

Geologischer Dienst
Nordrhein-Westfalen



Geologische Karte von
Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000

Erläuterungen
4916 Bad Berleburg

Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000

Erläuterungen
zu Blatt
4916 Bad Berleburg

2., völlig neu bearbeitete Auflage

Von

MATTHIAS PIECHA

Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen

Krefeld 2004

Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000	Erl.	4916	2. Aufl.	71 S.	15 Abb.	3 Tab.	2 Taf.	Krefeld 2004
---	------	-------------	----------	-------	---------	--------	--------	-----------------

Alle Rechte vorbehalten

2., völlig neu bearbeitete Auflage

© 2004 Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen – Landesbetrieb –
Postfach 10 07 63 · D-47707 Krefeld

1. Aufl.: REICH, H. (1935): Erläuterungen zu Blatt Berleburg. – Geol. Kt. Preußen u.
benachb. dt. Länder <1 : 25 000>, Erl., **4916**: 24 S., 2 Taf.; Berlin.

Bearbeiter: Dipl.-Geol. Dr. M. PIECHA

Geologischer Dienst NRW
– Landesbetrieb –
De-Greiff-Straße 195
D-47803 Krefeld

Redaktion: Dipl.-Geol'in D. TENCKHOFF-MALTRY

Druck: Joh. van Acken GmbH u. Co. KG, Krefeld

Gedruckt auf chlorfrei und zu 50 % aus recyceltem Material hergestelltem Papier.

ISBN 3-86029-219-6

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
1 Vorbemerkungen	9
2 Überblick	10
2.1 Geologischer Überblick	10
2.2 Geografischer Überblick	12
2.2.1 Geländegestalt, naturräumliche Gliederung und Gewässernetz	12
2.2.2 Klima	14
3 Schichtenfolge	15
Paläozoikum	15
3.1 Devon	15
Unterdevon	15
3.1.1 Ems	15
Oberems	15
3.1.1.1 Untere Zwistkopf-Schichten (demZ1)	15
3.1.1.2 K6-Horizont („K6)	16
Unterdevon bis Mitteldevon	17
3.1.2 Ems bis Eifel	17
3.1.2.1 Obere Zwistkopf- und Langewiese-Schichten (dem-eL)	17
Mitteldevon	19
3.1.3 Eifel	19
3.1.3.1 Berleburg-Schichten (deB)	19
3.1.3.2 Unterer Quarzit (de,q1)	22
3.1.3.3 Dachschiefer-Folge (de,t)	25
3.1.3.4 Oberer Quarzit (de,q2)	27
3.1.4 Givet	28
3.1.4.1 Styliolinschiefer- und -sandstein-Folge (dv,t-s)	28
Oberdevon	30
3.1.5 Adorf	31
3.1.5.1 Adorf-Bänderschiefer (da,t)	31
3.1.6 Nehden	33
3.1.6.1 Nehden-Rotschiefer (dn,t)	33
3.1.6.2 Nehden-Sandstein (dn,s)	34
3.1.7 Nehden bis Hemberg	35
3.1.7.1 Diedenshausen-Schichten (dn-h,t-s)	35
3.1.8 Hemberg	40
3.1.8.1 Hemberg-Rotschiefer (dh,t)	40
3.1.8.2 Hemberg-Sandstein (dh,s)	41
3.1.9 Dasberg	41
3.1.9.1 Dasberg-/Wocklum-Schichten (dd-dw)	41
3.2 Devon/Karbon-Grenzschichten	42
Oberdevon bis Unterkarbon	42
3.2.1 Wocklum- bis <i>Gattendorfia</i> -Stufe	42
3.2.1.1 Hangenberg-Schichten (dw-c1H)	42

3.3 Karbon	44
Unterkarbon	44
3.3.1 <i>Pericyclus</i> -Stufe	44
3.3.1.1 Liegende Alaunschiefer (c2,tal)	44
3.3.1.2 Kulm-Kieselschiefer und -Kieselkalk (c2,i-ki)	44
3.3.2 <i>Goniatites</i> -Stufe	48
3.3.2.1 Kieselige Übergangsschichten (c2-3,ti)	48
3.3.2.2 Kulm-Tonschiefer (c3,t)	50
3.3.2.3 Kulm-Grauwacke (c3G)	52
Känozoikum	53
3.4 Tertiär (Paläogen/Neogen)	53
3.5 Quartär	54
3.5.1 Pleistozän	54
3.5.1.1 Terrassen („t)	54
3.5.1.2 Bänderschutt	55
3.5.1.3 Hanglehm und Fließerde („hg)	55
3.5.2 Holozän	57
3.5.2.1 Ablagerungen in Talsohlen und Talkerben (qh)	57
3.5.2.2 Mündungsschwemmkegel	58
3.5.2.3 Künstliche Aufschüttungen („y)	59
4 Gebirgsbau	59
4.1 Tektonischer Überblick	59
4.2 Faltenbau	59
4.3 Schieferung	61
4.4 Klüftung	61
4.5 Verwerfungen (Störungen)	62
4.6 Baueinheiten	63
4.7 Strukturelle Besonderheiten	63
5 Lagerstätten	64
6 Verzeichnis der Schriften und Karten	66
 Verzeichnis der Abbildungen	
Abb. 1 Lage des Blattgebietes	11
Abb. 2 Naturräumliche Gliederung	13
Abb. 3 Höhere Berleburg-Schichten und tiefster Unterer Quarzit im Steinbruch Sommerseite bei Raumland	20
Abb. 4 Steil stehende Sandsteinbänke des Unteren Quarzits im Steinbruch Sommerseite bei Raumland	22
Abb. 5 a) „Quarzit“-Konkretion mit Sedimentstrukturen (Unterer Quarzit)	22
b) „Quarzitkugel“ aus dem Steinbruch Sommerseite bei Raumland	23
Abb. 6 <i>Praecardium bellistriata</i> aus einer Schieferlage im Unteren Quarzit ...	24
Abb. 7 Ehemaliger Tagebau Limburg	26
Abb. 8 Trilobit aus der höheren Styliolinschiefer- und -sandstein-Folge	30

Abb. 9	Konglomeratische Einschaltung aus der Bohrung Di 1 bei Diedenshausen	36
Abb. 10	Konglomerat aus den Diedenshausen-Schichten	37
Abb. 11	Detailprofil aus den konglomeratischen Diedenshausen-Schichten ...	38
Abb. 12	Profil durch die Hangenberg-Schichten am Kohlrücken bei Schwarzenau	43
Abb. 13	Gefaltete Kieselschiefer im ehemaligen Gemeindesteinbruch von Beddelhausen	46
Abb. 14	Anschliff des Aufarbeitungshorizontes aus dem Kieselkalk-Horizont ..	47
Abb. 15	Bohrkern aus der Bohrung Beddelhausen 1	50
Abb. 16	Kulm-Tonschiefer mit Cordaiten-Stammrest	51
Abb. 17	Erosionsrinne in Quartär-Schichten, Lausebachtal bei Bad Berleburg ..	58
Abb. 18	Übersicht der tektonischen Baueinheiten	60

Verzeichnis der Tabellen

Tab. 1	Schichtenfolge des oberen Unterdevons und des Mitteldevons im Blattgebiet Bad Berleburg	18
Tab. 2	Schichtenfolge des Oberdevons im Blattgebiet Bad Berleburg	31
Tab. 3	Schichtenfolge des Unterkarbons im Blattgebiet Bad Berleburg	45

Profile in der Anlage

Profil 1	Profil durch den gesamten Unteren Quarzit
Profil 2	Profil durch die gesamte Abfolge der Dachschiefer-Folge in typischer Ausbildung
Profil 3	Profil durch den höheren Teil der Dachschiefer-Folge in faziell abweichender Entwicklung
Profil 4	Profil durch den gesamten Oberen Quarzit
Profil 5	Profil durch die gesamte Styliolinenschiefer- und -sandstein-Folge
Profil 6	Profil durch den Unteren und Oberen Kellwasser-Horizont
Profil 7	Profil durch die „konglomeratfreien“ Diedenshausen-Schichten
Profil 8	Profil durch die konglomeratischen Diedenshausen-Schichten

Tafeln in der Anlage

Taf. 1	Geologische Schnitte
Taf. 2	Profile 1 – 8

1 Vorbemerkungen

Die hier vorliegende Erläuterung wurde nicht in der bisher üblichen Form, sondern in einer stark gekürzten Fassung erstellt. Der Schwerpunkt liegt auf der Beschreibung der Schichtenfolge; auf hydrogeologische, bodenkundliche und ingenieurgeologische Beiträge sowie das Kapitel Inkohlung wurde verzichtet. Für die bodenkundlichen Verhältnisse wird auf die Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000, Blatt L 4916 Bad Berleburg, verwiesen. Für Hinweise zu den Inkohlungswerten in dieser Region siehe WOLF (1972, 1989).

Bereits im Jahre 1879 erschien die Geologische Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen, Section Berleburg, im Maßstab 1 : 80 000 (VON DECHEN), auf der die Geologie des Blattgebietes Bad Berleburg in einer ersten einfachen Form dargestellt ist. Eine Erstaufnahme durch die Preußische Geologische Landesanstalt erfolgte durch REICH (1935), wobei zu dieser Zeit bereits von CLAUS (1927) eine Kartierung der unterkarbonischen Gesteinsschichten in Teilen des Blattgebietes und auch auf dem östlichen Anschlussblattgebiet 4917 Battenberg (Eder) vorlag. BACHMANN (1965) kartierte und bearbeitete einen Teil der mitteldevonischen Schichten im Bearbeitungsgebiet und benannte sie teilweise neu (z. B. Berleburg- und Raumland-Schichten).

Das südliche Nachbarblattgebiet 5016 Laasphe (REICH 1934) ist eine Erstkartierung und wurde in Teilbereichen durch M. PIECHA (Geol. Dienst NRW) neu kartiert (PIECHA et al. 2002). Das östlich angrenzende Blattgebiet 4917 Battenberg (Eder) (REICH 1984), das größtenteils auf hessischem Landesgebiet liegt, wurde ergänzend neu bearbeitet, aber nicht revidiert. Im nördlich angrenzenden Blattgebiet 4816 Girkhausen (MÜLLER 1983) und dem westlichen Nachbarblattgebiet 4915 Wingshausen (MÜLLER 1994) fanden in den 80er- und 90er-Jahren des 20. Jahrhunderts Revisionskartierungen durch das damalige Geologische Landesamt Nordrhein-Westfalen*) statt. Die Ergebnisse dieser blattübergreifenden geologischen Aufnahmen wurden teilweise mit in die Revisionskartierung übernommen.

Diplom-Kartierungen im Bearbeitungsgebiet wurden seit den 70er-Jahren des 20. Jahrhunderts von den Universitäten Göttingen, Berlin, Köln und Münster durchgeführt. Zudem wurden im Blattgebiet Bad Berleburg vom damaligen Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen im Rahmen von Referendararbeiten zahlreiche unveröffentlichte Probekartierungen durchgeführt (J. FARRENSCHON, B. MESTERMANN, TH. PABSCH, P. SCHÜLL, B. ZINTL). Deren Ergebnisse wurden teilweise in der Revisionskartierung berücksichtigt.

Fünf kartierbegleitende Bohrungen im Blattgebiet ergänzten die Oberflächenkartierung. Deren Ergebnisse sind im Archiv des Geologischen Dienstes NRW hinterlegt. Zudem wurde im Jahre 1993 die Gasleitung Werne – Schlüchtern quer durch das Bearbeitungsgebiet verlegt. Der hierfür ausgehobene Leitungsgraben von 2 m Breite und bis zu 3 m Tiefe lieferte optimale Voraussetzungen für die Dokumentation der Gesteinsschichten. Die gesamte Grabenstrecke im Blattgebiet wurde geologisch aufgenommen. Die Ergebnisse dieser Bearbeitung flossen in die Kartierung ein. Ausführliche Berichte hierzu

*) Der Geologische Dienst Nordrhein-Westfalen führte bis zu seiner Umwandlung in einen Landesbetrieb zum 1. Januar 2001 die Amtsbezeichnung Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen.

befinden sich ebenfalls im Archiv des Geologischen Dienstes NRW, genauso wie die Ergebnisse zahlreicher petrografischer und biostratigrafischer Untersuchungen, die die geologischen Aufnahmen untermauern. Unterstützt wurden die umfangreichen Geländetätigkeiten durch W. FEHRMANN und O. HESS (beide Geol. Dienst NRW) sowie durch M. SALAMON und J. GRASS, die damals als Aushilfskräfte für das Geologische Landesamt Nordrhein-Westfalen tätig waren.

Herr Hermann Böhl (Steinwerk Raumland Böhl GmbH) unterstützte dankenswerterweise die Geländeaufnahmen und Beprobungen im Raum Bad Berleburg-Raumland.

Fossilbestimmungen wurden von H. GROOS-UFFENORDE, Universität Göttingen (Ostrakoden); M. BASSE, Bochum (Trilobiten); Th. BECKER, Universität Münster (Cephalopoden); D. KORN, Naturhistorisches Forschungsinstitut, Museum für Naturkunde (Humboldt-Univ.), Berlin (Cephalopoden); F. LANGENSTRASSEN, Universität Göttingen (Bivalven), und H. W. J. VAN AMEROM, seinerzeit noch Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen (Pflanzen), durchgeführt. Auch ihnen sei an dieser Stelle gedankt.

Sämtliche paläontologischen und petrografischen Untersuchungen auf dem Blattgebiet Bad Berleburg und angrenzenden Blattgebieten sind im Archiv des Geologischen Dienstes NRW dokumentiert.

2 Überblick

2.1 Geologischer Überblick

Das Blattgebiet 4916 Bad Berleburg liegt im südöstlichen Rheinischen Schiefergebirge (Abb. 1). Der Hauptanteil des Blattgebietes ist der Wittgensteiner Mulde zuzurechnen, nur der nordwestliche Bereich gehört zum Latroper Sattel, der nordöstlichen Fortsetzung des Siegener Antiklinoriums. Die Festgesteine belegen eine Sedimentation, die vom Oberen Ems (Unterdevon) bis in das Obere Visé des Unterkarbons reicht. Die ältesten Schichten des Paläozoikums finden wir im westlichen und nordwestlichen, die jüngsten Schichten im südöstlichen Blattgebiet.

Sämtliche paläozoischen Sedimente sind Ablagerungen eines Meeres, das zu jener Zeit weite Teile Mitteleuropas bedeckte. Bis zum frühen Mitteldevon lag das Kartiergebiet im Bereich einer gut durchlüfteten, flachen Meeresregion, dem Rheinischen Schelf, der dem so genannten Old-Red-Kontinent im Norden vorgelagert war. Mit Beginn des Mitteldevons führte der allmähliche Rückzug des Flachmeeres nach Nordwesten im Kartiergebiet zu einem Übergang von der flachen Schelf- zur tieferen Beckenfazies. Im Mitteldevon lag das Untersuchungsgebiet im Bereich eines tieferen Meeresbeckens (> 200 m), das durch eine ruhige, vorwiegend tonige Sedimentation gekennzeichnet war. Unterbrochen wurde diese durch Sand- und Schluffablagerungen, die als Turbidite (Suspensionsströme, Trübestrome) vom Schelfrand in die tieferen Beckenbereiche geschüttet wurden. Einschaltungen von Tuffen und Tuffiten in den Zwistkopf-Schichten (K6-Horizont), den Berleburg-Schichten, im Oberen Quarzit und in der Dachschiefer-Folge belegen vulkanische Tätigkeiten während dieses Zeitabschnitts.

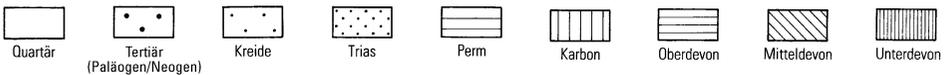
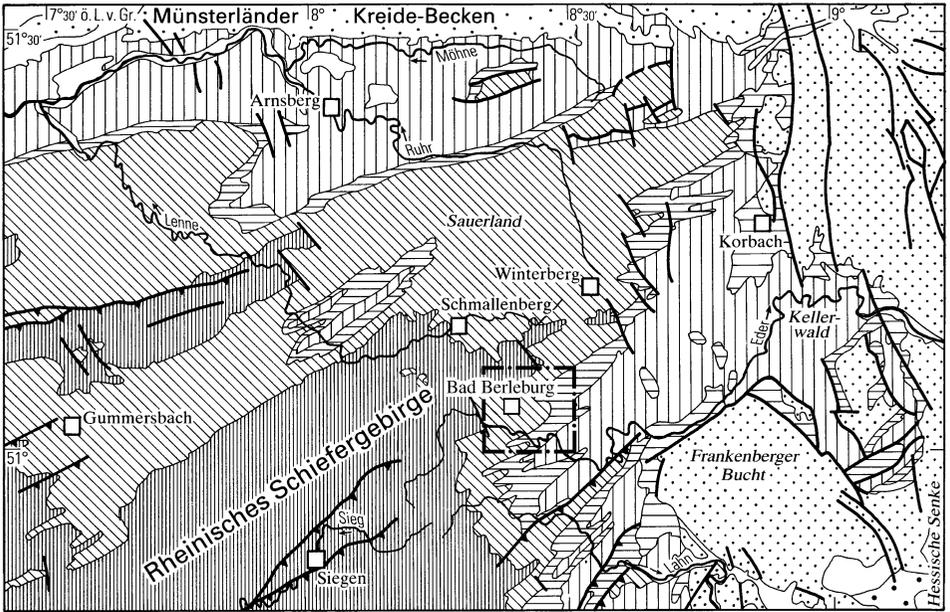


Abb. 1 Lage des Blattgebietes

Während des gesamten Oberdevons lag das Blattgebiet im Bereich der Beckenfazies. Diese ist gekennzeichnet durch einen ständigen Wechsel von tonigen Ablagerungen der Stillwasserfazies und turbiditischen, schluffig-sandigen Einschaltungen. Vulkanische Ablagerungen konnten hier nur in den Hangenberg-Schichten, im höchsten Oberdevon, nachgewiesen werden (Metabentonite).

Während des Unterkarbons wurde der Meeresraum allmählich von Süden her eingengt. Er wurde im Nordwesten, etwa dem Raum des heutigen Ruhrgebietes entsprechend, von einer flachen Meeresregion, dem Karbonat-Schelf (Kohlenkalk-Fazies), und im Süden, etwa in der Region Spessart – Odenwald, von der Mitteldeutschen Schwelle begrenzt (BRAUN & GURSKY 1991). Der Ablagerungsraum war folglich ein relativ flaches, abgeschnürtes Meeresbecken mit niedrigerenergetischer Sedimentation, das man auch als Hungerbecken (starved basin) bezeichnet. Hier kam es zur Ablagerung dunkler, stark bituminöser und vor allem kieseliger Sedimente. Auch hier zeugen Tuffe, Tuffite und Metabentonite im Kulm-Kieselschiefer, -Kieselschale und in den kieseligen Übergangsschichten von vulkanischen Aktivitäten. Die durch die wachsende Sedimentauflast diagenetisch verfestigten und möglicherweise schon im späten Stadium der Geosynklinalzeit von epirogenen Bewegungen und Dislokationen verstellten Gesteinsschichten wurden im Oberkarbon im Zuge der variszischen Gebirgsbildung gefaltet, geschiefert, geklüftet und gegeneinander

der versetzt. Als Ergebnis dieser Einengungstektonik entstanden die das Blattgebiet querenden und gliedernden großen Faltenstrukturen des Latroper Sattels und der Wittgensteiner Mulde. Mit der Auffaltung der paläozoischen Schichten zum Rheinischen Schiefergebirge wurde auch das Blattgebiet zum Festland.

Die sich an die Gebirgsbildung anschließende Heraushebung und Abtragung leitete die wahrscheinlich im Perm weitgehend abgeschlossene Einebnung des Gebirges zu einem Rumpfkörper ein. Die Ausgestaltung des heutigen lebhaften Reliefs geht auf das Zusammenspiel sehr junger, epirogener Hebungen und der vom Klima gesteuerten und von der Verwitterungsresistenz der Gesteine abhängigen Abtragung zurück. Während in der Kreide-Zeit und im Tertiär (Paläogen und Neogen) vor allem ein feuchtwarmes Klima vorherrschte, fand im Pleistozän ein mehrfacher Wechsel von Kalt- und Warmzeiten statt. Diese Prozesse nahmen vermutlich schon in der Kreide-Zeit ihren Anfang. Während der Kaltzeiten im Pleistozän erreichten sie ihren Höhepunkt. Die durch die Hebung des Gebirges verstärkte Reliefenergie der Flüsse führte im Rothaargebirge zu einer starken Zergliederung und einer teilweisen Zerstörung der durch die flächenhafte Verwitterung geschaffenen Verebnungsflächen. Die vielfach umgelagerten Verwitterungsbildungen des Tertiärs und Pleistozäns überlagern als dünne Lockergesteinsdecke den paläozoischen Untergrund. Sie sind als Hanglehme, Fließerden, Terrassenreste und Talfüllungen an der Gestaltung des heutigen Landschaftsbildes beteiligt.

Im Holozän entstanden Auenlehme als Hochflutbildungen der Sohltäler, es bildeten sich kleinflächige Quell- und Hangmoore. Neben unbedeutenden Umlagerungen im Bereich der Hanglehme kam es auch zur Aufschüttung von Schwemmkegeln. In diesem jüngsten Abschnitt der Erdgeschichte hat unter dem Einfluss von Klima, Gewässern, Vegetation, Relief und der Einwirkung des Menschen auch die Umwandlung von tertiärzeitlichen und pleistozänen Lockergesteinen in differenzierte Böden stattgefunden.

2.2 Geografischer Überblick

Das Blattgebiet 4916 Bad Berleburg liegt am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges in unmittelbarer Nähe zur hessischen Landesgrenze. Es gehört größtenteils zum Kreis Siegen-Wittgenstein, nur ein kleiner Bereich im Nordwesten gehört zum Hochsauerlandkreis.

2.2.1 Geländegestalt, naturräumliche Gliederung und Gewässernetz

Das Blattgebiet zeigt das typische Landschaftsbild eines Mittelgebirges. Große Teile des Aufnahmegebietes liegen im Rothaargebirge, nur der südöstliche Bereich gehört noch zum südwestlichsten Ausläufer des Ostsauerländer Gebirgsrandes (s. Abb. 2). Das Rothaargebirge ist ein zwischen den Oberläufen von Sieg, Lenne und Ruhr sowie den Flüssen Diemel, Eder, Lahn und Dill ausgedehntes, randlich tief eingeschnittenes, waldreiches Hochland (BÜRGENER 1963, 1969). Der sich über etwa 80 km von Südsüdwest

nach Nordnordost erstreckende, 15 – 20 km breite Höhenzug ging durch episodische Hebung aus dem flächenhaft abgetragenen variszischen Gebirgsrumpf während des Tertiärs und Pleistozäns hervor. Im heutigen Landschaftsbild von Sauerland und Wittgensteiner Land bildet das Rothaargebirge eine naturräumliche Haupteinheit. Die Herkunft des Namens „Rothaar“ geht auf die alte Flurbezeichnung „rouhe Haard“ zurück – ein regionaler Dialektausdruck für den Begriff „raue Höhe“ (KAPPEST 2001).

Den höchsten Punkt des Blattgebietes bildet in der Östlichen (Kühuder) Rothaar, in der Nordwest-Ecke des Blattgebietes, der Große Kopf mit + 740,3 m NN. Der tiefste Punkt

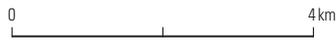


Abb. 2 Naturräumliche Gliederung

liegt im Edertal, dort, wo es im Südosten das Blattgebiet verlässt. Unmittelbar bei der Ortschaft Beddelhausen beträgt die Geländehöhe nur noch + 353,4 m NN.

Insbesondere in der südöstlichen Blatthälfte ist die Landschaftsmorphologie deutlich vom geologischen Untergrund abhängig. Hier bilden die unterkarbonischen Kieselschiefer, die oberdevonischen Sandsteine und die mitteldevonischen Quarzite und Sandsteine teils markante Geländekuppen. Weichere Sedimente wie Adorf-Bänderschiefer oder Kulm-Tonschiefer bedingen hingegen deutliche Talsenken oder Geländewannen. Im nordwestlichen Teil des Blattgebietes, über den Schichten des tieferen Mitteldevons und des Unterdevons ist diese Trennung nicht gegeben, da dort ausschließlich tonige und tonig-schluffige Gesteine vorherrschen. Das Relief ist in dieser Region ausgeglichener.

Das Gebiet entwässert hauptsächlich über Odeborn und Eder, nur wenige Bäche fließen im nordwestlichen Blattgebiet in Richtung Schmallenberg zur Lenne hin. Im nordöstlichen Bereich entwässern die Bäche in östliche Richtung zur Elsoff, die auf hessischem Gebiet nahe Hatzfeld ebenfalls in die Eder mündet. Während die Odeborn annähernd in Streichrichtung der Schichten verläuft, windet sich die Eder mit Beginn der mitteldevonischen Quarzite bei Raumland in südöstliche Richtung in großen Mäandern um die Hürtlinge und bildet so zum Teil weitläufige Umlaufberge wie zum Beispiel bei Arfeld oder Dotzlar.

Ausführliche Angaben zur Geografie und den Naturräumen des Blattgebietes Bad Berleburg finden sich bei BÜRGENER (1963).

2.2.2 Klima

Das Blattgebiet liegt im Klimabereich der niederschlagsreichen Mittelgebirge und besitzt mit nur geringen jahreszeitlichen Temperaturschwankungen einen ausgeprägt atlantischen Charakter des Klimaverlaufs. Als Teil des Rothaargebirges, das mit einer Jahresmitteltemperatur von kaum 5 – 6 °C und Jahresniederschlägen von 1 000 – 1 400 mm als eines der feuchtestkühlen Klimate Deutschlands anzusehen ist (BÜRGENER 1963), zeichnet es sich durch ein raues, niederschlagsreiches Höhenklima aus.

Geringe Klimaunterschiede machen sich schon innerhalb des Blattgebietes bemerkbar. Sie beruhen im Wesentlichen auf der morphologischen Gliederung und der Exposition der Teilgebiete. So weisen die den Westwettern ausgesetzten wind- und schneereichen Rothaarihöhen Niederschläge von über 1 200 mm im Jahr und eine unter 12 °C liegende Mitteltemperatur in den Hauptwachstumsmonaten Mai bis Juli auf. Die durch den Gebirgsbogen gegen Westen und Nordwesten geschützteren Teilbereiche der Wittgensteiner Kammer dagegen verzeichnen mit ca. 1 000 mm geringere Niederschläge. Die mittlere Temperatur beträgt in der Vegetationsperiode 12 – 13 °C. Doch auch hier schränken häufige Kaltluftansammlungen mit Hochbeckennebeln und Spätfrösten bis Juni/Juli den Ackerbau in diesem landwirtschaftlich stark genutzten Raum ein.

Unterschiede zwischen den Rothaarihöhen und den Tälern von Eder und Odeborn zeigen sich auch in der Länge der Vegetationsperiode. So liegt die mittlere Dauer zwischen dem Beginn der Laubentfaltung und der Laubverfärbung bei der Rotbuche in der

Östlichen (Kühhuder) Rothaar bei weniger als 150 Tagen, im Edertal jedoch bei bis zu 160 Tagen (Klima-Atlas von Nordrhein-Westfalen 1989).

Nähere Angaben zu den klimatischen Verhältnissen im Blattgebiet geben der Klima-Atlas von Nordrhein-Westfalen (1960, 1989), die Gewässerkundlichen Karten von Nordrhein-Westfalen (1955) und Klimadaten I – III (1976).

3 Schichtenfolge

Paläozoikum

3.1 Devon

Unterdevon

3.1.1 Ems

Oberems

3.1.1.1 Untere Zwistkopf-Schichten (demZ1)

Cultrijugatus-Zone (tum) (REICH 1935)

Gesteine: feinschluffige bis schluffige, meist schwach karbonatische, geschieferte Tonsteine

Reine Tonsteine treten in dieser Schichtenfolge zurück, häufiger sind härtere, schluffigere Gesteine, die den Oberen Zwistkopf- und Langewiese-Schichten sehr ähnlich sind. Lagenweise sind Schluffanteile zu dünnen Bändern angereichert und rufen eine deutliche Lamination des Gesteins hervor. Diese größeren Einschaltungen können auch Sedimentstrukturen wie zum Beispiel Schrägschichtung aufweisen. Seltener finden sich die Schluffanreicherungen als unregelmäßige linsenförmige Einlagerungen (Nester). In frischem Zustand sind die Gesteine blaugrau bis dunkelgrau, in verwittertem Zustand graubraun, braun oder grünlich und mürbe. Durch die braune oder rostbraune Anwitterung der karbonathaltigen, millimeter- bis zentimeterdicken Schlufflagen wird die gleichmäßige, annähernd parallel angeordnete, manchmal auch unregelmäßig streifige oder bändrige Textur der Gesteine deutlich.

Die Tonsteine der Unteren Zwistkopf-Schichten sind immer geschiefert, sie spalten aber je nach Schluffanteil dünn- bis dickschiefrig. Vor allem im höheren Niveau der Schichtenfolge, nahe der Grenze zu den Oberen Zwistkopf- und Langewiese-Schichten, führen die Tonsteine an einigen Stellen dunkelgraue bis schwarzgraue, dichte, knollige, linsenförmige oder ellipsoidale, harte, kieselige Einlagerungen, früher als „Kieselgallen“ bezeichnet. Diese „Kieselgallen“lagen konnten im Blattgebiet zur Abgrenzung beider Schichtenfolgen bei Fehlen des K6-Horizontes herangezogen werden. Sie wurden aber in der geologischen Karte nicht gesondert dargestellt.

Fossilien: Die Unteren Zwistkopf-Schichten sind stellenweise recht fossilreich und führen vor allem Brachiopoden, daneben aber auch Korallen, Trilobiten, Ostrakoden u. a. Umfangreiche Fossilisten zu den Unteren Zwistkopf-Schichten sind den Erläuterungen zu

den Nachbarblättern 4816 Girkhausen und 4915 Wingshausen (MÜLLER 1983, 1994) zu entnehmen.

Altersstellung: Oberems (s. eingehende Diskussion bei MÜLLER 1994)

Abgrenzung und Mächtigkeit:

- Untergrenze: Die Untergrenze der Unteren Zwistkopf-Schichten ist im Arbeitsgebiet nicht aufgeschlossen.
- Obergrenze: Quarzkeratophyrtuffe des K6-Horizontes oder geschieferte Ton- und Schluffsteine der Oberen Zwistkopf- und Langewiese-Schichten
- Mächtigkeit: Die Gesamtmächtigkeit beträgt wahrscheinlich um die 200 m, aufgeschlossen davon sind etwa 150 m.

Aufschlüsse:

- Profil am Weg neben der Bahnlinie bei Alte Mühle; R 53 550, H 55 580 (Zentralwert)
- Steinbruch am Ostfuß des Rammelsbergs; R 58 040, H 62 150

3.1.1.2 K6-Horizont (,K6)

Oberer Tuff (tK6) (REICH 1935)

Oberer Tuff (tK6) (RIPPEL 1954)

Gesteine: feinkörnige bis dichte Quarzkeratophyrtuffe und -tuffite, mittel- bis hellgrau oder grünlich bis olivgrau

In einer dichten Grundmasse sind kleine Feldspatkristalle eingesprengt, die eine hellgraue bis weiße Punktierung des Gesteins hervorrufen. Sie besitzen Kantenlängen von zumeist unter 1 mm. Manchmal treten die Einsprenglinge so stark zurück, dass das Gestein dicht erscheint. In angewittertem Zustand sind die Tuffe und Tuffite dunkelbraun, hellbraun oder beige, zuweilen auch rötlich oder rotviolett gefleckt. Durch die Zersetzung der Feldspäte und eingesprengter kleiner Pyritwürfel erhält das Gestein oft eine poröse Oberfläche und durch die zahlreichen mit Brauneisen-Mulm erfüllten Hohlräume ein fleckiges Aussehen. Nicht selten wird aufgrund einer schichtungsparellen Anordnung dieser verwitterungsanfälligen Lagen eine Schichtung oder Bänderung deutlich. Die Brauneisenlagen können bis zu Zentimeterdicke erreichen. Die größeren Lagen weisen häufig eine Gradierung der Komponenten auf und lassen so überkippte Abfolgen sofort erkennen.

Fast immer zeigt der K6-Horizont eine mehr oder weniger ausgeprägte Schieferung. Die Spaltflächen fallen manchmal durch einen deutlich seifigen Glanz auf. Relativ selten ist eine plattige Absonderung des Gesteins festzustellen. Der K6-Horizont ist im südwestlichen Blattgebiet, an der Eder, am grobkörnigsten ausgebildet. An der Grenze zum nördlich anschließenden Blattgebiet Girkhausen ist er nur noch als gering mächtiger, hellgrauer Ton entwickelt (Metabentonit).

Dünnschliffuntersuchungen am größeren Gestein des K6-Horizontes ergaben einen Mineralbestand an Quarz, Feldspäten und Gesteinsfragmenten (Quarzkeratophyr u. Ton-

steine) sowie wenige Fossilfragmente, sodass es sich bei dem Gestein petrografisch um einen Tuffit handelt. Die Korngröße der größeren Tuffe liegt im Durchschnitt im Mittelsandbereich.

Fossilien: Brachiopoden, Krinoiden und Trilobiten-Reste (s. auch Fossilliste bei REICH 1935)

Altersstellung: Oberems (vgl. Fossilfunde bei MÜLLER (1994) aus den Hangend- und Liegendschichten)

Abgrenzung und Mächtigkeit:

- Untergrenze: geschieferte, schluffige Tonsteine der Unteren Zwistkopf-Schichten
- Obergrenze: geschieferte Ton- und Schluffsteine der Oberen Zwistkopf- und Langewiese-Schichten
- Mächtigkeit: 0 – 2 m; der K6-Horizont keilt häufig aus (s. S. 18, Tab. 1), weil entweder kein Keratophyrtuff abgelagert wurde oder dieser nicht nachweisbar ist. Die größten Mächtigkeiten liegen im südwestlichen Blattgebiet vor.

Aufschlüsse:

- kleiner Steinbruch an der Eder bei Alte Mühle; R 53 870, H 55 310
- Weganschnitt südöstlich von Weide; R 53 880, H 53 900
- kleiner Steinbruch bei Dödesberg (Metabentonit); R 60 400, H 62 150

Unterdevon bis Mitteldevon

3.1.2 Ems bis Eifel

3.1.2.1 Obere Zwistkopf- und Langewiese-Schichten (dem-eL)

Wissenbacher Schiefer (tm1t) (REICH 1935)

Gesteine: geschieferte Ton- und Schluffsteine, blaugrau bis graugrün, häufig schluffgebändert, mit sandigen Einschaltungen, örtlich fossilreich

Im tieferen Teil der Schichtenfolge sind reine Tonsteine häufiger vertreten, zum Hangenden ist eine Zunahme der schluffigen Gesteinskomponente zu beobachten. Ihr wechselnder, mitunter auch hoher Karbonatgehalt kann bewirken, dass das Gestein beim Anschlag splittrig bricht. Charakteristisch für diesen Schichtenkomplex ist die im Allgemeinen schlechte bis mäßige Sonderung der tonigen und schluffigen bis feinsandigen Gesteinskomponenten. Daher vermitteln die Gesteine oft einen „unreinen“ Eindruck. Ein fein verteilter Glimmergehalt ist in den schluffigen bis feinsandigen Partien oft deutlich. Häufig fallen die Schluffsteine durch ihre Härte auf.

Die Ton- und Schluffsteine dieser Schichteneinheit sind oft durch millimeter- bis zentimeterdicke, überwiegend karbonatische, schluffige oder feinsandige Lagen gebändert. Die Schluff- oder Sandbänder sind meist scharf abgesetzt, können aber manchmal auch aufgrund schlechter Sonderung „verschwommen“ erscheinen. Sporadisch lassen Ton- und Schluffsteine eine bandwellige oder flaserschichtige Textur erkennen. Hin und wieder

Tabelle 1

Schichtenfolge des oberen Unterdevons und des Mitteldevons im Blattgebiet Bad Berleburg

Serien	Stufen	Conodont-Zonen	Schichten		
Oberdevon	Adorf	<i>falsiovalis</i>	Späte		
			Mittlere		
Mitteldevon	Givet	<i>disparilis</i>	Späte		
			Frühe		
		<i>hermanni-cristatus</i>	Späte		
			Frühe		
		<i>varcus</i>	Späte		
			Mittlere		
	Eifel		<i>hemiansatus</i>	Frühe	
				<i>kockelianus</i>	Oberer Quarzit
				<i>australis</i>	Dachschiefer-Folge
				<i>costatus</i>	Unterer Quarzit
Berleburg-Schichten					
Unterdevon	Oberems	<i>partitus</i>	Obere Zwistkopf- und Langewiese-Schichten		
			<i>patulus</i>	Untere Zwistkopf-Schichten	
		<i>serotinus</i>			

lösen sich einzelne Lagen in Linsen auf. Verbreitet – und für die Oberen Zwistkopf- und Langewiese-Schichten in dieser Ausbildung bezeichnend – sind Ton- und Schluffsteine mit knauerigen oder flaserigen, schluffig-feinsandig-kalkigen Einlagerungen (Nester und Linsen). Zumeist sind die Gesteine dieser Schichteneinheit intensiv geschiefert. Während die stärker tonigen Gesteine dünn- bis feinschiefrig erscheinen und oft blättrig aufspalten, besitzen die stärker schluffig-feinsandigen Partien eine eher weitständige Schieferung und zerfallen dickschiefrig bis flaserig. Auch grob-flaserig oder stückig zerfallende Schluffsteine sind nicht selten. Die in frischem Zustand blaugrauen, seltener schwarzgrauen, teilweise gebänderten Ton- und Schluffsteine nehmen unter dem Einfluss der Verwitterung schmutzig graugrüne, graubraune oder braune Farben an. Die stärker schluffigen oder feinsandigen, karbonatischen Einlagerungen wittern braun, rost- oder auch gelbbraun an. Kalkkonkretionen oder „Kieselgallen“ wurden in dieser Schichtenfolge im Blattgebiet Bad Berleburg jedoch nicht nachgewiesen. Als Folge ihres hohen Schluff- oder Feinsandgehaltes und aufgrund ihrer manchmal flaserschichtigen Struktur neigen die Gesteine häufig zur Bildung kleinerer Klippen oder Klippenzüge, die sich über längere Strecken verfolgen lassen.

Fossilien: Fossilien wurden örtlich gehäuft in den Oberen Zwistkopf- und Langewiese-Schichten gefunden. Den Hauptanteil bilden Brachiopoden, daneben sind Korallen und Reste von Krinoiden verbreitet. Die vorkommenden Formen sind eingehend bei MÜLLER (1994) beschrieben, sodass hier auf diese Arbeit verwiesen werden kann.

Altersstellung: Oberems bis Eifel, da im Blattgebiet keine stratigrafisch verwertbaren Fossilien gefunden wurden (s. ausführliche Erörterung bei MÜLLER 1994)

Abgrenzung und Mächtigkeit:

- Untergrenze: Quarzkeratophyrtuffe des K6-Horizontes oder geschieferte, schluffige Tonsteine der Unteren Zwistkopf-Schichten
- Obergrenze: Tonsteine der Berleburg-Schichten
- Mächtigkeit: Die Gesamtmächtigkeit wird auf ca. 250 m geschätzt.

Aufschlüsse:

- Straßenprofil im Truftetal am Ostfuß des Eicherte; R 56 320, H 59 410 (Zentralwert)
- Straßenprofil im Lausebachtal, Westfuß des Schüllarsbergs; R 57 540, H 61 330 (Zentralwert)
- Straßenprofil nördlich von Dödesberg; R 60 490, H 62 670 (Zentralwert)
- Ederprofil östlich von Alte Mühle; R 54 240, H 55 250 (Zentralwert)
- Steinbruch an der Bundesstraße B 480 südlich von Schüller; R 58 890, H 60 370

Mitteldevon

3.1.3 Eifel

Für das Eifel wurden die von REICH (1935) aufgestellten Schichteinheiten Unterer Quarzit, Dachschieferhorizont und Oberer Quarzit von BACHMANN (1965) zu Heßler-, Hörre- und Burg-Horizont umbenannt und dafür zusätzlich der übergeordnete Begriff Raumländer Schichten geschaffen. Für das Blattgebiet Bad Berleburg wurden die von MÜLLER (1983) im Blattgebiet Girkhausen vorgeschlagenen Namen Unterer Quarzit, Dachschiefer-Folge und Oberer Quarzit übernommen. Die übergeordnete Einheit Raumländer Schichten ist überflüssig und entfällt, da jede dieser drei Schichtenfolgen eine eigene Kartiereinheit mit mindestens 80 m Mächtigkeit bildet. Der Schichtname Dachschiefer-Folge wurde traditionell beibehalten, obwohl die Stratigraphische Kommission eine Verwendung des Begriffes „Folge“ nicht empfiehlt (Stratigraphische Richtlinien 1977). Die Neubenennung des höheren Abschnitts der Wissenbacher Schiefer in Berleburger Schichten durch BACHMANN (1965) ist lithologisch sinnvoll und wurde übernommen (s. im Folgenden).

3.1.3.1 Berleburg-Schichten (deB)

Wissenbacher Schiefer (tm1t) (REICH 1935)
Berleburger Schichten (BACHMANN 1965)

Berleburger Schichten benannte BACHMANN (1965) die Tonsteine im Liegenden des Unteren Quarzits nach den geschieferten Tonsteinen, die im Stadtgebiet von Bad Berleburg, insbesondere in der Region um das Schloss, anstehen. MÜLLER (1983) übernahm diesen Schichtnamen und grenzte für das Blattgebiet 4816 Girkhausen die Berleburg-Schichten als eine schiefrige, sandarme Abfolge im Liegenden des Unteren Quarzits ab. Diese Definition wurde auch für das Blattgebiet Bad Berleburg übernommen. Die Berleburg-Schichten bilden eine sinnvolle Kartiereinheit zwischen den sandreichen Oberen

Zwistkopf- und Langewiese-Schichten im Liegenden und dem Unteren Quarzit im Hangenden. Im Südwesten (Blatt 5015 Erndtebrück) werden von BÜTTNER (1969: 65) die „Amtshäuser-Schichten“ neu benannt. Sie umfassen dort den stratigrafischen Bereich der Berleburg-Schichten und der Oberen Zwistkopf- und Langewiese-Schichten BACHMANNS (1965). Der Schichtname wurde von MÜLLER (1994) für das Blatt 4915 Wingshausen übernommen, sodass die Amtshausen-Schichten im Westen an das Blatt Bad Berleburg grenzen. Eine fazielle Änderung innerhalb der Berleburg-Schichten zeigt sich im Blattgebiet von Nordosten nach Südwesten. Im Nordosten sind sie noch gering mächtig, während sie im Südwesten deutlich an Mächtigkeit gewinnen, jedoch auch dort vorwiegend sandarm bleiben. Da die Typuslokalität der Berleburg-Schichten im Blattgebiet Bad Berleburg liegt und dieses Schichtglied auch relativ gut auskartierbar ist, wird der Name Berleburg-Schichten beibehalten. Allerdings kommt es dadurch am südwestlichen Rand zu Blatt Wingshausen, wo die Berleburg-Schichten an die Amtshausen-Schichten grenzen, zu einer Diskrepanz.

Gesteine: geschieferte Tonsteine, dunkelgrau bis schwarz oder blauschwarz, untergeordnet leicht schluffig oder karbonatisch, lagenweisen fossil- und Pyrit führend

Die Berleburg-Schichten verwittern zu hellgrauen und grünlich grauen Farbtönen. Die Gesteine sind stets gut geschiefert, meist engständig, sodass sie in der Region Raumland bis Hemschlar auch für die Dachschiefergewinnung abgebaut wurden. Eine dieser Gruben, die Grube Delle bei Raumland, dient heute als Besucherbergwerk.

Im unteren Teil der Abfolge sind selten sandig-flaserige Lagen von maximal 1 cm Mächtigkeit eingelagert. Im höheren Teil der Abfolge kommen häufig tonige Kalkkonkretionen unterschiedlicher Größe, Tuffe, Tuffite und gering mächtige Feinsandlagen vor (s. auch Taf. 2 in der Anl.: Prof. 1).

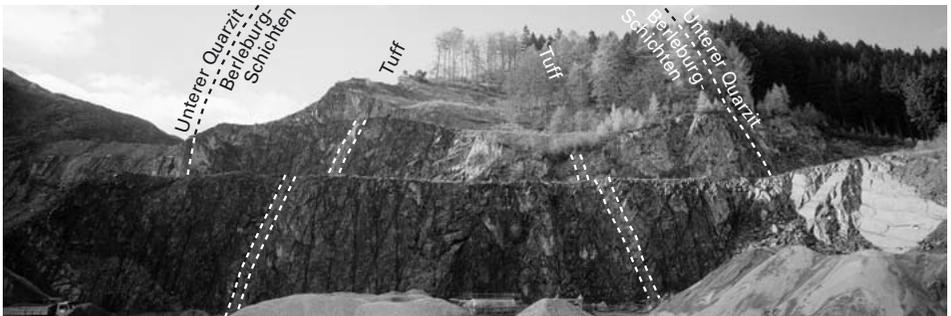


Abb. 3 Höhere Berleburg-Schichten mit einem Tuffhorizont und tiefster Unterer Quarzit in Sattelstellung; tiefste Sohle im Steinbruch Sommerseite (nördl. Bereich) des Steinwerks Raumland (R 56 950, H 54 325)

In den Steinbrüchen des Steinwerks Raumland ist der obere Bereich der Berleburg-Schichten mehrfach aufgeschlossen (s. Abb. 3). Dort sind drei markante Tuffhorizonte entwickelt, die bislang nicht bekannt waren und erstmals von SCHÖLLMANN (1986) erwähnt wurden. Nach petrografischen Untersuchungen von H. GRÜNHAGEN (Geol. Dienst NRW) handelt es sich hier um Quarzkeratophyrtuffe (s. Taf. 2 in der Anl.: Prof. 1 u. Abb. 4).

Der mächtigste Tuffhorizont liegt ca. 40 m unter der Grenze zum Unteren Quarzit und besitzt eine Gesamtmächtigkeit von etwa 3,70 m einschließlich toniger Zwischenmittel. Die Korngröße der Tuffkomponenten nimmt vom Liegenden zum Hangenden hin ab und an der groben Basis der Tuffabfolge sind Belastungsmarken und wulstige „Einsackungen“ in das tonige Unterlager zu beobachten. Demzufolge ist eine Umlagerung der Tuffe in Form eines Trübestromes (Turbidit) wahrscheinlich. Innerhalb dieses Tuffhorizontes sind außerdem diagenetisch gebildete Kalkkonkretionen (Kalklinsen) entwickelt, deren Durchmesser über 2 m betragen kann. Es handelt sich hierbei um blauschwarze, tonig-kieselige Kalksteine, die reichlich Pyrit führen. Die Bildung der Kalklinsen ist frühdiagenetisch, da die Schichtung der Tuffe die Linsen umläuft und demnach bei der Bildung der Kalklinsen das umgebende Sediment in noch unverfestigtem Zustand gewesen sein muss. Diese Tuffe sind bei der Oberflächenkartierung nur schwer nachzuweisen, weil sie aufgrund der Verwitterung meist nicht von den grüngrau bis braungrau verwitternden Tonsteinen der Berleburg-Schichten zu unterscheiden sind.

Fossilien: Die Fossilführung der Berleburg-Schichten reicht von Brachiopoden, Korallen, Krinoiden, Tentakuliten, Styliolinen bis hin zu Bivalven. Aus den Kalklinsen im oberen Teil der Abfolge (s. Taf. 2 in der Anl.: Prof. 1) konnten folgende Conodonten gewonnen werden: *Icriodus struvei*, *Polygnathus linguiformis pinguis*, *P. costatus costatus*.

Altersstellung: tieferes Eifel; nach Conodonten gehört der höchste Teil der Berleburg-Schichten in den höheren Bereich der *costatus*-Zone (tieferes Eifel)

Abgrenzung und Mächtigkeit:

- Untergrenze: geschieferte Ton- und Schluffsteine der Oberen Zwistkopf- und Lange-wiese-Schichten. Der Übergang in die überwiegend tonige Fazies der Berleburg-Schichten erfolgt allmählich und fließend, sodass eine exakte Grenzziehung hier nur sehr schwierig ist. Hinzu kommen häufig schlechte Aufschlussverhältnisse in diesem Niveau.
- Obergrenze: erstes Einsetzen der Sandsteinbänke des Unteren Quarzits
- Mächtigkeit: etwa 150 m im nördlichen Blattgebiet, ca. 250 m im südlichen Blattgebiet

Aufschlüsse:

- Steinbruch Sommerseite (nördl. Bereich) des Steinwerks Raumland, Ostabhang des Heßlar; R 56 950, H 54 325
- Felsklippen im Stadtgebiet Bad Berleburg, am Fußweg von der Mühlwiese zum Schloss; R 57 300, H 57 720
- Steinbruch östlich von Eichendorf, Grillplatz an der Kreisstraße K 47; R 53 750, H 52 720
- Straßenprofil an der Bundesstraße B 480, Südwestfuß des Heßlar; R 56 020, H 53 820
- kleiner Steinbruch südöstlich von Wemlighausen; R 59 820, H 60 070



Abb. 4 Blick auf die steil stehenden Sandsteinbänke des Unteren Quarzits auf der dritten Sohle im Steinbruch Sommerseite (südl. Bereich) des Steinwerks Raumland (R 56 900, H 54 125). Rechts im Bild sind bereits die Tonsteine der Berleburg-Schichten erkennbar, die helle Wand rechts oben im Bild ist die Oberfläche eines Tuffes (s. auch Abb. 3 u. Profil 1) mit dicken Kalkkonkretionen.

3.1.3.2 Unterer Quarzit (de,q1)

Unterer Quarzit (tm1qu) (REICH 1935)
 Heßler-Horizont (BACHMANN 1965)

Gesteine: Feinsandstein, quarzitisches Schluffstein, grau bis grüngrau, dünn-, mittel- oder dickbankig, braungelb verwitternd, mit Einschaltungen von dunkelgrauen bis schwarzen geschiefert Tonsteinen und wenigen Tuffen

Nach Dünnschliffuntersuchungen von H. GRÜNHAGEN (Geol. Dienst NRW) handelt es sich um feldspatreiche, leicht tonige und quarzitisches Schluffsteine. Untersuchungen von WIERICH (1999) ergaben ein Korngrößenspektrum von Grobschluff bis Feinsand. Aus diesem Grunde werden die Gesteine als Sandsteine bezeichnet. Die Bezeichnung Quarzit ist im strengen petrografischen Sinne nicht zulässig, kann aber aufgrund der traditionellen Einführung auch beibehalten werden.

Die Sandsteinbänke weisen ein hohes Inventar an Sedimentstrukturen auf, das typisch ist für turbiditische Ablagerungen: gradierte Schichtung, Schrägschichtung, Ballen- und

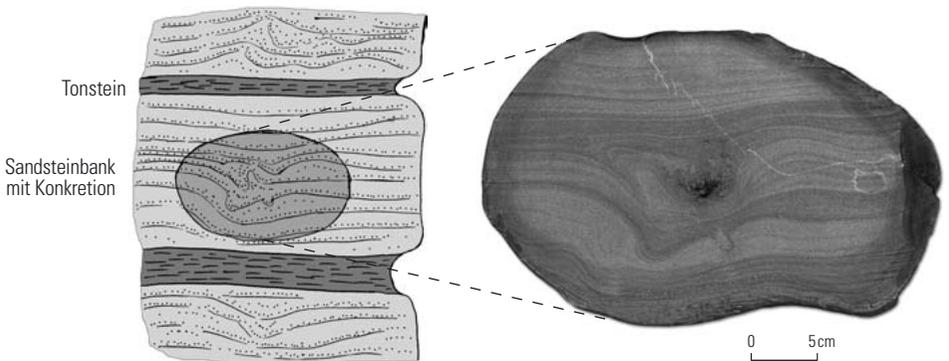


Abb. 5 a Lage einer „Quarzit“-Konkretion mit Sedimentstrukturen im Gesteinsverband

Kissen-Strukturen (ball and pillow), Wickelschichtung (convolute bedding), Schleifmarken, Sohlmarken (flutes), Rippelmarken, Ichnofossilien, „Sandsteingänge“ (clastic dykes) und Sandinjektionen. Ein besonderes Phänomen sind kugelige Konkretionen aus karbonatischem, quarzitischem Sandstein, die innerhalb der Sandsteinbänke ausgebildet sind. Die Bildung der Konkretionen ist spätdiagenetisch, da die Internschichtung der Sandsteinbänke diese durchläuft, das heißt, dass das Sediment bereits verfestigt war (s. Abb. 5 a). Als Folge des Abbaus der Sandsteine in den Steinbrüchen werden die Konkretionen aus den Gesteinsbänken gelöst. Diese „Quarzitkugeln“ können je nach Bankstärken Durchmesser von mehr als 2 m erreichen (s. Abb. 5 b) und wurden durch das gehäufte Vorkommen in den Steinbrüchen des Steinwerks Raumland nach dessen Eigentümer gelegentlich auch als Böhlsche Kugeln bezeichnet. REICH (1935) beschreibt solche kugeligen Konkretionen auch vom alten Steinbruch am Pavillon in Bad Berleburg (s. Aufschlüsse).

Die komplette Abfolge des Unteren Quarzits und die Entwicklung der Sandsteinbänke innerhalb der Abfolge sind im Profil 1 (Taf. 2 in der Anl.) dargestellt: Der Untere Quarzit setzt mit meist schon recht dicken Sandsteinbänken markant über den tonigen Berleburg-Schichten ein. Im Steinbruch Hillerberg (s. Aufschlüsse) ist unterhalb dieser Grenze noch eine Sandsteinbank vorgeschaltet, die ca. 2 m innerhalb der Berleburg-Schichten liegt. Zudem liegt in den Steinbrüchen des Steinwerks Raumland unter der ersten Sandsteinbank ein ca. 30 cm mächtiger Tuff. Das untere Drittel der Abfolge besteht aus zum Teil über 5 m mächtigen Sandsteinbänken (s. Abb. 4). Die Gesteine dieses Abschnittes werden in den beiden Steinbrüchen abgebaut und zu Splitt und Schotter für den Straßen- und Wegebau weiterverarbeitet. Darüber folgen ein Abschnitt mit dünnbankigeren Sandsteinen, zum Teil nur mit Mächtigkeiten im Dezimeterbereich, und zwei Wechselfolgen von Sandsteinen mit Tonsteinen. Die Sandsteine hier zeigen zum Teil deutliche Bouma-Sequenzen (BOUMA 1962) und wurden demnach als Turbidite abgelagert. Zwischen diesen Sandsteinen kommen gelegentlich in den Schieferpaketen Kalklinsen vor, die auch Conodonten führen. Diese lassen eine Einstufung in das mittlere Eifel zu. Im oberen Drittel der Abfolge setzt nochmals ein dickeres, ca. 20 m mächtiges Tonsteinpaket ein, das bei der Oberflächenkartierung leicht mit dem Einsetzen der Dachschiefer-Folge verwechselt werden kann. Hier sind zudem nochmals zwei gering mächtige Tuffhorizonte eingeschaltet. Die Kalklinsen, die im oberen Teil des Tonsteinpaketes vorkommen, liefern nur wenige Conodonten, die jedoch eine Einstufung in das mittlere Eifel zuließen (s. Taf. 2 in der Anl.: Prof. 1). REICH (1935) benennt dieses Schieferpaket als „Oberes Lager“, weil hier gelegentlich Versuche auf Dachschieferabbau durchgeführt wurden. Er fasst diesen Bereich mit dem Dachschiefer zusammen. Da im Hangenden dieses



Abb. 5 b „Quarzitkugel“ (Konkretion) aus dem Steinbruch Sommerseite des Steinwerks Raumland

Darüber folgen ein Abschnitt mit dünnbankigeren Sandsteinen, zum Teil nur mit Mächtigkeiten im Dezimeterbereich, und zwei Wechselfolgen von Sandsteinen mit Tonsteinen. Die Sandsteine hier zeigen zum Teil deutliche Bouma-Sequenzen (BOUMA 1962) und wurden demnach als Turbidite abgelagert. Zwischen diesen Sandsteinen kommen gelegentlich in den Schieferpaketen Kalklinsen vor, die auch Conodonten führen. Diese lassen eine Einstufung in das mittlere Eifel zu. Im oberen Drittel der Abfolge setzt nochmals ein dickeres, ca. 20 m mächtiges Tonsteinpaket ein, das bei der Oberflächenkartierung leicht mit dem Einsetzen der Dachschiefer-Folge verwechselt werden kann. Hier sind zudem nochmals zwei gering mächtige Tuffhorizonte eingeschaltet. Die Kalklinsen, die im oberen Teil des Tonsteinpaketes vorkommen, liefern nur wenige Conodonten, die jedoch eine Einstufung in das mittlere Eifel zuließen (s. Taf. 2 in der Anl.: Prof. 1). REICH (1935) benennt dieses Schieferpaket als „Oberes Lager“, weil hier gelegentlich Versuche auf Dachschieferabbau durchgeführt wurden. Er fasst diesen Bereich mit dem Dachschiefer zusammen. Da im Hangenden dieses



Abb. 6

Praecardium bellistriata, eine großwüchsige Muschel aus einer Schieferlage im Unteren Quarzit (s. Abb. 4, Bildmitte). (Privatsamml. H. Böhl, Berghausen)

Schieferpaketes aber noch mehr als 10 m Sandsteine entwickelt sind, wurde dieser Abschnitt im Zuge der Revisionskartierung zum Unteren Quarzit gerechnet (s. Taf. 2 in der Anl.: Prof. 1).

An der Basis des Unteren Quarzits treten gehäuft „Sandsteingänge“ auf, die zum Teil mehr als 20 m in die unterlagernden tonigen Berleburg-Schichten reichen. Es sind 10 – 15 cm, in Ausnahmen bis zu 1 m breite Gänge aus karbonatischem Sandstein, die entweder senkrecht oder spitzwinklig zur Schichtung verlaufen. Bei der in den Tonsteinen häufig nur schwer zu erkennenden Schichtung können diese Gänge leicht die Schichtungsrichtung vortäuschen. Außerdem kommen kleinmaßstäbliche Sandsteininjektionen vor, die von den Sandsteinbänken nach oben in jüngere, während dieses Vorganges noch nicht verfestigte Tonsteine eingedrungen sind. Ursache für diese relativ seltenen Sedimentstrukturen sind vermutlich synsedimentäre tektonische Unruhen wie zum Beispiel Erdbeben oder vulkanische Ereignisse. Diese könnten in Zusammenhang mit der Tufflage stehen, die an der Basis des Unteren Quarzits vorkommt. Klastische Gänge aus diesem Niveau werden von PLESSMANN und SPAETH (1971) beschrieben und sind auch von Nachbarblättern bekannt (REICH 1934, LUSZNAT 1978). Gelegentlich können in der Tonstein-Sandstein-Wechselfolge im höheren Teil des Unteren Quarzits so genannte „cone-in-cone-structures“, auch als Tutenmergel oder Nagelkalk bezeichnete Strukturen, beobachtet werden. Diese Strukturen sind stets an ein karbonatisch-mergeliges Sediment gebunden. Ihre Entstehung ist noch umstritten. Diskutiert werden diagenetische oder tektonische Ursachen.

Fossilien: Aufgrund der günstigen Aufschlussituationen in den beiden großen Steinbrüchen des Steinwerks Raumland konnte dort in den letzten Jahrzehnten eine relativ artenreiche jedoch individuenarme Fauna und Flora geborgen werden, und zwar meist aus den tonigen Zwischenlagen. Dazu gehören Goniatiten, orthocone Cephalopoden (bis zu 10 cm Länge), Krinoidenstielglieder, Trilobiten (nicht näher bestimmbare Phacopiden), Einzelkorallen, Bivalven – häufig tritt die großwüchsige Art *Praecardium bellistriata* (Bestimmung F. LANGENSTRASSEN, Univ. Göttingen; s. Abb. 6) auf –, Conodonten und nicht näher bestimmbare Stängelreste von Pflanzen (Bestimmung H. VAN AMEROM). Aus dem Steinbruch Hillerberg konnte durch T. BECKER (Univ. Münster) eine kleine Goniatitenfauna bestimmt werden: *Pinacites eminens* CHLUPAC & TUREK, *Subanarcestes cf. macrocephalus* SCHINDEWOLF, ?*Werneroceras* sp. und Anarcestidae indet. Diese lassen eine Einstufung in die *macrocephalus*-Zone (Eifel-Stufe) zu (BECKER & HOUSE 1994).

Altersstellung: nach Conodontenfunden etwa mittleres Eifel

Abgrenzung und Mächtigkeit:

- Untergrenze: Tonsteine der Berleburg-Schichten. In der Umgebung von Raumland bildet ein ca. 30 cm mächtiger Tuffhorizont die Grenze.
- Obergrenze: Tonsteine der Dachschiefer-Folge
- Mächtigkeit: 100 – 160 m (in den Steinbrüchen Sommerseite und Hillerberg des Steinwerks Raumland ca. 160 m, belegt durch die Aufnahme der kompletten Abfolge; s. Taf. 2 in der Anl.: Prof. 1); zum Teil stark schwankende Mächtigkeiten, im nördlichen Blattgebiet geringer mächtig

Aufschlüsse:

- Steinbrüche des Steinwerks Raumland:
 - Steinbruch Sommerseite (südl. Bereich); R 56 900, H 54 125 (Zentralwert)
 - Steinbruch Hillerberg; R 57 540, H 53 900 (Zentralwert)
- Steinbruch am Pavillon in Bad Berleburg; R 58 310, H 58 350
- Bahnprofil am Südwestfuß des Limburgs; R 57 100, H 55 800 (Zentralwert)
- Bahnprofil an der Raumländerbrücke; R 56 520, H 55 300 (Zentralwert)
- Steinbruch am Ostfuß des Pustenberg; R 55 940, H 54 030 (Zentralwert)
- Profil an der ehemaligen Bahnlinie westlich von Meckhausen; R 58 350, H 54 850 (Zentralwert)
- Steinbruch im Hillerbachtal südlich von Wemlighausen; R 59 130, H 59 500
- Steinbruch am Heidebach südlich von Wemlighausen; R 59 840, H 60 040
- Steinbruch am Nordfuß des Schmidtskopfes; R 61 260, H 60 700
- Felsklippen auf dem Fredlar; R 59 050, H 56 200

3.1.3.3 Dachschiefer-Folge (de,t)

Dachschieferhorizont (t) (REICH 1935)

Hörre-Horizont (BACHMANN 1965)

Gesteine: dunkelgraue bis schwarze, meist engständig geschieferte Tonsteine, die insgesamt eine monotone Abfolge darstellen

Eingeschaltet sind bis zu fünf Tufflagen im Zentimeter- bis Dezimeterbereich, die meist stark umgewandelt sind (Bearb. H. GRÜNHAGEN, Geol. Dienst NRW). Häufig kommen auch Einschaltungen von Kalklinsen vor, die örtlich recht groß werden können (im Bahnprofil am Berg Honert bis zu 50 cm Durchmesser). Im Steinbruch Hörre konnte die Gesamtabfolge der Dachschiefer aufgenommen werden (s. Taf. 2 in der Anl.: Prof. 2). Eine grobe Beschreibung dieses Profils gibt bereits REICH (1935). Die Dachschiefer stehen hier annähernd saiger, flankiert vom Unteren und Oberen Quarzit, an. Dies scheint eine günstige Position für die Ausbildung von Dachschiefern zu sein, da hier der Winkel zwischen Schichtung und Schieferung sehr klein ist und die Schieferflächen nicht weiter als 6 mm



Abb. 7

Ehemaliger Dachschiefer-Tagebau Limburg (R 57 360, H 55 630). Markiert sind die Probenpunkte der detritischen Kalksteine (Labornr. 7922 + 7734, 7735, 7736) sowie die Richtung von Schichtung (SS) und Schieferung (S1).

auseinander liegen. In diesem Steinbruch begann der Dachschieferabbau im Raumländer Revier, bevor man später zum Untertageabbau überging. Eine Ausnahme im Blattgebiet ist das Vorkommen von detritischen Kalksteinen innerhalb der Dach-

schiefer-Folge im ehemaligen Tagebau Limburg, am südwestlichen Abhang des Limburgs, oberhalb des Sportplatzes Raumland (R 57 360, H 55 630; s. Taf. 2 in der Anl.: Prof. 3 u. Abb. 7). Dieses Profil stellt eine fazielle Besonderheit der Dachschiefer-Folge dar. Aufgeschlossen sind im Steinbruch Limburg der höhere Bereich der Dachschiefer-Folge und der tiefste Abschnitt des Oberen Quarzits. Eingeschaltet in die normale tonige Abfolge sind mehrere gering mächtige (1 cm und weniger) Kalksteinlagen und drei markante detritische Kalksteinbänke, die zum Teil über 10 cm mächtig werden können. Es handelt sich hierbei um dunkelgraue, fossilreiche Kalksteine mit einer deutlichen Gradierung und einer feinen Lamination im Top-Bereich. Es sind typische Kalkturbidite beziehungsweise allodapische Kalke im Sinne von MEISCHNER (1964), die den mittel-/oberdevonischen Flinzkalken am Nordrand des Schiefergebirges sehr ähnlich sind. Eine dieser Kalksteinbänke keilt noch innerhalb des Aufschlusses aus, andere dünnen stark aus, sodass anzunehmen ist, dass es sich hier um die distalen Bereiche von Turbidit-schüttungen handelt. Dies erklärt auch das Fehlen in anderen nahe gelegenen Dachschiefer-Profilen östlich und südöstlich dieses Punktes. Aufgrund dessen ist ein Liefergebiet eher im Nordwesten oder Westen zu vermuten. Dort sind aber bedingt durch die großtektonische Situation keine Dachschiefer überliefert. Strömungsrichtungen konnten nicht rekonstruiert werden.

Nach H. GRÜNHAGEN (Geol. Dienst NRW) handelt es sich bei den detritischen Kalksteinen um schwach schluffig-tonige Biopelsparite. Diese führen neben Pellets auch Bivalven, Trilobiten und eine reiche Conodontenfauna (s. Altersstellung).

Die engständig geschieferten Tonsteine der Dachschiefer-Folge wurden früher besonders um Raumland und den Bereich Meckhausen, nördlich von Dotzlar, über- und untertage abgebaut und fanden als Dachschiefer im Hausbau Verwendung (s. auch Kap. 5).

Fossilien: Goniatiten, orthocone Cephalopoden, Brachiopoden, Styliolinen, Tentakuliten, Conodonten, großwüchsige Muscheln (*Praecardium bellistriata*) und Trilobiten. In einer Kalklinse aus dem Dachschieferhorizont im Steinbruch Fredlar (s. Aufschlüsse) wurden neben *Polygnathus costatus costatus* Pflanzenreste gefunden, bei denen es sich nach H. VAN AMEROM (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) um *Thursophyton elberfeldense* KRÄUSEL handelt. Diese Gattung ist typisch für das Mitteldevon im Rheinland und wurde wahrscheinlich eingeschwemmt und in sehr ruhigem Wasser eingebettet. Dafür spricht ihr guter Erhaltungszustand.

Altersstellung: nach Conodontenfunden etwa mittleres Eifel

Im ehemaligen Tagebau Limburg, nördlich von Raumland, konnte aus einer Kalkbank (s. Taf. 2 in der Anl.: Prof. 2 u. 3, Labornr. 7922) im obersten Teil der Dachschiefer-Folge eine reiche Conodontenfauna gewonnen werden, die eine stratigrafische Einstufung in die *australis*-Zone ermöglichte, die dem mittleren Eifel entspricht (s. S. 18, Tab. 1). Zudem stammt aus dem Tagebau Fredlar eine Conodontenfauna aus einer Kalklinse, die zumindest auf ein höheres Mitteldevon-Alter hinweist (s. Fossilien).

Abgrenzung und Mächtigkeit:

- Untergrenze: letzte Sandsteinbänke des Unteren Quarzits
- Obergrenze: erste Sandsteinbänke des Oberen Quarzits
- Mächtigkeit: ca. 80 m (im ehem. Tagebau Hörre nachgewiesen, s. Taf. 2 in der Anl.: Prof. 2)

Aufschlüsse:

- ehemaliger Tagebau der Grube Hörre; R 57 280, H 54 980 (Zentralwert)
- ehemaliger Tagebau der Grube Limburg; R 57 360, H 55 630
- ehemaliger Tagebau der Grube Fredlar; R 58 480, H 55 650 (Zentralwert)
- Profil an der ehemaligen Bahnlinie am Berg Honert; R 59 430, H 54 560 (Zentralwert)

3.1.3.4 Oberer Quarzit (de,q2)

Oberer Quarzit (tm1qo) (REICH 1935)
Burg-Horizont (BACHMANN 1965)

Gesteine: Feinsandstein, quarzitisches Schluffstein, zum Teil leicht karbonatisch, grau bis grüngrau oder rötlich grau, untergeordnet zwischengeschaltet sind dunkelgraue, geschieferte Tonsteine, die zum Hangenden hin an Bedeutung gewinnen

Die Sandsteine des Oberen Quarzits entsprechen petrografisch denen des Unteren Quarzits. Aufgrund dessen ist auch bei günstigen Aufschlussverhältnissen eine Unterscheidung beider Horizonte schwierig. Profil 4 (Taf. 2 in der Anl.) zeigt die komplette Abfolge des Oberen Quarzits am Berg Honert (s. Aufschlüsse).

Die Bankmächtigkeiten der Sandsteine sind im Durchschnitt geringer als beim Unteren Quarzit. Die Sandsteine weisen aber ein ähnlich reiches Inventar an Sedimentstrukturen auf. Am häufigsten wurden Wickelstrukturen, Schrägschichtung, Ichnofossilien und Sohl-

marken beobachtet. Im Profil am Berg Honert wurden im mittleren Bereich der Abfolge in dickeren Schieferzwischenlagen auch klastische Gänge beobachtet. Im oberen Abschnitt der Abfolge sind zwei Horizonte mit Kalkkonkretionen eingeschaltet, die auch Conodonten lieferten (s. Taf. 2 in der Anl.: Prof. 4).

Fossilien: In Kalklinsen im höchsten Teil der Abfolge fanden sich Conodonten, die eine Einstufung in die *kockelianus*-Zone (oberes Eifel) zuließen (s. Taf. 2 in der Anl.: Prof. 4, Labornr. 7563). Außer Ichnofossilien, wenigen Tentakuliten und Styliolinen wurden im Rahmen der Kartierung sonst keine Fossilien gefunden.

Altersstellung: nach Conodonten oberes Eifel

Abgrenzung und Mächtigkeit:

- Untergrenze: Tonsteine der Dachschiefer-Folge
- Obergrenze: Tonsteine der Styliolinenschiefer- und -sandstein-Folge
- Mächtigkeit: ca. 100 m (belegt durch die Aufnahme der kompletten Abfolge im Profil am Berg Honert; (s. Taf. 2 in der Anl.: Prof. 4)

Aufschlüsse:

- ehemalige Bahnlinie am Berg Honert; R 59 570, H 54 330 (Zentralwert)
- Steinbruch an der Bundesstraße B 480 bei Kerstall; R 55 830, H 52 280
- Steinbruch südlich von Bilze; R 58 460, H 51 840
- Steinbruch am Südostfuß des Homburgs; R 63 100, H 62 070
- Klippenzug am Westabhang des Berges Burg bei Dotzlar; R 58 060, H 53 840 (Zentralwert)
- Klippe südlich des Fredlar; R 58 600, H 55 560

3.1.4 Givet

3.1.4.1 Styliolinenschiefer- und -sandstein-Folge (dv,t-s)

Oberes Mitteldevon (tm2) (REICH 1935)

Gesteine: Wechselfolge von geschieferten Tonsteinen, dunkelgrau, blauschwarz oder grüngrau, meist feinsandgebändert, und Sandstein, grau bis grüngrau, meist stark karbonatisch, mit Schrägschichtung, Bankmächtigkeiten im Dezimeterbereich; Massierung der Sandsteine im oberen Drittel der Abfolge, eingeschaltet sind zudem in der höheren Abfolge Kalkkonkretionen und -bänke, die teilweise Conodonten führen.

Im Profil am Berg Honert ist vom Liegenden zum Hangenden folgende Dreiteilung erkennbar (s. Taf. 2 in der Anl.: Prof. 5):

- Tonsteine, etwa 25 m
- quarzitisches Sandsteine mit wenig Tonsteinen, etwa 15 m
- Sandstein-Tonstein-Wechselfolge, etwa 60 m

Diese Dreiteilung der Schichtenfolge wurde bereits von REICH (1935) und BACHMANN (1965) beschrieben und ist in der südwestlich anschließenden Dill-Mulde gut anwendbar, wo die Styliolinschiefer- und -sandstein-Folge größere Mächtigkeiten erreicht (s. KLITZSCH 1959). Bei der Oberflächenkartierung war diese Dreiteilung jedoch meist nicht erkennbar, sodass kartiertechnisch auf eine Aufteilung in drei Givet-Anteile verzichtet wurde. Häufig sind beispielsweise die Tonsteine an der Basis des Givets nicht nachzuweisen, da sie aufgrund ihrer milden Beschaffenheit wenige natürliche Aufschlüsse liefern. Zudem sind die geringen Mächtigkeiten der einzelnen Schichtenfolgen kaum maßstabsgerecht darstellbar.

Das Profil am Berg Honert wurde von SALAMON (2003) eingehend beschrieben und ist dort als Profil Dotzlar 1 dargestellt. Aus dem höheren Abschnitt der Abfolge konnten aus einer Kalkbank Conodonten gewonnen werden, die eine Einstufung in die Mittlere *varcus*-Zone zuließen (s. Taf. 2 in der Anl.: Prof. 5).

An der Basis der Abfolge finden sich dunkle, monotone Tonsteine vom Typ der Alaunschiefer, zum Teil mit den typischen hellen Anlauffarben. Darüber folgen quarzitische Feinsandsteine, die auch leicht mit den quarzitischen Sandsteinen des Oberen Quarzits verwechselt werden können. Sie lassen sich aber von diesen meist durch einen erhöhten Karbonatgehalt und einen erhöhten Gehalt an Styliolinen unterscheiden. Infolgedessen sind die Sandsteinbänke auch häufig braun angewittert oder zerfallen mulmig.

Darüber folgt eine Wechselfolge von karbonatischen, dünn- bis mittelbankigen Sandsteinen, die in der Regel zahlreiche Sedimentstrukturen aufweisen. Beobachtet wurden Parallelschichtung, Schrägschichtung, Linsenschichtung, Wickelschichtung und Belastungsmarken. Die Sand- und Tonsteine führen zum Teil massenhaft Styliolinen und Tentakuliten und werden deshalb zum Beispiel in der südwestlich anschließenden Dill-Mulde auch als Styliolinsandsteine beziehungsweise Styliolinschiefer bezeichnet. Zum Hangenden hin nimmt der Anteil der Sandsteine ab und die Tonsteine sind zum Teil nur durch dünne Sand- und Schlufflagen laminiert. Die ersten Bereiche, die dann völlig sandfrei sind, werden kartiertechnisch zu den Adorf-Bänderschiefern gestellt. Die Grenze Givet/Adorf liegt innerhalb der sandfreien Bänderschiefer und ist aufgrund mangelnder Fossilien in diesem Niveau nur selten zu lokalisieren (PIECHA 1993). Der oberste Abschnitt der Givet-Schichten ist in Dotzlar, unmittelbar neben Haus Kellerberg Nr. 15, aufgeschlossen und zeigt dort einen Abfolge von gebänderten Tonsteinen und Sandsteinbänken. Dazwischen kommen immer wieder dünne Kalksteinbänke vor, die zum Teil massenhaft Styliolinen und Tentakuliten führen (sog. Styliolinite). Aus diesen Kalksteinen konnten Conodonten gewonnen werden, die eine Einstufung in den Bereich von der Mittleren *varcus*- bis zur *hermanni-cristatus*-Zone (Oberes Givet) zuließen. Einige Meter über der letzten Probe setzen dann bereits die sandsteinfreien Bänderschiefer ein. Dieses Profil wurde detailliert bearbeitet und von SALAMON (2003) als Profil Dotzlar 2 dargestellt.

Fossilien: Charakteristisch für die Abfolge ist ein hoher Anteil an Styliolinen und Tentakuliten in den Tonsteinen und Sandsteinen (Styliolinschiefer und -sandsteine). Häufig sind in den Sandsteinen die Styliolinen in eine bestimmte Richtung eingeregelt und lassen dann eine Rekonstruktion der Paläoströmungsrichtung zu. Diese reiche Fossilführung verleiht den Sandsteinen im verwitterten Zustand oft ein löchriges Aussehen. Auf den Schiefern sind die spitzkonischen Gehäuse regellos in alle Richtungen eingebettet. Des Weiteren

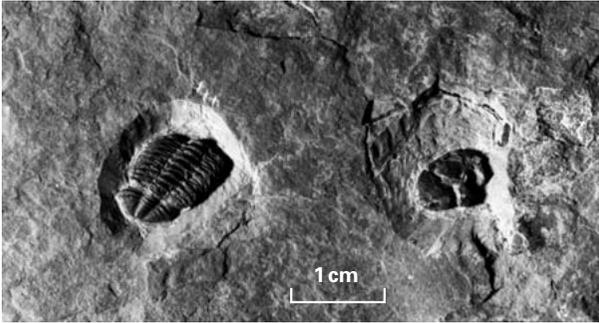


Abb. 8

Trilobit aus der höheren Styliolinschiefer- und -sandstein-Folge in Salter'scher Einbettung. *Phacops* s.l. ex gr. *koeneni* (HOLZAPFEL 1895), Bestimmung M. BASSE; Fundort: Südabhang der Großen Bubenbracht (R 62 510, H 57 290)

ren kommen nicht näher bestimmbare Trilobiten aus der Phacopiden-Familie (Bestimmung M. BASSE) vor, zum Teil in Salter'scher Einbettung (s. Abb. 8). Seltener wurden Brachiopoden, Korallen und Krinoidenreste gefunden. Conodonten wurden vor allem aus den Kalkkonkretionen und -bänken im höheren Teil der Schichtenfolge nachgewiesen (s. zuvor).

Altersstellung: Die Styliolinschiefer- und -sandstein-Folge umfasst annähernd das gesamte Givet, nur der höchste Abschnitt, ab der Späten *disparilis*-Zone, gehört zu den Bänderschiefern (s. S. 18, Tab. 1).

Abgrenzung und Mächtigkeit:

- Untergrenze: letzte Sandsteinbänke des Oberen Quarzits
- Obergrenze: Tonsteine der Adorf-Bänderschiefer. Als Kartiergrenze dienen die letzten dünnbankigen Givet-Sandsteine, die biostratigrafische Grenze Givet/Adorf liegt jedoch innerhalb der tiefsten Bänderschiefer.
- Mächtigkeit: ca. 100 m (nachgewiesen im Straßenprofil am Berg Honert, wo die komplette Abfolge aufgeschlossen ist; s. Taf. 2 in der Anl.: Prof. 5)

Aufschlüsse:

- Straßenprofil am Berg Honert; R 59 550, H 54 210 (Zentralwert)
- Eder-Prallhang bei Arfeld; R 60 520, H 52 830 (Zentralwert)
- kleiner Steinbruch nordwestlich von Winterbach; R 62 020, H 60 390

Oberdevon

Das Oberdevon wird international in die beiden Stufen Frasn und Famenne unterteilt. Die deutschen Regionalstufen Adorf, Nehden, Hemberg, Dasberg und Wocklum sind nie als echte Stufen im chronostratigrafischen Sinne definiert worden und deshalb als Stufen ungültig. Sie werden jedoch für die Erläuterungen von Blatt Bad Berleburg, wie in Tabelle 2 dargestellt, beibehalten.

3.1.5 Adorf

3.1.5.1 Adorf-Bänderschiefer (da,t)

Adorfer Stufe (to1) (REICH 1935)

Da der Hauptanteil der Bänderschiefer im Adorf liegt, bleibt der traditionell eingeführte Name Adorf-Bänderschiefer erhalten.

Gesteine: Wechselfolge von dunkelgrauen bis schwarzen und oliv- bis dunkelgrünen, geschieferten Ton- und Schluffsteinen, teilweise schluffgebändert, örtlich mit Kalkeinschaltungen

Während im tieferen Adorf vor allem eine Bänderung von schwarzen und grauen Lagen vorherrscht, ist sie im höheren Adorf dunkelgrau und olivgrün bis olivgrau. Im höheren Adorf ist zudem eine engständige Lamination durch millimeterdünne, in verwittertem Zustand gelbbraune Schlufflagen charakteristisch für die Bänderschiefer. Detaillierte Untersuchungen zur Petrografie, Sedimentologie und Genese dieser Schichtenfolge wurden von PIECHA (1993) durchgeführt.

Innerhalb der Adorf-Bänderschiefer sind gelegentlich Einschaltungen von grauen mikritischen Kalklinsen und gering mächtigen -bänken entwickelt, die häufig auch Conodonten führen.

In der höheren Abfolge kommen zudem die Kell-

Tabelle 2

Schichtenfolge des Oberdevons im Blattgebiet Bad Berleburg

Stufen	Ostrakoden-Zonen	Conodonten-Zonen	Schichten	
Famenne	<i>hemisphaerica/latior-Interregnum</i>	Späte	Hangenberg-Schichten	
		<i>praesulcata</i> Mittlere		
	<i>hemisphaerica-dichotoma</i> Späte	Frühe	Dasberg-/Wocklum-Schichten	
		<i>expansa</i> Frühe		Späte
	Mittlere			
	Frühe			
	Hemberg	<i>intercostata</i>	<i>postera</i> Späte	Hemberg-Sandstein
			Frühe	
		<i>trachytera</i> Späte		
	unzoniert	Frühe	Hemberg-Rotschiefer	
	<i>marginifera</i> Späte	Späteste		Diedenshausen-Schichten
		Frühe		
	Nehden	<i>serratostrata-nehdensis</i> Späte	<i>rhomboidea</i> Späte	Nehden-Sandstein
			Frühe	
		Frühe	<i>crepida</i> Späteste	Nehden-Rotschiefer
Späte				
Frasnes	<i>sigmoidale</i> ---	Mittlere	Adorf-Bänderschiefer	
		Frühe		
	<i>sartenaeri</i>	<i>triangularis</i> Späte		Oberer Kellwasser-Horizont
		Mittlere		
		Frühe		
	<i>splendens reichi/splendens-Interregnum reichi schmidti volki materni barrandei</i>	<i>linguiformis</i>		Adorf-Bänderschiefer
		<i>thenana</i> Späte		
	<i>cicatricosa/barrandei-Interregnum</i> Frühe			
	<i>cicatricosa</i>	<i>jamieae</i>		
		<i>hassi</i> Späte		
Frühe				
<i>cicatricosa/torleyi-Interregnum</i>	<i>punctata</i>			
	<i>transitans</i>			
<i>torleyi</i>	<i>falsiovalis</i> Späte			
	Mittlere			
	Frühe			

wasser-Horizonte vor. Hierbei handelt es sich um zwei Horizonte mit schwarzen, bituminösen Ton- und Kalksteinen, die weltweit vorkommen und als Unterer und Oberer Kellwasser-Horizont bekannt sind (BUGGISCH 1972, 1991; SCHINDLER 1990; WALLISER 1996). Ihre Typuslokalität liegt im Kellwassertal im Harz. Unmittelbar im Hangenden des Oberen Kellwasser-Horizontes liegt die Frasnese/Famenne-Grenze (s. Tab. 2).

Die Kellwasser-Horizonte konnten an mehreren Lokalitäten im Blattgebiet nachgewiesen werden. Im Leitungsgraben der Erdgasleitung Werne – Schlüchtern waren sie im Mennerbachtal (nördlich von „Im Grund“) und westlich von Winterbach kurzzeitig aufgeschlossen, sind aber heute nicht mehr zugänglich. Während in kondensierten Profilen der Cephalopodenkalkfazies auf den Tiefschwellen beide Kellwasser-Horizonte meist in geringem Abstand voneinander (1,5 – 2,0 m) zusammen vorkommen, findet man sie in der Beckenfazies des Rheinischen Schiefergebirges nur selten gemeinsam in einem Profil, da der Abstand zwischen beiden Horizonten hier deutlich größer ist. Meist ist nur der mächtigere Untere Kellwasser-Horizont aufgeschlossen. Zwei Profile mit beiden Kellwasser-Horizonten wurden im Raum Arfeld neu entdeckt. An der ehemaligen Bahnlinie nördlich von „Vor der Klause“, östlich von Arfeld sowie an der ehemaligen Bahnlinie im Ortsgebiet von Arfeld (s. Taf. 2 in der Anl.: Prof. 6) sind Unterer und Oberer Kellwasser-Horizont aufgeschlossen und konnten mittels Conodonten datiert werden. Der Abstand zwischen Unterem und Oberem Kellwasser-Horizont beträgt in diesen Profilen etwa 17 m. Unmittelbar im Liegenden des Unteren Kellwasser-Horizontes ist eine ca. 50 cm mächtige Kalksteinbank (Kalk-Mergelstein-Wechselfolge) entwickelt, die am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges eine markante Leitbank in den Adorf-Bänderschiefern darstellt (s. PIECHA 1993: Profil AD1; BENDER & PIECHA 1991; Taf. 2 in der Anl.: Prof. 6). Diese Bank besteht im unteren Bereich aus einer Wechselfolge von grauen Kalk- und olivgrünen Mergelagen. Nach oben hin schalten sich zunehmend schwarze Kalklagen ein. Charakteristisch für diese Kalkbank ist das Vorkommen von Diskontinuitätsflächen.

Ungewöhnlich ist die Ausbildung des Oberen Kellwasser-Horizontes im Profil Arfeld, der dort im oberen Teil eine Kalkbank führt, deren Mächtigkeit innerhalb dieses Aufschlusses zwischen wenigen Zentimetern und etwa 80 cm schwankt (s. Taf. 2 in der Anl.: Prof. 6).

Es gibt im Blattgebiet aber auch Profile, in denen die Kellwasser-Horizonte komplett fehlen, wie zum Beispiel im Straßenprofil von Arfeld im Ortsteil Im Ahlen (s. PIECHA 1993: Profil BE5).

Fossilien: Styliolinen und Tentakuliten sind innerhalb der Adorf-Stufe biostratigrafisch wertvoll, da die Styliolinen im Bereich des mittleren Adorfs und die Tentakuliten im höheren Adorf, an der Frasnese/Famenne-Grenze, unmittelbar im Hangenden des Oberen Kellwasser-Horizontes aussterben. Der Obere Kellwasser-Horizont markiert einen Bio-Event, bei dem es zu einem der größten Massensterben in der Erdgeschichte kam. Viele Tiergruppen wurden hier stark dezimiert oder starben vollkommen aus. Ostrakoden kommen häufig massenhaft auf den Schichtflächen vor und sind im Adorf ebenfalls stratigrafisch wertvoll, da sie auf den Schieferflächen eher zu finden sind als Conodonten. Eine Zonengliederung des Adorfs nach Ostrakoden erfolgte durch RABEN (1954). Kalklinsen und -bänke führen in der Regel Conodonten. Auch Trilobiten aus der Familie der Phacopiden finden sich häufig in den Adorf-Bänderschiefern. In Arfeld, Ortsteil Im Ahlen, konnte aus dem tiefsten Teil der Bänderschiefer ein *Phacops koehneni* bestimmt werden (s. PIECHA 1993).

Altersstellung: Das gesamte Adorf wird im Blattgebiet durch die Fazies der Bänderschiefer vertreten. Biostratigrafisch setzen die Bänderschiefer aber bereits im höchsten Givet ein (Späte *disparilis*-Zone) und reichen bis in das Untere Nehden (Frühe *crepida*-Zone). Siehe hierzu auch Tabelle 2.

Diese Alterseinstufung konnte an mehreren Lokalitäten im Blattgebiet durch Conodonten und Ostrakoden belegt werden.

Abgrenzung und Mächtigkeit:

- Untergrenze: letzte Sandsteinlagen der Styliolinschiefer- und -sandstein-Folge
- Obergrenze: erstes Einsetzen von roten Tonsteinen im tieferen Nehden, im nordöstlichen Blattgebiet grüngraue Tonsteine mit dünnen Sand- und Schluffsteinlagen
- Mächtigkeit: 80 – 100 m

Aufschlüsse:

- Straßenprofil in Arfeld, Ortsteil Im Ahlen; R 59 910, H 53 150 (Zentralwert)
- ehemaliger Bahneinschnitt in Arfeld; R 60 500, H 53 180 (Zentralwert)
- ehemalige Bahnlinie nördlich von Vor der Klause; R 61 350, H 53 660

3.1.6 Nehden

3.1.6.1 Nehden-Rotschiefer (dn,t)

Untere Cypridinschiefer (to2t) (REICH 1935)

Gesteine: dunkel- bis braunrote, teils schluffige, geschieferte Tonsteine, im tieferen Abschnitt zum Teil noch durch feine, millimetermächtige Schlufflagen laminiert

Untergeordnet sind dunkel- bis olivgrüne Tonsteine zwischengeschaltet. Diese finden sich überwiegend im oberen Teil der Folge, wo auch bereits stark schluffige Lagen bis hin zu dünnen Feinsandsteinbänken, die zu den Nehden-Feinsandsteinen überleiten, ausgebildet sein können. Im nordöstlichen Arbeitsgebiet, in der Region um die Gehöfte Kraftsholz und Petersgrund, sind die Sedimente der Nehden-Rotschiefer nicht als rote Tonsteine entwickelt. Stattdessen kommen hier grüngraue, sandige Tonsteine mit Schluff- bis Feinsandsteinbänken vor. Dieser Bereich leitet faziell zur Unteren Tonschiefer-Folge des Blattgebietes 4817 Hallenberg (heute Winterberg) über, wo rote Tonsteine im Liegenden des Nehden-Sandsteins völlig fehlen (LEUTERITZ 1972). Diese faziell abweichende Schichtenfolge wurde in der kartierbegleitenden Bohrung Kraftsholz1 durchbohrt (s. Archiv Geol. Dienst NRW), in der geologischen Karte jedoch nicht gesondert dargestellt.

Bei der Erstkartierung durch REICH (1935) wurden häufig Aufschiebungen dargestellt, bei denen Adorf-Bänderschiefer auf Nehden-Sandstein aufgeschoben ist. Die Existenz dieser Aufschiebungen ließ sich jedoch teilweise durch den Nachweis von roten Tonsteinen widerlegen. Außerdem konnte bereits in der Region nördlich von Schwarzenau eine erste Einschaltung der faziell abweichenden grünen bis grauen, schluffigen Ton-

steine nachgewiesen werden, sodass dies vermutlich dort zur Konstruktion der Aufschichtungen führte.

Fossilien: Ostrakoden, Conodonten (auf Schichtflächen)

Altersstellung: tieferes Nehden

Abgrenzung und Mächtigkeit:

- Untergrenze: überwiegend olivgrüne bis graue Tonsteine der Adorf-Bänderschiefer
- Obergrenze: Einsetzen der ersten markanten Sandsteinbänke des Nehden-Sandsteins
- Mächtigkeit: 15 – 20 m (aufgrund der geringen Gesamtmächtigkeit der Abfolge kann die Darstellung in der geologischen Karte nicht immer maßstabsgerecht erfolgen)

Aufschlüsse:

- Straßenprofil in Arfeld, Ortsteil Im Ahlen; R 59 900, H 53 225
- Weganschnitt westlich vom Sportplatz Arfeld; R 60 470, H 53 060
- Weganschnitt nördlich von Schußdell; R 59 770, H 54 080

3.1.6.2 Nehden-Sandstein (dn,s)

Oberdevonquarzit (to2s) (REICH 1935)

Gesteine: überwiegend mittel- bis dickbankige Feinsandsteine

Die Nehden-Sandsteine sind grau bis hellgrau oder auch blaugrau gefärbt und verwittern zu braungelben bis gelbbraunen Farbtönen. Sie sind massig, homogen und weisen nur selten Sedimentstrukturen auf. Auf den Bankoberflächen sind häufig Glimmerminerale angereichert. Nach petrografischen Untersuchungen von WIERICH (1999) handelt es sich um einen gut sortierten Mittelschluff- bis Feinsandstein, wobei die Feinsandkomponenten den Hauptanteil bilden. Untergeordnet sind in die Feinsandsteine gering mächtige, oft nur zentimeterdünne Tonsteine eingeschaltet. Es handelt sich hier um graue bis dunkelgraue, sehr milde Tonsteine. Häufig sind auf den Schichtflächen der Sandsteine Anreicherungen von zum Teil recht großen Pflanzenresten zu finden (z. B. im Steinbruch im Unteren Hütental in Schwarzenau, s. Aufschlüsse), oft auch in Verbindung mit dunklen Tonschmitzen (Aufarbeitungshorizont).

Fossilien: In den Sandsteinen fanden sich außer Pflanzenhäcksel keine Fossilien. Die tonigen Zwischenmittel führen selten Conodonten auf den Schichtflächen.

Altersstellung: höheres Nehden

Abgrenzung und Mächtigkeit:

- Untergrenze: Nehden-Rotschiefer, je nach fazieller Ausbildung rote Tonsteine oder grüngraue Tonsteine mit sandigen Einschaltungen

- Obergrenze: Einsetzen der roten Tonsteine im Grenzbereich Nehden/Hemberg (Hemberg-Rotschiefer); im nordöstlichen Blattgebiet graue Tonsteine mit Sandsteinlagen, örtlich mit Konglomeraten (Diedenshausen-Schichten)
- Mächtigkeit: 60 – 80 m

Aufschlüsse:

- Steinbruch nördlich von Schußdell; R 60 030, H 54 220 (Zentralwert)
- Steinbruch am Westfuß des Stömpels; R 60 920, H 53 350
- Steinbruch am Ostfuß des Meisbachs; R 59 850, H 53 270 (Zentralwert)
- Steinbruch im Unteren Hüttental; R 62 750, H 54 660
- Steinbruch nordöstlich des Urbachskopfes; R 60 560, H 58 780
- Felsklippen auf dem Berg Burg nördlich von Winterbach; R 62 380, H 60 980
- Steinbruch an der Kreisstraße K 51 westlich der Gehöfte von Kraftsholz; R 63 230, H 61 650

3.1.7 Nehden bis Hemberg

3.1.7.1 Diedenshausen-Schichten (dn-h,t-s)

(to3), (to4s), (c) (REICH 1935)

Anormale Entwicklung des jüngeren Oberdevons (to3), (to4s), (c) (REICH 1935)

neuer Name (hiermit aufgestellt): nach der Ortschaft Diedenshausen, die auf der Grenze der Blattgebiete 4916 Bad Berleburg und 4917 Battenberg (Eder) liegt und in deren Umgebung diese Schichtenfolge in typischer Ausbildung vorkommt

Gesteine: geschieferte Tonsteine, grau bis grüngrau, teils schluffig bis feinsandig, und Sandstein, feinkörnig, karbonatisch, grau bis braungrau, örtlich mit Konglomeraten an der Basis der Abfolge

Die Diedenshausen-Schichten sind eine faziell abweichende Schichtenfolge, die auf das nordöstliche Blattgebiet beschränkt ist und ihre Hauptverbreitung auf dem benachbarten Blattgebiet Battenberg (Eder) hat. Während im südöstlichen Blattgebiet die Nehden/Hemberg-Grenzschichten noch normal als rote Tonsteine entwickelt sind, schalten sich nach Norden hin bereits in der Umgebung nördlich von Schwarzenau im unmittelbaren Hangenden der Nehden-Sandsteine graue Tonsteine mit Schluff- und Sandsteinlagen ein, die hier die roten Tonsteine faziell vertreten. Die Mächtigkeit dieser Sonderfazies im Hangenden der Nehden-Sandsteine nimmt nach Nordosten hin allmählich zu. Im Raum Diedenshausen sind am Top der Nehden-Sandstein-Abfolge dann konglomeratische Einschaltungen ausgebildet, über denen eine Wechselfolge von grauen Tonschiefern mit dünnbankigen Schluff- und Sandsteinen folgt. Diese faziell abweichenden Sedimente wurden bei der Erstkartierung von REICH (1935) in das Dasberg gestellt. LEUTERITZ (1968 a, 1968 b) konnte aber bereits mittels Conodonten und Ostrakoden ein Nehden-Alter für das Konglomerat belegen. Im nördlichen Blattgebiet werden teilweise die ge-

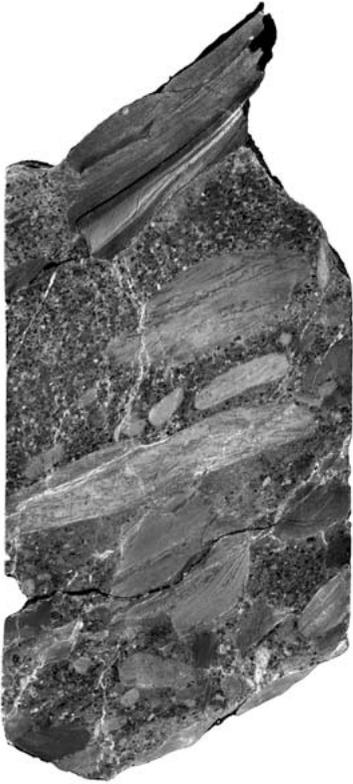


Abb. 9

Konglomeratische Einschaltung aus der Bohrung Di 1 bei Diedenshausen; Lage: südwestlich von Hellersbach (R 64 385, H 60 790); Teufe: 7,65 – 7,77 m; Kernbreite: 10 cm

samen Hemberg-Rotschiefer von dieser Sonderfazies vertreten (s. Taf. 2 in der Anl.: Prof. 7). Wie weit diese Sonderfazies stratigrafisch nach oben reicht, das heißt, ob sie auch die Hemberg-Sandsteine und die Dasberg-/Wocklum-Schichten faziell vertritt, konnte mangels Fossilien nicht geklärt werden. Für das Konglomerat aus der Bohrung Di 1 bei Diedenshausen konnte aber mittels Conodonten ein tiefes Hemberg-Alter belegt werden (s. Altersstellung). Über dem Konglomerat folgen in großer Mächtigkeit graue Ton- und Sandsteine, die in dieser Region offensichtlich die roten Tonsteine der Hemberg-Rotschiefer vertreten.

Um in dem nur mäßig aufgeschlossenen Gebiet um Diedenshausen einen Überblick über die Ausbildung und Verbreitung der Konglomerate zu erhalten, wurden im Herbst 1997 insgesamt drei kartierbegleitende Bohrungen abgeteuft, deren Ziel es war, den Grenzbereich Nehden-Sandstein/Diedenshausen-Schichten und die konglomeratischen Einschaltungen zu erschließen.

Die Bohrungen lieferten folgende Kurzprofile:

Bohrung Di 1 (südwestlich von Hellersbach; R 64 385, H 60 790)

Kurzprofil

- 2,35 m Hanglehm
- 16,25 m Diedenshausen-Schichten: Tonsteine, Schluffsteine und Sandsteine, zum Teil mit konglomeratischen Einschaltungen (Abb. 9); an der Basis der Bohrung Übergang zum Nehden-Sandstein

Bohrung Di 2 (Ostabhäng des Lichtenbergs; R 64 865, H 60 280)

Kurzprofil

- 1,90 m Hanglehm
- 9,60 m Diedenshausen-Schichten: Wechselfolge von stark verwitterten, schluffigen Tonsteinen und Sandsteinen in mehr oder weniger steiler Lagerung, teils mit Kluffquarz; aufgrund des ungünstigen Bohransatzpunktes (?störungsnah) wurde diese Bohrung bei 9,60 m abgebrochen

Bohrung Di 3 (südöstlich vom Hof Teiche; R 64 070, H 58 970)

Kurzprofil

- 2,40 m Hanglehm
- 35,00 m Diedenshausen-Schichten: überwiegend schluffige Tonsteine, untergeordnet sandige Einschaltungen mit den typischen Sedimentstrukturen dieser Abfolge; die Basis der Diedenshausen Schichten wurde nicht erreicht

Nähere Angaben zu den Bohrungen finden sich auch im Archiv des Geologischen Dienstes NRW.

Im Zuge der Revisionskartierung konnten gegenüber der Erstkartierung weitere Gebiete mit konglomeratischen Einschaltungen westlich von Diedenshausen mittels Lesesteinen nachgewiesen werden. Um die Abfolge der Diedenshausen-Schichten stratigrafisch und lithologisch besser fassen zu können, wurde zudem westlich der Ortschaft Diedenshausen ein ca. 33 m mächtiges Straßenprofil aufgenommen (s. Taf. 2 in der Anl.: Prof. 7). Allerdings ist hier zum Hangenden und Liegenden keine stratigrafische Abgrenzung vorhanden, das heißt, das Profil beginnt und endet innerhalb der Sonderfazies. Es handelt sich hier um eine Wechselfolge von dunkelgrauen Tonsteinen, grauen Schluffsteinen und grauen, plattigen, teilweise kalkigen Sandsteinen. Die Schluffsteinlagen überwiegen deutlich. Die schluffig-sandigen Einschaltungen zeigen ein großes Spektrum von Sedimentstrukturen. Vorherrschend sind Schrägschichtung, Gradierung und Wickelschichtung. Die Tonsteine führen auch häufig Pflanzenhäcksel. Im gesamten Profil ist nur eine einzige Kalkbank eingeschaltet, die lediglich den Conodonten *Polygnathus cf. styriacus* enthielt (s. Taf. 2 in der Anl.: Prof. 7, Labornr. 8000), der eventuell eine Zuordnung vom höheren Hemberg bis zum tieferen Dasberg zulässt.

Zwei weitere Profile, die den konglomeratischen Abschnitt mit erfassen wurden am Berg Heiligeholz (TK 25: 4917 Battenberg (Eder)), am östlichen Ortsrand von

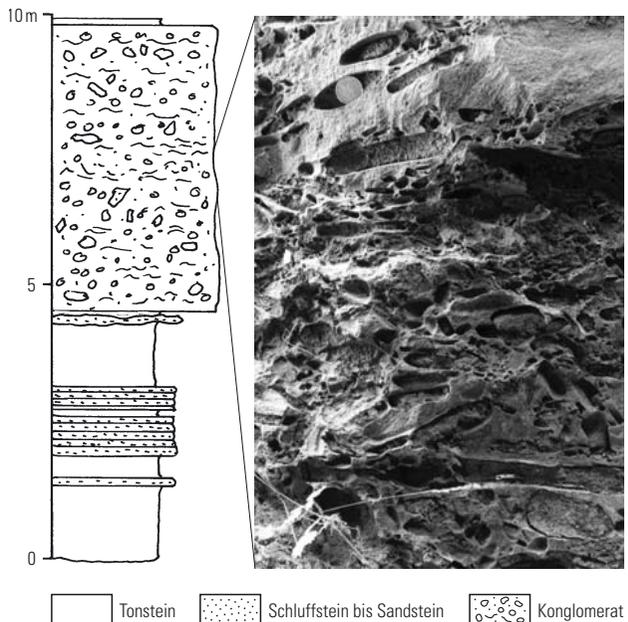
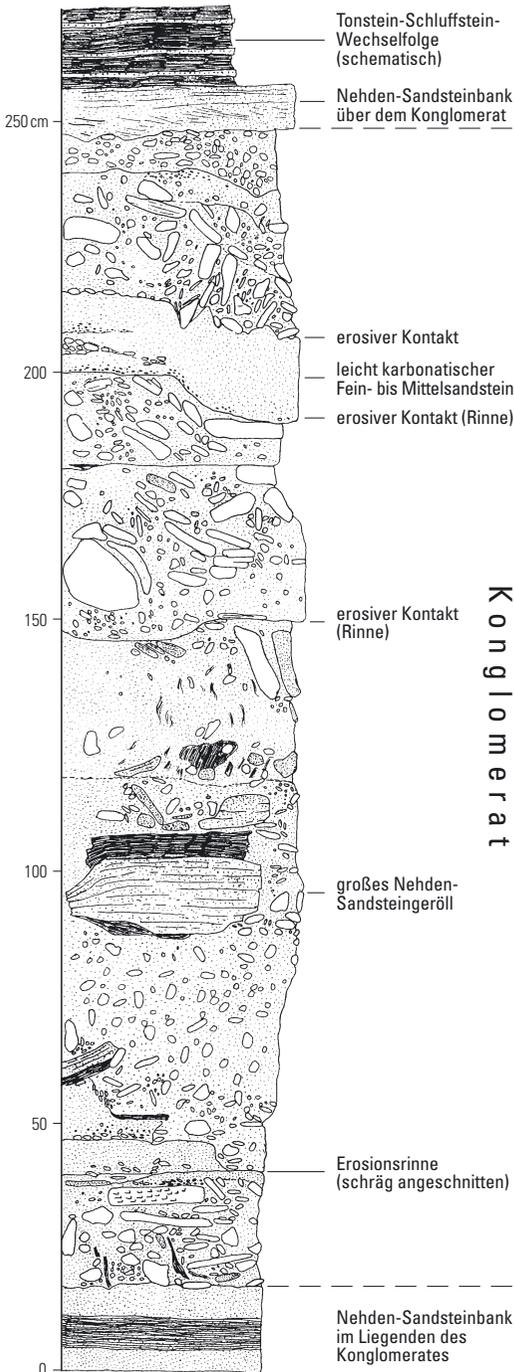


Abb. 10

Konglomerat aus Profil 8

(s. Taf. 2 in der Anl.).

Deutlich zu erkennen ist die löchrige Struktur, entstanden durch das Verwittern der karbonatischen Gerölle



Diedenshausen aufgenommen. Das Profil am Westfuß des Heiligeholz (s. Taf. 2 in der Anl.: Prof. 8), hinter einem Wohnhaus aufgenommen, zeigt die Diedenshausen-Schichten mit mehrfach eingeschalteten konglomeratischen Horizonten (Abb. 10). Etwas oberhalb, im Steilanstieg des Heiligeholzes ist an einem Waldweg das Typus-Profil des Konglomerates in den Diedenshausen-Schichten (auch als „Konglomerat von Diedenshausen“ bezeichnet) aufgeschlossen und in Abbildung 11 dargestellt. Beide Profile konnten mittels Conodonten in das höhere Nehden datiert werden. Das in Abbildung 11 dargestellte Profil zeigt deutlich mehrere Konglomerat-Zyklen, deren erosive Basis (Rinne) sich in das unterlagernde Sediment eingeschnitten hat.

Die Konglomerate führen insbesondere Gerölle von Feinsandstein (Intraklasten), dunklem Kalkstein (Typ Cephalopodenkalkstein), Tonstein und Schluffstein. Die Korngrößen variieren, wobei einzelne Komponenten bis zu 20 cm Durchmesser erreichen können. In der Regel wechseln sich feinkörnige mit grobkörnigen Bereichen ab. Das Gefüge ist komponentengestützt und die Kornverteilung bimodal. Insbesondere größere Komponenten sind meist gut gerundet und weisen auf einen längeren Transportweg hin.

Abb. 11
Detailprofil aus den konglomeratischen Diedenshausen-Schichten mit zum Teil großen Sandsteingeröllen (gepunktet) und Kalkstein-Geröllen (ohne Signatur); Westabhang des Heiligeholzes, östlich von Diedenshausen (R 65 400, H 60 190; TK 25: 4917 Battenberg (Eder)) (Aufnahme M. SALAMON, Geol. Dienst NRW)

Die Ausbildung des Konglomerates spricht für eine canyonartige Rinne, entstanden durch hochenergetisch abgelagerte Sedimente, die sich in rhythmischer Wiederholung in die Nehden-Sandsteine und Hemberg-Rotschiefer eingeschnitten haben. Die randliche fazielle Verzahnung bilden die grauen Tonsteine und Sandsteine der Diedenshausen-Schichten, die nach Norden und Süden allmählich auskeilen.

Fossilien: insgesamt recht fossilarm, wenige Conodonten und Ostrakoden

Im Straßenaufschluss westlich von Diedenshausen (s. Aufschlüsse) wurden auf Schichtflächen der grauen Schiefer Pflanzenreste gefunden, bei denen es sich um die Relikte farnähnlicher Gewächse der Gattung *Sphenopteridium* sp. handelt (Bestimmung VAN AMEROM).

Altersstellung: höheres Nehden bis ?tiefstes Dasberg

Die konglomeratischen Diedenshausen-Schichten konnten nach Conodonten aus Aufschlüssen im Blattgebiet Battenberg (Eder) in das höhere Nehden eingestuft werden. In der Bohrung Diedenshausen 1 konnte aus einem konglomeratischen Horizont von 7,20 bis 7,40 m Teufe eine reiche Conodontenfauna geborgen werden, die in das tiefe Hemberg (späteste *marginifera*- bis tiefste *trachytera*-Zone) datiert werden konnte.

Die konglomeratfreien höheren Diedenshausen-Schichten gehören wahrscheinlich in das gesamte Hemberg und ?tiefste Dasberg (vgl. Probe 8000, s. zuvor u. Taf. 2 in der Anl.; Prof. 7).

Abgrenzung und Mächtigkeit:

- Untergrenze: Sandsteinbänke des Nehden-Sandsteins
- Obergrenze: je nach fazieller Vertretung rote Tonsteine der Hemberg-Rotschiefer, graue Sandsteine der Hemberg-Sandsteine oder graue Ton- und Sandsteine der Dasberg-/Wocklum-Schichten
- Mächtigkeit: 0 – 100 m, möglicherweise auch mehr

Aufschlüsse:

- Straßenanschnitt an der Landesstraße L 717 von Diedenshausen nach Bad Berleburg; R 64 410, H 60 660
- kleiner Aufschluss an der Kreisstraße K 40, am Nordostabhang des Berges Roth; R 63 440, H 55 090
- Straßenanschnitte im nördlichen Ortsbereich von Diedenshausen; R 64 960, H 60 560 (Zentralwert)
- kleine Klippe (Konglomerat) am Weg nördlich von Hellersbach; R 64 580, H 61 070
- Profil am Westabhang des Heiligeholzes bei Diedenshausen; R 65 400, H 60 190 (TK 25: 4917 Battenberg (Eder))
- Profil am Westfuß des Heiligeholzes (hinter dem Wohnhaus); R 65 320, H 60 110 (TK 25: 4917 Battenberg (Eder))

3.1.8 Hemberg

3.1.8.1 Hemberg-Rotschiefer (dh,t)

Rote Cypridinenschiefer (to3t) (REICH 1935)

Gesteine: rote bis hellrote Tonsteine, geschiefert, lagenweise auch mit schluffigen Einschaltungen; örtlich Wechselfolge von roten und hell- bis graugrünen Tonsteinen im Dezimeterbereich. Dabei sind häufig auch zentimetermächtige, schräg geschichtete Schluffsteine eingeschaltet.

Lokal sind in rhythmischer Abfolge ellipsoid bis länglich geformte, bis zu mehrere Zentimeter große Kalkkonkretionen (Kalklinsen) in die roten Tonsteine eingeschaltet und bilden die charakteristischen Kalkknotenlagen. Vereinzelt kommen aber auch Kalkbänke von bis zu 15 cm Mächtigkeit vor. Das Farbspektrum der Kalklinsen oder -bänke reicht von Grau über Violett bis Rot. Die Rotfärbung wird verursacht durch einen geringen Gehalt an Eisenoxid, wobei ein Hämatitanteil von etwa 2 % schon ausreichend ist. Untersuchungen zur Genese der Hemberg-Rotschiefer lieferten FRANKE & PAUL (1980) und DVORÁK (1985).

Fossilien: Spurenfossilien (mäandrierende Formen, wahrscheinlich von *Nereites*), Conodonten (vor allem aus den Kalkeinschaltungen) und Ostrakoden, die zum Teil massenhaft auf den Schichtflächen vorkommen

Altersstellung: unteres bis mittleres Hemberg

Biostratigrafisch gehört der tiefere Teil der Hemberg-Rotschiefer in den Grenzbereich Nehden/Hemberg, der Hauptanteil jedoch in das Hemberg. Für die Darstellung in der geologischen Karte wurde die lithologisch klar erkennbare Grenze zwischen den Nehden-Sandsteinen und den Hemberg-Rotschiefern verwendet. Die Rotsedimente konnten mehrfach mittels Conodontenfaunen aus Kalklinsen und -bänken datiert werden. Der Hauptanteil der Kalkknoten führenden roten Tonsteine gehört in den Bereich der *trachytera*-Zone (etwa mittleres Hemberg).

Abgrenzung und Mächtigkeit:

- Untergrenze: letzte Sandsteinbänke der Nehden-Sandsteine; im nordöstlichen Blattgebiet graue Tonsteine, Schluff- und Sandsteine der Diedenshausen-Schichten
- Obergrenze: Einsetzen der ersten Sandsteinbänke der Hemberg-Sandsteine
- Mächtigkeit: ca. 100 m

Aufschlüsse:

- Straßenprofil entlang der Landesstraße L 553, nördlich von Neuwiese; R 60 760, H 53 830 (Zentralwert)
- ehemalige Bahnlinie südlich von Schwarzenau; R 62 850, H 54 100 (Zentralwert)
- Klippe am Wassertretbecken im Mennerbachtal; R 63 650, H 55 400
- Weganschnitt am Arfelderhammer; R 60 610, H 52 460

3.1.8.2 Hemberg-Sandstein (dh,s)

Pönsandstein (to3s) (REICH 1935)

Gesteine: Wechselfolge von dünn- bis mittelbankigen Schluff- bis Feinsandsteinen mit grauen, zum Teil schluffigen Tonsteinen, örtlich auch mit roten Tonsteinen

Nach Dünnschliffuntersuchungen handelt es sich meist um Grobschluffsteine, der Feinsandanteil ist untergeordnet. Aufgrund der traditionellen Überlieferung werden die Gesteine jedoch weiterhin als Sandsteine angesprochen. Die Schluff- bis Feinsandsteine sind grau bis blaugrau gefärbt und verwittern aufgrund des karbonatischen Bindemittels gelbbraun. In manchen Lagen ist der Karbonatgehalt so hoch, dass es zur Bildung von Kalkkonkretionen innerhalb der Schluffsteine gekommen ist. Charakteristisch für die Hemberg-Sandsteine ist die in beinahe jeder Bank auftretende Wickelschichtung (convolute bedding). Die Hemberg-Sandsteine unterscheiden sich deutlich von den Nehden-Sandsteinen durch die geringere Korngröße, die nur geringe Bankstärke, den höheren Anteil von karbonatischem Bindemittel und die charakteristischen Sedimentstrukturen.

Fossilien: Außer wenigen Spurenfossilien (Ichnofossilien) auf den Unterseiten der Sandsteinbänke wurden im Blattgebiet keine Fossilien gefunden.

Altersstellung: Oberes Hemberg. Ob die Verbreitung des Hemberg-Sandsteins auf das Hemberg begrenzt ist oder bis in das Dasberg hinaufreicht, konnte im Blattgebiet nicht belegt werden.

Abgrenzung und Mächtigkeit:

- Untergrenze: rote Tonsteine der Hemberg-Rotschiefer; im nordöstlichen Blattgebiet graue Tonsteine, Schluff- und Sandsteine der Diedenshausen-Schichten
- Obergrenze: Einsetzen grauer, seltener roter Tonsteine der Dasberg-/Wocklum-Schichten
- Mächtigkeit: ca. 30 m

Aufschlüsse:

- Steinbruch an der Kreisstraße K 43, am Westabhang des Kohlrückens; R 63 480, H 54 690
- Aufschluss hinter der Kirche in Schwarzenau; R 63 140, H 54 480
- Klippen und Weganschnitte am Südwestfuß der Herzogeiche; R 61 070, H 52 230 (Zentralwert)

3.1.9 Dasberg

3.1.9.1 Dasberg-/Wocklum-Schichten (dd-dw)

Dasberg-Stufe (to4) (REICH 1935)

Gesteine: graue bis grüngraue, selten auch rote, schluffige, geschieferte Tonsteine mit Sandsteineinschaltungen im oberen Abschnitt der Schichtenfolge

Die Sandsteine ähneln lithologisch und sedimentologisch stark den Sandsteinen des Hembergs (s. Kap. 3.1.7.3), weisen aber in der Regel einen deutlich höheren Karbonat-

gehalt auf. Sie sind aufgrund dessen häufig zu dunkel- bis rotbraunem Mulm verwittert. Zusätzlich treten im oberen Abschnitt der Abfolge Sandsteineinschaltungen auf, die sich faziell von den zuvor beschriebenen Sandsteinen unterscheiden. Es handelt sich hier um zwei oder drei Sandsteinbänke, die keine Sedimentstrukturen aufweisen und im Handstück eher den homogenen Nehden-Sandsteinen gleichen. Die Korngröße kann hier aber auch den Mittelsandbereich erreichen und auf den Schichtflächen sind häufig bis zu mehrere Millimeter große Glimmerblättchen angereichert. Die Mächtigkeit der Bänke liegt im Durchschnitt bei 10 – 20 cm, in Ausnahmen können diese auch 2 m erreichen (wie z. B. in der Erdgasleitung am Kohlrücken nordöstlich von Schwarzenau, s. Abb. 12). Diese Sandsteine sind mit der Thalenberg-Formation, die von PIRWITZ (1986) aus der Dill-Mulde beschrieben wird, in Beziehung zu setzen.

Im Hangenden der Sandsteine kommen flachelliptische Kalkkonkretionen vor, die Durchmesser von bis zu 50 cm erreichen können. Diese mergeligen, grauen bis rötlichen Kalklinsen weisen häufig „cone-in-cone-structures“ auf. Sie gehören nach Conodontenfunden in den Grenzbereich Dasberg/Wocklum.

Fossilien: Ostrakoden, wenige Muscheln und Brachiopoden, Conodonten; in den Schluff- und Sandsteinen gelegentlich Spurenfossilien

Altersstellung: Dasberg; der höchste Abschnitt der Abfolge gehört bereits zum Wocklum

Abgrenzung und Mächtigkeit:

- Untergrenze: Schluff- bis Feinsandsteine der Hemberg-Sandsteine
- Obergrenze: Einsetzen grauer, milder Tonsteine der Hangenberg-Schichten
- Mächtigkeit: ca. 50 m

Aufschluss:

- Steinbruch am Westabhang der Herzogeiche; R 61 450, H 52 600

3.2 Devon/Karbon-Grenzsichten

Oberdevon bis Unterkarbon

3.2.1 Wocklum- bis *Gattendorfia*-Stufe

3.2.1.1 Hangenberg-Schichten (dw-c1H)

Gesteine: sehr milde, graue bis gelbgraue, meist feinschuppige Tonsteine in monotoner Abfolge; selten Einschaltungen von grauen Kalklinsen (s. Altersstellung)

Im höheren Teil der Abfolge kommt es örtlich zu einer grauweißen Ausbleichung der Tonsteine, verursacht vermutlich durch den hohen Pyritgehalt der überlagernden Liegenden Alaunschiefer. Die Hangenberg-Schichten sind wegen ihrer Geringmächtigkeit in der Regel nur mäßig bis schlecht aufgeschlossen, konnten aber bei genauerem Suchen stets nachgewiesen werden. Sie sind lithologisch klar abtrennbar von der unterlagernden Tonstein-Sandstein-Folge der Dasberg-/Wocklum-Stufe, wo graue Tonsteine mit Sandstein-

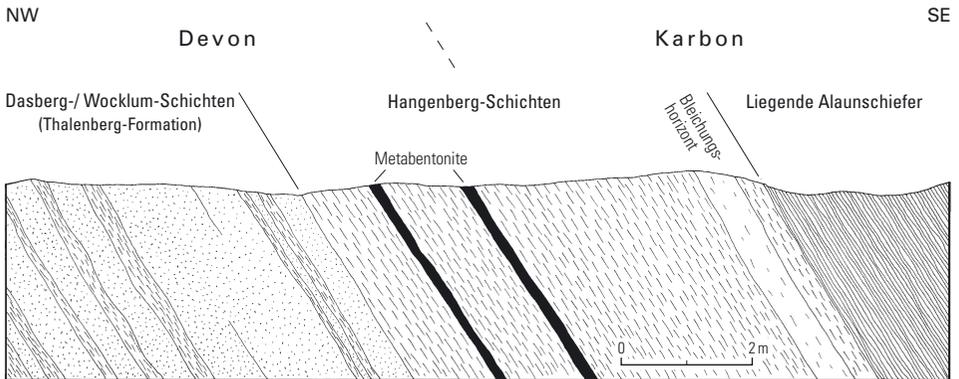


Abb. 12 Profil durch die gesamten Hangenberg-Schichten am Kohlrücken bei Schwarzenau; aufgenommen im Leitungsgraben der Erdgasleitung Werne – Schlüchtern bei R 63 765, H 54 745. In diesem Profil führen die Hangenberg-Schichten zwei Metabentonit-Lagen.

bänken wechsellagern. Im Graben der Erdgasleitung Werne – Schlüchtern am Kohlrücken (s. Abb. 12) sind zwei ca. 20 cm mächtige Lagen mit grauem Ton eingeschaltet, bei denen es sich nach den petrografischen Untersuchungen von H. GRÜNHAGEN (Geol. Dienst NRW) um Metabentonite handelt. Diese werden im gleichen stratigrafischen Niveau auch vom östlich anschließenden Blatt Battenberg beschrieben (BÖHM 2000). Scharf begrenzt ist die Oberkante der Hangenberg-Schichten durch das abrupte Einsetzen der schwarzen Tonsteine der Liegenden Alaunschiefer. Innerhalb der gering mächtigen Hangenberg-Schichten liegt die Devon/Karbon-Grenze.

Fossilien: gelegentlich typische, zweiklappig erhaltene Muscheln (*Guerichia venusta*), Conodonten

Altersstellung: Der tiefere Teil der Abfolge gehört in die oberdevonische Wocklum-Stufe, der obere Teil der Abfolge in das Unterkarbon. In einem temporären Aufschluss in Schwarzenau (R 63 380, H 54 495) konnte aus einer Kalklinse in den höheren Hangenberg-Schichten eine Conodontenfauna gewonnen werden, die eine Datierung in den Bereich von der Frühen *duplicata*-Zone bis in den mittleren Teil der *sandbergi*-Zone (tiefstes Unterkarbon) zuließ (s. Tab. 3).

Abgrenzung und Mächtigkeit:

- Untergrenze: graue, schluffige Tonsteine der Dasberg-/Wocklum-Schichten, örtlich mit Sandsteinbänken und großen Kalklinsen
- Obergrenze: markantes Einsetzen von schwarzen Tonsteinen der Liegenden Alaunschiefer im mittleren Tournai
- Mächtigkeit: ca. 6 m (aufgrund der geringen Mächtigkeit können die Hangenberg-Schichten in der geologischen Karte nicht maßstabsgerecht dargestellt werden)

Aufschlüsse: Gute Aufschlüsse gibt es in dieser Schichtenfolge nicht, meist ist sie nur mäßig an Forstwegen aufgeschlossen. Gute temporäre Aufschlüsse gab es am Kohlrücken bei Schwarzenau im Graben der Erdgasleitung (Abb. 12).

3.3 Karbon

Unterkarbon

3.3.1 *Pericyclus*-Stufe

3.3.1.1 Liegende Alaunschiefer (c2,tal)

Liegende Alaunschiefer (cl1) (REICH 1935)

Gesteine: monotone Abfolge dunkelgrauer bis schwarzer, geschieferter Tonsteine, zum Teil mit einer feinen, hellen Lamination

Durch die Zersetzung des hohen Pyritgehaltes in den Tonsteinen zeigen diese in angewittertem Zustand die namengebenden, gelblich weißen Anlauffarben. Häufig kommt Pyrit entweder als Konkretion (Rogenpyrit) mit bis zu 1 cm Durchmesser oder als fein verteilter Pyrit mit Korngrößen von weniger als 1 mm in den Tonsteinen vor. Im höheren Teil der Abfolge nimmt der Kieselsäuregehalt der Tonsteine zu. Die für die Liegenden Alaunschiefer typischen Einlagerungen von Phosphoritknollen wurden im Blattgebiet nur sehr selten beobachtet.

Fossilien: Im Blattgebiet wurden keine Fossilien in den Liegenden Alaunschiefern gefunden.

Altersstellung: mittleres Tournai (s. Tab. 3)

Abgrenzung und Mächtigkeit:

- Untergrenze: milde, graue, häufig hell ausgebleichte Tonsteine der Hangenberg-Schichten
- Obergrenze: Einsetzen von gebankten Kieselschiefern und Lyditen der Kulm-Kieselschiefer
- Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Liegenden Alaunschiefer beträgt im Arbeitsgebiet ca. 30 m.

Aufschluss:

- Steinbruch auf der Anhöhe südlich der Gehöfte Im Gersbach; R 61 750, H 52 670

3.3.1.2 Kulm-Kieselschiefer und -Kieselkalk (c2,i-ki)

Stufe der Lydite (cl2) (REICH 1935)

Gesteine: Innerhalb der Abfolge lässt sich vom Liegenden zum Hangenden die folgende lithologische Dreiteilung vornehmen:

- dunkle, meist schwarze Lydite und Kieselschiefer, ca. 20 m
- bunte Lydite und Kieselschiefer (das Farbspektrum reicht von Hellgrau bis Rot), ca. 15 m
- graue und dunkelgraue Kieselkalke mit Aufarbeitungshorizont, ca. 15 m

Die Schichtenfolge beginnt mit überwiegend schwarzen bis dunkelgrauen, gleichmäßig im Dezimeterbereich gebankten Lyditen (s. Abb. 13), untergeordnet mit Kieselschiefern und dünnen, braungelben Tonlagen (Metabentonite). Diese Aschentuffe, die den Kieselschiefern und Kieselkalcken zwischengeschaltet sind, wurden von DEHMER et al. (1989) zu

Tabelle 3

Schichtenfolge des Unterkarbons
im Blattgebiet Bad Berleburg

Stufen		Conodonten-Zonen	Cephalopoden-Zonen	Schichten	
Serpukhov	Eumorphoceras	<i>bilineatus-bollandensis</i>	<i>nuculum</i>	nicht bekannt	
			<i>nitidooides</i>		
			<i>holmesi</i>		
			<i>edalensis</i>		
			<i>grassingtonense</i>		
		<i>nodosa</i>	<i>pseudobilinguis 3</i>		
			<i>pseudobilinguis 2</i>		
			<i>pseudobilinguis 1</i>		
			<i>angustus</i>		
			<i>horni</i>		
			<i>medusa</i>		
			<i>pseudocoronula</i>		
			<i>novalis</i>		
			<i>chalicum</i>		
			<i>liethensis</i>		
			<i>eisenbergensis</i>		
			<i>poststriatum</i>		
			<i>suerlandense</i>		
<i>rotundum</i>					
<i>bilineatus</i>	<i>spirale</i>	Kulm-Tonschiefer			
	<i>gracilis</i>				
	<i>falcatus</i>				
	<i>spirifer</i>				
	<i>fimbriatus</i>	Kieselige Übergangsschichten			
	<i>crenistria</i>				
	<i>globostriatus</i>				
	<i>hudsoni</i>				
nicht benannt	<i>grimmeri</i>	Kulm-Kieselschiefer und -Kieselkalk	Kieselkalke		
	<i>nasutus</i>				
	<i>texasus</i>			Helle Kieselschiefer	
Tournai	Percyclus	<i>anchoralis-latus</i>	<i>kochi</i>	Dunkle Kieselschiefer (Lydite)	
		<i>typicus</i> <small>Späte Frühe</small>	nicht benannt		
Gattendorfia	?	<i>isosticha-crenulata</i> <small>Späte Frühe</small>	Liegende Alaunschiefer		
		<i>crenulata</i> <small>Frühe</small>			
		<i>sandbergi</i>		<i>patens</i>	
		<i>duplicata</i> <small>Späte Frühe</small>		<i>westfalicus</i> <i>dorsoplanus</i>	Hangenberg-Schichten
<i>sulcata</i>	<i>acutum</i>				



Abb. 13

Engräumig gefaltete, gleichmäßig gebankte Kiesel-schiefer im ehemaligen Gemeindesteinbruch von Beddelhausen (R 64 150, H 51 570; TK 25: 5016 Bad Laasphe), südwestlich von Beddelhausen

den Quarzkeratophyrtuffen gestellt. Nach neueren Untersuchungen von NESBOR (in VAN AMEROM et al. 2002) handelt es sich bei diesen Aschentuffen jedoch um vulkanische Gesteine einer rhyodazitischen bis dazitischen Schmelze.

An einigen Lokalitäten (z. B. hinter dem Forsthaus

Weißestein) sind die tieferen bunten Lydite durch geringe Vorkommen von Mangan-eisenerz stark gerötet (s. Kap. 5). Versuche auf Bergbau im letzten Jahrhundert blieben jedoch erfolglos. An zwei Lokalitäten wurden im Blattgebiet etwa im Grenzbereich von den dunklen zu den bunten Lyditen erstmals Vorkommen von „Eisenkiesel“ (,i) nachgewiesen. Diese stehen genetisch in Zusammenhang mit dem unterkarbonischen Metabasalt-Vulkanismus (Deckdiabas), der im gleichen stratigrafischen Niveau in der südlich anschließenden Dill-Mulde weit verbreitet ist. Die Eisenkiesel bestehen durchweg aus Quarz, Chalzedon und Hämatit. Sie sind rötlich oder auch grau bis grüngrau gefärbt. Nach SCHAEFFER (1980) umfasst der Name „Eisenkiesel“ Quarzgesteine ohne eine erkennbare Feinschichtung oder Bankung, die je nach Eisengehalt aber nicht zwingend rot gefärbt sein müssen. Aufgrund ihrer extremen Härte und Verwitterungsbeständigkeit bildeten sie zum Teil hohe Klippen, die in der Folgezeit abbrachen. Ihr Schutt wurde in jüngerer Zeit, während der Kaltzeiten im Pleistozän (Quartär), in Verbindung mit dem Aufschmelzen der Permafrostböden, bergabwärts, zum Teil bis auf den Ausstrich der Hemberg-Schichten, verfrachtet. Heute findet man diesen im Gelände als isolierte Felsbrocken mit einem Durchmesser von bis zu 2 m. Die nächstgelegenen Diabas-Vorkommen liegen südöstlich des Blattgebietes im Nordwestteil der Dill-Mulde (TK 25: 5017 Biedenkopf) und ein kleinräumiges Einzel-Vorkommen (Diabas von Wellinghausen) nordöstlich des Blattgebietes (TK 25: 4718 Goddelsheim). Über den dunklen Kiesel-schiefern und Lyditen folgen bunte, überwiegend rötliche, aber auch grünliche oder hellgraue bis braungelbe Lydite mit braungelben Tonlagen (Metabentonite). Den Abschluss bilden dunkel- bis blaugraue oder hellgraue, kieselige Kalksteine, die häufig Sedimentstrukturen aufweisen, wie sie für turbiditische Ablagerungen typisch sind. Der Horizont der Kieselkalke ist im Arbeitsgebiet nur gering mächtig entwickelt (ca. 15 m) und erreicht seine größten Mächtigkeiten im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge. Nach Südosten hin keilen die Kieselkalke im Bereich der

Dill-Mulde völlig aus. Die Kieselkalke und begleitenden detritischen Kalksteine wurden im östlichen Rheinischen Schiefergebirge eingehend von WITTEN (1979) untersucht. Die Kieselkalkbänke weisen die charakteristischen Sedimentstrukturen von Turbiditen auf und wurden von MEISCHNER (1964) auch als „allodapische Kalke“ bezeichnet. Eingeschaltet sind auch hier Metabentonite, die örtlich bis zu 20 cm mächtig werden können.

Im oberen Bereich der Kieselkalk-Abfolge tritt ein Aufarbeitungshorizont auf (Abb. 14). Es ist ein graublauer, grobspätiger Kalkstein von bis zu 0,5 m Mächtigkeit mit reicher Fossilführung und aufgearbeiteten Gesteinsbruchstücken von bis zu 2 cm Durchmesser. Bei den Geröllkomponenten handelt es sich vor allem um Kieselkalke, Lydite und zahlreiche Fossilbruchstücke beispielsweise von Krinoiden. Nach petrografischen Analysen von H. GRÜNHAGEN (Geol. Dienst NRW) handelt es sich um einen fossil- und intraklastenreichen Kalkstein. Im Dünnschliff wurden Echinodermen, Brachiopoden, Bivalven, Algen, Bryozoen, Korallen, Gastropoden, Conodonten und Ooide nachgewiesen. Ein großer Stein mit diesem Aufarbeitungshorizont zierte den neu gestalteten Eingang des Mangan-eisenerzstollens am westlichen Ortseingang von Beddelhausen.

Eingehende petrografische, sedimentologische und geochemische Untersuchungen der kieseligen Sedimente des Unterkarbons wurden von Hoss (1957) und in jüngerer Zeit von GURSKY (1997) durchgeführt. Die Schichtenfolge des Kulm-Kieselschiefers und des Kieselkalks besteht aus einer Abfolge gleichmäßig etwa im Dezimeterbereich gebankter, kieseliger Gesteine, die oft auch extrem spezialgefaltet sind. Aufgrund ihrer Härte findet man diese häufig als Klippen anstehend oder in kleinen Steinbrüchen, wo sie wegen ihrer Widerstandsfähigkeit früher für die Beschotterung der Forstwege abgebaut wurden (s. Abb. 13).

Fossilien: Die Kieselschiefer und Lydite führen Radiolarien. Die unterkarbonischen Radiolarien aus den Kieselschiefern wurden eingehend von BRAUN (1990) bearbeitet. Der höhere Bereich der Kieselkalke konnte mittels Conodonten in die tiefste *bilineatus*-Zone (tieferes Visé) datiert werden (s. Tab. 3). Sie führen aber meist Mischfaunen, die zum Teil noch aus der oberdevonischen Nehden-Stufe stammen. Zudem kommen verkieselte Foraminiferen und Ostrakoden vor.



Abb. 14

Poliertes Anschliff des Aufarbeitungshorizontes aus dem Kieselkalk-Horizont mit Bruchstücken von hellen und dunklen Kalksteinen und Fossilien; Fundort: Stolleneingang am Ortseingang von Beddelhausen (R 64 160, H 51 990)

Altersstellung: höheres Tournai bis tieferes Visé (s. Tab. 3)

Abgrenzung und Mächtigkeit:

- Untergrenze: schwarze, schwach kieselige Tonsteine der Liegenden Alaunschiefer
- Obergrenze: Einsetzen von Alaunschiefern und kieseligen Tonsteinen der Kieseligen Übergangsschichten
- Mächtigkeit: ca. 50 m (wegen der Geringmächtigkeit der Kieselkalke im Arbeitsgebiet werden diese mit den Kieselschiefern und Lyditen zusammengefasst)

Aufschlüsse:

- Steinbruch am Nordostabhang des Leisebachrückens; R 62 580, H 52 190
- Steinbruch nördlich des Forsthauses Weißestein; R 62 420, H 51 980
- Straßenanschnitt an der Landesstraße L 553, südöstlich von Schwarzenau; R 63 520, H 53 830
- Steinbruch auf dem Kohlrücken; R 63 820, H 54 690
- Stolleneingang an der Landesstraße L 553, nördlich von Beddelhausen; R 64 160, H 51 990
- ehemaliger Gemeindesteinbruch Beddelhausen, südwestlich von Beddelhausen; R 64 150, H 51 570 (TK 25: 5016 Bad Laasphe)

3.3.2 *Goniatites*-Stufe

3.3.2.1 Kieselige Übergangsschichten (c2-3,ti)

Stufe der Posidonienschiefer (ct1) (REICH 1935)

Gesteine: geschieferte Tonsteine, grau bis schwarz, und Alaunschiefer, kieselig, grau bis schwarz, und Kalksteine, dunkelgrau bis schwarz, fossilreich, örtlich Tuffe und Tuffite

Die Abfolge der Kieseligen Übergangsschichten ist im Blattgebiet an keiner Stelle gut aufgeschlossen und auch die Kalkbänke, die in diesem Horizont vorkommen, sind meist zu feinstem Mulm verwittert. Komplet und mit relativ unverwittertem Gestein war dieser Horizont nur kurzzeitig im Graben der Erdgasleitung Werne – Schlüchtern aufgeschlossen. Die charakteristische Abfolge der Kieseligen Übergangsschichten ist in einem heute noch gut zugänglichen und unter Schutz gestellten Profil im kleinen Steinbruch südwestlich der Ortschaft Beddelhausen aufgeschlossen. Dieses Profil, das jenseits der Blattgrenze im Blattgebiet Bad Laasphe liegt, wurde von HOMRIGHAUSEN (1975) aufgenommen, stratigrafisch eingestuft und dargestellt. Erwähnt wird es bereits bei NICOLAUS (1963), der den Horizont der Kieseligen Übergangsschichten abgrenzte und ihn im rechtsrheinischen Schiefergebirge detailliert bearbeitet hat.

Die Abfolge der Kieseligen Übergangsschichten setzt über den Kieselkalcken mit dunklen, alaunschieferartigen Tonsteinen ein, in die wenige Tuffhorizonte eingeschaltet sind. Im oberen Abschnitt sind in die Tonsteine mehrere Kalksteinbänke eingelagert, die zum

crenistrina-Kalk-Horizont gehören, einem Leithorizont, der in weiten Teilen Europas verbreitet ist. Detaillierte Untersuchungen dieses Horizontes im Steinbruch bei Beddelhausen (s. zuvor) wurden von MESTERMANN (1998) durchgeführt.

Über den Kalksteinen liegt ein Tuff, der nach seiner Erstentdeckung im Steinbruch bei Beddelhausen zuerst als „Tuffbank Beddelhausen“ (CLAUS 1927) und später als Beddelhäuser Tuff (KULICK 1960) benannt wurde. Dieser etwa 20 cm mächtige Tuff ist im gesamten östlichen Rheinischen Schiefergebirge verbreitet. Er fällt bereits durch seine helle Sprekelung, verursacht durch den hohen Gehalt an Feldspäten, auf. Des Weiteren sind bei genauerem Betrachten auch dunkle Biotite und Fossilreste zu erkennen. Nach Dünnschliffuntersuchungen von H. GRÜNHAGEN (Geol. Dienst NRW) setzt sich der Tuff aus Plagioklasen, Biotit und Fossilfragmenten zusammen; untergeordnet kommen Quarze, Vulkanit- und Granitfragmente, Bruchstücke von Tonsteinen und Ooide vor. Demnach handelt es sich um einen Tuffit, der Name Beddelhäuser Tuff wird jedoch beibehalten. Neuere Untersuchungen an den Vulkaniten von unterschiedlichen Lokalitäten ergaben, dass der Tuff aufgrund petrografischer und geochemischer Analysen aus dazitischen bis rhyodazitischen Schmelzen hervorgegangen ist. (VAN AMEROM et al. 2002).

Die Kieseligen Übergangsschichten wurden trotz ihrer geringen Mächtigkeit als eigene Kartiereinheit in der geologischen Karte dargestellt.

Fossilien: Die Kieseligen Übergangsschichten sind sehr fossilreich. Umfangreiche Fossilisten geben CLAUS (1927) und NICOLAUS (1963). Im Blattgebiet wurden Goniatiten, orthocone Cephalopoden, Bivalven, Brachiopoden und Pflanzenreste nachgewiesen.

Altersstellung: tieferes Visé, *hudsoni*- bis *fimbriatus*- Zone (nach Cephalopoden, s. Tab. 3)

Abgrenzung und Mächtigkeit:

- Untergrenze: Kalksteinbänke des Kulm-Kieselkalks
- Obergrenze: Einsetzen dunkelgrauer bis braungrauer Tonsteine der Kulm-Tonschiefer mit zum Teil zahlreich vorkommenden Abdrücken von Posidonien auf den Schichtflächen
- Mächtigkeit: 15 – 20 m (wegen ihrer Geringmächtigkeit konnte die Schichtenfolge in der Karte nicht immer maßstabsgerecht dargestellt werden)

Aufschlüsse:

Im Arbeitsgebiet gibt es keine guten Aufschlüsse. Die komplette Abfolge ist in einem kleinen Steinbruch südwestlich der Ortschaft Beddelhausen (R 64 200, H 51 520; TK 25: 5016 Bad Laasphe), wenige Meter außerhalb des Arbeitsgebietes aufgeschlossen (s. auch Geologische Wanderkarte Naturpark Rothaargebirge (Südteil) 1994).

3.3.2.2 Kulm-Tonschiefer (c3,t)

Stufe der Posidonienschiefer (ct1) (REICH 1935; oberster Abschnitt)

Stufe der Kulmgrauwacken (ct2) REICH 1935; unterster Abschnitt)

Gesteine: graue bis braungraue, geschieferte Tonsteine, besonders im tieferen Bereich der Abfolge feinlaminiert durch millimeterdünne Grobschlufflagen

Charakteristikum der Abfolge ist der Fossilreichtum an ihrer Basis. Häufigstes Fossil ist die Muschel *Posidonia becheri*, durch deren zahlreiches Vorkommen die Schichten früher

den Namen „Posidonienschiefer“ erhielten. Daneben treten untergeordnet auch orthocone Cephalopoden und Trilobiten auf. Ein weiteres charakteristisches Merkmal der Kulm-Tonschiefer ist die „Ellipsoidal-Schieferung“ sensu CLAUS (1927). Es handelt sich hier um eine Aufspaltung der Tonsteine in ovale, konkav-konvexe Formen, parallel zur Schieferungsrichtung. Diese Formen entstehen durch einen erhöhten Karbonatgehalt in den Tonsteinen. Die Bildung ist demnach konkretionär, jedoch verläuft die Längsachse dieser Konkretionen parallel zur Schieferung, woher wahrscheinlich der Name Ellipsoidal-Schieferung rührt. Häufig sind in die Kulm-Tonschiefer auch dunkle, stark tonige Kalklinsen eingeschaltet, die in der Regel fossil-leer sind. In einer sehr großen Linse dieser Art (ca. 40 cm Durchmesser) wurden kalzitverheilte ?Schumpfrisse beobachtet (Septarie).

Im Juni 1993 wurde im Südostquadranten des Blattgebietes in dieser Schichtenfolge die kartierbegleitende Bohrung Beddelhausen 1 abgeteuft. Sie liegt westlich von Beddelhausen bei R 63 218, H 52 056 und + 428 m NN. Der Bohransatzpunkt liegt in den unterkarbonischen Kulm-Tonschiefern. Deren Entwicklung und die der Kieseligen Übergangsschichten sollten in dieser kartierbegleitenden Bohrung dokumentiert werden. Wegen technischer Schwierigkeiten musste die Bohrtätigkeit bei einer Endteufe von 19 m abgebrochen werden und somit wurden die Kieseligen Übergangsschichten nicht mehr erreicht. Bei gleich

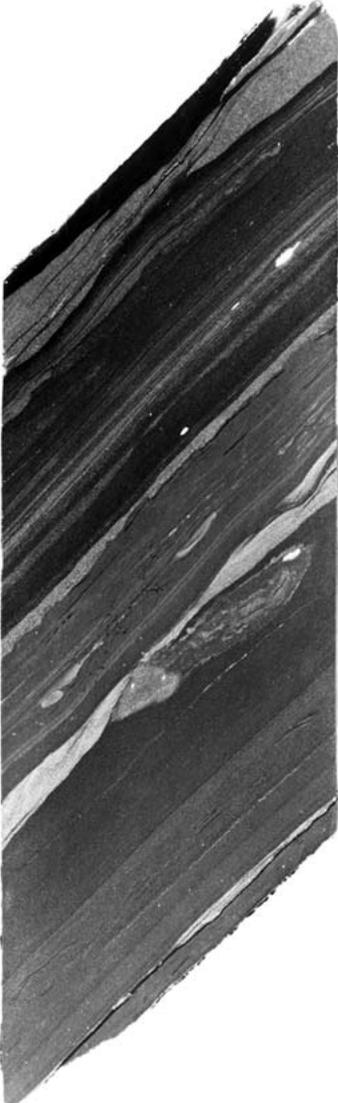
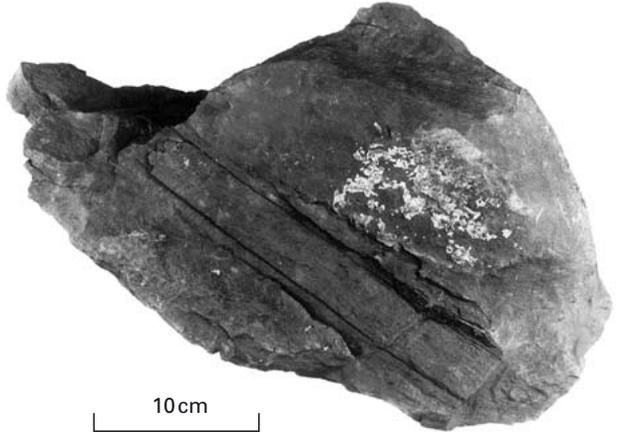


Abb. 15

Bohrkern aus der Bohrung Beddelhausen 1 (Teufe: 11,35 bis 11,59 m) – Wechselfolge von schluffigen Tonsteinen und Feinsand- und Grobschlufflagen mit Sedimentstrukturen der Kulm-Tonschiefer – westlich von Beddelhausen (R 63 218, H 52 056); Kernbreite: 10 cm

Abb. 16

Kulm-Tonschiefer mit einem Cordaiten-Stammrest von *Artisia cf. transversa* (ARTIS 1825) PRESL 1838; Fundort: kleiner Steinbruch bei Beddelhausen (R 64 200, H 51 520; TK 25: 5016 Bad Laasphe).



bleibendem Einfallen von etwa 45° wurden 19 m Kulm-Tonschiefer erbohrt, die zum Teil stark sandgebändert sind.

In die monotonen Kulm-Tonschiefer sind häufig gröbere Lagen eingeschaltet, deren Mächtigkeiten im Millimeter- bis Zentimeterbereich liegen. Da über den Kulm-Tonschiefern mit dem ersten Einsetzen von Grauwackenbänken die Schichtenfolge der Kulm-Grauwacke einsetzt, stellte sich hier die Frage, ob diese größeren Einschaltungen petrographisch bereits den „Grauwacken“ zuzuordnen sind. Nach mikroskopischen Untersuchungen handelt es sich hier bei den meisten Lagen aber um Quarz führende Schluff- beziehungsweise Feinsandlagen (Bearb. H. GRÜNHAGEN, Geol. Dienst NRW). Einige der gröberen Einschaltungen (Sand) enthalten jedoch auch einen erhöhten Anteil an Gesteinsbruchstücken (u. a. kristalline), die eine Zuordnung zu den Grauwacken (Litharenite) zulassen. Diese vereinzelt dünnen Lagen stellen bereits die Vorläufer der ersten gröberen Grauwackenbänke dar. In den Blattgebieten 5016 Bad Laasphe, 5017 Biedenkopf und 4917 Battenberg (Eder) treten bis zu 0,5 m mächtige, so genannte „Vorläufer-Grauwacken“ bereits in den höheren Kieselstiefen und den Kieselkalken auf.

In den sandigen Einschaltungen der Kulm-Tonschiefer konnte durch polierte Anschliffe von gesägten Bohrkernen außerdem eine Vielzahl von Sedimentstrukturen nachgewiesen werden, die zum Teil charakteristisch für feinkörnige distale Turbidite sind (s. auch Abb. 15). Folgende Sedimentstrukturen treten innerhalb der erbohrten Sedimente auf: Parallelschichtung, Schrägschichtung, gradierte Schichtung, Belastungsmarken, Wickelstrukturen (convolute lamination), Ballen- und Kissen-Strukturen (ball and pillow) und syndimentäre Rutschungen (slumping).

Fossilien: Charakteristisches Fossil dieser Abfolge ist die Muschel *Posidonia becheri*. Weiterhin kommen orthocone Cephalopoden, Goniatiten und Gastropoden vor. Aus einer Kalksteinlinse aus 15,70 m Teufe in der Bohrung Beddelhausen 1 konnte eine kleine Conodontenfauna gewonnen werden, die jedoch nur eine Einstufung in das Unterkarbon zuließ.

Folgende Cephalopoden konnten aus der Bohrung bestimmt werden: *Neoglyphioceras spirale* (PHILLIPS 1841), *Hibernioceras* sp., *Girtyoceratidae* indet., *Arnsbergites cf. gracilis* (alle Bestimmungen D. KORN, Naturhistorisches Forschungsinstitut, Museum für Naturkunde (Humboldt-Univ.), Berlin). Diese Faunengesellschaft lässt eine Zuordnung in die

spirale-Zone zu (s. Tab. 3). Außerdem kommen häufig auch Pflanzenreste vor, bei denen es sich um kleine Stammreste handelt, die zwar keine stratigrafische Aussagekraft besitzen, aber palökologisch von Bedeutung sind (Bearb. VAN AMEROM, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

Im Steinbruch bei Beddelhausen (s. Aufschlüsse) wurde im Rahmen der Kartierung aus dem tiefsten Teil der Abfolge ein 27 cm langer und 5 cm breiter Pflanzenrest geborgen. Es handelt sich nach der Bestimmung durch VAN AMEROM um einen Cordaiten-Stamm von *Artisia cf. transversa* (ARTIS 1825) PRESL 1838 (s. Abb. 16). Bestimmte Arten der Cordaiten besaßen Stelzwurzeln und wuchsen an Küsten von Seen oder Meeren. Daher ist eine Einschwemmung leicht möglich.

Altersstellung: mittleres Visé, *spirifer*- bis *spirale*-Zone (nach Cephalopoden, s. Tab. 3)

Abgrenzung und Mächtigkeit:

- Untergrenze: Aussetzen der kieseligen Tonsteine und Übergang zu dunklen Tonsteinen mit zum Teil gehäuften Auftreten der Muschel *Posidonia becheri*
- Obergrenze: erstes Einsetzen von Grauwackenbänken der Kulm-Grauwacke
- Mächtigkeit: ca. 30 – 40 m

Aufschlüsse:

- Weganschnitt nordöstlich von Tiefenbach; R 63 320, H 53 410
- ehemalige Bahnlinie östlich von Tiefenbach; R 63 390, H 53 210
- kleiner Steinbruch südwestlich von Beddelhausen; R 64 200, H 51 520 (TK 25: 5016 Bad Laasphe); nur tiefster Teil der Kulm-Tonschiefer

3.3.2.3 Kulm-Grauwacke (c3G)

Stufe der Kulmgrauwacken (ct2) (REICH 1935)

Gesteine: Wechselfolge von geschiefertem Tonsteinen, grau bis braungrau, teils schluffgebändert, und Grauwacken, grau bis braungrau, fein- bis grobkörnig

Die Tonsteine entsprechen petrografisch den Kulm-Tonschiefern (s. Kap. 3.3.2.2). Bei den Grauwacken handelt es sich im petrografischen Sinne um Litharenite. Diese sind im Arbeitsgebiet meist feinkörnig, seltener mittel- bis grobkörnig ausgebildet.

Im unteren Teil der Abfolge herrschen noch Tonsteine vor und oft sind nur einzelne, zentimeterdünne, feinkörnige Grauwackenbänken eingeschaltet. Im höheren Teil der Abfolge kommt es dann örtlich zu 10 – 20 m mächtigen Einschaltungen dickbankiger Grauwacken, die insbesondere östlich der Eder stärker verbreitet sind und dort als Hartlinge Bergkuppen aufbauen. Markante Grauwacken-Horizonte werden in der geologischen Karte mit einer gesonderten Signatur (,g) dargestellt. Eine detaillierte Untersuchung der unterkarbonischen Grauwacken-Abfolgen am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges erfolgte durch KULICK (1960) und SCHRADER (2000).

Innerhalb der Grauwackenabfolge tritt ein ca. 1,40 m mächtiger Aufarbeitungshorizont auf, der im Blattgebiet 4917 Battenberg (Eder) als „Kalkgeröll-Horizont“ bekannt ist (s. REICH 1984, AMLER 1987). Dieser Horizont konnte an mehreren Stellen im Blattgebiet nachgewiesen werden und wurde in einem kleinen Schurf erfasst und beprobt (R 64 110, H 53 250). Petrografisch ist es nach H. GRÜNHAGEN (Geol. Dienst NRW) ein stark kalzitischer, fossil- und intraklastenreicher, schluffiger Tonstein. Am Gesteinsaufbau sind Quarze, Feldspäte und wenig Glimmer, Bruchstücke von Tonsteinen und fossil- beziehungsweise pillenreiche Kalksteine (wahrscheinlich Kieselkalke oder *crenistria*-Kalkstein), selten Ooide beteiligt. An Fossilbruchstücken kommen Echinodermen, Bryozoen, Zweischaler, Gastropoden, Algen, Ostrakoden und Cephalopoden vor.

Der „Kalkgeröll-Horizont“ wurde zudem im Leitungsgraben der Ergasleitung Werne – Schlüchtern mehrfach nachgewiesen. Durch den lückenlosen Aufschluss des Gesteinsverbandes konnte er dort in eine konstante lithostratigrafische Position, unterhalb der ersten markanten Grauwackenbänke, gestellt werden und ist somit auch ein Leithorizont. Seine Darstellungsmöglichkeit in der geologischen Karte ist aufgrund seiner Geringmächtigkeit jedoch nicht gegeben.

Fossilien: Im Blattgebiet wurden in der Schichtenfolge der Kulm-Grauwacke außer im „Kalkgeröll-Horizont“ (s. zuvor) keine Fossilien nachgewiesen.

Altersstellung: höheres Visé, *rotundum*- bis etwa *poststriatum*-Zone (nach Cephalopoden, s. Tab. 3)

Abgrenzung und Mächtigkeit:

- Untergrenze: graue Tonsteine der Kulm-Tonschiefer
- Obergrenze: nicht überliefert (abgetragen)
- Mächtigkeit: im Blattgebiet mehr als 100 m

Aufschlüsse:

- Straßenprofil entlang der Landesstraße L 553, nördlich von Beddelhausen; R 64 180, H 52 370 (Zentralwert)
- kleiner Steinbruch am Südwestabhang des Rammelsbergs; R 64 500, H 52 660
- ehemalige Bahnlinie östlich von Tiefenbach; R 63 450, H 53 150 (Zentralwert)

Känozoikum

3.4 Tertiär (Paläogen/Neogen)

Ablagerungen des Tertiärs wurden im Blattgebiet Bad Berleburg nicht beobachtet. Während dieses Zeitabschnitts lag das Aufnahmegebiet als Teil des aus dem variszischen Faltengebirge hervorgegangenen Rumpfgebirges (Rheinische Masse) im Bereich feuchtwarmer Klimate, die eine vorwiegend chemische Verwitterung des paläozoischen Untergrundes begünstigten. Als Zersetzungsprodukte dieser intensiven Verwitterung, die oft viele Meter tief in die damals weitgehend eingeebnete Landoberfläche eingriff, gelten die an einigen Stellen des Blattgebietes auftretenden Bleichungszonen und Graulehme, so ge-

nannte Plastosole (MÜCKENHAUSEN 1958). Es sind Reste ehemals zusammenhängender, im Pleistozän jedoch großflächig abgetragener, umgelagerter oder auch durch Fließerden zugedeckter, tiefgründiger Verwitterungsdecken (Paläoböden). Ihre zeitliche Einordnung ist jedoch im Einzelnen unsicher, da derartige Verwitterungsbildungen einerseits auch noch während der Warmzeiten des Pleistozäns entstanden sein können, andererseits aber schon während der Kreide-Zeit die klimatischen Voraussetzungen zu ihrer Entstehung gegeben waren.

3.5 Quartär

3.5.1 Pleistozän

3.5.1.1 Terrassen („t“)

In den zum Teil weiten Tälern von Eder und Odeborn treten im Blattgebiet örtlich Terrassenreste auf. Sie setzen sich überwiegend aus schwach bis gut gerundeten Geröllen paläozoischer Gesteine und schluffig-tonigem Material zusammen. Häufig lassen sich Flussterrassen jedoch nur noch morphologisch anhand von vorhandenen Verebnungsflächen (Felsterrassen) nachweisen.

In Schwarzenau, im Ortsteil „Im Bach“, ist neben einer Garage der Rest einer Terrasse aufgeschlossen, die diskordant den mit einem Winkel von etwa 53° nach Südosten einfallenden Liegenden Alaunschiefern auflagert. Besonders große Terrassenflächen finden sich nordwestlich der Ortschaft Beddelhausen, westlich der Eder. Auf diesen Verebnungen wird Feld- und Weidewirtschaft betrieben. Ein weiterer großer Schotterkörper liegt oberhalb von Berghausen an der oberen Eder. Auch diese Terrassenfläche ist, trotz heutiger dichter Bebauung, morphologisch deutlich erkennbar.

Im nördlichen Ortsgebiet von Dotzlar bis hinein in den Ortsteil Laubroth ist großflächig ein fluviatiler Terrassenkörper erhalten geblieben, der nach Westen hin von einer größeren Hanglehm-Fläche überdeckt wird. Dieser morphologisch abgeflachte Bereich bildet eine weit ausgedehnte Verebnungsfläche zwischen dem Berg Burg und dem Edertal. Möglicherweise ist der Berg Burg ein ehemaliger Umlaufberg, der früher von der Eder im Westen umflossen wurde. Gerölle des Terrassenkörpers konnten vereinzelt noch an Weganschnitten, als Lesesteine auf den Feldern und in Baugruben im nördlichen Ortsgebiet von Dotzlar gefunden werden. In einer dieser Baugruben liegen über spezialgefalteten Adorf-Bänderschiefern ca. 50 cm Terrassenmaterial mit zum Teil dezimeterdicken, gut gerundeten Geröllen, meist aus devonischen Sandsteinen. Überlagert werden diese von ca. 80 cm rotem Ton mit Hangschutt. Die Terrasse liegt hier etwa 30 m über dem heutigen Talniveau der Eder. Die im südöstlichen Blattgebiet gelegenen Terrassen liegen hingegen in einem tieferen Niveau, etwa 20 m über Talniveau des heutigen Ederlaufes. Sämtliche nachgewiesenen Terrassen wurden jedoch in einheitlicher Signatur dargestellt, da eine zeitliche Zuordnung nicht möglich war.

3.5.1.2 Bänderschutt

Nur an wenigen Örtlichkeiten des Blattgebietes konnten Vorkommen des vor allem im östlichen Rothaargebirge weit verbreiteten Bänderschutts (MÜLLER 1983, 1994; LEUTERITZ 1972, 1981) nachgewiesen werden. Das größte Vorkommen war im Jahr 2001 kurzzeitig beim Neubau des Schützenhauses von Berghausen aufgeschlossen. Seine Mächtigkeit betrug über 3 m. Des Weiteren konnte ein Bänderschuttvorkommen in einer Baugrube in der Ortschaft Hemschlar nachgewiesen werden. An beiden temporären Aufschlüssen zeigte sich deutlich, dass dieser gut sortierte, aus kleinstückigen Fragmenten geschieferter Ton- und Schluffsteine zusammengesetzte, schwach tonig gebundene Gesteinsschutt immer in Hangnischen vorkommt. Die schwach kantengerundeten Schieferplättchen besitzen Durchmesser von wenigen Zentimetern und lassen häufig eine dachziegelartige Lagerung erkennen. Das im Allgemeinen bindemittelarme Lockersediment zeigt oft eine typische Bänderung durch Anreicherungen von tonig-schluffigem Material. Bei den Vorkommen im Blattgebiet ist diese Bänderung, von der der Name „Bänderschutt“ kommt, nicht immer deutlich ausgeprägt. Die Bänder sind dann in der Regel mit bis zu 20° hangabwärts geneigt. Die früher verwendete Bezeichnung „Schieferkies“ (LIPPERT 1970) ist heute nicht mehr gebräuchlich.

Die Entstehung des Bänderschutts ist noch weitgehend ungeklärt. Seine dachziegelartige Lagerung wie auch seine gute Sortierung weisen auf eine Ablagerung in fließendem Wasser hin, wobei allerdings die geringe Kantenrundung der Ton- und Schluffsteinfragmente einen weiten Transportweg ausschließt. Die Vorkommen sind an die Ausstriche schieferiger Ton- und Schluffsteine gebunden, ihre Bildung setzt kahle Schieferhänge als Liefergebiet und eine Frostverwitterung voraus. Aufgrund nur weniger Vorkommen im Blattgebiet wurde der Bänderschutt nicht als eigene Kartiereinheit, sondern unter der Signatur als Hanglehm und Fließerde dargestellt.

3.5.1.3 Hanglehm und Fließerde („hg)

Das während der Kaltzeiten des Pleistozäns herrschende periglaziale Klima führte im Blattgebiet zu einer stärkeren Auflockerung und Zerkleinerung des an der Oberfläche austreichenden paläozoischen Gesteins. Als Folge der durch Frost und erhöhte Niederschläge begünstigten Verwitterung bildete sich über dem Felsuntergrund eine unterschiedlich mächtige, feinsandige bis tonige, grusig-steinige Schuttdecke. Ihre Zusammensetzung, vor allem das Verhältnis von Ton-, Schluff- und Sandstein, wechselte je nach Beschaffenheit des Ausgangsgesteins und Grad der Ausspülung oder Auflösung feinkörniger oder leicht löslicher Komponenten. Aufgrund der geringeren Verwitterungsanfälligkeit der in der südöstlichen Blatthälfte zahlreich austreichenden, teilweise quarzitischen Sandsteine und unterkarbonischen kieseligen Sedimente ist in diesen Bereichen ein erhöhter Stein- und Grusanteil in den Verwitterungsbildungen zu erkennen. Dagegen tritt der Skelettanteil über den tonig-schluffig ausgebildeten Schichten des Oberems und des tieferen Mitteldevons in der nordwestlichen Blatthälfte deutlich zurück.

Da sich die Erosion von aufgelockertem Festgestein unter der Einwirkung der Klimaelemente, insbesondere der Niederschläge, seit dem Pleistozän in abgeschwächtem Maße

bis in die Gegenwart fortsetzt, enthalten die Hanglehme in den oberflächennahen Teilen meist nur kleinstückigen, mehr oder weniger angewitterten Gesteinsschutt. Vor allem in den Hangfußlagen erhöht sich der Schluffanteil aufgrund der an den Berghängen auftretenden Ausspülung des feinen Lockergesteinsmaterials durch die Niederschläge. Stellenweise tritt auch umgelagerter Lösslehm hinzu, ohne dass eine sichere Abgrenzung gegen den Hanglehm möglich ist. Mit Annäherung an die Auflockerungszone des anstehenden Felsuntergrundes nimmt der Anteil der groben, schwach kantengerundeten Gesteinsfragmente deutlich zu, während die schluffig-tonige Komponente allmählich zurücktritt.

Das in den periglazialen Bereichen verbreitete Bodenfließen (Solifluktion) bewirkte eine tief greifende Umlagerung der pleistozänen und präpleistozänen Verwitterungsdecken. Über einem durch Dauerfrost als Stauhorizont wirkenden Untergrund bildeten im Pleistozän die nach fröhsommerlicher Erwärmung aufgetauten oberen Partien der Verwitterungszone eine intensiv wasserdurchtränkte, breiige Masse, die schon bei geringer Geländeneigung (ab etwa 3°) ins Fließen geriet. Wo diese Fließerden zum Stillstand kamen, in Mulden oder Talschlüssen, an flacheren Hängen oder an den Hangfüßen der steileren Hänge, finden sich heute die größten Mächtigkeiten dieser Solifluktionsbildungen. Die manchmal beobachtete Überschotterung im Untergrund anstehender Gesteine durch ortsfremdes Material geht ebenfalls auf Solifluktionsvorgänge zurück, wobei die Transportweiten zum Teil erhebliche Beträge erreichen können. Durch den Prozess der Verwitterungsauslese isolierte Blöcke von Eisenkiesel im Ausstrich der Kulm-Kieselschiefer im südöstlichen Teil des Blattgebietes bezeugen einen solchen auf Solifluktion zurückgehenden Gesteintransport.

Die gelblich braunen bis braunen, schluffig-sandigen Hanglehme und Fließerden, die in wechselnder Menge unsortierten Gesteinsschutt enthalten, bedecken in unterschiedlicher Mächtigkeit größere Teile des paläozoischen Untergrundes. Im Allgemeinen bleibt ihre Mächtigkeit unter 2 m, sie kann aber auch in sanfteren Hangdellen oder in Hangfußlagen örtlich 3 – 4 m erreichen. Hanglehme und Fließerden wurden nur bei einer Mindestmächtigkeit von 2 m in der geologischen Karte ausgeschieden.

Die damaligen lokalklimatischen Unterschiede, vor allem die von der Exposition der Hänge abhängige Sonneneinstrahlung, beeinflussten die Mächtigkeitsverteilung der Hanglehme und Fließerden (THOME 1968). Auch im Blattgebiet werden vor allem die Osthänge, die in geringerem Maße die klimatischen Bedingungen für eine Solifluktion und damit für einen Abtransport des Hangschutts bieten, bevorzugt von mächtigeren Hanglehmvorkommen eingenommen. An den Berghängen, die flach zur Eder und Odeborn hin abfallen, konnten an einigen Stellen im Blattgebiet zum Teil größere Regionen mit Hangschutt abgegrenzt werden (z. B. nördlich von Bad Berleburg, nordwestlich von Beddelhausen, nördlich von Dotzlar).

Eine stratigrafische Gliederung der pleistozänen Hanglehme und Fließerden, das heißt ihre genetische Zuordnung zu den unterschiedlichen Kalt- und Warmzeiten, ist bisher nicht möglich. Unter der Einwirkung der Niederschläge, die eine Abschlammung des Feinmaterials an den Talhängen auslösen, setzt sich die Umlagerung der Verwitterungsbildungen der paläozoischen Gesteine in geringem Maße auch noch im Holozän fort. Eine Abgrenzung dieser holozänen von den sicher ungleich mächtigeren pleistozänen Hanglehmen lässt sich jedoch nicht durchführen.

3.5.2 Holozän

3.5.2.1 Ablagerungen in Talsohlen und Talkerben (qh)

Nur im Bereich der Talsohlen und Talkerben fand seit dem Ende der letzten Kaltzeit vor etwa 10 000 Jahren noch eine nennenswerte Umlagerung und – in begrenztem Umfang – eine Ablagerung von Lockergesteinen statt. Die kleinen, von den Höhen herabfließenden Nebenbäche führten in der noch vegetationsarmen frühholozänen Zeit den Vorflutern größere Mengen von Gesteinsschutt zu, der auf den Talsohlen als meist schlecht gerundeter, lehmiger und feinsandiger, weitgehend unsortierter Schutt abgelagert wurde. Entsprechend dem hohen Anteil geschieferter, tonig-schluffiger Gesteine am Aufbau des Untergrundes setzen sich im Blattgebiet die Schotterlagen der Talsohlen aus feinem, mit Lehm durchsetztem Schiefergrus zusammen. Nur wo Quarzite, Sandsteine, Kieselschiefer und -kalke im Einzugsgebiet der Wasserläufe anstehen, enthalten die Schotter auch größere Gerölle.

Auf den frühholozänen, möglicherweise zum Teil noch pleistozänen Schotterdecken setzte sich in den größeren Bachtälern, im Odeborntal und im Edertal, aus den Hochwässern der Wasserläufe die aus der Abschlammung der Talhänge stammende feine Schwebfracht (Flusstrübe) – der Auenlehm – ab. Im Laufe der Jahrtausende lagerte sich bis in die Gegenwart auf diese Weise über den Schottern der breiteren Talauen eine geschlossene, im Allgemeinen zwischen 0,2 und 2 m mächtige Decke aus tonig-schluffigem, teils humosem Auenlehm ab, in den bisweilen auch sandige oder kiesige Partien eingeschaltet sein können. In diese Auenlehmdecken schnitten sich, zum Teil mäandrierend, die Mittel- und Niedrigwasserrinnen der Wasserläufe ein, manchmal so tief, dass auch die Talsohlenschotter noch von der Tiefenerosion erfasst und umgelagert wurden (Abb. 17). An einigen Stellen wurde in steilen Oberläufen auch noch der Felsuntergrund freigespült. Im Allgemeinen, vor allem bei einer mächtigeren Auenlehmbedeckung, sind die Talböden eben ausgebildet. Die Mächtigkeit des Auenlehms nimmt in den durch stärkeres Gefälle ausgezeichneten Seitentälern in Richtung auf den Oberlauf deutlich ab. Die Grenze zwischen Talablagerungen und Hanglehm ist hier zumeist sehr undeutlich, da sie durch den von den Hängen abgeschlammten und an den Hangfüßen abgelagerten Lehm verschleiert wird.

Die kürzeren Seitenbäche von Odeborn und Eder führen nur wenig gerundete, oft sehr grobe Schotter, die eine sehr geringe Härteauslese erkennen lassen. Da wegen des oft steilen Gefälles dieser Bäche und Rinnsale der anfallende Gesteinsschutt bei starken Niederschlägen ausgeräumt werden kann, verlaufen die oberen, steilen Abschnitte dieser Wasserläufe oft im anstehenden Fels. Am oberen Ende dieser Bachkerben entspringen Quellen häufig in einer größeren Quellmulde. In der geologischen Karte wurden auch diese weitgehend ablagerungsfreien Bachkerben in der Farbe des Holozäns dargestellt, da sie zur Verdeutlichung der Morphologie beitragen (z. B. im Romsgraben bei Paulsgrund).

Durch einige Baustellen in der Umgebung von Schwarzenau konnte im Edertal in temporären Aufschlüssen die Mächtigkeit der holozänen Talfüllung festgestellt werden. Südlich von Schwarzenau beträgt ihre Mächtigkeit über anstehenden Liegenden Alaunschiefern ca. 2 m. Unmittelbar über dem Anstehenden treten dort gut gerundete Flussschotter mit einem Durchmesser von bis zu 20 cm auf. Nordwestlich von Schwarzenau,



Abb. 17 Erosionsrinne im Lausebachtal bei Bad Berleburg;
 nach Unwetter freigelegte Quartär-Schichten (s. Text);
 Lokalität: Lausebachtal nördlich von Bad Berleburg (R 57 330, H 59 700)

an der Straße nach Arfeld, wurde bei Kanalarbeiten bei einer Teufe von über 6 m noch kein anstehendes Gestein erreicht.

Im unteren Lausebachtal, westlich von Bad Berleburg, wurde im Sommer 1998 nach starken Regenfällen eine breite Rinne in der Talmitte erodiert. Dort zeigte sich eine Wechselfuge von Auenlehm mit Feinsand- und Kieslagen (s. Abb. 17). Die Komponenten der Kieslagen sind gut gerundet und zeigen häufig Dachziegellagerung.

In den gegenwärtigen Flussbetten von Eder, Odeborn und kleineren Bächen finden sich häufig Klippen der härteren Kulm-Grauwacke, Lydite oder Nehden-Sandstein, aber auch Schieferklippen kommen vor.

3.5.2.2 Mündungsschwemmkegel

An den Einmündungen kleiner steiler Seitenbäche in breite Talauen finden sich hin und wieder größere, morphologisch abgrenzbare Anhäufungen von Abtragungsschutt der Nebentäler. Dieser Schutt besteht aus feinsandigem bis tonigem Schluff, der grusig oder steinig ausgebildet sein kann. In manchen Fällen drängen die Schwemmkegel den Vorfluter an die gegenüberliegende Talseite oder wurden selbst wieder abgetragen.

Größere Mündungsschwemmkegel finden sich südöstlich von Christianseck in den Mennerbach, westlich der Gehöfte von Kraftsholz zur Schwarzenau, am Westabhang des

Homburgs zum Großen Rüsselbach, südlich vom Urbachskopf zum Breitenbach sowie südlich der Ortschaft Hemschlar zum Grundbach.

3.5.2.3 Künstliche Aufschüttungen („y“)

Unter künstliche Aufschüttungen fallen im Blattgebiet insbesondere alte Schieferhalden größeren Umfangs. Diese Flächen finden sich vor allem in den Gebieten um Raumland und Meckhausen, wo die größten Schieferabbaue stattfanden und noch heute erhebliches Abraummateriale lagert. Teile dieser Flächen sind heute rekultiviert und auch geschützt.

Des Weiteren wurden alte Mülldeponien abgegrenzt, die meist auch rekultiviert sind, wie zum Beispiel der Wanderparkplatz am Trufferhain (nordwestlich von Bad Berleburg). Alte Bahndämme, die entlang der Eder verlaufen, wurden in der geologischen Karte wegen ihrer Geringmächtigkeit nicht als künstliche Aufschüttungen ausgewiesen.

4 Gebirgsbau

4.1 Tektonischer Überblick

Großtektonisch gesehen liegt das kartierte Gebiet exakt auf der Grenze zwischen Wittgensteiner Mulde und Latroper Sattel (Abb. 18). Das nordwestliche Blattgebiet mit überwiegend unterdevonischen und tiefmitteldevonischen Sedimenten gehört zum Latroper Sattel, wobei die Nordwestecke des Blattgebietes um den Großen Kopf den Kernbereich des Latroper Sattels bildet. Das Gebiet etwa südöstlich von Bad Berleburg gehört zur Wittgensteiner Mulde mit hochmitteldevonischen bis unterkarbonischen Sedimenten. Im Südosten wird die Wittgensteiner Mulde zum Teil von der Sackpfeifenüberschiebung und zum Teil von triassischen Schichten der Frankenberger Bucht begrenzt. Die jüngsten Sedimente im Muldenkern bildet die Kulm-Grauwacke des Unterkarbons.

4.2 Faltenbau

Eingehende strukturelle Untersuchungen im Blattgebiet Bad Berleburg und in angrenzenden Gebieten wurden von LIESCHE (1980) durchgeführt.

Die Schichten weisen einen überwiegend aufrechten Faltenbau auf. Im nordwestlichen Arbeitsgebiet, in den unter- und mitteldevonischen Schichten bis zum Unteren Quarzit, weisen sie einen auffällig flachen, oft nur leicht gewellten Faltenbau auf, wohingegen in den jüngeren Schichten in südöstlicher Richtung die Faltschenkel deutlich steiler sind. Dort kommen auch häufiger sowohl nach Nordwesten als auch nach Südosten überkippte Falten vor (s. Taf. 1 in der Anl.: Geologische Schnitte). Entgegen dem für das Rheinische Schiefergebirge charakteristischen nordwestvergenten Faltenbau überwiegt im Blattge-

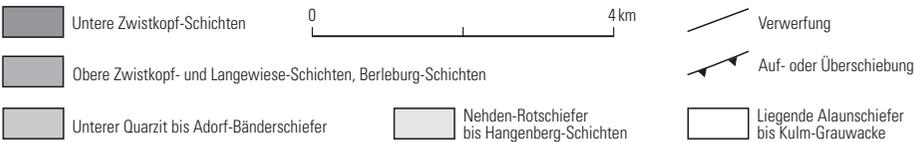
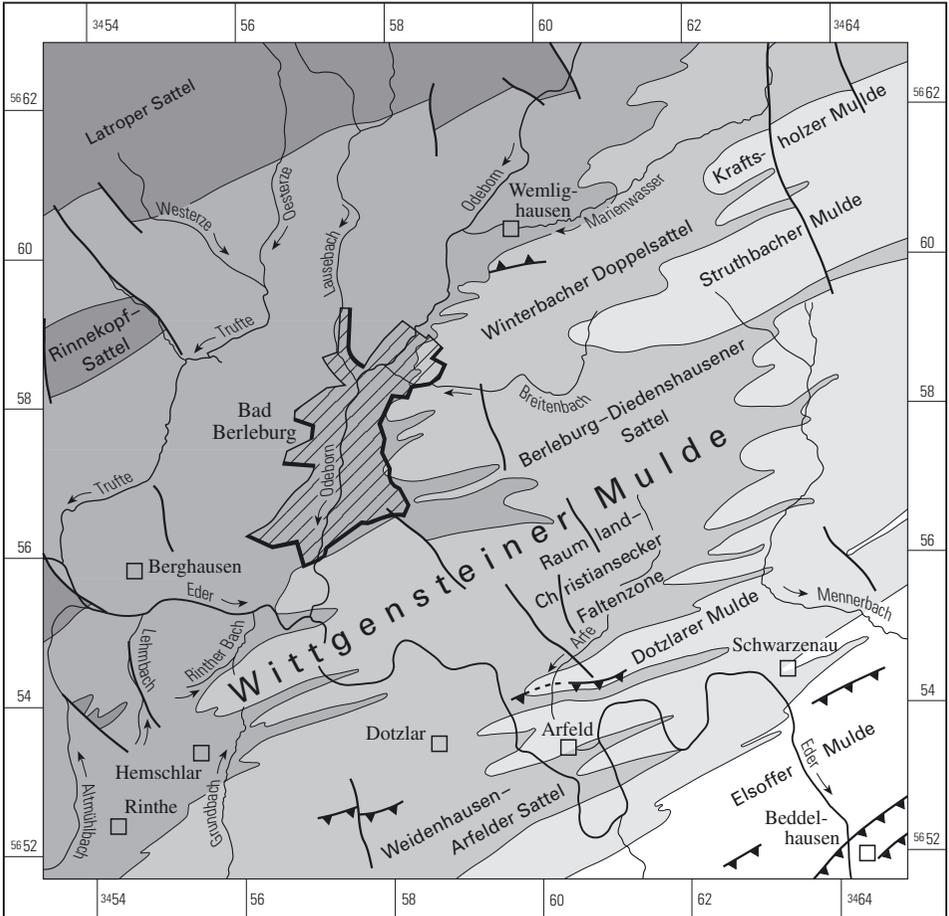


Abb. 18 Übersicht der tektonischen Baueinheiten

biet Bad Berleburg ein südostvergenger Faltenbau (s. Kap. 4.7). Neben engen, steil stehenden Falten finden sich auch weit angelegte Kofferfalten, wie zum Beispiel an dem Berg Burg nördlich von Winterbach und südöstlich vom Hof Schlade. Extrem eng gefaltet (Spezialfaltung) sind häufig die Kulm-Kieselschiefer des Unterkarbons. Die Faltenachsen fallen in der Regel mit etwa 20 – 25° nach Nordosten ein. Nur an einer einzigen Stelle im Arbeitsgebiet, im nördlichen Ortsteil „Im Grund“ der Ortschaft Arfeld, ist ein Umbiegen der Faltenachse zu beobachten. Dort fällt sie zuerst nach Nordosten ein und hebt dann wieder

aus, was auch am Faltenbau deutlich erkennbar ist (gegenläufiges Eintauchen der Mulden). Die Faltenzüge streichen im Blattgebiet generell mit 70 – 80°. Vereinzelt Umbiegungen auf Werte von 60 oder 90° bilden die Ausnahme.

4.3 Schieferung

Insbesondere die mitteldevonischen, überwiegend tonigen Sedimente sind meist engständig geschiefert. Dabei bildet die Schieferung zur Schichtung in der Regel einen gewissen Winkel und wird dann als Transversalschieferung bezeichnet. Parallel angelegte Schieferflächen sind eher selten. Wenn der Abstand der Schieferflächen unter 6 mm liegt und der Winkel zwischen Schichtung und Schieferung äußerst klein ist, besitzen die Tonsteine auch Dachschieferqualität (s. Kap. 3.1.3.3). Wenn Schichtung und Schieferung in eine gemeinsame Richtung einfallen, kann dies zum Erkennen der Schichtenlagerung herangezogen werden. Fällt die Schichtung steiler ein als die Schieferung, sind die Schichten überkippt gelagert.

Die Schieferung fällt im nordwestlichen Blattgebiet überwiegend nach Süden, im mittleren und südöstlichen Blattgebiet vorwiegend nach Norden ein. Im Bereich der nordfallenden Schieferung herrscht auch Südvergenz vor.

In den tonigen Abfolgen, insbesondere in den unterkarbonischen Liegenden Alaunschiefern und den Kulm-Tonschiefern, ist häufig „Griffelschieferung“ zu beobachten, die durch eine engständige Schieferung senkrecht zur Schichtung verursacht wird. Diese ist meist in spezialgefalteten Mulden- oder Sattelkernen zu finden. Knickschieferung oder Knickzonen, wie sie auf den Nachbarblättern beschrieben sind (MÜLLER 1983, 1994; LEUTERITZ 1972, 1982), kommen nur selten im nordwestlichen Blattgebiet in den unterdevonischen bis tiefmitteldevonischen tonigen Gesteinsschichten vor. Eingehende Erläuterungen zur Schieferung siehe auch bei MÜLLER (1994) und WEBER (1978).

4.4 Klüftung

Neben Schichtung und Schieferung zeigen die Gesteine des Blattgebietes in Abhängigkeit von der Gesteinsart als weiteres Trennflächengefüge Klüftung.

Je nach lithologischer Ausbildung und Mächtigkeit durchziehen – in unterschiedlicher Häufigkeit und mit wechselndem Abstand – kaum geöffnete bis nahezu geschlossene Trennfugen die Gesteinslagen. Unter dem Einfluss der Verwitterung geht die Auflösung des Gesteinsverbandes im oberflächennahen Bereich in erster Linie von den Klüften aus. Das Klüftvolumen spielt vor allem in hydrogeologischer wie auch in ingenieurgeologischer Hinsicht eine bedeutsame Rolle.

Die mitteldevonischen Quarzite, die oberdevonischen Sandsteine und die kieseligen Gesteine des Unterkarbons zeichnen sich durch eine besonders deutliche, mehr oder weniger engständige Klüftung aus. Immer wieder ist zu erkennen, dass die Klüftabstände in dickbankigen oder massigen Gesteinen im Allgemeinen größer sind als in den dünn-

bankigen und plattigen. In tektonisch stark beanspruchten Bereichen, wie beispielsweise in Sattel- oder Muldenkernen, treten Klüfte besonders eng und gehäuft auf. Tonig-schluffige Gesteine besitzen ein sehr viel geringeres Kluftvolumen, weil die Klüfte kürzer und in der Regel geschlossen sind.

Da die Anlage der Klüftung in unmittelbarem Zusammenhang mit der tektonischen Beanspruchung des Gebirgskörpers steht, folgen die steil zu den Schichtflächen stehenden Klüfte bestimmten, durch die Geometrie des Faltenbaus vorgegebenen Richtungen. Nach ihrer Orientierung zum Streichen der Achsenfläche unterscheidet man Quer-, Diagonal- und Längsklüfte, die in sehr unterschiedlicher Gewichtung das Gesamtkluftvolumen eines Gesteinskörpers ausmachen und einzeln auch fehlen können. Im Blattgebiet überwiegen bei weitem die Querklüfte, deren Streichen nur selten streng senkrecht zur Streichrichtung der Achsenfläche verläuft, sondern zumeist um diese Stellung pendelt. Das vorherrschend steile Einfallen ($60 - 90^\circ$) der Querklüfte ist – in Abhängigkeit von der Richtung des Faltenachsenabtauchens – sowohl nach Nordosten wie auch nach Südwesten gerichtet. Sehr viel seltener sind Diagonalklüfte. Längsklüfte treten in den Sedimentgesteinen nur sporadisch auf.

Stellenweise sind die Klüfte zu Spalten erweitert und dann vorwiegend mit Quarz gefüllt. Vor allem die Quarzite und quarzitischen Sandsteine des Unteren und Oberen Quarzits, der oberdevonische Nehden-Sandstein und die Kieselschiefer und Lydite zeigen häufig von weißem Quarz verheilte Klüfte und Spalten, die auch Mächtigkeiten von wenigen Dezimetern erreichen können.

4.5 Verwerfungen (Störungen)

Große Störungen sind im Blattgebiet nicht nachgewiesen worden. Kleinere Überschiebungen, die nur einen geringen Versatz der Schichten erkennen lassen, finden sich vor allem in den unterkarbonischen und nur vereinzelt auch in den mittel- bis oberdevonischen Schichten. Häufig sind die Kulm-Kieselschiefer (Lydite) bis auf die Kulm-Tonschiefer beziehungsweise die Kulm-Grauwanke überschoben, sodass die Kieseligen Übergangsschichten und auch die Kulm-Tonschiefer unterdrückt werden.

Häufiger kommen Verwerfungen quer zur generellen Streichrichtung vor. Auf die Darstellung der zahlreichen Querstörungen, wie sie bei der Erstaufnahme des Blattgebietes zu sehen sind, konnte jedoch in den meisten Fällen verzichtet werden. Viele davon konnten durch den Nachweis abtauchender Sättel und Mulden mit messbarem umlaufendem Streichen widerlegt werden. Zudem ergab die Kartierung im Maßstab 1 : 5 000, dass die meisten in der alten Karte aufgeführten Störungen auch im Gelände nicht nachzuweisen sind. Verwerfungen mit größerem Versatz finden sich in unter- bis mitteldevonischen Schichten am Westrand des Blattgebietes am Rinnekopf und östlich von Weide sowie im Bereich des Unteren Quarzits südöstlich von Bad Berleburg zwischen Limburg und Fredlar.

Die Existenz abschiebender Störungen mit geringem Versatz konnte nur mithilfe der Aufschlüsse im Graben der Erdgasleitung Werne – Schlüchtern nachgewiesen werden. Sie wurden bei Latzbruch in oberdevonischen Schichten und östlich des Hombergs in den unterkarbonischen Kieselschiefern beobachtet.

4.6 Baueinheiten

Die beiden Großstrukturen sind die Wittgensteiner Mulde im südöstlichen Teil und der Latroper Sattel im nordwestlichen Teil des Blattgebietes (s. S. 50, Abb. 15). Die Schichtenfolge ab dem Unteren Quarzit ins Hangende zeichnet durch die vielfältigen Gesteinswechsel den Faltenbau der Region deutlich nach. Im nordwestlichen Blattgebiet hingegen, in den monotonen unter- und mitteldevonischen, tonig-schluffigen Abfolgen ist dies nicht gegeben. Demzufolge erhielten auch nur die bedeutenderen Faltenstrukturen, die zur Wittgensteiner Mulde gehören, im südöstlichen Blattgebiet eigene Namen, die bereits von REICH (1935) vorgegeben wurden.

Von Norden nach Süden wurden folgende Baueinheiten benannt:

– Latroper Sattel mit Rinnekopf-Sattel

Am Rinnekopf konnte im Zuge der Revisionskartierung durch die Neuentdeckung des K6-Horizontes eine Sattelstruktur auskartiert werden, die als Rinnekopf-Sattel neu bezeichnet wurde.

– Wittgensteiner Mulde mit Kraftsholzer Mulde, Winterbacher Doppelsattel, Struthbacher Mulde, Berleburg-Diedenshausener Sattel, Raumland-Christiansecker Faltenzone, Dotzlarer Mulde, Weidenhausen-Arfelder Sattel und Elsoffer Mulde. Der südöstlich anschließende Beddelhausener Sattel gehört nicht mehr zum Blattgebiet.

Die aus unterkarbonischen Gesteinen aufgebaute Elsoffer Mulde ist die größte Faltenstruktur innerhalb der Wittgensteiner Mulde. Im Blattgebiet Bad Berleburg ist aber nur ihr nordwestlichster Teil angeschnitten. Die von REICH (1935) nach dem Pferdsbach benannte Pferdsbach-Mulde wurde – Bezug nehmend auf das zentral in der Mulde gelegene Gehöft Struthbach – in Struthbacher Mulde umbenannt.

Eine tektonische Beschreibung der im Blattgebiet vorkommenden größeren Mulden und Sättel, die in Abbildung 15 erwähnt sind, findet sich bei LIESCHE (1980).

4.7 Strukturelle Besonderheiten

Nordwestlich einer Linie entlang den Gewässern Grundbach – Odeborn – Marienwasser – Schwarzenau ist im Blattgebiet der für das Rheinische Schiefergebirge typische nordwestvergente Faltenbau vorherrschend und die Schieferungswerte fallen nach Süden ein. Südöstlich dieser Linie herrscht ein südostvergenter Faltenbau vor und die Schieferung fällt überwiegend nach Norden ein. Dabei sind nach Südosten überkippte Falten-schenkel auch keine Seltenheit.

Gelegentlich konnten im Graben der Erdgasleitung Werne – Schlüchtern auch Überschiebungen beobachtet werden, die nach Südosten hin überkippt sind, sodass jüngere auf älteren Schichten zu liegen kommen und diese dann eine Abschiebung vortäuschen. Daneben kommen auch Überschiebungen vor, die nach Südosten gerichtet sind (z. B. südlich von Wemlighausen in mitteldevonischen Quarziten). Zwar erwähnt bereits LIESCHE (1980) Regionen mit südostvergentem Faltenbau im Übergangsbereich Latroper Sattel/Wittgensteiner Mulde, aber eine solche Häufigkeit war bislang nicht bekannt und wurde erst durch die zusammenhängenden Aufschlüsse im Leitungsgraben erkennbar. Die

Ursachen für diesen südostvergenten Faltenbau könnten großräumige Stauchungsprozesse vor dem Latroper Sattel sein, wo der obere Bereich der nordwestlichen Flanke der Wittgensteiner Mulde leicht nach Südosten rückrotiert wurde. Dies hätte dann aber nach Anlage der Schieferung geschehen müssen, da die Schieferung mit rotiert wurde.

WEBER (1978) erklärt Südostvergenzen in Verbindung mit schaufelartig gebogenen Überschiebungen (Istrische Überschiebung). Dies trifft hier aber nicht zu, da im Nordwesten keine großen Überschiebungen existieren.

Im Leitungsgraben der Erdgasleitung Werne – Schlüchtern, südlich vom Hof Winterbach (von R 62 270, H 60 075 bis R 62 475, H 59 865), war eine etwa 300 m lange oberdevonische Abfolge aufgeschlossen, die von den höchsten Adorf-Bänderschiefern bis in die tieferen Hemberg-Rotschiefer reicht. Innerhalb der Nehden-Rotschiefer ist die Schichtung der Abfolge flach nach Südosten abgelenkt, sodass die komplette Nehden-Sandsteinfoolge nach Südosten überkippt ist(!). Im Hangenden der Nehden-Sandsteine folgen graue, zum Teil sandige Tonsteine der Diedenshausen-Schichten und dann die charakteristischen Hemberg-Rotschiefer.

5 Lagerstätten

Das Gebiet um die Ortschaft Raumland ist ein traditionelles Bergbauggebiet. Der Dachschieferbergbau, der dort bereits im 16. Jahrhundert begann, erlebte gegen Ende des 19. Jahrhunderts seinen Höhepunkt, bevor er schließlich im August 1973 völlig eingestellt wurde. Im Gegensatz zu den meisten heute noch zugänglichen ehemaligen Tagebauen sind die Gruben entweder verfallen, zugeschüttet oder verschlossen und dienen zum Teil als Unterschlupf für Fledermäuse. Eine kleine Grube südlich von Raumland, die Grube Delle, wurde zum Schaubergwerk umgestaltet und zeigt dem Besucher heute, wie die Bergleute früher untertage ihre schwere Arbeit verrichteten.

Im Blattgebiet befinden sich mehrere größere Abbaubereiche von Dachschiefer:

- die Grube Hörre I, die größte Dachschiefergrube in der Raumländer Gegend
- die Grube Fredlar und die Grube Honert waren lange Zeit die ergiebigsten Gruben der Region
- die Grube Hörre II war die letzte größere Grube im Raumländer Revier, die Dachschiefer gewann

Die Grube Hörre I, östlich der Ortschaft Raumland am linken Ederufer gelegen, war seit etwa Mitte des 16. Jahrhunderts im Abbau. Sie wurde zuerst nur im Tagebau betrieben, bis man schließlich etwa ab 1877 zum Stollenbau überging. Nach dem 2. Weltkrieg wurde sie aufgegeben. Heute ist der Bereich der Grube Hörre I mit seinen großen Haldenflächen Naturschutzgebiet. Der Tagebau ist stark verfallen, eine Grube ist heute teilweise noch begehbar, aber verschlossen. Sie dient als Fledermausstollen.

Die Grube Fredlar schloss bereits Ende 1889. Der heutige Steinbruch des ehemaligen Tagebaus ist stark verfallen und der Grubeneingang verschüttet. Der Steinbruch und die zugehörigen Haldenflächen sind heute geschützt.

Die Grube Honert östlich der Ortschaft Dotzlar sowie eine Mutung in der tiefen Styliolinen-schiefer- und -sandstein-Folge sind heute noch begehbar, aber verschlossen. Beide dienen den Fledermäusen als Winterquartier. Das gesamte Grubengebiet ist heute geschützt.

Die Grube Hörre II in Raumland-Markhausen, wo man am 17. August 1973 die Arbeit endgültig einstellte, war die letzte aktive Dachschiefergrube. Sie ist ebenfalls noch begehbar und verschlossen.

Daneben gab es mehrere kleinere Gruben, wie zum Beispiel die Schiefergrube Limburg oberhalb des Sportplatzes von Raumland (s. S. 26, Abb. 7). Sie wurde im Jahre 1864 mit nur geringer Förderung im Tagebau betrieben. Hier existieren heute noch ein kleiner offen gelassener Steinbruch und eine kleine Schieferhalde. In dem Steinbruch wurde das Profil 3 (Taf. 2 in der Anl.; s. auch Kap. 3.1.3.3) aufgenommen.

Über die Dachschiefervorkommen in der Region um Raumland berichtet bereits REICH (1927 a) und eine ausführliche Beschreibung der Geschichte des Raumländer Reviers und seiner Gruben gibt KRÄMER (1975).

In Raumland-Markhausen, unmittelbar gegenüber dem ehemaligen Stolleneingang der Grube Hörre II, werden seit 1963 geschieferte Tonsteine zu Blähschiefer weiterverarbeitet. Hierfür wurden anfangs die ehemaligen Dachschieferhalden (insbesondere der Grube Hörre I) geräumt und verwertet. Heute bezieht der Betrieb sein Material aus den Steinwerken Raumland. Dort sind Berleburg-Schichten im Kern einer steil stehenden Sattelstruktur, flankiert von Sandsteinen des Unteren Quarzits, aufgeschlossen (s. S. 22, Abb. 4). Blähschiefer wird zum Beispiel als Zuschlagstoff für Leichtbeton, für die Dachbegrünung, im Hausbau, für Lärmschutzwände etc. verwendet.

Im südlichen Blattgebiet, in den unterkarbonischen Kiesel-schiefern, fanden im vorletzten Jahrhundert Versuche auf Abbau von Manganeisenerz statt, der aber nicht besonders erfolgreich war. Stollen und alte Pingen im Raum Beddelhausen – Richstein zeugen von diesen Tätigkeiten. Die Hauptverbreitung des Manganerzabbaus lag südöstlich des Blattgebietes, im hessischen Laisa (SCHAEFFER 1980). Im Raum Berghausen – Rinthe gab es in den mitteldevonischen Berleburg-Schichten Versuche auf Kupfererzgewinnung, die aber ebenfalls ohne Erfolg blieben. Auch in einem kleinen Stollen am Sportplatz von Diedenshausen wurde für kurze Zeit in den oberdevonischen Bänderschiefern nach Kupfererz gesucht.

Eine ausführliche Erfassung und Dokumentation sämtlicher untertägiger Gruben im gesamten Wittgensteiner Raum gibt BELZ (2001, 2002 a, 2002 b).

Vereinzelt gibt es im Blattgebiet Hinweise auf Abbautätigkeiten in Bereichen größerer Hanglehmfächen. Dort wurde Lehm für das Brennen von Ziegeln gewonnen. Eine solche alte Grube liegt in der großen Hanglehmfäche neben der Gärtnerei nordwestlich von Beddelhausen. Viele kleinere Steinbrüche im Blattgebiet zeugen von Abbautätigkeiten zur Gewinnung von Gesteinsmaterial für die Beschotterung von Wald- und Forstwegen. Die einzigen heute noch genutzten Lagerstätten im Blattgebiet Bad Berleburg befinden sich im Gebiet um die Ortschaft Raumland. Im Jahre 1928 wurde südlich von Raumland mit dem Abbau von quarzitischen Sandsteinen des Unteren Quarzits begonnen. Dieser wird noch heute in den zwei großen Steinbrüchen des Steinwerks Raumland (s. Kap. 3.1.3.2) abgebaut und findet als Schotter oder Splitt vor allem im Straßenbau Verwendung.

6 Verzeichnis der Schriften und Karten

Schriften

- AMEROM, H. J. W. VAN; HEGGEMANN, H.; HORN, M.; KORN, D.; NESBOR, D.; SCHRADER, S. (2002): Das Kulmgrauwacken-Profil (Ober-Viséum) des Steinbruchs Dainrode im Kellerwald (NW Hessen). – Geol. Jb. Hessen, **129**: 5 – 25, 9 Abb., 1 Tab., 5 Taf.; Wiesbaden.
- AMLER, M. R. W. (1987): Fauna, Paläogeographie und Alter der Kohlenkalk-Vorkommen im Kulm des östlichen Rheinischen Schiefergebirges (Dinantium). – Geol. Abh. Hessen, **88**: 339 S., 37 Abb., 16 Tab., 10 Taf.; Wiesbaden.
- BACHMANN, M. (1965): Das Unter- und Mitteldevon im Latroper und Züschener Sattel zwischen Winterberg und Berleburg im südöstlichen Sauerland. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **9**: 539 – 588, 13 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- BECKER, R. T.; HOUSE, M. R. (1994): International Devonian goniatite zonation, Emsian to Givetian, with new records from Morocco. – In: KÖNIGSHOF, P.; WERNER, R. [Hrsg.]: Willi-Ziegler-Festschrift II. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenb., **169**: 79 – 135, 10 Abb., 7 Taf.; Frankfurt/Main.
- BEIER, J. (1981): Fazies und Paläogeographie des Zentral- und SW-Teiles der Wittgensteiner Hauptmulde unter besonderer Berücksichtigung der Konglomerate von Diedenshausen. – Dipl.-Arb. Univ. Köln: 175 S., 29 Abb., 2 Anl., 1 Kt.; Köln. – [Unveröff.]
- BELZ, A. (2001): Unterirdische Bergwerke in Wittgenstein : eine Übersicht, Tl. 1 Schieferbergbau. – Bl. Wittgensteiner Heimatver., **65** (1): 2 – 13, 5 Abb.; Bad Laasphe.
- BELZ, A. (2002 a): Unterirdische Bergwerke in Wittgenstein : eine Übersicht, Tl. 2 Erzbergbau. – Bl. Wittgensteiner Heimatver., **66** (1): 2 – 16, 5 Abb.; Bad Laasphe.
- BELZ, A. (2002 b): Unterirdische Bergwerke in Wittgenstein : eine Übersicht, Tl. 3 Erzbergbau im Lahntal. – Bl. Wittgensteiner Heimatver., **66** (1): 61 – 75, 4 Abb.; Bad Laasphe.
- BENDER, P.; PIECHA, M. (1991): Ein neues Vorkommen von Unterem und Oberem Kellwasser-Horizont in der Beckenfazies der Dill-Mulde (Oberdevon, Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. et Palaeont., **25**: 37 – 45, 4 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Marburg/Lahn.
- BÖHM, M. (2000): Zur Geologie der Wittgensteiner Mulde im Gebiet westlich von Hatzfeld/Eder auf TK 25 Blatt 5017 Biedenkopf und Blatt 4917 Battenberg. – Dipl.-Kart. Univ. Marburg: 56 S., 17 Abb.; Marburg/Lahn. – [Unveröff.]
- BOUMA, A. H. (1962): Sedimentology of some flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation: 168 S.; Amsterdam (Elsevier).
- BRAUN, A. (1990): Radiolarien aus dem Unterkarbon Deutschlands. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenb., **133**: 177 S., 66 Abb., 17 Taf.; Frankfurt/Main.
- BRAUN, A.; GURSKY, H.-J. (1991): Kieselige Sedimentgesteine des Unter-Karbons im Rheinoherzynikum – eine Bestandsaufnahme. – Geol. et Palaeont., **25**: 57 – 77, 2 Abb., 2 Tab.; Marburg/Lahn.

- BUGGISCH, W. (1972): Zur Geologie und Geochemie der Kellwasserkalke und ihrer begleitenden Sedimente (Unteres Oberdevon). – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **62**: 68 S., 19 Abb., 6 Tab., 13 Taf.; Wiesbaden.
- BUGGISCH, W. (1991): The global Frasnian-Famennian „Kellwasser Event“. – Geol. Rdsch., **80**: 49 – 72, 12 Abb.; Stuttgart.
- BÜRGENER, M. (1963): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 111 Arolsen. – Geogr. Landesaufn. <1 : 200 000>, naturräuml. Gliederung Dtl., **111**: 94 S., 1 Kt., Bad Godesberg (B.-Anst. Landeskd. u. Raumordn.).
- BÜRGENER, M. (1969): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 110 Arnshausen. – Geogr. Landesaufn. <1 : 200 000>, naturräuml. Gliederung Dtl., **110**: 80 S., 5 Abb., 1 Kt., Bad Godesberg (B.-Anst. Landeskd. u. Raumordn.).
- BÜTTNER, E. (1969): Zur Geologie des Gebietes zwischen Lahn und Eder südöstlich von Erndtebrück (Rothaargebirge). – Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont., **13**: 163 S., 79 Abb., 5 Taf.; Münster/Westf.
- CLAUS, R. (1927): Die Elsoffer Kulm-Mulde. Ein Beitrag zur Stratigraphie und Petrographie des Unterkarbons am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. – Z. dt. geol. Ges., **79**: 235 – 279, 6 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Berlin.
- DEHMER, J.; HENTSCHEL, G.; HORN, M.; KUBANEK, F.; NÖLTNER, T.; RIEKEN, R.; WOLF, M.; ZIMMERLE, W. (1989): Die vulkanisch-kieselige Gesteinsassoziation am Beispiel der unterkarbonischen Kieselschiefer am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. Geologie – Petrographie – Geochemie. – Geol. Jb. Hessen, **117**: 79 – 138, 20 Abb., 10 Tab., 4 Taf.; Wiesbaden.
- DVORÁK, J. (1985): The Red Shales of the Upper Devonian in the Rhenish Slate Mountains. – N. Jb. Geol. u. Paläont., **Mh.**, **1985** (6): 329 – 339, 2 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- FRANKE, W.; PAUL, J. (1980): Pelagic redbeds in the Devonian of Germany – Deposition and diagenesis. – Sedim. Geol., **25**: 231 – 255; Amsterdam.
- GURSKY, H.-J. (1997): Die Kieselgesteine des Unter-Karbons im Rhenoharzgebirge – Sedimentologie, Petrographie, Geochemie und Paläozoographie. – Geol. Abh. Hessen, **100**: 117 S., 29 Abb., 6 Tab.; Wiesbaden.
- HOMRIGHAUSEN, R. (1975): Stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Oberdevon und Unterkarbon am Südwestrand der Wittgensteiner Hauptmulde (Elsoffer Mulde – Messtischblatt Nr. 5016 Laasphe). – Dipl.-Arb. Univ. Marburg: 1 Anl.; Marburg/Lahn. – [Unveröff.]
- HOSS, H. (1957): Untersuchung über die Petrographie kulmischer Kieselschiefer. – Beitr. Mineral. u. Petrogr., **6**: 59 – 88, 13 Abb.; Berlin, Göttingen, Heidelberg.
- KAPPEST, K.-P. (2001): Der Rothaarsteig, Weg der Sinne. Deutschlands Landschaften – Von Dillenburg bis Brilon: 127 S.; Steinfurt (Rasch & Röhring).
- KLITZSCH, E. (1959): Das Mitteldevon am Nordwestrand der Dillmulde. – Z. dt. geol. Ges., **111**: 366 – 409, 7 Abb., 1 Taf.; Hannover.

- KRÄMER, F. (1975): Raumland – Beiträge zur Geschichte unseres Dorfes: 413 S.; Balve (Gebr. Zimmermann).
- KULICK, J. (1960): Zur Stratigraphie und Palaeogeographie der Kulm-Sedimente im Eder-Gebiet des nördlichen Rheinischen Schiefergebirges. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3** (1): 243 – 288, 11 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- LEUTERITZ, K. (1968 a): Alter und Entstehung der Konglomerate von Diedenshausen (Mbl. Berleburg und Battenberg, Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges). – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1968** (4): 204 – 215, 4 Abb.; Stuttgart.
- LEUTERITZ, K. (1968 b): Die Geologie der nordöstlichen Dillmulde in der Umgebung von Buchenau am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges. – Diss. Univ. Marburg: 195 S., 94 Abb., 3 Tab.; Marburg/Lahn. – [Unveröff.]
- LEUTERITZ, K. (1972), mit Beitr. von KAMP, H. VON; MERTENS, H.; SCHERP, A.; WOLF, M.; WEBER, P.: Erläuterungen zu Blatt 4817 Hallenberg. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4817**: 215 S., 25 Abb., 28 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- LEUTERITZ, K. (1981), mit Beitr. von BASTIN, H. A.; GRÜNHAGEN, H.; KAMP, H. VON; REHAGEN, H.-W.; SCHERP, A.; WIRTH, W.; WOLF, M.: Erläuterungen zu Blatt 4717 Niedersfeld. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4717**: 174 S., 19 Abb., 21 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- LIESCHE, S. (1980): Die tektonische Gesteinsdeformation im Gebiet des Latroper Sattels und der Wittgensteiner Mulde im östlichen Rheinischen Schiefergebirge. – Göttinger Arb. Geol. u. Paläont., **21**: 89 S., 23 Abb., 4 Tab., 7 Taf.; Göttingen.
- LIPPERT, H.-J. (1970): unter Mitarb. von HENTSCHEL, H.; RABIEN, A., mit Beitr. von KUTSCHER, F.; STENGEL-RUTKOWSKI, W.; WENDLER, R.; ZAKOSEK, H.: Erläuterungen zu Blatt 5215 Dillenburg, 2. Aufl. – Geol. Kt. Hessen <1 : 25 000>, Erl., **5215**: 550 S., 18 Abb., 56 Tab., 6 Taf., 3 Anl.; Wiesbaden.
- LUSZNAT, M. (1978), mit Beitr. von KAMP, H. VON; REHAGEN, H.-W.; REINHARDT, M.; SCHERP, A.; WIRTH, W.; WOLF, M.: Erläuterungen zu Blatt 5015 Erndtebrück. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **5015**: 149 S., 12 Abb., 6 Tab., 5 Taf.; Krefeld.
- MEISCHNER, K.-D. (1964): Allodapische Kalke, Turbidite in riffnahen Sedimentationsbecken. – In: BOUMA, A. H.; BROUWER, A. [Hrsg.]: Turbidites. – Developments in Sedimentology, **3**: 156 – 191, 5 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Amsterdam, London, New York.
- MESTERMANN, B. (1998): Mikrofazies, Paläogeographie und Eventgenese des *crenistria*-Horizontes (Obervisé, Rhenoherynikum). – Kölner Forum Geol. Paläont., **2**: 77 S., 14 Abb., 8 Taf.; Köln.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1958): Bildungsbedingungen und Umlagerung der fossilen Böden der Eifel. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **2**: 495 – 502; Krefeld.
- MÜLLER, H. (1983), mit Beitr. von JÄGER, B.; KAMP, H. VON; SCHERP, A.; WIRTH, W.; WOLF, M.: Erläuterungen zu Blatt 4816 Girkhausen. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4816**: 143 S., 11 Abb., 7 Tab., 3 Taf.; Krefeld.

- MÜLLER, H. (1994), mit Beitr. von Erkwoh, F.-D.; Gawlik, A.; Nieskens, H. G.; REHAGEN, H.-W.; VIETH-REDEMANN, A.; WEBER, P.: Erläuterungen zu Blatt 4915 Wingshausen. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4915**, 2 Aufl.: 145 S., 18 Abb., 6 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- NICOLAUS, H.-J. (1963): Zur Stratigraphie und Fauna der *crenistria*-Zone im Kulm des Rheinischen Schiefergebirges. – Beih. Geol. Jb., **53**: 246 S., 32 Abb., 15 Tab., 22 Taf.; Hannover.
- PIECHA, M. (1993): Stratigraphie, Fazies und Sedimentpetrographie der rhythmisch und zyklisch abgelagerten, tiefoberdevonischen Beckensedimente im Rechtsrheinischen Schiefergebirge (Adorf-Bänderschiefer). – Cour. Forsch.-Inst. Senckenb., **163**: 151 S., 75 Abb., 6 Tab., 22 Taf.; Frankfurt/Main.
- PIECHA, M.; WONIK, T.; WREDE, V. (2002): Die Thermalwasserbohrung Bad Laasphe 1001. – Z. angew. Geol., **4/2002**: 18 – 25, 9 Abb.; Hannover.
- PIRWITZ, K. (1986): Die Sandsteinfächer des höchsten Oberdevons der Dillmulde (Thalenberg-Formation) am SE-Rand des Siegerländer Blocks – Stratigraphische, petrographische und sedimentologische Untersuchungen und deren paläogeographische Deutung. – Diss. Univ. Marburg: 185 S., 54 Abb., 8 Tab., 10 Taf.; Marburg/Lahn. – [Unveröff.]
- PLESSMANN, W.; SPAETH, G. (1971): Sedimentgänge und tektonisches Schichtfließen (Biegungsfliessen) im Rechtsrheinischen Schiefergebirge. – Geol. Mitt., **11**: 137 – 164, 23 Abb.; Aachen.
- RABIEN, A. (1954): Zur Taxonomie und Chronologie der Oberdevonischen Ostracoden. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **9**: 268 S., 7 Abb., 5 Taf.; Wiesbaden.
- REICH, H. (1927 a): Über den Raumländer Dachschieferbergbau. – Sitz.-Ber. geol. L.-Anst. Berlin, **2**: 107 – 114, 1 Abb.; Berlin.
- REICH, H. (1927 b): Über ein Vorkommen von transgredierendem Oberdevon am Ostrand des rheinischen Schiefergebirges. – Z. dt. geol. Ges., **78** (6): 16 – 32, 1 Abb.; Berlin.
- REICH, H. (1934): Erläuterungen zu Blatt 5016 Laasphe. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder <1 : 25 000>, Erl., **5016**: 42 S.; Berlin.
- REICH, H. (1935): Erläuterungen zu Blatt Berleburg. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder <1 : 25 000>, Erl., **4916**: 24 S., 2 Taf.; Berlin.
- REICH, H. (1984), mit Beitr. von BARTH, W.; BLUM, R.; HÖLTING, B.; HORN, M.; KARSCHNY, A.; REICHMANN, H.: Erläuterungen zu Blatt 4917 Battenberg (Eder), 2. Aufl. – Geol. Kt. Hessen <1 : 25 000>, Erl., **4917**: 70 S., 4 Abb., 8 Tab.; Wiesbaden.
- RIPPEL, G. (1954): Räumliche und zeitliche Gliederung des Keratophyrvulkanismus im Sauerland. – Geol. Jb., **68**: 401 – 456, 29 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- SALAMON, M. (2003): Grobklastische Beckensedimente (Olisthostrome) des Oberen Mitteldevons im Lahn-Dill-Gebiet : Zeugen einer aktiven Rift-Tektonik. – Geol. Abh. Hesen, **111**: 209 S., 61 Abb., 10 Tab., 8 Taf.; Wiesbaden. – [Zugl. Diss. Univ. Marburg]

- SCHAEFFER, R. (1980): Vulkanogen-sedimentäre Manganerzlager im Unterkarbon bei Laisa (Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, **108**: 151 – 170, 12 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden.
- SCHINDLER, E. (1990): Die Kellwasser-Krise (hohe Frasn-Stufe, Ober-Devon). – Göttinger Arb. Geol. u. Paläont., **46**: 115 S., 43 Abb., 6 Tab., 5 Taf.; Göttingen.
- SCHOELLMANN, L. (1986): Das Mitteldevon und untere Oberdevon am Nordflügel der Wittgensteiner Mulde (Blatt 4916 Bad Berleburg). – Dipl.-Arb.: 50 S., 3 Anl. – [Unveröff. – Ersch.-Ort nicht zu ermitteln]
- SCHRADER, ST. (2000): Die sedimentär-geodynamische Entwicklung eines variscischen Vorlandbeckens : Fazies- und Beckenanalyse im Rhenohercynischen Turbiditbecken (Spätes Viseum, cd III). – Kölner Forum Geol. Paläont., **5**: 104 S., 56 Abb., 3 Tab.; Köln. – [Zugl. Diss. Univ. Köln]
- Stratigraphische Richtlinien (1977): Empfehlung der Stratigraphischen Kommission der Deutschen Union der Geologischen Wissenschaften zu stratigraphischen Verfahrensweisen. – Newsl. Stratigr., **6** (3): 131 – 151; Berlin, Stuttgart. – [deutsch, englisch, französisch]
- THOME, K. N. (1968), mit Beitr. von MERTENS, H., REHAGEN, H.-W.; WOLF, M.: Erläuterungen zu Blatt 4615 Meschede. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4615**: 148 S., 15 Abb., 7 Tab., 6 Taf.; Krefeld.
- WALLISER, O. H. [Hrsg.] (1996): Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic. – 340 S., 86 Abb.; Berlin (Springer).
- WEBER, K. (1978): Das Bewegungsbild im Rhenohertzynikum – Abbild einer varistischen Subfluenz. – Z. dt. geol. Ges., **129**: 249 – 281, 11 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- WIERICH, F. (1999): Orogene Prozesse im Spiegel synorogener Sedimente – korngefügekundliche Liefergebietsanalyse siliziklastischer Sedimente im Devon des Rheinischen Schiefergebirges. – Marburger Geowiss., **1**: IV + 244 S., 37 Abb., 20 Taf.; Marburg/Lahn.
- WITTEN, W. (1979): Stratigraphie, Sedimentologie und Paläogeographie der Kieselkalke im Unterkarbon II / bis IIIa des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges. – Geol. Abh. Hessen, **80**: 132 S., 26 Abb., 12 Tab., 4 Taf.; Wiesbaden.
- WOLF, M. (1972): Beziehungen zwischen Inkohlung und Geotektonik im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **141** (2): 222 – 257, 10 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- WOLF, M. (1989): Die Inkohlungsverhältnisse im Dinantium der Wittgensteiner Mulde und ihrer Umrandung (Nordöstliches Rheinisches Schiefergebirge). – Bull. Soc. Belg. Geol., **98** (2): 209 – 216; Brüssel.

Karten

- Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen <1 : 50 000>. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.
Blatt L 4916 Bad Berleburg (1992), Bearb. Erkwoh, F.-D.; Hellmich, W.; Leppelmann, F.-F.
- Geologische Karte von Hessen <1 : 25 000>, mit Erl. – Hrsg. Hess. L.-Amt Bodenforsch.; Wiesbaden
Blatt 5215 Dillenburg, 2. Aufl. (1970), Bearb. LIPPERT, H.-J.
Blatt 4917 Battenberg (Eder), 2. Aufl. (1984), Bearb. REICH, H.
- Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen <1 : 25 000>, mit Erl. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.
Blatt 4615 Meschede (1968), Bearb. THOME, K. N.
Blatt 4817 Hallenberg (1972), Bearb. LEUTERITZ, K.
Blatt 5015 Erndtebrück (1978), Bearb. LUSZNAT, M.
Blatt 4717 Niedersfeld (1981), Bearb. LEUTERITZ, K.
Blatt 4816 Girkhausen (1983), Bearb. MÜLLER, H.
Blatt 4915 Wingshausen, 2. Aufl. (1994), Bearb. MÜLLER, H.
- Geologische Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen <1 : 80 000>, mit Erl. – Hrsg. Kgl. Minist. Handel, Gewerbe u. öffentl. Arb.; Berlin (Schropp).
Sect. Berleburg (1879), 2. Aufl., Bearb. DECHEN, H. VON
- Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern <1 : 25 000>, mit Erl. – Hrsg. Preuß. Geol. L.-Anst.; Berlin.
Blatt 5016 Bad Laasphe (1934), Bearb. REICH, H.
Blatt 4916 Bad Berleburg (1935), Bearb. REICH, H.
- Geologische Wanderkarte des Naturparks Rothaargebirge (Südteil) <1 : 50 000> (1994). – 1 Kt.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- Gewässerkundliche Karten von Nordrhein-Westfalen (1955). – Hrsg. Minist. Ernähr., Landwirtsch. u. Forsten Land Nordrh.-Westf., Bearb. SCHNELL, K.: 3 Kt. <1 : 300 000>, zahlr. Tab.; Düsseldorf.
- Klima-Atlas von Nordrhein-Westfalen (1960). – Hrsg. Dt. Wetterdienst: 77 Kt., 10 Taf., mit Erl.; Offenbach.
- Klima-Atlas von Nordrhein-Westfalen (1989). – Hrsg. Minist. Umwelt, Raumordn. u. Landwirtsch. Nordrh.-Westf. : 65 S., 22 Abb., 17 Tab., 51 Kt.; Düsseldorf.
- Klimadaten I – III (1976). – Dt. Planungsatlas, 1 (7): 3 Kt. <1 : 000 000>, mit Erl. – Hrsg. Akad. Raumforsch. u. Landesplan., Bearb. SCHIRMER, H.; CASPAR, W.; SCHNELLE, F.; WITTERSTEIN, F.; BECKER, R. F.; Hannover (Schroedel).

