder Chlorit verdrängt. Die Blasenränder werden durch einen dünnen Leukoxensaum nachgezeichnet, Blaseninnenräume sind mit Chlorit oder Calcit gefüllt (Taf. 1, Fig. 7). Als Einsprenglinge treten vereinzelt große idio-

3.1.1.5 Basaltische Metapyroklastite

Petrographie: Häufig treten möglicherweise autochthone basaltische Metapyroklastite innerhalb der Uebernthal-Formation auf. Klasten aus zementierten und umgelagerten basaltischen Metapyroklastiten wurden in vielen Profilen der Daberg- und Uebernthal-Formation gefunden. Sie haben Durchmesser von einigen cm bis einigen m und sind angular bis gerundet. Die Metapyroklastite sind sparitisch zementierte Lapillituffe, die fast ausschließlich aus hochaufgeschäumten metabasaltischen Pyroklasten aufgebaut werden, daneben treten einige metabasaltische Pillowrandbruchstücke und in den Interpartikelräumen gelegentlich Styliolinen auf. Das Gefüge ist komponentengestützt; teilweise wurden die Pyroklasten vor der Zementation kompaktiert. Die ehemals glasige Grundmasse der Pyroklasten ist in Chlorit und/oder Calcit umgewandelt. Die Pyroklasten sind hochaufgeschäumt, häufig haben sie zu Blasenschläuchen gelängte Gasblasen. In den Pyroklasten treten bis 3 mm

Vorkommen: In allen Profilen der Daberg- und der Uebernthal-Formation.

Stratigraphische Einstufung: Metabasalte der Givet-Adorf-Phase, älteste Metabasalte treten ab der Mittleren *varcus*-Zone auf.

Liefergebiet: Lahn-Dill-Gebiet.

idiomorphe albitisierte Plagioklasse auf, die chloritisierte Schmelzeinschlüsse führen können. In einigen Schlifften wurden auch säulige Apatiteinsprenglinge gefunden.

Vorkommen: In allen Profilen der Daberg- und der Uebernthal-Formation.

Stratigraphische Einstufung: Metabasalte der Givet-Adorf-Phase, älteste Metabasalte sind ab der Mittleren *varcus*-Zone nachgewiesen (Kap. 2.2.2.3).

Liefergebiet: Lahn-Dill-Gebiet.

große idiomorphe bis magmatisch gerundete oder korrodierte Feldspateinsprenglinge auf. Sie sind albitisiert und zeigen meist eine reliktitisch erhaltene polysynthetische Verzwilligung.

Vorkommen: Möglicherweise autochthone Pyroklastite treten in folgenden Profilen auf: Burgberg Bicken, Weibachtal, Blätterwand und Bohrung Günterod 1. Klasten aus metabasaltischen Pyroklastiten treten in den meisten Profilen der Daberg- und Uebernthal-Formation auf: Finsterer Grund, Bahneinschnitt Ulm, Probbach 1, Bicken 1, Burgberg Bicken, Bohrung Hartenrod 3, Bohrung Bottenhorn 1 und Mornshausen.

Stratigraphische Einstufung: Metabasalte der Givet-Adorf-Phase, älteste Metabasalte treten ab der Mittleren *varcus*-Zone auf.

Liefergebiet: Lahn-Dill-Gebiet, aus dem Westen oder Süden. Die basaltischen Metavulkaniklastite keilen in der Dill-Mulde auf Bl. Oberscheld nach NE aus (NESBOR et al. 1993).

3.1.1.6 Andere basaltische Metavulkaniklastite

Neben Klusten aus basaltischen Metapyroklastiten treten Gerölle aus sparitisch zementierten metabasaltischen Aschentuffen auf (Taf. 1, Fig. 5). Das Gefüge ist locker komponentengestützt und wird ausschließlich aus Y-förmigen ehemaligen Glasshards aufgebaut, die zu Chlorit oder Leukoxen alteriert sind. Sie kommen in den Profilen Mornshausen, Sonnberg, Bicken 1, Burgberg Bicken und in der Bohrung Hartenrod 3 vor.

3.1.2 Metatrachyte

Metatrachyte wurden in allen Profilen der Daberg- und Uebernthal-Formation gefunden. Meist handelt es sich um Gerölle mit Durchmesser im mm- bis cm-Bereich. In einigen Profilen treten auch große Olistholithe aus Metatrachyt auf. In den Profilen Wolzhausen, Bohrung Hartenrod 3 und Bohrung Bottenhorn 1 ist deutlich zu beobachten, wie der Anteil der Metatrachytgerölle im Spektrum der epiklastischen Turbidite zum Hangenden der Uebernthal-Formation (ab der *disparilis*-Zone) zunimmt und der Anteil der metarhyolithischen Komponenten stark zurückgeht. Damit gleichen die epiklastischen Turbidite innerhalb der Adorf-Stufe in ihrem Komponentenspektrum der Dillenburg-Formation.

Petrographie: Gerölle aus Metatrachyt (Taf. 4, Fig. 3) haben Durchmesser von einigen mm bis cm. Selten treten Olistholithe aus Metatrachyt

Gerölle aus metabasaltischen Epiklastiten sind ebenfalls häufig (Taf. 1, Fig. 7). Das Gefüge ist komponentengestützt, die einzelnen Komponenten sind zum Teil gerundet, neben den unterschiedlichsten metabasaltischen Komponenten treten Metatrachyte und Riffschutt in den Metavulkaniklastiten auf: Profil Bahneinschnitt Ulm, Bicken 1, Mornshausen.

mit Kantenlängen bis 10 m auf. Das Gefüge ist trachytisch und wird aus subparallel eingeregelt Alkalifeldspatleisten aufgebaut. Die Korngröße der Feldspatleisten schwankt zwischen 50 μm bis etwa 1 mm und ist innerhalb der einzelnen Komponenten relativ konstant. Eine fleckenartige Verdrängung durch Calcit ist häufig. Gelegentlich zeigen einige Metatrachytklusten eine – vor der Umlagerung erfolgte – Brecciiierung.

Vorkommen: Gerölle aus Metatrachyt wurden in allen untersuchten Profilen gefunden, Olistholithe aus Metatrachyt treten im Profil Kisselberg (Kap. 2.1.2.2) auf.

Stratigraphische Einstufung: Nach NESBOR (1997) hat der trachytischer Vulkanismus im Lahn-Dill-Gebiet in der späten Givet-Stufe begonnen.

Liefergebiet: Lahn-Dill-Gebiet.

3.1.3 Metarhyolithische Komponenten

Metarhyolithische Klusten unterschiedlicher Petrographie dominieren das Komponentenspektrum der Debrite. In einigen Profilen bauen sie über 50 % des Gesamtvolumens auf; sie sind in allen untersuchten Profilen zu finden. Dabei treten oft gut gerundete Metarhyolithgerölle auf; der überwiegende Teil der Klusten ist angular und zeigt keine Hinweise auf Aufarbeitung im

Wellenbereich oder längere Umlagerungsprozesse. Für diese Komponenten kommt, vergleichbar zu den umgelagerten Metabasaltklusten der Givet-Adorf-Phase, eine primäre vulkanische oder autoklastische Fragmentierung in Frage. Auch treten stark diagenetisch alterierte metarhyolithische Pyroklasten auf. Bisher wurden diese Metarhyolithite als Produkte einer Ems-/Eifel-Phase

(FLICK 1977, NESBOR et al. 1993, LIPPERT & NESBOR 1997) gedeutet. Der hohe Anteil von angularen Vulkaniklasten in den Debriten, die sich auf primäre magmatische oder autoklastische Fragmentierungsprozesse zurückführen lassen, die Anwesenheit von metabasaltischen Xenolithen in diesen Klasten (Taf. 2, Fig. 7 u. 8) und das Auftre-

ten von metarhyolithischen Pyroklasten belegen einen rhyolithischen Vulkanismus parallel zu den Umlagerungsprozessen der Daberg- und Uebernthal-Formation, der auf einen Zeitraum von der Mittleren *varcus*-Zone bis in die *disparilis*-Zone zu datieren ist.

3.1.3.1 Vitrophyrische Metarhyolithe

Petrographie: Die Metarhyolithe (Taf. 2, Fig. 1–5) kommen als gut gerundete Gerölle vor und sind ein typisches „Leitgeröll“ für die Daberg- und die Uebernthal-Formation. Von FLICK (1977, 1979) wurden sie dem „Rhyolith Typ Ballersbach“ zugeordnet. Die Klasten erreichen einen maximalen Durchmesser von etwa 50 cm (Daberg). Im Handstück sind sie glasig, häufig durch Fließstrukturen laminiert, Einsprenglinge aus Quarz und Feldspat sind deutlich sichtbar.

Die ehemals glasige Grundmasse ist zu einem Quarz-/Feldspatpflaster vergrößert. Das Pflastergefüge zeichnet durch unterschiedliche Korngröße die Fließtextur nach. Reliktisch erhaltene perlitische Sprünge zeigen an, dass die Matrix ehemals aus Glas bestanden hat. Sphärolitische Entglasungsstrukturen sind ebenfalls reliktsch erhalten, sie können randlich in mikrographische Quarz-Feldspatverwachsungen übergehen. Die Metarhyolithe führen idiomorphe, z.T. magmatisch gerundete Quarzeinsprenglinge, die häufig postmagmatisch in die Grundmasse weitergewachsen sind. Alkalifeldspateinsprenglinge treten verbreitet auf. Sie sind idiomorph, z.T. magmatisch korrodiert und zu Schachbrettalbit alteriert, der häufig von Calcit verdrängt wird. Als

weitere Einsprenglingsphase findet man die typischen mikrographischen Alkalifeldspat-/Quarz-Verwachsungen; sie wurden sowohl in den Geröllen der Daberg-Formation, als auch in der Uebernthal-Formation gefunden (Taf. 2, Fig. 3–4).

Vorkommen: Gerölle aus peralkalischem Metarhyolith wurden in fast allen Profilen gefunden: Bicken, Burgberg Bicken, Kisselberg, Kläranlage Uebernthal, Bahneinschnitt Uebernthal, Sonnberg, Bohrung Günterod 1, Bohrung Hartenrod 3, Bohrung Bottenhorn 1, Debus'scher Garten, Telekom-Mast Bundenberg, Grillhütte Edingen, Eisenberg, Obershausen, Probbach, Finsterer Grund und Bahneinschnitt Ulm.

Stratigraphische Einstufung: Eine stratigraphische Einstufung ist nicht genau möglich. Der „Typ Ballersbach“ wurde anhand der Verbandsverhältnisse im Typusgebiet von FLICK (1977) in die Eifel-Stufe gestellt. Da es sich aber bei der Typuslokalität um einen Olistolith innerhalb der Uebernthal-Formation handelt, lassen die Verbandsverhältnisse keinerlei Schluss über die stratigraphische Stellung des Vulkanites zu. Als mögliches Alter kommt ein Zeitintervall von der Eifel-Stufe bis in die Mittlere *varcus*-Zone in Frage.

3.1.3.2 Metarhyolithe mit mikrolithischer Grundmasse

Petrographie: Angulare, blasenführende Metarhyolith-Klasten mit Durchmessern von einigen mm bis 10 cm. Im Unterschied zu den peralkalischen Metarhyolithen („Typ Ballersbach“) ist die Matrix nicht zu einem Quarz-/Feldspatpflaster alteriert, sondern in eine feinkörnige Grundmasse

aus Chlorit, Leukoxen und Serizit umgewandelt, in die zahlreiche kleine Plagioklasleisten eingebettet sind (Taf. 2, Fig. 6–8). Mikrographische Verwachsungen, sphärolitische Entglasungserscheinungen und perlithische Sprünge sind nicht ausgebildet. Als Einsprenglinge treten idiomorphe,

magmatisch gerundete, korrodierte oder zerbrochene Quarze, Plagioklase und Alkalifeldspäte auf. Die polysynthetisch verzwilligten Plagioklase sind häufig agglomeriert. Die Alkalifeldspäte sind schachbrettalbitisiert und oft durch Calcit verdrängt. Die Blasenräume sind mit Chlorit oder Calcit gefüllt. Die Metarhyolithe führen zahlreiche, metabasaltische Xenolithe (Taf. 2, Fig. 7–8). Diese haben meist einen rundlichen Umriss und führen chloritgefüllte Gasblasen. Die Xenolithe bestehen aus einem Gemenge aus Chlorit und winzigen Titanomagneten, in das kleine, polysynthetisch verzwilligte Plagioklasleisten eingebettet sind.

Vorkommen: Die Debrite im Profil Obershausen (Daberg-Formation) werden fast ausschließ-

lich aus diesen Metavulkaniklasten aufgebaut, in der Ueberthal-Formation wurden sie zahlreich in der Bohrung Günterod 1 angetroffen.

Stratigraphische Einstufung: Die Debrite im Profil Obershausen führen sehr zahlreich solche Metarhyolith-Klasten. Dabei kommen auch zahlreiche Gerölle aus Sediment-Gesteinen und Metabasalten vor; die Metarhyolith-Klasten hingegen sind anular und zeigen keine Spuren einer Aufarbeitung. Da sie auch zahlreiche metabasaltische Xenolithe führen und Metabasalte im Lahn-Dill-Gebiet ab der Mittleren *varcus*-Zone auftreten, sind diese Metarhyolithe wahrscheinlich während der Givet-Stufe gefördert worden, und die Fragmentierung geht auf primäre autoklastische Vorgänge zurück.

3.1.3.3 Diagenetisch stark alterierte metarhyolithische Vulkaniklasten

Petrographie: Angulare Metarhyolithklasten, deren Matrix in Calcit, Chlorit oder Serizit alteriert ist (Taf. 3, Fig. 2–3, Fig. 8). Sie kommen in den Debriten der Dill-Mulde häufig vor und erreichen Durchmesser bis 3 cm. Der Umriss der Klasten ist eckig, chloritisierte Klasten haben meist einen fetzenartigen gelängten Umriss, bei stärkerer tektonischer Plättung sind die Chloritaggregate parallel zur Schieferung orientiert. Die Grundmasse der calcitisierten Metarhyolithe ist in sparitischen Calcit alteriert. Als Einsprenglinge treten idiomorphe, z.T. gerundete Quarze auf, sie führen gelegentlich chloritisierte Schmelzeinschlüsse. Häufig sind auch idiomorphe, polysynthetisch verzwilligte Plagioklase und idiomorphe, z.T. gerundete Alkalifeldspateinsprenglinge, die schachbrettalbitisiert sind und stark durch Calcit verdrängt wurden.

Vorkommen: Nur innerhalb der Debrityor-

kommen der Dill-Mulde, sie wurden in folgenden Profilen gefunden: Bicken, Burgberg Bicken, Bohrung Günterod, Bohrung Hartenrod 3, Sonnberg, Mornshausen, Wolzhausen.

Stratigraphische Einstufung: Sehr wahrscheinlich handelt es sich um primär vulkanisch fragmentierte Pyroklasten oder um autoklastisch fragmentierte Klasten, die nach ihrer Umlagerung eine ähnliche Alteration durchlaufen haben wie die metabasaltischen Vulkaniklasten. Würde es sich um umgelagerte Erosionsreste von Metarhyolithen einer „Ems-/Eifel-Phase“ handeln, so müssten sie als gerundete Gerölle oder als schon zementierte Vulkaniklastite umgelagert worden sein, gerundete Komponenten wurden trotz der Häufigkeit der Komponenten nicht gefunden. Sie sind daher auf einen Zeitraum von der Mittleren *varcus*-Zone bis in die *disparilis*-Zone einzustufen.

3.1.3.4 Metarhyolithische Pyroklasten

Petrographie: Metarhyolithische Pyroklasten (Taf. 3, Fig. 5–6) belegen einen rhyolithischen Vulkanismus innerhalb der Givet-Stufe. Die Klasten haben einen unregelmäßigen Umriss und

werden bis 2 cm groß. Die Pyroklasten sind hochaufgeschäumt, die ehemals glasige Grundmasse ist zu Chlorit alteriert; sie bildet nur dünne Stege zwischen den Gasblasen. Der Blasenraum

ist mit sparitischem Calcit gefüllt, teilweise haben die Calcite ophitisch das Gefüge überwachsen. Im Unterschied zu den metabasaltischen Pyroklasten ist die chloritisierte Matrix frei von Leukoxen; bei metabasaltischen Pyroklasten werden die Gasblasen durch einen Leukoxensaum nachgezeichnet. Das ist auf den deutlich höheren Anteil von Ti und Fe in dem basaltischen Glas zurückzuführen. Als Einsprenglinge treten idiomorphe, z.T. magmatisch gerundete Quarze auf; sie führen gelegentlich chloritisierte Schmelzeinschlüsse. Häufig sind auch idiomorphe, polysynthetisch verzwilligte Plagioklase und idiomorphe, z.T. magmatisch gerundete Alkalifeldspateinsprenglinge, die schachbrettalbitisiert sind

3.1.3.5 Ems-Porphyroide

Petrographie: Als Ems-Porphyroide (Taf. 4, Fig. 5) werden alterierte epiklastische metarhyolithische Glastuffe bezeichnet, die sich in Sandsteine der frühen Ems-Stufe einschalten (KIRNBAUER 1991). In den givetischen Debriten treten lokal dm-große Schollen aus umgelagertem Ems-Porphyroid auf, weit verbreitet sind gut gerundete Gerölle aus Ems-Porphyroid. Sie erreichen Durchmesser von 10 cm. Die metarhyolithischen Epiklastite bestehen überwiegend aus chloritisierten, serizitisierten oder durch Quarz verdrängte „bubble wall scards“, die meist Y-förmig oder doppel Y-förmig sind. Daneben findet man einzelne idiomorphe, z.T. magmatisch korrodierte, meist zerbrochene Quarz- und Alkalifeldspateinsprenglinge. Sehr häufig sind verkieselte Weichgerölle aus Tonstein, Siltstein oder Feinsandstein. Die Klasten sind komponentengestützt in ein mikrokristallines Gemenge aus Serizit, Chlorit und Leukoxen eingebettet.

Vorkommen: Schollen mit mehreren dm Durchmesser treten im Profil Obershausen und im Profil Probbach auf. Gerölle aus Ems-Porphyroid wurden in fast allen untersuchten Profilen der

und stark durch Calcit verdrängt wurden. In einigen metarhyolithischen Pyroklasten im Profil Wolzhausen (Taf. 6, Fig. 2) ist die ehemals glasige Grundmasse vollständig in Calcit umgewandelt, in die zahlreiche kleine, polysynthetisch verzwilligte Plagioklase eingebettet sind. Die Gasblasen werden durch einen Leukoxensaum nachgezeichnet.

Vorkommen: Nur innerhalb der Dill-Mulde, sie wurden in folgenden Profilen gefunden: Bicken, Burgberg Bicken, Mornshausen, Bohrung Hartenrod 3, Sonnberg, Wolzhausen, Niederhörden.

Stratigraphische Einstufung: Mittlere *varcus*-Zone bis *disparilis*-Zone.

Daberg- und Uebernthal-Formation gefunden: Profil Probbach 1, Telekom-Mast Bundenberg, Debus'scher Garten Buchenau, Dusenberg, Eisenberg, Burgberg Bicken, Bicken 1, Bohrung Günterod 1, Bohrung Hartenrod 3 und Bohrung Bottenhorn 1. Ein autochthones Ems-Porphyroid wurde im Profil Heckholzhausen beschrieben (Taf. 4, Fig. 6).

Stratigraphische Einstufung: Die autochthonen Ems-Porphyroid-Vorkommen in der Lahn-Mulde schalten sich in Gesteine der frühen Ems-Stufe ein (KIRNBAUER 1991, HENTSCHEL & THEWS 1979). Ein Zusammenhang der alterierten epiklastischen Glastuffe, die hier als Ems-Porphyroide bezeichnet werden, mit einem rhyolithischen Vulkanismus während der Givet-Stufe ist unwahrscheinlich. Sie zeigen eine andersartige Alteration als die givetischen Rhyolithe. Kennzeichnend ist zusätzlich, dass sie zahlreiche verkieselte Weichgerölle aus Tonstein, Siltstein und Feinsandstein führen und keine metabasaltischen Komponenten oder Riffkarbonate, wie sie in den Epiklastiten der Givet-Stufe zu finden sind.

3.1.4 Siliziklastische Komponenten

Siliziklasten treten als große Olistholithe und als Gerölle innerhalb der Uebernthal- und der Daberg-Formation auf. Die Olistholithe wurden in alten Arbeiten als das diskordante Unterlager des „konglomeratischen Schalsteins“ interpretiert (KAYSER 1907a, AHLBURG 1918a, KEGEL 1922). Jüngere Arbeiten haben gezeigt, dass es sich um große Olistholithe innerhalb eines Debrits han-

delt (HUCKRIEDE 1992, SALAMON 1996, LIPPERT & NESBOR 1997). Die Gesteinsschollen wurden teils im noch plastischen Zustand umgelagert, teils waren sie schon zementiert. Neben Gleitschollen treten zahlreiche Gerölle aus Silt- und Sandsteinen auf, die teilweise quarzitisch zementiert sind. Die Gerölle können Durchmesser bis 1,5 m erreichen.

3.1.4.1 Sandsteine der frühen Ems-Stufe

Petrographie: Gesteine der frühen Ems-Stufe treten als Olistholithe und Gerölle innerhalb der Daberg- und Uebernthal-Formation auf. Die bis 300 m großen Olistholithe lassen sich anhand von Makrofossilien meist gut datieren. Wichtiger Bestandteil des Komponentenspektrums der Daberg- und Uebernthal-Formation sind Gerölle aus Sand-/Siltstein-Wechselfolgen, die von KREKELER (1928: 80, 83) auf die frühe Ems-Stufe datiert werden konnten. Sie erreichen Durchmesser von einigen dm. Quarzitisch gebundene Sandsteine werden mit dem Ems-Quarzit der tiefsten späten Ems-Stufe parallelisiert (LIPPERT & NESBOR 1997: 31). Olistholithe aus Gesteinen der frühen Ems-Stufe (z.B. Bahneinschnitt Uebernthal) zeigen Bankung im dm Bereich, Bioturbation, Schrägschichtung und Linsenschichtung. Gelegentlich treten innerhalb der Olistholithe lystrische Scherflächen auf, die vermutlich durch das Abgleiten der Schollen entstanden sind. ANDERLE et al. (1997: 210) konnte innerhalb eines Olistoliths aus Gesteinen der frühen Ems-Stufe im Bahneinschnitt Uebernthal eine Gleitfaltung nachweisen. Die Korngröße ist relativ einheitlich und liegt im Feinsandbereich, seltener im Silt- oder Mittelsandbereich (Taf. 4,

Fig. 1). Das Gefüge ist komponentengestützt, neben Quarz unterschiedlichster Herkunft treten zahlreiche Hellglimmer und die Schwerminerale Zirkon, Turmalin, Monazit, Chromspinell und Apatit auf. Feldspäte sind nicht mehr erhalten, einige Serizitaggregate könnten als Feldspatrelikte gedeutet werden. Der Zement ist vermutlich sekundär alteriert und liegt heute als Gemenge von Goethit und Tonmineralen vor.

Vorkommen: Gleitschollen aus Sandstein der frühen Ems-Stufe treten im Profil Bicken 1, Burgberg Bicken, Bahneinschnitt Uebernthal, Dillhausen 1 und Obershausen auf. Weitere Vorkommen befinden sich am Niederbachsberg und auf der Eiternhöll (s. Tab. 5). Sandstein-Gerölle können im Profil Dillhausen 1 in die frühe Ems-Stufe datiert werden. Wahrscheinlich stammt ein Großteil der Sandsteingerölle der Daberg- und Uebernthal-Formation aus aufgearbeiteten Gesteinen der frühen Ems-Stufe.

Fossilführung: Anhand von Makrofossilien konnten zahlreiche Gleitschollen und Gerölle in die frühe Ems-Stufe datiert werden, in Tab. 5 (S. 141) sind die Faunenlisten zusammengestellt, die Nomenklatur entspricht dem jeweiligen Stand der Forschung.

3.1.4.2 Gesteine der späten Ems-Stufe

Innerhalb der späten Ems-Stufe treten im Lahn-Dill-Gebiet Tonsteine, Sandstein-/Tonstein-Wechselfolgen und quarzitisches Sandsteine (Ems-

Quarzit) auf. Die Schichtfolge der späten Ems-Stufe beginnt mit dickbankigen quarzitisches Mittel- bis Feinsandsteinen, dem Ems-Quarzit.

Tab. 5. Faunen aus Klasten der frühen Ems-Stufe in den Givet-Olisthostromen.

Dill-Mulde (Uebernthal-Formation)		Lahn-Mulde (Daberg-Formation)
<p>Burgberg Bicken 59/97 R 3456350, H 5618650 SALAMON diese Arbeit <i>Schizophoria provulvaria</i> (MAURER 1886) <i>Plebejochonetes semiradiatus</i> (SOWERBY 1842) <i>Iridistropa</i> sp. (Steinkern einer juvenilen Ventral-Klappe) <i>Loreleiella dilatata</i> (C. F. RÖMER 1844) ? <i>Arduspirifer</i> sp</p>	<p>Eiternhöll, Niederbachsberg R 3456000, H 5619350 WALTER 1903: 68–69 <i>Homalonotus armatus</i> BURMEISTER <i>Homalonotus crassicauda</i> ? SANDBERGER <i>Cryphaeus laciniatus</i> F. ROEMER <i>Ctenodonta Maureri</i> BEUSHAUSEN <i>Goniophora Schwerdi</i> BEUSHAUSEN <i>Limoptera semiradiata</i> FRECHEN</p>	<p>Profil Dillhausen 1 in Geröllen R 3444620, H 5601400 KREKELER 1928: 80 <i>Chonetes plebeja</i> SCHNUR. juv. <i>Chonetes sarcinulata</i> SCHLOTHEIM <i>Tropidoleptus carinatus</i> CONR.</p>
<p>Burgberg Bicken 64/97 R 3456450, H 5618780 SALAMON, diese Arbeit ? <i>Arduspirifer arduennensis</i></p>	<p><i>Pterinea costata</i> GOLDFUSS <i>Chonetes plebeja</i> SCHN. <i>Chonetes sarcinulata</i> SCHL. <i>Orthis hysteriata</i> GMELIN</p>	<p>Profil Dillhausen 1 in Gleitschollen R 3444620, H 5601400 KREKELER 1928: 82 <i>Chonetes plebeja</i> SCHLOTHEIM <i>Pleurodictyum problematicum</i> GOLDFUSS <i>Zaphrentis ovata</i> LUDW. Crinoidenreste</p>
<p>Eiternhöll R 3456000, H 5619350 KAYSER 1907a: 13 <i>Tropidolepus carinatus</i> (= <i>Strophomena laticosta</i> aut.) <i>Rhynchionella daleidensis</i> <i>Strophomena subarachnoidea</i> <i>Pterinea</i> sp. <i>Pleurodictyum</i> sp <i>Cryphaeus</i> sp. <i>Homalonotus</i> sp.</p>	<p><i>Orthothes umbraeculum</i> SCHL. <i>Rensselaeria</i> cf. <i>stringiceps</i> F. ROEMER <i>Rhynchionella daleidensis</i> F. ROEMER <i>Spirifer arduennensis</i> SCHN. <i>Spirifer carinatus</i> SCHN <i>Spirifer Hercyniae</i> GIEB. <i>Spirifer latestriatus</i> MAURER. <i>Spirifer subcuspidatus</i> SCHN. var. <i>humilis</i> SCUP. <i>Strophenodonte explanata</i> SOW. sp. <i>Stropheodonta subarachnoidea</i> ARCH. u. VERN. sp. <i>Bellerophon carinata</i> BEUSHAUSEN</p>	<p>Profil Dillhausen 1 in Geröllen R 3444620, H 5601400 KREKELER 1928: 83 <i>Stropheodonta expansa</i> SOW. <i>Chonetes sarcinulata</i> SCHLOTHEIM <i>Spirifer subcuspidatus</i> SCHNUR <i>Spirifer</i> sp. indet. <i>Chonetes</i> sp. juv. <i>Nuculana securiformis</i> GOLDFUSS <i>Dielasma</i> sp. <i>Athyris</i> sp. <i>Spirifer indifferens</i> BARR. Trilobitenreste Crinoidenreste <i>Zaphrentis</i> sp.</p>
<p>Bahneinschnitt Uebernthal/ Schönscheid R 3459360, H 5620640 und R 3461200, H 5623250 KAYSER 1907a: 13 <i>Tropidoleptus carinatus</i> <i>Homalonotus</i> sp. <i>Pleurodictyum</i></p>	<p><i>Pleurodictyum problematicum</i> GOLDFUSS <i>Fenestella</i> ? sp. Crinoidenreste</p>	<p>Gerölle vom Daberg R 3447520, H 5602240 AHLBURG 1918a: 19</p>
<p>Oberhalb Bahneinschnitt R 3459360, H 5620640 WITTEKINDT 1961: 3–4 <i>Anetoceras</i> cf. <i>arduennense</i> STEININGER <i>Chonetes plebeja</i> SCHNUR</p>		<p><i>Homalonotus armatus</i> BURM. <i>Pleurotomaria daleidensis</i> F. Roem. var. <i>alata</i> KOKEN <i>Bellerophon trilobatus</i> SOW. <i>Bellerophon tumidus</i> n. sp. AHLB. <i>Tentaculites scalaris</i> SCHLOTH. <i>Chonetes sarcinulata</i> SCHLOTH. <i>Chonetes plebeja</i> SCHNUR</p>

Zum Hangenden folgen die Äquivalente der Hohenrhein- und Laubach-Formation, Flaserschiefer, Kieselgallen- und Sphärosideritschiefer. Die Gesteine werden zum Hangenden feinkörniger; der Anteil an Tonsteinen nimmt zu. Sedimentstrukturen zeigen für diesen Zeitraum eine Zunahme der Meerestiefe an.

Petrographie: Ein wichtiger Bestandteil der Ueberthal- und der Daberg-Formation sind Gerölle aus quarzitischem zementiertem Fein- bis Mittel-Sandstein (Taf. 4, Fig. 1), die von LIPPERT & NESBOR (1997: 31) dem Ems-Quarzit zugeordnet werden (untere späte Ems-Stufe). Die Quarzitzerölle erreichen Durchmesser bis 1,5 m. Die klastischen Quarze haben Größen von 250–500 µm; sie sind zu einem Pflaster mit geraden, selten leicht suturierten Kornkontakten weitergewachsen. Selten kann man den ehemals gerundeten Umriss der Quarzkörner erkennen. In Zwickelräumen haben die Quarze idiomorphe Flächen ausgebildet. Neben Quarzeinkristallen treten durchstäubte Quarze (Rhyolithbruchstücke), Cherts und stark rekristallisierte Quarze auf. Feldspäte fehlen fast völlig; in einigen Schlifften wurde Plagioklas und Mikroklin gefunden. Einzelne Schwerminerallagen führen Turmalin, Zirkon, Monazit, Cassiterit, Apatit und Chromspinnell. Verbleibender Zwickelraum ist mit Serizit gefüllt.

Tonstein-/Sandstein-Wechselfolgen, die durch ihre Sedimentstrukturen dem Flaserschiefer zuzuordnen sind, konnten nur im Wegprofil Sonnberg sicher auf die späte Ems-Stufe datiert werden. Die Wechselfolgen zeigen mehrere Fining upward Sequenzen im m-Bereich. Die Sequenz beginnt mit schräggeschichteten („flaserigen“) Feinsandstein-/Siltstein-Wechselfolgen, die starke Bioturbation zeigen. Sie geht im Hangenden allmählich in siltige Tonsteine über. Petrographisch ähneln sie den Sandsteinen der frühen Ems-Stufe. HUCKRIEDE (1992: 123) konnte die unten aufgeführte Fauna aus einer solchen Scholle gewinnen.

Dunkelgraue, leicht kieselige Schiefer an der Basis des Profils Bicken 1 könnten in den Kieselgallenschiefer der späten Ems-Stufe gestellt werden (WITTEKINDT 1961). Dunkelgraue Tonsteine mit Sphärosideritknollen treten als Olistholithe im Profil Dillhausen 1 auf. Eine Datierung mit Makrofaunen war leider nicht möglich, allerdings sind Sphärosideritschiefer im Rheinischen Schiefergebirge nur aus der späten Ems-Stufe bekannt.

Vorkommen: Sicher datierte Gesteine der späten Ems-Stufe (Flaserschiefer) konnte nur von HUCKRIEDE (1992: 123) im Sonnberg-Wegprofil nachgewiesen werden. Olistholithe, die anhand ihrer Lithologie in die späte Ems-Stufe zu stellen sind, wurden in folgenden Profilen nachgewiesen: Profil Bicken 1, Burgberg Bicken, Bahneinschnitt Ueberthal, Dillhausen 1, Obershausen. Gerölle aus quarzitischem zementiertem Fein- bis Mittelsandsteinen, die wahrscheinlich dem Ems-Quarzit angehören, wurden in allen untersuchten Profilen der Ueberthal- und der Daberg-Formation gefunden.

Fossilführung: Makrofaunen in Olistholithen aus Gesteinen der späten Ems-Stufe konnten nur von HUCKRIEDE (1992) nachgewiesen werden (Tab. 6).

Tab. 6. Fauna aus Klast der späten Ems-Stufe in den Givet-Olisthostromen.

Dill-Mulde (Ueberthal-Formation)
 Sonnberg-Wegprofil
 R 3460700, H 5622520
 HUCKRIEDE 1992: 123
Arduspirifer arduennensis arduennensis (SCHNUR)
Euryspirifer paradoxus (v. SCHLOTHEIM)
Nucleospira lens (SCHNUR)
Anoplothea sp. indet.
Athyris undata (DEFRANCE)
Cryptonella ? macrorhyncha (SCHNUR)
Leptagonia sp. indet.
Unicinulus subwilsoni (D'ORBIGNY)

3.1.4.3 Tonsteine mit turbiditischen Silt-/Feinsandlagen der Eifel- bis Givet-Stufe

Umgelagerte Weichklasten aus autochthonen Becken-Sedimenten der Eifel- und Givet-Stufe treten häufig als Gleitschollen und Olistholithe in den Slideflow-Debriten der Uebernthal-Formation auf (Taf. 4, Fig. 2). In den Profilen Bicken 1, Kisselberg, Kläranlage Uebernthal, Bohrung Günterod 1 dominieren sie das Spektrum der Olistholithe.

Petrographie: Tonsteine mit Einschaltungen von Silt- und Feinsandsteinbänken, die Schräg- und Parallelschichtung zeigen. Gelegentlich lassen sich die oberen Abschnitte der Bouma-Sequenz in den Sand-/Siltlagen beobachten. Die Tonsteine der Wechselfolge führen Styliolinen und Tentaculiten, häufig in großer Zahl. Die Klaster wurden meist als unverfestigte Olistholithe umgelagert und erreichen dann Kantenlängen von 50–100 m. Allerdings treten auch Gerölle dieser im Vergleich zu den Ems-Sandsteinen sehr feldspatreichen Sand- und Siltsteine auf.

Vorkommen: In den Debriten der Dill-Mulde.

Stratigraphische Einstufung: Aus Tonschiefer-Schollen in den Debriten bei Günterod beschreibt HUCKRIEDE (1992: 125) *Nowakia ottomari*. Diese Dacryoconaride leitet für einen Bereich, der etwa einem Zeitraum von der höheren *kockelianus*- bis in die tiefe *hemiansatus*-Zone entspricht. Weitere Datierungen liegen nicht vor. Häufig sind Tonsteinschollen mit turbiditischen Fein-

sand-Siltstein-Wechselfolgen umgelagert. Wenn es sich dabei um umgelagerte distale Styliolinen-sandsteine handelt, können sie einen Zeitraum von der Mittleren *varcus*-Zone bis in die *hermanni-cristatus*-Zone eingestuft werden.

WITTEKINDT (1961: 6–7) beschrieb eine Fauna der *kockelianus*-Zone aus den basalen Tonschiefer-Schollen im Straßenprofil Bicken (Tab. 7).

Liefergebiet: Die autochthone Beckenabfolge der Dill-Mulde. Die Lahn-Mulde scheidet als Liefergebiet aus. Turbiditischen Sand- und Siltsteinschüttungen des Styliolinen-sandsteins fehlen dort.

Tab. 7. Eifel-Faunen aus Tonstein-Klasten in den Givet-Olisthostromen.

Dill-Mulde (Uebernthal-Formation)
Straßenprofil Bicken
R 3456310, H 5618800
WITTEKINDT (1961): 6–7, Abb.3
kockelianus-Zone:

Polygnathus angustipennatus
Polygnathus cf. *foliatus*
Tortodus kockelianus
Polygnathus linguiformis ssp.
Polygnathus robusticostatus
Zahnreihenelemente

3.1.4.4 Verkieselte Weichklasten aus siltigen Tonsteinen

Die Weichklasten (Taf. 6, Fig. 3) sind bis 1 m große, oft gerundete Körper aus ehemals siltig-pelitischem Material, das den autochthonen Bekkentonen der Givet-Stufe entspricht. Randlich und intern zeigen sie plastische Deformation und Rutschfalten, am Rand der ehemaligen Tongerölle sind Klaster aus der Debritmatrix eingedrückt (Abb. 18 u. 19, S. 73). Heute liegen diese Körper als massige Kieselschiefer vor, die nicht geschiefert sind. Das ursprüngliche sedimentäre

Inventar der Tone wurde durch die frühe Verkieselung vor Kompaktion und Schieferung bewahrt.

Petrographie: Im Schliff zeigen die verkieselten Pelite eine Lamination im mm-Bereich, die durch Siltlagen und wechselnden organischen Gehalt verursacht wird. Als Biogene treten lagenweise Styliolinen auf, deren Schalen durch mikrokristallinen Quarz verdrängt sind. Hohlräume in den Styliolinen werden von mikrokristallinem Quarz gefüllt. Vereinzelt kommen auch

Brachiopodenschalen vor, die ebenfalls in mikrokristallinen Quarz umgewandelt sind. Größere Hellglimmer sind subparallel zur Schichtung eingeregelt; kleinere Schichtsilikate bilden ein dichtes intersertales Gefüge, das von mikrokristallinem Quarz überwachsen wird. Verbreitet treten Mikroproblematika von etwa 1 µm auf, die sich häufig zu größeren Kugelaggregaten zusammenschließen, wahrscheinlich liegen sie in Hämatiterhaltung vor. Diese Mikroproblematika entspe-

chen vom Habitus einem präkambrischen Mikrofossil *Sphaerocongregus variabilis*, das als planktonisches Cyanobakterium gedeutet wird (freundl. Mitteil. C. GAUCHER).

Vorkommen: Profil Forsthaus 1, Bohrung Hartenrod, Mornshausen, Wolzhausen, Sonnberg und Burgberg Bicken.

Stratigraphische Einstufung und Liefergebiet: Autochthone Becken-Sedimentation der Givet-Stufe im Lahn-Dill-Gebiet.

3.1.5 Riff- und riffassoziierte Karbonate

Die Debrite führen immer Riffschuttkalke und isolierten Riffdetritus als Komponenten. In einigen Profilen dominieren sie das makroskopisch sichtbare Komponentenspektrum (z.B. Bahneinschnitt Ulm, Edingen). Dabei lassen sich

fast nur Riffschuttkalke des Vorriffbereiches und Riffdetritus nachweisen, nur in einem Profil (Bahneinschnitt Ulm) wurden auch mehrere Komponenten lagunärer Kalke nachgewiesen. Gerüstkarbonate des Riffkerns fehlen.

3.1.5.1 Riffschuttkalke

Petrographie: Riffschuttkalke (Taf. 5, Fig. 6–7) treten meist als *Thamopora*/Echinodermen Wackestones/Foatstones auf. Die hell- bis dunkelgrauen Kalke führen in einer mikritischen Matrix Bruchstücke von Stromatoporen und Tabulaten, Echinodermenschutt, Bivalven und Brachiopodenreste und schon verfestigte Intraklasten gleicher oder ähnlicher Zusammensetzung. Häufig wird die Matrix auch aus Calcisphären und Peloiden aufgebaut. Als abiogenen Detritus führen die Karbonate gelegentlich metabasaltische oder metarhyolithische Vulkaniklasten.

Vorkommen: In allen untersuchten Profilen der Uebernthal und der Daberg-Formation. Dabei nimmt der Anteil an Riffschuttkalken generell nach SW hin zu. Im südwestlichsten Profil der Uebernthal-Formation setzt dann schon zwischen den Debriten autochthone Riffschuttsedimentation (Taf. 5, Fig. 5) ein (Edingen, Kap. 2.1.2.3).

Stratigraphische Einstufung: Der Beginn givetischer Riffbildungen konnte von BUGGISCH & FLÜGEL (1992) innerhalb der Mittleren *varcus*-

Zone datiert werden. Aus den allochthonen Riffkarbonaten in den Debriten ließen sich keine datierbaren Conodontenfaunen gewinnen. Durch Funde von *Heliolites* in den Klasten konnte für die Profile Bicken, Forsthaus 2 und Mornshausen wenigstens ein givetisches Alter der Kalke nachgewiesen werden. HUCKRIEDE (1992) beschrieb aus dem Profil Bicken *Endophyllum abditum* und leitete daraus ein wahrscheinlich givetisches Alter ab. Als weiterer Hinweis für eine Datierung im Bereich ab der Mittleren *varcus*-Zone kann das Auftreten von metabasaltischem und metarhyolithischem Schutt in den Karbonaten angesehen werden.

Liefergebiet: Das Liefergebiet für die Karbonate ist teilweise im Profil Edingen aufgeschlossen. Hier kommt es zur Verzahnung von Debriten der Uebernthal-Formation mit autochthoner Sedimentation von Riffschuttkalken. Diese autochthonen Karbonate konnten auf die Mittlere *varcus*-Zone datiert werden (MÜLLER 1981: 57): *Polygnathus linguiformis linguiformis* ♂ Morphotyp, *Ozarkodina brevis*.

Die Riffkomplexe der zentralen Lahn-Mulde und das Breitscheider Riff der Dill-Mulde scheiden als Liefergebiet aus, da sie keine Verzahnungen mit den untersuchten Debriten des Lahn-Dill-Gebietes zeigen, sondern durch faziell

anders entwickelte Bereiche abgetrennt sind. Wahrscheinlich gab es im Liefergebiet kein eigentliches Riff, sondern auf flachmarinen Debritabfolgen kam es zu initialen Riffbildungen, die dann schnell wieder umgelagert wurden.

3.1.5.2 Lagunäre Kalke

Petrographie: Lagunäre Kalke konnten nur im Profil Bahneinschnitt Ulm nachgewiesen werden. Es sind mikrosparitische Grainstones. Sie zeigen eine Feinlamination im mm-Bereich und führen autigen gesprossste Quarze und Hämatitaggregate, die die Kalke rötlich färben (Taf. 5, Fig. 3). Die gröberen Lagen bauen sich aus Pello-

iden, Calcisphären, Styliolinen und Brachiopodenresten auf.

Vorkommen: Profil Bahneinschnitt Ulm.

Stratigraphische Einstufung: Es konnte keine stratigraphisch verwertbare Fauna gewonnen werden.

3.1.5.3 Riffdetritus

Neben Riffschuttalken bildet isolierter biogener Riffdetritus einen wichtigen Bestandteil des Komponentenspektrums (Taf. 5, Fig. 4). Häufig sind ästige Tabulate Korallen („*Thamnopora*“), Echinodermenreste, Brachiopodenschalen; daneben treten auch Stromatoporen und isolierte Pelloide auf.

Vorkommen: In allen untersuchten Profilen.

Stratigraphische Einstufung: Eine direkte Da-

tierung des Riffschutts ist nicht möglich. Da der isolierte Riffschutt gleich alt mit den Debriten ist, kann er in einen Zeitraum von der Mittleren *varcus*-Zone bis in die *disparilis*-Zone datiert werden. Autochthone Riffschuttkalke wurden durch MÜLLER (1981) im Profil Edingen auf die Mittlere *varcus*-Zone datiert.

Liefergebiet: Verschiedene beginnende Riffansiedlungen auf den givetischen Resedimenten.

3.1.6 Herzynkalke

Petrographie: Crinoiden- und cephalopodenführende, hell- bis mittelgraue Mikrite (Ballersbach-Kalk) treten als große Schollen in den Debriten der Uebernthal-Formation auf (Taf. 5, Fig. 2). Seltener findet man reine Crinoidenschuttkalke. HUCKRIEDE (1992) beschrieb zusätzlich dunkle Karbonate der *patulus*-Zone. Karbonatfaziell sind sie als bioklastische Wackestones/Floatstones einzustufen. Bioklasten stellen 10–30 Vol %; überwiegend sind es Crinoiden daneben Trilobiten Cephalopoden, Gastropoden, Foraminiferen, solitäre Korallen und Brachiopoden. Die reinen Crinoidenschuttkalke sind als crinoidenführender Floatstone/Rudstone einzuordnen.

Vorkommen: Herzynkalke treten als isolierte Blöcke nur in den basalen Slideflow-Debriten der Uebernthal-Formation (Dill-Mulde) auf. In der Lahn-Mulde fehlen sie völlig.

Stratigraphische Einstufung: HUCKRIEDE (1992) datierte helle Ballersbach-Kalke im Wegprofil Sonnberg auf die *patulus*-Zone. Dunkle, orthozerenreiche Kalke konnte er auf die *partitus*-Zone datieren (Tab. 8, S. 146).

STOPPEL (1979: 98/99) beschrieb ein Vorkommen von grauen Kalken in Tonschiefern am Sonnberg, das eine Conodontenfauna der Frühen *patulus*-Zone führte.

Ballersbach-Kalke in der Bickener Schuppe

Tab. 8. Faunen aus Herzynkalk-Klasten in den Givet-Olisthostromen (Namen der Taxa nicht revidiert).

<p>Sonnberg-Wegprofil R 3460700, H 5622520 HUCKRIEDE 1992: 123</p> <p>hellgraue Kalke der <i>patulus</i>-Zone: <i>Proetus orbitatus</i> BARRANDE <i>Ceratocephala versicula</i> BEYRICH</p> <p>Dunkle orthocerenreiche Kalke der <i>partitus</i>-Zone: <i>Jovellania triangularis</i> ARCHIAC & VERNEUIL</p>	<p>Burgberg Bicken R 3456330, H 5618660 KAYSER 1907a: 17 <i>Anarcestes lateseptatus</i> <i>Herdoceras mirum</i> <i>Jovellania triangularis</i> <i>Orthoceras commutatum</i> <i>Bronteus Dormitzeri</i> <i>Rhynchionella nympha</i> var. <i>pseudolivonica</i>, <i>Pentamerus</i> sp. <i>reticularis</i></p> <p>Burgberg Bicken R 3456330, H 5618660 WITTEKINDT 1961: 5, Tab. 1</p> <p><i>Icriodus curvatus</i> <i>Icriodus nodosus</i> <i>Icriodus</i> cf. <i>latericrescens</i> <i>Polygnathus linguiformis</i> <i>Polygnathus webbi</i></p>
--	---

wurden von DIETRICH (1985) für einen Zeitraum von der *serotinus*- bis in die *patulus*-Zone belegt (*costatus*-Zone).

Liefergebiet: Herzynkalke treten autochthon nur in der Bickener Schuppe auf, die sich direkt südlich an das Verbreitungsgebiet der Ueberthal-Formation anschließt. Die Bickener Schuppe als tektonisch-fazielle Einheit zeigt sonst keine

Beziehungen zu den Gesteinen des Lahn-Dill-Gebietes und wurde zum Teil als fernüberschobene Decke gedeutet (OCZLON 1994, FRANKE 2001). Als Liefergebiet für die Herzynkalke in den Debriten kommt nur die Bickener Schuppe in Frage – eine Deutung der Herzynkalke als fernüberschobene Relikte innerhalb der autochthonen Lahn-Dill-Abfolge ist daher nicht nachvollziehbar.

3.1.7 Andere Karbonate

3.1.7.1 Mikritische Kalkknoten

Petrographie: Mikritische Kalkknoten, zum Teil noch mit anhaftenden Resten von unverfestigtem pelitischem Material, treten verbreitet in fast allen untersuchten Profilen auf (Taf. 5, Fig. 1). Karbonatfaziell handelt es sich um styliolinenführende Mudstones bis Wackestones. Sie führen in einer mikritischen Matrix mit einigen klastischen Quarzen häufig Styliolinen, die zum Teil Hundezahnze-

mente zeigen, untergeordnet auch Brachiopoden.

Stratigraphische Einstufung und Liefergebiet: Eine genaue stratigraphische und biofazielle Zuordnung ist nicht möglich. Wahrscheinlich handelt es sich um resedimentierte Kalkknoten aus den givetischen Tonsteinen; darauf deuten die gelegentlich anhaftenden Reste von unverfestigtem pelitischem Material hin.

3.1.7.2 Styliolinenbiosparite

Petrographie: In einigen Aufschlüssen wurden reine Styliolinen Packstones (Styliolinenbiosparite) gefunden. Die Karbonate sind dunkelgrau und zeigen Lamination im mm-Bereich. Aufgebaut werden sie komponentengestützt aus Styliolinen mit Hundezahnzementen, untergeordnet tritt abiogener Detritus aus vulkaniklastischem Material auf.

3.1.8 Barytklasten

HUCKRIEDE (1992) beschrieb das Barytlager Günterod als allochthone Scholle in givetischen Debriten (Uebernthal-Formation, Eiternhöll-Schuppe der Dill-Mulde). In den hier untersuchten Profilen konnten Klasten aus Baryt nur im Profil Burgberg Bicken nachgewiesen werden (Taf. 4, Fig. 4).

Das Barytgeröll (68/97) baut sich aus idiomorphen bis hypidiomorphen Baryten von 200 μm

Stratigraphische Einstufung: HUCKRIEDE (1992) konnte aus Styliolinenbiospariten des Wegprofils Sonnberg (Kap.2.2.2.5) eine reiche Conodontenfauna der Mittleren *varcus*-Zone gewinnen. Die Vorkommen am Daberg lieferten keine verwertbare Fauna.

bis 2 cm Länge auf. Die Kristalle haben zum Teil lagenweise Einschlüsse von klastischen Quarzen, Plagioklasen, Mikroklinen und Hellglimmern (60 μm). Es handelt sich daher wahrscheinlich um eine synsedimentäre Bildung im Eifel-/Givet-Sandstein. Ein Zusammenhang mit dem Barytlager Günterod (HUCKRIEDE 1992) ist naheliegend.

3.1.9 Intraklasten

Intraformationelle Klasten treten sowohl als Weichklasten als auch als schon zementierte Gerölle auf (Taf. 4, Fig. 7–8). Sie zeigen eine Mehrphasigkeit der Umlagerungsprozesse mit mehrfacher Aufarbeitung und Umlagerung der

Debrite an. Teilweise waren solche Klasten schon vor der Umlagerung zementiert; dabei waren Vulkaniklasten zum Teil schon vollständig diagenetisch alteriert.

3.1.9.1 Weichklasten aus Turbidit-Tonstein-Wechselfolgen

Im Profil Obershausen (Kap. 2.2.1.2) treten dm- bis 20 m große Olistholithe aus intraformationellen Turbidit-/Tonstein-Wechselfolgen auf. Die unregelmäßig begrenzten Körper zeigen randlich Rutschfalten und lösen sich schierig auf; sie waren bei der Umlagerung nicht verfestigt. Dabei wurden andere Klasten aus der Debritematrix inkorporiert. Intern bleibt das ursprüngliche Schichtungsgefüge in großen Olistholithen erhalten.

Die Weichklasten bestehen aus einer Turbidit-/Tonstein-Wechselfolge. Die Turbidite zeigen Korngrößen von der Silt- bis in die Feinkies-Fraktion. Das Komponentenspektrum entspricht dem der Lahn-Dill-Olisthostrome. Sie führen chloritisierte metabasaltische Pyro- und Vulkaniklasten, isolierte magmatische Feldspäte und Quarze, Metarhyolithgerölle, Metatrachytgerölle, Sand- und Siltsteingerölle, Ems-Porphyroide und Riffdetritus.

Stratigraphische Einstufung: Eine direkte Datierung war nicht möglich. Da es sich um Weichklasten mit dem Komponentenspektrum der Lahn-

Dill-Olisthostrome handelt, können sie in einen Zeitbereich von der Mittleren *varcus*-Zone bis in die *disparilis*-Zone eingestuft werden.

3.1.9.2 Klasten aus pelitischen Slideflow-Debriten

Intraklasten aus pelitischen Slideflow-Debriten (Taf. 4, Fig. 7) wurden in den Profilen Obershausen, Finsterer Grund und Burgberg Bicken gefunden. Die Klasten sind unregelmäßig begrenzt mit Durchmesser von maximal einigen dm. Sie entsprechen sedimentologisch und petrographisch den pelitischen Slideflow-Debriten, wie sie im Profil Obershausen, Profil Probbach,

Profil Sonnberg und am Burgberg Bicken aufgeschlossen sind. Einige Klasten zeigen plastische Deformation.

Stratigraphische Einstufung: Die Intraklasten belegen eine Mehrphasigkeit der Umlagerungsprozesse, sie sind ebenso wie die anderen intraformationellen Klasten auf den Zeitraum Mittlere *varcus*-Zone bis *disparilis*-Zone zu datieren.

3.1.9.3 Klasten aus sparitisch zementierten Debriten

Sehr häufig treten Gerölle aus sparitisch zementierten, komponentengestützten Kies- und Grobsandsteinen auf (Taf. 4, Fig. 8). Sie zeigen ein für die Olisthostrome des Lahn-Dill-Gebiets typisches Komponentenspektrum.

Die umgelagerten Debrite führen metabasaltische und metarhyolithische Pyroklasten, Meta-

rhyolith- und Metatrachytgerölle, isolierte magmatische Feldspäte und Quarze, Ems-Porphyroide, Sandstein-, Tonstein und Siltsteingerölle, Echinodermenreste, ästige Stromatoporen, Brachiopoden, Bivalven, Styliolinen sowie Intraklasten mit ähnlichem Komponentenspektrum.

3.1.10 Diagenetische Stoffverlagerungen innerhalb der grobklastischen Debrite

In den Debriten fanden frühdiagenetisch Stoffverlagerungen statt. Motor dafür waren wahrscheinlich das große Porenvolumen der betroffenen Sedimente als auch der relativ hohe Anteil von basaltischen und rhyolithischen Gläsern. Diese mehrphasigen metasomatischen Prozesse spiegeln sich heute in den Debriten wider: siliziklastische Komponenten und ganze Bereiche der Debrite sind durch mikrokristallinen Quarz verkieselt, ehemals glasige Basalte und Rhyolithe sind zu Calcit, Chlorit, Leukoxen und/oder Quarz alteriert. In karbonatischen und biogenen Klasten kam es zur Neuspaltung von Feldspäten. Die Prozesse der Alteration sind dabei nicht isoliert zu betrachten, sondern bedingen sich gegenseitig. Schuttströme, die heute zahlreiche verkieselte Weichklasten führen, haben auch einen sehr hohen Anteil an vollständig karbonati-

sierten und chloritisierten vulkanischen Klasten. Deren Alteration hat wahrscheinlich die Kieselsäure für den Prozess der Verkieselung bereitgestellt. Sedimentstrukturen und petrographische Beobachtungen ermöglichen die zeitliche Einstufung dieser Prozesse, die direkt nach der Sedimentation der Debrite stattfanden. Die Prozesse sind auf komponentengestützte Debrite mit hohem vulkaniklastischen Anteil begrenzt; in matrixgestützten Debriten mit pelitischer Matrix wurden sie nicht beobachtet. In den karbonatisierten und chloritisierten Metavulkaniten sind reliktsch ältere Phasen der diagenetischen Alteration erhalten geblieben.

In den givetischen basaltischen Metavulkanititen der Lahn-Mulde („Schalstein“) wurden frühdiagenetische metasomatische Karbonatisierung und Chloritisierung untersucht (FLICK et al.

1990, NESBOR et al. 1993) und als Motor für die Bildung der Lahn-Dill-Eisenerze angenommen. Verkieselung von pelitischen Sedimenten im Kontakt mit Vulkaniten sind aus der südlichen Lahn-Mulde von NESBOR & FLICK (1987) beschrieben worden. Rezente Beobachtungen zeigen, dass glasige Vulkaniklasten im Kontakt mit Meerwasser schnell zu zeolitischen Mineralen

alteriert werden. Eine direkte Umwandlung in Calcit und Chlorit wird nicht beschrieben. Ein detailliertes Erklärungsmodell für diese diagenetischen Alterationen kann hier nicht gegeben werden. Vielmehr werden auffällige Beobachtungen zur weiteren Diskussion und Deutung dokumentiert.

3.1.10.1 Verkieselung pelitischer Weichklasten und der Debitmatrix

Verkieselung von Weichklasten und ganzen Debriten tritt in komponentengestützten Debriten mit vielen metarhyolithischen oder metabasaltischen Vulkaniklasten auf. Die Weichklasten sind bis 1 m große, oft gerundete Körper aus ehemals siltig-pelitischem Material, das den autochthonen Beckentonen der Givet-Stufe entspricht. Randlich und intern zeigen sie plastische Deformation und Rutschfalten; am Rand der ehemaligen Tongerölle sind Klasten aus der Debitmatrix in das Tongeröll eingedrückt. Das ursprüngliche sedimentäre Inventar der Tone ist durch die frühe Verkieselung vor Kompaktion und Schieferung bewahrt geblieben (Taf. 6, Fig. 3).

Im Schliff zeigen die verkieselten Pelite eine Lamination im mm-Bereich, die durch Siltlagen und wechselnden organischen Gehalt verursacht wird. Als Biogene treten lagenweise Styliolinen auf, deren Schalen durch mikrokristallinen Quarz verdrängt sind. Hohlräume in den Styliolinen

werden ebenfalls von mikrokristallinem Quarz gefüllt. Größere Hellglimmer sind subparallel zur Schichtung eingeregelt; kleinere Schichtsilikate bilden ein dichtes intersertales Gefüge, das von mikrokristallinem Quarz überwachsen wird.

Ausgehend von diesen ehemaligen Weichklasten können ganze Bereiche der Debrite vollständig verkieselt sein und zeigen ebenfalls keine Kompaktionserscheinungen oder Schieferung (Taf. 6, Fig. 4). Darin eingebettete ehemals glasige Vulkaniklasten sind meist vollständig karbonatisiert oder chloritisiert. Diese metasomatischen Vorgänge müssen also schon vor der Verkieselung erfolgt sein. Dass pelitische Weichgerölle bevorzugt verkieselt wurden, ist auffällig. Möglicherweise war das nicht kompaktierte Gefüge aus Tonmineralen der Pelite mit einer großen Oberfläche bevorzugter Anlagerungsraum für Siliziumionen (quellfähige Tonminerale, die leicht fremde Ionen aufnehmen können).

3.1.10.2 Neusprossung von Albit in Karbonaten

In komponentengestützten Debriten mit einem hohen Anteil an karbonatisierten oder chloritisierten Metarhyolithen kam es zur Neusprossung von Albit in Karbonaten. Davon betroffen sind Mikrite, Riffschuttkalke, isolierte Biogene wie Echinodermenschutt, Thamnoporenschutt

und Bivalvenreste. Meist vom Außenrand der Biogene ausgehend ist ein Rasen von 50–100 µm großen idiomorphen polysynthetisch verzwilligten Albiten in die Karbonate hineingewachsen (Taf. 6, Fig. 5–6).

3.1.10.3 Diagenetische Umwandlung von Vulkaniklasten

Metabasaltische und metarhyolithische Klaster in den Debriten sind häufig vollständig zu Karbonat oder Chlorit und Leukoxen alteriert, davon sind meist ehemals glasige Vulkanite betroffen. Für metabasaltische Vulkaniklasten wurden solche metasomatischen Prozesse von FLICK et al. (1990) und NESBOR et al. (1993) beschrieben und analysiert. Chloritisierung und Karbonatisierung von Metarhyolithen waren bisher nicht beschrieben worden.

Blasenfreie, eckige Metarhyolith-Klaster sind oft vollständig chloritisiert (Taf. 3, Fig. 2–4). Die Klaster haben häufig einen fetzenartigen gelängten Umriss; bei stärkerer tektonischer Plättung sind die Chloritaggregate parallel zur Schieferung orientiert. Als Einsprenglinge treten idiomorphe oder magmatisch gerundete Quarze auf, sie führen gelegentlich chloritisierte Schmelzeinschlüsse. Häufig sind auch idiomorphe, polysynthetisch verzwilligte Plagioklas- und idiomorphe, oder magmatisch gerundete Alkalifeldspateinsprenglinge, die schachbrettabitisiert sind und stark durch Calcit verdrängt wurden. Im Gegensatz zu chloritisierten Metabasalten führen die Metarhyolithe kein Leukoxen, was auf den geringeren Gehalt an Fe und Ti in der rhyolithischen Schmelze im Vergleich zur basaltischen zurückzuführen ist.

Bei der Karbonatisierung der rhyolithischen Vulkaniklasten wurde die Matrix vollständig zu Calcit alteriert (Taf. 3, Fig. 8). Als Einsprenglinge treten idiomorphe, z.T. magmatisch gerundete Quarze, idiomorphe, polysynthetisch verzwilligte Plagioklase und idiomorphe, z.T. magmatisch gerundete Alkalifeldspateinsprenglinge auf. Die Alkalifeldspäte sind schachbrettabitisiert und stark durch Calcit verdrängt. Im Hellfeld zeigen sich in der karbonatisierten Grundmasse häufig sphärolithische Strukturen, die ältere Phasen der diagenetischen Alteration darstellen. Um magmatische Quarzeinsprenglinge ist in ei-

nigem Abstand ein dünner Saum aus Chlorit erhalten, der wahrscheinlich ein postmagmatisches Wachstum der Quarze nachzeichnet. Der Calcit, aus dem die Vulkaniklasten heute bestehen, ist grob sparitisch über alle vorhandenen Strukturen gewachsen.

Metarhyolithische Pyroklasten (Taf. 3, Fig. 5–7) sind hoch aufgeschäumt, die ehemals glasige Matrix ist zu Chlorit alteriert, der nur dünne Stege zwischen den ehemaligen Gasblasen bildet. Der Blasenraum ist mit sparitischem Calcit gefüllt, teilweise haben die Calcite das gesamte Gefüge überwachsen. Im Unterschied zu den metabasaltischen Pyroklasten ist die chloritisierte Matrix frei von Leukoxen. Als Einsprenglinge treten idiomorphe oder magmatisch gerundete Quarze, idiomorphe, polysynthetisch verzwilligte Plagioklase und idiomorphe, z.T. magmatisch gerundete Alkalifeldspateinsprenglinge auf.

In den karbonatisierten und chloritisierten metabasaltischen Vulkaniklasten wurden häufig Spuren älterer diagenetischer Vorgänge beobachtet, was bisher nicht beschrieben wurde (NESBOR et al. 1993). An scherbigen ehemals glasigen Metabasalten, die vollständig zu sparitischem Calcit alteriert sind, kann man häufig randlich konzentrische Säume aus Chlorit beobachten, die den äußeren Umriss der Klaster nachzeichnen (Taf. 6, Fig. 7). Die Säume haben einen gleichmäßigen Abstand von 15 μm . Ähnliche Phänomene kann man als Sphärolithe in ehemaligen Blasenräumen beobachten. Sie sind ebenfalls vollständig von sparitischem Calcit überwachsen. Vergleichbare konzentrische Säume wurden auch in chloritisierten Hyaloklasten beobachtet (Taf. 6, Fig. 8). Sie sind ein Hinweis darauf, dass das vulkanische Glas nicht direkt in Calcit oder Chlorit alteriert wurde, sondern vorher andere, möglicherweise zeolithische Stadien durchlaufen hat.

3.1.10.4 Verkieselung der Breccie in der Bohrung Bottenhorn

In der Bohrung Bottenhorn (Kap. 2.1.3.2) tritt innerhalb der normalen Abfolge der Givet-Stufe eine 62 m mächtige Breccie auf (Taf. 7), dabei wird die absolute Mächtigkeit der Givet-Abfolge nicht erhöht. Die grobklastische Breccie besteht fast vollständig aus silifizierten Tonsteinen, Siltsteinen und silifizierten epiklastitischen Turbiditen; seltener sind Weichklasten aus Tonstein/Siltstein-Wechselfolgen. Daneben treten zahlreiche Bruchstücke aus karbonatisierten, metadoleritischen Ganggesteinen auf; saure Vulkanite fehlen. Die Breccie wird als synsedimentäre Störungsbreccie bzw. Spaltenfüllung interpretiert.

Im Gegensatz zu den verkieselten Weichklasten in den viskoplastischen Debriten waren die Pelite in der Breccie bei der Umlagerung schon diagenetisch verfestigt oder teilweise verfestigt. Gelegentlich treten auch Klasten mit plastischer Deformation auf (Taf. 7, Fig. 3). Die silifizierten Tonsteinklasten haben einen angularen Umriss und sind häufig in sich bruchhaft deformiert oder zu kleineren Klasten mit gutem Fitting zerlegt. Dies zeigt eine Mehrphasigkeit der Breccierung an. Die Klasten zeigen keine Schieferung. Die Breccie ist komponentengestützt und durch groben Sparit zementiert. Die karbonatische Ze-

mentation erfolgte in mehreren Schritten. Am Rand der Klasten ist meist ein Rasen aus frühem Hundezahnzement aufgewachsen, vereinzelt sind, heute karbonatisch vorliegende, Sphärolithe am Rand der Klasten aufgewachsen. Der verbleibende Porenraum ist mit sparitischem Calcit gefüllt. Die Matrix der verkieselten Klasten ist vollständig durch mikrokristallinen Quarz silifiziert. Die Tonsteine zeigen eine Lamination im mm-Bereich, die durch wechselnden organischen Gehalt verursacht ist. Häufig sind Radiolarien, in deren Hohlräumen Quarzsphärolithe ausgebildet sein können. In den silifizierten Siltsteinen sind klastische Plagioklase und Mikrokline ganz oder teilweise durch Calcit verdrängt. In silifizierten epiklastischen Turbiditen liegen Vulkaniklasten in chloritischer oder karbonatischer Erhaltung vor. Metadoleritklasten sind häufig karbonatisiert. Biotite sind davon nicht betroffen, Feldspäte liegen ebenfalls häufig nicht alteriert vor. Als Motor für die Silifizierung der Tonstein- und Siltsteinklasten ist das große Porenvolumen der Breccie anzusehen. Als Silizium-Lieferant kommen hydrothermale Lösungen in Frage, die in der Störungszone oder Spalte zirkuliert haben, da ehemals glasige Vulkaniklasten in der Breccie fehlen.

3.1.11 Komponentenspektrum der Debrite am Ostsauerländer Hauptsattel

Die gesamte Givet-Stufe im Raum Padberg hat eine Mächtigkeit von etwa 80 m und ist damit etwas geringmächtiger als die givetische Schichtfolge im nördlich vorgelagerten Beckenbereich. Die basalen 20–25 m werden aus siltigen Tonsteinen mit mikritischen Kalkknoten aufgebaut („Tentaculitenschiefer“). Darüber folgen die Kalkturbidite der Padberg-Kalke, in die sich basaltische Metavulkanite, basaltische Metavulkaniklastite und Debrite einschalten. Die Kalkturbiditsedimentation setzte in der Mittleren *varcus*-Zone ein und dauerte bis in die Adorf-Stufe an (STRITZKE 1983, 1989).

Die Debrite bauen sich aus resedimentierten Sedimentgesteinen und Metavulkaniten auf, die in unmittelbarer Umgebung innerhalb der Givet-Stufe autochthon vorkommen („Padberg-Kalk“, „Hauptgrünstein“, „Tentaculitenschiefer“). Das Spektrum der Lithoklasten wird von den Kalkturbiten der Padberg-Kalke und den dazwischen und darunter lagernden Tonsteinen mit Mikrit-Knoten dominiert. Dabei wurden die Komponenten teils als Weichklasten transportiert, andere waren schon diagenetisch zementiert. Bei den Vulkaniklasten kommen intrusive und effusive Metabasalte, basaltische Metavulkaniklastite und metabasaltische Vulkaniklasten vor.

Klasten aus **intrusiven Metabasalten** (Taf. 8, Fig. 3–4) erreichen Kantenlängen von 25 m. Eine Zurundung ist nicht erfolgt. Ein säuliges Absonderungsgefüge ist ausgebildet, anhaftendes Nebengestein ist gefrittet und zeigt an, dass der Subvulkanit schichtparallel eingedrungen ist (Lagergang). Blasenreiche Zonen treten auf; die Gasblasen sind chloritgefüllt und haben Durchmesser von etwa 1 cm. Der leicht kumulative Metabasalt hat ein intersertales Gefüge aus Plagioklasleisten, die 100 μm (in den blasenführenden Bereichen) bis 500 μm (in den blasenfreien

Effusive leicht differenzierte Metabasalte (Taf. 8, Fig. 1). Die blasenreichen Metabasalte zeigen häufig Pillow-Bildung und treten als Olistholithe mit Kantenlängen von 10–20 m im oberen Teil von Profil Padberg 1 auf. Das Gefüge ist feldspatophyrisch mit idiomorph tafeligen Einsprenglingen aus albitisierten Plagioklasen, die bis 1 cm Größe erreichen. Primäre polysynthetische Verzwilligung ist reliktsch vorhanden, einige Kristalle sind nach einer magmatischen Korrosion idiomorph weitergewachsen. Die Feldspäte sind meist zu Schachbrett-Albit

Basaltische Metavulkaniklastite (Taf. 8, Fig. 5). Olistholithe aus resedimentierten Vulkaniklastiten erreichen Kantenlängen von etwa 10 m. Das Gefüge ist komponentengestützt, die Vulkaniklasten sind zwischen 1 mm bis 4 cm

Kalkturbidite (Padberg-Kalk) (Taf. 8, Fig. 6). Die resedimentierten Kalkturbidite und Kalkturbiditabfolgen zeigen unterschiedliche Diagenesegrade von Weichklasten bis zu vollständig zementierten Klasten (Abb. 42, Abb. 44). Die größten Klasten aus Kalkturbiditfolgen erreichen 2,5 m Durchmesser. Die Kalkturbidite sind komponentengestützt, die Korngröße liegt zwischen 100 μm bis 1,5 mm im Bereich sehr feiner bis sehr grober Sand. Aufgebaut werden sie aus – im Zentrum stark rekristallisierten – Peloiden mit Mikritrinde, mikritisierten Bivalven und Brachiopodenschalen, Foraminiferen, Echi-

Bereichen) groß werden. Häufig sind idiomorphe Erzminerale von 50–100 μm und Biotit-schüppchen. Die verbleibende ehemals glasige Grundmasse ist zu Chlorit, Leukoxen und Calcit alteriert. Als Einsprenglingsphasen treten mm-große idiomorphe, z.T. magmatisch korrodierte Plagioklase, Klinopyroxene und Calcitpseudomorphosen nach Olivin auf. Häufig sind Xenolithe in dem Metabasalt, die Neusprossung von Apatit und ein kristallographisch orientiertes Wachstum von Opakmineralen zeigen (Taf. 8, Fig. 3).

alteriert und im Kristallzentrum gelegentlich durch Calcit verdrängt, häufig führen sie chloritisierte Schmelzeinschlüsse. Als weitere Einsprenglingsphase treten Chloritpseudomorphosen nach Pyroxen auf. Die Grundmasse wird aus einem intersertalen Gerüst aus 5–40 μm großen Plagioklasen aufgebaut, der Zwickelraum ist zu Leukoxen alteriert. Die zahlreichen Gasblasen sind mit sparitischem Calcit gefüllt, der auf einen randlichen Saum aus Chlorit aufgewachsen ist.

groß. Der Interpartikelraum ist mit mikritischem Kalkschlamm oder sparytischem Zement gefüllt. Die Vulkaniklasten bestehen aus dem oben beschriebenen, leicht differenzierten blasenreichen Metabasalt.

nodermerresten und Styliolinen, die Hundezahnzement ausgebildet haben. Der Interpartikelraum, sowohl der plastisch deformierten Weichklasten, als auch der verfestigten Klasten wird von einem sparitischem Zement gebildet, der daher erst nach der Umlagerung entstanden sein kann. Häufig treten reine Styliolinen sparite auf; auch hier ist eine frühe Generation von Hundezahnzement ausgebildet, am Rand der Klasten ist er meist abgebrochen. Verbleibender Interpartikelraum ist mit sparitischem Calcit zementiert.

Tonstein-/Siltstein-Wechselfolgen sind als Weichklasten umgelagert worden. Die Siltlagen führen klastische Quarze, Mikrokline und Plagioklase sowie Hellglimmer. Häufig führen die Weichklasten Styliolinen mit kurzem Hundezahnzement.

Die schlierigen Tonstein-/Siltstein-Weichklasten führen **mikritische Kalkknoten**, die bei

der Umlagerung schon zementiert waren. Diese treten isoliert auf oder sind von einer schlierigen Ton-/Silt-Matrix umgeben. Die Mikrite führen matrixgestützt Brachiopodenschalen, Styliolinen, Gastropoden, agglutinierende Foraminiferen, klastische Quarze und Feldspäte bis 60 µm.

Als Biogene kommen isolierte Styliolinen, Conodonten und Peloide vor.

3.2 Sedimentologie und Fazies der Olisthostrome

Die Aufschlussaufnahmen und Profilaufnahmen lieferten umfangreiche Informationen über die Sedimentationsprozesse, die zur Entstehung der Olisthostrome geführt haben. Einzelne Beobachtungen gaben auch Hinweise auf eine Schüttungsrichtung der Debrite und damit auf

die Lage des Liefergebietes. Die Olisthostrome im Lahn-Dill-Gebiet können klar unterschiedlichen Faziesbereichen zugeordnet werden. Sie zeigen auch eine deutliche zeitliche Änderung der Faziesbedingungen.

3.2.1 Sedimentationsprozesse

Definition und Mechanismus des graviativen Massentransportes wurden in Kap. 1.4.2 erläutert, Tab. 3 (S. 28) gibt einen Überblick über die verwendete Nomenklatur. Im Folgenden werden die beobachteten Sedimentationspro-

zesse und ihre Produkte beschrieben; auf ihre Verbreitung und ihre besonderen Merkmale wird eingegangen. Dabei wird auf die einzelnen Profilaufnahmen verwiesen.

3.2.1.1 Submarine Gleitschollen

Merkmale: Als Gleitschollen sensu WÄCHTER (1987) werden auf überwiegend schichtparallelen Flächen submarin abgeglittene Olistholithe bezeichnet, die aus ganz oder teilweise verfestigten beckeninternen Sedimenten bestehen. Von Olistholithen, die durch den Prozess der Rutschung (sensu SCHWARZ 1982) hervorgegangen sind, unterscheiden sie sich durch diese schichtparallele Gleitfläche und durch ihren höheren Grad der diagenetischen Verfestigung, Slumping (Rutschfalten) fehlen meist. Große Körper aus umgelagerten Vulkaniten (z.B. Profil Kisselberg, Kap. 2.1.2.2) fallen nicht unter diese Definition und werden einfach als Olistholithe bezeichnet.

Vorkommen: Gleitschollen kommen im proximalen Bereich der Uebernthal- und der Daberg-Formation vor. Dort wird der basale Teil der Olisthostrome aus einer Abfolge von Gleitschollen gebildet, die fast keine Matrixanteile zeigt und deshalb nicht als Debrith angesprochen wird (Dillhausen, Kap. 2.2.1.1, Burgberg, Kap. 2.1.1.1, Bicken, Kap. 2.1.1.2, Weibachtal, Kap. 2.1.1.5). Ebenfalls in tieferen Teil der Olisthostrome treten mächtige matrixgestützte Slideflow-Debrite auf, die zahlreiche Gleitschollen aus unter- und mitteldevonischen Gesteinen führen. (Bahneinschnitt Uebernthal, Kap. 2.1.1.3, Burgberg Bicken, Kap. 2.1.1.1, Bicken, Kap. 2.1.1.2, Sonnberg, Kap. 2.1.1.4, Dillhausen, Kap.

2.2.1.1, Obershausen, Kap. 2.2.1.2, Edingen, Kap. 2.1.2.3, Kisselberg, Kap. 2.1.2.2). In viskoplastischen Debriten fehlen Gleitschollen. Bei diesen Olistholithen innerhalb der Slideflow-Debrite handelt es sich um Produkte einer sekundären Umlagerung, da eine Fragmentierung der Ausgangsgesteine einen primären Transport als Gleitscholle voraussetzt.

Sedimentstrukturen: Die Olistholithe haben einen unregelmäßig angularen Umriss und zeigen daher im zweidimensionalen Anschnitt häufig fensterartige Anschnitteffekte (Bahneinschnitt Uebernthal, Kap. 2.1.1.3, Bicken, Kap. 2.1.1.2, Sonnberg, Kap. 2.1.1.4). An schichtparallelen Flächen und Flächen, die die Schichtung im flachen Winkel schneiden, sind zum Teil Phacoide ausgebildet (Edingen, Kap. 2.1.2.3, Bahneinschnitt Uebernthal, Kap. 2.1.1.3, Sonn-

berg, Kap. 2.1.1.4). Bei den meisten Olistholithen in Slideflow-Debriten fehlen solche Gleitflächen, die eine Relativbewegung der Scholle zur Debritmatrix anzeigen. Meist sind Gleitschollen in den Debriten subparallel zur Schichtung eingeregelt (Bicken, Kap. 2.1.1.2, Kisselberg, Kap. 2.1.2.2, Uebernthal, Kap. 2.1.1.3), sie können auch völlig rotiert zur Schichtung lagern (Burgberg Bicken, Kap. 2.1.1.1, Uebernthal, Kap. 2.1.1.3). Ein Olistolith im Bahneinschnitt Uebernthal zeigt lystrische Abschiebungen (bei 46–50 m). In den Unterdevon-Olistholithen im Bahneinschnitt Uebernthal konnte ANDERLE et al. (1997: 210) eine WNW–ESE streichende Gleitfaltung nachweisen. Größere Olistholithe im Bahneinschnitt Uebernthal zeigen intern linsige Zerschering des Schichtgefüges.

3.2.1.2 Rockfall

Merkmale: Sturzmassen an Steilabbrüchen, umgelagert werden angulare Bruchstücke aus verfestigten Gesteinen. Eindeutig dem Rockfall zuzuordnende Olistholithe lassen sich nur dort nachweisen, wo Blöcke isoliert in einer autochthonen Sedimentabfolge lagen und nicht in Debrite eingebettet sind.

Vorkommen: Einziges Vorkommen von Olistholithen, die sich dem Transportprozess des Rockfalls zuordnen lassen, bildet das Profil Edingen (Kap. 2.1.2.3).

Sedimentstrukturen: Dort sind isolierte Blöcke aus Massenkalk (bioclastic Floatstones

des Vorriffbereiches) in eine Abfolge aus Beckentonen und autochthonen Riffschuttkalken eingebettet. Dazwischen schalten sich viskoplastische- und Slideflow-Debrite ein. Die Massenkalkblöcke lagern in den Tonsteinen oder auf Debriten, das dadurch entstandene Relief wird von autochthonen Schüttungen aus Riffschutt (eines lagunären Liefergebietes) ausgeglichen. Die gesamte geologische Situation im Profil Edingen, Rockfall Ablagerungen, Ablagerung von autochthonen Riffkalken und isolierte Sandstein-Gleitschollen, deutet auf eine extreme Nähe zum Liefergebiet hin.

3.2.1.3 Rutschung

Merkmale: Bei der Rutschung gleiten unverfestigte Sedimente an lystrischen Brüchen ab; die dazu nötige Reliefenergie kann durch tektonische Bewegung, Erosionskanten oder durch Sedimentation im Vorschüttbereich von Deltas erzeugt werden (SCHWARZ 1982). Kennzeichnendes Merkmal für Olistholithe, die durch Rutschung entstanden sind, bildet die

hohe plastische Deformation der Klaster. Sie zeigen Slumping, Rutschfaltenbildung bis zur völligen Auflösung des Schichtgefüges. Definitionsbedingt lassen sich nur Weichklaster dem Transportprozess der Rutschung zuordnen.

Vorkommen: Olistholithe aus unverfestigten Weichklaster sind auf den Proximalbereich

der Uebernthal- und der Daberg-Formation beschränkt. Primär treten sie in der basalen Gleitschollen-Abfolge der Uebernthal-Formation auf; Slideflow-Debrite und mächtige viskoplastische Debrite führen ebenfalls zahlreiche Olistholithe aus Weichklasten. Umgelagert wurden intraformationelle Turbidit-/Tonstein-Wechselfolgen, die typischen grüngrau geflammten, styliolinenführenden Tonsteine der Givet-Stufe und Tonstein-/Siltstein-Wechselfolgen des Styliolinsandsteins (Bohrung Günterod, Kap. 2.1.1.6, Kisselberg, Kap. 2.1.2.2, Kläranlage Uebernthal, Kap. 2.1.2.1, Obershausen, Kap. 2.2.1.2, Bicken, Kap. 2.1.1.2).

3.2.1.4 Slideflow-Debrite

Merkmale: Es handelt sich um matrixgestützte Debrite; die Bewegung des Debrisflows erfolgte auf einer basalen Scherfläche. Relativbewegungen der Klasten zueinander fanden nur untergeordnet statt, daher sind die Klasten nicht eingeregelt. Die Debrite zeigen an der Basis Erosionsstrukturen, die Oberfläche des Schuttstroms ist gewölbt.

Vorkommen: Slideflow-Debrite treten im proximalen Bereich der Uebernthal- und der Daberg-Formation auf. In der Uebernthal-Formation überlagern sie die basale Gleitschollen-Abfolge (Uebernthal, Sonnberg, Bicken, Burgberg, Kisselberg, Kläranlage Uebernthal, Probbach, Obershausen, Edingen, Bohrung Günterod.).

Sedimentstrukturen: Die Debrite sind matrixgestützt, größere Klasten lagern isoliert in einer überwiegend pelitischen Matrix. Durch Wechsel der Korngröße zeigt die Matrix ein schlieriges Gefüge. Innerhalb eines Debrites wechselt die Struktur der Matrix; unregelmäßig begrenzte Bereiche zeigen ein eher komponentengestütztes Gefüge mit anderem quantitativen Komponentenspektrum, z.B. mit einem sehr hohen Anteil an vulkaniklastischem Material. Dabei ist eine scharfe Abgrenzung solcher Bereiche als intraformationelle Olistholithe nicht möglich, vielmehr zeigen diese Strukturen an, dass der

Sedimentstrukturen: Die Olistholithe erreichen im Anschnitt Längen von 20–40 m. Weichklasten aus intraformationellen Turbidit-/Tonstein-Wechselfolgen im Profil Obershausen zeigen am Rand intensive Gleitfaltung. Der äußere Bereich der Olistholithe hat sich mit der Debritmatrix vermischt, größere Klasten sind in den Randbereich des Rutschkörpers eingebettet. Im zentralen Bereich des Olistholiths hat sich die ursprüngliche Schichtung ohne nennenswerte Deformation bewahrt. Bei größeren Olistholithen aus givetischem Tonstein in der Bohrung Günterod ist auch intern das Schichtgefüge durch Slumping zerstört.

überlieferte Debrite das letzte Ereignis einer mehrphasigen Umlagerung durch zahlreiche vorherige Debrisflow-Ereignisse darstellt.

Die umgelagerten Klasten zeigen alle Grade der Aufarbeitung von angularen Olistholithen bis zu gut gerundeten Geröllen; dabei kommen Olistholithe und Gerölle der gleichen Ausgangsgesteine nebeneinander vor. Eine Einregelung der Klasten ist nicht zu beobachten. Lediglich flache Gleitschollen sind subparallel zur Schichtung der Debrite eingeregelt. Oft zeigen diese Schollen fensterartige Anschnitteffekte.

Der Sedimenttransport als Slideflow kann nicht für die Fragmentierung der eingebetteten Klasten verantwortlich sein. Im geringen Maße können durch die Abfolge von mehreren einzelnen Slideflow-Ereignissen eine Zerlegung von größeren Komponenten und eine Durchmischung des Materials erfolgen. Das heute überlieferte Komponentenspektrum und sedimentäre Gefüge ist wahrscheinlich das komplexe Resultat unterschiedlichster Vorgänge: Aufarbeitung im Wellenbereich, tektonische Zerlegung an Abschiebungen, Umlagerung durch Rockfall, Gleitschollen und Rutschung. Durch zahlreiche Umlagerungsereignisse als Debrisflow wurde dann vermutlich der hohe Durchmischungsgrad erreicht.

3.2.1.5 Viskoplastische Debrite

Merkmale: Komponentengestützte Debrite mit geringer Mächtigkeit im Vergleich zur lateralen Erstreckung. Die Basis ist meist nicht erosiv, die Oberseite des Debrits nicht gewölbt. Klasten sind mit ihren langen Achsen subparallel zur Schüttungsrichtung eingeregelt, große flache Klasten wurden beim Transport an der Oberfläche des Debrisflows angereichert. Hochviskoplastische Debrite haben größere Mächtigkeiten, können eine erosive Basis haben und zeigen im proximalen Bereich interne Scherzonen (POSTMA 1984). Von Turbiditen unterscheiden sich viskoplastische Debrite durch das komponentengestützte Gefüge, das Fehlen der Bouma-Sequenz und durch die nicht erosive Basis.

Vorkommen: Viskoplastische Debrite kommen in proximalen und distalen Bereichen der Daberg- und Uebernthal-Formation vor. Auch außerhalb des eigentlichen Verbreitungsgebietes schalten sich geringmächtige viskoplastische Debrite in die Beckenabfolge der Givet-Stufe ein. Viskoplastische Debrite überlagern die Slide-flow-Debrite oder wechsellagern mit ihnen. Zum Hangenden der Lahn-Dill-Olisthostrome geht die Abfolge in eine Wechselfolge aus viskoplastischen Debriten und Turbiditen über (Hartenrod, Mornshausen, Edingen, Burgberg, Weibachtal, Kisselberg, Finsterer Grund, Ulm, Ulm 2, Probbach, Buchenau-Formation).

Sedimentstrukturen: Die Debrite lassen sich in hochviskoplastische Debrite und niedrigviskoplastische Debrite untergliedern. Niedrigviskoplastische Debrite haben eine Mächtigkeit von wenigen Metern und wechsellagern mit Turbiditen. Hochviskoplastische Debrite haben Mächtigkeiten im 10er m-Bereich, schalten sich isoliert in Beckenabfolgen ein oder überlagern sich gegenseitig, ohne dass Turbidite eingeschaltet sind.

Hochviskoplastische Debrite sind im Profil Obershausen aufgeschlossen. Der viskoplastische Debrith im Profil Mornshausen wird auf Grund seiner Mächtigkeit auch den hochvisko-

plastischen Debrithen zugeordnet. Sie zeigen eine Mächtigkeit von meist mehr als 10 m, größere Klasten sind mit ihren langen Achsen parallel zur Schüttungsrichtung und mit der flachen Seite parallel zur Schichtung eingeregelt; die langen Geröll-Achsen im viskoplastischen Debrith 3 des Profils Obershausen zeigen eine Einregelung in SW-NE-Richtung. Turbiditische Zwischenlagen sind nicht ausgebildet. Die Debrite im Profil Obershausen führen zahlreiche Weichklasten älterer Debrite, was auf erosive Prozesse beim Sedimenttransport hinweist.

Niedrigviskoplastische Debrite sind weiter verbreitet. Besonders schöne Aufschlüsse bietet das Profil Finsterer Grund (Kap. 2.2.2.3). Sie sind auch in den Profilen der Buchenau-Formation, der Bohrung Günterod, Kisselberg, Kläranlage Uebernthal, Burgberg Bicken, Edingen, Ulm, Ulm 2, Finsterer Grund, Dillhausen 2 und Probbach aufgeschlossen. Die Debrite haben meist eine Mächtigkeit von 1 m, können aber auch mehrere Meter Mächtigkeit erreichen (Bahneinschnitt Ulm, Kap. 2.2.2.1). Das Gefüge ist komponentengestützt, Gerölle sind mit ihren langen Achsen subparallel zur Transportrichtung eingeregelt. Mit den flachen Seiten lagern die Gerölle meist subparallel zur Schichtung, seltener ist Dachziegellagerung von mehreren Geröllen ausgebildet. Im Profil Bahneinschnitt Ulm sind in einigen Bereichen die flachen Seiten der Gerölle schräg zur Schichtung eingeregelt. Die Einregelung zeichnet dort symmetrisch den Verlauf einer größeren erosiven Rinne nach, die etwa senkrecht zum Profilanschnitt liegt (~ West-Ost-Verlauf). An der Oberseite der Schuttströme ist häufig eine Lage aus flachen übergroßen Geröllen ausgebildet, was typisch für niedrigviskoplastische Debrite ist. Verbreitet treten auch innerhalb der Debrite „übergroße“ Gerölle auf, deren Durchmesser fast die Mächtigkeit der Debrite erreicht (Finsterer Grund, Pofilmeter 70, Kap. 2.2.2.3, Burgberg Bicken, Kap. 2.1.1.1). Die Basis der Debrite ist über weite Strecken

nicht erosiv; sie lagern konkordant auf Beckentonen oder Turbidit-/Tonstein-Wechselfolgen. Engbegrenzt sind erosive Rinnen an der Basis ausgebildet (Finsterer Grund, Bahneinschnitt Ulm). Neben rinnenförmiger Erosion lässt sich im Profil Finsterer Grund nachweisen, wie grobes Debritlematerial in Spalten der unterlagernden Turbidite eingedrungen ist (bei Profilmeter 30); dies deutet auf eine beginnende diagenetische Verfestigung der Turbidite hin. Die Ober-

seite der Debritle ist eben und verläuft parallel zur Basis; in Rinnenbereichen wird das Relief eben ausgeglichen. Überlagert werden die Debritle durch eine feinklastische Turbiditabfolge mit dem gleichen Komponentenspektrum. Neben lokalen Rinnen- und Spaltenfüllungen treten synsedimentäre Abschiebungen auf, die die Mächtigkeit von Turbidit-Abfolgen (Finsterer Grund, Profilmeter 77) und Debritle (Ulm 2) steuern.

3.2.1.6 Turbidite

Merkmale: Turbidite gehen aus subaquatischem Sedimenttransport in Suspension hervor, haben eine erosive Basis; kennzeichnendes Merkmal ist die Bouma-Sequenz mit gradierter Schichtung.

Vorkommen: Turbidite mit dem Komponentenspektrum der Lahn-Dill-Olisthostrome treten in den proximalen Faziesbereichen, im distalen Faziesbereich und außerhalb der eigentlichen Verbreitung der Olisthostrome auf. Im proximalen Faziesbereich überlagert eine Wechselfolge von Turbiditen mit Debritle die Slideflow-Debritle (Burgberg, Kisselberg, Kläranlage Uebernthal), zum Hangenden bilden reine Turbiditfolgen den Abschluss der Formation (Dillhausen 2). Im distalen Faziesbereich wechsellaagern Turbidite mit Debritle (Finsterer Grund) oder schalten sich zusammen mit einzelnen Debritle in Beckentone ein (Ulm, Bahneinschnitt Ulm, Hartenrod, Buchenau-Formation). Im Hangenden des distalen Faziesbereiches werden die Turbidit-/Debritle-Wechselfolgen von reinen Turbiditabfolgen überlagert (Forsthaus 2, und oberhalb des Profils Finsterer Grund). Außerhalb des

eigentlichen Verbreitungsgebietes der Lahn-Dill-Olisthostrome schalten sich Turbidite mit dem Komponentenspektrum der Olisthostrome in die normale Beckenabfolge ein.

Sedimentstrukturen: Die Turbidite zeigen die typischen Merkmale der Bouma-Sequenz. Dabei ist der untere Teil der Sequenz vollständig ausgebildet, die oberen Abschnitte fehlen durch Erosion häufig. In den Turbidit-Debritle Wechselfolgen scheint ein genetischer Zusammenhang zwischen Turbiditen und Debritle zu bestehen. Einzelne Debritle werden von einem Turbidit überlagert. Im den Turbiditen am Top der Abfolgen treten neben Turbiditbänken auch schräggeschichtete Bänke auf. Im Profil Finsterer Grund ist die Turbiditsedimentation teilweise durch synsedimentäre Abschiebungen gesteuert. Maximale Korngrößen der Turbidite werden im Profil Dillhausen 2 mit 15–20 cm erreicht. Sonst liegen die Korngrößen im Silt- bis Feinkiesbereich. In vielen Profilen treten im Bereich der Turbidit-/Debritle-Wechselfolgen neben den typischen low viscosity Turbiditen auch high viscosity Turbidite mit inverser Gradierung auf.

3.2.1.7 Mehrphasigkeit der Sedimentationsabläufe

Zahlreiche Intraklasten zeigen eine Mehrphasigkeit der Umlagerungsprozesse an. Dabei treten zum einen Gerölle aus sparitisch zementierten komponentengestützten Debritle, zum anderen Weichklasten aus Slideflow-Debritle und

Turbidit-/Tonstein-Wechselfolgen auf. Die Intraklasten können ihrerseits intraformationelle Komponenten führen.

Ebenfalls auf eine Mehrphasigkeit der Umlagerungsprozesse deuten der inhomogene Aufbau

der Matrix der Slideflow-Debrite hin und das Vorkommen von Geröllen unterschiedlichster Rundungsgerade in einem Debrit. In den heute

dokumentierten Debriten ist nur das letzte Stadium von zahlreichen hintereinander abfolgenden Debrisflow-Ereignissen dokumentiert.

3.2.2 Fazielle und zeitliche Gliederung der Sedimentationsabläufe

Die unterschiedlichen Sedimentationsprozesse der Lahn-Dill-Olisthostrome lassen eine deutliche räumliche fazielle Gliederung der Gesteine in einen proximalen und einen distalen Faziesbereich zu. Eine feinere fazielle Gliederung ist vorhanden und an dicht beieinander liegenden Profilen erkennbar (Dillhausen – Obershausen

– Finsterer Grund – Bahneinschnitt Ulm), ist aber durch die lückenhaften Vorkommen der Gesteine nicht praktikabel. Eine systematische zeitliche Veränderung der Sedimentationsprozesse zeigt sich in der Überlagerung von Resedimenten unterschiedlicher sedimentologischer Genese.

3.2.2.1 Proximalfazies

Die Proximalfazies ist durch große Sedimentmächtigkeiten gekennzeichnet. Es kommen Gleitschollen, Rutschungskörper und Slideflow-Debrite vor, die von einer Wechselfolge aus Turbiditen und Debriten überlagert werden (Tab. 9).

Zur Proximalfazies werden die Profile Bicken, Burgberg Bicken, Kläranlage Uebernthal, Kisselberg, Sonnberg, Probach, Dillhausen, Obershausen und die Bohrung Günterod gerechnet.

3.2.2.2 Distalfazies

Im distalen Faziesbereich fehlen die Gleitschollenabfolgen und die mächtigen Slideflow-Debrite. Die Distalfazies wird aus viskoplastischen Debriten und Turbiditen aufgebaut. Dem distalen Faziesbereich werden die Profile Finsterer Grund, Forsthaus, Ulm, Ulm 2, Dusenberg, Mornshausen, Buchenau und die Bohrungen Hartenrod und Bottenhorn zugeordnet (Tab. 9).

Dabei lassen sich mit zunehmender Entfernung vom proximalen Faziesbereich deutliche Veränderungen der Sedimentologie feststellen. Im nah am Proximalbereich gelegenen Profil Finsterer Grund ist eine etwa 80 m mächtige Turbidit-/Debrit-Wechselfolge aufgeschlossen, Einschaltungen von Beckentonen fehlen. In den distaleren Profilen wechsellagern einzelne Debrite und Turbidite mit Beckentonen.

In Profilen außerhalb der eigentlichen Proximalfazies schalten sich vereinzelt Turbiditbänke in die normale Beckenabfolge ein.

Ein fazieller Sonderfall stellt das Profil Grillhütte Edingen (Abb. 14) dar: Hier treten Slideflow-Debrite und Gleitschollen auf, was eine Zuordnung zur Proximalfazies erlaubt. Gleichzeitig sind auch Rockfall-Ablagerungen, autochthone Riffkalksedimentation und Ablagerung von Beckentonen vorhanden. Rockfall-Ablagerungen und autochthone Riffkalksedimentation belegen eine extreme Nähe zum Liefergebiet – die Beckentone belegen andererseits Zeiten ruhiger Sedimentation. Wahrscheinlich ist hier ein extrem liefergebietsnaher Ablagerungsraum in einigermaßen stabiler Position vor Mehrfachumlagerung bewahrt worden.

Tab. 9. Übersicht über den Sedimenttransport in den Profilen der Proximal- und Distalfazies.

Profil	Dill-Mulde										Lahn-Mulde										
	Edingen	Burgberg Bicken	Bicken	Uebernthal	Sonnberg	Weibachtal	Günterod 1	Kläranlage Uebernthal	Kisselberg	Bohrung Hartenrod	Bohrung Bottenhorn	Mornshausen	Buchenau	Dillhausen 1	Obershausen	Dillhausen 2	Probach	Finsterer Grund	Forsthaus	Bahneinschnitt Ulm	Ulm 2
Transport																					
Gleitschollen	•	•	•	•	•	•	•	•	•					•							
Slideflow-Debrite	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•				•	•		•				
Rutschungs-Körper		•	•		•	•	•	•	•						•						
viskoplastische Debrite	•	•		•			•	•	•	•	•	•		•	•		•	•	•	•	•
Turbidite		•		•			•	•	•	•	•		•			•		•	•	•	•
Einschaltung von Beckentonen	•									•	•	•								•	•
Rockfall	•																				
Faziesbereich	proximal										distal			proximal				distal			

3.2.2.3 Zeitlicher Fazieswechsel

In den Profilen der Proximalfazies zeichnet sich ein zeitlicher Fazieswechsel von hoch energetischen Sedimentationsprozessen zu niedrig energetischen ab. Die grobklastische Sedimentation setzt dort mit einer basalen Gleitschollen-Abfolge aus großen Olistholithen ein, die von Slideflow-Debriten überlagert werden. Auf die Slideflow-Debrite folgt eine Wechselfolge aus viskoplastischen Debriten und Turbiditen, die zum Top der Formationen in eine turbiditische Sedimentation übergeht. Die komplette Abfolge ist am Burgberg Bicken (Abb. 6) aufgeschlossen; der Übergang zum Hangenden ist in den Profilen Kisselberg (Abb. 13), Kläranlage Uebernthal (Abb. 12) und Bahneinschnitt Uebernthal (Abb. 8) zu beobachten. Im Bahneinschnitt Uebernthal ist eine Debrite-/Turbidit-Wechselfolge nicht ausgebildet, die Slideflow-Debrite werden von Beckentonen mit einzelnen Turbiditen überlagert.

In den distalen Bereichen der Daberg-Formation lässt sich ebenfalls ein zeitlicher Fazies-

wechsel feststellen. Eine basale Wechselfolge von viskoplastischen Debriten und Turbiditen geht zum Hangenden in eine rein turbiditische Sedimentation (Aufschlüsse am Finsteren Grund (Abb. 34, 36), Hartenrod (Abb. 15)) über.

Ob die Vorkommen der Turbidit-/Debrite-Wechselfolgen in Proximal- und Distalfazies zeitgleich sind, kann nicht gesagt werden. Wären sie es, so ist der Fazieswechsel von distal zu proximal allein durch die räumliche Begrenzung der basalen Sedimentationsereignisse (Gleitschollen und Slideflow-Debrite) auf die Proximalfazies bedingt. Es kann aber genauso angenommen werden, dass Slideflow-Debrite lateral durch Turbidit-/Debrite-Wechselfolgen vertreten werden. Das Profil Bahneinschnitt Uebernthal weist darauf hin, dass Slideflow-Debrite durchaus weiter verbreitet sein können als die Wechselfolgen von viskoplastischen Debriten mit Turbiditen – dies deutet auf eine laterale Vertretung der Slideflow-Debrite durch Turbidit-/Debrite-Wechselfolgen hin.

3.2.3 Sedimentstrukturen, die auf eine Schüttungsrichtung hinweisen

3.2.3.1 Einregelung von Geröllen

Im nordöstlichsten Aufschluss der Uebernthal-Formation in Proximalfazies, dem Eisenberg bei Bad Endbach, hatte HUCKRIEDE (1992: 126) lange Geröllachsen in viskoplastischen Debriten vermessen und eine Einregelung in SW–NE-Richtung festgestellt.

Die Auswertung von langen Geröllachsen aus viskoplastischen Debriten im Profil Finste-

rer Grund ergab eine Schüttungsrichtung mit SW–NE-Verlauf. Die nach SW einfallende Imbrikation von Geröllen im Finsteren Grund belegt zusammen mit der Einregelung eine Schüttung aus SW. Die Auswertung langer Geröllachsen in viskoplastischen Debritt 4 im Profil Obershausen zeigt ebenfalls eine SW–NE-Ausrichtung der Geröllachsen (Abb. 46).

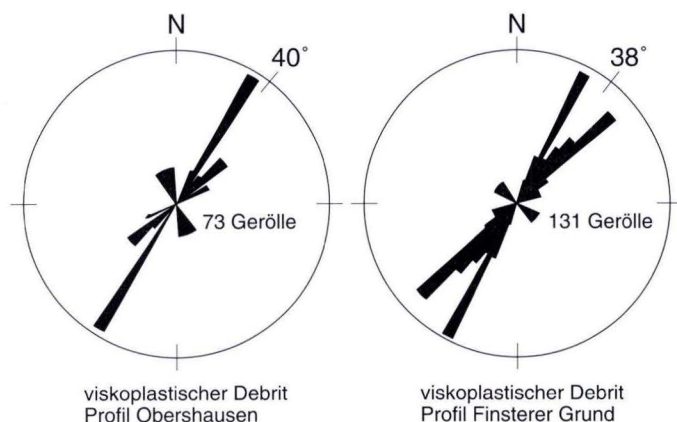


Abb. 46. Einregelung langer Geröllachsen in den viskoplastischen Debriten der Lahn-Mulde.

3.2.3.2 Gleitfaltung

Im Profil Bahneinschnitt Uebernthal treten innerhalb eines Slideflow-Debrits große Olistholithe aus Unterdevon-Sandsteinen auf. In diesen Olistholithen konnte ANDERLE et al. (1997: 210) eine prävaristische WNW–ESE streichende Gleitfaltung nachweisen. Dies belegt einen WSW–ENE verlaufenden Transport des Olistholiths.

3.2.3.3 Verlauf von Rinnen

Im Profil Bahneinschnitt Ulm (Kap. 2.2.2.1) ist eine etwa WSW–ENE verlaufende Rinne aufgeschlossen. Das kann auf eine in WSW–ENE verlaufende Schüttungsrichtung hindeuten. Die

Im Profil Obershausen (Kap. 2.2.1.2) ist in Debritt 2 ein Olistholith aus einer intraformationellen Tonstein-/Turbidit-Wechselfolge aufgeschlossen; dabei wurden Proben aus dem NE-Rand des Klasten untersucht. Nach Rückrotation um die Großfaltenachse zeigen Rutschfalten an der Basis des Olistholiths eine von SW nach NE gerichtete Gleitrichtung des Olistholithes an (Abb. 25).

Rinne wird durch Anlagerungsgefüge von flachen Geröllen an beiden Seiten der Rinne nachgezeichnet.

3.2.3.4 Faziesentwicklung

Das südwestlichste Profil der Ueberthal-Formation, Grillhütte Edingen (Kap. 2.1.2.3), wird als ein liefergebietsnaher Aufschluss der Ueberthal-Formation interpretiert. Auf eine extreme Nähe zum Liefergebiet weisen zum einen Rockfall-Ablagerungen, zum anderen autochthone Riffkarbonate hin. Eine Wechsellagerung mit Tonsteinen deutet andererseits auf längere Ruhephasen in der Sedimentation hin. Wahrscheinlich haben sich diese Ablagerungen nur aus diesem Grunde erhalten.

Im Bereich der nordwestlichen Lahn-Mulde nimmt die Mächtigkeit von viskoplastischen Debratabfolgen sehr schnell nach NE hin ab (Profil

Obershausen – Profil Finsterer Grund – Profil Bahneinschnitt Ulm). Dies weist auf ein im SW gelegenes Liefergebiet hin.

Die Herzynkalk-Olistholithe in der Ueberthal-Formation gehören nicht zum Hintergrund-Komponentenspektrum des Liefergebietes, sondern wurden beim Transport der Debrite mit aufgenommen. Sie treten erst im NE-Teil des Verbreitungsgebietes der Ueberthal-Formation auf. Auch dies deutet auf einen Transport von SW nach NE hin. In viskoplastischen Debriten ist eine Abnahme der maximalen Gerölldurchmesser von SW nach NE zu beobachten (Abb. 52).

3.2.3.5 Interpretation

Fasst man alle diese Beobachtungen zusammen, so ist es wahrscheinlich, dass die Olisthotope von einem im SW gelegenen Liefergebiet geschüttet wurden. Ein potentiell Liefergebiet wäre dann unter den tertiären Vulkaniten

des Westerwaldes verborgen. Ein zu den Umlagerungsprozessen gleichzeitiger rhyolithischer Vulkanismus ist durch den hohen und stark schwankenden Anteil von metarhyolithischen Vulkaniklasten und Pyroklasten belegt.

3.2.4 Sedimentologie der Debrite am Ostsauerländer Hauptsattel

Die gesamte Givet-Stufe im Raum Padberg hat eine Mächtigkeit von etwa 80 m und ist damit etwas geringmächtiger als die givetischen Gesteine im nördlich vorgelagerten Beckenbereich. Auf 20–25 m mächtige „Tentaculitenschiefer“ folgen die Kalkturbidite der Padberg-Kalke, in die sich basaltische Metavulkanite, basaltische Metavulkaniklastite sowie Debrite einschalten. Die Kalkturbiditsedimentation dauerte von der Mittleren *varcus*-Zone bis in die Adorf-Stufe.

Die hier beschriebenen Debrite der Mittleren *varcus*-Zone (Kap. 2.3.2) sind nur lokal verbreitet; die einzelnen Horizonte keilen schnell aus und lassen sich lateral einige 100 m verfolgen (Profile Padberg 1 und 3). Es sind durchweg Slideflow-Debrite. In ihrem proximalen Teil (Padberg 1, Abb. 41) schneiden sie sich erosiv in ihrer Unterlager ein, dabei sind häufig Rutschfalten

ausgebildet. Ihre Oberfläche ist uneben gewölbt. Distal (Padberg 3, Abb. 44) schalten die Debrite sich konkordant in die Schichtfolge ein. Das Gefüge ist matrixgestützt, die größten Komponenten erreichen Kantenlängen von 25 m. Größere Weichklasten aus Tonstein-/Kalkturbidit-Wechsselfolgen und Metavulkaniklastiten haben ihr internes Gefüge teilweise bewahrt. Die Komponenten innerhalb der Debrite zeigen keine Einregelung, nur um größere Olistholithe ist ein Anlagerungsgefüge ausgebildet. Kleinere Klasten sind dabei subparallel zur Oberfläche des Olistoliths eingeregelt und zeigen eine Relativbewegung der Olistholithe zur Gesamtbewegung des Slidesflows an.

In Profil Padberg 2 (Abb. 43) ist eine Sedimentfolge mit beginnender Sedifluktion aufgeschlossen, die zu einer Auflösung des Schicht-

verbandes geführt hat. Als Ursache für die Prozesse ist eine Paläohangneigung und die Instabilität der Abfolge wahrscheinlich, die wäh-

rend der Givet-Stufe aus unverfestigten Tonen im Wechsel mit effusiven Vulkaniten bestand.

3.3 Zeitliche und räumliche Abläufe der Umlagerungsprozesse

Die Lahn-Dill-Olisthostrome lassen sich Conodonten-biostratigraphisch zeitlich einstufen, was die Entwicklung eines zeitlichen und räumlichen Faziesmodells erst ermöglicht. Mit Hilfe von korrelierter absoluter Altersdatierung (ZIEGLER & SANDBERG 1996) und der Devonkorrelationstabelle (WEDDIGE 1996) ist auch eine ungefähre

Angabe über die absolute Zeitdauer der Umlagerungsprozesse möglich. Die zeitliche Einstufung der Olisthostrome erlaubt Vergleiche zu vulkanischen, eustatischen und riffbildenden Prozessen während der Givet-Stufe, die im gleichen Zeitraum abgelaufen sind (Abb. 48, S. 163).

3.3.1 Zeitliche Einstufung der Umlagerungsprozesse

Die Umlagerungsprozesse der Lahn-Dill-Olisthostrome lassen sich auf einen Zeitraum von der Mittleren *varcus*-Zone bis in die *disparilis*-Zone datieren.

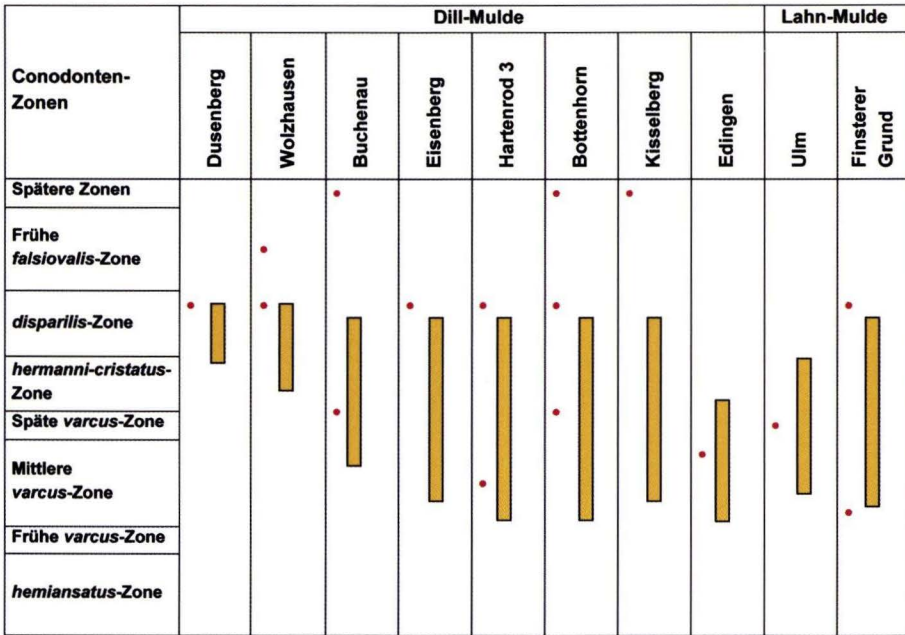
Für die Olisthostrome der Lahn-Mulde konnten Datierungen aus der Späten *varcus*-Zone gewonnen werden. Das Unterlager der Debrite wurde auf die Mittlere *varcus*-Zone datiert. Das Top der Daberg-Formation konnte in die *disparilis*-Zone datiert werden (Abb. 47, S. 163).

In den Vorkommen der Dill-Mulde wurden Faunen der Mittleren *varcus*-Zone und der Späten *varcus*- bis *hermanni-cristatus*-Zone nachgewiesen. Das Top der Formation konnte in die *disparilis*-Zone datiert werden. In der Proximalfazies der Ueberthal-Formation ist das Unterlager der Debrite nicht aufgeschlossen. In den distalen Bereichen kann man ein Einsetzen der Turbidite und Debrite im unteren Bereich der distalen Ausläufer des Styliolinen-Sandsteins feststellen. Das ermöglicht eine indirekte Datierung für den Beginn der Umlagerungsprozesse in die Mittlere *varcus*-Zone. HUCKRIEDE (1992) wies aus dem Überlager der Debrite am Eisenberg eine Fauna der *disparilis*-Zone nach.

Die Debrite am Ostsauerländer Hauptsattel datieren ebenfalls in die Mittlere *varcus*-Zone (Abb. 48, S. 163).

Die Umlagerungsprozesse setzten damit gleichzeitig mit dem Vulkanismus der Givet-Adorf-Phase und dem Riffwachstum in einem Zeitbereich der Regression ein. In den etwa 1,5 Ma andauernden Zeitabschnitt der Mittleren *varcus*-Zone fanden auch die als Tsunami-Events gedeuteten *pumilio*-Ereignisse (LOTTMANN 1990) statt.

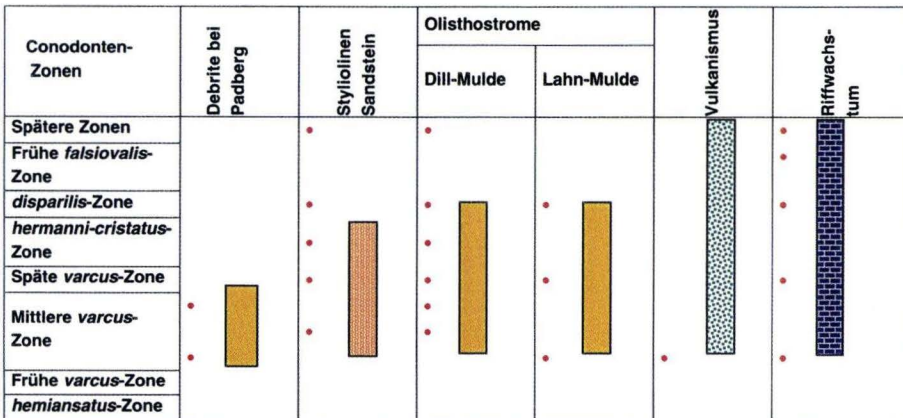
In Tab. 10 sind die untersuchten conodontenführenden Faunen und Faunen aus der verwendeten Literatur zusammengestellt. Proben, die keine verwertbare Fauna führten, sind in SALAMON (2002) aufgeführt. Die Individuenzahl der Conodonten pro Probe war sehr gering. Für Proben aus einem Zeitraum bis zur *hermanni-cristatus*-Zone kamen auf 2 kg Probenmaterial im Schnitt 0,8 Plattformelemente. Ab der *disparilis*-Zone wurden Conodonten etwa um eine Zehnerpotenz häufiger. Oberdevonische Faunen waren wesentlich arten- und individuenreicher. Dagegen ist die Nebenfauna auch in den Proben der mittleren Givet-Stufe individuenreich. Das weist auf eine primäre Verarmung der Conodontenfauna während der mittleren Givet-Stufe hin. Bei den Proben handelt es sich ausschließlich um Karbonate der autochthonen Sedimentation. Faunen aus dem Komponentenspektrum der Debrite sind im Kap. 3.1 aufgeführt.



• = Conodonten-Datierung

■ = Aufgeschlossene Vorkommen von Lahn-Dill-Olisthostromen und deren distaler Ausläufer

Abb. 47. Zeitliche Einstufung der Umlagerungsprozesse. Datierung Eisenberg aus HUCKRIEDE (1992).



Die Datierungen der Rifffkarbonate durch OETKEN (1996) und BUGGISCH & FLÜGEL (1992)

• = Conodonten-Datierung

□ = Zeitlicher Verbreitungsbereich der Gesteine

Abb. 48. Zeitliche Einstufung der Umlagerungsprozesse, des Vulkanismus und des Riffwachstums im Lahn-Dill-Gebiet.

Tab. 10. Untersuchte Conodontenfaunen aus autochthonen Karbonaten.

Conodont	Fundpunkt	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	
<i>Ancyrodella alata</i>																										
<i>Ancyrodella curvata</i>																										
<i>Ancyrodella nodosa</i>																										
<i>Belodella</i> sp.																										
<i>Icriodus alternatus alternat.</i>																										
<i>Icriodus alternatus helmsi</i>																										
<i>Icriodus brevis</i>																										
<i>Icriodus difficilis</i>																										
<i>Icriodus nodosus</i>																										
<i>Icriodus</i> sp.																										
<i>Klapperina ? disparalvea</i>																										
<i>Klapperina disparilis</i>																										
<i>Mesotaxis falsiovalis</i>																										
<i>Neopanderosus</i> sp.																										
<i>Nothognathella klapperi</i>																										
<i>Ozarkodina brevis</i>																										
<i>Ozarkodina sannemanni</i>																										
<i>Ozarkodina semialtemans</i>																										
<i>Ozarkodina</i> sp.																										
<i>Palmatolepis ederi</i>																										
<i>Palmatolepis hassi</i>																										
<i>Palmatolepis linguiformis</i>																										
<i>Palmatolepis subrecta</i>																										
<i>Polygnathus ansatus</i>																										
<i>Polygnathus</i> "crisatus"																										
<i>Polygnathus decorosus</i>																										
<i>Mesotaxis ? dengleri</i>																										
<i>Polygnathus dubius</i>																										
<i>Polygnathus latifossatus</i>																										
<i>Polygnathus</i> ling. ling. cf. delta MT																										
<i>Polygnathus</i> ling. ling. epsilon MT																										
<i>Polygnathus</i> ling. ling. gamma MT																										
<i>Polygnathus</i> ling. linguiformis deta MT																										
<i>Polygnathus</i> ling. linguiformis zeta MT																										
<i>Polygnathus</i> ling. mucronatus																										
<i>Polygnathus</i> ling. ssp.																										
<i>Polygnathus linguiformis</i> ssp.																										
<i>Polygnathus obliquimarginatus</i>																										
<i>Polygnathus ordinatus</i>																										
<i>Polygnathus ovatinodosus</i>																										
<i>Polygnathus</i> sp.																										
<i>Polygnathus timorensis</i>																										
<i>Polygnathus varcus</i>																										
<i>Polygnathus webbi</i>																										
<i>Polygnathus xylus ensensis</i>																										
<i>Polygnathus xylus xylus</i>																										
<i>Schmidtoognathus hermanni</i>																										
<i>Schmidtoognathus</i> sp.																										
<i>Schmidtoognathus wittekindti</i>																										
<i>Tortodus kockelianus</i>																										
Ramiforme Elemente																										
Pflanzenreste																										
Schwammpiculae																										
Scolecodonten																										
Fischzähne																										
Foraminiferen																										
Ostracoden																										
Gastropoden																										
Brachiopoden																										
Styliolinen																										
Tentaculiten																										

Fundpunkte

- | | |
|---|---|
| <p>1 Padberg 1: R 3485110, H 5696575,
Probe Pad.5 = 20/96</p> <p>2 Padberg 1: R 3485110, H 5696575,
Probe Pad.3 = 18/96</p> <p>3 Padberg 1: R 3485110, H 5696575,
Probe Pad.6 = 21/96</p> <p>4 Padberg 1: R 3485110, H 5696575,
Probe Pad.11 = 27/96</p> <p>5 Dotzlar 1: R 3459565, H 5654190, Probe 77/97,
Profilmeter 74,6</p> <p>6 Dotzlar 2: R 3458690, H 5653320,
Probe 63/98, Profilmeter 0,7</p> <p>7 Dotzlar 2: R 3458690, H 5653320, Probe 64/98,
Profilmeter 2,3</p> <p>8 Dotzlar 2: R 3458690, H 5653320, Probe BE 162 a),
Profilmeter 0,7</p> <p>9 Dotzlar 2: R 3458690, H 5653320, Probe 65/98,
Profilmeter 13,1</p> <p>10 Grillhütte Edingen: R 3450820, H 5610700, MÜLLER
(1981: 57), Profilmeter 3,5</p> <p>11 Bohrung Hartenrod: R 3460520, H 5623870,
Probe 88/98, 312,4–312,52 m Teufe</p> <p>12 Bohrung Hartenrod: R 3460520, H 5623870,
Probe 83/98, 218,05–219,08 m Teufe</p> | <p>13 Bohrung Bottenhorn: R 3464440, H 5628920,
Probe 91/98, 30,6–37,8 m Teufe,
Oberer Kellwasser Horizont</p> <p>14 Bohrung Bottenhorn: R 3464440, H 5628920,
Probe 92/98, 40,2–43,8 m Teufe,
Unterer Kellwasser Horizont</p> <p>15 Bohrung Bottenhorn: R 3464440, H 5628920,
Probe 95/98, 106,97–107,17 m Teufe</p> <p>16 Bohrung Bottenhorn: R 3464440, H 5628920,
Probe 97/98, 30,6–37,8 m Teufe</p> <p>17 Buchenau: R 3472260, H 5637790, STOPPEL & ZIEGLER
(1958), 20 m über „Quarzkeratophyrbreccie“</p> <p>18 Dusenberg: R 3468950, H 5630840, PETRAUSCHKE-VOGT
(1998), Debrite in Buchenau-Formation</p> <p>19 Buchenau: R 3472200, H 5637520, BLASS (1980:21-24),
3,5 m über „Quarzkeratophyrbreccie“</p> <p>20 Wolzhausen: R 3460710, H 5634880, DECHER (1981),
metarhyolithische Debrite in Beckenfazies</p> <p>21 Wolzhausen: R 3462880, H 5637760, DECHER (1981),
Fauna einige Meter über Top Profilaufnahme</p> <p>22 Bahneinschnitt Ulm: R 3449900, H 5605320,
Probe 22/97, bei Profilmeter 85</p> <p>23 Finsterer Grund: R 3447400, H 5602110,
Probe 10/98, Tonschiefer unter Debrīt/Turbidit-Abfolge</p> <p>24 Oberhalb Finsterer Grund: R 3447980, H 5602300,
Probe 36/96, Top der Debrīt-Turbidit-Abfolge</p> |
|---|---|

3.3.2 Zeitliche und räumliche Faziesgliederung

Anhand der sedimentologischen Merkmale der Lahn-Dill-Olisthostrome und der biostratigraphischen Einstufungen der Profile lässt sich ein zeitliches und räumliches Faziesmodell entwickeln. Die sedimentologischen Befunde erlauben dabei eine klare Unterscheidung zwischen einer proximalen Fazies und einer distalen Fazies.

Proximal bedeutet in diesem Fall eine Fazies im Zentrum des Schüttungskörpers mit großen Mächtigkeiten. Die Proximalfazies ist durch das Vorkommen von Slideflow-Debriten, Gleitschollen und Rutschungskörpern definiert. Die Distalfazies ist geringmächtiger und wird aus viskoplastischen Debriten und Turbiditen aufgebaut.

3.3.2.1 Proximalfazies

Definition: Abfolge von Gleitschollen, Rutschungskörpern, Slideflow-Debriten und viskoplastischen Debriten, die zum Hangenden in eine Turbidit-/Debrit-Wechselfolge übergeht. Kennzeichnend für die Proximalfazies sind mächtige Slideflow-Debrite mit Gleitschollen und Rutschungskörpern und eine basale Abfolge aus Gleitschollen. In den Profilen zeigt sich im Idealfall im unteren Teil eine Abfolge aus Gleitschollen, die von Slideflow-Debriten überlagert wird. Darauf folgt zum Hangenden eine Wechselfolge aus viskoplastischen Debriten und Turbiditen, die in eine immer feinklastischer werdende Turbidit-/Tonstein-Wechselfolge übergeht.

Verbreitung: Die Vorkommen der Uebernthal-Formation (Dill-Mulde) in der Eiternhöll-Schuppe und der südöstlich angrenzenden Endbacher Schuppe (Abb. 49, S. 168). Dabei zeigen die Vorkommen in der Endbacher Schuppe das typische sedimentologische Inventar, sind aber wesentlich geringmächtiger ausgebildet (Abb. 51, S. 169). Die Daberg-Formation (Lahn-Mulde) ist in ihrem westlichen bis nordwestlichen Teil in Proximalfazies ausgebildet.

3.3.2.2 Distalfazies

Definition: Abfolge von viskoplastischen Debriten und Turbiditen, teilweise mit Einschaltungen von Beckentonen. Zum Hangenden geht die Wechselfolge in eine rein turbiditische Abfolge über. Zum Rand der Distalfazies werden Einschaltungen von Beckentonen immer häufiger, der Anteil an Debriten und Turbiditen geht zurück.

Vorkommen: Distale Ausläufer der Uebernthal-Formation (Dill-Mulde) schalten sich in die Becken-Sedimentation der Eisemröther Schuppe und in den unteren Teil der Buchenau-Formation ein („Quarzkeratophyrbreccie“). Sie „umrahmen“ damit die Vorkommen der Proximalfazies im NW und NE (Abb. 49, S. 168). Nach SW schließt sich die tektonisch-fazielle Einheit der Bickener Schuppe an, in der gleichalte Gesteine in einer

Zeitliche Einstufung: Die Slideflow-Debrite und viskoplastische Debrite der Proximalfazies konnten auf die Mittlere *varcus*-Zone datiert werden (Profil Edingen). Im Profil Sonnberg konnte von HUCKRIEDE (1992) ein Geröll auf die Mittlere *varcus*-Zone datiert werden. Auch dort müssen die Slideflow-Debrite in die Mittlere *varcus*-Zone oder jünger datiert werden. Ein Slideflow-Debit in der Bohrung Hartenrod wurde ebenfalls auf die Mittlere *varcus*-Zone datiert. Die basale Gleitschollen-Abfolge führt basaltische Metavulkaniklastite, wie sie erst ab der Mittleren *varcus*-Zone auftreten (NESBOR et al. 1993). Der Abschluss der Umlagerungsprozesse in der Proximalfazies konnte von HUCKRIEDE (1992) am Eisenberg auf die *disparilis*-Zone datiert werden.

Zeitlicher Fazieswechsel: Die basale Gleitschollen-Abfolge und die überlagernden Slideflow-Debrite sind in die Mittlere *varcus*-Zone zu stellen. Die dann folgende Debit-/Turbidit-Wechselfolge umfasst einen Zeitraum von der Mittleren *varcus*-Zone bis in die *disparilis*-Zone (Abb. 50, S. 169).

karbonatischen Tiefschwellenfazies ausgebildet sind. Die Distalfazies der Daberg-Formation umfasst den östlichen und südöstlichen Teil ihres Verbreitungsgebietes. Zum Zentrum der Lahn-Mulde sind givetische Gesteine überwiegend durch den basaltischen Vulkanismus und dessen Vulkaniklastite dominiert. Resedimente der Lahn-Dill-Olisthostrome treten dort nicht mehr auf.

Zeitliche Einstufung: Die Basis der Distalfazies konnte im Profil Finsterer Grund auf die Mittlere *varcus*-Zone datiert werden. In den Profilen Hartenrod, Bottenhorn und Buchenau treten distale Ausläufer der Uebernthal-Formation in der Mittleren *varcus*-Zone und in einem Zeitraum von Mittlerer *varcus*-Zone bis in die tiefe *hermanni-cristatus*-Zone auf. Im Profil Bahnein-

schnitt Ulm sind viskoplastische Debrite und Turbidite an der Basis der Späten *varcus*-Zone nachgewiesen. Die Obergrenze der Distalfazies konnte in den Profilen Finsterer Grund, Bottenhorn und Hartenrod auf die *disparilis*-Zone datiert werden.

Zeitlicher Fazieswechsel: Die Sedimentation in der Distalfazies beginnt mit Turbidit-Debrit-Wechselfolgen in der Mittleren *varcus*-Zone, die zur *disparilis*-Zone in eine feinklastischere, rein turbiditische Sedimentation übergeht. In den lateralen Bereichen schalten sich distale Ausläufer dieser Umlagerungsprodukte in die normale Beckenabfolge ein (Abb. 50, S. 169).

Wichtig ist ein Hinweis auf die Mehrphasigkeit der Umlagerungsprozesse. Die Debrite, wie sie heute vorliegen, belegen ein Alter der Mittleren *varcus*-Zone und jünger. Durch die nach-

gewiesenen Mehrfachumlagerungen kann nicht ausgeschlossen werden, dass frühere Umlagerungsereignisse erfolgt sind, die sich aber nicht mehr rekonstruieren lassen. Ein Ablauf mit Beginn der Resedimentation in der Eifel-Stufe wie von HUCKRIEDE (1992) und LIPPERT & NESBOR (1997) angenommen, kann daher nicht ausgeschlossen werden, ist aber aus der heute vorliegenden Datenbasis nicht ablesbar. Schon die basalen Debrite belegen ein Alter in der Mittleren *varcus*-Zone. In den distalen Ausläufern der Debrite ließ sich das Einsetzen der Umlagerungsprozesse auf die Mittlere *varcus*-Zone datieren (Kap. 2.1.3.1, 2.1.3.2). Daher ist die von HUCKRIEDE (1992) und LIPPERT & NESBOR (1997) vorgeschlagene Deutung der zeitlichen Abläufe unwahrscheinlich.

3.3.3 Fazielle Entwicklung der Becken-Sedimente

Die Hintergrund-Beckensedimentation der Givet-Stufe wird von Tonsteinen gebildet, in die sich siliziklastische distale Turbidite einschalten, die vom Old Red-Kontinent geschüttet wurden (WIERICH 1998). Solche siliziklastischen Turbidit-Ereignisse wiederholten sich im Devon zyklisch (Eifelquarzit Q1, Eifelquarzit Q2, Styliolinsandstein, Nehden-Sandstein, Dasberg-Sandstein) und markieren Zeiten eines Meeresspiegeltiefstandes. Innerhalb der Givet-Stufe wird ein solches Regressionsereignis durch den Styliolinsandstein belegt. Die siliziklastischen Schüttungen beginnen innerhalb der Mittleren *varcus*-Zone und dauerten bis in die *hermanni-cristatus*-Zone an

(Profil Dotzlar 1, Kap. 2.3.1.2, Dotzlar 2, Kap. 2.3.1.3, Bohrung Hartenrod, Kap. 2.1.3.1, Bohrung Bottenhorn, Kap. 2.1.3.2). In der *disparilis*-Zone war schon eine rein pelitische Becken-Sedimentation in der Fazies der Adorf-Bänderschiefer ausgebildet (Hartenrod, Kap. 2.1.3.1, Bottenhorn, Kap.2.1.3.2). Die Schüttungen des Styliolinsandsteins werden nach SE immer feinklastischer und distaler, südlich der Dill-Mulde lassen sie sich nicht mehr nachweisen.

Überlagert wird die pelitische Hintergrund-sedimentation durch regionale Ereignisse von Vulkanismus, Riffbildung und Resedimentation.

3.4 Liefergebiet der Lahn-Dill-Olisthostrome

Die Überlieferung givetischer Gesteine im östlichen Rheinischen Schiefergebirge ist durch Tektonik und Erosion fragmentarisch. Ein Liefergebiet, also eine Diskordanz zwischen Gesteinen der frühen Ems-Stufe und Gesteinen der späten Givet-Stufe ist nicht aufgeschlossen (Kap. 2.2.1.5). Eine Interpretation der Ablagerungs-

verhältnisse ist nur anhand der heute zugänglichen Vorkommen givetischer Gesteine möglich. Im Lahn-Dill-Gebiet sind dies meist nur schmale Vorkommen an den NW-Rändern der einzelnen Schuppen. Die südöstlich anschließenden Bereiche werden von jüngeren Gesteinen bedeckt, givetische Sedimente sind dort nicht

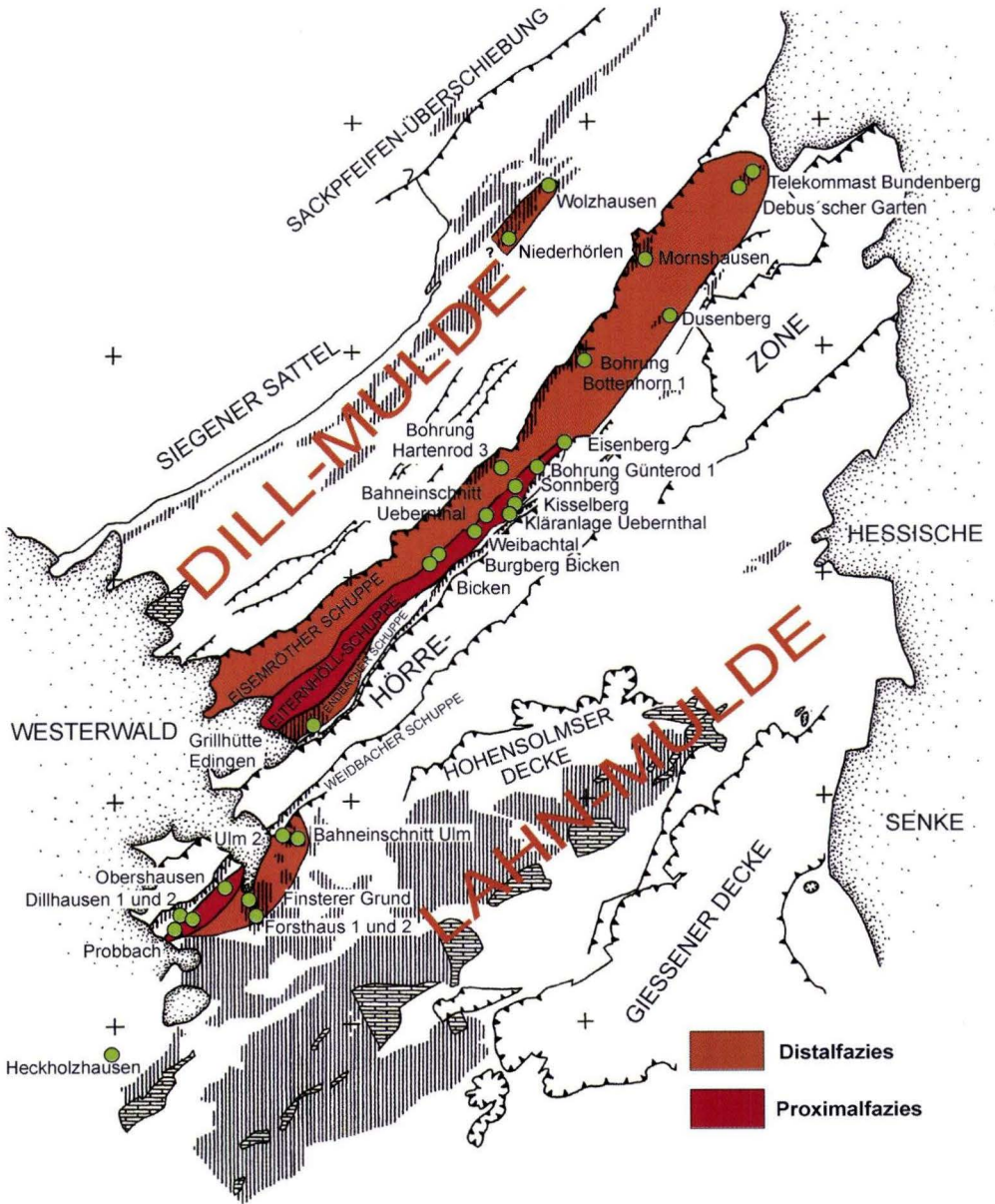


Abb. 49. Verteilung von distaler und proximaler Fazies der Oligostrome im Lahn-Dill-Gebiet.

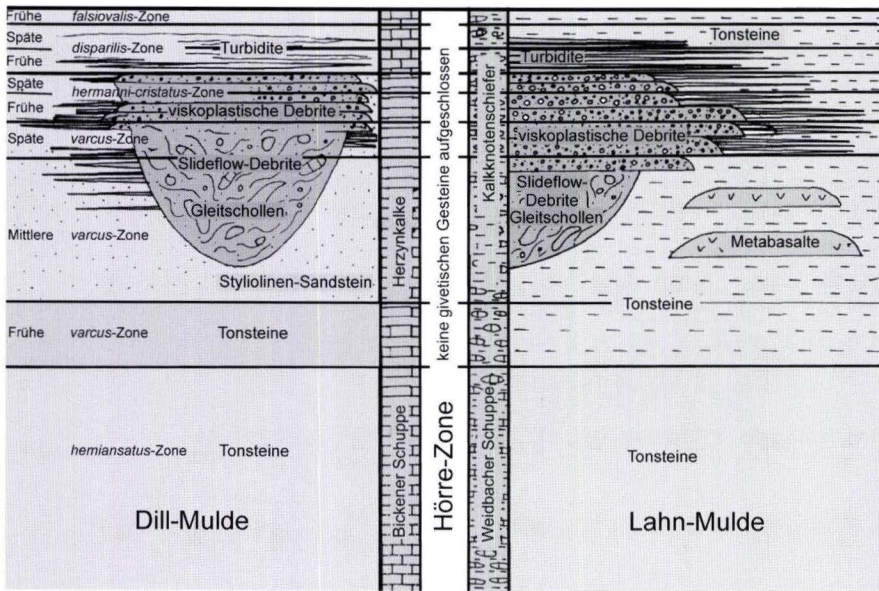


Abb. 50. Zeitlicher und lateraler Fazieswechsel der Olisthostrome im Lahn Dill-Gebiet.

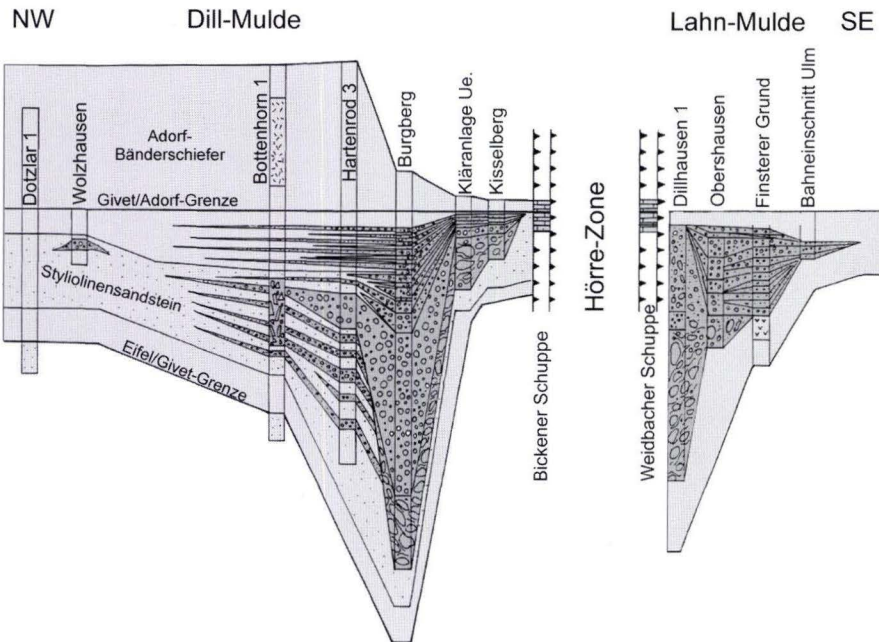


Abb. 51. Mächtigkeitsverteilung des Givetiums im Untersuchungsgebiet.

zugänglich. Durch starke Einengungstektonik dieser Schuppen sind große Bereiche übereinandergestapelt und durch das heutige Erosionsniveau gekappt. Größere Aufschlüsse givetischer Gesteine in der zentralen Lahn-Mulde sind durch Produkte eines basaltischen Vulkanismus, der Schwellen für Riffwachstum bildete, bestimmt. Die untersuchten Resedimente sind nur am NW-Rand der Lahn-Mulde aufgeschlossen und keilen zur zentralen Lahn-Mulde und nach Osten hin aus. In der Hörre-Zone sind keine Aussagen

über die fazielle Entwicklung während der Givet-Stufe möglich, da die an der Oberfläche aufgeschlossene Schichtfolge erst mit Gesteinen des Oberdevon beginnt.

Alle Aussagen über das Liefergebiet können daher nur indirekt anhand der zur Verfügung stehenden Daten gemacht werden. Dabei liefern das Komponentenspektrum, die fazielle Ausbildung der Resedimente und ihre sedimentologischen Merkmale Hinweise auf Schüttungsrichtung und Art und Lage des Liefergebietes.

3.4.1 Das Komponentenspektrum als Hinweis auf ein Liefergebiet

Die Olisthostrome führen ein Komponentenspektrum aus umgelagerten Gesteinen, die auch autochthon im Lahn-Dill-Gebiet verbreitet sind (Kap. 3.1). Dabei ist zu unterscheiden zwischen Klasten, die beim Transport der Debrite mitgerissen wurden und einem Hintergrund-Komponentenspektrum, dessen Klasten zum Teil zu Geröllen aufgearbeitet sind.

Resedimentiertes Unterdevon in rheinischer Fazies tritt einerseits als große Olistholithe (Gleitschollen), andererseits als gut gerundete Gerölle von zum Teil erheblicher Größe in den Olisthostromen auf. Dem Unterdevon in rheinischer Fazies lassen sich Sandsteine der frühen Ems-Stufe und Sandstein-/Tonstein Wechselfolgen der späten Ems-Stufe zuordnen. Daneben treten Gerölle und Schollen von Ems-Porphyroiden auf, wie sie ebenfalls für die autochthone Schichtfolge des Unterdevons im Lahn-Dill-Gebiet typisch sind (KIRNBAUER 1991). Die Fauna der Unterdevon-Klasten weicht von der Fauna autochthoner Vorkommen im Lahn-Dill-Gebiet nicht ab. Autochthone Gesteine dieser Art sind heute in der Dill-Mulde und der Lahn-Mulde aufgeschlossen. Es gibt keinen Hinweis auf einen weiteren Transport dieser Klasten, die Gerölle belegen eine Aufarbeitung von Teilen der Unterdevon-Klasten im Wellenbereich. Sandsteine der frühen Ems-Stufe stellen die ältesten nachge-

wiesenen Komponenten dar und bilden die Erosionsbasis im Liefergebiet.

Herzynkalke der Ems- und Eifel-Stufe kommen nur in einigen Bereichen der Olisthostrome in der Dill-Mulde vor. Die Kalke treten als isolierte angulare Schollen auf, die in die basalen Slideflow-Debrite oder Gleitschollen-Abfolgen eingebettet sind. Sie wurden nicht zu Geröllen aufgearbeitet. Die Kalke entsprechen stratigraphisch, biofaziell und in ihrem Fossilenspektrum den Ballersbach-Kalken der Bickener Schuppe (DIETRICH 1985). Die Bickener Schuppe kommt aber als Liefergebiet nur für diese Komponenten in Frage. Unterdevon in Rheinischer Fazies ist dort nicht ausgebildet, ebenso fehlen die Vulkanite und Riffkarbonate der Givet-Stufe. Die umgelagerten Ballersbach-Kalke in den Olisthostromen belegen einen engen räumlichen Bezug zwischen der tektonisch-faziellen Einheit der Bickener Schuppe und der normalen Becken-Sedimentation im Lahn-Dill-Gebiet. Da die Klasten nicht aufgearbeitet sind, ist anzunehmen, dass sie beim Transport der Debrite mitgerissen wurden.

Produkte des basaltischen Vulkanismus der Givet-Adorf-Phase sind zahlreich in den Olisthostromen vertreten. Neben Blöcken aus Metabasalt treten isolierte metabasaltische Hy-

loklasten und Pyroklasten auf. Ebenfalls häufig sind Gerölle und Schollen aus schon zementierten basaltischen Metapyroklastiten und anderen Metavulkaniklastiten. Autochthon treten Produkte des basaltischen Vulkanismus ab der Mittleren *varcus*-Zone im Lahn-Dill-Gebiet auf (NESBOR et al. 1993, Profil Finsterer Grund). Die Verbreitung der autochthonen Metabasalte ist auf die Lahn-Mulde und den SW-Teil und SE-Rand der Dill-Mulde beschränkt. In der Dill-Mulde keilen die Metavulkanite nach NNE hin aus. Erst am Schelfrand treten wieder mit dem Hauptgrünsteinzug givetische Vulkanite auf. Die Ausbildung der umgelagerten Komponenten entspricht den autochthon aufgeschlossenen Metavulkaniten und Metavulkaniklastiten der Givet-Adorf-Phase im Lahn-Dill-Gebiet. Die isolierten Hyaloklasten und Pyroklasten belegen einen engen räumlichen Zusammenhang zwischen der Resedimentation und zeitgleichem Vulkanismus.

Metatrachyte treten überwiegend als cm-große Gerölle und untergeordnet als Olistholithe in den Olisthostromen auf. Metatrachyte sind autochthon aus dem Mitteldevon der südwestlichen und zentralen Lahn-Mulde bekannt (FLICK 1977, NESBOR et al. 1993) und werden als zeitgleiche Bildungen des basaltischen Vulkanismus angesehen (NESBOR et al. 1993, LIPPERT & NESBOR 1997). Ihr Vorkommen in den Resedimenten belegt die Erosion von Trachyten im Liefergebiet.

Gerölle aus Metarhyolith, metarhyolithische Hyaloklasten und metarhyolithische Pyroklasten in den Olistholithen belegen einen zu den Umlagerungsprozessen gleichzeitigen rhyolithischen Vulkanismus und die Erosion von Rhyolithen im Liefergebiet. Autochthon treten Metarhyolithe vereinzelt in mitteldevonischen Gesteinen des Lahn-Dill-Gebietes auf (FLICK 1977). Ein Leitgeröll der Debrite stellen die peralkalischen Metarhyolithe mit vitrophyrischem Gefüge dar. Autochthon sind sie im Lahn-Dill-

Gebiet nicht zu finden. Die Typuslokalität dieses „Rhyolith Typ Ballersbach“ (FLICK 1977, 1979) bei Ballersbach stellt eine isolierte Scholle innerhalb von Sildeflow-Debriten der Uebernthal-Formation dar. Metarhyolithische Hyaloklasten und Pyroklasten stellen oft den Hauptanteil der Komponenten in den Debriten. Damit ist ein zu den Umlagerungsprozessen gleichzeitiger rhyolithischer Vulkanismus im Liefergebiet belegt.

Riffschuttkalke und Riffschutt treten als Blöcke, isolierte Bioklasten und Gerölle in den Olisthostromen auf. Die isolierten Bioklasten belegen ein gleichzeitiges Riffwachstum zu den Umlagerungsprozessen. Die Fossilführung der Riffschuttkalke weist ebenfalls auf ein givetisches Alter der Karbonate hin. Auffällig ist, dass keine Riffkarbonate des zentralen Riffbereichs und fast keine Karbonate des Rückriffbereichs zu finden sind. Autochthones Riffwachstum setzte im Untersuchungsgebiet innerhalb der Mittleren *varcus*-Zone ein (BUGGISCH & FLÜGEL 1992, OETKEN 1996). Die nächsten Vorkommen givetischer Riffkarbonate befinden sich im Breitscheider Riffkomplex (SW-Rand Dill-Mulde) und in der zentralen Lahn-Mulde. Sie werden jeweils von den Vorkommen der Lahn-Dill-Olisthostrome durch faziell anders ausgebildete Bereiche givetischer Gesteine abgetrennt und kommen als Liefergebiet daher nicht in Frage. Hinweise auf ein mögliches Liefergebiet bildet das südwestlichste Profil der Uebernthal-Formation (Kap. 2.1.2.3). Hier wechsellagern Debrite mit autochthonen Riffschuttkarbonaten, die sich aus Detritus eines Rückriffbereichs aufbauen. Daneben treten auch Rockfall-Ablagerungen aus Riffschuttalk auf. Diese Verzahnung weist auf einen autochthon in der Proximalfazies und im Liefergebiet entstandenen Riffkörper hin. Wahrscheinlich ist es an den Randbereichen des Liefergebietes in flachen Meeresbereichen zu lokalem Riffwachstum gekommen.

Rutschungskörper aus givetischen Tonsteinen und isolierte umgelagerte Kalkknotten

aus diesen Tonsteinen entsprechen der autochthonen Becken-Sedimentation in der tiefen Givet-Stufe im Lahn-Dill-Gebiet. Die Klasten waren bei der Umlagerung nicht verfestigt. Dies weist entweder auf Abgleitung von Schollen bei der Hebung des Liefergebietes oder auf die Mitnahme beim Transport der Debrite hin. Autochthon sind solche Tonstein-Folgen im Liegenden der Vulkanite der Givet-Adorf-Phase oder in den Beckenbereichen der Dill-Mulde verbreitet ausgebildet. Einen Hinweis auf weiteren Transport gibt es nicht.

Das Komponentenspektrum belegt ein regional im Lahn-Dill-Gebiet gelegenes, beckeninternes Liefergebiet; die Erosionsbasis bildeten Gesteine der frühen Ems-Stufe in rheinischer Fazies. Gleichzeitig zu den Umlagerungsprozessen kam es zu einem rhyolithischen Vulkanismus, der das Komponentenspektrum der Debrite bestimmt. Die Anteile an unterschiedlichsten meta-

basaltischen Komponenten als Produkte der Givet-Adorf-Phase in den Debriten belegen, dass die Olisthostrome nicht aus dem NE-Teil der Dill-Mulde geschüttet wurden; dort fehlen solche Vulkanite in den givetischen Sedimenten.

Das Komponentenspektrum belegt ein Liefergebiet, das die typische Gesteinsabfolge des südwestlichen Lahn-Dill-Gebietes umfasst und belegt räumliche Zusammenhänge mit der tektonisch-faziellen Einheit der Bickener Schuppe. Einziger Bereich des Lahn-Dill-Gebietes, in dem heute die unterschiedlichen Metavulkanite aufgeschossen sind, die das Komponentenspektrum der Debrite aufbauen, bildet der SW-Teil der Lahn-Mulde. Leider gibt es keine faziellen Beziehungen der Debrite zu diesem Gebiet, da es durch Bereiche gleichalter Becken-Sedimentation abgetrennt ist. Eine weitere Möglichkeit bildet ein Liefergebiet im SW, das durch die tertiären Gesteine des Westerwaldes verborgen ist.

3.4.2 Fazielle Gliederung der Olisthostrome als Hinweis auf das Liefergebiet

Die fazielle Gliederung der Olisthostrome in eine Distalfazies und eine Proximalfazies und Unterschiede innerhalb dieser Faziesbereiche lassen Aussagen über die Lage des Liefergebietes zu. Dabei können Bereiche der givetischen Becken-Sedimentation als Liefergebiet ausgeschlossen werden, in denen distale Ausläufer der Olisthostrome in die normale Beckenfazies übergehen.

In der Dill-Mulde ist die Proximalfazies auf die Eiternhöll-Schuppe und Endbacher Schuppe am SW-Rand der Dill-Mulde beschränkt. Im NW und NE wird die Proximalfazies durch distale Ausläufer der Debrite innerhalb der normalen Beckenfazies vertreten (Eisemröther Schuppe, Buchenau-Formation). Ein Liefergebiet im NW und NE der Vorkommen der Proximalfazies ist daher auszuschließen (Abb. 51, S. 169). Der SE scheidet ebenfalls als Liefergebiet aus, da dort gleichzeitig Tiefschwellenkarbonate der Bickener Schuppe abgelagert wurden. Einzelne Schollen

älterer Herzynkalke in den Olisthostromen belegen einen räumlichen Zusammenhang zwischen der Bickener Schuppe und der Lahn- und Dill-Mulde.

In der Lahn-Mulde sind givetische Olisthostrome nur an ihrem NW-Rand aufgeschlossen (auf Bl. 5415 Merenberg). Dort ist die Proximalfazies im Westen und NW ausgebildet und auf die tektonisch-fazielle Einheit der Weidbacher Schuppe aufgeschoben. In der Weidbacher Schuppe fehlen Debrite der Givet-Stufe völlig. Gleichalte Gesteine sind als Kalkknottenschiefer ausgebildet (SALAMON 1996: 17–18). Die Weidbacher Schuppe scheidet daher als Liefergebiet ebenfalls aus. Nach Osten und Süden geht die Proximalfazies der Daberg-Formation in die Distalfazies über und keilt mit zunehmender Entfernung aus. Gleichalte Gesteine werden dort durch Produkte des basaltischen Vulkanismus und durch Tonsteine vertreten. Ein Liefergebiet in östlicher und südlicher Richtung kann eben-

falls ausgeschlossen werden. Daher ist ein Liefergebiet in südwestlicher Richtung anzunehmen.

Einen Hinweis auf ein mögliches Liefergebiet bildet das Profil Edingen, das südwestlichste Profil der Olisthostrome in der Dill-Mulde (Ueberthal-Formation). Hier verzahnen sich Debrite der

Proximalfazies mit autochthonen Riffkarbonaten und Rockfall-Ablagerungen – man kann daher fast von einer Liefergebietsfazies sprechen. Diese Befunde deuten ebenfalls auf ein im SW der heutigen Vorkommen der Lahn-Dill-Olisthostrome gelegenes Liefergebiet hin.

3.4.3 Transportrichtungen als Hinweis auf ein Liefergebiet

In viskoplastischen Debriten hat transportbedingt eine Einregelung der Komponenten stattgefunden. Dabei sind die Gerölle mit ihren flachen Seiten subparallel zur Schichtung der Debrite eingeregelt, die langen Achsen der Gerölle zeigen eine Einregelung parallel zur Transportrichtung. In einigen Bereichen der Debrite kann es zur Imbrikation von flachen Geröllen kommen, die Imbrikation fällt dann entgegengesetzt zur Transportrichtung ein.

Bisher durchgeführte Analysen der langen Geröllachsen belegen durchweg einen SW–NE-gerichteten Sedimenttransport. Imbrikation von Geröllen im Finsteren Grund belegen einen aus SW kommenden Transport. Rutschfalten von intraformationellen Olistholithen im Profil Obershausen zeigen ebenfalls einen aus SW kommenden Transport.

3.4.4 Fazit

Das Komponentenspektrum belegt ein regionales, beckeninternes Liefergebiet, das bis in die Mittlere *varcus*-Zone eine für die Normalfazies im Lahn-Dill-Gebiet typische fazielle Entwicklung durchlaufen hat. Zahlreiche basaltische Vulkanite zeigen einen räumlichen Zusammenhang mit dem Vulkanismus der Givet-Adorf-Phase im Lahn-Dill-Gebiet auf. Daher lässt sich ein mögliches Liefergebiet auf den Bereich der Lahn-Mulde und den SW-Teil der Dill-Mulde eingrenzen. Fazielle Ausbildung der Debrite und Hinweise auf Schüttungsrichtungen belegen einen von SW kommenden Sedimenttransport.

Alle bisherigen Untersuchungen deuten auf einen Sedimenttransport aus SW hin, allerdings liegen bisher nur vereinzelt Messungen der Schüttungsrichtung in den viskoplastischen Debriten vor. Eine verlässlichere Datenbasis ist nur durch weitere Messungen zu gewinnen. Auffällig ist jedoch, dass der Trend einer SW–NE-Transportrichtung sich in weit auseinander liegenden Profilen wiederholt.

Betrachtet man die Korngrößenabnahme der maximalen Durchmesser umgelagerter Quarzit-Gerölle in den Debriten, so nehmen diese von SW nach NE und in Richtung der Distalfazies hin ab. Auch dieses kann als Hinweis auf einen Sedimenttransport aus südwestlicher Richtung angesehen werden (Abb. 52, S. 174)).

Dabei wurden beim Transport der Debrite weitere Klasten mit aufgenommen, z.B. Herzynkalke der Bickener Schuppe. Diese Komponenten in den Debriten stellen einen räumlichen Zusammenhang zwischen der tektonisch-faziellen Einheit der Bickener Schuppe und der Normalfazies im Lahn-Dill-Gebiet her. Gleichzeitig zu den Umlagerungsprozessen hat es im Liefergebiet einen rhyolithischen Vulkanismus und beginnendes Riffwachstum gegeben.

Ein Liefergebiet ist nach den vorliegenden Daten im Bereich des westlichen Westerwaldes zu vermuten.

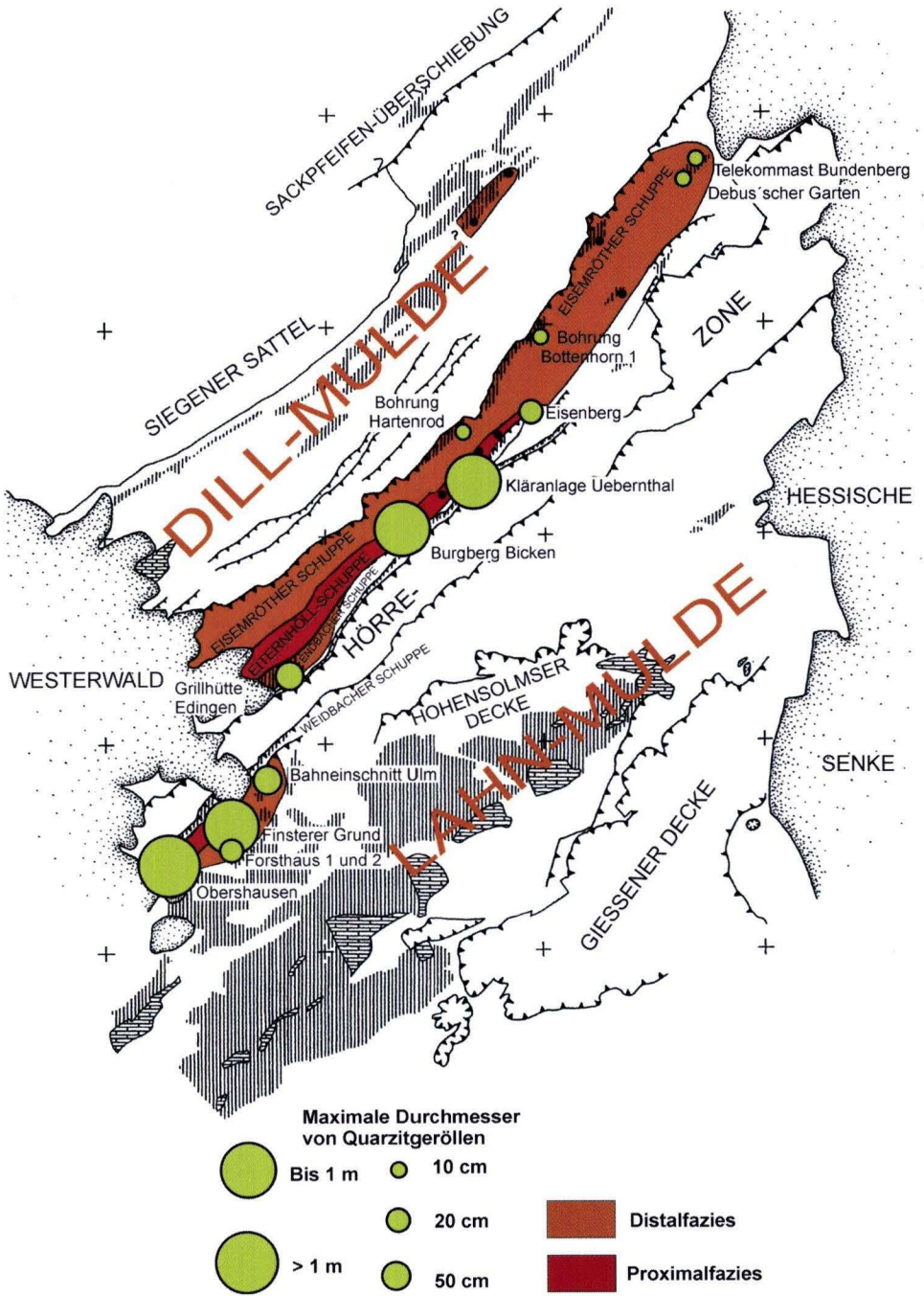


Abb. 52. Maximale Durchmesser von Ems-Quarzit-Geröllen in den Olisthstromen der Ueberthal- und der Daberg-Formation.

3.4.5 Quantifizierung der Umlagerungsprozesse

3.4.5.1 Größe des Liefergebietes

Geht man von der Mächtigkeit der autochthonen Sedimentation im Lahn-Dill-Gebiet aus, so ist bei der Erosion des Liefergebietes bis auf Gesteine der frühen Ems-Stufe eine Sedimentsäule von mindestens 500 m abgetragen und umgelagert worden. Für die durch Einengung und Erosion verursachte Flächenverkleinerung wurden bei der Maximalabschätzung der Faktor 5, bei der Minimalabschätzung der Faktor 1/3 angenommen. WUNDERLICH (1965) nahm für das Schiefergebirge eine Einengung um den Faktor 2 an, WINTERFELD (1994) ging für den Bereich der Aacher Überschiebung von einer Einengung um 43 % aus. WREDE (1984) konnte im Ruhrkarbon Einengungsbeträge von 5 % im Norden bis 50 % im Süden nachweisen. Unter der Annahme einer intensiven Deckentektonik kam DITTMAR (1996: 5) für das südwestliche Schiefergebirge auf eine Einengung um den Faktor 3.

Dieser Vergleich mit der Literatur zeigt, dass ein Einengungsfaktor 5 für die Maximalabschätzung nach Stand der Kenntnis auf der sicheren Seite liegt. Bei den von mir angenommenen Einengungsfaktoren bleiben die durch die Einengung bedingten Längenzuwächse parallel zum Streichen unberücksichtigt, d.h. die angenommenen Faktoren für die Flächenverkleinerung sind generell etwas zu hoch angesetzt (einer Flächenabnahme um den Faktor 5 entspricht ein Einengungsfaktor größer als 5).

Maximalabschätzung:

Nach den untersuchten Profilen ist die Distalfazies der Lahn-Dill-Olisthostrome in der ganzen Eisemröther Schuppe der Dill-Mulde und in einem kleinen Bereich der nordwestlichen Lahn-Mulde verbreitet. Givetische Gesteine sind dort heute in einer Fläche von 15 km² aufgeschlossen. Berücksichtigt man, dass givetische Gesteine auch unter jüngeren Gesteinen lagern, ergibt sich eine Verbreitung der Distalfazies in einer Fläche von 182 km² für diesen Bereich. Nimmt man eine durchschnittliche Mächtigkeit der De-

brite mit 30 m an und berücksichtigt man eine durch Faltung und Überschiebung bedingte Einengung um den Faktor 5, so ergibt sich für den Bereich der Distalfazies ein Volumen der Resedimente von 12,3 km³. Die Proximalfazies ist im Bereich der Eiternhöll-Schuppe und der Endbacher Schuppe im SW der Dill-Mulde und in einem kleinen Streifen am NW-Rand der Lahn-Mulde aufgeschlossen. Berücksichtigt man, dass in diesem Bereich givetische Gesteine auch unter jüngerer Bedeckung lagern, so ergibt sich eine Verbreitung der Proximalfazies über eine Fläche von 32 km². Bei einer sehr hoch angesetzten durchschnittlichen Mächtigkeit von 300 m und einer Einengung um den Faktor 5 ergibt sich ein umgelagertes Volumen von 48 km³. Das bedeutet ein maximales Gesamtvolumen umgelagerter Gesteine von 60,3 km³. Bei einer abgetragenen Sedimentsäule von 500 m ergibt sich daraus eine Ausdehnung des Liefergebietes von 120 km³. Das entspricht etwa der Größe eines Messtischblattes.

Minimalabschätzung:

Die oben angenommenen Mächtigkeiten der Debrite sind hoch angesetzt. Die durchschnittliche Mächtigkeit der Debrite in Proximalfazies liegt wahrscheinlich nicht höher als 150 m. In der Distalfazies wurden 30 m Debritmächtigkeit als Durchschnitt angenommen, in den aufgenommenen Profilen sind durchschnittlich etwa 15 m reine Umlagerungsprodukte aufgeschlossen. Unberücksichtigt blieb, dass ein sehr hoher Anteil an metarhyolithischen und metabasaltischen Vulkaniklasten in den Debriten mit umgelagert wurde. Da dieser Anteil nicht aus der Sedimentsäule des Liefergebietes gespeist wurde, sondern auf gleichzeitigen Vulkanismus zurückgeht, darf er in die Berechnung der Liefergebietsgröße nicht eingehen; er wird in der Minimalabschätzung mit einem relativ großen Wert von 50 % Volumenanteil angesetzt. Daraus ergeben sich bei einem großen Einengungsfaktor um

das 5-fache ein umgelagertes Abtragungsvolumen von $15,1 \text{ km}^3$ und damit eine Liefergebietsgröße von $30,2 \text{ km}^2$. Nimmt man einen sehr geringen Einengungsfaktor um $1/3$ an, so ergibt sich ein umgelagertes Volumen von $4,03 \text{ km}^3$ und eine Liefergebietsgröße von $8,06 \text{ km}^2$.

Nach Volumenabschätzung der Debrite kann man auf die Größe des Liefergebietes schließen.

3.4.5.2 Zeitdauer der Umlagerungsprozesse

Die Zeitdauer der Hebungsprozesse lässt sich anhand der Dauer der Umlagerungsprozesse ebenfalls quantifizieren. Die Hebung des Liefergebietes muss innerhalb der Mittleren *varcus*-Zone abgelaufen sein. Debrite, die auf die Mittlere *varcus*-Zone datiert wurden, führen schon Gerölle und Schollen der frühen Ems-Stufe und damit der Erosionsbasis im Liefergebiet. Daraus folgt, dass sich Hebung, Erosion und Umlagerung innerhalb eines maximalen Zeitraumes von $1,5 \text{ Ma}$ abgespielt hatten (abgeschätzt nach ZIEGLER & SANDBERG 1996 in Kombination mit WEDDIGE

Es ergibt sich eine maximale Größe von 120 km^2 (Messtischblattgröße) und eine minimale Größe von 8 km^2 . Die wahrscheinliche Größe des Liefergebietes wird im Bereich einiger 10 km^2 angenommen. Bei dem Liefergebiet hatte es sich also um eine relativ kleine beckeninterne Insel gehandelt.

1996). Zahlreiche Gerölle beckeninterner Sedimente belegen dabei eine Aufarbeitung der Gesteine im Wellenbereich. Man muss also neben der Erosion von 500 m Sediment eine Hebung der Gesteine in den Wellenbereich von einigen 100 m mit berücksichtigen. Bei der Erosion einer Sedimentsäule von 500 m und einer Hebung bis in den Wellenbereich ist von Hebungsraten im Bereich $0,3\text{--}0,7 \text{ mm/a}$ auszugehen. Die Gesamtdauer der Umlagerungsprozesse ist auf einen Zeitbereich von maximal 3 Ma einzugrenzen (Mittlere *varcus*-Zone bis *disparilis*-Zone).

4. Ursachen der Resedimentation: Aktive Riftphase während der Givet-Stufe

4.1 Deutung des geologischen Rahmens

Das Untersuchungsgebiet lag während der Givet-Stufe auf dem externen Schelf des Old Red-Kontinents; eine rein marine Abfolge von Sedimenten kam zur Ablagerung. Vom Unterdevon zum Mitteldevon wurden die Sedimente feiner und die Grenze zwischen der rheinischen und herzynischen Magnafazies wanderte nach Norden. Dies zeigt eine deutliche Eintiefung des Ablagerungsraumes an. Im Gegensatz dazu stehen regressive Ereignisse (JOHNSON et al. 1985), die sich auch in der siliziklastischen Turbiditfolge des Untersuchungsgebietes nachweisen lassen (Kap. 3.3.3). Die beobachtete Eintiefung des Ablagerungsraumes lässt sich da-

her nur durch eine tektonische Absenkung erklären, die wesentlich stärker war als der eustatische Meeresspiegelrückgang in der mittleren Givet-Stufe.

Parallel zu dieser Eintiefung setzte in der Mittleren *varcus*-Zone im Untersuchungsgebiet ein bimodaler, überwiegend alkalibasaltischer Vulkanismus ein, daneben wurden auch trachytische und rhyolithische Magmen gefördert (NESBOR et al. 1993). Diese vulkanische Givet-Adorf-Phase (HENTSCHEL 1970) dauerte bis in das frühe Oberdevon an. Dieser Vulkanismus wurde durch eine aktive Dehnungstektonik verursacht (NESBOR et al. 1993, SUNKEL 1990).

In der Mittleren *varcus*-Zone kam es mit beginnendem Riffwachstum (BUGGICH & FLÜGEL 1992, OETKEN 1996) zu einer starken Faziesdifferenzierung. Eine Bildung von Schwellen war für das beginnende Riffwachstum notwendig. Dabei konnten Faziesdifferenzierung und Schwellenbildung vulkanische oder tektonische Ursachen gehabt haben.

Für den untersuchten Raum muss man daher von einer aktiven Dehnungstektonik ausgehen, die entgegen dem regressiven Trend des Meeres-

spiegels für eine Eintiefung des Ablagerungsraumes gesorgt hatte und Ursache für den einsetzenden bimodalen Vulkanismus der Givet-Adorf-Phase war. Der Beginn dieses Vulkanismus in der Mittleren *varcus*-Zone markierte auch eine besonders starke tektonische Aktivität. Wie es in einem Milieu der aktiven Dehnungstektonik, verbunden mit dem Absinken des Ablagerungsraumes, zur Hebung einer Liefergebietsschwelle über den Meeresspiegel gekommen war, soll in diesem Kapitel geklärt werden.

4.2 Vergleich der Olisthostrome mit fossilen und rezenten „steep slope deposits“

4.2.1 Fazielle Merkmale der Olisthostrome im Lahn-Dill-Gebiet

Die Olisthostrom-Abfolge im Lahn-Dill-Gebiet zeigt eine deutliche Zweiteilung in Proximal- und Distalfazies. Die Proximalfazies wird durch mächtige Slideflow-Debit-Abfolgen mit submarinen Gleitschollen und rockfall deposits gekennzeichnet, die zum Hangenden in Turbidit-/Debit-Wechselfolgen übergehen. Die Distalfazies besteht aus Turbidit-/Debit-Wechselfolgen, in die sich Tonsteine der normalen Becken-Sedimentation einschalten. Zum Hangenden nimmt Mächtigkeit und Häufigkeit der Turbidite und Debrite ab.

Kennzeichnend für die Ablagerungen ist auch der zeitliche Fazieswechsel. Dabei werden die basalen Slideflow-Debrite mit großen Olistholithen der Proximalfazies durch eine Abfolge von Turbiditen und Debriten überlagert, die niedrigerenergetischere Sedimentationsprozesse widerspiegelt.

Einen weiteren Faziesbereich stellen Abfolgen der normalen Becken-Sedimentation dar, in

die sich nur vereinzelt Turbidite und Debrite mit dem Komponentenspektrum der Olisthostrome einschalten.

Nichtmarine Abfolgen im Proximalbereich oder eine Diskordanz zwischen Gesteinen des Unterdevons und der Givet-Stufe sind nicht aufgeschlossen (Kap. 2.2.1.5).

Nach den heutigen Aufschlussverhältnissen muss man von einer Längserstreckung der Olisthostrome und ihrer distalen Ausläufer in NW–SE-Richtung von mindestens 30 km ausgehen, bei einer NW-SE-Erstreckung des Verbreitungsgebietes von maximal 6 km. Die Proximalfazies nimmt heute ein Verbreitungsgebiet von 12 km Längserstreckung und 4 km Breite ein. Auch bei einer sehr hoch angesetzten tektonischen Einengung um den Faktor 3, wie DITTMAR (1999) für das südwestliche Rheinische Schiefergebirge annahm, ergibt sich eine deutlich in NW–SE-Richtung langgestreckte Form des „Schuttfächers“.

4.2.2 Vergleiche mit anderen submarinen „steep slope deposits“

Vergleiche mit rezenten und fossilen, gut untersuchten, submarinen „steep slope deposits“ zeigen grundlegende sedimentologische Gemeinsamkeiten, aber auch Unterschiede zwischen

den Vorkommen im Lahn-Dill-Gebiet und den in der Literatur beschriebenen Vorkommen.

Arbeiten über submarine grobklastische Sedimente in „steep slope deposits“, die an aktive

Störungszonen gebunden sind, lieferten SURLYK (1974, 1984), NEVES & SELLY (1975), HWANG & CHOUGH (2000) und KIM et al. (1995).

Untersuchungen über die rezente Sedimentation von submarinen „steep slope deposits“, vergleichbar zu Ablagerungen an einer aktiven Störung, wurden von PRIOR & BORNHOLD (1989, 1990) und PRIOR et al. (1981) gegeben.

SURLYK (1974, 1984) untersuchte jurassische und kretazische Synrift-Sedimente in Ostgrönland. Die Ablagerungen waren an eine aktive Störungszone gebunden. Das Liefergebiet der Grobklastika wurde während einer aktiven Dehnungsphase durch Prozesse der Block-Rotation und des „footwall uplift“ in den Wellenbereich gehoben (Abb. 53). Für die Ablagerungen einer tektonisch aktiven Phase konnte er eine typische zeitliche und räumliche Faziesabfolge beobachten. Auf eine basale chaotische und grobklastische Folge aus Debriten folgte die Sedimentation von feinklastischeren Turbiditen; Abschluss

bildete eine Wechselfolge aus Tonsteinen und feinkörnigen turbiditischen Sandsteinen. Diese zeitliche fazielle Abfolge unterschiedlicher Faziesbereiche lässt sich auch in lateraler Richtung beobachten, dabei wurden die Sedimente in zunehmender Entfernung vom Liefergebiet feinklastischer (Abb. 54, S. 179). Der zeitliche Fazieswechsel eines Sedimentationszyklus dokumentiert nach SURLYK (1974: 97) eine tektonisch aktive Phase am Beginn der Sedimentation; rasche Erosion im Liefergebiet und schnelle Akkumulation im Ablagerungsraum führten dann zu dem Übergang in einer überwiegend turbiditischen und feinklastischeren Sedimentation. Die von ihm beobachteten Resedimente einer tektonischen Phase haben eine Mächtigkeit von 200–300 m und sind parallel zur Schüttungsrichtung über eine Länge von 25 km nachweisbar.

Untersuchungen an rezenten submarinen Schuttfächern an steilen Hängen wurden von PRIOR & BORNHOLD (1989, 1990) und PRIOR et al.

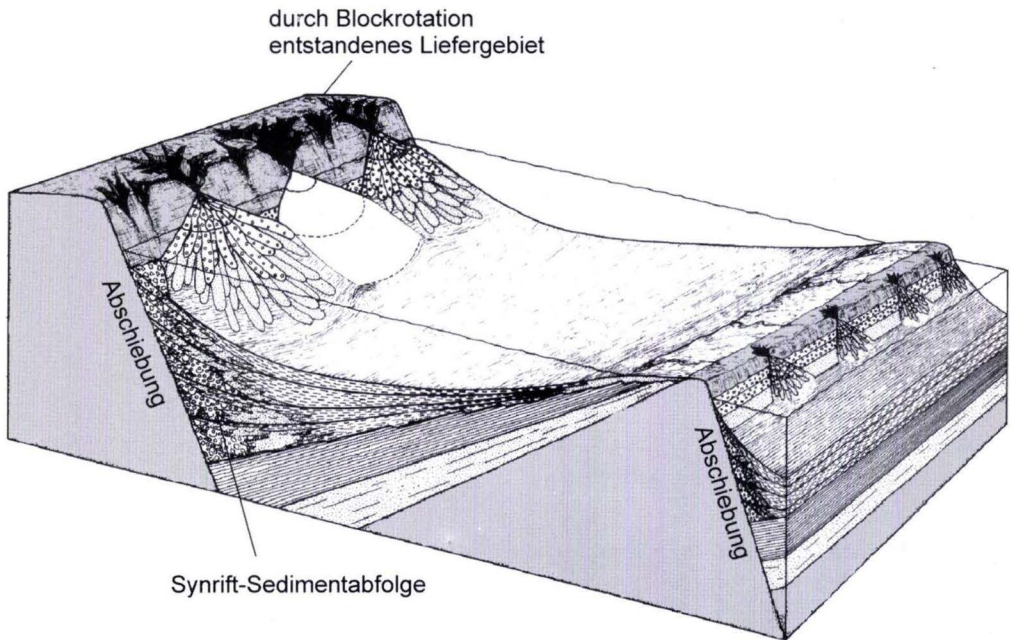


Abb. 53. Blockbild der paläogeographischen Situation jurassischer und kretazischer Synrift-Sedimente in Ostgrönland (aus SURLYK 1974: 87, verändert).

(1981) durchgeführt. PRIOR & BORNHOLD (1989) betrachteten die Sedimentologie der Schutfächer als analog zu fossil überlieferten „one fault-uplift“ Sedimenten. Der untersuchte submarine Schutfächer hatte dabei eine Erstreckung von etwa 2 km.

Sie konnten zeigen, dass die rezente submarine Sedimentation im Hangbereich weitgehend durch gravitativen Massentransport geschieht, dabei befindet sich der Sedimentationsschwerpunkt grobklastischer Debrite nicht im Hangbereich, sondern im Übergangsbereich zur Beckenebene (Abb. 55, S. 180).

Kennzeichnendes Merkmal des gravitativen Sedimenttransportes ist dabei oft die Bildung von „chutes“ (Rutschen), schmalen Rinnen, durch die immer wieder Grobklastika über den Schutfächer ins Becken transportiert werden (Abb. 56, S. 180).

HWANG & CHOUGH (2000) untersuchten submarine miozäne Grobklastika, die direkt an einer steil stehenden Störungsfläche angelagert wurden. Sie unterschieden drei Fazies Assoziationen: „alluvial fan“ (fluviatil), „steep faced slope“ und „basin plane“. Der „steep faced slope“ Bereich wurde dabei durch Debrite und mächtige chaotische slide- und slump-Ablagerungen ge-

kennzeichnet (Slideflow-Debrite). Dabei findet der Hauptteil der Sedimentation nicht im mittleren Hangbereich, sondern am Hangfuß statt. Über „chutes“ (Rutschen) und „channels“ werden lokal Grobklastika in den Bereich der „basin plane“ transportiert (Abb. 57, S. 181).

HWANG & CHOUGH (2000) konnten auch einen zeitlichen Fazieswechsel beobachten. Bei konstanten Ramenbedingungen (keine tektonische Aktivität) kommt es nach der Ablagerung von chaotischen Grobklastika zu einer Abnahme der Reliefenergie und zur Ablagerung feinklastischer niedrigerenergetischer Sedimente, bedingt durch die geringere Hangneigung im Ablagerungsraum.

Die Vorkommen givetischer Olisthostrome im Lahn-Dill-Gebiet zeigen deutliche Parallelen zu den oben beschriebenen Sedimentfolgen (Abb. 61, S. 184). Die zeitliche Faziesentwicklung der Olisthostrome und die räumliche fazielle Gliederung stimmen mit der von SURLYK (1974) beschriebenen Faziesentwicklung und räumlichen Gliederung von Synrift-Sedimenten überein. Die Faziesgliederungen der Olisthostrome im Lahn-Dill-Gebiet decken sich auch mit den von HWANG & CHOUGH (2000) gemachten Beobachtungen zur zeitlichen und räumlichen Faziesentwicklung

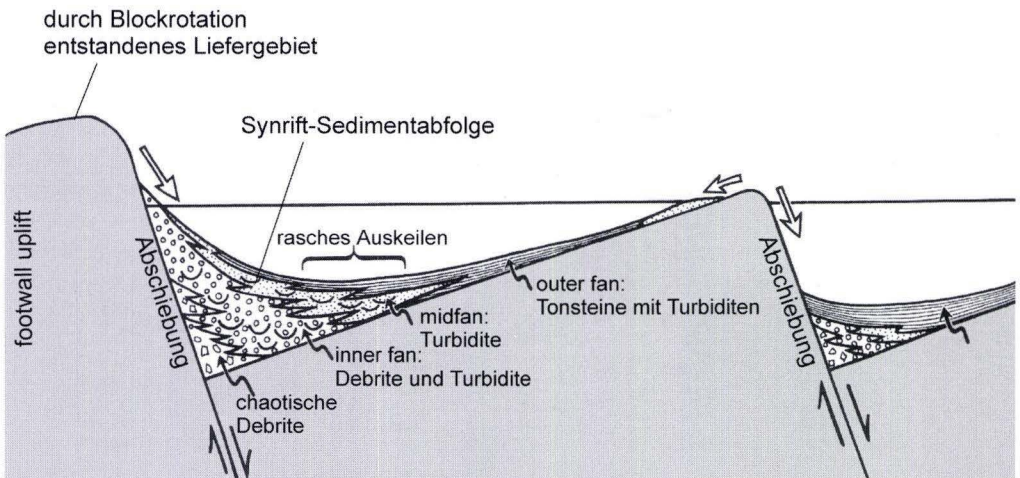


Abb. 54. Sedimentationsmodell für durch Blockrotation entstandene Synrift-Sedimente (aus SURLYK 1974: 96, verändert).

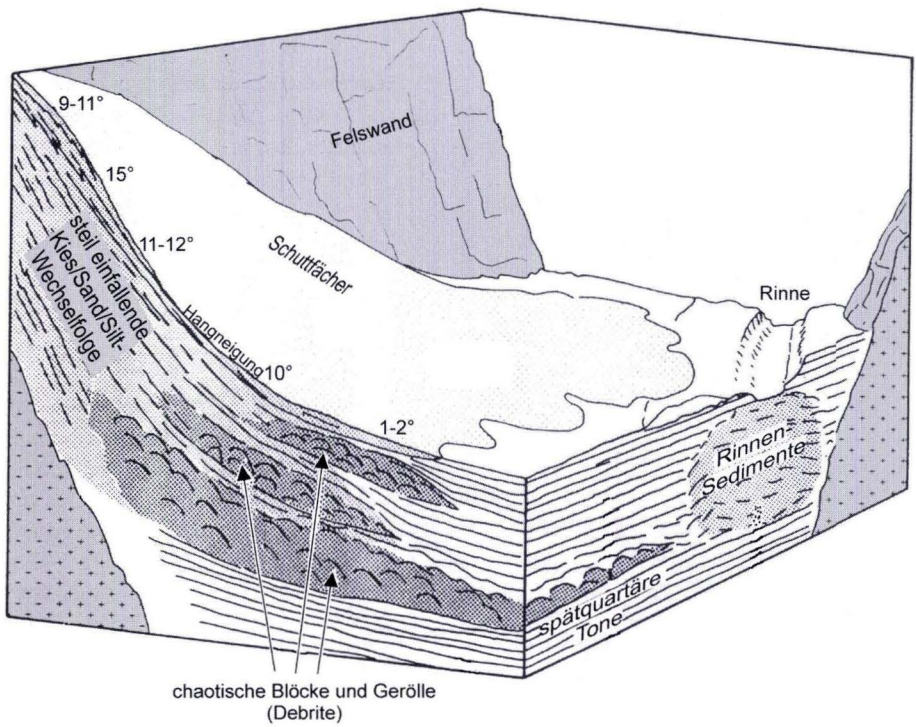


Abb. 55. Blockbild rezenter submariner „steep slope deposits“ (PRIOR & BORNHOLD 1989: 1071, verändert).

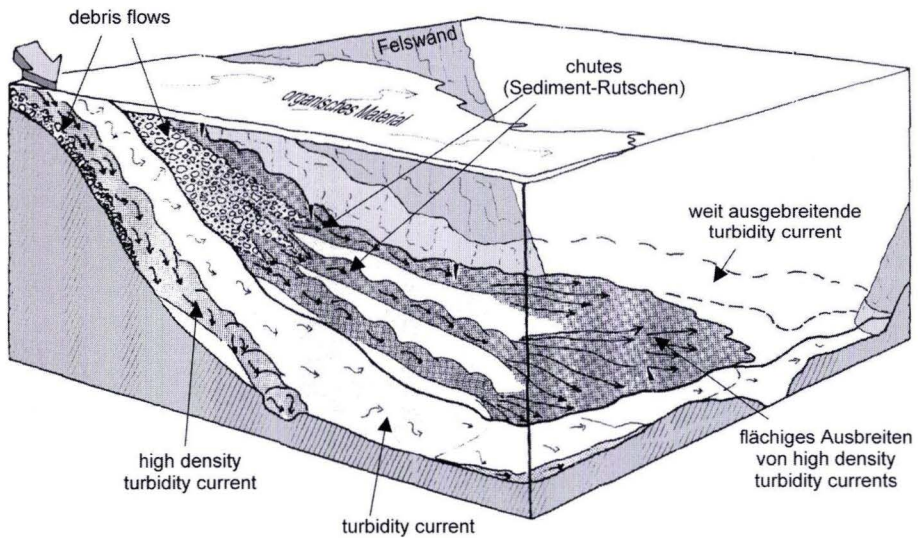


Abb. 56. Rezente Sedimentationsprozesse submariner Schuttfächer (PRIOR & BORNHOLD 1989: 1072, verändert).

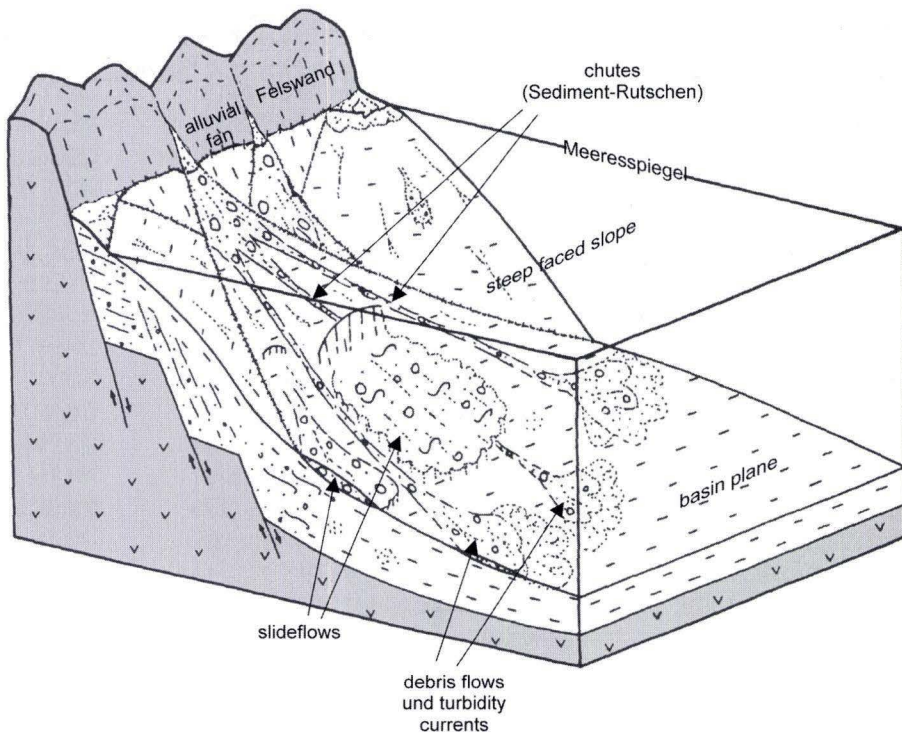


Abb. 57. Sedimentationsmodell für „steep slope deposits“ von HWANG & CHOUGH (2000: 1007, verändert).

grobklastischer Sedimente unterhalb einer tektonisch aktiven Störungszone. Von der Verbreitung und Mächtigkeit der Debrüt-Abfolgen sind die Olisthostrome mit den von SURLYK (1974) beschriebenen Ablagerungen vergleichbar.

Im Vergleich zu den von SURLYK (1974) beschriebenen Vorkommen von Synrift-Sedimenten fällt eine deutliche Längserstreckung der Olisthostrome im Lahn-Dill-Gebiet auf. Auch die im Komponentenspektrum deutlich beobachtete Mehrfachumlagerung der Debrüte wird bei den anderen Autoren nicht beschrieben oder thematisiert. Einen weiteren Unterschied bilden die großen Olistholithe in den basalen Slideflow-Debrüten. Zwar wurden „rockfall deposits“ sowohl von HWANG & CHOUGH (2000) und von PRIOR & BORNHOLD (1989) beobachtet, große submarine Gleitschollen wurden aber nicht beschrieben;

hier liegen bisher nur die Beobachtungen von WÄCHTER (1987) vor.

Vergleicht man den zeitlichen Fazieswechsel der Lahn-Dill-Olisthostrome mit dem zeitlichen Fazieswechsel, der von SURLYK (1974) und HWANG & CHOUGH (2000) beschrieben wurde, so muss man davon ausgehen, dass die tektonische Bewegung, die das Liefergebiet in den Wellenbereich hob und die Umlagerungsprozesse verursachte, komplett während eines relativ kurzen Zeitraumes zu Beginn der Umlagerungsprozesse ablief. Das deckt sich auch mit der Beobachtung, dass schon im unteren Teil der Debrüte die Erosionsbasis des Liefergebietes erreicht war. Die in den basalen Slideflow-Debrüten beobachtete Mehrfachumlagerung ist möglicherweise ebenfalls in diesem kurzen Zeitbereich abgelaufen.

4.3 Quantitative Modelle zur Rift-Becken-Entwicklung

Prozesse des „footwall uplift“ bilden die einfachste Erklärung zur Hebung eines beckeninternen Liefergebietes in den Wellenbereich bei gleichzeitiger Dehnungstektonik. Sie wurden aus zahlreichen Riftbecken beschrieben (YIELDING & ROBERTS 1992, SURLYK 1974, NEVES & SELLY 1975, JACKSON et al. 1988). Die Umlagerungsprodukte der footwall Erosion stellen dabei wichtige Erdöl-Speichergesteine dar (YIELDING & ROBERTS 1992). Rezente Hebungsbewegungen des „footwall uplifts“ wurden bei Erdbeben an Abschiebungen in Idaho beobachtet (YIELDING & ROBERTS 1992, STEIN et al. 1988). Unter „footwall uplift“ wird im englischen Sprachraum die weitgehend durch Blockrotation verursachte Hebung der Liegendscholle einer antithetischen Abschiebung verstanden; dabei können Hebungsbeträge von mehreren 1 000 m erreicht werden (YIELDING & ROBERTS 1992), (Abb. 58).

Ein einfaches geometrisches Modell zu Blockrotation während einer aktiven Dehnungsphase stellt das „Domino-Modell“ dar (BARR et al. 1987). Dabei findet die Krustendehnung durch das Zerbrechen in Schollen und die anschließende Rotation der Krustenblöcke statt (wie umkippende Dominosteine). Dabei treten an der Basis der rotierten Blöcke „Platzprobleme“ auf, die durch die sehr einfache Modellvorstellung nicht gelöst werden können.

Eine Weiterentwicklung dieses Modells stellt das „flexural cantilever“ Modell (flexural cantilever = flexibler Ausleger) von KUSZNIR et al. (1995, 1991) dar (KUSZNIR & ZIEGLER 1992, KUSZNIR & MA 1995). Das Modell basiert auf einem Zweischicht-Fall (obere Kruste/untere Kruste), wobei die starre obere Kruste elastisch reagiert und die untere Kruste duktil (Abb. 60, S. 183). Durch das duktile Verhalten der unteren Kruste treten dabei keine Massenprobleme an der Basis der Krustenblöcke auf. Das „flexural cantilever“ Modell berücksichtigt zusätzlich zu den geometrischen Bedingungen (reines Dominomodell, JACKSON et al. 1988) und den elastischen und plastischen Gesteinsparametern auch den durch die Erosion der gehobenen Liegendscholle verursachten isostatischen Auftrieb (Abb. 59, S. 183). KUSZNIR et al. (1991, 1995) konnten zeigen, dass auf eine aktive Synrift-Phase von 1–2 Ma Dauer eine etwas längere Phase der passiven „thermal subsidence“ folgt. Für die Ausdehnungen der einzelnen tektonischen Schollen senkrecht zum Störungsverlauf werden Beträge von 15–30 km angegeben.

Neben den Prozessen des „footwall uplift“ können mit der Riftbewegung in Zusammenhang stehende Blattverschiebungen durch Transpression tektonisch begrenzte Hochgebiete verursacht haben („pressure ridges“, „pop ups“).

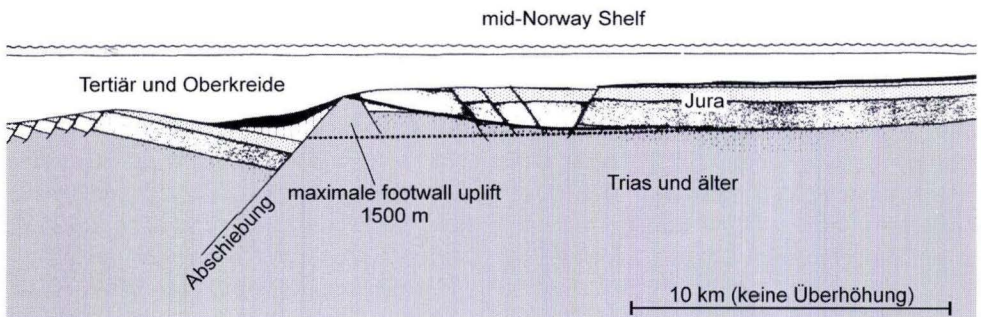


Abb. 58. „footwall uplift“ durch Blockrotation während einer aktiven Rift-Phase auf dem mid-Norway Shelf (aus YIELDING & ROBERTS 1992, verändert).

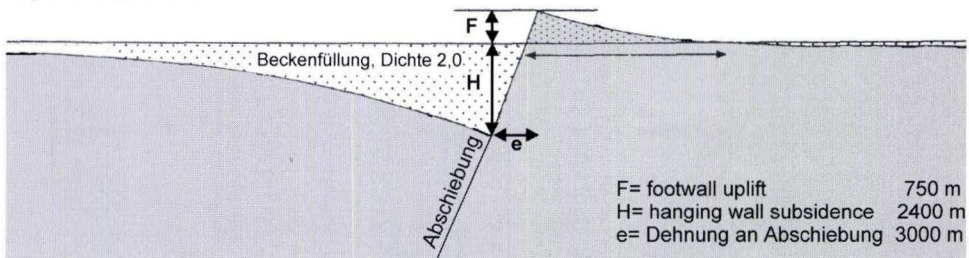
In anbetracht der geringen Größe des Liefergebietes und der relativ starken Hebung ist eine solche Deutung ebenfalls möglich.

Der Großteil der Sediment-Umlagerung in Form der Olisthostrome lief in einem kurzen Zeitraum innerhalb der Mittleren *varcus*-Zone von maximal 1,5 Ma ab. Die Gesamtdauer der Umlage-

rungsprozesse von der Mittleren *varcus*-Zone bis in die *disparilis*-Zone betrug etwa 3 Ma. Die Zeitdauer der tektonischen Aktivität im Lahn-Dill-Gebiet ist daher mit einer aktiven Rift-Phase, wie sie auch in anderen marinen Faziesräumen überliefert ist (KUSZNIR et al. 1995), vergleichbar.

flexural cantilever Modell

a) ohne Erosion



b) vollständige Erosion

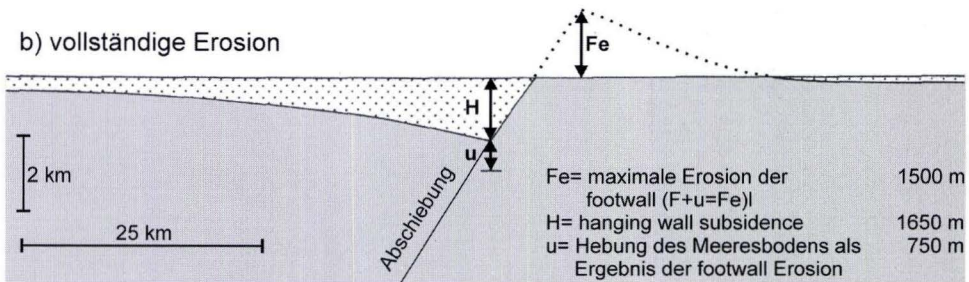


Abb. 59. Auswirkung der Erosion der Liegendsscholle auf das „flexural cantilever“ Modell (aus YIELDING & ROBERTS 1992, verändert).

flexural cantilever Modell

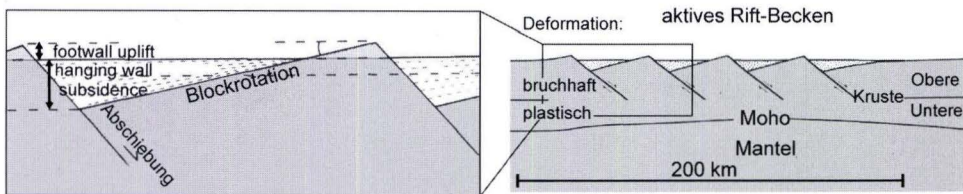


Abb. 60. „flexural cantilever“ Modell (nach KUSZNIR et al. 1991, verändert).

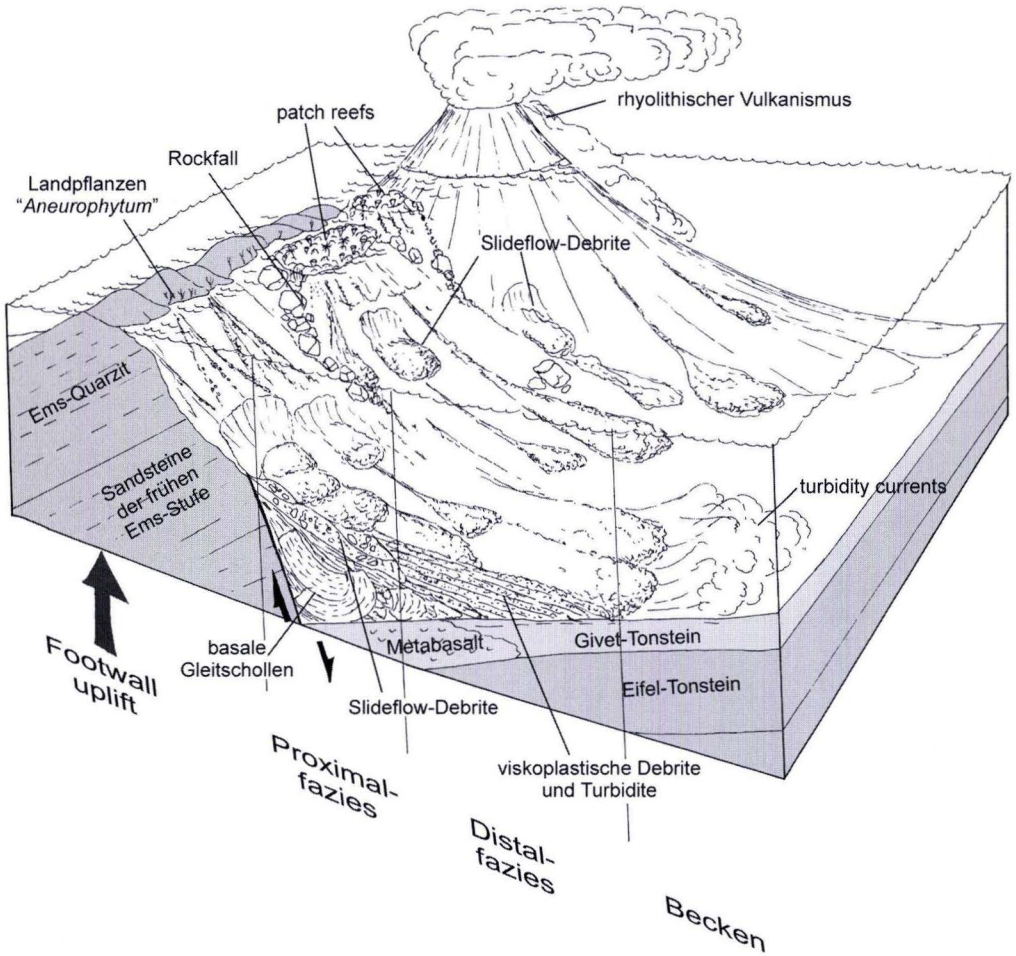


Abb. 61. Blockbild der Faziesverhältnisse für die Olistostrome und das Liefergebiet in der Mittleren *varcus*-Zone.

5. Zusammenfassung

Im Lahn-Dill-Gebiet treten sehr auffällige globoklastische givetische Sedimente auf, die von älteren Bearbeitern als Transgressionskonglomerate zwischen Unterdevon und Givetium gedeutet wurden (KAYSER 1907a, AHLBURG 1918a, AHLBURG [in KEGEL 1922], KEGEL 1934). Neuere Untersuchungen konnten zeigen, dass es sich dabei nicht um Transgressionskonglomerate auf einer Dis-

kordanz zwischen Unterdevon und Givetium handelte, sondern um Olistostrome mit großen Unterdevon-Gesteinsschollen, die sich in eine normale Beckenabfolge des Lahn-Dill-Gebietes einschalten (HUCKRIEDE 1992, SALAMON 1996, LIPPERT & NESBOR 1997). Sie sind Gegenstand der vorliegenden Arbeit. Kernpunkt bilden dabei 27 Profilaufnahmen givetischer Gesteine im Lahn-

Dill-Gebiet und nördlich angrenzender Bereiche (Wittgensteiner Mulde, Ostsauerländer Hauptsattel), die sedimentologisch, petrographisch und biostratigraphisch untersucht wurden.

Givetische Olisthostrome sind im Lahn-Dill-Gebiet am Nordrand der Lahn-Mulde an der Grenze zum Westerwald verbreitet (Daberg-Formation, SALAMON 1996), ihre distalen Ausläufer erstrecken sich weit nach Osten. In der nördlich anschließenden Dill-Mulde (Uebernthal-Formation, LIPPERT & NESBOR 1997) sind sie am SE-Rand der Dill-Mulde, nördlich der Bickener Schuppe, verbreitet. Ihre distalen Ausläufer lassen sich bis zum Ostrand und Nordrand der Dill-Mulde verfolgen.

Die Olisthostrome führen ein umfangreiches Komponentenspektrum aus lokal im Lahn-Dill-Gebiet verbreiteten Sedimentgesteinen, Vulkaniten und Vulkaniklastiten. Bei den Sedimentgesteinen treten folgende Komponenten auf: Sandstein-Schollen und -Gerölle der frühen Ems-Stufe, Sandstein-Schollen und -Gerölle der späten Ems-Stufe, große Schollen aus Eifel- und Givet-Tonsteinen, verkieselte Weichklasten aus Ton- und Siltsteinen, Riffschuttkalkblöcke und -Gerölle, Riffdetritus, mikritische Kalke und Styliolinbiosparite. Nur in der Dill-Mulde treten unter- bis mitteldevonische Herzynkalke aus der Bickener Schuppe und Blöcke einer Barytvererzung auf. Das Spektrum der Metavulkanite und -vulkaniklastite dagegen ist in der Daberg-Formation und der Uebernthal-Formation identisch. Sie führen Blöcke und Gerölle von leicht differenzierten Metabasalten, metabasaltische Hyaloklasten und Pyroklasten, Blöcke und Gerölle von basaltischen Metapyroklastiten und anderen basaltischen Metavulkaniklastiten. Als Besonderheit wurde ein isoliertes Geröll aus Pyroxenit gefunden. Bei den sauren und intermediären vulkanischen Gesteinen treten Metatrachytegerölle und -Schollen auf und unterschiedliche Metarhyolithe als Blöcke oder Gerölle. Kennzeichnet ist dabei ein vitrophyrischer Metaalkalirhyolith mit eutektischen Quarz-Feldspat-Verwachsungen, der in allen Profilen angetrof-

fen wurde. Häufig sind auch metarhyolithische Hyaloklasten und Pyroklasten, deren ehemals glasige Matrix frühdiagenetisch zu Chlorit und Calcit alteriert wurde. Als wichtiges Leitgeröll treten Klasten aus „Ems-Porphyrroid“ auf, einem charakteristischen metarhyolithischem Glastuff des Unterdevons, der regional im Lahn-Dill-Gebiet verbreitet ist. Sie ließen sich in fast allen Profilen als Gerölle oder Blöcke nachweisen. Zahlreiche intraformationelle Weichklasten und Blöcke belegen die Mehrphasigkeit der Umlagerungsprozesse.

In den komponentengestützten grobklastischen Sedimenten kam es kurz nach der Ablagerung zu metasomatischen Stoffverlagerungen. Unverfestigte Weichklasten aus tonigem Material wurden dabei vollständig eingekieselt, teilweise sind auch ganze Bereiche der Debrite von einem mikrokristallinen Quarzpfaster überwachsen. Gleichzeitig wurden glasige basaltische und auch rhyolithische Vulkaniklasten zu Chlorit oder Calcit alteriert. Dabei sind ältere, möglicherweise zeolithische Phasen der Umwandlung relictisch erhalten geblieben. Die chloritisierten Metarhyolithe sind im Gegensatz zu chloritisierten Metabasalten frei von Leukoxen, was auf den geringeren Anteil an Fe und Ti in dem vulkanischen Glas zurückgeführt werden kann. In Riffdetritus und Riffschuttkalk-Klasten kam es zur Neuspaltung von Feldspäten. Motor für diese Vorgänge war vermutlich die große reaktive Oberfläche der grobklastischen Sedimente und der hohe Anteil an vulkanischem Glas.

Das Alter der Olisthostrome ließ sich in der Lahn-Mulde auf einen Zeitbereich von der Mittleren *varcus*-Zone bis in die *disparilis*-Zone bestimmen. Auch in der Dill-Mulde dauerten die Umlagerungsprozesse von der Mittleren *varcus*-Zone bis in die *disparilis*-Zone an. Der überwiegende Teil der Umlagerungsprozesse lief dabei in einem sehr kurzen Zeitbereich innerhalb der Mittleren *varcus*-Zone ab. Zeitgleich mit dem Einsetzen der Olisthostrome im Lahn-Dill-Gebiet ließen sich auch am Ostsauerländer Hauptsattel mächtige Resedimentabfolgen nachwei-

sen. Eine synsedimentäre Breccie in der zentralen Dill-Mulde wurde auf einen Zeitbereich von der Mittleren *varcus*-Zone bis in die *hermanni-cristatus*-Zone datiert. Die eustatisch gesteuerten siliziklastischen Turbidite des givetischen Styliolinensandsteins konnten auf einen Zeitraum von der Mittleren *varcus*-Zone bis in die *hermanni-cristatus*-Zone datiert werden, für den auch eine primäre Verarmung der Conodontenfauna festgestellt wurde.

Das sedimentäre Inventar der Olisthostrome reicht von submarinen Gleitschollen, Rutschungskörpern und Rockfall Deposits über Slideflow-Debrite und viskoplastische Debrite bis zu Turbidit-/Debit-Wechselfolgen. Dabei ist eine deutliche Zweiteilung in Proximalfazies und Distalfazies zu beobachten. Die Proximalfazies wird aus mächtigen Abfolgen aus Slideflow-Debriten und viskoplastischen Debriten mit großen Rutschungskörpern und Gleitschollen aufgebaut; die Distalfazies besteht aus Turbidit-/Debit-Wechselfolgen, die mit den normalen Beckenton-Sedimenten wechsellagern. Als distale Ausläufer der Olisthostrome außerhalb des eigentlichen Verbreitungsgebietes lassen sich einzelne Turbidit- und Debit-Bänke in der normalen Beckenabfolge nachweisen. Innerhalb der Proximalfazies ist ein deutlicher zeitlicher Fazieswechsel zu beobachten, zum Hangenden geht die Folge in eine Turbidit-/Debit-Wechselfolge über. Die Olisthostrome zeigen damit ein für Synrift-Sedimente typisches räumliches und zeitliches Faziesmuster. Hinweise auf eine Schüttungsrichtung deuten auf einen Sedimenttransport von SW nach NE hin.

Komponentenspektrum und sedimentologische Befunde belegen ein lokales beckeninternes Liefergebiet, das bis ins Givetium keine fazialen Abweichungen zur normalen Sedimentation im Lahn-Dill-Gebiet zeigt und wahrscheinlich im Bereich des heutigen Westerwaldes gelegen hat. Dabei wurden beim Sedimenttransport zum Teil weitere Gesteine aufgenommen und umgelagert, was die Unterschiede im Komponentenspektrum der Olisthostrome in Dill-Mulde und

Lahn-Mulde erklärt. Gleichzeitig zu den Umlagerungsprozessen kam es im Liefergebiet während der Givet-Stufe zu rhyolithischem Vulkanismus.

Da sich in den Olisthostromen der Dill-Mulde zahlreiche Klasten aus Herzynkalken der Bickener Schuppe nachweisen lassen und die distalen Ausläufer der Olisthostrome bis in die nördliche Dill-Mulde reichen, konnte widerlegt werden, dass es sich bei den Kalken der Bickener Schuppe um allochthone fernüberschobene Deckenreste handelt, wie OCZLON (1994) und FRANKE (2001) annahmen.

Die Erosionsbasis im Liefergebiet bildeten Gesteine der frühen Ems-Stufe, sie wurde schon bei Beginn der Umlagerungsprozesse in der Mittleren *varcus*-Zone erreicht. Quantifizierung der Umlagerungsprozesse lassen auf eine Größe des Liefergebietes zwischen 10 und 120 km² schließen, es hat sich also um eine relativ kleine Insel gehandelt. Die maximale Zeitdauer der Umlagerungsprozesse betrug 3 Ma; der größte Teil der Umlagerung hatte sich in einem Zeitraum von maximal 1,5 Ma abgespielt. Dabei wurde eine Sedimentabfolge mit mehr als 500 m Mächtigkeit in den Wellenbereich gehoben und umgelagert, daraus ergeben sich durchschnittliche Hebungsraten des Liefergebietes von 0,3–0,7 mm/a.

Die Bildung des Liefergebietes war Folge einer aktiven Rift-Phase des Ablagerungsraumes. Diese aktive Rift-Phase war gleichzeitig Ursache des parallel einsetzenden bimodalen Vulkanismus und der zeitgleich beginnenden Riffbildung im Lahn-Dill-Gebiet. Die Hebung des Liefergebietes bei gleichzeitiger Dehnungstektonik ist auf Prozesse des „footwall uplift“ zurückzuführen, die in zahlreichen rezenten und fossilen Rift-Becken beobachtet wurden. Die Zeitdauer der Umlagerungsprozesse stimmt mit bekannten aktiven tektonischen Phasen von Rift-Becken überein, die ermittelten Hebungsraten decken sich mit beobachteten Hebungsraten durch Prozesse des „footwall uplift“.

6. Danksagung

Die vorliegende Arbeit wurde erst durch die Unterstützung, die ich von vielen Menschen erhalten habe, ermöglicht. Ihnen möchte ich an dieser Stelle danken. Zuallererst möchte ich Dr. Peter Bender danken, das vorliegende Thema geht ursprünglich auf seinen Vorschlag zurück. Er gab zahlreiche Hinweise auf Aufschlüsse und Diplomarbeiten; bei der Bestimmung der Conodontenfaunen hat er mich oft beraten. Bei Prof. Heinrich Zankl und Prof. Michael Amler möchte ich mich für die kritische Durchsicht des Manuskriptes bedanken. Ebenso möchte ich Dr. Dieter Nesbor vom HLOG danken. Er machte mich auf Bohraufschlüsse aufmerksam, ermöglichte mir den Zugang zum Kernmaterial und stellte mir die Dünnschliffe aus diesen Bohrungen zur Verfügung. Bei der Diskussion über die umgelagerten Metavulkanite nahm er sich viel Zeit. Bedanken möchte ich mich auch bei Dr. Matthias Piecha und Dr. Karl-Heinz Ribbert vom Geologischen Dienst Nordrhein-Westfalen.

Von ihnen stammten die Hinweise auf die Profile Dotzlar 1–2 und Padberg 1–3. Die Conodonten-Untersuchungen der Profile Padberg 1–2 und Dotzlar 1 wurden von Dr. Piecha durchgeführt. Für die Bestimmung von Fossilfaunen möchte ich mich bei Frau Dr. Helga Gross-Uffenorde und Dr. Ulrich Jansen bedanken. Auch Dr. Günther Kaufmann sei für seine Hinweise zu Aufschlüssen und seine Korrekturen des Manuskriptes gedankt. Meinen Kommilitonen Uli Schleiffer, Christoph Petruschke, Stefan Herd, Johannes Grass, Stefan Oetken, Frank Wierich und Lui Kornder danke ich für zahlreiche Diskussionen und Geländebefahrungen. Klaus Heisig danke ich für die Auslese zahlreicher Conodontenproben aus den Bohrungen des HLOG.

Nicht zuletzt möchte ich Dorothee Bürkle, Elias und meinen Eltern danken, deren Geduld und Unterstützung wesentlich zur Vollendung dieser Arbeit beigetragen haben.

7. Schriftenverzeichnis

- AHLBURG, J. (1918a): Erl. Geol. Kt. Preußen u. benachbar. B.-St., Bl. 5415 Merenberg, Lfg. **208**: 128 S.; Berlin.
- AHLBURG, J. (1918b): Erl. Geol. Kt. Preußen u. benachbar. B.-St., Bl. 5416 Braunfels, Lfg. **208**: 116 S.; Berlin.
- ANGELBIS, G. (1891): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, Lfg. **41**, Bl. Hadamar: 41 S.; Berlin.
- ANDERLE, H.-J., BENDER, P., LIPPERT, H.-J., & NESBOR, H.-D. (1997): Tektonik. – In: Erl. geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5216 Oberscheld, 2. Aufl.: 208–226; Wiesbaden.
- BARR, D. (1987): Lithospheric stretching, detached normal faulting and footwall uplift. – In: M-P. COWARD, J.F. DEWEY & P.L. HANCOCK (eds.). – Continental Extensional Tectonics. Geol. Soc. London, Spec. Publ., **28**: 75–94; London.
- BEHNISCH, R. (1993): Vulkanismus im Devon des Rheinoherzynikums. Faziesabhängige Ablagerungsprozesse devonischer Vulkaniklastite im Schalstein-Hauptsattel (mittlere Lahn-Mulde). – Geol. Abh. Hessen, **98**: 89–149; Wiesbaden.
- BENDER, P. (1997): Paläozoikum der Bickener und Wildenstein-Schuppe. – In: Erl. geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5216 Oberscheld, 2. Aufl.: 91–111; Wiesbaden.
- BENDER, P., LIPPERT, H.-J., & NESBOR, H.-D. (1997): Erl. geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5216 Oberscheld, 2. Aufl.: 421 S.; Wiesbaden.
- BENEO, E. (1956): Accumuli terziari da risedimentazione (olisthostroma) nell'Appennino centrale et frane sottomarine. – Boll. Serv. Geol., Italia, **78**: 291–321; Roma.
- BLASS, G. (1980): Die Geologie des Gebietes westlich, nördlich und östlich von Buchenau/Lahn (Dill-Mulde, Mtbl. 5117, Buchenau) unter besonderer Berücksichtigung fazieller und sedimentologischer Gesichtspunkte. – Dipl.-Arb. Univ. Marburg, unveröff.: 83 S.; Marburg.

- BOUMA, A.H. (1972): Recent and ancient turbidites and contourites. – Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans., **22**: 205–221; Houston, Texas.
- BOUMA, A.H. & PLUENNEKE, J.L. (1975): Structural and textural characteristics of debrites from the Philippine Sea. – In: KARIG, D.E., INGLE, J.C., JR., et al. (eds.), Initial Reports DSDP, **31**: 497–505; Houston, Texas.
- BRAUN, R., OETKEN, S., KÖNIGSHOF, P., KORNDER, L. & WEHRMANN, A. (1994): Development and biofacies of reef-influenced carbonates (Central Lahn Syncline, Rheinisches Schiefergebirge). – Courier Forsch. – Inst. Senckenberg, **169**: 351–386; Frankfurt a. M.
- BUGGISCH, W., RABIEN, A. & HÜHNER, G. (1978): Biostratigraphische Parallelisierung und Faziesvergleich von oberdevonischen Becken- und Schwellen-Profilen E Dillenburg (Conodonten- und Ostracoden-Chronologie, Oberdevon I–V, Dill-Mulde, Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, **106**: 53–115; 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, Dill-Mulde, Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, **111**: 93–153; Wiesbaden.
- BUGGISCH, W. & FLÜGEL, E. (1992): Mittel- bis oberdevonische Karbonate auf Blatt Weilburg (Rheinisches Schiefergebirge) und in Randgebieten: Initialstadien der Riffentwicklung auf Vulkanschwellen. – Geol. Jb. Hessen, **120**: 77–97; Wiesbaden.
- BULTYNCK, P. (1987): Pelagic and neritic conodont successions from the Givetian of pre-Sahara and the Ardennes. – Bull. Inst. Roy. Sci. Nat. Belg., Sci. de la Terre, **57**: 149–181; Bruxelles.
- CORRENS, C.W. (1934): Erl. Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Ländern, Lfg. 272 Blatt Buchenau: 47 S.; Berlin.
- DECHEN, H. VON (1873): Sect. 18 Berleburg. – Geol. Kt. Rheinprovinz u. Prov. Westf. 1 : 80 000; Berlin [Hrsg.: Kgl. Minist. f. Handel, Gewerbe u. öffentl. Arb.].
- DECHER, R. (1987): Zur Geologie südlich von Breidenbach (Bl. 5116 Eibelshausen) unter besonderer Berücksichtigung der vulkanogen-sedimentären Grobklastika im Grenzbereich Mitteldevon/Oberdevon. – Dipl.-Arb. Univ. Marburg, unveröff.: 166 S.; Marburg.
- DIETRICH, H. (1982): Das Devon-Profil vom locus typicus des Ballersbacher Kalkes (Dill-Mulde, Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, **110**: 27–35; Wiesbaden.
- DIETRICH, H. (1985): Zur Mikrofazies karbonatischer Schelfablagerungen im Bereich der Unter-/Mittel-Devon-Grenze (Rheinisches Schiefergebirge). – Diss. Univ. Hamburg: 84 S.; Hamburg.
- DITTMAR, U. (1996): Profilbilanzierung und Verformungsanalyse im südwestlichen Rheinisches Schiefergebirge. Zur Konfiguration, Deformation und Entwicklungsgeschichte eines passiven varistischen Kontinentalrandes. – Beringeria, **17**: 346 S.; Würzburg.
- DUNHAM, R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. – Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol., **1**: 108–121; Tulsa.
- EDER, W., ENGEL, W., FRANKE, W., LANGENSTRASSEN, F., WALLISER, O.H. & WITTEN, W. (1977): Überblick über die paläogeographische Entwicklung des östlichen Rheinisches Schiefergebirges. – Exkursionsführer Geotagung '77, I, Exk. A: 1–11; Göttingen.
- EDER, W., ENGEL, W., FRANKE, W. & SADLER, P.M. (1983): Devonian and Carboniferous Limestone-Turbidites of the Rheinisches Schiefergebirge and their tectonic significance. – In: MARTIN, H. & EDER, W. [Hrsg.], Intracontinental Fold Belts: 93–124; Berlin (Springer).
- EMBRY, A.F. & KLOVAN, J.E. (1972): Absolute water depth limits of late Devonian Palaeoecological Zones. – Geol. Rdsch., **61** (2): 612–686; Stuttgart.
- ERBEN, H.K. (1962): Zur Analyse und Interpretation der rheinischen und herzynischen Magnafazies des Devon. – Symposium Silur/Devon-Grenze, 1960: 42–61, 6 Abb., 2 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- FLICK, H. (1977): Geologie und Petrographie der Keratophyre des Lahn-Dill-Gebietes (südliches Rheinisches Schiefergebirge). – Clausthaler Geol. Abh., **26**: 231 S.; Clausthal-Zellerfeld.
- FLICK, H. (1979): Die Keratophyre und Quarzkeratophyre des Lahn-Dill-Gebietes. Petrographische Charakteristik und geologische Verbreitung. – Geol. Jb. Hessen, **107**: 45–76; Wiesbaden.
- 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 Gänseberg (Weilburg). – Geol. Rdschau., **79**, 2: 401–415; Stuttgart.
- FRANKE, W. (2001): Devonian palaeogeography in Central Europe: tectonic models and questions to palaeontologists. – 15th International Senckenberg Conference, Joint meeting IGCP 421/SDS May 2001, Abstracts: 37; Frankfurt a. M.

- FRANKE, W. & WALLISER, O.H. (1983): „Pelagic“ Carbonates in the Variscan Belt. Their sedimentary and tectonic environments. – In: MARTIN, H. & EDER, W. [Hrsg.], *Intracontinental Fold Belts*: 77–92; Berlin (Springer).
- FÜCHTBAUER, H. (1988): *Sediment-Petrologie Teil II: Sedimente und Sedimentgesteine*; Stuttgart.
- GOLDMANN, K.-J. (1968): Die Geologie der Lahn-Mulde und der Hörde zwischen Lahn und Dill. – Diss. Univ. Gießen: 167 S.; Gießen.
- GÖRLER, K. & REUTTER, K.-J. (1968): Entstehung und Merkmale der Olisthostrome. – *Geol. Rdsch.*, **57/2**: 484–514; Stuttgart.
- GROOS-UFFENORDE, H. (1972): Devon und Unterkarbon der Dill-Mulde südöstlich Herbörn (Rheinisches Schiefergebirge). – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **100**: 92–130; 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; Stuttgart.
- HENTSCHEL, H. (1961): Der Schalstein, ein durch Plättung geformter Tektonit. – *N. Jb. Mineral., Abh.* **96**: 305–317; Stuttgart.
- HENTSCHEL, H. (1970): Vulkanische Gesteine. – In: LIPPERT, H.-J., HENTSCHEL, H. & RABIEN, A.: *Erl. geol. Kt. Hessen 1*: 25 000, Bl. 5215 Dillenburg, 2. Aufl.: 314–374; Wiesbaden.
- HENTSCHEL, H. & THEWS, J.D. (1979): *Erl. Geol. Kt. Hessen 1*: 25 000, Bl. 5514 Hadamar: 169 S.; Wiesbaden.
- HUCKRIEDE, H. (1992): Das Barytlager von Günterod in der Dill-Mulde: eine allochthone Scholle in givetischen Debris-Flow-Sedimenten. – *Geol. Jb. Hessen*, **120**: 117–144; Wiesbaden.
- HWANG, I.G. & CHOUGH, S.K. (2000): The Maesan fan delta, Miocene Pohang Basin, SE Korea: architecture and depositional processes of a high-gradient fan delta-fan slope system. – *Sedimentology* (2000), **47**: 995–1010; Oxford.
- JACKSON, J.A., WHITE, N.J., GARFUNKEL, Z. & ANDERSON, H. (1988): Relations between normal-fault geometry, tilting and vertical motions in extensional terrains, an example from the southern Gulf of Suez. – *Journal Structural Geology*, **10**: 155–170; Oxford.
- JOHNSON, J.G., KLAPPER, G. & SANDBERG, C.A. (1985): Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. – *Bulletin of the Geological Society of America*, **96**: 567–587; Boulder.
- JOHNSON, J.G., KLAPPER, G. & ELRICK, M. (1996): Devonian transgressive-regressive cycles and biostratigraphy, Northern Antelope Range, Nevada: Establishment of reference horizons for global cycles. – *Palaios*, **11**: 3–14; Tulsa/Oklahoma.
- KAMMANN, J. (1991): Geologische und tonmineralogische Untersuchungen im Paläozoikum und Tertiär der Umgebung von Beilstein (Nordöstlicher Westerwald). – *Dipl.-Arb. Univ. Marburg*, unveröff.: 117 S.; Marburg.
- KAYSER, E. (1907a): *Erl. Geol. Kt. Preußen u. benachb. B.-St.*, Lfg. 101 Blatt Oberscheid. – *Königlich Preuß. Geol. Landesanstalt*: 127 S.; Berlin.
- KAYSER, E. (1907b): *Erl. Geol. Kt. Preußen u. benachb. B.-St.*, Lfg. 103 Blatt Herbörn. – *Königlich Preuß. Geol. Landesanstalt*: 143 S.; Berlin.
- KEGEL, W. (1922): Abriß der Geologie der Lahn-Mulde – Erläuterungen zu einer von JOHANNES AHLBURG hinterlassenen Übersichtskarte und Profildarstellung der Lahn-Mulde. – *Abh. Preuß. Geol. Landesanstalt, N.F.* **86**: 81 S.; Berlin.
- KEGEL, W. (1934): Geologie der Dill-Mulde. – *Abh. Preuß. Geol. Landesanstalt, N.F.* **160**: 48 S.; Berlin.
- KIM, S.B., CHOUGH, S.K. & CHUN, S.S. (1995): Bouldery deposits in the lowermost part of the Cretaceous Kyokprori Formation, SW Korea: Cohesionless debris flows and debris falls on a steep gradient delta slope. – *Sedim. Geol.*, **98**: 97–119; Amsterdam.
- KIRNBAUER, T. (1991): Geologie, Petrographie und Geochemie der Pyroklastika des Unteren Ems/Unterdeven (Porphyroide) im südlichen Rheinischen Schiefergebirge. – *Geol. Abh. Hessen*, **92**: 228 S.; Wiesbaden.
- KLITZSCH, E. (1959): Das Mitteldevon am Nordwestrand der Dill-Mulde. – *Z. dt. Geol. Ges.*, **111**: 366; Hannover.
- KOCKEL, C.W. (1958): Schiefergebirge und Hessische Senke um Marburg/Lahn. – *Samml. Geol. Führer*, **37**: 248 S.; Berlin (Borntraeger).
- KREKELER, F. (1928): Geologische Untersuchungen in der nördlichen Lahn-Mulde. Dissertation zur Erlangung der Doktorwürde bei der Philosophischen Fakultät der Hessischen Ludwigs-Universität. – Bericht der Oberhessischen Gesellschaft für Natur- und Heilkunde zu Gießen, N.F. **12**: 76–137; Gießen.
- KUSZNIER, N.J., MARSDEN, G. & EGAN, S.S. (1991): A flexural-cantilever simple-shear/pure-shear model of continental lithosphere extension: applications to the Jeanne d'Arc Basin, Grand Banks and Viking Graben, North Sea. – In: ROBERTS, A.M., YIELDING,

- G. & FREEMAN, B. (Hrsg.): The Geometry of Normal Faults, Geological Society Publication, **56**: 41–60; Washington.
- KUSZNIER, N.J. & ZIEGLER, P.A. (1992): The mechanics of continental extension and sedimentary basin formation: A simple-shear/pure-shear flexural cantilever model. – *Tectonophysics*, **215**: 117–131; Amsterdam.
- KUSZNIER, N.J. & MA, X.Q. (1995): Coseismic and post-seismic subsurface displacement and strains for a dip-slip normal fault in a three layer elastic-gravitational medium. – *Journal of Geophysical research*, Vol. **100**, No. B7: 813–828; Washington.
- KUSZNIER, N.J., ROBERTS, A.M. & MORLEY, C.K. (1995): Forward and reverse modelling of rift basin formation. – In: LAMBIASE, J.J. (Hrsg.): Hydrocarbon habitat in Rift Basins, Geological Society Special Publication, **80**: 33–56; Washington.
- LEUTERITZ, K. (1968): Die Geologie der nordöstlichen Dill-Mulde in der Umgebung von Buchenau am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. – Diss. Univ. Marburg: 181 S.; Marburg.
- LEUTERITZ, K. (1981): Erläuterungen zu Blatt 4717 Niedersfeld. – Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000: 174 S.; Krefeld.
- LIEBER, H. (1917): Beiträge zur Geologie des Rimberggebietes bei Marburg: 98 S.; Bamberg (Buchner).
- LIPPERT, H.-J. & NESBOR, H.-D. (1997): Paläozoikum der Dill-Mulde und Lahn-Mulde. – In: Erl. geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5216 Oberscheld, 2. Aufl.: 421 S.; Wiesbaden.
- LORSON, M. (1988): Der initiale spilitische Magmatismus im Devon der Briloner Scholle, auf dem NW-Flügel des Ostsauerländer Hauptsattels und im Messinghäuser Sattel (Hauptgrünstein des nordöstlichen Sauerlandes). – *Clausthaler Geowiss. Diss.*, **30**: 240 S.; Clausthal-Zellerfeld.
- LOTTMANN, J. (1990): Die pumilio-Events (Mittel-Devon). – *Göttinger Arb. Geol. Paläont.*, **44/IV**: 98 S.; Göttingen.
- MACHEL, H.-G. (1990): Faziesinterpretation des Briloner Riffs mit Hilfe eines Faziesmodells für devonische Riffkarbonate. – *Geol. Jb.*, **D 95**: 43–83; Hannover.
- MAY, A. (1987): Der Massenkalk (Devon) nördlich von Brilon (Sauerland). – *Geol. Paläont. Westfalen*, **10**: 51–84; Münster.
- MICHELS, F. (1929): Erl. Geol. Kt. Preußen u. benachbar. deutsch. Länder, Bl. 5514 Hadamar: 57 S.; Wiesbaden [unveröff. Manuskript].
- MÜLLER, R.-D. (1981): Die Geologie des Gebietes zwischen Merkenbach, Edingen, Greifenstein und Hirschberg (südwestlich Herborn, Blatt 5315 Herborn, SW-Dill-Mulde) unter besonderer Berücksichtigung petrographischer und fazieller Gesichtspunkte. – *Dipl.-Arb. Univ. Marburg*, unveröff.: 194 S.; Marburg.
- NESBOR, H.-D. (1997): Petrographie der vulkanischen Gesteine. – In: Erl. geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5216 Oberscheld, 2. Aufl.: 159–207; Wiesbaden.
- NESBOR, H.-D. & FLICK, H. (1987): Nachweis effusiver Vulkanite und Neuinterpretation des Vulkanismus in der südlichen Randfazies der Lahn-Mulde. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, N.F. **69**: 395–407; Stuttgart.
- NESBOR, H.-D., BUGGISCH, W., FLICK, H., HORN, M. & LIPPERT, H.-J. (1993): Vulkanismus im Devon des Rheinoherzynikums. Fazielle und paläogeographische Entwicklung vulkanisch geprägter mariner Becken am Beispiel des Lahn-Dill-Gebietes. – *Geol. Abh. Hessen*, **98**: 3–87; Wiesbaden.
- NEVES, R. & SELLY, R.C. (1975): A review of the Jurassic rocks of North-east Scotland. – In: FINSTAD, K.G. & SELLY, R.C. (Hrsg.): Proceedings of the Jurassic of the northern North Sea symposium. *JNNSS*, **5**: 1–29; Norwegian Petroleum Society, Stavanger.
- OCZLON, M.S. (1994): North Gondwana origin for exotic Variscan rocks in the Rheinohercynian zone of Germany. – *Geol. Rundsch.*, **83**: 20–31; Stuttgart.
- OETKEN, S. (1996): Faziesausbildung und Conodonten-Biofazies mittel-/oberdevonischer Riffgesteine in der mittleren Lahn-Mulde (Rheinisches Schiefergebirge). – *Diss. Univ. Marburg*: 148 S.; Marburg.
- PAECKELMANN, W. & KÜHNE, F. (1936): Erl. Geol. Kt. Preußen u. benachbar. B.-St., Lfg. 341, Bl. 4518 Madfeld: 79 S.; Berlin.
- PETRAUSCHKE-VOGT, G. (1998): Die Geologie der Dill-Mulde zwischen Herzhausen und Bellnhausen, unter besonderer Berücksichtigung der jüngeren Landschaftsentwicklung und ihrer Zeugen in den Böden. – *Dipl.-Arb. Univ. Marburg*, unveröff.: 129 S.; Marburg.
- PIECHA, M. (i. V.): Erläuterungen zu Blatt 4916 Bad Berleburg. – *Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000*; Krefeld.
- PILGER, A. (1952): Tektonik, Magmatismus und Vererzung im ostrheinischen Schiefergebirge. – *Z. dt. geol. Ges.*, **104**: 198–218; Hannover.
- POSTMA, G. (1984): Slumps and their deposit in fan delta front and slope. – *Geology*, **12**: 27–30; Boulder, Colorado.

- PRIOR, D.B., WISEMAN, W.J. Jr. & BRYANT, W.R. (1981): Submarine chutes on the slope of fjord deltas. – *Nature*, **290**: 326–328; London.
- PRIOR, D.B. & BORNHOLD, B.D. (1989): Submarine sedimentation on an developing Holocene fan delta. – *Sedimentology*, **36**: 1053–1076; Oxford.
- PRIOR, D.B. & BORNHOLD, B.D. (1990): The underwater development of Holocene fan deltas. – In: COLELLA, A. & PRIOR, D.B. (Hrsg.): *Coarse-Grained Deltas*. – Spec. Publ. Int. Assoc. Sedi-mentol., **10**: 75–90; Oxford.
- QIANG, J. & ZIEGLER, W. (1993): The Lali Section: An Excellent Reference Section for Upper Devonian in South China. – *Courier Forsch.-Inst. Senckenberg*, **157**: 183 S.; Frankfurt a. M.
- RABE, E. (1967): Zur Geologie des N-Randes der mittleren Lahn-Mulde (Stratigraphie, Magmatismus, Fazies und Tektonik auf dem Maßstabsblatt Merenberg). – *Dipl.-Arb. Univ. Gießen*, unveröff.: 59 S.; Gießen.
- REICH, H. (1935): Erläuterungen zu Blatt Berleburg. – *Geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesstaaten 1 : 25 000, Lfg. 272*: 25 S.; Berlin.
- RICHTER, D.K. & FÜCHTBAUER, H. (1981): Merkmale und Genese von Breccien und ihre Bedeutung im Mesozoikum von Hydra (Griechenland). – *Z. dt. geol. Ges.*, **132**: 451–501; Hannover.
- RICHTER, H. (1930): Beitrag zur geologischen Kenntnis der Lahn-Dill-Mulde mit besonderer Berücksichtigung der Diabase, Schalsteine und Roteisensteine. – *Internat. Bergwirtsch. U. Bergtechnik*, **23**: 65–80, 85–101; Halle.
- SALAMON, M. (1996): Die Geologie der Umgebung von Dillhausen, Niedershausen und Obershausen (Blatt 5415 Merenberg) – Olisthostromartige Gesteine am NW-Rand der Lahn-Mulde. – *Dipl.-Arb. Univ. Marburg*, unveröff.: 147 S.; Marburg.
- SALAMON, M. (2002): Olisthostrome und Rifting – Givetium im östlichen Rheinischen Schiefergebirge. – *Diss. Univ. Marburg*, unveröff.: 220 S.; Marburg.
- SANDBERG, C.A., ZIEGLER, W. & BULTYNCK, P. (1989): New standard conodont zones and early Ancyrodella phylogeny across Middle-Upper Devonian boundary. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **110**: 195–230; Frankfurt a. M.
- SCHMIERER, TH., REICH, H., EBERT, A. & BENTZ, A. (1935): *Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Ländern, Lfg. 272 Blatt Eibelshausen*: 34 S.; Berlin.
- SCHÖNBERG, R. (1954): Zur Geologie des Devon-Kulm Gebietes bei Buchenau a.d.Lahn. – *Z. dt. Geol. Ges.*, **105**: 1–19; Hannover.
- SCHWARZ, H.U. (1982): Subaqueous Slope Failures – Experiments and Modern Occurrences. – *Contrib. Sedimentolog.*, **11**: 273 S.; Schweizerbart, Stuttgart.
- SENOWBARY-DARYAN, B. (1972): Paläogeographie und Tektonik im Massenkalkvorkommen von Steeden (a.d.Lahn). – *Dipl.-Arb. Univ. Gießen*, unveröff.: 89 S.; Gießen.
- STEIN, R.S., KING, G.C.P. & RUNDLE, J.B. (1988): The growth of geological structures by repeated earthquakes, 2 Field examples of continental dip-slip faults. – *J. Geophys. Res.*, **9**: 1319–1331; Washington.
- STOPPEL, D. (1979): Das Schwerspatlager von Schönscheid bei Günterod. – *Geol. Jb. Hessen*, **107**: 93–104; Wiesbaden.
- STOPPEL, D. & ZIEGLER, W. (1958): Zum Alter der „Buchenauer Schichten“ bei Buchenau/Lahn (Rheinisches Schiefergebirge). – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **86**: 153–158; Wiesbaden.
- STRITZKE, R. (1983): Die Biostratigraphie, Sedimentologie und Palaeogeographie der Karbonate im südöstlichen Vorfeld des Briloner Bioherms im Ostsauerland. – *Diss. Ruhr-Univ. Bochum*: 83 S.; Bochum.
- STRITZKE, R. (1989): Stratigraphie, Faziesanalyse und Paläogeographie im Oberdevon des Briloner Vorriffgebietes (Ostsauerland). – *Fortschr. Geol. Rheinland u. Westfalen*, **35**: 75–106; Krefeld.
- SUNKEL, G. (1990): Devonischer submariner Vulkanismus im Ostsauerland (Rheinisches Schiefergebirge): Vulkanaufbau, Magmenzusammensetzung und Alteration. – *Bochumer geol. u. geotechn. Arb.*, **34**: 250 S.; Bochum.
- SURLYK, F. (1974): Block faulting and associated marine sedimentation at the Jurassic/Cretaceous boundary, East Greenland. In: FINSTAD, K.G. & SELLEY, R.C. (Hrsg.): *Proceedings of the Jurassic northern North Sea symposium*. – *JNNSS 7*: 1–31; Norwegian Petroleum Society; Stavanger.
- SURLYK, F. (1984): Fan-delta to submarine fan conglomerates of the Volgian-Valanginian Wollastone Foreland Group, East Greenland. – In: KOSTER, E.H. & STEEL, R.J. (Hrsg.): *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*, *Can. soc. Petrol. Geol. Mem.*, **10**: 359–382; Ottawa.
- WÄCHTER, J. (1987): Jurassische Massflow- und Internbreccien und ihr sedimentär-tektonisches Umfeld im mittleren Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – *Bochumer geol. u. geotechn. Arb.*, **27**: 189 S.; Bochum.
- WEDDIGE, C. (1977): Die Conodonten der Eifel-Stufe im Typusgebiet und in benachbarten Faziesgebieten.

- ten. – *Senckenbergiana lethaea*, **58**: 271–419; Frankfurt a. M.
- WEDDIGE, K. [Hrsg.] (1996): Deutsche Devon-Korrelationstabelle. – *Senckenbergiana lethaea*, **76**: 267–286; Frankfurt a. M.
- WEIGEL, G. (1960): Givet und Ober-Devon von Willingen (Hessen) und Umgebung. – Dipl.-Arb. Univ. Göttingen, unveröff.: 53 S.; Göttingen.
- WIERICH, F. (1998): Orogene Prozesse im Spiegel synorogener Sedimente – Korngefügekundliche Liefergebietsanalyse siliziklastischer Sedimente im Devon des Rheinischen Schiefergebirges. – Diss. Univ. Marburg: 421 S.; Marburg.
- WINTERFELD, C.V. (1994): Varistische Deckentektonik und devonische Beckengeometrie der Nordeifel – Ein quantitatives Modell. – *Aach. Geowiss. Beitr.*, **2**: 319 S.; Aachen.
- WITTEKINDT, H. (1961): Die Geologie des Kalkbruches Bicken und seiner Umgebung. – Dipl.-Arb. Univ. Marburg, unveröff.: 63 S.; Marburg.
- WREDE, V. (1987): Einengung und Bruchtektonik im Ruhrkarbon. – *Glückauf*, **48**: 116–121; Essen.
- WUNDERLICH, H.G. (1965): Maß, Ablauf und Ursachen orogener Einengung am Beispiel des Rheinischen Schiefergebirges, Ruhrkarbons und des Harzes. – *Geol. Rdsch.*, **54**: 861–882; Stuttgart.
- YIELDING, G. & ROBERTS, A.M. (1992): Footwall uplift during normal faulting – implications for structural geometries in the North Sea. – In: LARSEN, R.M. (Hrsg.): *Structural and Tectonic Modelling and its Application to Petroleum Geology*. – Norwegian Petroleum Society, Special Publication, **1**: 289–304; Amsterdam.
- ZIEGLER, P.A. (1990): *Geological Atlas of Western and Central Europe*, 2. Auflage, Schell Internationale Petroleum Maatschappij, B.V.; Den Haag.
- ZIEGLER, W. (1965): Eine Verfeinerung der Conodontengliederung an der Grenze Mittel-/Oberdevon. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **9**: 647–676; Krefeld.
- ZIEGLER, W. (1982): Stratigraphische Revisionen im Devon-System. – *Paläontologie aktuell*, **6**: 13–15; Stuttgart.
- ZIEGLER, W., KLAPPER, G. & JOHNSON, J.G. (1976): Redefinition and subdivision of the *varcus*-Zone (Conodonts, Middle-? Upper Devonian) in Europe and North America. – *Geologica et Palaeontologica*, **10**: 109–139; Marburg.
- ZIEGLER, W. & KLAPPER, G. (1982): The *disparilis* conodont Zone, the proposed level for the Middle-Upper Devonian boundary. – *Cour. Forsch.-Inst. Senck.*, **55**: 463–492; Frankfurt a. M.
- ZIEGLER, W. & SANDBERG, C. A. (1990): The late Devonian Standard Conodont Zonation. – *Cour. Forsch.-Inst. Senck.*, **121**: 115 S.; Frankfurt a. M.
- ZIEGLER, W. & SANDBERG, C.A. (1996): Reflexions on Frasnian and Famennian Stage boundary decisions as a guide to future deliberations. – *Newsl. Stratigr.*, **33** (3): 157–180; Berlin.

8. Fototafeln

Tafel 1: Umgelagerte basische Metavulkanite in den Debriten

Fig. 1 xenolithischer Pyroxenit

Profil Bahneinschnitt Ulm

Bildbreite 13,5 mm, x Nicols, Probe 7/97

Pyroxenitgeröll aus den Debriten. Xenomorphe Klinopyroxene und Calcitpseudeomorphosen nach Olivin (Pfeile), mit noch gut erkennbaren Rissen und Sprüngen.

Fig. 2 leicht kumulativer Metabasalt

Profil Sonnberg Weganschnitt

Bildbreite 3 mm, x Nicols, Probe 27/98-1

Metabasaltklast aus den Slideflow-Debriten. Ophitische Verwachsung kleinerer idiomorpher Plagioklasleisten mit größerem xenomorphen Klinopyroxen (Pfeil).

Fig. 3 leicht differenzierter Metabasalt

Profil Finsterer Grund

Bildbreite 6,5 mm, ll Nicols, Probe 37/96b-1

Metabasaltgeröll aus viskoplastischen Debriten. Subparallel eingeregelt Plagioklaseinsprenglinge (Pfeil) in einer feinkörnigen Grundmasse aus Plagioklasmikrolithen und Chlorit. Der Blasengehalt ist gering.

Fig. 4 metabasaltisches Pillowrandbruchstück

Profil Obershausen

Bildbreite 2,8 mm, ll Nicols, 233/5

Pillow-Randbruchstück aus viskoplastischen Debriten. Nadelförmig gewachsene Opakminerale, eingebettet in Chlorit. Das Wachstum der Opakminerale ging von kleinen Feldspatleisten aus (Pfeil).

Fig. 5 Geröll aus metabasaltischem Aschetuff

Profil Wolzhausen

Bildbreite 6,7 mm, ll Nicols, Probe 54/98-2

Das Geröll (a) baut sich aus dreieckigen „bubble wall shards“ auf (b) und ist calcitisch zementiert. Die dreieckigen Scherben sind chloritisiert und werden durch einen Leukoxensaum umrandet.

Fig. 6 basaltischer Metapyroklast

Profil Finsterer Grund

Bildbreite 7 mm, ll Nicols, Probe 37/96-2

basaltischer Metapyroklast (Pfeil) in einem sparitisch zementierten viskoplastischen Debrit. Die Blasenschläuche sind stark gelängt, die Grundmasse des Pyroklasten ist chloritisiert und führt kleine Plagioklasleisten. Leukoxensäume zeichnen Blasenränder nach.

Fig. 7 metabasaltischer Vulkaniklastit

Profil Burgberg Bicken

Bildbreite 2 mm, ll Nicols, Probe 61/97-1

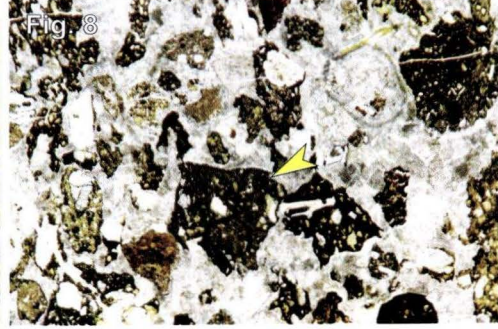
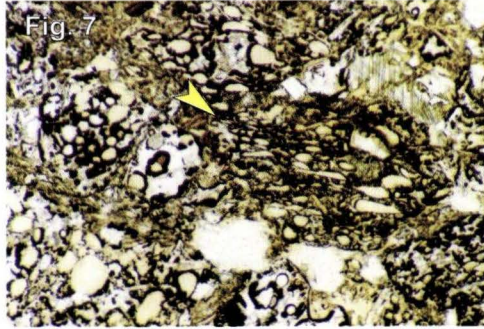
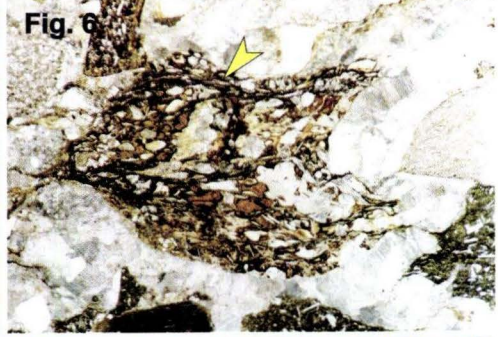
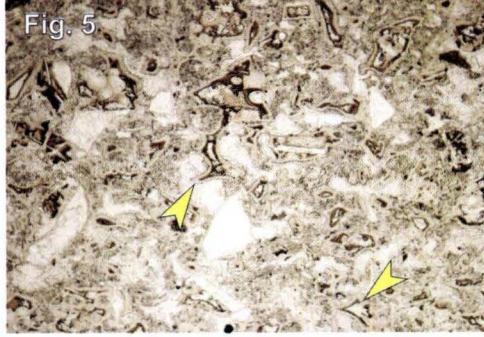
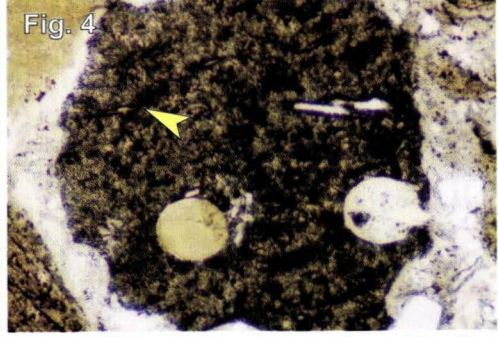
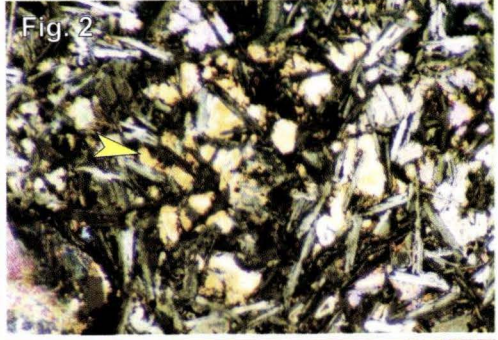
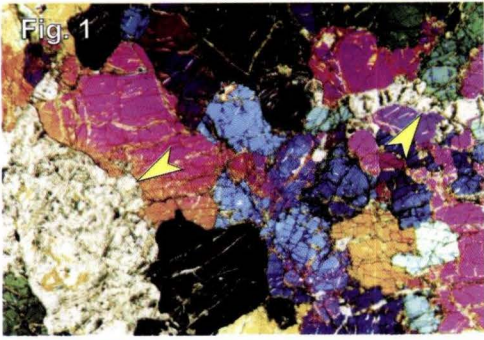
Sparitisch zementierter metabasaltischer Vulkaniklastit. Die hochaufgeschäumten Vulkaniklasten sind chloritisiert, die Blasen sind durch einen Leukoxensaum nachgezeichnet und z.T. stark in die Länge gezogen (Pfeil).

Fig. 8 metabasaltischer Vulkaniklastit

Profil Bahneinschnitt Ulm

Bildbreite 8,3 mm, ll Nicols, Probe 16/97a-1

Sparitisch zementierter Vulkaniklastit aus unterschiedlichen metabasaltischen Vulkaniklasten (Pfeil); als Geröll in den Debriten umgelagert.



Tafel 2: Metarhyolithische Komponenten in den Debriten

Fig. 1 Fließtextur

Profil Bicken

Bildbreite 13,5 mm, x Nicols, Probe 38/97-1

Vitrophyrischer Metarhyolith (Typ Ballersbach nach FLICK 1977). Die ehemals glasige Grundmasse ist zu einem feinkristallinen Quarz-/Feldspatpflaster alteriert. Deutlich ist eine Fließtextur (a) durch unterschiedlich starke Rekristallisation ausgebildet. Einsprenglinge bestehen aus Quarz (b), und calcitisiertem Feldspat.

Fig. 2 sphärolitische Entglasungserscheinungen

Profil Finsterer Grund

Bildbreite 2,5 mm, ll Nicols, Probe 256/1

Vitrophyrischer Metarhyolith (Typ Ballersbach nach FLICK 1977). In der rekristallisierten Grundmasse aus Quarz und Feldspat sind reliktsch sphärolitische Entglasungserscheinungen erhalten (a). Als Einsprenglinge treten magmatisch gerundete Quarze auf (b).

Fig. 3 mikrographische Quarz-Feldspat Verwachsungen

Profil Bicken

Bildbreite 2,6 mm, x Nicols, Probe 38/97-1

Vitrophyrischer Metarhyolith aus den Olisthostromen der Dill-Mulde (Typ Ballersbach nach FLICK 1977). Einsprengling aus einer mikrographischen Quarz-Feldspat-Verwachsung, die Feldspat-Komponente ist durch Calcit verdrängt.

Fig. 4 mikrographische Quarz-Feldspat Verwachsungen

Profil Finsterer Grund

Bildbreite 1,3 mm, x Nicols, Probe 526/2

Vitrophyrischer Metarhyolith aus den Olisthostromen der Lahn-Mulde (Typ Ballersbach nach FLICK 1977). Einsprengling aus einer mikrographischen Quarz-Feldspat-Verwachsung. Typisches Leitgeröll für die givetischen Olisthostrome.

Fig. 5 vitrophyrischer Metarhyolith mit perlitischen Sprüngen

Profil Bicken

Bildbreite 1,3 mm, ll Nicols, Probe 52/97-1

Kleines Bruchstück eines Metarhyoliths mit Quarzpflastermatrix in pelitisch-siltiger Slide-flow-Matrix (b). Reliktsch sind perlitische Sprünge erhalten (a).

Fig. 6 Metarhyolith mit mikrolithischer Grundmasse

Bohrung Günterod

Bildbreite 7 mm, ll Nicols, Probe HLU 25 837

Metarhyolith mit mikrolithischer Grundmasse als Klast in einem viskoplastischen Debrit (c = Debritmatrix). Der Rhyolith führt korrodierte und angerundete Quarz- und Feldspat-Einsprenglinge (b). Die Matrix besteht aus Leukoxen und kleinen Plagioklasleisten (a).

Fig. 7 metabasaltischer Xenolith in Metarhyolith

Profil Finsterer Grund

Bildbreite 13,5 mm, ll Nicols, Probe 583/2

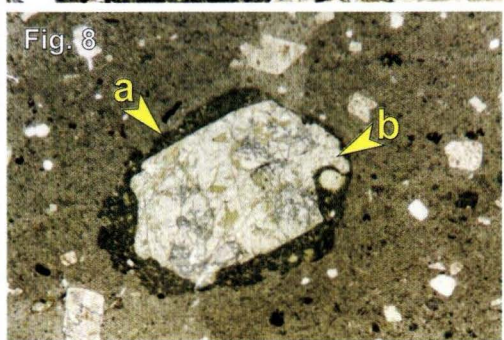
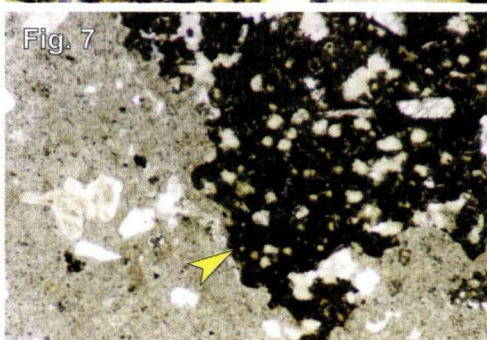
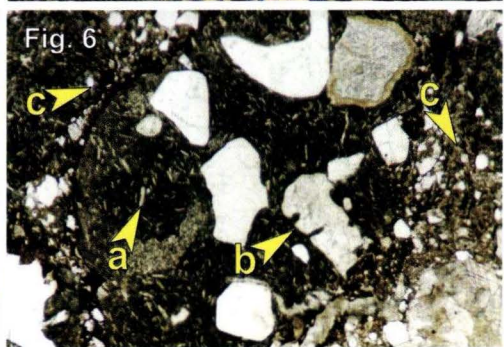
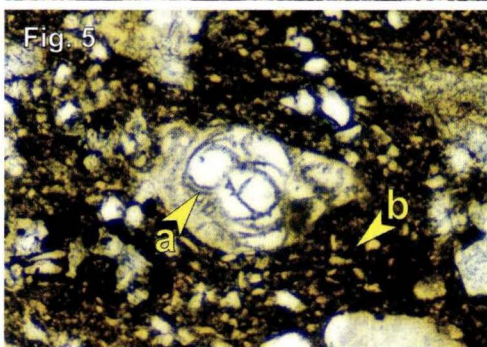
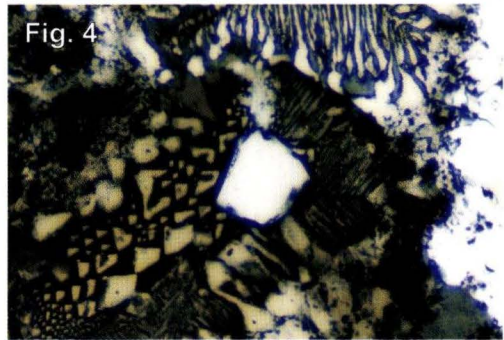
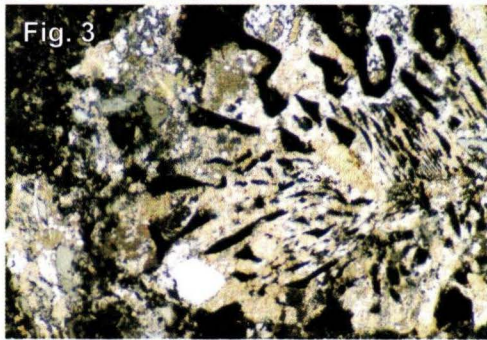
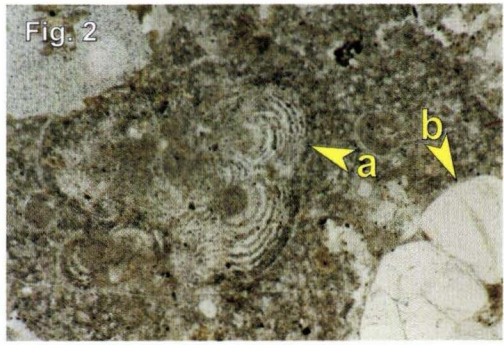
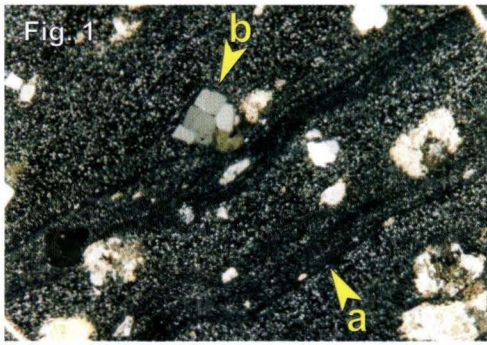
Geröll aus Metarhyolith mit mikrolithischer Grundmasse, der einen großen Xenolith aus Metabasalt führt (Pfeil). Die Grundmasse des Metabasalts besteht aus Chlorit, Leukoxen und kleinen Plagioklasleisten, die Gasblasen sind chloritgefüllt. Als Einsprenglinge treten Plagioklase auf.

Fig. 8 Metabasaltischer Xenolith in Metarhyolith

Profil Finsterer Grund

Bildbreite 3 mm, ll Nicols, Probe 583/2

Geröll aus Metarhyolith mit mikrolithischer Grundmasse, das als Xenolith einen Plagioklas-Einsprengling (b) mit anhaftendem Saum aus Metabasalt führt (a). Die Matrix des Metabasalts besteht aus Chlorit, Leukoxen und kleinen Plagioklasleisten.



Tafel 3: Stark alterierte metarhyolithische Komponenten

Fig. 1 rhyolithischer Quarz

Profil Eisenberg

Bildbreite 3 mm, x Nicols, Probe 19/98-5

Isolierter Einsprengling eines idiomorphen magmatischen Quarzes (a) in der Matrix eines viskoplastischen Debrits (b). Der Quarz zeigt einen orientiert aufgewachsenen Saum (c).

Fig. 2 chloritisierter rhyolithischer Metavulkaniklast

Profil Wolzhausen

Bildbreite 3 mm, ll Nicols, Probe 54/98-1

Fetzenartiger, völlig chloritisierter rhyolithischer Metavulkaniklast in den Debriten. Der Metarhyolith führt zwei idiomorphe, leicht kantengerundete Quarzeinsprenglinge (a). Die chloritisierte Matrix zeigt beginnende Drucklösungssutturen (b).

Fig. 3 chloritisierter rhyolithischer Metavulkaniklast

Profil Bicken

Bildbreite 10 mm, x Nicols, Probe 54/97-1

Chloritisierter rhyolithischer Metavulkaniklast in einem Slideflow-Debit. Der Metarhyolith führt idiomorphe Alkalifeldspateinsprenglinge (Pfeil). Die Matrix ist vollständig zu Chlorit alteriert und frei von Leukoxen. Der Umriss des Klasten ist unregelmäßig fetzenartig.

Fig. 4 chloritisierter rhyolithischer Metavulkaniklast

Profil Bicken

Bildbreite 5 mm, x Nicols, Probe 54/97-1

Chloritisierter rhyolithischer Metavulkaniklast in einem Slideflow-Debit. Der Metarhyolith führt zahlreiche idiomorphe, Quarzeinsprenglinge (a). Die Matrix ist vollständig zu Chlorit alteriert und frei von Leukoxen. Sie zeigt reliktsche Spuren einer Fließtextur (b). Der Umriss des Klasten ist unregelmäßig fetzenartig.

Fig. 5 rhyolithischer Metapyroklast mit Quarzeinsprengling

Profil Bicken

Bildbreite 2,5 mm, ll Nicols, Probe 52/97-2

Hochaufgeschäumter rhyolithischer Metapyroklast, als Klast in den Debriten. Die ehemals glasige Matrix ist vollständig zu Chlorit alteriert (a), die Blasenräume sind von sparitischem Calcit überwachsen (b). Links oben ein großer, zerbrochener Quarzeinsprengling (c).

Fig. 6 rhyolithischer Metapyroklast mit Kalifeldspateinsprengling

Profil Bicken

Bildbreite 2,5 mm, ll Nicols, Probe 52/97-2

Hochaufgeschäumter rhyolithischer Metapyroklast mit idiomorphen Alkalifeldspateinsprenglingen (a). Die ehemals glasige Matrix ist vollständig zu Chlorit alteriert (b); die Blasenräume sind durch grobspätigen Calcit „ophitisch“ überwachsen (c).

Fig. 7 rhyolithischer Metapyroklast mit Quarzeinsprengling

Profil Mornshausen

Bildbreite 1,3 mm, ll Nicols, Probe 29/96-2

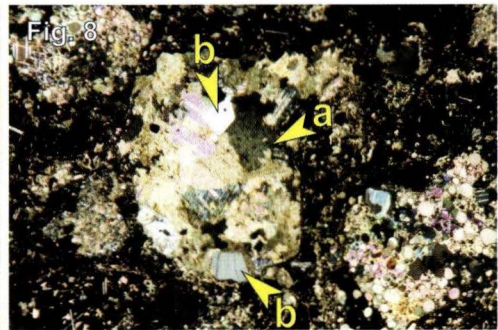
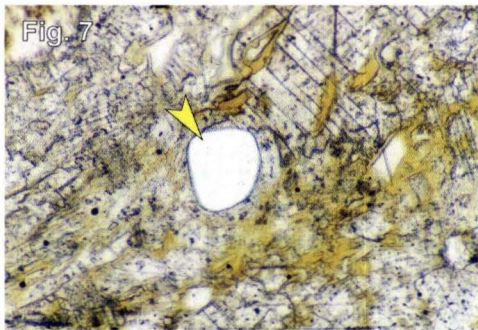
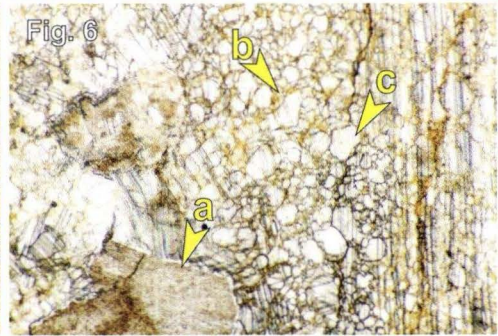
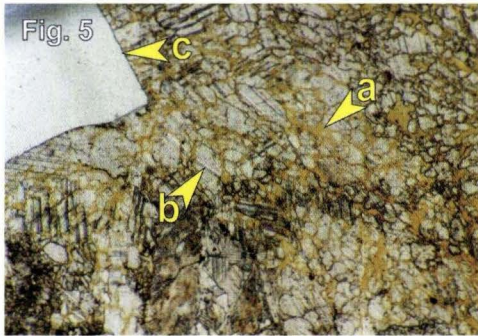
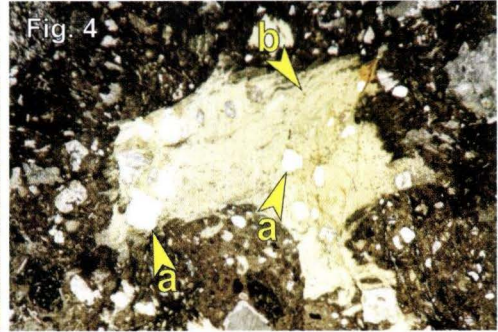
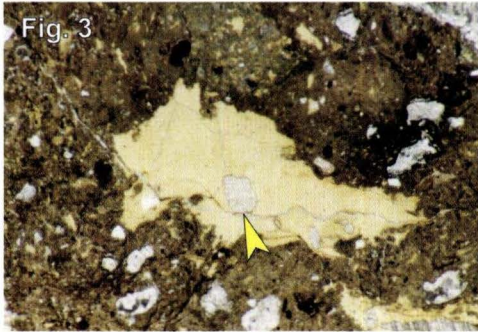
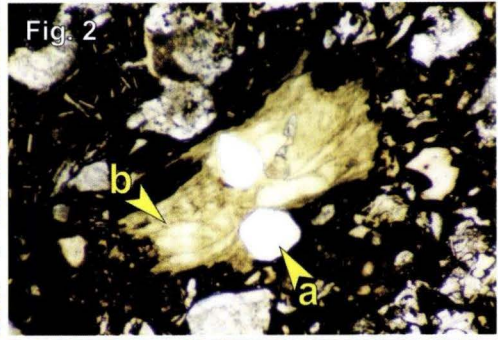
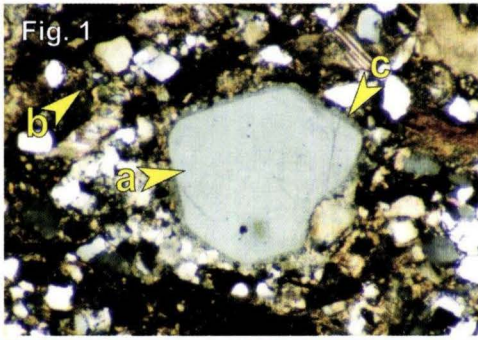
Die Grundmasse des Metarhyoliths ist in sparitischem Calcit und zu Chlorit-Schlieren alteriert, mit gerundetem Quarzeinsprengling im Bildzentrum (Pfeil).

Fig. 8 karbonatisierter Metarhyolith

Profil Mornshausen

Bildbreite 10,8 mm, x Nicols, Probe 29/96-2

Die Grundmasse des Metarhyolithes ist vollständig in sparitischem Calcit umgewandelt (a). Gut erkennbar sind zwei idiomorphe Quarzeinsprenglinge (b).



Tafel 4: Weitere Komponenten in den Debiten

Fig. 1 Verschiedene Sandsteingerölle

Profil Finsterer Grund

Bildbreite 8,2 mm, x Nicols, Probe 37/96-2

Sparitisch zementierter viskoplastischer Debit aus dem Profil Finsterer Grund mit Geröllen aus quarzitischem Mittelsandstein „Emsquarzit“ (a), Feinsandsteingerölle (b) und Metatrachytgerölle (c).

Fig. 2 Weichklast aus Styliolinen Sandstein

Bohrung Günterod

Bildbreite 13,5 mm, x Nicols, Probe HLU 25 846

Ausschnitt eines großen Weichklasten aus Styliolinen Sandstein in den Slideflow-Debiten mit deutlich erkennbarem slumping an der Grenze zwischen pelitischem Material und (Pfeil).

Fig. 3 Metatrachyt

Profil Kisselberg

Bildbreite 1,3 mm, x Nicols, Probe 20/98-2

Metatrachyt klast aus den Olisthostromen. Der Trachyt wird aus subparallel eingeregelt Feldspatleisten aufgebaut (trachytisches Gefüge), die teilweise fleckenartig durch Calcit verdrängt werden.

Fig. 4 Barytgeröll

Burgberg Bicken

Bildbreite 5 mm, x Nicols, Probe 68/97-1

Kleines Barytgeröll aus dem Profil Burgberg Bicken. Idiomorphe (Pfeil) bis hypidiomorphe Barytkristalle bauen ein grobkristallines Gefüge auf. Lagenweise können Hellglimmer und klastische Quarze sein.

Fig. 5 Ems-Porphyröid aus den Debiten

Profil Debus'scher Garten

Bildbreite 2 mm, x Nicols, Probe 46/98-3

Ems-Porphyröid Geröll aus distalen Debiten in den Buchenauer-Schichten als typisches Leitgeröll der Olisthostrome. Kennzeichnet ist der Aufbau aus serizitisierten Y-förmigen „bubble wall shards“ (a), magmatischen und klastischen Quarzen (b).

Fig. 6 Autochthones Ems-Porphyröid

Profil Heckholzhausen

Bildbreite 2 mm, x Nicols, Probe 5/97-3

Autochthones Ems-Porphyröid (Profil Heckholzhausen) im Vergleich zu Fig. 5. Typischer Aufbau aus serizitisierten Y-förmigen „bubble wall shards“ (a), magmatischen Quarzen (b) und klastischen Quarzen (c).

Fig. 7 Intraklast

Bohrung Günterod

Bildbreite 10,8 mm, x Nicols, Probe HLU 25848

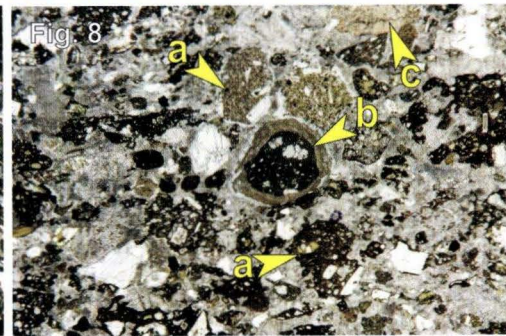
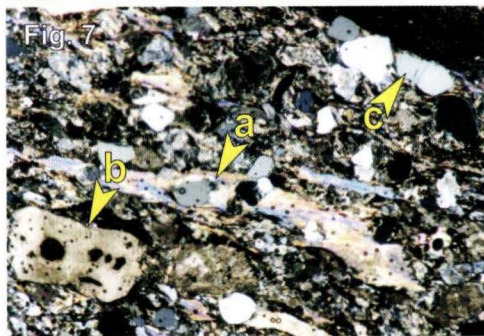
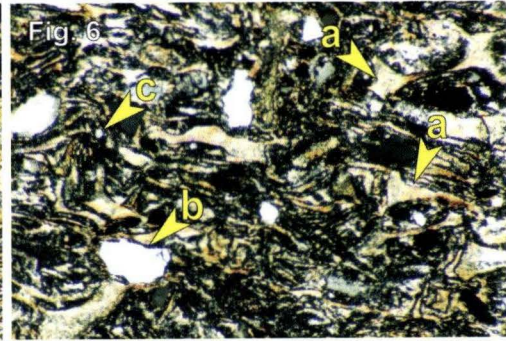
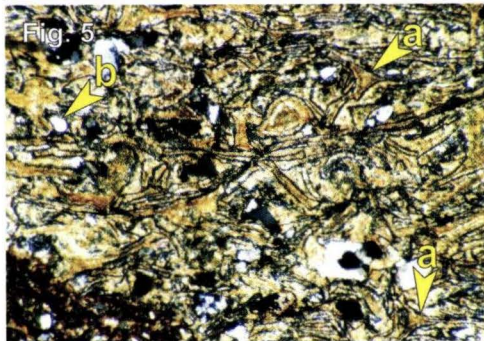
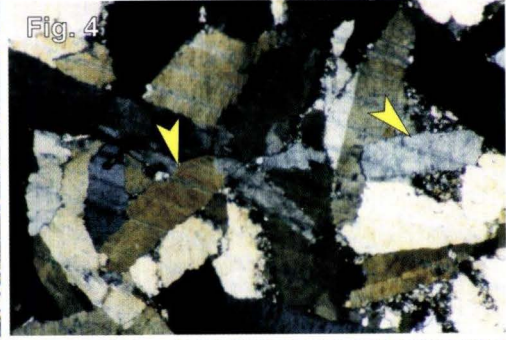
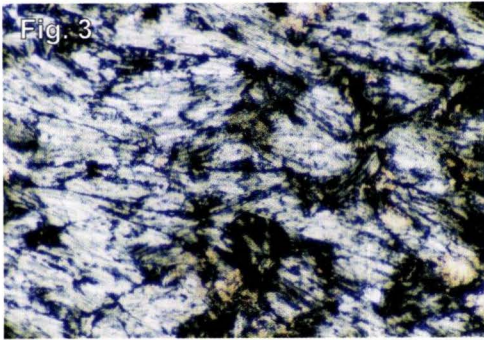
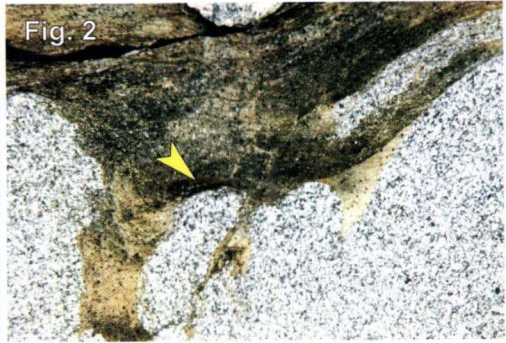
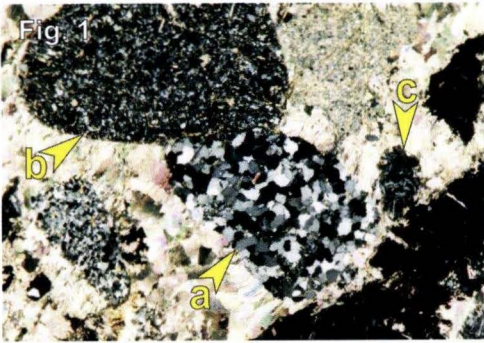
Intraklast aus den basalen Slideflow-Debiten der Dill-Mulde. Der intraformationelle Klast baut sich aus zahlreichen magmatischen Quarzen (c), chloritisierten Metarhyolithen (a) und Riffdetritus (b) auf (Echinodermen-Rest).

Fig. 8 Intraklast

Profil Bahneinschnitt Ulm

Bildbreite 13,5 mm, II Nicols, Probe 16/97a-2

Geröll aus einem sparitisch zementiertem, komponentengestütztem intraformationellen Klast. Er wird aus zahlreichen metabasaltischen Vulkaniklasten (a), Metarhyolithen mit mikrolithischer Grundmasse (b) und Riffschuttkalken (c) aufgebaut.



Tafel 5: Karbonatische Komponenten in den Debriten

Fig. 1 styliolinenführender Mikrit

Profil Monshausen

Bildbreite 10,5 mm, II Nicols, Probe 33/96-d

Styliolinenführender Mudstone – umgelagerter Kalkknoten aus dem givetischen Styliolinen-Sandstein in den Debriten. Zum Teil mit klastischen Feinsiltanteil (a). Die Styliolinengehäuse (b) zeigen einen kurzen Hundezahnzement (c).

Fig. 2 Herzynkalk

Profil Sonnberg

Bildbreite 7,5 mm, II Nicols, Probe 29/98

Klast aus Ballersbach-Kalk in den Slideflow-Debriten der Dill-Mulde. Crinoiden Rudstone, führt neben Echinodermenresten (a) auch einige Trilobiten-Bruchstücke (b).

Fig. 3 Hämatitvererzung in lagunärem Kalk

Profil Bahneinschnitt Ulm

Bildbreite 1,3 mm, II Nicols, Probe 19/97-1

Mikrospartischer, feinlaminiertes Kalk, überwiegend aus Peloiden aufgebaut. Häufig treten „blumenkohlartige“ Hämatitaggregate auf (Pfeil).

Fig. 4 Riffdetritus

Profil Bahneinschnitt Ulm

Bildbreite 13,5 mm, II Nicols, Probe 82/97u.-1

Ausschnitt einer turbiditischen Bank aus dem Profil Bahneinschnitt Ulm. Bildbeherrschend ist der Bioklast aus einer rugosen Koralle (a). Daneben treten noch Echinodermen-Bruchstücke auf (b).

Fig. 5 autochthoner Riffschuttkalk

Profil Edingen

Bildbreite 13,5 mm, II Nicols, Probe 40/98

Mikrospartisch zementierter Kalkarenit aus umgelagertem lagunärem Material. Das Komponentenspektrum wird überwiegend aus Peloiden aufgebaut (a); häufig sind micritic envelopes ausgebildet (b) und das Zentrum der Klaster ist spartisch rekristallisiert.

Fig. 6 allochthoner Riffschuttkalk

Profil Edingen

Bildbreite 13,5 mm, II Nicols, Probe 34/98

Bioclastic floatstone, umgelagerter Riffschuttkalk des Vorriffbereiches. In einer mikritischen Matrix (b) treten *Thamnopora*-Bruchstücke (a), zahlreiche Peloiden (c) und Echinodermenreste auf.

Fig. 7 Riffschuttkalk

Profil Mornshausen

Bildbreite 13,5 mm, II Nicols, Probe 33/96-f2

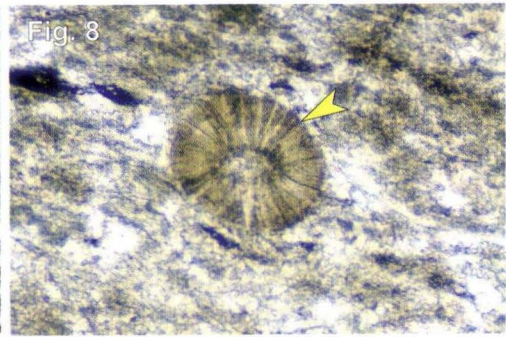
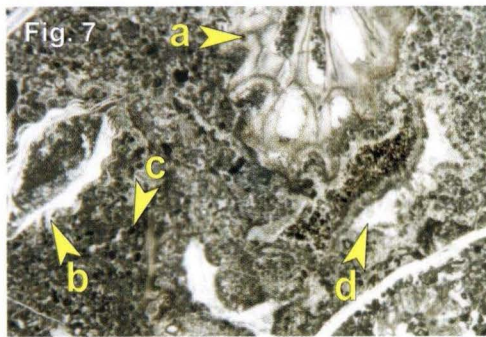
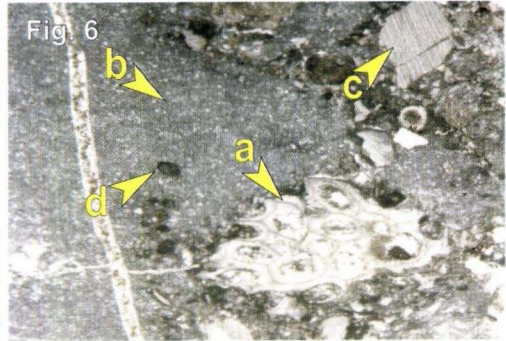
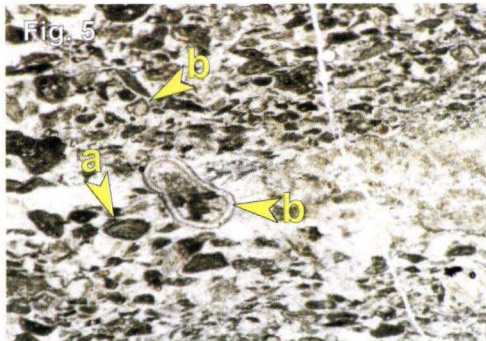
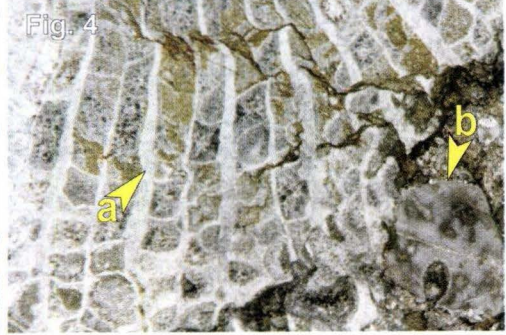
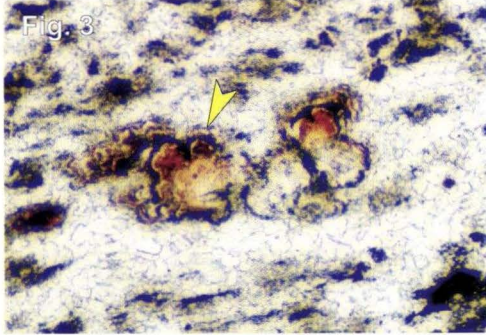
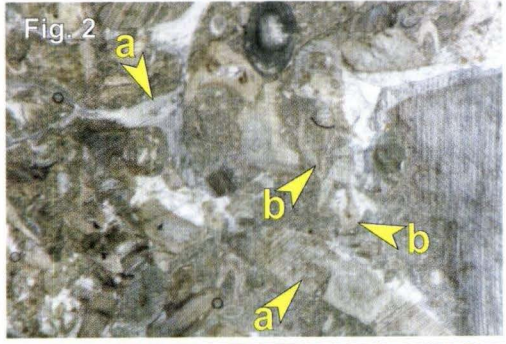
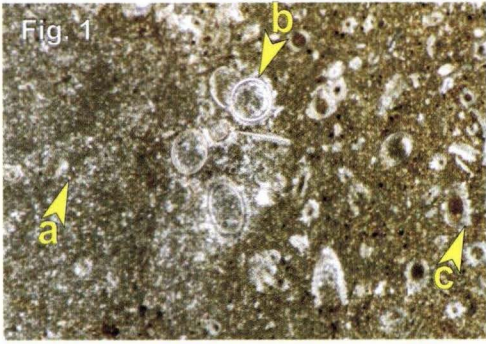
Bioclastic Rudstone, umgelagerter Riffschuttkalk des Vorriffbereiches. In einer Matrix aus Peloiden (c) sind *Thamnopora*-Bruchstücke (a) und Bivalvenreste (b) eingebaut. Das Gestein ist spartisch zementiert, Hohlraumgefüge (? Schirmporen) zeigen 2 Zementgenerationen (d).

Fig. 8 Ooid in Riffschuttkalk

Profil Forsthaus 2

Bildbreite 1,3 mm, II Nicols, Probe 12/98

Ooid (Pfeil) in der mikritischen Matrix eines bioclastic floatstones.



Tafel 6: Diagenetische Alteration in den Debriten

Fig. 1 karbonatisierter Metarhyolith

Profil Monshausen

Bildbreite 2,4 mm, II Nicols, Probe 29/96-1

Vollständig zu sparitischem Calcit alterierter Metarhyolith mit großem, idiomorphen Quarzeinsprengling (a). In der zu Calcit alterierten Grundmasse sind reliktsch sphärolitische Entglasungserscheinungen zu erkennen (b). Der Quarzeinsprengling ist von Anwachssaum umgeben (c).

Fig. 2 karbonatisierter Metarhyolith

Profil Wolzhausen

Bildbreite 3 mm, II Nicols, Probe 54/98-1

Sehr blasenreicher Metarhyolith (a) mit großem, magmatisch korrodiertem Quarzeinsprengling. Matrix ist zu sparitischem Calcit (b) und Leukoxen (c) alteriert.

Fig. 3 verkieselter Weichklast aus siltigem Tonstein

Profil Monshausen

Bildbreite 13,5 mm, II Nicols, Probe 29/96-1

Verkieselter Weichklast (a) aus siltigem Tonstein in den Debriten. Der Klast zeigt plastische Deformation und inkorporiert randlich andere Klaster (b) aus der Debitmatrix. Durch die frühdiagenetische Einkieselung ist der Tonstein vor Schieferung bewahrt worden.

Fig. 4 verkieselte Debitmatrix

Profil Sonnberg

Bildbreite 1,7 mm, II Nicols, Probe 17/98-x

Einige Bereiche der komponentengestützten Debitmatrix sind vollständig verkieselt. Die Debitmatrix (a) ist von mikrokristallinem Quarz überwachsen, das gilt auch für kleinere Klaster; dabei hat sich das ursprüngliche Gefüge bewahrt. Vulkaniklaster sind zu sparitischem Calcit alteriert (b).

Fig. 5 Neusprossung von Albit in Karbonat-Geröllen

Übersicht

Profil Bicken

Bildbreite 13,5 mm, x Nicols, Probe 54/97-1

In der Debitmatrix (a) ist ein Geröll aus Riffschuttkalk (b) eingebettet. Der Kalk führt ästige Stromatoporen (c) und Echinodermen-Schutt (d). Randlich, von der Debitmatrix ausgehend, ist in das Karbonat hinein ein kleiner Saum aus Albit gewachsen (e).

Fig. 6 Neusprossung von Albit in Karbonat-Geröllen

Detail

Profil Bicken

Bildbreite 1,3 mm, x Nicols, Probe 54/97-1

Detail aus Fig. 5 (s.Ausschnitt). Ausgehend vom Rand des Kalkes sind kleine idiomorphe, polysynthetisch verzwilligte Albite gesprosst (Pfeil). Die Debitmatrix wirkt schwarz, rechts unten ein Metatrachyklast.

Fig. 7 Relikte älterer diagenetischer Phasen in karbonatisiertem Metabasalt

Profil Mornshausen

Bildbreite 2,6 mm, II Nicols, Probe 29/96-2

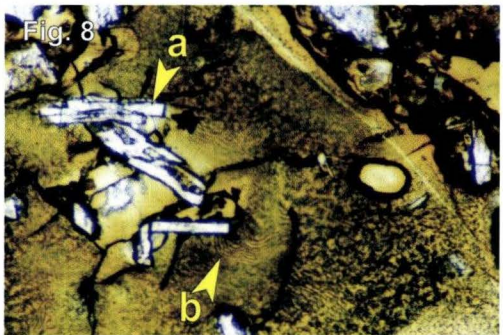
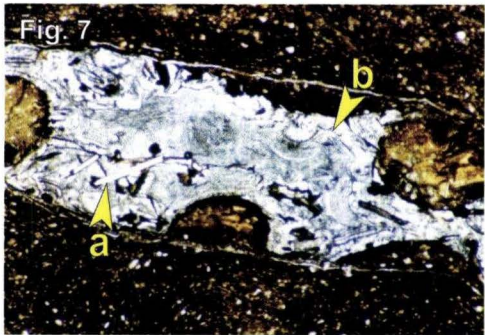
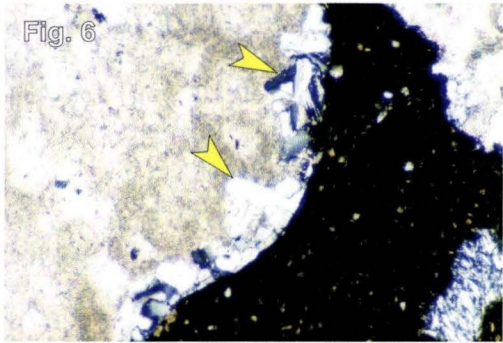
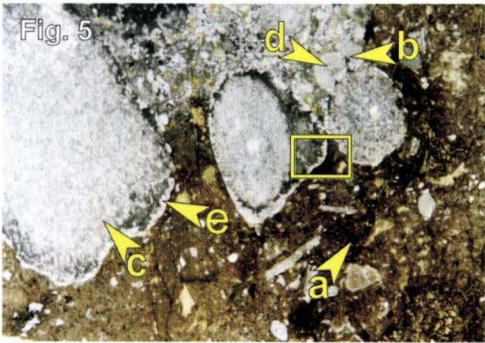
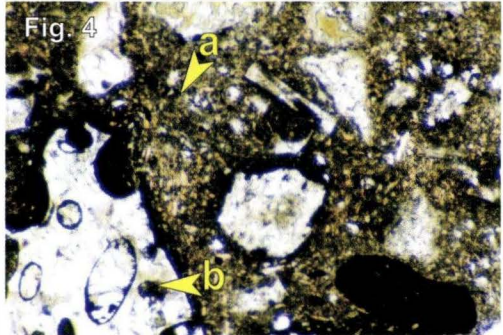
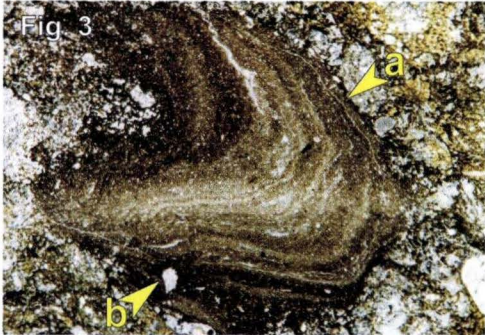
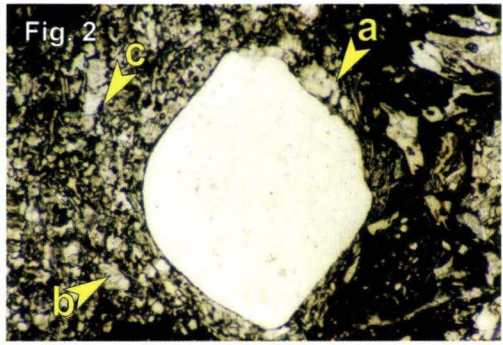
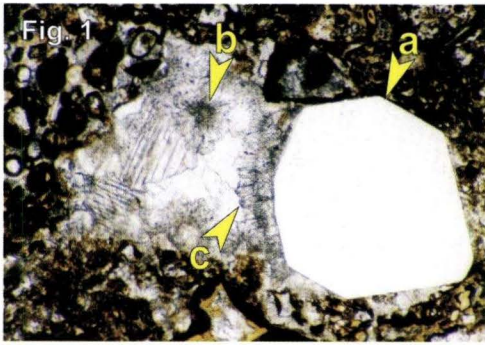
Zu Calcit alterierter metabasaltischer Hyaloklast mit einigen Plagioklas-Einsprenglingen (a). Zahlreiche konzentrische Säume (b) aus sehr kleinen Chloritaggregaten zeichnen den Umriss des Klaster nach und dokumentieren ältere Phasen der diagenetischen Alteration. Dabei ist die Umwandlung des vulkanischen Glases vom Rand des Klaster aus erfolgt.

Fig. 8 Relikte älterer diagenetischer Phasen in chloritisiertem Metabasalt

Profil Mornshausen

Bildbreite 1,3 mm, x Nicols, Probe 29/96-1

Chloritisierter metabasaltischer Hyaloklast mit einigen Plagioklasleisten (a). In der chloritisierten Matrix des Hyaloklaster sind konzentrische Säume aus Opakmineralen zu erkennen (b). Sie dokumentieren frühe Umwandlungsphasen des vulkanischen Glases, die vor der Chloritisierung abgelaufen sind.



Tafel 7: Diagenetische Alteration Bohrung Bottenhorn

Fig. 1 Breccie aus verkieselten Tonsteinen

Bohrung Bottenhorn

Übersichtsphoto, Bildbreite 13,5 mm, II Nicols, Probe HLOG 30454/2

Komponentengestützte Breccie aus angularen, verkieselten Tonsteinen (a). Im Zwickelraum isolierte klastische Quarze (b). Frühdiagenetische Verkieselung hat Breccie vor Schieferung bewahrt.

Fig. 2 Mehrphasigkeit der Brecciiierung

Bruchhafte Deformation

Bohrung Bottenhorn

Übersichtsphoto, Bildbreite 13,5 mm, II Nicols, Probe HLOG 30454/2

Breccie aus größeren verkieselten Tonsteinen (a), die eine zweite Phase der Brecciiierung zeigen (b).

Fig. 3 radiolarienführender Tonstein und Weichklast mit Slumping

Bohrung Bottenhorn

Bildbreite 13,5 mm, II Nicols, Probe HLOG 30454/1

Rechts: verkieselter angularer Klast (a) aus radiolarienführendem (c) Tonstein. Links unten: Rand eines Weichklasts mit plastischer Deformation (b) aus verkieseltem Tonstein. Sie belegen die gleichzeitige Umlagerung von verkieselten Tonsteinen und noch nicht verfestigten Tonsteinen.

Fig. 4 Zementation der Breccie

Bohrung Bottenhorn

Bildbreite 4,5 mm, II Nicols, Probe HLOG 30455

Der verbleibende Zwickelraum zwischen den eckigen verkieselten Tonsteinklasten ist mit sparitischem Zement gefüllt (a), dabei können zwei Zemtgenerationen unterschieden werden (b) und (c).

Fig. 5 karbonatisierter Metadolerit

Bohrung Bottenhorn

Bildbreite 3 mm, II Nicols, Probe HLOG 30453

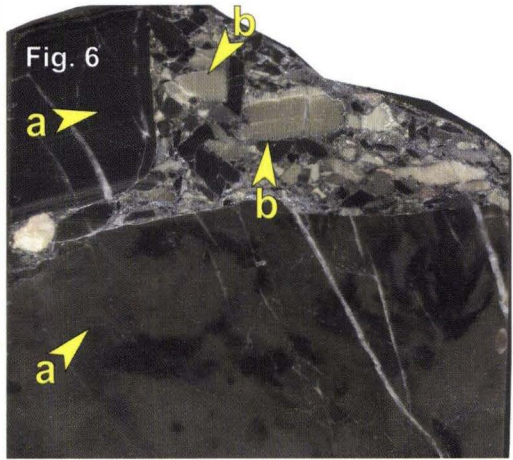
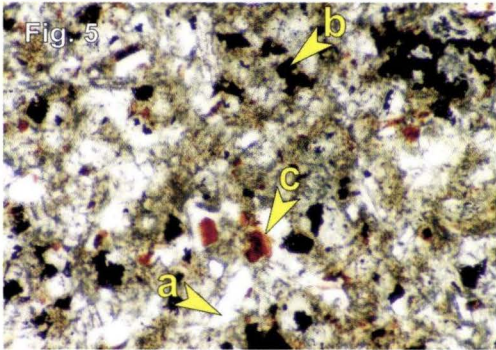
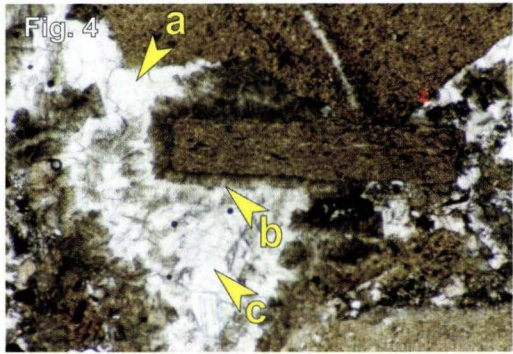
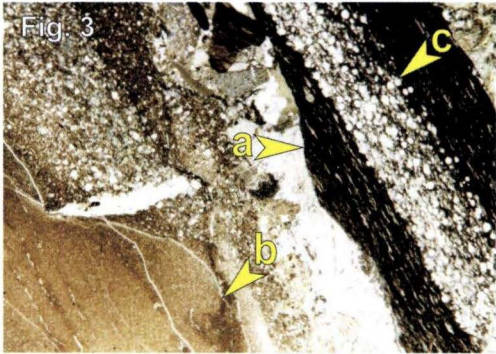
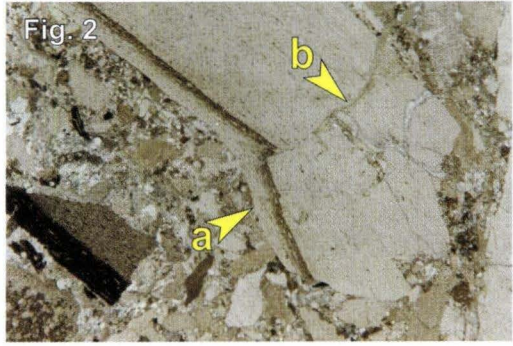
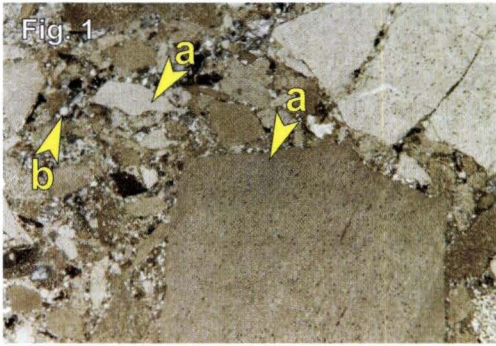
Die Breccie führt zahlreiche Klasten aus Metadolerit, der weitgehend zu Calcit alteriert ist, meist sind auch die Feldspäte in Calcit umgewandelt (a). Daneben treten Opakminerale (b) und zahlreiche, nicht alterierte Biotite (c) auf.

Fig. 6 Handstück Bohrkern

Bohrung Bottenhorn

Bildbreite 60 mm, Probe 99/98, 176,6–177,0 m Teufe

Der Zwickelraum zwischen großen, dunklen Kasten aus verkieseltem Tonstein (a) ist mit kleineren Bruchstücken aus verkieseltem Tonstein gefüllt (b).



Tafel 8: Komponenten der Debrite am Ostsauerländer Hauptsattel

Fig. 1 effusive Metabasalte

Profil Padberg 1

Bildbreite 13,5 mm, Il Nicols, Probe 16/96-1

Klast aus effusiven Metabasalt aus dem Profil Padberg 1. Porphyrische Plagioklaseinsprenglinge (a) in einer blasenreichen Grundmasse aus Leukoxen, Chlorit und kleinen Plagioklasleisten (b).

Fig. 2 Aufbau der Debrite

Profil Padberg 3

Bildbreite 13,5 mm, Il Nicols, Probe 46/96-1 (s. Abb. 44)

Slideflow-Debrit aus Profil Padberg 3. In eine schlierige Matrix aus siltigem und pelitischem Material (a) sind alterierte Metabasalte (b), Mikrit-Knoten (c) und Klasten aus Padberg-Kalk (d) eingebettet.

Fig. 3 intrusiver Metabasalt

Profil Padberg 1

Bildbreite 4,6 mm, Il Nicols, Probe 19/96

Plagioklas-Xenokristall (a) in einem intrusiven Metabasalt, ausgeprägter Reaktionssaum (c) mit kleinen Apatitkristallen (b).

Fig. 4 intrusiver Metabasalt

Profil Padberg 1

Bildbreite 4 mm, Il Nicols, Probe 23/96-1

Cholitpseudomorphosen nach Clinopyroxen (a) und grosser, idiomorpher Plagioklaseinsprengling (b). Probe aus dem Metabasalt-Olistholith im Profil Padberg 1.

Fig. 5 basaltischer Metavulkaniklastit

Profil Padberg 1

Bildbreite 13,5 mm, Il Nicols, Probe 25/96-2

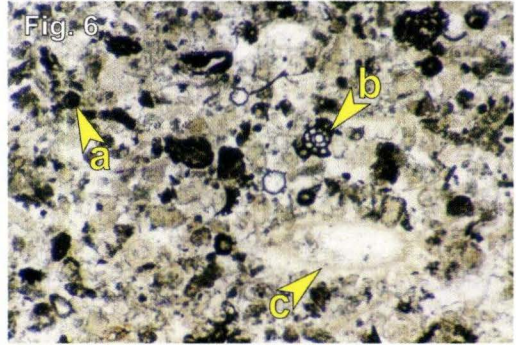
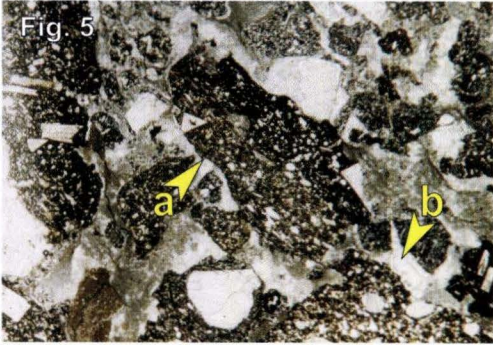
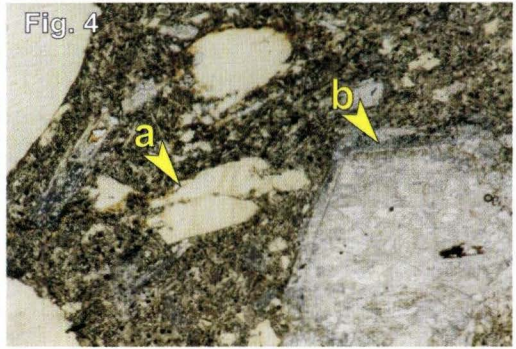
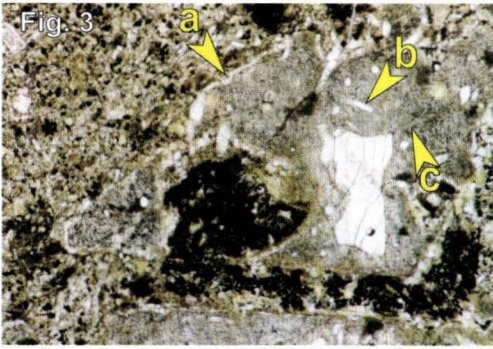
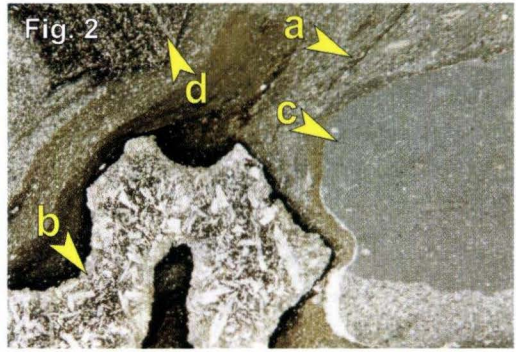
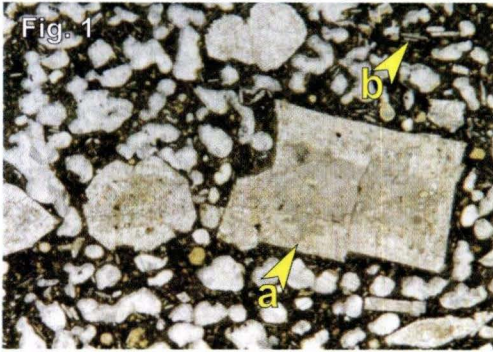
Basaltische Metahyaloklasten (a), komponentengestützt und sparitisch zementiert (b). Probe aus den Metavulkaniklastit-Körpern in den Debriten im Profil Padberg 1.

Fig. 6 Klast aus Padberg-Kalk

Profil Padberg 1

Bildbreite 3 mm, Il Nicols, Probe 17/96-1 (Abb 42, S. 127)

Sparitisch zementierter Kalkturbidit aus dem Vorriff-Bereich des Briloner-Riffs. Er wird aus Peloiden (a), Foraminiferen (b), Styliolinen (c) und anderem biogenen Detritus aufgebaut. Klast aus dem Profil Padberg 1.



Kurzfassung des Inhalts

Grobklastische Beckensedimente (Olisthostrome) des Oberen Mitteldevons im Lahn-Dill-Gebiet – Zeugen einer aktiven Rift-Tektonik

In obermitteldevonischen Gesteinen des Lahn-Dill-Gebietes (Renoherzynikum, östliches Rheinisches Schiefergebirge) treten grobklastische Sedimente auf, die in älteren Bearbeitungen als Transgressionskonglomerate auf unterdevonischen Gesteinen gedeutet wurden. Erst in jüngster Zeit wurde erkannt, dass es sich um eine Olisthostrom-Abfolge handelt, die konkordant in die normale Schichtenfolge eingeschaltet ist. Anhand von 27 Profilaufnahmen wurden diese Gesteine untersucht und mit der normalen Sedimentabfolge angrenzender Bereiche verglichen.

Die Olisthostrome sind am NW-Rand der Lahn-Mulde (Daberg-Formation) und am Südrand der Dill-Mulde (Uebernthal-Formation) verbreitet. In den dazwischen liegenden tektonisch-faziellen Einheiten sind sie nicht ausgebildet. Lateral werden sie durch Turbidite und Debrite vertreten, die in die normale Beckensedimentation des Lahn-Dill-Gebietes eingeschaltet sind.

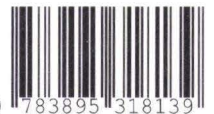
Das Komponentenspektrum besteht aus lokal im Lahn-Dill-Gebiet verbreiteten Ton- und Sandsteinen, Riffkarbonaten, Herzyn-

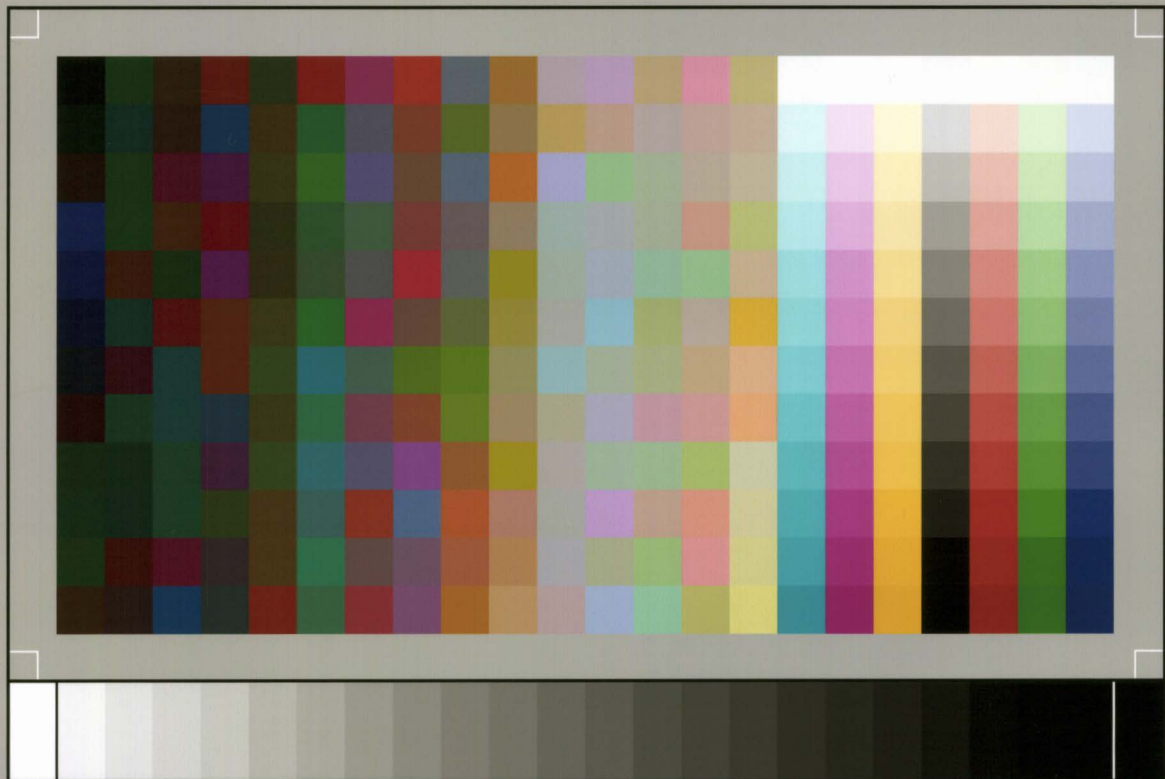
kalken und zahlreichen metavulkanischen Komponenten. Älteste Komponenten sind in die frühe Ems-Stufe zu stellen. Die Gesteine wurden sowohl als Gerölle als auch als große Olistholithe umgelagert.

Die Ablagerung erfolgte in einem Zeitraum von der Mittleren *varcus*-Zone bis in die *disparilis*-Zone, dabei war schon in der Mittleren *varcus*-Zone, zu Beginn der Umlagerungsprozesse, die Erosionsbasis im Liefergebiet erreicht.

Wahrscheinliche Ursache für die Hebung des Liefergebietes bei gleichzeitiger aktiver Dehnungstektonik waren Prozesse des „footwall uplift“. Dabei wurde durch „dominoartige“ Blockrotation die Liegendscholle an einer Abschiebung stark angehoben. Die Olisthostrome des Lahn-Dill-Gebietes sind in ihrer faziellen Ausprägung mit anderen fossilen syn rift Sedimenten vergleichbar. Sie dokumentieren direkt eine aktive Rift-Phase des Renoherzynischen Ablagerungsraumes von der Mittleren *varcus*- bis in die *disparilis*-Zone, die auch als Ursache des gleichzeitig einsetzenden bimodalen Vulkanismus anzusehen ist.

Herausgeber, © und Vertrieb:
Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie
Rheingaustraße 186, 65203 Wiesbaden





SP050509001

ScanPrint® *autopilot* Scan Target v2.0