

# Geologie im Rheinischen Schiefergebirge



Teil 2

## Bergisches Land

Umschlagbild:

Schloss Homburg bei Nümbrecht. Blick nach Norden über die für das südliche Bergische Land typische hügelige Hochflächenlandschaft. Das Schloss steht auf einer flachen Kuppe aus Sandsteinen der Mühlenberg-Schichten. Die Kuppe im Hintergrund wird von Sandsteinen der Bensberg-Schichten aufgebaut.

© Roland U. Neumann, Nümbrecht

# Geologie im Rheinischen Schiefergebirge

## Teil 2: Bergisches Land

KARL-HEINZ RIBBERT

Mit Beiträgen von Hans Baumgarten, Arnold Gawlik, Jennifer Gechter-Jones,  
Michael Gechter, Franz Richter, Heinz Wilder

---

94 Abbildungen

6 Tabellen

Alle Rechte vorbehalten

© 2012 Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen – Landesbetrieb –  
Postfach 10 07 63 · 47707 Krefeld  
De-Greiff-Straße 195 · 47803 Krefeld  
Fon 02151 897-0 · Fax 02151 897-505  
[poststelle@gd.nrw.de](mailto:poststelle@gd.nrw.de) · [www.gd.nrw.de](http://www.gd.nrw.de)

Bearbeiter:

Dipl.-Geol. Dr. Karl-Heinz Ribbert  
Dipl.-Geogr. Hans Baumgarten  
Dipl.-Geol. Dr. Arnold Gawlik  
Dipl.-Geol. Dr. Franz Richter  
Dipl.-Geol. Dr. Heinz Wilder  
Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen – Landesbetrieb –

M. A. Jennifer Gechter-Jones  
Dr. Michael Gechter  
LVR-Amt für Bodendenkmalpflege im Rheinland, Außenstelle Overath

Redaktion: Dipl.-Geol.'in Barbara Groß-Dohme

Lektorat, Text- und Bildbearbeitung:  
Ulla Amend, Elke Faßbender, Gaby Kamp, Ulrike Lux, Ulrike Mittler

Druck: Druckhaus Duisburg OMD GmbH, Duisburg

Printed in Germany/Imprimé en Allemagne

ISBN 978-3-86029-935-7

# Inhalt

<b>Bergisches Land – Natur- und Lebensraum</b> .....	11
<b>Geologische Entwicklung und tektonischer Bau</b> .....	17
Geologische und geotektonische Grundlagen .....	17
Strukturelle Entwicklung .....	22
Vorvariszische Ära .....	22
Variszische Ära .....	24
Alpidische Ära .....	24
Regionale Baueinheiten .....	25
<b>Erdgeschichte</b> .....	31
Das Erdaltertum (Paläozoikum) .....	31
Ordovizium .....	31
Silur .....	33
Devon .....	33
Unterdevon des Remscheider Sattels .....	34
Unterdevon des südlichen Bergischen Landes .....	36
Mitteldevon des nördlichen Bergischen Landes .....	42
Mitteldevon des südlichen Bergischen Landes .....	52
Mittel- und Oberdevon der Paffrather Mulde .....	59
Oberdevon des nördlichen Bergischen Landes .....	64
Karbon .....	69
Unterkarbon .....	69
Oberkarbon .....	73
Perm .....	76
Rotliegend .....	77
Zechstein .....	77
Das Erdmittelalter (Mesozoikum) .....	78
Trias und Jura .....	78
Kreide .....	79
Unterkreide .....	79
Oberkreide .....	79
Die Erdneuzeit (Känozoikum) .....	80
Tertiär .....	82
Alttertiär (Paläogen) .....	82
Jungtertiär (Neogen) .....	85
Quartär .....	88
Pleistozän .....	88
Holozän .....	95
Geologie der Zukunft .....	96

<b>Die vor- und frühgeschichtliche Besiedlung des Bergischen Landes</b>	
(J. Gechter-Jones & M. Gechter)	97
Überblick	97
Altsteinzeit (Paläolithikum)	98
Mittelsteinzeit (Mesolithikum)	98
Jungsteinzeit (Neolithikum)	100
Bronzezeit	101
Eisenzeit	102
Germanische Kaiserzeit	105
Merowingerzeit	107
<b>Lagerstätten</b>	109
Fossile Brennstoffe	109
Steinkohle	109
Braunkohle	110
Erze	111
Buntmetalle	111
Eisen	116
Steine und Erden	117
Festgesteine	117
Kalk- und Dolomitsteine	117
Sand- und Tonsteine	118
Lockergesteine	118
<b>Grundwasser – Dargebot, Nutzung und Gefährdung (H. Wilder)</b>	119
Grundwasser im Rheinischen Schiefergebirge	119
Grundwasserneubildung und Grundwasserbewegung im Festgestein	120
Grundwasservorkommen im Bergischen Land	120
Paläozoische Kluft- und Karstgrundwasserleiter	121
Remscheider Sattel	121
Südliches Bergisches Land – Unter- und Mitteldevon	122
Paffrather Mulde	123
Nördliches Bergisches Land – Mittel- und Oberdevon	124
Karbon am Nordrand des Bergischen Landes	126
Tertiäre Vulkanite des Siebengebirges	127
Tertiäre und quartäre Porengrundwasserleiter	128
Wasserversorgung und Grundwassernutzung	129
Mineral-, Thermal- und Heilwasservorkommen	131
Geothermie	132
<b>Boden (F. Richter)</b>	134
Boden und Bodennutzung	134
Die Böden des Bergischen Landes	136
Böden aus silikatischem Festgestein	136

Basenarme Braunerden .....	137
Böden aus Vulkaniten .....	138
Ranker .....	139
Podsole .....	139
Pseudogleye .....	140
Böden aus Karbonatgestein .....	140
Basenreiche Braunerden .....	141
Rendzinen .....	141
Böden aus tertiären Sedimenten, Ablagerungen der Rheinterrassen und aus Flugsand .....	141
Böden aus Sandlöss, Löss und Lössfließerde .....	143
Böden aus Kolluvium .....	144
Böden aus holozänen Talsedimenten .....	144
Auenböden .....	144
Grundwassergeprägte Gley-Bodengesellschaften .....	146
Moore .....	146
<b>Geotope – erdgeschichtliche Denkmäler (A. Gawlik) .....</b>	<b>148</b>
Erloschene Vulkane .....	148
Felswände, Klippen und große Steine .....	151
Höhlen und Dolinen .....	154
Meere der Vorzeit .....	156
Quellen und Feuchtgebiete .....	158
<b>Literaturverzeichnis .....</b>	<b>160</b>
<b>Glossar .....</b>	<b>173</b>
<b>Geo-Ziele (H. Baumgarten) .....</b>	<b>179</b>
<b>Exkurse</b>	
<b>Erdgeschichte</b>	
Geologische Landesaufnahme .....	30
<b>Devon</b>	
Rotsedimente .....	35
Das Delta-Modell des Unterdevons .....	37
Das Schelf-Modell des Mitteldevons .....	43/44
Korallenriffe .....	50
<b>Tertiär</b>	
Vom Tropenwald zum Eiszeitgletscher – Klimazeugen im Tertiär .....	84
Geologische Entwicklung des Wupper-Tales (Teil 1) .....	86/87
<b>Quartär</b>	
Neandertal .....	90/91
Geologische Entwicklung des Wupper-Tales (Teil 2) .....	93/94

## Abbildungen

Abb. 1	Geologische Übersichtskarte von Nordrhein-Westfalen mit den bisher erschienenen Gebietsmonografien	14
Abb. 2	Naturräumliche Gliederung des Bergischen Landes	15
Abb. 3	Plattentektonik im heutigen Erdbild	18
Abb. 4	Plattentektonik im heutigen Erdbild: Schnitt durch die Subduktionszonen	19
Abb. 5	Plattentektonische Entwicklung im Paläozoikum	20
Abb. 6	Der Rheinische Trog im Unterdevon	21
Abb. 7	Tektonischer Schnitt durch das nördliche Bergische Land und den Untergrund des Münsterländer Kreide-Beckens	23
Abb. 8	Sattelstruktur in geschieferten Tonsteinen des Unterkarbons	26
Abb. 9	Tektonische Übersicht des Bergischen Landes und des im Osten angrenzenden Sauerlandes	28
Abb. 10	Grobes Konglomerat aus den Bredeneck-Schichten	34
Abb. 11	Schnitt durch den südlichen Küstensaum des Old-Red-Kontinents	38
Abb. 12	Körperplatten des Panzerfisches <i>Rhinopteraspis dunensis</i> aus den Odenspiel-Schichten	40
Abb. 13	Paläogeografie des Mitteldevons im westlichen Rheinischen Schiefergebirge	44
Abb. 14	Fazies-Profil durch den Mitteldevon-Schelf zur Zeit der höheren Eifel-Stufe	44
Abb. 15	Rekonstruktion des Bärlappgewächses <i>Duisbergia mirabilis</i> aus dem Mitteldevon des Bergischen Landes	47
Abb. 16	Massenkalk in Schwelm-Fazies mit Querschnitten kugelig und stängeliger Stromatoporen	49
Abb. 17	Fazies-Modell des Schwarzbachtal-Konglomerats	51
Abb. 18	Brachiopode und Trilobit aus den jüngeren Hohenhof-Schichten	52
Abb. 19	Krinoiden in Sandstein der Mühlenberg-Schichten	54
Abb. 20	Rutschkörper in Sandsteinen der Unnenberg-Schichten	56
Abb. 21	Korallen-Kalkstein aus den Toringen-Schichten	59
Abb. 22	Stromatoporen-Biostrom in den Büchel-Schichten	60
Abb. 23	Fein geschichteter und gefältelter Plattenkalk	60
Abb. 24	Pyritisierte Goniatiten aus den Knoppenbissen-Schichten	63
Abb. 25	Paläogeografie des Oberdevons im westlichen Rheinischen Schiefergebirge	64
Abb. 26	Oberdevonische Conodonten	65
Abb. 27	Riff-Modell am Velberter Sattel zur Zeit des unteren Oberdevons	66
Abb. 28	Paläogeografie des Unterkarbons im westlichen Rheinischen Schiefergebirge	69
Abb. 29	Kalksedimentation am Velberter Sattel zur Zeit des Unterkarbons	70
Abb. 30	Tournai-Oolith aus dem Kohlenkalk	71
Abb. 31	Die Muschel <i>Posidonia becheri</i> , das Charakterfossil des rhenoherynischen Kulms	72
Abb. 32	Rekonstruktion des Steinkohlenwaldes	76
Abb. 33	Der Großkontinent Pangäa in Perm und Trias	77
Abb. 34	Mit Unterkreide-Sand gefüllte Paläo-Höhle im Massenkalk von Wülfrath	79

Abb. 35	Fossiles Kliff der Oberkreide-Zeit .....	80
Abb. 36	Tertiärzeitliche Lebenswelt .....	84
Abb. 37	Talentwicklung der Wupper (Miozän) .....	86
Abb. 38	Talentwicklung der Wupper (Pliozän) .....	87
Abb. 39	Das Neandertal vor dem Kalkstein-Abbau .....	91
Abb. 40	Talentwicklung der Wupper (Pleistozän) .....	94
Abb. 41	Fundpunktkarten Neolithikum bis 1. Hälfte des 7. Jahrhunderts .....	99
Abb. 42	Steinaxt, Neolithikum .....	100
Abb. 43	Trichterbecher und Feuersteindolch, Endneolithikum .....	101
Abb. 44	Tüllenbeil, späte Bronzezeit .....	102
Abb. 45	Prunkschale, ältere Eisenzeit .....	103
Abb. 46	Mahlstein, Eisenzeit .....	104
Abb. 47	Römischer Bergwerksschacht, 1. Jahrzehnt n. Chr. ....	106
Abb. 48	Römischer Bergbau, Schachtsohle mit Geleucht, 1. Jahrzehnt n. Chr. ....	106
Abb. 49	Römischer Silenskopf, 2. Jahrhundert .....	107
Abb. 50	Merowingische Grabkeramik, 6. Jahrhundert .....	108
Abb. 51	Flöz der Wasserbank-Gruppe .....	110
Abb. 52	Erzbezirke des Bergischen Landes .....	111
Abb. 53	Aufbereitungsanlage der Grube Lüderich mit Hauptschacht .....	114
Abb. 54	Erzgang aus der Grube Nicolaus-Phönix bei Much .....	115
Abb. 55	Kalkstein-Abbau im Steinbruch Rohdenhaus .....	117
Abb. 56	Grundwasserzirkulation im Rheinischen Schiefergebirge .....	119
Abb. 57	Hydrogeologischer Raum 081: Rheinisches Schiefergebirge .....	121
Abb. 58	Karstgrundwasseraufschluss im Steinbruch Cox .....	123
Abb. 59	Karstquelle des Strunderbaches .....	124
Abb. 60	Karstgrundwasseraufschluss im Steinbruch Prangenhau .....	125
Abb. 61	Dornheckensee .....	127
Abb. 62	Adelheidspützchen-Heilquelle .....	131
Abb. 63	Alaun-Quelle in Bonn-Holzlar .....	132
Abb. 64	Die Bodenlandschaften des Bergischen Landes .....	135
Abb. 65	Basenarme Braunerde aus lösslehmhaltiger Fließerde .....	137
Abb. 66	Buchenwald auf basenarmer Braunerde .....	137
Abb. 67	Blick von der Löwenburg auf Petersberg, Nonnenstromberg und Rosenau im Siebengebirge .....	138
Abb. 68	Böden aus Vulkaniten: Basenreiche Pseudogley-Braunerde aus lösslehmhaltiger Fließerde .....	139
Abb. 69	Stark gebleichter Pseudogley aus Fließerde .....	140
Abb. 70	Bunte Sande der Grafenberg-Schichten .....	142
Abb. 71	Podsol aus Sand .....	142
Abb. 72	Podsol aus Sand mit Pantherfleckigkeit im Anreicherungshorizont .....	142
Abb. 73	Basenarme Braunerde aus Kies der Rhein-Hauptterrasse .....	142

Abb. 74	Pseudogley-Braunerde aus Lösslehm	143
Abb. 75	Uferwall der Agger	144
Abb. 76	Grundwasserboden (Auengley)	145
Abb. 77	Brettwurzeln an einer Flatterulme	145
Abb. 78	Drachenfels im Siebengebirge	149
Abb. 79	Basalt am Eulenberg	150
Abb. 80	Basaltsäulen bei Stein	150
Abb. 81	Blauer See in Ratingen	151
Abb. 82	Felsklippen im Schwarzbachtal	152
Abb. 83	Dicke Steine bei Nümbrecht	153
Abb. 84	Hohlstein bei Troisdorf-Spich	153
Abb. 85	Wiehler Tropfsteinhöhle	155
Abb. 86	Aggertalhöhle	155
Abb. 87	Kluterthöhle	155
Abb. 88	Doline in Wuppertal	155
Abb. 89	Schlade in Bergisch Gladbach	156
Abb. 90	Geißelskorpion aus Hagen-Vorhalle	157
Abb. 91	Wellenrippeln im Steinbruch Weuste	157
Abb. 92	Wupper-Quellgebiet	158
Abb. 93	Strunde-Quellteich	158
Abb. 94	Feuchtgebiet Thielenbruch	159

## Tabellen

Tab. 1	Erdgeschichtlicher Überblick	12/13
Tab. 2	Stratigrafische Gliederung von Ordovizium, Silur, Unter- und Mitteldevon	32
Tab. 3	Stratigrafische Gliederung des Oberdevons und Karbons	62
Tab. 4	Stratigrafische Gliederung und Ablagerungen des Tertiärs und Quartärs	81
Tab. 5	Klimatische Entwicklung und Kulturstufen des Quartärs	89
Tab. 6	Einzelwasserversorgungsanlagen im Bergischen Land	130

# Bergisches Land – Natur- und Lebensraum

---

Die vorliegende Veröffentlichung reiht sich in die geologischen Gebietsmonografien des Landes Nordrhein-Westfalen ein. Bisher sind Beschreibungen für das Niederrheingebiet, das Münsterland, das Weser- und Osnabrücker Bergland sowie die Nordeifel erschienen. Das Bergische Land gehört zum Rheinischen Schiefergebirge, dessen Monografie wegen der Größe des Gebietes und der Vielfalt der dort anzutreffenden geologischen Verhältnisse dreigeteilt ist, und zwar linksrheinisch in die Nordeifel und rechtsrheinisch in das Sauer- und Siegerland (in Planung) sowie das Bergische Land, dem sich der vorliegende Band widmet.

Das Rheinische Schiefergebirge in seiner Gesamtheit wird überwiegend von Gesteinen des Erdaltertums, insbesondere von denen der Devon-Zeit, aufgebaut. Jüngere Festgesteine sind nur in den Randgebieten zu anderen Naturräumen zu finden (Abb. 1). Die in diesen Gesteinen überlieferte Erdgeschichte umfasst – wenngleich nicht vollständig dokumentiert – den Zeitraum zwischen dem Kambrium (Hohes Venn, ca. 530 Mio. Jahre v. h.) und der Oberkreide (Aachener Raum, ca. 70 Mio. Jahre v. h.). In dieser Zeitspanne sind unter wechselnden Klima- und Ablagerungsbedingungen die verschiedenen Festgesteine des Rheinischen Schiefergebirges entstanden. Die ältesten Gesteine des Bergischen Landes stammen aus dem Mittelordovizium und sind etwa 470 Mio. Jahre alt (Tab. 1). Jüngere Ablagerungen aus der Tertiär- und Quartär-Zeit sind im gesamten Rheinischen Schiefergebirge in der Regel unverfestigt und liegen bevorzugt in Tälern und morphologischen Senken als Deckschichten über den Festgesteinen.

Das Rheinische Schiefergebirge bildet den südlichsten Teil von Nordrhein-Westfalen. Wie der Name schon sagt, ist es ein vornehmlich

aus Schiefen (= geschieferte Tonsteine) aufgebautes Mittelgebirgsland beiderseits des Rheins (Abb. 1). Von Norden greift die Niederrheinische Bucht in das Rheinische Schiefergebirge hinein und trennt den linksrheinischen Teil mit der Eifel vom rechtsrheinischen Teil mit Bergischem Land sowie Sauer- und Siegerland. Im Norden grenzen die nordrhein-westfälischen Flachlandbereiche des Münsterlandes und des Niederrheinischen Tieflandes an das Rheinische Schiefergebirge. Im Süden und Osten setzt es sich nach Rheinland-Pfalz und Hessen fort, im Westen geht es in die belgisch-nordfranzösischen Ardennen über.

Das Bergische Land ist der durch das Rheintal begrenzte westliche Teil des rechtsrheinischen Schiefergebirges. Der Begriff Bergisches Land ist aber weniger naturräumlich als vielmehr historisch definiert. Das namengebende mittelalterliche Herzogtum Berg wurde 1815 Teil der preußischen Provinz Jülich-Kleve-Berg und 1822 dann zur Rheinprovinz. Im Norden bildet die Ruhr und im Süden die Sieg die Grenze des Bergischen Landes. Seine von Essen in Richtung Drolshagen und Freudenberg verlaufende Ostgrenze folgt in etwa der heutigen Verwaltungsgrenze der Regierungsbezirke Düsseldorf und Köln. Im Osten schließt sich das Sauerland an, das nach Süden in das Siegerland übergeht. Südlich der Sieg schließen sich Siebengebirge und Pleiser Ländchen an, die, obwohl sie nicht zum Bergischen Land gehören, in dieser Monografie mit behandelt werden.

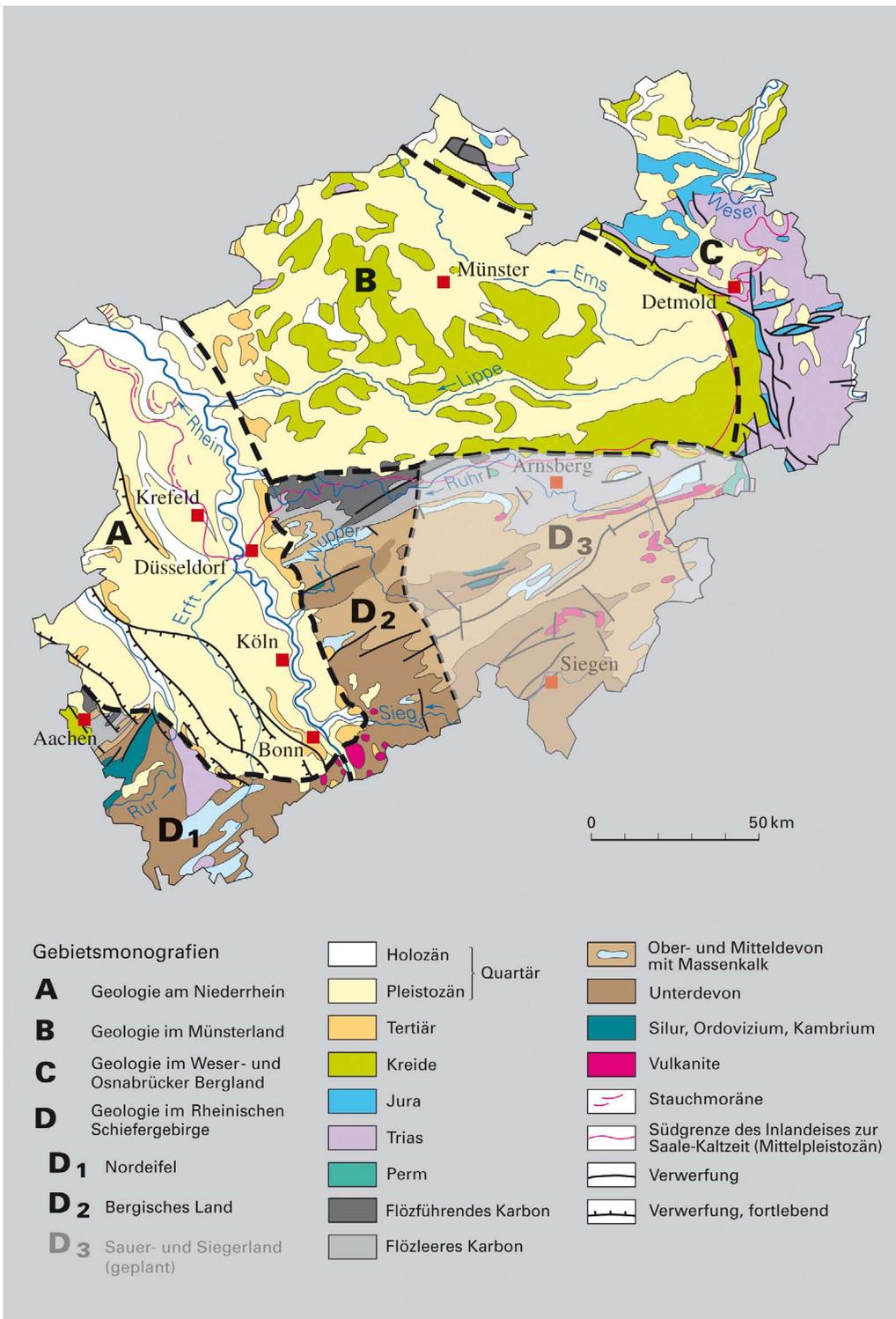
Im Westen grenzt das Bergische Land an die Niederrheinische Bucht mit ihren mächtigen Lockgesteinsablagerungen aus der Tertiär- und Quartär-Zeit. Unter diesen Ablagerungen – teilweise in mehreren hundert Metern Tiefe – setzen sich die Festgesteine des Rheinischen Schiefergebirges fort. Durch Explorationsboh-

**Tabelle 1**  
**Erdgeschichtlicher Überblick**

Ära	System	Alter (Ma*)	Serie	Stufe	Paläogeografie, Klima, Fazies	
Känozoikum (Erdneuzeit)	Quartär	0,01	Holozän	Postglazial	Festland, heutiges kühl-gemäßigtes Klima, Bodenbildung, Auswirkungen menschlicher Aktivitäten	
			Pleistozän	Weichsel-Kaltzeit	Festland im Vorland des nordischen Inlandeises, periglaziale Abtragung und Sedimentation; Aufschotterung der Niederterrasse	
		Ältere Kalt- und Warmzeiten		Festland mit Kalt- und Warmzeiten im Rhythmus der Vorstöße und Rückzüge des nordischen Inlandeises, Wechsel von fluviatiler Sedimentation und Erosion; Terrassenbildung		
	Tertiär	2,6	Jungtertiär	Pliozän	Festland mit humidem Klima; fluviatile Sedimentation	
				Miozän	Zurückweichen des Meeres nach Nordwesten, große Küstenmoore, zunehmend fluviatile Sedimentation; Verwitterung und Abtragung des Rheinischen Schiefergebirges	
		24		Alttertiär	Oligozän	Meeresvorstöße von Nordwesten, im südlichen Bereich terrestrische Sedimentation, Moorbildung, Verwitterung und Abtragung des Rheinischen Schiefergebirges
	Eozän					
	Paleozän		Festland mit subtropischem Klima, tiefgreifende chemische Verwitterung, weitere Denudation der Rumpffläche, Verkarstung auf Massenkalk			
	Mesozoikum (Erdmittelalter)	Kreide	65	Oberkreide		
			142	Unterkreide		
Jura		200	Malm		Festland (Rheinische Masse): Verwitterung, Abtragung und Einebnung unter wechselnd warmen Klimabedingungen, zeitweilige randliche Überflutungen von Norden	
			Dogger			
			Lias			
Trias		251	Keuper			
			Muschelkalk			
			Buntsandstein			
Paläozoikum (Erdaltertum)	Perm	296	Zechstein			
			Rotliegend			
	Karbon	358	Oberkarbon (Silesium)	Stefan	Hebung, Verwitterung und Abtragung des Variszischen Gebirges, subvariszische Vortiefen mit Küstenmooren in tropisch-humidem Klima	
				Westfal		
				Namur		
			Unterkarbon (Dinantium)	Visé		Kohlenkalk-Schelf: Flachmeer mit biogener Karbonatbildung
	Devon	417	Oberdevon	Tournai	Kulm-Becken: tiefes Meer mit sehr geringer Sedimentation, turbiditische Kalkschüttungen	
				Famenne	Schelf-Becken-Übergangsbereich	
Mitteldevon			Frasnes	Vertiefung des Rhenoheryzynischen Beckens, Gliederung in Becken und Schwellen		
			Givet	flaches Schelfmeer mit Korallen- und Stromatoporenriffen		
			Eifel	flachmarine, rheinische Schelffazies, Sandschüttungen und lokales Riffwachstum		
Unterdevon			Ems	nördlicher Randbereich des Rheinischen Troges; Rheinische Fazies im Deltabereich großer Flüsse		
			Siegen			
			Gedinne			
Silur	443		Pridoli bis Llandovery	Verflachung des marinen Sedimentationsraums, vielleicht auch zeitweilige Heraushebung und Abtragung		
Ordo-vizium	495		Ashgill			
			Caradoc bis Tremadoc	küstenferner Meeresbereich, Kaltwassereinfluss		

\*Mio. Jahre (nach Deutsche Stratigraphische Kommission 2002)

		max. Mächtigkeit (m)	Gestein	tektonische Ereignisse, Magmatismus	
			künstliche Aufschüttungen, sandige, schluffig-tonige Ablagerungen in Tälern, Torf	Erdbeben	Alpidische Ära
		10	Kies, Sand, Löss, Hangschutt, Fließerde	starke Hebung des Rheinischen Schiefergebirges, Bruchtektonik	
		100	Kies, Sand, Löss, Hangschutt, Fließerde		
			<b>nicht nachgewiesen</b>	Bruchtektonik, Beginn der Einsenkung der Niederrheinischen Bucht, Vulkanismus	
		330	Sand, Kies, Ton		
		250	Quarkies, Quarzsand, Sand, Ton, Braunkohle, Basalt		
		600	Quarzsand, Sand, Ton, örtlich Kies, Braunkohle, örtlich Trachyttuff und Trachyt		
				tektonische Inversionsbewegungen an großen Störungen	
		300	Kalk-, Ton-, Sandgesteine		
			<b>keine Ablagerung</b>	variszische Gebirgsbildung	
		100	Salzton, Gips, Dolomitstein		
zunehmende Trockenheit		5000	Tonstein, Sandstein, Kohlenflöze		
heiß-arides Klima in unterschiedlicher Äquatornähe		300	Kalkstein, Dolomitstein / Alaunschiefer, Kieselgesteine, Kalkstein	Diabas-Vulkanismus	Variszische Ära
		800	Tonstein, Rotschiefer, Sandstein, Kalknollengesteine		
		120	Tonstein, Mergelstein, Kalkstein		
		700	Kalkstein (Massenkalk), Dolomitstein, Flinschiefer	Keratophyr-Vulkanismus	
		2700	Sandstein, Tonstein, selten Kalkstein		
		3800	Tonstein, Schluffstein, Sandstein, Kalkstein		
		50	Kalkstein und schwarzer Tonstein	kaledonische Gebirgsbildung ?	Kaledonische Ära
			<b>Schichtlücke</b>		
			schwarzer Ton- und Schluffstein		
			<b>nicht aufgeschlossen</b>		



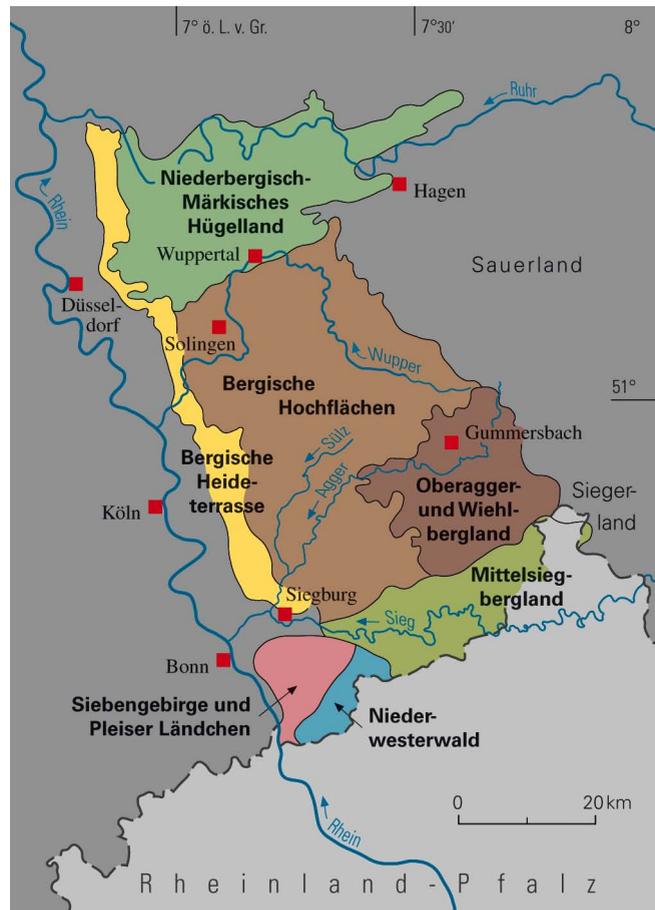
**Abb. 1:** Geologische Übersichtskarte von Nordrhein-Westfalen mit den bisher erschienenen Gebietsmonografien sowie den Teilbereichen der 3-teiligen Monografie des Rheinischen Schiefergebirges

rungen des Stein- und Braunkohlen-Bergbaus, durch Pegelbohrungen der Wasserwirtschaft und durch Forschungsbohrungen wurde und wird das „Alte Gebirge“ im Untergrund der Niederrheinischen Bucht immer wieder aufgeschlossen. Daher wird bei der Beschreibung der Schichten des Bergischen Landes auch deren Beschaffenheit in ihrem weiteren Verlauf nach Westen, unter den Lockergesteinen der Niederrheinischen Bucht, erläutert.

Die naturräumliche Gliederung des Bergischen Landes (Abb. 2) basiert vor allem auf den abiotischen Faktoren Relief, Klima, Wasserhaushalt, Boden und geologischer Aufbau. Oberflächenmorphologie und Bodennutzung werden in großem Maße durch den geologischen Untergrund bestimmt, was sich im Bergischen Land weniger in den übergeordneten Naturräumen als in den nachgeordneten Kleinbereichen widerspiegelt. Das gesamte Bergische Land ist gekennzeichnet durch eine es kleinräumig durchdringende land- und forstwirtschaftliche Nutzung bei einer relativ hohen Besiedlungsdichte.

Von Westen nach Osten vermittelt die Bergische Heideterrasse morphologisch zwischen der Rheintalebene und dem eigentlichen Bergischen Land. Mit Flugsand bedeckte ältere Terrassen des Rheins, tertiärzeitliche Sande und erste Aufschlüsse des paläozoischen Gebirgsuntergrundes prägen diesen Übergangsraum. Der nördliche Teil der Bergischen Heideterrasse grenzt im Osten an das Niederbergisch-Märkische Hügelland – auch Bergisch-Sauerländisches Unterland genannt. Bedingt durch seinen geologisch abwechslungsreichen Untergrund und der dar-

aus resultierenden morphologischen Vielfalt kann das Niederbergisch-Märkische Hügelland in Untereinheiten gegliedert werden. Prägnante Beispiele sind die Mettmanner Lössterassen, das Märkische (Oberkarbon-)Schichtrippenland südlich der Ruhr und die Wuppertaler (Kalk-)Senke. Südöstlich von Düsseldorf grenzen die Bergischen Hochflächen an die Heideterrasse. Auch dort gibt es einige Untereinheiten wie die Burscheider Lössterassen oder die Paffrather Kalksenke, bei denen die naturräumliche Abgrenzung mit dem Aufbau des geologischen Untergrundes korrespondiert. Die Mehrzahl der Untereinheiten der Bergischen Hochflächen wird von flachen Kuppen und von leicht nach Osten ansteigenden Hochflächen geprägt. Diese intensiv von



**Abb. 2:** Naturräumliche Gliederung des Bergischen Landes (nach Geogr. Landesaufnahme 1 : 200 000. Naturräumliche Gliederung Deutschlands)

Tälern durchzogene Landschaft geht im Osten mit ihren südlichen Anteilen in das Oberagger- und Wiehlbergland und mit ihren nördlichen Anteilen in das Märkische Oberland und das Südsauerländer Bergland über, die schon zum Sauerland gehören. Den Südteil des Bergischen Landes bildet das breit angelegte Siegtal mit seinen zertalten Randbereichen, das sogenannte Mittelsiegbergland. Südlich von Siegburg, dort, wo der südöstliche Teil der Niederrheinischen Bucht endet, liegen – schon als Teil des Mittelrheingebietes – das vulkanisch entstandene Siebengebirge und das Pleiser Ländchen. Nach Südosten schließen sich an diese Naturraumeinheiten Teile der Hochfläche des überwiegend rheinland-pfälzischen Niederwesterwaldes an.

Die Beschreibung der im Laufe der Erdgeschichte abgelagerten Gesteine und ihre Entstehungsgeschichte bilden das Grundgerüst dieser Monografie. Ein besonderer Schwerpunkt liegt auf der Deutung der Umwelt- und Ablagerungsbedingungen in der Zeit, in der die jeweiligen Gesteine entstanden sind, und auf der Einordnung der regionalen Geologie in das Gesamtgeschehen der Erdgeschichte.

Vom jüngsten geologischen Zeitabschnitt, dem Quartär, in dem der Mensch die Bühne der Erdgeschichte betritt, wird ein Bogen geschlagen zu „Vor- und frühgeschichtliche Besiedlung des Bergischen Landes“. Der praktischen Geologie gewidmet sind die Kapitel „Lagerstätten“ und „Grundwasser – Dargebot, Nutzung und Gefährdung“. Die Grundlagen der Bodennutzung durch Land- und Forstwirtschaft werden im anschließenden Kapitel „Boden“ beleuchtet. Die Kapitel „Geotope – erdgeschichtliche Denkmäler“ und „Geo-Ziele“ beschreiben sehenswerte geologische Objekte beziehungsweise geowissenschaftliche Einrichtungen im Bergischen Land.

Ein ausführliches „Literaturverzeichnis“ erschließt die zugängliche Literatur über den Betrachtungsraum. Einige nicht zu vermeidende Fachausdrücke werden außerdem in dem „Glossar“ erläutert.

# Geologische Entwicklung und tektonischer Bau

## Geologische und geotektonische Grundlagen

Bevor der tektonische Aufbau des Bergischen Landes und die Geschichte seiner Gesteine im Einzelnen beschrieben werden, soll hier eine kurze Einführung in die Grundlagen der Geologie, den Ablauf und die Ursachen der Gesteinsbildung sowie in die Grundzüge des Gebirgsbaus gegeben werden.

Grundlage aller geologisch-erdgeschichtlichen Betrachtungen sind zwei recht einfache geowissenschaftliche Prinzipien. Das erste, das Lagerungsgesetz von STENO (1669), besagt, dass die Schichten, die in einem Gesteinstapel unten liegen, im Normalfall auch zuerst entstanden, also die älteren sind. STENO war es auch, der vehement die organische Herkunft der Fossilien gegenüber denjenigen verttrat, die sie als „Spiele der Natur“ abtun wollten. Eng verbunden mit dem Lagerungsgesetz ist die erstmals von dem englischen Kanalbauer W. SMITH (1796) formulierte Beobachtung, dass in einer Abfolge von Schichten jede Schicht an jedem Ort die gleichen speziellen Fossilien führt.

Das zweite Grundprinzip der Geologie beinhaltet die nicht grundsätzlich zu widerlegende Vermutung, dass die geologischen Vorgänge, die heute zur Bildung von Schichtablagerungen – den sogenannten Sedimenten – in Meeren, Flüssen oder Wüsten führen, in der Erdvergangenheit die gleichen gewesen sind. Dieses „Aktualismus“ genannte Prinzip – von CH. LYELL in seinen „Principles of Geology“ (1830 bis 1833) anschaulich dargestellt – hat die geologische Forschung außerordentlich befruchtet und bis heute zu sehr konkreten Vorstellungen über die Ablagerungsbedingungen in der Erdvergangenheit geführt.

Über die rein stoffliche Beschreibung der Gesteine hinaus lassen ihre „versteinerten“ Strukturen sowie ihr Fossilinhalt – zusammenfassend als das Erscheinungsbild, die Fazies (lat. *facies* = Gesicht), bezeichnet – vielfältige Rückschlüsse zu. So ermöglicht die Analyse der Gesteinsfazies nach dem Prinzip des Aktualismus Aussagen über den Entstehungsbe- reich (z. B. Meer oder Festland), den Bildungsvorgang (z. B. Ablagerung durch strömendes Wasser oder Rifffbildung durch Korallen) und das damals herrschende Klima. Darüber hinaus liefern die heute als Fossilien vorliegenden Tiere und Pflanzen weitere für die Geologie hilfreiche Informationen. Die manchmal recht schnelle artliche Fortentwicklung der Tier- und Pflanzenwelt führte dazu, dass bestimmte Fossilien nur in Schichten einer Entstehungszeit vorkommen und so eine relative Altersbestimmung dieser Schichten möglich wird. Tiere und Pflanzen, die heute als Fossilien zu finden sind, dienen in der Geologie auch maßgeblich zur Altersbestimmung.

Heutzutage wird die klassische Naturbeobachtung auch in der Geologie durch eine Vielzahl physikalischer und chemischer Untersuchungsmethoden zur Gewinnung exakter Daten ergänzt. So ist beispielsweise ein absoluter Zeitmaßstab für die Erdgeschichte durch die Bestimmung und Korrelation von radiometrisch bestimmten Altern an vulkanischen Gesteinen aus verschiedenen Gebieten der Erde gewonnen worden. Auch gebirgsbildende (= tektonische) Ereignisse können durch die radiometrische Altersbestimmung bestimmter Glimmerminerale, die bei der Gebirgsbildung entstanden sind (z. B. Illit), datiert werden.

Chemische Untersuchungen der Isotope geeigneter Elemente der Gesteine beleuchten unter anderem die klimatischen Verhältnisse

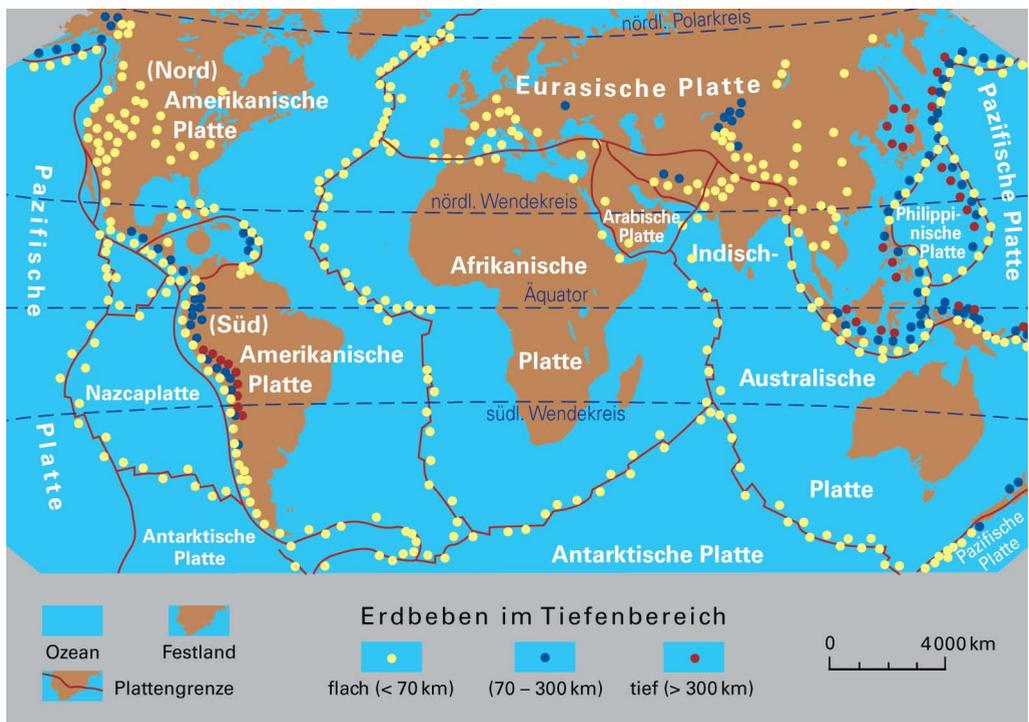
während ihrer Entstehung auf dem Land oder im Meer. Die Erdwissenschaftler unserer Tage werden dadurch in die Lage versetzt, die Klimaentwicklung in der gesamten Erdgeschichte aufzuschlüsseln und so auch die klimatischen Veränderungen der jüngsten Zeit besser zu verstehen.

Die Beschreibung des Stoffkreislaufs der Gesteine beginnt mit einem über den Meeresspiegel herausgehobenen Teilgebiet der Erdkruste, hier generalisierend „Gebirge“ genannt, das den exogenen Kräften von Verwitterung und Abtragung ausgesetzt ist. Das abgetragene Lockermaterial sammelt sich in einem Trog. Dieser senkt sich in dem Maße ein, in dem ihn das antransportierte Sedimentmaterial auffüllt. Durch das steigende Gewicht der stetig wachsenden Lockergesteinsmenge nimmt der Überlagerungsdruck zu. Dies führt zunächst zu einer Entwässerung, später

durch steigenden Druck und Temperatur zur Verfestigung der Sedimente. Dieser Vorgang wird Diagenese genannt. Unterliegt der Sedimentationstrog im Folgenden einengenden horizontalen Spannungen, etwa im Zuge einer Gebirgsbildung, so reagieren die Gesteine im Kleinbereich spröde und zerbrechen. Im Großbereich aber und bei tiefer Versenkung – und damit bei großem Überlagerungsdruck – reagieren sie plastisch mit der Bildung von Falten in unterschiedlichen Formen und Dimensionen.

Der Motor, der hinter den mechanischen Spannungen und den daraus resultierenden Verformungen steckt, ist die Plattentektonik. Wie keine andere Theorie zuvor hat die der Plattentektonik seit den 1960er-Jahren die geologischen, tektonischen und klimatischen Vorstellungen bezüglich der globalen Erdgeschichte beflügelt. Entstanden ist sie aus

Abb. 3: Plattentektonik im heutigen Erdbild



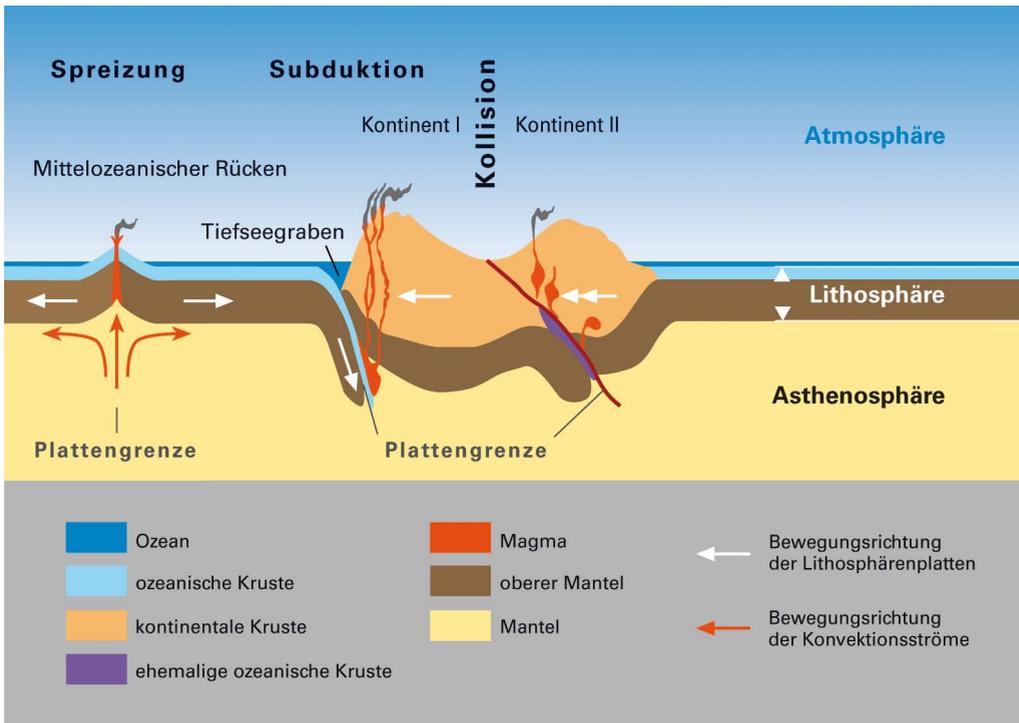


Abb. 4: Plattentektonik im heutigen Erdbild: Schnitt durch die Subduktionszonen

der Hypothese der Kontinentalverschiebung, die der deutsche Geophysiker A. WEGENER zwischen 1915 und 1929 formulierte. Ausgehend von der guten Passform der südamerikanischen und der westafrikanischen Küstenlinie fand er überzeugende geologische und paläontologische Argumente für einen ursprünglichen Zusammenhang dieser Kontinente. Da er aber zu seiner Zeit nicht in der Lage war, die geophysikalischen Ursachen einer Kontinentalverschiebung zu erklären, geriet seine Hypothese zunächst in Vergessenheit.

Erst nach 1960, mit der Entwicklung neuartiger Forschungsmethoden wie der Tiefenseismik an Kontinentalrändern, der geomagnetischen Vermessung der mittelozeanischen Rücken, der Erfassung der Magnetpol-Wanderung und nicht zuletzt der Durchführung von Tiefsee-Bohrungen, wurde WEGENERS Idee wieder aktuell.

Seit die Erde eine feste Kruste hat, driften kontinentale und ozeanische Segmente dieser Kruste – die sogenannten Platten – über den plastisch-zähflüssigen Erdmantel. An einigen Stellen bewegen sich die Platten voneinander fort, an einigen aufeinander zu und wieder an anderen aneinander vorbei. Plattenkollisionen führten zu mechanischen Spannungen und setzten damit die Bildung von Faltegebirgen oder eine Blocktektonik mit großen Vertikal- und Horizontalbewegungen in Gang.

Das heutige Bild der Erdkruste ist durch zwei Phänomene gekennzeichnet (Abb. 3 u. 4): In den Spreizungszonen der mittelozeanischen Rücken steigt aus dem Erdmantel basaltisches Magma auf. Dadurch wird laufend neue ozeanische Kruste gebildet. Der Durchmesser der Erde bleibt aber gleich, also muss an anderen Stellen in gleichem Maße ozeanische Kruste „verschluckt“ werden. Das geschieht in



Abb. 5: Plattentektonische Entwicklung im Paläozoikum (nach TAIT et al. 1997, verändert)

den Subduktionszonen der aktiven Kontinentalränder. Dort stößt dünne, schwere ozeanische Kruste auf dicke, leichte kontinentale Kruste und taucht aufgrund ihres höheren spezifischen Gewichts unter diese ab. Ausgelöst durch die Schubwirkung des Vorgangs wird der Inhalt küstennaher Sedimentbecken eingeebnet, gefaltet und herausgehoben. Faltengebirge wie Alpen und Himalaja sind Zeugnisse solcher Plattenkollisionen während der Tertiär-Zeit (ca. 65 – 2,6 Mio. Jahre v. h.). Mit der Subduktion sind eine Verdickung und ein teilweises Aufschmelzen der kontinentalen Kruste zu granitischen Tiefengesteinen, sogenannten Plutoniten, verbunden. So kam und kommt es entlang der Subduktionszonen der Erde immer wieder zu schweren Vulkanausbrüchen, bei denen die zu Magma aufgeschmolzenen Tiefengesteine an die Erdoberfläche gefördert werden.

In den vergangenen Jahrzehnten sind viele, in den Details sehr unterschiedliche Ansichten über die plattentektonische Entwicklung des heutigen Europas geäußert worden. Allgemein akzeptiert ist aber, dass sich im älteren Paläozoikum drei große Kontinentalplatten auf der

Südhälfte der Erde befanden – Laurentia und Baltica im Norden sowie Gondwana im Süden (Abb. 5). Ursprünglich lagen im nördlichen Umfeld von Gondwana die kleineren Platten Avalonia und Armorica. Sie waren während des frühen Paläozoikums von Gondwana abgebrochen und hatten unterschiedliche Driftwege eingeschlagen. Anfänglich nahe Gondwana und nördlich des damaligen Südpols gelegen, drifteten sie im Verlauf von Ordovizium und Silur (495 – 417 Mio. Jahre v. h.) nach Norden.

Avalonia ist die Krustenplatte, auf der das geologische Geschehen des rheinischen Paläozoikums ablief. Das westliche Ende der avalonischen Platte liegt heute im Bereich der nordamerikanischen Ostküste. Im heute mitteleuropäischen Teil dieses Mikrokontinents haben sich zuerst die altpaläozoischen Meeresablagerungen der vordevonischen Zeit gebildet und später die Ablagerungen des Rhenoheryznischen Beckens. Das östliche Ende von Avalonia, die Kollisionszone zu Baltica, wird im Untergrund von Nordostdeutschland vermutet. Sehr viel später, im Verlauf des Mesozoikums, ist dann Avalonia durch die Öffnung des Atlantischen Ozeans zweigeteilt worden.

Am Anfang der für das Rheinische Schiefergebirge maßgeblichen tektonischen Entwicklung stand die Kollision von Avalonia und Laurentia im Silur, infolge derer das Kaledonische Gebirge im heutigen Nordeuropa aufgefaltet wurde. Im Laufe der Zeit wurde es abgetragen. Die so entstandene Rumpflandschaft wird Old-Red-Kontinent genannt.

Bei der Annäherung der beiden Platten wurde zunächst der dazwischen liegende Iapetus-Ozean eingeengt und sein Ozeanboden in einer Subduktionszone verschluckt. Nach der Kollision von Avalonia und Laurentia im höheren Silur entwickelte sich auf dem Südtteil der Avalonischen Platte durch Krustendehnung ein neuer Meeresbereich. Dieser wird in der Literatur als Rheinischer Trog, Rheinisch-Ardennischer Trog oder, nach Osten ausgeweitet, als Rhenoharzynisches Becken bezeichnet (Abb. 6). Aus plattentektonischer Sicht ist es der randliche Teil des sehr viel größeren Rheischen Ozeans.

Die Ablagerungen des westlichen Rhenoharzynischen Beckens reichen vom Brabanter Massiv in Belgien und dem Schiefergebirgsnordrand bis zu Hunsrück und Taunus im Süden. Dazwischen dokumentieren die Gesteine der Devon-Zeit alle Sedimentationsräume vom Festland des zum Old-Red-Kontinent abgetragenen Kaledonischen Gebirges im Nordwesten über Flachmeerbereiche mit Deltas und dem Schelf bis hin zum durch Schwellen gegliederten offenen Meer im Süden und Südosten.

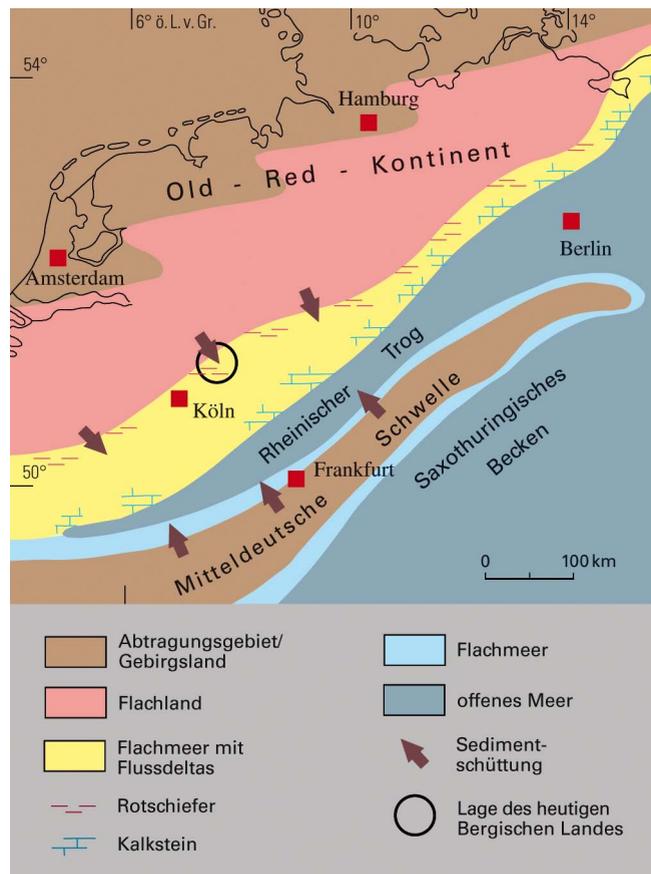
Der neue Meeresbereich nahm an seinem Nordrand das Abtragungsmaterial des Old-Red-Kontinents auf.

Mehrere tausend Meter an Sedimenten haben sich während des Devons im Rheinischen Trog angesammelt und dabei die Kruste immer tiefer eingedrückt. Die Breite des Rheinischen Troges zwischen dem heutigen Nord- und Südrand des Schiefergebirges dürfte während des Unterdevons etwa 300 km betragen haben.

Während der Sedimentation kam es im östlichen Rheinischen Trog im Devon und Karbon mehrmals zum Aufstieg vulkanischer Schmelzen. Sie sind meist untermeerisch eruptiert und – bis auf den Hauptkeratophyr K4 (sein Verbreitungszentrum liegt im Sauerland bei Kirchhundem und Wingshausen) – als relativ geringmächtige, basische oder intermediäre Vulkanite in devonischen und unterkarbonischen Schichtenfolgen eingelagert.

Ausgelöst durch die Norddrift Gondwanas, kam es zur variszischen Faltung, in deren Verlauf die Sedimentation aussetzte. Ab dem tiefen Oberdevon wurde das Rhenoharzynische Becken mit dem Rheinischen Trog geschlos-

**Abb. 6:** Der Rheinische Trog im Unterdevon (nach STETS & SCHÄFER 2002, ergänzt)



sen und seine Ablagerungen wurden zu einem Gebirgskörper aufgefaltet.

An der variszischen Gebirgsbildung waren nicht nur die bekannten großen Krustenplatten beteiligt. Südlich von Avalonia befand sich im Bereich des Rheischen Ozeans (Abb. 5) ein plattentektonisches Puzzle aus Mikroplatten, die unter dem Begriff Armorica zusammengefasst werden. Zu deren Sedimentbedeckung gehörten unter anderem auch die paläozoischen Ablagerungen des Saxothuringischen Beckens (Abb. 6) und die des noch weiter südlich gelegenen Moldanubischen Beckens. Diese Teilbereiche bildeten nach der Kollision der Einzelplatten den südlichen Teil des Variszischen Gebirges, dessen Reste heute zum Beispiel Odenwald, Thüringer Wald oder Schwarzwald aufbauen.

Die Unterschiede zwischen den variszischen Teilzonen – Rhenoherynikum (Rheinisches Schiefergebirge) im Norden, Saxothuringikum (Sudeten, Erzgebirge, Thüringer Wald, Frankenwald, Spessart, Odenwald sowie die nördlichen Bereiche von Vogesen und Schwarzwald) in der Mitte und Moldanubikum (Böhmische Masse, südliche Bereiche von Schwarzwald und Vogesen) im Süden – können hier nur sehr kurz beschrieben werden. In den Zonen außerhalb des Rhenoherynikums gehören die zum Teil nur in Resten erhaltenen paläozoischen Sedimente zum Ablagerungsbereich des offenen Meeres. Sie ruhen auf einer vorvariszisch konsolidierten Kruste und sind während der variszischen Gebirgsbildung stellenweise von granitischen Schmelzen durchdrungen oder durch eine Metamorphose verändert worden.

Die ursprüngliche Vorstellung, dass die zuvor beschriebenen Baueinheiten des Variszischen Gebirges seit ihrer sedimentären Entstehung ihre Lage nicht wesentlich verändert haben (Fixismus), ist der plattentektonisch begründeten, mobilistischen Vorstellung gewichen. Geografische Karten der Erde zeigen die heutige Verteilung von Land und Meer. Geologen können ähnliche Karten auch für die Erdvergan-

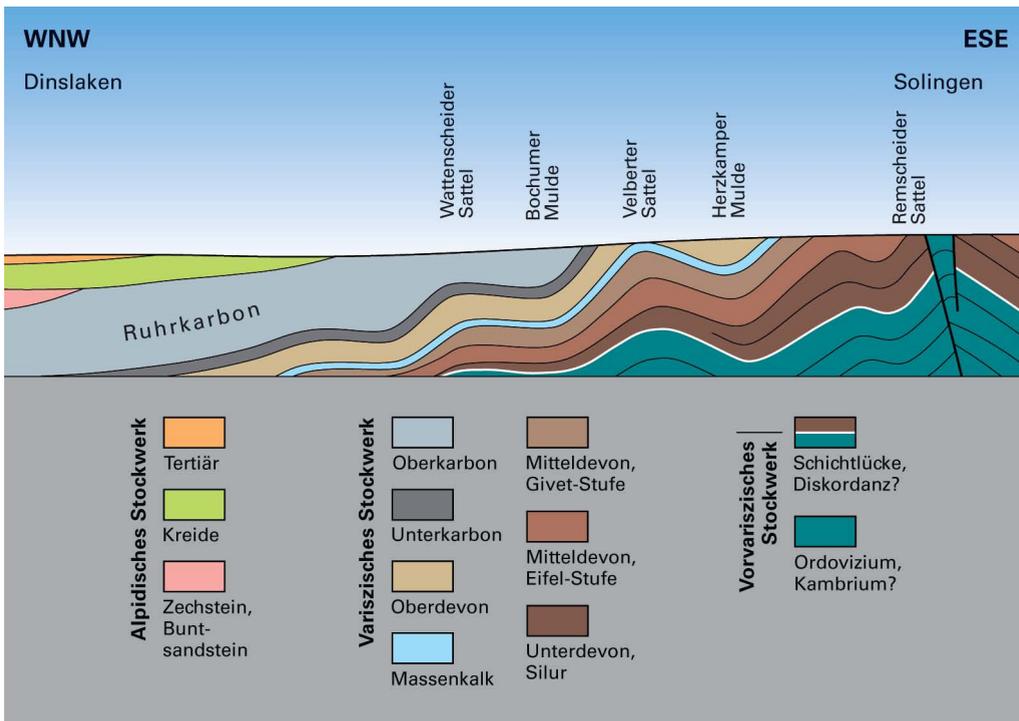
genheit erstellen (s. Abb. 5). Eine Grundlage dafür ist die Bestimmung der Lage der magnetischen Pole im Laufe der Erdgeschichte. Messungen dieser Art sind mittlerweile so zahlreich, dass die bisherigen Wanderwege der Kontinentalplatten über den Globus recht genau rekonstruiert werden können. Dennoch sind die Driftgeschichte der einzelnen Plattenteile Armoricas sowie die zeitliche Entwicklung und die Breite der variszischen Meeresgebiete südlich des Rheinischen Troges nach wie vor unklar. Da bisher keine ozeanische Kruste nachgewiesen werden konnte, die am Aufbau des mitteleuropäischen Variszikums beteiligt war, wird es auch als Intraplatten-Orogen bezeichnet. Der Rheinische Trog hat im Rahmen des gesamten variszischen Geschehens in Europa immer nur die Rolle eines Randbeckens des Rheischen Ozeans gehabt. Eine Subduktion ozeanischer Kruste wird erst weiter im Süden, im Bereich der heutigen Alpen, vermutet.

## Strukturelle Entwicklung

Ausgelöst durch die im vorangegangenen Text kurz und modellhaft skizzierten tektonischen Vorgänge, hat sich der geologische Bau des Bergischen Landes im Laufe der Erdgeschichte phasenhaft in verschiedenen Ären entwickelt. Die jeweils dazugehörigen Gesteinsfolgen bauen in Form von geologischen Stockwerken die viele Kilometer dicke Erdkruste des Bergischen Landes auf. Das Ergebnis ihrer tektonischen Entwicklung ist in einem schematischen Schnitt durch die unterschiedlichen tektonischen Stockwerke zusammengefasst (Abb. 7).

### Vorvariszische Ära

Innerhalb der kontinentalen Kruste ist ein tieferes, kristallines Stockwerk mit durch Druck und Hitze stark veränderten metamorphen Gesteinen von einem oberen Stockwerk mit wenig veränderten paläozoischen Sedimentgestei-



**Abb. 7:** Tektonischer Schnitt durch das nördliche Bergische Land und den Untergrund des Münsterländer Kreide-Beckens (schematisiert)

nen zu unterscheiden. Das kristalline Stockwerk tief in der Erdkruste ist normalerweise nur durch tiefengeophysikalische (u. a. seismische) Methoden zu erforschen. Dort, wo junge vulkanische Gesteine die Erdkruste durchschlagen haben – etwa am Laacher See –, sind auch Gesteinsbrocken der tiefen Erdkruste ans Tageslicht gekommen. Sie zeigen eine Vielfalt von metamorphen Gesteinen wie Phyllite, Glimmerschiefer, Gneise und Migmatite. Ihr unterschiedlicher Metamorphosegrad spiegelt ebenfalls einen Stockwerkbau wider. Die Gesteine sind, was die höheren Metamorphosestadien angeht, einer vorkaledonischen, vermutlich der cadomischen Gebirgsbildung (620 – 540 Mio. Jahre v. h.) zuzuordnen.

Das über dem kristallinen Stockwerk liegende sedimentäre Stockwerk hat eine Dicke von etwa 6 – 8 km. Seine vermutlich ältesten, im

Remscheider Sattel aufgeschlossenen Sedimentgesteine stammen aus dem Ordovizium. Es ist bislang unklar, ob diese Gesteine bereits im Zuge der Fernwirkung der kaledonischen Gebirgsbildung im nördlichen Europa gefaltet und zerbrochen wurden. Eine Schichtlücke, die das höchste Ordovizium und fast das gesamte Silur umfasst, könnte dafür sprechen. Ein Basiskonglomerat oder eine diskordante Auflagerung jüngerer Schichten, die diese Schichtlücke belegen könnten, sind aber im Remscheider Sattel bislang nicht gefunden worden. Linksrheinisch, in der Nordeifel, ist dagegen eine erste Faltung während der acadischen Phase in der Silur-Zeit, vor etwa 430 Mio. Jahren, nachgewiesen.

## Variszische Ära

Eine zweite, sehr viel folgenreichere Phase der tektonischen Deformation und Strukturierung erfolgte im Karbon. In dieser Zeit, nach der Akkumulation der devon- und karbonzeitlichen Ablagerungen im Rheinischen Trog, kollidierten die Kontinentalplatten Avalonia und Armorica mit der von Süden vorrückenden Gondwana-Platte. Es kam zur variszischen Gebirgsbildung, wobei die eventuell schon acadisch gefalteten Anteile mit einbezogen wurden.

Die variszische Faltung hat im Zeitraum vor 380 – 300 Mio. Jahren den Sedimentationsraum nördlich der heutigen Alpen erfasst. Die Faltungsfront wanderte von Süden nach Norden. Nach der moldanubischen und der saxothuringischen Zone hat sie im frühen Oberkarbon auch das Rhenoheryznische Becken erreicht und dessen Gesteinsfüllung verfaultet und verschuppt. Zuvor hatte die tiefe Versenkung stellenweise zu einer hochgradigen Diagenese, nicht aber zu einer Metamorphose oder einer weiträumigen Durchdringung mit granitischen Schmelzen geführt.

Die variszische Faltung hat den Rheinischen Trog wie eine Welle von Süden nach Norden durchlaufen. Dies lässt sich gut durch radiometrische Altersbestimmungen – wie zum Beispiel die K-Ar-Methode – an den bei der Faltung durch Druck und Hitze gebildeten Hellglimmern (Illite) der Tonsteine nachweisen. Die Verteilung der Messwerte im rechtsrheinischen Schiefergebirge zeigt das allmähliche Wandern der Deformationsfront, die den Süden vor etwa 325 Mio. Jahren (Grenze Visé/Namur) und den Norden vor etwa 305 Mio. Jahren (höchstes Westfal) erfasste. Nördlich des Rheinischen Schiefergebirges, im Untergrund des südlichen Emslandes, läuft die variszische Faltung aus. Ungefaltete Schichten des jüngsten Oberkarbons (Stefan) liegen dort diskordant auf tektonisch nur gering beanspruchten Schichten des Westfals D.

Die variszische Faltung hat den Sedimentstapel des Rheinischen Troges in der Richtung

senkrecht zum Faltenverlauf auf etwa 60 % seiner ursprünglichen Breite eingeeengt. Dieser Reduktionsfaktor ergibt sich, wenn man die gefalteten Gesteinsschichten zeichnerisch wieder „glättet“ und mit der aktuellen Breite des rechtsrheinischen Schiefergebirges vergleicht. Dabei sind die nicht kalkulierbaren horizontalen Schubweiten an streichenden Störungen des Faltenbaus nicht berücksichtigt.

Als Folge der variszischen Gebirgsbildung hat sich während des Karbons im heutigen Europa und weit darüber hinaus der aus sämtlichen älteren Kontinentalplatten zusammengesetzte Großkontinent Pangäa formiert (s. S. 77, Abb. 33), der seit dem Karbon nach Norden driftete. Zu ihm gehörte auch das Rheinische Schiefergebirge.

Durch das Nachlassen der variszischen Einengung des Gebirges konnten sich im Verlauf der einsetzenden Dehnungstektonik während des Perms wieder Sedimentationsbecken bilden. Sie folgten Südwest – Nordost gerichteten tektonischen Vorzeichnungen und füllten sich mit dem Abtragungsschutt der angrenzenden, variszisch entstandenen Gebirge. Am Südrand des Rheinischen Schiefergebirges, im Saar-Nahe-Becken, kam es in dieser Zeit durch tief reichende Krustenstörungen und zunehmende Erwärmung der Kruste zu einem intensiven, der variszischen Faltung nachfolgenden (subsequenten) Vulkanismus mit kiesel-säurereichen Magmen.

## Alpidische Ära

Während des Mesozoikums haben zu verschiedenen Zeiten tektonische Großereignisse wie die Öffnung des Ur-Atlantiks oder die Schließung des Ur-Mittelmeeres eine Fernwirkung auf Mitteleuropa ausgeübt. Die Ablagerungen aus dieser Zeit sind dadurch sowohl von einer einengenden als auch von einer dehrenden mechanischen Beanspruchung betroffen worden. Die tektonischen Bewegungen während der einzelnen Phasen dieser so-

genannten saxonischen Gebirgsbildung führten im Rheinischen Schiefergebirge aber nicht wie in den Alpen zu einer engen Faltung, sondern nur zu weiträumigen Verbiegungen und bruchhaften Verstellungen von Gebirgsschollen. Im Gefolge dieser Bewegungen kam es mancherorts zu Schollenkippen und Schichtausfällen sowie zur Bildung von Diskordanzen, wenn die Sedimentation über schräg gestellte Schollen hinweggriff.

Über die tektonische Entwicklung des Bergischen Landes nach der variszischen Ära ist wenig bekannt. Es fehlen schlichtweg Schichten, die als Zeugnisse der Erdgeschichte über diesen Zeitabschnitt berichten könnten. Nur nördlich des Bergischen Landes, wo das karbonzeitliche Steinkohlegebirge unter die Kreide-Schichten des Münsterlandes abtaucht, ist im variszischen Gebirgskörper ein komplexes Muster aus Horst- und Grabenschollen zu beobachten. Aus ihm können die tektonischen Vorgänge des späten Mesozoikums rekonstruiert werden. Es gibt dort auch Beispiele für eine Inversionstektonik im Verlauf der Kreide-Zeit. Während dieser Phasen fanden an variszisch angelegten Störungen gegenläufige tektonische Vertikalbewegungen statt. Auch Reste der permischen und triassischen Sedimentation sind dort erhalten geblieben. Eine weitere Auswirkung der alpidischen Gebirgsbildung sind tektonische Deformationen, die die kreidezeitlichen Paläokarstsedimente im Wülfrather Massenkalk betroffen haben.

Zur Tertiär-Zeit setzte im Oligozän in der Niederrheinischen Bucht, westlich des Bergischen Landes, erneut eine intensive Bruchtektonik ein. Zeitgleich erfolgte bei starker Absenkung des Untergrundes die Ablagerung der känozoischen Sedimente der Niederrheinischen Bucht.

Der Bruchschollenbau der Niederrheinischen Bucht spiegelt die tektonischen Spannungen und die dadurch ausgelösten Bewegungen im Rheinischen Rift- oder Graben-System wider. Es durchzieht in Nordwest-Südost-Richtung

die westliche Niederrheinische Bucht und die angrenzenden Niederlande. Das tektonische Kräftespiel im Rheinischen Rift-System wird als eine Fernwirkung der alpidischen Gebirgsbildung interpretiert. Sie äußert sich im nördlichen Vorfeld der Alpen als eine tektonische Ausweitung und Grabenbildung, die auch im Oberrhein-Graben oder in der Hessischen Senke nachgewiesen ist.

Jüngste tektonische Bewegungen innerhalb des Bergischen Landes manifestieren sich als En-bloc-Hebung der Rheinischen Masse seit dem ausgehenden Pliozän bis in die Jetztzeit. Sie bewirkte eine gesteigerte Tiefenerosion der Flüsse und damit eine verstärkte Bildung von Tälern, die für die heutige Landschaftsgestalt kennzeichnend sind.

## **Regionale Baueinheiten**

Der geologische Bau des Rheinischen Schiefergebirges ist geprägt durch den Faltenbau seiner Schichten und die Störungen, die die Gesteine durchziehen. In geologischen Karten spiegelt sich dieser Gebirgsbau in den oft gewundenen, bunten Farbbändern und den zahlreichen Quer- und Längsstrichen wider. Als einen Schnitt der dreidimensionalen Faltenstrukturen mit der Darstellungsebene der Karte bilden die Farbbänder des Kartenbildes den Verlauf der gefalteten Gesteinsschichten ab. Die Linien, an denen die Farbbänder versetzt werden, markieren die Lage von tektonischen Störungen. Tektonische Schnitte zu den geologischen Karten, die den Verlauf der Schichten bis in größere Tiefen darstellen, unterstützen maßgebend die räumliche Vorstellung vom Falten- und Störungsbau.

Die Faltenzüge des Rheinischen Schiefergebirges haben eine ganz bestimmte Hauptrichtung, die etwa Südwest – Nordost verläuft. Nach dem Gebirgsbildungsprozess, der die Falten entstehen ließ, nennt man diese Richtung auch „variszisches Streichen“. Bei den Falten sind Hochlagen der Schichten – so-



**Abb. 8:** Sattelstruktur in geschieferten Tonsteinen des Unterkarbons; Tillmannsdorf bei Wuppertal-Dornap

nannte Sättel (Abb. 8) – von Tieflagen derselben – Mulden – zu unterscheiden. Innerhalb des Faltenbaus sind Strukturen unterschiedlicher Größenordnung anzutreffen. Großstrukturen mit Kilometerspannweite (= Falten 1. Ordnung) werden ihrerseits von Falten mit Spannweiten von wenigen hundert Metern (= Falten 2. Ordnung) aufgebaut. An deren Aufbau können wiederum im Meter- und Dekameterbereich Klein- oder Spezialfalten (= Falten 3. Ordnung) beteiligt sein. Gesteinsfalten sind entweder aufrecht und symmetrisch oder nach einer Seite gekippt und asymmetrisch, das heißt, ihre Achsenebene ist geneigt (vergent). In ähnlicher Weise kann auch die Faltenachse, die Umbiegungslinie der Schichten, horizontal oder geneigt sein. Die Falten werden von Störungen durchsetzt, die nach ihrer Lage zum Faltenbau in Längs-, Quer- und Diagonalstörungen eingeteilt werden. An den Störungen

können die Schichten entweder nur geringfügig versetzt oder aber mit zum Teil beträchtlichen Verwurfshöhen verschoben worden sein.

Gesteinsschichten können zusätzlich zur Faltung auch geschiefert sein. Die Schieferung ist ein engständiges Parallelgefüge in Ton- und Schluffsteinen, das unabhängig von der Schichtung verläuft. Es ist durch die Einregelung der Tonmineralblättchen bei der seitlichen Einengung der Schichten während der Faltung entstanden. Bei der Gesteinsauflockerung in Oberflächennähe kann aus dem Parallelgefüge ein Trennflächengefüge entstehen. Intensive Schieferung kennzeichnet Bereiche, die unter einem hohen Überlagerungsdruck gefaltet worden sind, wie zum Beispiel die Schichten des östlichen Remscheider Sattels und des Velberter Sattels. Die Schichten im Umfeld und in der Paffrather Mulde sind dage-

gen wenig bis gar nicht geschiefert, was sich auch an dem geringen Inkohlungsgrad der kohligten Partikel (Vitrinite) der dunklen Tonsteine ablesen lässt. Umgekehrt erreicht der Inkohlungsgrad – gemessen anhand des maximalen Reflexionsgrades der Vitrinite – in den Kernschichten des Remscheider Sattels Werte von 6 – 7 %  $R_{\max}$ .

Die bedeutendste Faltenstruktur des nördlichen Bergischen Landes ist der Remscheider Sattel (Abb. 9). Seine stark geschieferten Kernschichten sind in zwei räumlich voneinander getrennten Vorkommen bei Remscheid und südlich von Solingen aufgeschlossen. Das Solinger Vorkommen führt als älteste Gesteine Schichten des höheren Ordoviziums, die in mehreren kleinen Sattelaufbrüchen zu finden sind. Die Schichten sind durch eine Schichtlücke – oder vielleicht auch nur eine Beobachtungslücke – von Gesteinen des jüngsten Silurs und ältesten Devons getrennt. Der Kontakt zu den Devon-Schichten in der Ummantelung der Sattelaufbrüche ist wegen des sehr unterschiedlichen Gesteinsaufbaus und des daraus resultierenden abweichenden mechanischen Verhaltens der Schichten während der Gebirgsbildung in der Regel tektonischer Natur. Der östliche Sattelkern bei Remscheid enthält nur frühdevonische Schichten wie sie in der Ummantelung der Solinger Sattelaufbrüche vorkommen. Beide Sattelkerne sind auf ihren Nordwestflanken an streichenden Aufschiebungen auf jüngere Devon-Schichten geschoben. Die Südostflanken haben dagegen oft eine ungestörte Schichtenabfolge. Die ordovizischen Sattelaufbrüche wie auch Teile der Mantelschichten zeigen das tektonische Bild von sogenannten Sattelhorsten. Das sind Sättel, deren Kernschichten tektonisch herausgepresst worden sind. Auf dem Nord- und Südflügel des Remscheider Sattels sind tonige Gesteine weniger stark geschiefert als in den Kernschichten.

Der Remscheider Sattel wird an seiner Nordwestflanke zwischen Wuppertal und Hagen von der Ennepe-Überschiebung, eine

der markantesten streichenden Störungen des Rheinischen Schiefergebirges, begrenzt. An der nach Südosten einfallenden Überschiebung sind die im Liegenden der Störung (auf der Nordwestscholle) auftretenden Schichten von denjenigen der südöstliche Scholle überschoben („überfahren“) worden. Die Schubweite ist so beträchtlich, dass bis zu 3 000 m an Schichtmächtigkeit in der nordwestlichen Scholle tektonisch unterdrückt werden. Westlich von Wuppertal-Barmen und auch östlich von Hagen löst sich die Ennepe-Überschiebung in einzelne Störungen auf und ist nicht mehr als solche zu lokalisieren.

Nordwestlich des Remscheider Sattels folgt die Herzkamper Mulde, an die sich weiter nach Nordwesten als nächste Großstruktur der Velberter Sattel anschließt. Er ist aus mehreren Teilsätteln aufgebaut und zeigt eine sehr ausgeprägte Schieferung seiner tonigen Gesteine. Das starke Abtauchen der Sattelachse nach Nordosten hat zur Folge, dass auf relativ kurze Distanz Schichten vom höheren Mitteldevon bis zum Oberkarbon im Verlauf der Achse ausstreichen. In den Kernschichten des Velberter Sattels sind östlich von Düsseldorf in der Forschungsbohrung Schwarzbachtal 1 tiefmitteldevonische Schichten angetroffen worden (s. Kap. „Mitteldevon des nördlichen Bergischen Landes“). Nordwestlich des Velberter Sattels setzt mit den flözleeren Oberkarbon-Schichten in der Bochumer Mulde und dem Wattenscheider Sattel das Ruhrkarbons mit seinem Faltenbau ein (s. Geol. im Münsterland, Abb. 3). Bedeutende, im Generalstreichen des Steinkohlengebirges verlaufende Störungen wie die Sutan- und die Satanela-Überschiebung können bis in die Devon-Schichten, also bis in ein viele hundert Meter tiefer liegendes Stockwerk des Gebirges nachgewiesen werden.

Südlich des Remscheider Sattels liegen im Übergangsbereich vom Bergischen Land zum Sauerland die Lüdenscheider Mulde und der Ebbe-Sattel (Ebbe-Antiklinorium). Letzterer ist mit ordovizischen bis frühdevonischen



Abb. 9: Tektonische Übersicht des Bergischen Landes und des im Osten angrenzenden Sauerlandes

Schichten ähnlich komplex aufgebaut wie der Remscheider Sattel. Der Ebbe-Sattel wird an seinem Nordrand von der Ebbe-Überschiebung mit einer Verwurfshöhe von mehreren tausend Metern gegen die Lüdenscheider Mulde begrenzt.

Am Westrand des Bergischen Landes folgt südlich des Remscheider Sattels die Bergisch Gladbach-Paffrather Mulde (im Folgenden kurz Paffrather Mulde genannt). Sie enthält in ihrem Kern als jüngste Schichten hochoberdevonische Tonsteine, die völlig ungeschiefert sind und im Vergleich zu anderen Tonsteinen des Devons auffallend wenig Festigkeit besitzen. Diese Eigenschaften und ihr geringer Inkohlungsgrad zeigen eine vergleichsweise geringe Versenkung der Schichten vor oder während der Gebirgsbildung an, die durch eine sehr geringe Überlagerung durch jüngere, in diesem Falle schon wieder abgetragene karbonische Schichten verursacht wurde. In der streichenden Verlängerung der Paffrather Mulde liegen noch die lang gestreckte Peffekovener Mulde und die kleine Dierdorfer Mulde.

Der Südostrand der Paffrather Mulde wird von mehreren Aufschiebungen durchzogen, die alle zur (Bergisch) Gladbacher Randüberschiebung gehören und die Mulde nach Südosten zum Bensberg-Overather Antiklinorium hin begrenzen. Die Mulden, die unmittelbar südöstlich der Randüberschiebung folgen, tauchen nach Nordosten ab und enthalten dort jüngere, Kalkstein führende Givet-Schichten wie zum Beispiel in der Breuner- oder der Lindlarer Mulde. Diese werden zusammen mit der Peffekovener Mulde in der tektonischen Übersicht (Abb. 9) als Lindlarer Muldenzone bezeichnet. Wie die Bergische Muldenzone (s. im Folgenden) ist sie ein Bereich auf- und abtauchender Faltenachsen. Auch die Lennefe- und die weiter nach Nordosten zu verfolgende kleine Gelpetal-Mulde

entwickeln sich aus dieser Zone heraus. Beide Mulden werden an ihrem Südrand von der Bergischen Überschiebung begleitet. Die östlich der Lindlarer Muldenzone folgende Gummersbacher Mulde ist eine eigenständige Großstruktur, die in der Attendorner Mulde des angrenzenden Sauerlandes ihre Fortsetzung findet. Die Gummersbacher Mulde wird im Südosten von der aus mehreren Teilstücken aufgebauten Aggertal-Überschiebung begrenzt.

Mit dem Bensberg-Overather Antiklinorium beginnt in Richtung Südosten ein Bereich relativ flachwelliger Falten in den Oberen Siegen-Schichten des Unterdevons. Er erstreckt sich bis zum Aueler Sattel bei Eitorf (Sieg). Dieser deutlich nordvergente Sattel schließt Mittlere Siegen-Schichten auf und leitet zum Siegener Antiklinorium über. Die Unterdevon-Schichten im südlichen Bergischen Land sind auffallend schwach geschiefert. Der Faltenwurf dieser Schichten taucht nach Nordosten leicht ab, sodass südlich von Wiehl in der Wiehler, Homburger, Ruppichterother und Waldbröler Mulde mitteldevonische Schichten angeschnitten werden. Die Achse der Waldbröler Mulde hebt sich in ihrem weiteren Verlauf nach Nordosten wieder heraus und unterdevonische Schichten tauchen wieder auf. Dieses Ab- und Auftauchen der Achsen mag der Grund dafür gewesen sein, in Analogie zur Eifeler Kalkmuldenzone, die sich in Nord-Süd-Richtung erstreckt, von einer Bergischen Muldenzone zu sprechen.

Die känozoischen Randstörungen des Bergischen Landes zur Niederrheinischen Bucht sind meist morphologisch nicht ausgeprägt, beziehungsweise sie liegen unter Lössbedeckung und sind daher schwer zu lokalisieren. Südlich von Siegburg greifen die Randstörungen in den variszischen Gebirgskörper hinein und bilden dort den Siebengebirgsgraben (s. Abb. 9).

# Exkurs: Geologische Landesaufnahme

*Eine Vielzahl der im Folgenden präsentierten geologischen Daten ist durch die Tätigkeit der staatlichen geologischen Landesaufnahme zusammengetragen worden. Dies gilt insbesondere für die stratigrafische Gliederung der Schichtenfolgen und die flächenhafte Verbreitung der Schichten.*

*Seit den Anfängen der geologischen Erforschung des Landes in den ersten Jahrzehnten des 19. Jahrhunderts war ein Zusammenspiel zwischen der Wissenschaft Geologie und der Praxis, das heißt dem Bergbau, gegeben. Eine der ersten geologischen Karten des Bergischen Landes ist in dieser Zeit entstanden. Es ist die „Geognostische Charte des nördlichen Abfalls des Niederrheinisch-Westfälischen Gebirges“, die 1823 von dem späteren Berghauptmann HEINRICH VON DECHEN veröffentlicht worden ist. Diese und andere geologische Bearbeitungen waren regional begrenzt.*

*Um die Mitte des 19. Jahrhunderts hatte die preußische Verwaltung im heutigen Nordrhein-Westfalen erkannt, dass die Suche nach wirtschaftlich nutzbaren Lagerstätten unabdingbar mit der systematischen geologischen Erforschung des Gesteinsuntergrundes zusammenhängt. Nach 1841 wurde daher unter der Ägide VON DECHENS ein erstes flächendeckendes geologisches Kartenwerk im Maßstab 1 : 80 000 für das preußische Rheinland und Westfalen herausgegeben.*

*Doch erst nachdem gegen Ende des 19. Jahrhunderts ein detailgenaues topografisches Kartenwerk mit Höhenlinien im Maßstab 1 : 25 000, die sogenannten Messtischblätter, geschaffen worden war, konnten auch gleichermaßen detailgenaue geologische Karten erarbeitet werden. Sie erschienen in den ersten Jahrzehnten des 20. Jahrhunderts in rascher Folge und waren mit tektonischen Querschnitten sowie mit einem erläuternden Text versehen. Bis zum Beginn des Zweiten Weltkriegs wurden auf diese Weise große Teile des nördlichen Bergischen Landes geologisch aufgenommen. Große Namen wie die von ALEXANDER FUCHS und WERNER PAECKELMANN sind mit diesen Arbeiten verbunden. Parallel dazu veröffentlichten die Kartierer der Preußischen Geologischen Landesanstalt sowie Hochschul-Geologen, aber auch versierte Laien weitergehende Einzelheiten zur Schichtenfolge und ihrem Fossilinhalt. Nach dem Zweiten Weltkrieg setzte die nunmehr zuständige Behörde, das Geologische Landesamt Nordrhein-Westfalen, die Kartiertätigkeit im südlichen Bergischen Land fort. Auf der Grundlage des geologischen Kartenwerks im Maßstab 1 : 25 000 (GK 25) wurden ab 1980 Übersichts-karten im Maßstab 1 : 100 000 (GK 100) zusammengestellt.*

*Heute ist die geologische Grundlagenarbeit im Gebirgsland weitgehend abgeschlossen. Die Aufgabe, die Wissensschätze der Vergangenheit digital aufzubereiten, steht jetzt im Vordergrund. Geologische Karten in unterschiedlichen Maßstäben stehen als Grundlagen jeder praktischen Beratung hinsichtlich Lagerstätten, Grundwasser und Ingenieurbau zur Verfügung. Der Geologische Dienst Nordrhein-Westfalen in Krefeld bietet Verwaltung, Wirtschaft, Politik und anderen Interessierten geologische Karten in gedruckter oder digitaler Form an.*

# Erdgeschichte

Die Gliederung der vorliegenden Monografie folgt in erster Linie dem Ablauf der Erdgeschichte vom Erdaltertum bis in die Jetztzeit. Sie lässt nach und nach die Lebens- und Ablagerungsräume der einzelnen Zeitstufen an uns vorüberziehen. Zeitgleiche Ablagerungen in verschiedenen Ablagerungsräumen – gewissermaßen die unterschiedlichen Naturräume der Urzeit – begründen unterschiedliche Faziesräume, wovon es im Rheinischen Schiefergebirge, besonders während der Devon-Zeit, mehrere gab. Innerhalb eines solchen Raumes ist die Gesteinsausbildung (Lithofazies) mehr oder weniger einheitlich, unterscheidet sich aber von derjenigen gleichalter Gesteine in anderen Faziesräumen. Dies bedingt für diese Monografie des Rheinischen Schiefergebirges, dass die Schichten nicht nur in ihrer zeitlichen Abfolge, sondern auch in ihren räumlichen Varietäten beschrieben werden.

## Das Erdaltertum (Paläozoikum)

Am Anfang der erdgeschichtlichen Beschreibung des Rheinischen Schiefergebirges steht die Frage, welche Entwicklung der Ablagerungsraum der Devon-Zeit – sozusagen die Wiege des Rheinischen Schiefergebirges – vor Beginn des Devons, in der Zeit des älteren Erdaltertums, durchlief. Die Gesteinsschichten aus dieser Zeit des Altpaläozoikums, also aus Ordovizium und Silur, bauen im rechtsrheinischen Schiefergebirge die Kerne des Remscheider und des Ebbe-Sattels auf (Tab. 2). Noch ältere, nämlich Schichten des Kambriums, kommen in Nordrhein-Westfalen nur in der Nordeifel (Venn-Antiklinale) vor. Da altpaläozoische Schichten im Rheinischen Schiefergebirge nur stellenweise aufgeschlossen sind, bleibt die Rekonstruktion ihres Ablage-

rungsraumes, anders als bei den jüngeren paläozoischen Schichten, mit vielen Unsicherheiten behaftet.

Zwischen Leichlingen im Westen und Remscheid im Osten sind in zwei räumlich getrennten Vorkommen die Kernschichten des Remscheider Sattels (s. Abb. 9) aufgeschlossen. Nur im westlichen Vorkommen sind südlich von Solingen Schichten des Ordoviziums und des Silurs samt den ältesten Devon-Schichten anzutreffen. In dem tief eingeschnittenen Tal der Wupper und in ihren Nebentälern sind südlich von Solingen in zahlreichen Aufschlüssen Beobachtungsmöglichkeiten gegeben. Wie im Ebbe-Sattel im Sauerland sind auch bei Solingen Schichten der dreigeteilten Herscheid-Gruppe (s. Tab. 2) aufgeschlossen. Sie sind aufgrund ihrer unterschiedlichen Gesteinsbeschaffenheit in drei Formationen unterteilt.

## Ordovizium

Die Tonsteine der Kiesbert-Schichten sind tiefschwarz, besitzen lagenweise einen erhöhten Glimmergehalt und führen Pyritkonkretionen. An biostratigrafisch aussagekräftigen Fossilien enthalten sie Graptolithen und Trilobiten, die ein Alter der tiefen Llanvirn-Stufe (Mittelordovizium) belegen. Daneben treten Reste von fraglichen Algen, Brachiopoden, Krebstieren (Phyllocariden) sowie Spurenfossilien auf.

Durch die Einschaltung von Feinsandsteinlagen bei gleichzeitigem Anstieg des Glimmergehaltes gehen die „milden“ Tonsteine der Kiesbert-Schichten allmählich in die grauen bis grünlich grauen, „zähen“ „Grauwacken“- und Bänderschiefer der Rahlenberg-Schichten über. Diese Schichtenfolge ist fast fossilleer. Zum Hangenden hin nimmt der Sandgehalt ab und die Rahlenberg-Schichten gehen in die der Solingen-Schichten

über. Die mindestens 250 m mächtigen Solingen-Schichten sind eine Folge aus blau- oder grauschwarzen Tonsteinen mit feiner Schluffstreuung. Die Schichten sind sehr arm an Fossilien und haben bisher nur Reste von Phylloporiden und fraglichen Algen geliefert. Die bio-

stratigrafische Einstufung erfolgte daher mittels bestimmter Mikrofossilien (Chitinozoen), die aus der gleichen Schichtenfolge am Ebbe-Sattel isoliert werden konnten. Sie belegen ein höheres Caradoc-Alter, das heißt, sie stammen aus dem höheren Oberordovizium.

**Tabelle 2**  
**Stratigrafische Gliederung von Ordovizium, Silur, Unter- und Mitteldevon**

System	Serie	Stufe	nördliches Bergisches Land		südliches Bergisches Land		
			NW	SE	W	E	
Devon (z. T.)	Mitteldevon	Givet	Obere Honsel-Schichten	Massenkalk Osterholz-Schichten	Oberer Plattenkalk Hornstein-Horizont Unterer Plattenkalk		
			Schwarz-bachtal-Konglom.	Schichten	Büchel-Schichten (Massenkalk)		
			Torrigen-Schichten				
		Eifel	Untere Honsel-Schichten		Untere Honsel-Schichten	Rensselandia-Sch. Grevenstein-Sch. Wiedenest-Schichten	
			Funkloch-Schichten		Odershn.-/Gummersbach-Sch., Tentakulitenschiefer		
			Brandenberg-Schichten		Brandenberg-Sch.	Selscheid-Sch. Unnenberg-Sch. Ohle-Schichten	
	Mühlenberg-Schichten Hobräck-Schichten			Mühlenberg-Schichten Hobräck-Schichten			
	Hohenhof-Schichten		cultrijugatus-Sch.	Hohenhof-Schichten			
	Remscheid-Schichten			Remscheid-Schichten	K4		
	Unterdevon	Ems	Ober-	Rimmert-Schichten		Bensberg-Schichten	
			Unter-				
		Siegen	Bunte Ebbe-Schichten		Odenspiel-Sch. Wahnbach-Schichten Mittlere Siegen-Schichten		
		Gedinne	Bredeneck-Schichten Hüinghausen-Schichten Köbbinghausen-Schichten		nicht aufgeschlossen		
	Silur			Schichtlücke			
	Ordovizium	Ashgill					
		Caradoc	Herscheid-Gruppe	Solingen-Sch. Rahlenberg-Sch. Kiesbert-Sch.			
		Llandeilo					
		Llanvirn					
Arenig							
Tremadoc		nicht aufgeschlossen					

Die ordovizischen Schichten sind in einem tiefen Meer ohne nennenswerte bodenbewohnende Fauna abgelagert worden. Sandschüttungen aus dem Küstenbereich haben diesen Meeresteil nur selten erreicht. Der geringere Fossilinhalt der Solingen-Schichten im Vergleich zu den älteren Kiesbert-Schichten ist möglicherweise durch eine Abkühlung des Meerwassers gegen Ende des Ordoviziums zu erklären. Diese Deutung wird von der Feststellung getragen, dass die heute den Untergrund von Mitteleuropa aufbauende Avalonia-Platte zu jener Zeit in der Nähe des Südpols lag (s. S. 20, Abb. 5).

## Silur

Über den spätordovizischen Schichten folgen unvermittelt Gesteine aus dem höheren Silur. Es liegt eine Schichtlücke und damit eine Beobachtungslücke vor, die den gewaltigen Zeitraum von etwa 30 Mio. Jahren repräsentiert. Weder eine sichtbare Diskordanz zwischen älteren und jüngeren Schichten noch ein Transgressionskonglomerat verraten, was sich in diesem Zeitintervall der Erdgeschichte ereignet hat. Analog zu Gebieten mit ähnlichen Verhältnissen, beispielsweise zur Venn-Antiklinale in der Eifel, kann angenommen werden, dass in der nicht dokumentierten Zeitspanne tektonische Ereignisse eine Sedimentation und somit eine erdgeschichtliche Überlieferung von Gesteinen verhindert haben. Vermutlich kam es während des späten Ordoviziums oder des frühen Silurs zu einer Gebirgsbildung, wodurch die verfestigten Meeresablagerungen aus jener Zeit über den Meeresspiegel herausgehoben, tektonisch verstellt und abgetragen wurden. Gegen Ende des Silurs eroberte das Meer das Festland wieder zurück und es kam erneut zu mariner Sedimentation.

Die Ablagerungen des Silur-Meeres sind gänzlich anders zusammengesetzt als die des ordovizischen Meeres. In den Köbbinghausen-Schichten, zu denen neuerdings auch der kalkige Teil der Hüinghausen-Schichten

gehört, dominieren Kalksteine und kalkhaltige Tonsteine. Beide Gesteinstypen an der Silur/Devon-Grenze führen eine reiche Makrofauna aus Brachiopoden und Trilobiten. Die Kalksteine besitzen eine Grundmasse, die reich an Krinoiden und anderen Fossilresten wie Bryozoen und tabulaten Korallen ist. Das Eisenmineral Siderit lässt die Kalksteine tiefbraun verwittern, was ihnen die Bezeichnung Ockerkalke eingebracht hat. Die Kalksteine enthalten auch Conodonten (zahnähnliche Mikrofossilien aus Kalziumphosphat), die es gemeinsam mit der Makrofauna ermöglichen, die biostratigrafische Grenze zwischen den Systemen Silur und Devon recht genau zu ziehen. Gestein und Fauna der Köbbinghausen-Schichten deuten auf ein Flachmeer als Ablagerungsraum hin.

## Devon

Gegen Ende des Altpaläozoikums war als Folge plattentektonischer Vorgänge im heutigen Nordeuropa (Schottland, Norwegen) das Kaledonische Gebirge entstanden. Durch seine Abtragung entstand eine Rumpflandschaft, der sogenannte Old-Red-Kontinent. Wie weit sich dieses Festland zu Beginn der Devon-Zeit nach Süden in Richtung des späteren Rheinischen Schiefergebirges erstreckte, ist nicht genau bekannt. Wichtig ist aber, dass sein Abtragungsschutt während des Devons den südlich gelegenen Meeresraum über einen Zeitraum von rund 60 Mio. Jahren aufgefüllt hat.

Nach der heutigen plattentektonischen Vorstellung (s. S. 20, Abb. 5) lag dieser Meeresraum zur Devon-Zeit in Äquatornähe. Das ist aber allein aus der faziellen Analyse der abgelagerten sandig-tonigen Meeressedimente nicht unbedingt herauszulesen. Dagegen geben die während des Mitteldevons und des frühen Oberdevons gebildeten Karbonatgesteine aus riffbewohnenden Organismen Zeugnis von einem tropischen Meer und einem insgesamt deutlich heißeren Klima als heute.

Das ausgedehnte Meeresbecken am Südrand des Old-Red-Kontinents kann als die Wiege des Rheinischen Schiefergebirges angesehen werden. Es wird als Rheinischer Trog bezeichnet und ist Teil des Rhenoheryznischen Beckens. Der Rheinische Trog ist aber nur ein Randbecken, das zu dem sehr viel größeren Meeresbereich des Rheischen Ozeans gehört, der sich nach Süden bis in das Gebiet des heutigen Mittelmeeres erstreckte. Unter ständiger Absenkung des Meeresbodens hat der Rheinische Trog mehrere Kilometer mächtige Sedimente aufgenommen, die nach einer facettenreichen erdgeschichtlichen Entwicklung heute das Rheinische Schiefergebirge aufbauen.

Die Erforschung der Devon-Ablagerungen im Rheinischen Schiefergebirge hat seit 1860 zu sehr detaillierten Vorstellungen über die angebotenen Schichtenfolgen geführt. Interpretationen hinsichtlich der unterschiedlichen Ablagerungsräume des Rheinischen Troges waren immer von Modellvorstellungen geprägt, die sich an den heutigen geologischen Vorgängen und Zuständen orientierten (aktualistisches Prinzip, vgl. S. 17). Einige der entwickelten Modellvorstellungen werden im nachfolgenden Text vorgestellt. Es handelt sich dabei um

*Exkurse* zu den Themen „Rotsedimente“, „Das Delta-Modell des Unterdevons“, „Das Schelf-Modell des Mitteldevons“ und „Korallenriffe“.

### Unterdevon des Remscheider Sattels

#### *Gedinne-, Siegen- und Ems-Stufe*

Mit dem Beginn der Devon-Zeit stellt sich im Gebiet des Remscheider Sattels eine von Sandschüttungen beherrschte Sedimentation ein, die auf direkte Küstennähe schließen lässt.

Die über den Karbonatgesteinen des Silur/Devon-Grenzbereichs folgenden gedinnezeitlichen Hüinghausen-Schichten vermitteln zwischen der tonig-kalkigen silurischen Fazies und der sanddominanten unterdevonischen Fazies. Neben feinsandgebänderten grauen Tonsteinen treten einerseits Mergelsteinbänke mit Krinoiden und wenigen Brachiopoden, andererseits auch dickbankige tonige und quarzitisches Sandsteine auf. Die Hüinghausen-Schichten markieren für das westliche rechtsrheinische Schiefergebirge den Beginn eines Meeresrückzuges (Regression), ausgelöst durch das Vorrücken von Delta-Schüttungen vom Old-Red-Kontinent.

**Abb. 10:** Grobes Konglomerat aus den Bredeneck-Schichten; Mauer auf Burg Hohenstein, Solingen



Auch die darüber liegenden Schichten des tieferen Unterdevons – die gedinnezeitlichen Bredeneck-Schichten (Abb. 10) und die überwiegend siegenzeitlichen Bunten Ebbe-Schichten – zeigen einen hohen Gehalt an oft recht grobkörnigen, zuweilen auch konglomeratischen Sandsteinen. Beide Schichtglieder enthalten darüber hinaus größere Anteile an roten Ton- und Schluffsteinen. Diese sogenannten Rotschiefer sind immer extrem arm an Fossilresten, weshalb man annimmt, dass sie unter festländischen Bedingungen abgelagert worden sind.

Den Abschluss dieser insgesamt fast 1 000 m mächtigen Delta-Schüttung bilden die vergleichsweise geringmächtigen Rimmert-Schichten der Unterems-Stufe mit wechselnd quarzreichen, arkozeartigen Konglomeraten im unteren und rot-grün gefleckten Tonsteinen im oberen Teil.

Der Geröllbestand der unterdevonischen Konglomerate setzt sich aus hellgrauen bis milchig weißen Quarzen – Gangquarze aus Störungszonen – und Quarziten sowie aus Ton- und Kiesel-schiefern zusammen. Sie stellen den Abtragungsschutt des zur Devon-Zeit nordwestlich des heutigen Bergischen Landes gelegenen Old-Red-Kontinents dar. Dieses Material ergoss sich in einem riesigen Delta-Fächer in das südliche Vorland und füllte dieses auf. Die zuvor beschriebenen Gesteine der Siegen- und Unterems-Stufe wurden auf dem ständig landfesten, fluvialen Zufuhrbereich des Deltas, der sogenannten Oberen Delta-Ebene, abgelagert.

Das schon erwähnte weitgehende Fehlen von tierischen Resten in allen diesen Schichten erlaubt lediglich eine lithostratigrafische Gliederung und die Aussage, dass sie den Zeitraum von der Basis des Unterdevons (Gedinne-Stu-

## Exkurs: Rotsedimente

*Die Unterdevon-Schichten des Remscheider Sattels enthalten beträchtliche Anteile von tonig-schluffigen Rotsedimenten („Rotschiefer“). Sie verdanken ihre Farbe einem geringen, aber sehr stark färbenden Anteil an Eisenoxid (Hämatit). Ihre weite Verbreitung in vielen Ablagerungen der Erdgeschichte steht in krasssem Gegensatz dazu, dass es heute kaum rezente Rotsedimente gibt. Daraus ist der Schluss gezogen worden, dass Rotsedimente erst nach ihrer Ablagerung durch sekundäre Vorgänge ihre Färbung erhalten haben. Dies bedarf aber zweier wichtiger Voraussetzungen: Es müssen reichlich oxidische Eisenverbindungen vorhanden gewesen sein und es dürfen keine organischen Reste mit abgelagert worden sein. Wären Letztere vorhanden gewesen, wären die Eisenoxide durch früdiagenetische Umsetzungen im Sediment entweder in schwarzes, fein verteiltes Eisensulfid (Pyrit) oder in bräunliches Eisenkarbonat (Siderit) umgewandelt worden. Die Rotfärbung spricht dagegen für oxidierende Prozesse in einem Milieu mit sehr geringer biologischer Produktion. Solche Verhältnisse waren im weitgehend noch vegetationslosen Unterdevon und damit auch auf den Delta-Ebenen des landfesten Teils der Devon-Küste gegeben.*

fe) bis in die höchste Unterems-Stufe umfassen. Das ist ein Zeitraum von etwa 15 Mio. Jahren, der von nur knapp 1 000 m Sediment repräsentiert wird. Die Sedimentationsrate beträgt hier im Vergleich zum Siegener Trog (s. Kap. „Unterdevon des südlichen Bergischen Landes“) nur einen Bruchteil. Sie entspricht damit mehr derjenigen des terrestrischen Bereichs nordwestlich der Venn-Antiklinale als der des östlichen Rheinischen Schiefergebirges.

Etwa mit dem Beginn der Oberems-Stufe lassen die grobklastischen Schüttungen stark nach. Der im westlichen Sauerland und im südlichen Bergischen Land weit verbreitete vulkanische Gesteinshorizont des Hauptkeratophyrs (K4) tritt am Remscheider Sattel nicht auf. Die darüber abgelagerten Remscheid-Schichten werden ganz überwiegend von Ton- und Schluffsteinen aufgebaut, in die sich nur wenige Horizonte mit feinkörnigen Sandsteinen einschalten. Sie erreichen eine Mächtigkeit von schätzungsweise 1 500 m und umrahmen großflächig die älteren Schichten der Sattelkerne von Remscheid und Solingen.

Die Remscheid-Schichten sind im Vergleich zu ihren gröber klastischen Liegendschichten in einzelnen Lagen sehr fossilreich. Sie führen zahlreiche Gattungen und Arten von Brachiopoden, Muscheln, Schnecken und Ostrakoden. Auffällig ist jedoch das fast völlige Fehlen von Krinoiden, Bryozoen und Korallen. Dagegen sind Pflanzenreste nicht selten. Die biostratigrafische Datierung bleibt aber trotz des Fossilreichtums schwierig, da die Fauna eher eine Aussage über den Ablagerungsraum und seine eingeschränkt marine Fazies als über die Alterseinstufung der Schichten in die Oberems-Stufe zulässt.

Die Remscheid-Schichten dokumentieren einen Meeresvorstoß nach Nordwesten in einen Raum, der zuvor stark festländisch geprägt war. Tonsteindominanz, häufige Anreicherungen von Muschelschalen und Pflanzenresten deuten nunmehr auf einen sehr flachen, zeit-

weise trocken fallenden Meeresraum vergleichbar dem heutigen Wattenmeer hin.

Durch das Auftreten zunächst einzelner roter Gesteinslagen, die sich nach oben rasch zu einer gleichmäßig roten und rot-grün gefleckten Folge von Ton- und Schluffsteinen zusammenschließen, entwickeln sich auf wenigen Dekametern aus den grauen Remscheid-Schichten die „bunten“ Hohenhof-Schichten. Östlich von Remscheid nehmen diese immer mehr graue, stark schluffige Tonsteine auf und gehen schließlich südwestlich von Wipperföhrt in die fossilführenden, tonig-mergeligen Ems/Eifel-Übergangsschichten (*cultrijugatus*-Schichten, s. Tab. 2) über. Die Rotschiefer-Fazies der Hohenhof-Schichten ist gänzlich fossilfrei, weshalb die Eifel-Stufengrenze in ihnen nur vermutet werden kann. Innerhalb der faziellen Gesamtentwicklung des Unterdevons im nördlichen Bergischen Land dokumentiert die Rotschiefer-Fazies wieder eine regressive Phase des Meeres, während derer der Raum vermutlich kurzzeitig landfest wurde.

### Unterdevon des südlichen Bergischen Landes

Schichten der Gedinne- und der tieferen Siegen-Stufe sind im südlichen Bergischen Land nicht aufgeschlossen.

Die Entwicklung der Unterdevon-Schichten des südlichen Bergischen Landes hängt auf das Engste mit den gleich alten Schichten des Siegerlandes zusammen. Insbesondere die Schichten der Siegen-Stufe sind im zentralen Teil des Siegerlandes minutiös lithostratigrafisch gegliedert worden.

Im Unterdevon hatte sich im heutigen Siegerland ein breit gefächertes Flussdelta im Küstensaum des nordwestlich gelegenen Old-Red-Kontinents aufgebaut. Unter ständiger Absenkung des Meeresbodens wurden dort 5 000 – 6 000 m tonig-sandige Sedimente in einem Spezialtrog, dem Siegener Trog, abge-

lagert. Darüber wird im dritten Teil der Monografie „Geologie im Rheinischen Schiefergebirge“ noch zu berichten sein.

### **Siegen-Stufe**

Im Übergangsgebiet zwischen dem Siegerland und dem südlichen Bergischen Land ist die Schichtenfolge der Siegen-Stufe weniger detailliert gegliedert als im zentralen Siegerland (s. Tab. 2). Die Überlieferung beginnt im Raum Morsbach und Wissen mit den Middle-

ren Siegen-Schichten, einer Schichtenfolge aus Bänder- und Flaserschiefern. Das sind dunkelgraue, schluffige Tonsteine, in die in sehr regelmäßigen Abständen von wenigen Zentimetern durchgehende Lagen und flach linsenförmige Flasern von Feinsandstein eingelagert sind. Umgekehrt können die schräg geschichteten Sandsteine auch tonige Flasern besitzen. Weiterhin treten in diesen Schichtenfolgen auch Gesteinspartien mit einer sehr schwachen Sonderung (Trennung oder Entmischung) von Ton- und Sandkomponenten auf. Daneben sind auch Sandstein-Bankfolgen bis

## **Exkurs: Das Delta-Modell des Unterdevons**

*Während der Siegen- und Ems-Stufe erstreckte sich, südöstlich vor dem Old-Red-Kontinent liegend, ein ausgedehnter Land-Meer-Übergangsbereich. Dort, wo heute die Nordeifel und das Bergische Land liegen, prägte eine flache, von Seen durchsetzte, küstennahe Ebene, die von einem ausgedehnten Flussdelta durchzogen wurde, die damalige Landschaft. In Anlehnung an die heutigen Verhältnisse kann die devonzeitliche Küstenlandschaft in eine Obere und eine Untere Delta-Ebene gegliedert werde (Abb. 11). Die Obere Delta-Ebene ist der Bereich der Sedimentzufuhr mit weiten Schwemmebenen und fluviatilen Rinnen. Deren Ablagerungen sind heute im nördlichen Bergischen Land, im Bereich des Remscheider Sattels, zu finden. Die Untere Delta-Ebene ist der Einflussbereich der Gezeiten. Dort entwickeln sich Wattflächen mit Prielen sowie Marschen, durchzogen von Gezeitenkanälen. Ablagerungen dieser Bereiche kommen im südlichen Bergischen Land vor. Während die Obere Delta-Ebene der bevorzugte Bildungsraum von fossilleren Rotsedimenten ist, kommen in der Unteren Delta-Ebene bevorzugt unter brackischen Bedingungen entstandene graue Sedimente vor. Diese führen Reste von Pflanzen und Tieren, die im nicht vollmarinen Milieu zuhause waren, wie bestimmte Muschelarten und Panzerfische. Der Außenbereich des Deltas wurde seewärts von der ständig mit Meerwasser bedeckten Delta-Front begrenzt. Mit der Gezeitenströmung wurden dorthin vor allem sandige Sedimente transportiert, die sich in Mündungsbarren anhäuften.*

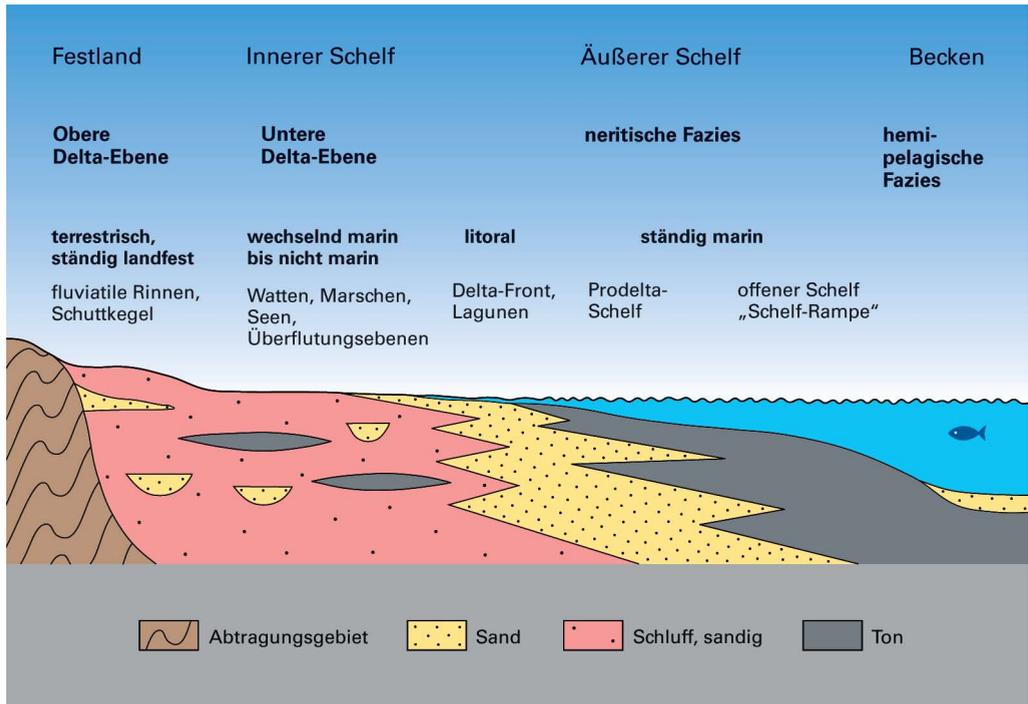


Abb. 11 Schnitt durch den südlichen Küstensaum des Old-Red-Kontinents

10 m Mächtigkeit am Aufbau der Schichten beteiligt. Die Mächtigkeit der Mittleren Siegen-Schichten wird bei Morsbach auf 1 200 bis 1 500 m geschätzt.

Die flasrig-bändrige Gesteinsausbildung ist für den mittleren Teil der Siegen-Stufe so typisch, dass dieser in der Vergangenheit auch als „Rauhflaserhorizont“ bezeichnet worden ist.

Mangels Fossilien mit genauem biostratigraphischem Leitwert müssen die Gesteinsausbildung sowie die Lagerungsverhältnisse der Schichten auch zur Alterseinstufung herangezogen werden. Die Fauna der Mittleren Siegen-Schichten hat einen deutlichen marinen Einschlag, ist aber zahlen- und artenmäßig sehr spärlich. Sie besteht aus Brachiopoden (*Acrospirifer* und *Rhenorensseleeria*), Muscheln und Spurenfossilien. Sedimentstrukturen und Fossilinhalt zeigen, dass die Mittleren Siegen-Schichten im strömungsintensiven marinen Außenbereich, also an der Delta-

Front des Unterdevon-Deltas, abgelagert worden sind.

Westlich von Morsbach werden die Mittleren Siegen-Schichten von den Wahnbach-Schichten überlagert. Ihre Abgrenzung zum Liegenden ist nicht sehr scharf und die Zugehörigkeit zur Oberen Siegen-Stufe biostratigraphisch nicht gesichert. Die Wahnbach-Schichten erreichen die enorme Mächtigkeit von 2 000 bis 3 000 m. Sie werden von grauen, schluffigen bis feinsandigen Tonsteinen, gebänderten Schluffsteinen und von bankigen Sandsteinen aufgebaut, ohne dass das Vorherrschen eines bestimmten Gesteinstyps festzustellen wäre. Östlich der Wiehler Mulde gehen die Wahnbach-Schichten im Siegerland einerseits in die Nosbacher Bänderschiefer, andererseits in die Frohnenberger Tonschiefer über.

Die Wahnbach-Schichten sind berühmt für ihre fossilen Pflanzenreste, die nicht nur als einzelne Individuen, sondern bei bestimmten Arten

in regelrechten Massenvorkommen auftreten. Neben der baumförmigen Alge *Prototaxites* sind Nacktfarne (Psilophyten) wie die unter Wasser wachsende *Taeniocrada* und das binsenartige *Zosterophyllum* verbreitet. Eine Pflanze, die zwischen Nacktfarnen und den ersten Bärlappgewächsen (Lycopsiden) vermittelt, ist *Drepanophycus*, die bereits außerhalb des Wassers gedeihen kann und zu ihrer Entwicklung nur noch zeitweise auf das Meer angewiesen ist. Der aufrechte, bis zu 1 m hohe Spross von *Drepanophycus spinaeformis* zeichnet sich durch erste, noch dornenartige, aber von Leitbündeln durchzogene Auswüchse aus. Diese phylogenetische Entwicklung zu länglichen Blättchen tritt bei dem ansonsten unverzweigten *Protolepidodendron* noch ausgeprägter in Erscheinung. Die Gattung *Sawdonia* ist eine mehrfach verzweigte Form.

Auch zwischen Psilophyten und Echten Farnen gibt es in der Oberen Siegen-Stufe Übergänge. Die Gattung *Psilophyton* mit einem am oberen Ende gabelig verzweigten Spross ist ein typisches Element der Wahnbach-Flora, für das schon etwas trockenere Standorte vermutet werden. Die genannten Gattungen dokumentieren nicht nur die unterschiedlichen Wachstumszonen an der unterdevonischen Küste (s. Abb. 11), sondern sie stehen phylogenetisch gesehen auch für die schrittweise Eroberung des Landes durch die Pflanzen.

In den Wahnbach-Schichten treten die tierischen Fossilreste gegenüber den pflanzlichen stark zurück, dennoch sind dünnschalige Brachiopoden (Linguliden), Muscheln, Ostrakoden sowie große Krebstiere (Eurypteriden) und Panzerfische (Pteraspiden) immer wieder anzutreffen. Die Fauna charakterisiert die nur zeitweilig von Süßwasser beeinflusste Untere Delta-Ebene des Unterdevon-Deltas.

Als jüngstes und an Sandsteinen reichstes Schichtglied der Siegen-Stufe überlagern die Odenspiel-Schichten die Wahnbach-Schichten (s. Tab. 2). Sie sind wesentlich geringer mächtig als ihr Unterlager und erreichen

bei Overath nur 150 – 200 m. Sie werden von mittel- bis dickbankigen Sandsteinen aufgebaut, deren Aufschlüsse in Steinbrüchen eine Vielzahl von Sedimentstrukturen zeigen. Eine der auffälligsten Strukturen ist das Auskeilen von Bänken und das Auftreten von sedimentären Rinnen, oftmals gefüllt mit erodierten und umgelagerten Tongeröllen. Die häufig plattige Absonderung der Sandsteine wird durch wechselnde Anteile von Ton und Schluff oder von Pflanzenhäcksel hervorgerufen. Verschiedene Formen der kleindimensionalen Schrägschichtung zeigen die Richtung des strömenden Wassers an. Die Odenspiel-Schichten dokumentieren eine besonders unruhige, strömungsintensive Sedimentationsphase im Außenbereich des Deltas, an der Delta-Front.

Die Odenspiel-Schichten sind neben ihrer Pflanzenführung besonders für die große Zahl fossiler Fischreste bekannt. Diese treten häufig zusammengeschwemmt in Anreicherungs-lagen auf und umfassen Gattungen aus den verschiedensten Klassen „primitiver“ Fische: Kieferlose (Agnathen), Panzerfische (Placodermen) sowie frühe Knochenfische (Acanthodii = Stachelhaie).

Das Auftreten des Panzerfisches *Rhinopteraspis dunensis* (Abb. 12) ist der einzige biostratigraphische Hinweis, dass die Odenspiel-Schichten sehr hoch in der Siegen-Schichtenfolge liegen, möglicherweise auch schon zur darüber folgenden Unterems-Stufe gehören.

Die Ablagerung der Siegen-Schichten erfolgte – wie zuvor beschrieben – in einem ausgedehnten Flussdelta. Wie in rezenten, großen und sedimentreichen Flussdeltas sind innerhalb des unterdevonischen Deltas Bereiche unterschiedlicher Tiefe und Salinität des Wassers zu unterscheiden. Die Deutung der Sedimentstrukturen und der fossilen Flora und Fauna ermöglicht solch eine Rekonstruktion der Ablagerungsverhältnisse und ihrer Veränderung im Lauf der Zeit. So ist im Zeitraum von der Mittleren bis zur Oberen Siegen-Stufe die Verlagerung des Ablagerungsraumes von der Delta-Front in den inneren Teil des Deltas mit



**Abb. 12:** Körperplatten des Panzerfisches *Rhinopteraspis dunensis* aus den Odenspiel-Schichten (Unterdevon); Steinbruch bei Odenspiel

Buchten, Lagunen und brackischen Bereichen zu beobachten. Dieser im Vergleich zum offenen Meer eingeschränkte Lebensraum in relativer Festlandnähe war das maßgebliche Entwicklungsgebiet für die stammesgeschichtlichen Vorläufer unserer heutigen Wirbeltiere und Gefäßpflanzen.

### **Unterems-Stufe**

Die Entwicklung des Deltas der Siegen-Stufe setzt sich im unteren Teil der Ems-Stufe fort. In den Bensberg-Schichten – lokal auch als Külbach-Schichten bezeichnet – wird zeitweilig ein Höhepunkt des Meeresrückzuges mit einer terrestrischen Entwicklung erreicht. Abzulesen ist dies an den roten Ton- und Schluffsteinen, die in zwei mächtigen Gesteinshorizonten neben grauen und grünlich grauen Ton- und Sandsteinen vorkommen. Wie vielfach im Unter- und auch Mitteldevon zeigen rote Sedimente mit einem geringen, aber stark färbenden Gehalt an Eisenoxid (Hämatit) einen festländischen Ablagerungsraum an.

Die Sandsteine im unteren Teil der Bensberg-Schichten unterscheiden sich deutlich von denen im oberen Teil. Die untere Sandstein-

Folge führt mittel- bis grobkörnige Sandsteine mit einem geringen Gehalt an Tonmineralen und Feldspat. Fossile Trockenrisse und prielarartige Rinnensysteme zeigen, dass diese Sedimente unter flachster Wasserbedeckung abgelagert worden sind. In der oberen Quarzit-Sandstein-Folge kommen dagegen sowohl helle, quarzitisches gebundene Quarzsandsteine als auch stark feldspat- und tonhaltige Sandsteine (die sogenannte „Bensberger Arkose“) vor. Es ist zu vermuten, dass der Feldspatgehalt aus vulkanischem Material stammt, das durch Strömungen umgelagert worden ist. Nach dem Ende der Bensberger Sandschüttungen kam es zur Ablagerung des Hauptkeratophyrs K4.

Die fossile Flora der Bensberg-Schichten ist ähnlich reichhaltig wie die der Oberen Siegen-Schichten, nur dass infolge der Weiterentwicklung jetzt andere Gattungen im Vordergrund stehen. Im unteren Teil der Bensberg-Schichten kommen bis zu 20 cm dicke, kohlig-tonige Pflanzenanreicherungen, sogenannte Brandschiefer, vor. Die in manchen Horizonten der Bensberg-Schichten auftretende Fauna ist relativ spärlich. Sie kennzeichnet küstennahe Bereiche mit niedrigem oder sogar fehlendem

Salzgehalt. So findet man an Brackwasser angepasste Muscheln (vor allem Modiolopsiden), primitive Brachiopoden (Linguliden), Ostrakoden, Krebstiere (Eurypteriden) und Panzerfische (Pteraspiden). Insgesamt ist in den Bensberg-Schichten ein mehrmaliger Wechsel zwischen eingeschränkt marinen und terrestrischen Bedingungen überliefert.

### **Oberems-Stufe**

Die Oberems-Stufe beginnt mit einem durchgreifenden Umschwung von der terrestrischen bis eingeschränkt marinen zur vollmarinen Fazies, der in der Gesteinsausbildung der Remscheid-Schichten dokumentiert ist. Zuvor kam es aber zur Ablagerung der vulkanischen Gesteine des sogenannten Hauptkeratophyrs oder K4-Horizonts. Diese Gesteine mit einer „sauren“, das heißt kieselsäurereichen mineralogischen Zusammensetzung zeigen im Raum von Overath neben tonhaltigen Tuffgesteinen auch eine felsitisch-dichte Ausbildung. Sie lässt unter dem Mikroskop millimetergroße, kugelige Aggregate aus zusammengesetzten vulkanischen Glasscherben erkennen. Solche pisolithartigen Strukturen deuten auf eine subaerische Ablagerung des vulkanischen Tuffs in einem festländischen Bereich hin. Die Ablagerungsform des Hauptkeratophyrs bestätigt somit die festländische Natur des obersten Teils der Bensberg-Schichten, die auch schon anhand der Sedimente zu vermuten ist.

Die Remscheid-Schichten des südlichen Bergischen Landes erreichen mit maximal 130 m gerade einmal ein Zehntel der im Norden, am Remscheider Sattel, beobachteten Mächtigkeit. Der Gesteinsaufbau ist von grünlich grauen Ton- und Schluffsteinen mit eingeschalteten kalkhaltigen Sandsteinen bestimmt. Horizonte mit roten Gesteinen kommen untergeordnet ebenfalls vor. Bemerkenswert ist die arten- und individuenreiche Fauna aus Muscheln, Ostrakoden, Brachiopoden, Schnecken, Bryozoen, Krinoiden und Korallen. Auch

wenn unter den Schalenfossilien bestimmte Muschelarten überwiegen, die als Anzeiger für eher brackisch bis randmarine Verhältnisse gelten, ist diese Fauna sehr deutlich mariner Natur. Sie belegt den Vorstoß des Meeres in den quasi-terrestrischen Ablagerungsraum der Bensberg-Schichten

Den Abschluss der unterdevonischen Schichtenfolge des südlichen Bergischen Landes bilden die zweigeteilten Hohenhof-Schichten. Ihr unterer Teil – die Hohenhöfer Kalksteinfolge – wird noch der Oberems-Stufe und damit dem Unterdevon zugerechnet, während ihr oberer Teil schon zum Mitteldevon gehört.

Die Hohenhöfer Kalksteinfolge ist im Raum Overath – Engelskirchen mit 15 – 30 m nur geringmächtig. Zwischen grünlichen und roten, schluffigen Tonsteinen, untergeordnet auch grauen, plattigen Sandsteinen sind mehrere 50 cm dicke Kalksteinbänke eingeschaltet. Sie sind rot, werden von Krinoidenschutt aufgebaut und enthalten millimetergroße, kugelige Aggregate, sogenannte Ooide, aus Hämatit. Dieser umkrustet Sandkörner sowie kleine Bioklasten. In der Vergangenheit ist dieses Gestein als Roteisenerz abgebaut worden. Neben den gesteinsbildenden Krinoiden kommen in den Kalksteinen auch Brachiopoden, Korallen und Tentakuliten vor. Aus der Ruppichterother Mulde liegt ein Fund des Trilobiten *Acastoides henni postumus* vor, der bezeichnend für die jüngsten Oberems-Schichten der Eifel ist. Die Hämatit führende Kalksteinfazies reicht bis in die Ruppichterother Mulde.

Die Unteren Hohenhof-Schichten setzen die fossilreiche, flachmarine Sedimentation der Remscheid-Schichten fort. Die Einschaltung hämatitischer Kalksteine wird – wie auch in der Eifeler Kalkmuldenzone – auf die Nähe terrestrischer Rotsedimente und die Einschwemmung ihres Hämatitanteils in das Meer zurückgeführt. Wegen der Ähnlichkeit mit Schichten aus der Eifel, die etwa im gleichen Zeitraum entstanden sind, wird auch die Schichtenbezeichnung „Heisdorfer Gruppe“ verwendet.

### **Die Grenze Unterdevon – Mitteldevon**

Die Grenze zwischen Unterdevon und Mitteldevon ist die Grenze zwischen zwei erdgeschichtlichen Zeitabschnitten – Epochen oder auch Serien genannt –, die im Rheinischen Schiefergebirge die weitaus meisten Gesteinschichten hinterlassen haben. Es ist eine zeitliche Grenze, die sich auf den Zeitmaßstab der Evolution urzeitlicher Tiere und Pflanzen bezieht. Sie wird mit biostratigrafischen Methoden bestimmt, das heißt, das Einsetzen oder Verschwinden bestimmter Fossilien (Leitfossilien) bestimmt den Anfang oder das Ende eines Zeitabschnitts. Eine andere Arbeitsmethode ist diejenige der Abgrenzung lithologisch mehr oder weniger einheitlicher Gesteinskörper, die Lithostratigrafie. Die Unterschiedlichkeit der geologischen Bildungsräume (Fazies) bringt es aber mit sich, dass in einem bestimmten Moment der Erdgeschichte regional unterschiedliche Sedimente gebildet worden sind. Dieses Problem betrifft die Grenze Unter-/Mitteldevon insofern, dass sie in höchst unterschiedlichen Gesteinsfolgen liegen kann. Es ist die Aufgabe der Geologie und Paläontologie, solche Grenzen zu bestimmen und mittels Leitfossilien über weite Strecken und über Faziesgrenzen hinweg zu verfolgen.

### **Mitteldevon des nördlichen Bergischen Landes**

Die mitteldevonischen Schichten sind im nördlichen Bergischen Land in den Kernen des Velberter Sattels und im Westteil des Remscheider Sattels großflächig verbreitet (s. S. 28, Abb. 9 u. S. 32, Tab. 2). Südlich einer Verbindungslinie zwischen Paffrather Mulde und Ebbe-Sattel gehen sie im südlichen Bergischen Land in gleich alte, aber unterschiedlich aufgebaute Schichten über (s. Kap. „Mitteldevon des südlichen Bergischen Landes“). Westlich des Gebirgsrandes sind sie im Untergrund der Niederrheinischen Bucht durch einige Tiefbohrungen zwischen Köln und Viersen nachgewiesen worden.

### **Eifel-Stufe**

Im Remscheider Sattel wird die Ems/Eifel-Stufengrenze, also die Grenze zwischen Unter- und Mitteldevon, innerhalb der dortigen Hohenhof-Schichten vermutet. Diese erreichen eine Mächtigkeit von annähernd 500 m und sind ganz überwiegend aus roten und grünen bis grünlich grauen, schluffige Tonsteinen mit wenigen dünnen Sandsteinbänken aufgebaut. Auf dem Nordflügel des Remscheider Sattels vollzieht sich von Südwesten nach Nordosten ein Fazieswechsel in den Hohenhof-Schichten. Ab Lüttringhausen, südöstlich von Wuppertal-Barmen, schalten sich graue, sandflaserige Schluffsteine vom Typ der Hobräck-Schichten in die vorherrschend rote Schichtenfolge ein. Diese laterale Änderung geht mit einer starken Mächtigkeitszunahme bis auf 1 200 m einher.

Die zeitliche Zuordnung der Hohenhof-Schichten ist mangels Fossilien nur indirekt möglich. Da sie sowohl im Remscheider Sattel als auch im westlichen Ebbe-Sattel von Remscheid-Schichten unterlagert beziehungsweise von Hobräck-Schichten überlagert werden, muss der Schichtenabschnitt dazwischen den erst am Ebbe-Sattel auch biostratigrafisch belegbaren Übergangsbereich zwischen Ems- und Eifel-Stufe beinhalten.

In der westlichen Umrandung des Ebbe-Sattels bei Meinerzhagen vollzieht sich von Westen nach Osten ein lateraler Übergang von Rot-schiefern der Hohenhof-Schichten in „Remscheider“ Ausbildung zu gleich alten, Biostrom-Kalksteine führenden Ablagerungen der Ems/Eifel-Übergangsschichten (früher *cultrijugatus*-Schichten genannt). Roteisen-Kalksteine wie im südlichen Bergischen Land treten dort nicht auf.

Die Hobräck-Schichten sind die erste lithostratigrafische Einheit des Mitteldevons, deren Alterszugehörigkeit auch biostratigrafisch belegbar ist. Sie haben im rechtsrheinischen Schiefergebirge eine große flächenhafte Verbreitung. Aufgrund rascher Fazieswechsel sind die im Niveau der Hobräck-Schichten

## **Exkurs: Das Schelf-Modell des Mitteldevons**

*In der Modellvorstellung des Unterdevon-Deltas (s. Abb. 11) sind nur die Delta-Front und das seewärts angrenzende Prodelta der Bereich, in dem eine Sedimentbildung im Flachwasser unter ständig marinen Bedingungen erfolgte. Diese Zone gewann im Mitteldevon an Bedeutung. In dieser Zeit bildete sich ein ausgedehntes Flachmeer (Schelfmeer), in dem sandige, schluffige und tonige Sedimente mit einer unterschiedlich ausgeprägt marinen Fauna abgelagert wurden. Sedimentation und Absenkung hielten sich die Waage, sodass sich etwa 3 000 m an klastischen Sedimenten in etwa gleichbleibender Wassertiefe ablagern konnten.*

*Dieser sogenannte Rheinische Schelf ist entsprechend dem Abstand zum ständig festen Land in den Inneren und den Äußeren Schelf gegliedert worden (Abb. 13). Der Innere Schelf umfasst den küstennäheren Ablagerungsraum, in dem Sande und Schluffe mit eingeschränkt mariner Fauna sowie Rotsedimente abgesetzt wurden. In diesem Bereich kam es auch zu einem wiederholten Wechsel zwischen Meer und Land. Dagegen dominieren auf dem Äußeren Schelf (auch Offener Schelf genannt) kalkhaltige Sande und Tone mit reicher mariner Bodenfauna. Der äußere Teil des devonischen Schelfmeeres lässt sich mit der heutigen Nordsee mit ihren Wassertiefen zwischen 25 und 100 m vergleichen. Das Wattenmeer der Nordsee einschließlich des heute eingedeichten Marschlandes ist der dazugehörige Land-Meer-Übergangsbereich.*

*Am Beispiel der im rechtsrheinischen Schiefergebirge weitverbreiteten Brandenburg-Schichten und entsprechender zeitlicher Äquivalente (Abb. 14) lässt sich diese Differenzierung gleichalter Ablagerungen in küstennahe und küstenferne Sedimentation gut verdeutlichen. Die Wiesbacher Schiefer treten erst östlich des Bergischen Landes, im Sauerland, auf. Für sie wird eine Bildung in einem Becken mit Wassertiefen um 200 m oder wenig mehr angenommen.*

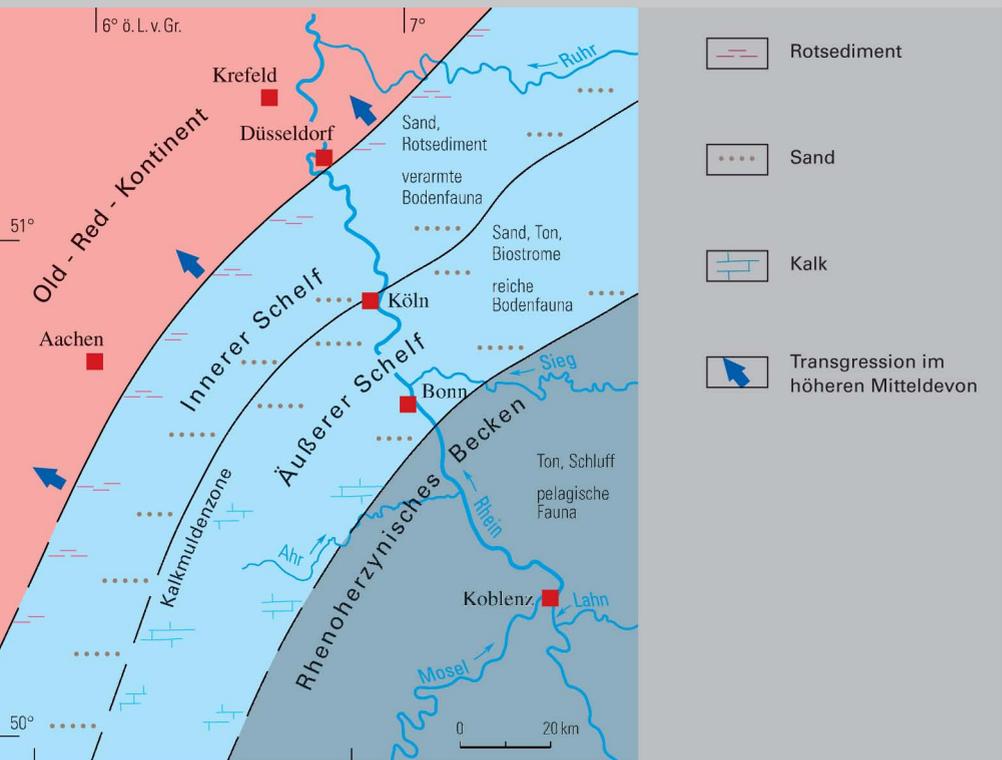


Abb. 13: Paläogeografie des Mitteldevons im westlichen Rheinischen Schiefergebirge

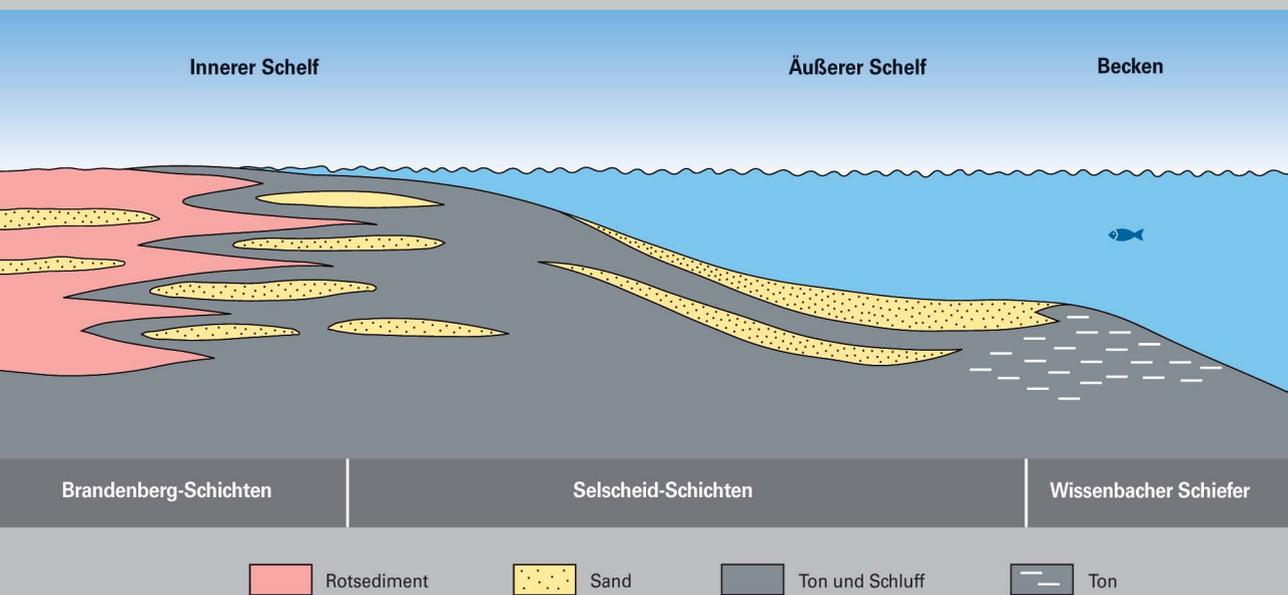


Abb. 14: Fazies-Profil durch den Mitteldevon-Schelf zur Zeit der höheren Eifel-Stufe

auftretenden Ablagerungen örtlich auch mit unterschiedlichen Namen belegt worden.

Die Hobräck-Schichten sind im nördlichen Bergischen Land in ihrer küstennächsten Ausbildung anzutreffen. Dies zeigt sich sowohl in ihrem Gesteinsaufbau als auch in ihrem Fossilinhalt. Die Schichtenfolge besteht am westlichen Remscheider Sattel ganz überwiegend aus grauen, sandfaserigen und sandgebänderten, schluffigen Tonsteinen, die besonders in ihrem unteren Teil oft Rotschieferhorizonte enthalten, während im oberen Teil auch Horizonte aus bankigen Sandsteinen eingeschaltet sind. Südlich von Hagen kommen vereinzelt Tonsteine mit gerundeten Quarzgeröllen vor. Die Mächtigkeit der Hobräck-Schichten liegt zwischen 800 und 1 000 m.

Der Fossilinhalt, besonders der der grauen, sandigen Tonsteine, wird von Brachiopoden der Gattung *Trigeria* und von Muscheln wie *Modiomorpha*, *Myalina* und *Nucula* gebildet. Diese Faunenzusammensetzung ist stratigrafisch wenig bezeichnend, deutet jedoch auf einen zeitweilig nicht vollmarinen Lebensraum innerhalb der Delta-Front im Bereich des Inneren Schelfs (s. Abb. 12) hin. Bestimmte schwach kalkhaltige, sandfaserige Tonsteine enthalten eine Brachiopodenfauna mit deutlich größerem marinem Einschlag. Funde des Brachiopoden *Productella subaculeata* und der Pantoffelkoralle *Calceola sandalina* waren erforschungsgeschichtlich wichtig, da durch sie die Zugehörigkeit der Hobräck-Schichten zur Eifel-Stufe (unteres Mitteldevon) erstmals nachgewiesen werden konnte.

Etwa südöstlich der Linie Kierspe – Marienheide sind die Hobräck-Schichten deutlich ärmer an Sandsteinen und Rotschiefern. Dort dominieren sehr fossilreiche, schwach kalkhaltige, graue Tonsteine der Prodelta-Fazies des Äußeren Schelfs. Noch weiter nach Südosten und Osten gehen die Hobräck-Schichten im Sauerland in die Olpe- und Stöppel-Schichten beziehungsweise in die Schmallenberg-Schichten über.

Die Mühlenberg-Schichten, die nächst jüngere lithostratigrafische Einheit, haben eine ähnlich weite Verbreitung wie die Hobräck-Schichten. Sie reichen von Radevormwald und Burscheid im Westen bis zur Bigge-Talsperre im Osten, wo die Sandsteine der Mühlenberg-Schichten auskeilen und der Übergang in die Becken-Fazies zu beobachten ist.

Die Mühlenberg-Schichten sind durch ihren Reichtum an Sandsteinbänken gekennzeichnet. Diese sind oft dickbankig, sehr feinkörnig und in frischem Zustand von blaugrauer Farbe. Der geringe Karbonatgehalt und die zum Teil quarzitische Verzahnung der Sandkörner machen das Gestein zäh und hart und dadurch zu einem begehrten Gesteinsrohstoff für die Bauindustrie. Südlich von Schwelm und Ennepetal zeigen die dort zwischen 250 und 350 m mächtigen Mühlenberg-Schichten ihren größten Gehalt an Sandsteinbänken. Bei Wuppertal-Beyenburg treten auch dünne Quarzkonglomerat-Bänke auf. Am Nordrand des Remscheider Sattels nimmt dann jeweils nach Südwesten und Nordosten der Sandsteinanteil ab. Zwischen Wuppertal und Solingen keilen die Sandsteine ganz aus und werden von Schichten in Brandenburg-Fazies vertreten.

Die Fauna der Mühlenberg-Schichten besteht aus Brachiopoden, Krinoiden, Schnecken und Muscheln, die oft in bestimmten Lagen schillartig angereichert sind. Die artenmäßig zurücktretenden Brachiopoden sind biostratigrafisch wenig bezeichnend und erschweren eine Korrelation mit Schichten anderer Gebiete. Obwohl Muscheln vorherrschen, muss die Fauna als marin bezeichnet werden.

Die Mühlenberg-Schichten dokumentieren den ersten Höhepunkt der Sandschüttungen auf dem Rheinischen Schelf zur Zeit des unteren Mitteldevons. Vornehmlich anhand der Sedimentstrukturen werden die Sandstein-Horizonte als Sandbänke im Flachwasser des Schelf-Meeres gedeutet, die durch Sturmflutereignisse immer wieder umgelagert wurden.

Als jüngste Schichten der Eifel-Stufe sind im Bereich des Remscheider Sattels die Brandenburg-Schichten verbreitet. Durch die Forschungsbohrung Schwarzbachtal 1 sind sie auch in den Kernschichten des Velberter Sattels nachgewiesen worden.

Die Brandenburg-Schichten sind ein typisches Sediment des Land-Meer-Übergangsbereiches, das heißt, des Inneren Schelfs (s. Abb. 14). Charakteristisch ist für sie, dass zum Hangenden hin vermehrt rote und rot-grün gefleckte Ton- und Schluffsteine auftreten. Sie enthalten an wenigen Stellen karbonatische Konkretionen, die als Reste fossiler Bodenbildungen (calcretes) gedeutet werden können und die für zeitweilig festländische Ablagerungsbedingungen sprechen. Die ebenfalls charakteristischen Sandsteine sind dickbankig bis plattig. Sie sind tonhaltig, von grünlich grauer und blaugrauer Farbe und meist feinkörnig, gelegentlich aber auch grobkörnig. Es treten auch Konglomerate mit umgelagerten Fossilresten auf. Bestimmte Sandsteine enthalten winzige Tonsteinfragmente, die zu hellen Punkten im Gestein verwittern. Schrägschichtung, Rippelmarken und wulstige Sedimentstrukturen kommen stellenweise vor. Rotsedimente wie Sandsteine treten in mehr oder weniger intensiver Wechsellagerung mit grünlich grauen, schluffigen bis feinsandstreifigen Tonsteinen auf.

Die intraformationellen Konglomeratlagen werden als erosive Prielverlagerungen innerhalb eines brackisch-marinen Küstenbereichs gedeutet. Das spiegelt sich in gewissem Umfang auch in der Zusammensetzung des klastischen Detritus wider. Während die Sandsteine der Mühlenberg-Schichten durch fortwährende Umlagerung im marinen Flachwasser gut aufbereitete Quarzsandsteine darstellen, sind die Sandsteine der Brandenburg-Schichten wegen ihres Gehaltes an Tonmineralen und Feldspat eher als „unreif“, also wenig umgelagert und wenig aufgearbeitet, zu bezeichnen.

Der Fossilinhalt der Brandenburg-Schichten ist am besten in zwei großen Steinbrüchen im östlich an das Bergische Land grenzenden

Märkischen Sauerland zu studieren. Die Schichtenfolge des Steinbruchs im Lasbecker Tal südlich von Letmathe führt neben einer Schalenfauna auch zahlreiche Fisch- und Pflanzenreste sowie Spurenfossilien. Charakteristisch für diesen Teil der Brandenburg-Schichten sind die Muscheln *Modiomorpha waldschmidtii*, *Myalina circumcincta* und der Ostrakode *Kozlowskiella fossulata*. Bei den nicht so zahlreich auftretenden Brachiopoden dominiert *Mutationella (Trigeria) cf. confluentina*. Es wurden aber auch Bruchstücke von Spiriferiden gefunden, die eine stärkere Marinität anzeigen. Bei den Fischresten überwiegen Knochen und Panzerteile von Arthrodiren während bei den Pflanzenresten *Calamophyton primaevum* vorherrscht.

In schluffigen Tonsteinen und tonigen Sandsteinen im Steinbruch Ambrock, südlich von Hagen, kommen sideritische und kalkige Knollen vor, die zum Teil gut erhaltene Ostrakoden, Panzerfisch-Platten und Kalkalgen enthalten. Dort findet man in den Tonsteinen auch Muscheln der Gattungen *Amnigenia* sowie zahlreiche Pflanzenreste. Zumindest die Horizonte mit dieser Zusammensetzung deuten auf Süßwasserverhältnisse zur Zeit ihrer Ablagerung hin. Das sehr gut erhaltene und umfangreiche Pflanzenmaterial enthält unter anderen Vertreter der Gattungen *Protopteridium*, *Brandenburgia*, *Sawdonia*, *Duisbergia*, *Pseudosporochnus*, *Euthursophyton* und *Calamophyton*. Ein Teil der Pflanzen ist am Einbettungsort in einem terrestrischen Boden gewachsen, wie Durchwurzelungen bereits abgestorbener Pflanzenreste zeigen (mehr zur Mitteldevon-Flora im Kap. „Mitteldevon des südlichen Bergischen Landes“).

Der Fossilinhalt und die Sedimentstrukturen charakterisieren die Brandenburg-Schichten als Bildung einer überwiegend lagunären Fazies mit subaquatischen Ablagerungen im Seichtwasserbereich. Zeitweilige marine oder auch festländische Phasen sind typisch für einen ausgedehnten Land/Meer-Übergangsbereich auf dem Inneren Schelf.

Der Fossilinhalt ist für die biostratigrafische Einstufung und Korrelation der Brandenburg-Schichten weniger von Bedeutung. Die Zugehörigkeit der Unteren Brandenburg-Schichten zur Eifel-Stufe ist deshalb nur aus dem größeren regionalen Zusammenhang abzuleiten. Daraus resultiert auch die Unsicherheit bei der biostratigrafischen Grenzziehung zwischen der Eifel-Stufe und der darüber folgenden Givet-Stufe.

Die lithostratigrafische Abgrenzung zum Hangenden ist ebenfalls schwierig, da besonders im äußersten Westen, im Gebiet südlich von Wuppertal, eine große Ähnlichkeit zwischen den Brandenburg-Schichten und den givetischen Honsel-Schichten besteht. Hilfsweise ist dort ein mächtiger und fossilreicher Sandstein-Horizont – die Funkloch-Schichten (Tab. 2) – als kartierfähiger Grenzhorizont zu den Honsel-Schichten bestimmt worden.

Nach Süden und Osten, in Richtung auf das südliche Bergische Land zu, gehen die Brandenburg-Schichten in zeitäquivalente Schichten des Äußeren Schelfs beziehungsweise des Beckens über. Abbildung 14 zeigt diese Faziesabfolge in einem etwa Nordwest – Südost verlaufenden Schnitt.

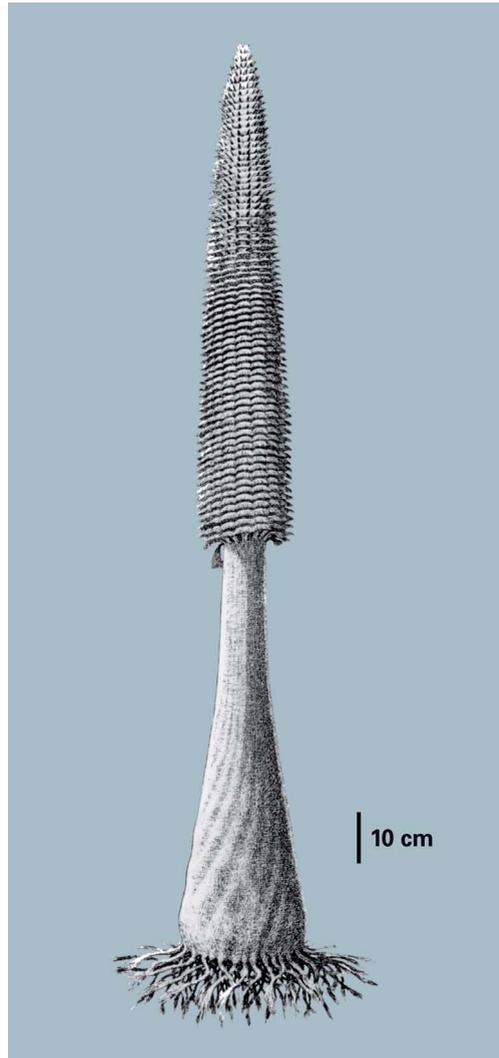
### **Givet-Stufe**

Die Givet-Stufe beginnt im nördlichen, zum Teil auch im südlichen Bergischen Land mit den Honsel-Schichten. Diese umfassen eine zwischen 600 und 900 m mächtige Schichtenfolge aus Sand- und Tonsteinen. Sie umrahmen den Kern des Remscheider Sattels und reichen im Süden bis an die Paffrather Mulde. Sie sind ebenfalls in den Kernschichten des Velberter Sattels nordöstlich von Düsseldorf anzutreffen.

Die Honsel-Schichten sind traditionell in zwei unterschiedlich aufgebaute Abschnitte gegliedert, die mit zunehmendem Erforschungsgrad noch weiter unterteilt worden sind. Es ist in diesem Fall sinnvoll, die ursprüngliche Kartier-

einheit Honseler Schichten heute als Honsel-Gruppe zu bezeichnen und ihre hierarchischen Untergliederungen als lokale Formationen zu benennen, wie dies im angrenzenden westlichen Sauerland gemacht worden ist.

Im Raum Wuppertal sind die Unteren Honsel-Schichten aufgrund ihrer, wenn auch geringeren, Rotschieferführung den Brandenburg-Schichten noch recht ähnlich.



**Abb. 15:** Rekonstruktion des Bärlappgewächses *Duisbergia mirabilis* aus dem Mitteldevon des Bergischen Landes (aus SCHWEITZER 1990)

Ansonsten herrschen graue, graublau und grünlich graue Farben bei den oft feinsandgestreiften Ton- und Schluffsteinen vor. Die zahlreich eingelagerten Sandsteine sind nicht grünlich, wie in den Liegendschichten, sondern grau. Mächtige Sandstein-Horizonte setzen sich auch im unteren Teil der Oberen Honsel-Schichten fort. Die fossile Makrofauna wird von Muscheln bestimmt, was die Unteren Honsel-Schichten als eine landnahe und wenig marine Schichtenfolge ähnlich den Brandenberg-Schichten ausweist.

Diese Vorstellung von einem küstennahen Ablagerungsraum der Hauptmasse der Wuppertaler Honsel-Schichten wird auch durch die bekannten Pflanzenfunde von Wuppertal-Elberfeld untermauert. Sie stammen aus den Unteren Honsel-Schichten und dem untersten Teil der Oberen Honsel-Schichten. Die Flora wird nicht mehr von „primitiven“ Farnen (Psilophyten) wie im Unterdevon des Wahnbachtals geprägt, sondern an ihre Stelle sind echte Bärlapp- und Farngewächse (s. Kap. „Mitteldevon des südlichen Bergischen Landes“, S. 52) getreten. Zu den wichtigen Funden gehören die im Flachwassersediment verwurzelt gefundene *Asteroxylon elberfeldense* und das baumartige Bärlappgewächs *Duisbergia mirabilis* (Abb. 15).

Lateral nach Nordosten wie auch zum Hangenden hin machen sich in den Unteren Honsel-Schichten gravierende Faziesänderungen bemerkbar. Im Märkischen Sauerland südlich von Iserlohn sind die Unteren Honsel-Schichten mehrfach zu untergliedern und ihre Makrofauna zeigt ein deutlich marines Gepräge. Einschaltungen von Rotschiefern beschränken sich auf wenige Horizonte, unter anderen auf die Selberger Rotschiefer. Auch südlich des Remscheider Sattels macht sich eine vergleichbare Entwicklung bemerkbar. Die Unteren Honsel-Schichten am Südwestende der Lüdenscheider Mulde führen keine Rotschiefer mehr und enthalten einige Kalksteinhorizonte. Auch östlich von Kürten stellen sich deutlich marine Verhältnisse ein (s. Kap. „Mitteldevon des südlichen Bergischen Landes“).

Zwischen Iserlohn und Wuppertal macht sich in den Hangendschichten ein zunehmend mariner Einschlag bemerkbar. Waren die Unteren Honsel-Schichten noch sandsteindominant und fossilarm, so herrschen in den Oberen Honsel-Schichten dunkle, schwach kalkhaltige Tonsteine eindeutig vor. Zudem besitzen die Schichten eine reiche Fauna aus Brachiopoden, Muscheln, Korallen und einzelnen Stromatoporen.

Diese fazielle Entwicklung während des unteren Teils der Givet-Stufe wird vom Vordringen des Meeres in den Bereich des Inneren Schelfs geprägt. Die Küstenlinie weicht nach Nordwesten zurück und dort, wo sich zuvor landnah und unter zeitweiligen Süßwassereinflüssen Sande in großer Mächtigkeiten ansammelten, wurden nun dunkle, oft kalkhaltige Tone abgelagert. Damit vergesellschaftet treten erste Ansiedlungen von Karbonat produzierenden Meeresorganismen in Form kleiner Fleckenriffe, sogenannter Biostrome, auf. Dieser Trend verstärkt sich mit der Zeit und es bildet sich ein ganz neuer Ablagerungs- beziehungsweise Naturraum.

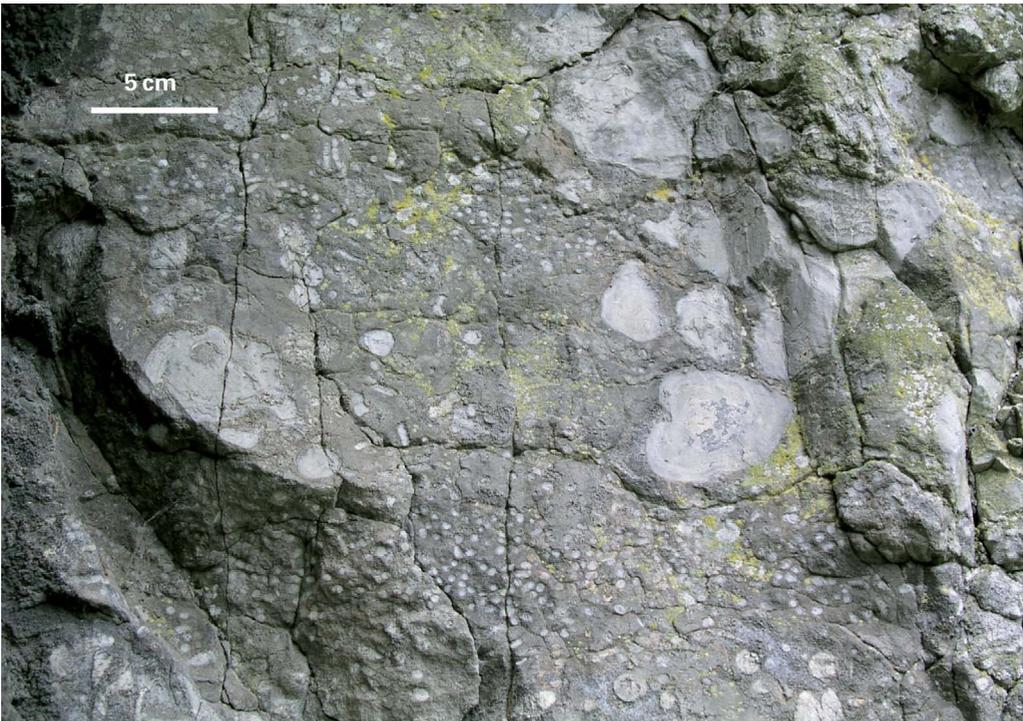
Auf dem weiter absinkenden klastischen Schelf der Mitteldevon-Zeit entsteht fast überall am Nordrand des heutigen Rheinischen Schiefergebirges der Massenkalk. Wie sein Name treffend beschreibt, handelt es sich um einen mehrere hundert Meter mächtigen, oft massigen Kalkstein. Sein Aufbau aus den kalkigen Hartteilen von Meeresorganismen wie Korallen und Stromatoporen sowie den Bruchstücken von Kalkalgen, Brachiopoden und Krioiden bedingt den hohen Reinheitsgrad des Massenkalks. Zahlreiche Steinbrüche, oft von enormer Ausdehnung und Tiefe, machen deutlich, welche ein begehrter Rohstoff der Massenkalk für die Bau- und Chemieindustrie ist.

Die oftmals dickbankigen Kalksteine der Schwelm-Fazies (Abb. 16) sind graublau bis grauschwarz und lassen erst im angewitterten Zustand ihre biogene Zusammensetzung aus vorwiegend Stromatoporen und untergeordnet Korallen erkennen. Stromatoporen – das sind

fossile, mittlerweile ausgestorbene Kalkschwämme – treten in unterschiedlichen Wuchsformen auf. Große, kugelige bis blockförmige Formen sind von kleinen, ästig-verzweigten (dendroiden) Formen wie *Amphipora* und *Stachyodes* zu unterscheiden. Bei den Korallen überwiegen tabulate Formen wie die ästige Gattung *Thamnopora* oder Formen von *Alveolites*. Rugose Korallen sind vergleichsweise selten und treten nur als Einzelkorallen auf. Im Geäst der Korallen oder zwischen den Stromatoporenblöcken finden sich Brachiopoden (u. a. *Stringocephalus* und *Uncites*), dickschalige Muscheln (u. a. *Megalodus*) sowie zahlreiche Gattungen von Schnecken. Dazu kommen noch die Stielglieder von Krinoiden und Fossilbruchstücke. Alle diese vielgestaltigen biogenen Komponenten sind in eine feinkörnige Grundmasse aus ehemaligem Kalkschlamm eingebettet. Bei mikroskopischer Betrachtung der Grundmasse fallen winzige Kal-

zitkristalle, Pelloide und Mikrofossilien wie Foraminiferen und Kalkalgen auf. Zwischen die Kalksteinbänke schalten sich auch Lagen und ganze Horizonte von dunklen, mergeligen Tonsteinen ein oder sind mit diesen lateral verzahnt. Die Karbonatgesteine der Schwelmfazies sind bei Wuppertal und Hagen schon in einem frühen Stadium ihrer Bildung durch Aufnahme von Magnesiumionen aus dem Meerwasser in Dolomitstein umgewandelt worden.

Der Massenkalk in Schwelm-Fazies ist auf einer Riffplattform von enormer Ausdehnung und bei sehr geringer Wassertiefe entstanden. Ausschlaggebend für die Ableitung der Wassertiefe ist neben der Faunenzusammensetzung der rhythmische Aufbau der Kalksteinabfolgen aus Biostrom-Kalken, die subtidal, also unter ständiger Wasserbedeckung, entstanden sind und den darüber folgenden lagunären Mikrit-Kalken, die intertidal, also im



**Abb. 16:** Massenkalk in Schwelm-Fazies mit Querschnitten kugelig und stängeliger Stromatoporen; ehem. Steinbruch in Wuppertal-Oberbarmen

Schwankungsbereich der Gezeiten, gebildet worden sind. Solche Verflachungsrhythmen sind im Wuppertaler Raum noch nicht beobachtet worden, wohl aber in den Massenkalk-Steinbrüchen im Hönnetal bei Balve. Die zuvor genannte frühdiagenetische Dolomitisierung kann als Indiz für extrem flaches Wasser und eine damit einhergehende Übersalzung gewertet werden.

Die obergivetische Karbonatplattform bedeckte den gesamten, im Verlauf der Givet-Stufe überfluteten, südlichen Randbereich des Old-Red-Kontinents. Nach den Aufschlüssen über Tage und den erbohrten Vorkommen von Massenkalk im Untergrund des Münsterlandes zu urteilen, muss man von einer Breite der Karbonatplattform von mindestens 100 km ausgehen. Ihre für geologische Zeitmaßstäbe „plötzliche“ flächenhafte Ausdehnung hängt sicherlich nicht nur mit dem Vordringen des Meeres während der givetischen Transgression zu-

sammen. Ein weiterer Grund kann eine Klima- veränderung durch die anhaltende Kontinentalverschiebung in Richtung Äquator sein.

Am Nordrand des Remscheider Sattels ändert sich im Übergangsbereich Mittel-/Oberdevon die Sedimentation nicht grundsätzlich. Sie bleibt von der Massenkalk-Fazies bestimmt. Östlich von Hagen, im Märkischen Sauerland, endet die Hauptmasse des Massenkalks unterhalb der Mittel-/Oberdevon-Grenze. Darüber – im Übergangsbereich zum Oberdevon – kommt es zu einer ersten Differenzierung in Massenkalk, also dem biogenen Aufwuchs, und Flinkkalk, also dem umgelagerten biode- trischen Riffmaterial.

Bei Wuppertal schieben sich zwischen den dortigen unteren und den oberen Massenkalk- zug die dunklen Tonsteine der Osterholz- Schichten. Da der unterste Teil des oberen Massenkalkzuges ebenfalls in Schwelm-Fa-

## Exkurs: Korallenriffe

*Riffe aus Steinkorallen wachsen heute an den Küsten der tropischen Meere, wo das Wasser flach, sehr klar und nährstoffarm ist und eine Temperatur von 20 °C nicht unterschreitet. Die Größe von Korallenriffen reicht von wenigen Quadratkilometern bei den Atollriffen im Pazifik bis zu tausenden von Quadratkilometern beim Großen Barriereriff vor der Ostküste Australiens. Rezente wie fossile Riffe sind in der Weise gegliedert, dass die Wachstumszone des Riffs (Riffkern) landseitig von einer Lagune und meerseitig von einer Rampe aus Riffschutt begrenzt wird (vgl. S. 66, Abb. 27).*

*Zusätzlich zu dieser räumlich-ökologisch begründeten lateralen Gliederung ist bei den Korallen-Stromatoporen-Riffen der Devon-Zeit auch eine Aufeinanderfolge unterschiedlicher Entwicklungsstadien zu erkennen. Das Riffwachstum begann mit einer ausgedehnten, ungegliederten Karbonatplattform in Schwelm-Fazies und setzte sich in den isolierten gegliederten Riffen der Dorp-Fazies fort. Zwischen den Riffen befanden sich tiefer gelegene Becken, in denen dunkle Tone (Flinzschiefer) und umgelagerter Riffschutt (Flinkkalke) abgelagert wurden. Das Riffwachstum überschritt die Mittel-/Oberdevon-Grenze und kam erst im höheren Teil der Frasnes-Stufe zum Abschluss als die devonischen Riffe weltweit abstarben.*

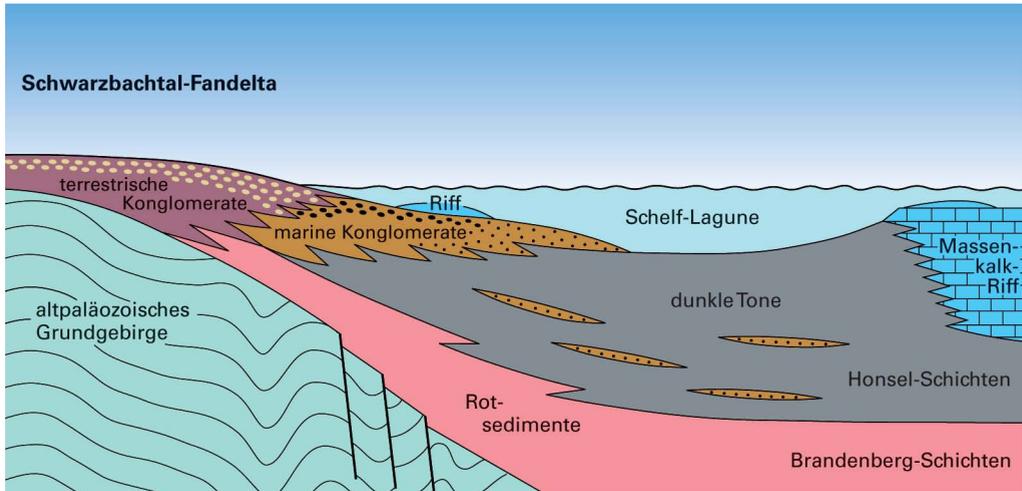


Abb. 17: Fazies-Modell des Schwarzbachtal-Konglomerats (aus NEUMANN-MAHLKAU & RIBBERT 1998)

zies ausgebildet ist, stellen die Osterholz-Schichten einen tonigen Faziesbereich innerhalb der Schwelm-Plattformkarbonate dar. Die Osterholz-Schichten gehen im Untergrund der Herzkamper Mulde wahrscheinlich in die Oberen Honsel-Schichten über. Das biostratigraphische Alter der Osterholz-Schichten ergibt sich aus einem Fund von *Stringocephalus burtoni* und dem Auftreten bestimmter Goniatiten, den Pharciceraten. Sie sind bezeichnend für den obersten Teil der Givet-Stufe, der vor seiner Neudefinition unter der Bezeichnung *Pharciceras*-Stufe dem Oberdevon angehörte.

Nordwestlich von Remscheider Sattel und Herzkamper Mulde (s. S. 26, Abb. 8) gehört der Massenkalk im Kern des Neandertal-Sattels gänzlich dem höheren Mitteldevon an. Er ist dort etwa 350 m mächtig und durch eine geringmächtige, kalkig-tonige Übergangsfazies mit den überlagernden frühoberdevonischen Flinschichten verbunden.

Nordwestlich von Wuppertal und der Herzkamper Mulde wird am Velberter Sattel die Givet-Stufe gänzlich von dunklen Tonsteinen aufgebaut und der oberdevonische Massenkalk folgt unmittelbar darüber. Sandsteine, wie sie für die zeitäquivalenten Honsel-Schichten zwischen Hagen und Iserlohn typisch sind, treten

dort ganz in den Hintergrund. Trotz der Tonsteindominanz dieser Schichtenfolge deutet die Biofazies auf ein fazielles Äquivalent der Honsel-Schichten hin, als die sie früher bezeichnet worden ist. Diese Schichtenfolge setzt sich im Untergrund der Niederrheinischen Bucht fort, wo sie westlich von Krefeld von der Bohrung Viersen 1001 durchteuft worden ist.

Die Givet-Schichten des Velberter Sattels warten mit einer geologischen Besonderheit auf, die durch die Forschungsbohrung Schwarzbachtal 1 untersucht worden ist. Ansatzpunkt war das Schwarzbachtal-Konglomerat, das die ältesten übertage aufgeschlossenen Schichten im Kern des Velberter Sattels bildet. Es ist eine etwa 100 m mächtige Gesteinsfolge aus fossilführenden Quarzkonglomeraten sowie darüber folgenden Konglomeraten aus Quarziten und Phylliten in einer Grundmasse aus roten Tonsteinen. Auf Grund seiner Ähnlichkeit mit Vorkommen in Belgien waren die Gesteine für randliche Abtragungsmassen des prädevonischen Untergrundes gehalten worden, der voraussichtlich unmittelbar unterhalb der Konglomerate anzutreffen sein würde. Die Bohrung erbrachte, dass das Schwarzbachtal-Konglomerat eine Einschaltung in den oberen

Teil der Honsel-Schichten ist. Die gewonnenen Forschungsergebnisse führten zu einer neuen Modellvorstellung für den damaligen Ablagerungsraum (Abb. 17).

Während der höheren Givet-Stufe führten tektonische Verschiebungen von Gesteinsschollen im Untergrund der heutigen Niederrheinischen Bucht zur Herauspressung kambro-ordovizischer Gesteine und zur Entstehung eines Abtragungsgebietes. Auf dieser „Krefelder Hoch“ genannten Insel oder Landzunge entstand im ariden Klima der Mitteldevon-Zeit grober Gesteinsschutt, der in episodisch Wasser führenden Wadis zur Küste transportiert wurde. Dort baute er ein fächerförmiges Delta aus Geröllablagerungen auf. Das Schwarzbachtal-Konglomerat ist ein Teil dieses sogenannten Fandeltas. Rezente Beispiele für solche Ablagerungsvorgänge finden sich bei-

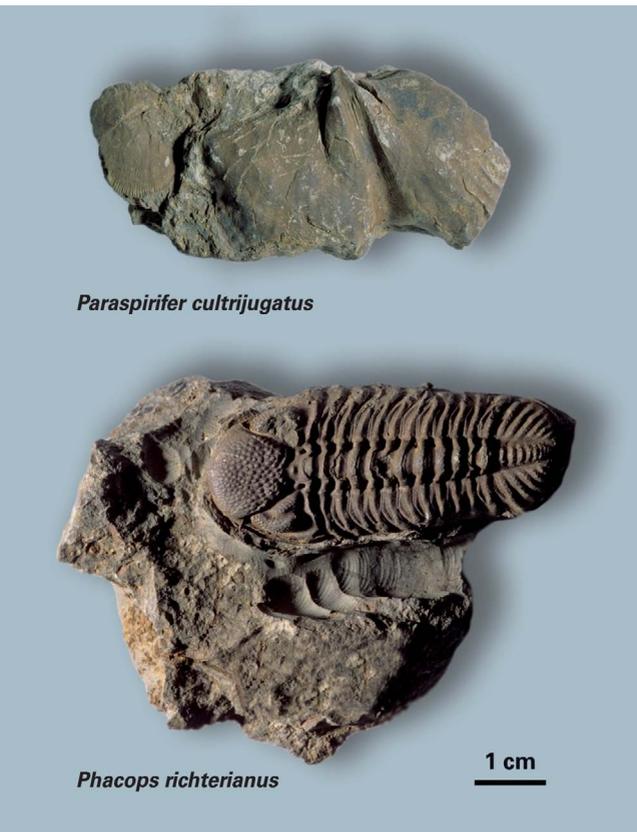
spielsweise an der Küste der Sinai-Halbinsel. Dort, an der Küste des Golfs von Akaba, verzahnen sich grobklastische Fan-Ablagerungen mit marinen Ablagerungen, auf denen sich Korallenbänke angesiedelt haben.

### Mitteldevon des südlichen Bergischen Landes

Die Mitteldevon-Schichten des südlichen Bergischen Landes sind in einem Streifen zwischen Ruppichterother und Waldbröler Mulde im Süden und einer Verbindungslinie zwischen Paffrather Mulde und Ebbe-Sattel im Norden anzutreffen (s. S. 28, Abb. 9). Östlich der Paffrather Mulde treten, eingebettet in Eifel-Schichten, einige kleinere Muldenstrukturen mit Givet-Schichten auf. Es sind die Breuner, Dierdorfer, Lindlarer, Peffekoven-, Lennefe- und Gelpetal-Mulde. Im Süden werden die Eifel-Schichten der Ruppichterother und der Waldbröler Mulde von Unterdevon-Schichten begrenzt.

### Eifel-Stufe

Die Schichten der Eifel-Stufe beginnen im südlichen Bergischen Land mit dem oberen Teil der Hohenhof-Schichten, der Hohenhöfer Tonstein-Folge. Die maximal 80 m mächtige Schichtenfolge besteht aus dunkelgrauen, graugrünen und rotvioletten Tonsteinen. Darin schalten sich im unteren Teil vermehrt Sandsteine und im oberen Teil vermehrt kalkhaltige Gesteine ein. Ihr Fossilinhalt ist sehr reichhaltig und besteht aus Brachiopoden, Muscheln, Schnecken, Krinoiden, Korallen, Bryozoen, Ostrakoden, Tentakuliten sowie einzelnen Resten von Trilobiten, Panzerfischen, Krebstieren und Pflanzen. Eine solche Lebensgemein-



**Abb. 18:** Brachiopode (oben) und Trilobit (unten) aus den jüngeren Hohenhof-Schichten (unterstes Mitteldevon); Stockheim südlich von Wiehl

schaft ist als marine Flachwasserfauna mit zeitweilig landnaheem Einschlag anzusehen.

Die Schichtenfolge lässt sich, ausgehend vom Raum Overath, am gesamten Außenrand der Unterdevon-Verbreitung im südlichen Bergischen Land finden. Oft ist sie im Gelände nur, wie beispielsweise im Raum Wiehl, an den in ihr enthaltenen Rotschiefern zu erkennen. Die jüngeren Hohenhof-Schichten der Waldbröler und der Ruppichterother Mulde zeigen eine laterale Faziesdifferenzierung. In der östlich gelegenen Waldbröler Mulde herrschen fossilreiche, kalkhaltige Tonsteine mit Krinoiden („milde Krinoidenschiefer“) vor, die auch das Leitfossil des Unter-/Mitteldevon-Übergangsbereichs, den Brachiopoden *Paraspirifer cultrijugatus*, sowie Trilobiten enthalten (Abb. 18). In der westlich gelegenen Ruppichterother Mulde wird dagegen der gleiche Zeitabschnitt von Krinodenkalksteinen und Mergelsteinen aufgebaut. Ähnlichkeiten mit der Schichtenfolge der Eifel haben hier zu der Schichtenbezeichnung „Laucher Gruppe“ geführt.

Im gesamten Bergischen Land folgen über den Ems/Eifel-Grenzschiefern die Hobräck-Schichten. Sie sind im südlichen Bergischen Land aber deutlich geringer mächtig als in ihrem küstennäher gelegenen Typusgebiet im Märkischen Sauerland. Ein weiteres Unterscheidungsmerkmal ist das horizontweise Auftreten von fossilreichen Kalksteinen. Aufgrund ihrer relativ geringen Mächtigkeit und der vielfältigen Gesteinszusammensetzung lassen sich die Hobräck-Schichten im Raum Gummersbach – Runderoth – Wiehl gut untergliedern. Bei Waldbröl und nordöstlich davon sind sie dagegen einheitlicher aus Tonsteinen aufgebaut und gewinnen damit Ähnlichkeit zu den Olpe- und Stöppel-Schichten des Sauerlandes.

Die fünffach gegliederten Hobräck-Schichten beginnen mit dem Basiskalk 1. Er wird von lokalen Biostrombildungen aus Korallen und Stromatoporen sowie riffnahen, biodetritischen Gesteinen aus Brachiopoden, Krinoiden

und Bryozoen aufgebaut. Darüber folgt der Untere Schieferhorizont 2 aus schluffig-sandigen Tonsteinen mit unterschiedlichem Kalkbeziehungsweise Fossilgehalt; lokal enthält er auch einige Rotschieferlagen. Der Sandstein-Horizont 3 im mittleren Teil der Hobräck-Schichten ist bis zu 80 m mächtig. Er wird seinerseits vom Oberen Schieferhorizont 4 überlagert, der die gleiche Zusammensetzung wie der untere Horizont zeigt. Den Abschluss der Schichtenfolge bildet der Grenzalk 5, dessen Gesteins- und Fossilzusammensetzung der des Basiskalks weitgehend ähnelt.

Alle kalkigen und tonig-kalkigen Gesteine der Hobräck-Schichten sind überaus fossilreich. Bei der schalentragenden Fauna überwiegen erstmals seit dem Unterdevon die Brachiopoden und nicht mehr die Muscheln. Im frühen Mitteldevon können sich während Phasen mit zurückgehendem Sandeintrag erstmals Korallen-Stromatoporen-Biostrome auf dem marinen äußeren Teil des Rheinischen Schelfs ausbreiten. Die Faziesverhältnisse gleichen denen, die in der Eifeler Kalkmuldenzone während großer Teile der Eifel-Stufe herrschten.

Die Mühlenberg-Schichten des südlichen Bergischen Landes sind denen des nördlichen Bergischen Landes sehr ähnlich (s. Kap. „Mitteldevon des nördlichen Bergischen Landes“). Anders als die unter- und überlagernden Schichten sind sie in weitgehend ähnlicher Ausbildung in großen Teilen des rechtsrheinischen Schiefergebirges verbreitet. Wenn man die Faltung der Schichtung rechnerisch „ausbügelt“, ergibt sich ein überwiegend sandiger Fazieskörper von mindestens 2 000 km<sup>2</sup> Fläche. Hunderte von Kubikkilometern Sand sind zur Zeit der Mühlenberg-Schichten vom Old-Red-Kontinent durch Flüsse an die Küste transportiert und dort im flachen Schelf-See verteilt worden. Aus dem ursprünglich heterogenen Abtragungsmaterial entstand durch vielfache Umlagerung und dabei erfolgter Korngrößensortierung ein schluffiger Feinsand – das Ausgangsmaterial für den späteren Mühlenberg-Sandstein.



**Abb. 19:** Krinoiden: kalkige Stielglieder und deren Abdrücke in Sandstein der Mühlenberg-Schichten (Eifel-Stufe)

Sedimentologische Untersuchungen an den Mühlenberg-Schichten des Raumes Lindlar geben Einblick in die Art der marinen Umlagerung. Die dort in Steinbrüchen aufgeschlossenen Schichtenfolgen zeigen ein immer wiederkehrendes, rhythmisches Aufbauschema. Eine idealisierte Sequenz beginnt mit einer geringmächtigen Tonstein-Sandstein-Wechsellagerung, über der eine dicke Sandsteinbank folgt. Diese besteht aus mehreren Einzelschüttungen, die jeweils mit Krinoidenlagen beginnen (Abb. 19) und darüber eine für Sturmflutablagerungen charakteristische Form der Schrägschichtung zeigen. Ein großer Teil der Mühlenberg-Sandsteine ist also bei Sturmereignissen mit tief gehendem, starkem Seegang um- und abgelagert worden.

Trotz der lithologischen Gleichförmigkeit der Mühlenberg-Schichten gibt es einige regionalstratigrafische Besonderheiten. Im Bereich von Gummersbach und Drolshagen schiebt sich in die Mitte der Sandsteinfolge ein grauer, recht reiner Tonsteinhorizont von etwa 100 m Mächtigkeit, die sogenannte Bänderschieferzone, ein. Dieser Horizont dokumentiert eine länger andauernde Phase ohne jegliche Sandschüttungen. In diesem Zeitraum können sich kleine

Korallen-Stromatoporen-Biostrome kurzfristig ausbreiten, bevor die Sandschüttungen in der oberen Hälfte der Mühlenberg-Schichten wieder einsetzen.

Im Raum von Wiehl keilen diese jüngeren Sandschüttungen nach Westen aus. Dadurch vereinigt sich die Bänderschieferzone mit den über den Mühlenberg-Schichten folgenden Tonsteinen der Ohle-Schichten zu einer neuen Kartiereinheit, den Wiehl-Schichten (Wiehler Schiefer). Der verbliebene Teil der Mühlenberg-Schichten enthält bei Wiehl ein Korallen-Stromatoporen-Biostrom, in dem durch junge Verkarstung die Wiehler Tropfsteinhöhle entstanden ist.

Ein anderes Biostrom in den Sandsteinen der Mühlenberg-Schichten liegt am Leienberg bei Bilstein im SülztaI. An ihm lässt sich die Lebensgeschichte eines Rifffbiotops gut studieren. Das nur wenige Meter dicke Biostrom sitzt einem Packen kalkhaltiger Tonsteine auf. Seine Lebensspanne war also relativ kurz. Unmittelbar bevor der biogene Aufwuchs der Stromatoporen wieder zum Erliegen kam, siedelten sich Brachiopoden und Krinoiden an und hinterließen entsprechend zusammengesetzte

Kalksteine. Danach deckten driftende Sandmassen das Kleinbiotop schnell wieder zu.

Die fossile Makrofauna der Mühlenberg-Schichten ist ganz von derartigen verdrifteten Lebensgemeinschaften embryonaler Biostrome geprägt. Sie tritt oft in Form von zusammengeschwemmten Lagen in den Sandsteinen auf. Solche Schillagen bestehen aus den Schalen von Brachiopoden, Muscheln und Schnecken. Dazu kommen Krinoiden, Cephalopoden und selten auch Korallen. Aber auch die Tonsteine, die mit den Sandsteinen wechsellagern, enthalten Reste tierischen Lebens. Für die zeitliche Korrelation der Schichtenfolge ist das Auftreten des Brachiopoden *Schizophoria pygmaea* wichtig, der in den tieferen Ahrdorf-Schichten der Eifeler Kalkmuldenzone vorkommt.

Interessanter noch als die fossile Fauna sind die umfangreichen Reste fossiler Flora, die in den Steinbrüchen bei Lindlar gefunden worden sind. Allen voran steht das Bärlappgewächs *Duisbergia mirabilis*, das man sich als 2 – 3 m hohe, unverzweigte, säulenartige Pflanze vorstellen muss (s. S. 47, Abb. 15). Sie wuchs zusammen mit Farnpflanzen – der baumartigen *Hyenia elegans* und dem kriechenden *Calamophyton primaevum* – in küstennahen Sumpfgeländen. Diese müssen bei Stürmen vom Meer überflutet worden sein, denn die abgerissenen und verdrifteten Pflanzenreste sind zusammen mit marinen Fossilien in den Sandsteinen gefunden worden.

Entwicklungsgeschichtlich bemerkenswert ist auch das Auftreten der Gattungen *Aneurophyton* und *Protopteridium*. Beide gehören zu den farnartigen Vorläufern der Nacktsamer (Gymnospermen) und waren in der Lage, einen massiven, holzigen Stamm zu bilden.

Mit der Sedimentation der Mühlenberg-Schichten läuft die fazielle Entwicklung der Mitteldevon-Schichten im nördlichen und südlichen Bergischen Land auseinander. Von der Entwicklung im Nordwesten mit den küstennahen Brandenburg- und Unteren Honsel-

Schichten (s. Kap. „Mitteldevon des nördlichen Bergischen Landes“) setzt sich die Entwicklung im Süden mit gleichbleibend marinen Verhältnissen deutlich ab. Im Gebiet von Kürten und Lindlar gehen die Brandenburg-Schichten von Westen nach Osten in eine dreigeteilte Schichtenfolge über, die mit den Ohle-Schichten beginnt. Darüber folgen die Unnenberg-Schichten und abschließend die Selscheid-Schichten (s. Tab. 2). Der laterale Faziesübergang erfolgt dergestalt, dass die „bunte“ Brandenburg-Fazies zunächst schrittweise in graue Tonsteine übergeht, in die sich erst etwas weiter östlich der Sandstein der Unnenberg-Schichten einschaltet und so zu der zuvor genannten Dreiteilung führt. Dort, wo der Unnenberg-Sandstein noch fehlt, wie zum Beispiel in der Lennefe-Mulde westlich von Engelskirchen, ist dann von ungegliederten Selscheid-Schichten (= Ohle- und Selscheid-Schiefer) die Rede. Bei Lindlar und Engelskirchen ist die Untergliederung dann vollzogen.

Die Ohle-Schichten (= Ohle-Schiefer) (s. S. 28, Abb. 9) in der Umrandung der Gummersbacher Mulde sind eine zwischen 150 und 400 m mächtige Folge von grauen, meist sandarmen Tonsteinen. Sie zeichnen sich besonders bei Wiehl – dort Wiehler Schiefer genannt – durch eine reiche Brachiopodenfauna aus. Nur wenige der zahlreich vorkommenden Gattungen und Arten belegen eine Einstufung in die Eifel-Stufe. Einige kommen auch in den Ahrdorf- und Junkerberg-Schichten der Eifeler Kalkmuldenzone vor und ermöglichen eine entsprechende Korrelation. Selten, aber regelmäßig sind in den Ohle-Schichten eingelagerte Biostromhorizonte aus Korallen und Stromatoporen anzutreffen.

Die Unnenberg-Schichten (= Unnenberg-Sandstein), die darüber folgen, dokumentieren nach den Mühlenberg-Schichten die zweite Phase großräumiger Sandvorkommen auf dem äußeren Rheinischen Schelf. Die Unnenberg-Schichten entwickeln sich über eine Wechselfolge aus Ton- und Sandsteinen aus den Ohle-Schichten. Dieser Übergang doku-

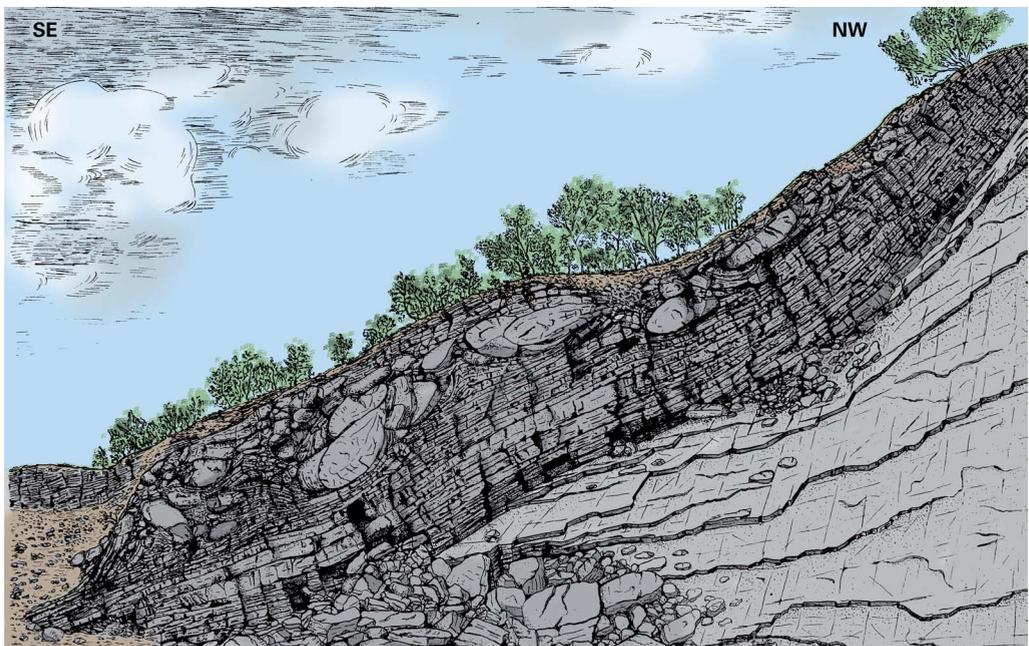
mentiert die Entwicklung von tonigen Schelf-Sedimenten mit reichem Bodenleben hin zu Sandkörpern, die in schneller Folge als küstennah wandernde Sandbänke, zuweilen auch als Sturmflutbildungen (s. im Folgenden) abgelagert worden sind. Die Oberkante der Unnenberg-Schichten ist dagegen scharf und wird bereichsweise durch ein Biostrom in den darüber folgenden Selscheid-Schichten markiert.

Der an Sandsteinen reichere Teil der Unnenberg-Schichten ist bis zu 400 m mächtig. Er wird von blaugrauen Feinsandsteinbänken im Wechsel mit Tonsteinzwischenlagen aufgebaut. Diese Sandsteine wurden an vielen Stellen in kleinen und großen Steinbrüchen abgebaut. Die Kornzusammensetzung der Sandsteine besteht ganz überwiegend aus eckigen Quarzkörnern, sehr untergeordnet aus Feldspäten. Die Quarzkörner sind zum Teil quarzitisches miteinander verzahnt, zum Teil auch durch dünne Tonmineralfilme voneinander separiert. Ein sehr geringer Kalzium-Magnesi-

um-Eisen-Karbonatgehalt ist vorhanden. Er bewirkt bei der Verwitterung eine Braunfärbung durch die Bildung von fein verteilten Eisenoxiden.

Manche Sandsteinbänke der Unnenberg-Schichten zeigen einen regelmäßigen Aufbau von unten nach oben. Ihre Unterseite ist durch die Ausgüsse von Erosionsvertiefungen im unterlagernden Tonstein oft stark ausgeformt. Eine solche Bank beginnt mit Fossiltrümmern (meist Krinoiden) und Tonfragmenten aus dem Liegenden. Darüber folgt der schräg geschichtete Hauptteil der Sandsteinbank. Zur Bankoberkante hin wird der Sandstein toniger und enthält zahlreiche Pflanzenfragmente. Die Abnahme der Korngröße von unten nach oben, die sogenannte Gradierung, und spezielle Formen der Schrägschichtung deuten auf eine ganz bestimmte Entstehungsgeschichte der Sandsteinbänke hin: Der Meeressand ist durch den tief greifenden Seegang bei Sturmfluten aufgewirbelt, lateral transportiert und

**Abb. 20:** Rutschkörper in Sandsteinen der Unnenberg-Schichten (Eifel-Stufe); Steinbruch südlich von Unnenberg (aus Jux 1960)



dann langsam in Form einer Sandbank wieder abgelagert worden. Dabei setzten sich schwere Bestandteile des aufgewirbelten Wasser-Sand-Gemisches zuerst ab, die tonigen Schwebeteilchen zuletzt.

Im Typusgebiet der Schichtenfolge südlich des Unnenbergs, nordöstlich von Gummersbach, treten in einem Steinbruch metergroße, rundliche Sandsteinkörper (Abb. 20) auf. Sie sind in einem maximal 3 m dicken Horizont von gestauchten Sandsteinlagen eingebettet und werden oben wie unten von nicht deformierten Schichten begrenzt. Der Horizont ist als untermeerische Rutschmasse von instabil abgelagerten Sedimenten gedeutet worden. Als Auslöser werden Seebeben, also untermeerische Bodenunruhen, angenommen, die zu einer kurzzeitigen Verflüssigung des noch wasser-gesättigten Materials geführt haben.

Der Fossilinhalt der Unnenberg-Schichten ist dem der Mühlenberg-Schichten recht ähnlich. Brachiopoden kommen in Schilllagen vor. Besonders verbreitet ist die Gattung *Newberria*, die dem sandigen Milieu besonders angepasst zu sein scheint. Dazu kommen häufig Krinoidenreste und zahlreiche Gattungen von Muscheln und Schnecken. Als Einschwemmung vom offenen Meer in den Küstenbereich treten auch Cephalopoden auf.

Die ruhige, überwiegend tonige Schelf-Sedimentation kehrt mit den Selscheid-Schichten (= Selscheid-Schiefer) zurück. Am Südwestende der Gummersbacher Mulde beginnen die etwa 100 m mächtigen Selscheid-Schichten bereichsweise mit einem geringmächtigen Biostrom, das dem obersten Unnenberg-Sandstein-Horizont aufsitzt. Darüber folgen tonige, schwach kalkhaltige, gut geschichtete Schluffsteine von dunkelgrauer, verwittert grünlich grauer Farbe und mit spärlicher Fossilführung. Die anschließende Hauptmasse der Selscheid-Schichten besteht aus schluffarmen, etwas kalkreicheren Tonsteinen. Sie sind deutlich fossilreicher als der untere Teil, aber nicht ganz so reich an Makrofauna wie die Ohle-Schichten. Es dominieren wieder

rum Brachiopoden, von denen aber nur die Form *Spinocyrtia ostiolata* eine Verbindung zu Schichten der höheren Eifel-Stufe der Eifeler Kalkmuldenzone herstellt. Die Einzelkoralle *Calceola sandalina* ist wie in den Ohle-Schichten recht häufig.

Die jüngsten Schichten der Eifel-Stufe zeigen zwischen der Attendorfer Mulde im Osten außerhalb des betrachteten Bereichs und der Paffrather Mulde im Westen (s. S. 28, Abb. 9) bemerkenswerte Faziesunterschiede. Im Osten herrschen die sehr dunklen Tonsteine der Tentakulitenschiefer (früher Odershausen-Schichten) vor. Sie enthalten nur versteinerte Mikroorganismen des offenen Meeres wie Tentakuliten und Styliolinen, aber keine bodenbewohnenden Schalenfaunen. Diese in pelagischer Fazies (= herzynische Becken-Fazies des offenen Meeres) vorliegenden Schichten der späten Eifel-Stufe dokumentieren eine kurzzeitige Veränderung im Ablagerungsraum. Das Vordringen des Meeres auf den Rheinischen Schelf führte zu einem Anstieg des Wasserstandes und dadurch zum kurzzeitigen Verschwinden der an Flachwasser angepassten neritischen Faunen. Die Transgression reicht von Südosten kommend bis in den Westteil der Gummersbacher Mulde.

Noch weiter nach Westen, bei Lindlar und Kürten, gehören die Sedimente des betreffenden Zeitabschnitts durchgehend der Rheinischen Schelf-Fazies an (s. S. 44, Abb. 13). Das zeigt sich an der Zunahme des Kalkgehaltes in Form von „Mergelschiefern“ und auch an dem zunehmenden Fossil- und Sandgehalt, wie zum Beispiel in den Gummersbach-Schichten. Der Trend führt zu komplex aufgebauten Schichtenfolgen, die den Gesteinsabfolgen der Eifeler Kalkmuldenzone ähnlich sind. Sie werden, abweichend von lithostratigrafischen Gepflogenheiten, durch einen bestimmten Fossilinhalt gekennzeichnet. So folgt über den Selscheid-Schichten der Breuner Mulde südöstlich von Kürten ein Gesteinshorizont, der sich durch das Vorkommen des Brachiopoden *Mucrospirifer diluvianus* auszeichnet. Er wird

deshalb als ein Äquivalent der Freilingen-Schichten der Eifeler Kalkmuldenzone angesehen und auch so bezeichnet. Unter lithostratigrafischen Gesichtspunkten ist er den Remscheider-Schichten anzuschließen. Ähnliches gilt auch für die darüber folgenden Gummersbach-Schichten, die mit den Odershausen-Schichten nur wenig lithologische Ähnlichkeit zeigen, wohl aber deren Alter haben. Neuere, überregionale Grenzfestlegungen mittels Conodonten haben die Odershausen-Schichten zu den jüngsten Schichten der Eifel-Stufe gemacht.

### **Givet-Stufe**

Faziesunterschiede zwischen verschiedenen Teilen des Bergischen Landes kommen auch in den Schichten der tieferen Givet-Stufe vor. In der Gummersbacher Mulde wird dieser Zeitabschnitt von verschiedenen, meist sandsteinreichen Schichtenfolgen aufgebaut und im Sauerland, bei Attendorn, vom Massenkalk überlagert. Die Wiedenest-, Grevenstein- und *Rensselandia*-Schichten (s. Tab. 2) sind dort insgesamt mindestens 800 m mächtig. Ihre artenreiche Fauna aus Brachiopoden, Muscheln, Trilobiten, Bryozoen und kleinen Korallen dokumentiert einen vollmarinen Lebens- und Ablagerungsraum auf dem Äußeren Schelf.

Diese Verhältnisse zeigen, dass die Givet-Schichten im Liegenden des Massenkalks im Bergischen Land zwar immer sandig, ansonsten aber hinsichtlich lithologischer Details und Fossilinhalt sehr verschieden ausgebildet sind. Die Unterschiede reflektieren, dass die Honsel-Schichten auf dem Nordflügel des Remscheider Sattels sehr viel küstennäher als die Sandsteine der Gummersbacher Mulde abgelagert worden sind.

Die Unteren Honsel-Schichten reichen vom Remscheider Sattel im Norden bis in die nördliche Umrahmung der Paffrather Mulde. Dort zeigen sie durch ihre Rotschieferführung noch Ähnlichkeit zur küstennahen Fazies im

Raum Wuppertal (s. Kap. „Mitteldevon des nördlichen Bergischen Landes“). Aber schon im unteren Teil der Honsel-Schichten machen sich Veränderungen bemerkbar. In der Breuner und der Lindlarer Mulde, beide östlich der Paffrather Mulde gelegenen, reichen kalkig-sandige Tonsteine mit Einschaltungen von biotromatischen Kalksteinen bis in den unteren Teil der Givet-Stufe und vertreten so Teile der Honsel-Schichten. Andererseits sind diese Schichten auch altersgleich mit den Wiedenest- und vielleicht auch den Grevenstein-Schichten der Gummersbacher Mulde.

Die fast 200 m mächtigen tonig-kalkigen Schichten der tieferen Givet-Stufe sind in einem Steinbruch der Lindlarer Mulde bei Linde, südöstlich von Kürten, aufgeschlossen. Der Beginn der Givet-Schichtenfolge ist dort mit einem Kalksteinhorizont im Hangenden der Odershausen-Schichten festgelegt. Der Horizont enthält den Brachiopoden *Invertrypa kelusiana*, der auch in der Eifeler Kalkmuldenzone zur Grenzfestlegung dient. Die Tonsteine der darüber folgenden Kalkstein-Tonstein-Wechselfolge beginnen kalk- und fossilreich. Sie werden zum Hangenden hin sandhaltiger, grünlich grau, fossilarm und damit den Honsel-Schichten immer ähnlicher. Von den beiden darin eingeschalteten, mehrere Dekameter mächtigen Kalksteinhorizonten besteht der untere ungewöhnlicherweise zum größeren Teil aus Muschelschalen und Trilobitenresten. Zum geringeren Teil wird er von Korallen aufgebaut, die den größten Anteil an dem darüber folgenden Kalksteinhorizont haben. Er führt auch das Leitfossil der Givet-Stufe, den Brachiopoden *Stringocephalus burtini*. Die Gesteinsabfolge der kalkig ausgebildeten Unteren Honsel-Schichten dokumentiert, wie ein mariner Lebensraum mit Korallen- und Brachiopodenrasen durch Sandschüttungen immer mehr eingeschränkt wird und schließlich verschwindet.

## Mittel- und Oberdevon der Paffrather Mulde

Im Übergang vom nördlichen zum südlichen Bergischen Land zeigen die relativ schmalen Mulden von Breun, Dierdorf, Lindlar, Peffekoven, Lennefetal und Gelpetal nur unvollständige Mitteldevon-Profile und die jüngsten Schichten sind oft nicht eindeutig ansprechbar. Die Paffrather Mulde dagegen ist breiter, taucht tiefer ein und besitzt daher das vollständigste mittel- und auch oberdevonische Gesteinsprofil des Bergischen Landes.

Das Schichtenprofil der Paffrather Mulde zeigt über den schon zuvor erwähnten klastischen Honsel-Schichten eine fazielle Entwicklung, wie sie in ähnlicher Weise auch in den kalkigen Unteren Honsel-Schichten abgelaufen ist. Das heißt, die zurückgehenden Sandschüttungen lassen zunehmend das Wachstum von Einzelbiostromen zu, bis aus diesen schließlich eine geschlossene Karbonatplattform entstanden ist. Diese Entwicklung verläuft im rheinischen Schelf-Gebiet annähernd zeitgleich und gipfelt in der Bildung des Massenkalks.

Die 70 – 100 m mächtigen Übergangsschichten von den Unteren Honsel-Schichten zum Massenkalk werden Torringen-Schichten (s. Tab. 2) genannt. Sie entsprechen faziell und auch altersmäßig etwa den Oberen Honsel-Schichten am Nordrand des Remscheider Sattels. Die überaus fossilreichen Torringen-

Schichten werden in drei tonige und zwei kalkige Untereinheiten gegliedert. Die beiden kalkigen Horizonte werden überwiegend von Brachiopoden-Schillkalkstein (Weidenbach-Horizont) oder von Biostromen aus Korallen und Stromatoporen (Steinknippen-Horizont; Abb. 21) aufgebaut. Die Tonsteinpacken dazwischen (Mutzbach-, Unterboschbach- und Dörling-Horizont) enthalten neben Brachiopoden auch Trilobiten und Muscheln.

Der durchgehend karbonatischen Schichtenfolge oberhalb der Torringen-Schichten gehören unterschiedliche Gesteinskörper an. Sie beginnt mit dem 150 – 200 m mächtigen Massenkalk, der in der Paffrather Mulde auch Büchel-Schichten genannt wird. Es sind im Wesentlichen drei verschiedene Fossilarten, deren kalkige Hartteile die Riffe der Büchel-Schichten aufbauen (s. auch S. 183 Abb. unten). Weit verbreitet sind rasenartige Ansammlungen der stängelig-ästig ausgebildeten Stromatopore *Amphipora ramosa* und der in einer ähnlichen Wuchsform auftretenden rugosen Koralle *Disphyllum caespitosum*. Dieses organische Flechtwerk wurde in kalkigem Ton-schlamm, dem heutigen Mergelstein, eingebettet. Nischen im Flechtwerk sind von Brachiopoden, Muscheln und Schnecken besetzt. Die Verwitterung hat diese biogenen Strukturen wieder freigelegt, sodass an Steinbruchwänden das fossile Biotop eines devonischen Riffee studiert werden kann.



Abb. 21: Korallen-Kalkstein aus den Torringen-Schichten (Givet-Stufe); Bergisch Gladbach



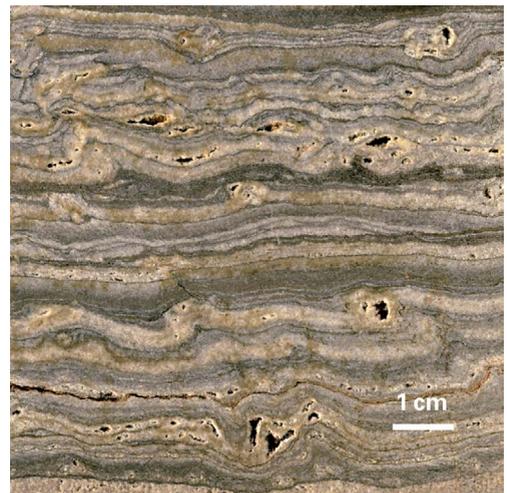
**Abb. 22:** Stromatoporen-Biostrom in den Büchel-Schichten (Givet-Stufe); Bergisch Gladbach

Bioströme, die dann die Rasenriffe und Ton-schlamm-Wannen um einiges überragten.

Aus dem Riff der Büchel-Schichten entwickelt sich der Plattenkalk, der durch den eingelagerten Hornstein-Horizont in den Unteren und Oberen Plattenkalk untergliedert ist. Das Gestein des Plattenkalks ist gut geschichtet und wird von dünnen Bänken eines grauen, oft bituminösen Kalksteins aufgebaut. Dünne Zwischenlagen von dunklen Tonsteinen sind nur in geringem Ausmaß am Schichten-aufbau beteiligt. Die Mehrzahl der auch intern fein geschichteten Kalksteinbänke (Abb. 23) setzt sich aus dem mikroskopisch feinen Detritus von riffbauenden Organismen zusammen. Einschaltungen von Bänken mit *Amphipora* (nur im untersten Teil), Anreicherungen von Brachiopoden (z. B. *hians*-Schill) und Krinoidenkalksteine kommen vor. Die Mächtigkeit von Unterem und Oberem Plattenkalk beträgt zusammen etwa 400 m.

Das Ausgangsmaterial des 10 – 25 m mächtigen Hornstein-Horizonts gleicht in Bio- und Lithofazies den Plattenkalken. Der Unterschied liegt in der Verkieselung der Kalksteine

Rasenriffe und Brachiopoden-Korallen-Mergel wechsellagern mit Blockriffen aus kugelig-blockförmig gewachsenen Stromatoporen („*Actinostroma*“), die 1 m Durchmesser erreichen können (Abb. 22). In Lücken zwischen den Stromatoporen und als Zwischenlagen finden sich Kalksteine aus Fossilbruchstücken, namentlich Brachiopoden wie *Stringocephalus burtini* und *Uncites gryphus* oder die Muschel *Megalodon abbreviatus*. Alle drei sind robuste Schalentiere, die an die turbulenten Strömungen im Flachwasser der Riffoberfläche gut angepasst waren. Der kontinuierliche Aufwuchs solcher blockförmigen Stromatoporen führte zu einem begrenzten Höhenwachstum der



**Abb. 23:** Fein geschichteter und gefältelter Plattenkalk (oberstes Mitteldevon); Bergisch Gladbach

in Form von durchgehenden Lagen, Konkretionen in Mergelsteinen oder Flecken in Kalksteinbänken. Die Herkunft der Kieselsäure ist nicht geklärt. Infrage kommen festländische Verwitterungslösungen oder vulkanische Einflüsse.

Mit der Ablagerung der Plattenkalke änderten sich die Sedimentationsverhältnisse nicht grundsätzlich, denn die Riffe lebten weiter und lieferten Schutt. Ihre Wachstumszentren lagen aber jetzt außerhalb der heutigen Paffrather Mulde, wo sie nach der variszischen Faltung abgetragen wurden und nirgendwo erhalten geblieben sind. Der in der Brandung eines Küstensaumes fein zerkleinerte Riffschutt wurde als Turbidit, also als wässrige Feinkorn-Suspension, in ein vorgelagertes Becken geschüttet. Die vielfach zu beobachtenden Rutschmassen im Plattenkalk belegen deutlich die unterschiedlichen Wassertiefen in Flachwasser-Biostrom und Becken. Die Rutschbewegung zum Becken hin hat bei einigen Sedimentmassen zu gestauchten und verfälschten Bankfolgen geführt, andere bestehen völlig aus in Klaster zerlegten Schuttmassen aus Plattenkalk-Material.

Die Grundsedimentation des Turbiditbeckens, nämlich die dünnen Tonsteinlagen zwischen den detritischen Kalksteinbänken, enthalten neben Pflanzenresten besonders im Oberen Plattenkalk auch zahlreiche Reste tierischer Fossilien. Bekannt sind die Funde von verschiedenen Gruppen der Panzerfische, von Lungenfischen (Dipnoi), Knorpelfischen (Palaeonisciden) und von Quastenflossern (Crossopterygii). Dazu kommen verschiedene Formen von Krebstieren und Bewohner des offenen Meeres wie aufgerollte oder gerade Cephalopoden (Goniatiten und Orthoceren).

Das Alter der Plattenkalke war früher durch das Vorkommen des Givet-Leitfossils *Stringocephalus burtini* im Unteren Plattenkalk und das Auftreten bestimmter tiefoberdevonischer Goniatiten (Pharciceraten) im Oberen Plattenkalk bestimmt. Nach der Neufestlegung der Mittel-/Oberdevon-Grenze liegt diese nun –

durch Conodontenfunde belegt – im unteren Teil des Oberen Plattenkalks (s. Tab. 2 u. 3).

Die Gesteinsfazies der Plattenkalke in Kombination mit der Fauna ihres Turbiditbeckens ist für das Rheinische Schiefergebirge einzigartig und nicht einfach zu deuten. Die turbiditischen Ablagerungen ähneln denen der riffbezogenen Flinzbecken des nördlichen Bergischen Landes (s. Kap. „Oberdevon des nördlichen Bergischen Landes“). Die Faunenführung deutet aber eher auf ein lagunäres Flachwasserbecken im Schutz von ausgedehnten biostromalen Riffen hin. Dabei ist das lagunäre Milieu aber nicht als so extrem flach und abgeschlossen anzunehmen wie bei den Massenkalkriffen am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges. Viel eher ist daran zu denken, dass im Bereich der heutigen Paffrather Mulde der südliche Außenrand der givetischen Karbonatplattform mit einem kleinräumigen Nebeneinander von Riffen und Lagunen in das offene Meer überging.

Zu Beginn des Oberdevons, in der tiefen Franes-Stufe (s. Tab. 3), kehren Korallenriffe noch einmal kurzzeitig in den Bereich der heutigen Paffrather Mulde zurück. Sie bilden die Refrath-Schichten, eine nur 50 m mächtige, sehr fossilreiche Schichtenfolge aus unterschiedlichen Karbonatgesteinen, die örtlich auch völlig dolomitisiert sind. Die Folge beginnt mit Brachiopoden- und Korallen-Mergelsteinen, über denen bankige Stromatoporen-Kalksteine folgen. Darüber wird die Schichtenfolge wieder mergeliger und die Lebensbedingungen für Rifforganismen wurden immer schlechter. Das Ende der seit dem Mitteldevon in unterschiedlicher Intensität anhaltenden Karbonatproduktion durch Korallen und Stromatoporen ist damit erreicht.

Die über den Refrath-Schichten folgenden Ablagerungen des Tonschiefer-Horizonts, der Hombach- und der Sand-Schichten sind reich an kalkhaltigen Tonsteinen. Die Hombach-Schichten enthalten darüber hinaus plattige Kalkstein-Tonstein-Wechselagerungen, während in den Sand-Schichten auch

große Kalkknollen vorkommen. Die Tongesteine sind oft fein geschichtet und in frischem Zustand von dunkler Farbe. Der Gehalt an organischer Substanz ist in den kalkigen Gesteinen so hoch, dass beim Anschlagen ein Bitumengeruch wahrzunehmen ist. In den Sand-Schichten sind die auch in anderen Teilen des rechtsrheinischen Schiefergebirges verbreiteten beiden Kellwasser-Horizonte (s. im Folgenden) gefunden worden.

Die zwischen 100 und 150 m mächtige Schichtenfolge zeichnet sich durch eine besondere Fauna aus. Es überwiegen nicht mehr die einen Flachmeerboden bewohnenden Brachiopoden, sondern fast ausschließlich Formen, die sich im Meerwasser frei bewegten (Nekton) oder von einer Strömung getrieben wurden (Plankton). Zu Ersteren gehören aufgerollte oder gerade Cephalopden (Goniatiten bzw. Orthoceren), zu Letzteren Mikrofossilien

**Tabelle 3**  
Stratigrafische Gliederung des Oberdevons und Karbons

System	Serie	Stufe	Nördliches Bergisches Land		
			Velberter Sattel Herzkammer Mulde	Remscheider Sattel	
Karbon (z. T.)	Oberkarbon	Westfal A	Witten-Schichten		
		Namur	C	Sprockhövel-Schichten	
			Ziegelschiefer-Schichten		
			Hagen-Schichten		
			Erlenrode-Schichten		
	A	Hangende Alaunschiefer			
	Unterkarbon	Visé	Goniatites	Posidonienschiefer	Kieselige Übergangsschichten
		Tournai	„Pericyclus“	Richrath-Kalk Kohlenkalk	Kulm-Kieselkalk
			Tournai-Zwischenschiefer		Liegende Alaunschiefer
			Gattendorfia	Ostrakodenkalk	
Etroeungt-Schichten			Hangenberg-Schichten		
Devon (z. T.)	Famenne	Wocklum Dasberg	Dasberg- u. Wocklum-Schichten	<b>Paffrather Mulde</b>	
		Hemberg	Hemberg-Schichten		
		Nehden	Nehden-Schichten	Knoppenbissen-Schichten	
		Schichtlücke		Nierenkalk-Hor. Matagne-Hor. Bänderschiefer-Hor.	
	Frasnes	Adorf	Dolomit-Hor.	Flinz-	Sand-Schichten
			Kgl.	schiefer	Hombach-Schichten Tonschiefer-Horizont
			Massenkalk		Refrath-Schichten
					Oberer Plattenkalk



**Abb. 24:** Pyritisierte Goniatiten aus den Knoppenbissen-Schichten (tiefe Famenne-Stufe); Steinbruch Cox, Bergisch Gladbach

wie Tentakuliten, Styliolinen, Ostrakoden und Acritarchen. Dazu kommen Conodonten, die gerade im Oberdevon eine große Vielfalt unterschiedlicher Gattungen und Arten ausbilden. Dadurch wird eine sehr genaue biostratigrafische Alterseinstufung möglich.

Sediment und Fauna dieses Zeitabschnitts der Erdgeschichte dokumentieren eine Vertiefung des Meeres, die zum Absterben der Korallenriffe auf dem Meeresboden und zur Entstehung eines recht lebensfeindlichen Beckenmilieus führte. Während in den langen Zeiträumen davor das Riffwachstum meist mit der generellen Absenkung des Ablagerungsraumes Schritt halten konnte, gelang dies zu Beginn des Oberdevons nicht mehr: Die Riffe ertranken gewissermaßen in einem sich zu schnell vertiefenden Meer. Zusätzlich wurde das Riffwachstum durch andere Ereignisse negativ beeinflusst. Großräumige und relativ kurzzeitige Änderungen in der Zirkulation des Meereswassers führten zum Massenaussterben mariner Organismen. Diese biologischen Krisen werden durch die zuvor genannten Kellwasser-Horizonte, das sind geringmächtige, bituminöse Kalksteine mit einer typischen Fossilfauna, dokumentiert.

Ein Horizont bituminöser Ton- und Kalksteine im obersten Teil der Sand-Schichten, ein Äquivalent des Oberen Kellwasser-Horizonts, markiert die international gebräuchliche Frasn/Famenne-Stufengrenze, eine stratigrafische Grenze innerhalb des Oberdevons, die geringfügig jünger ist als die Grenze zwischen den bislang verwendeten deutschen Regionalstufen Adorf und Nehden (s. Tab. 3). Darüber folgen die jüngsten Oberdevon-Schichten der Paffrather Mulde, die Knoppenbissen-Schichten. Sie sind wegen mangelhafter Aufschlussverhältnisse im Verlauf der geologischen Erforschung erst sehr spät entdeckt worden. Erst die Forschungsbohrung Refrath 1 machte sie in der jüngsten Zeit einer genaueren Erforschung zugänglich. Knoppenbissen-Schichten findet man auch in Spalten der dolomitisierten Refrath-Schichten im Steinbruch Cox südlich von Bergisch Gladbach. Dieses Vorkommen von Schwarzschiefern mit pyritisierten Goniatiten (Abb. 24) zeigt, dass der ursprüngliche Kalkstein schon früh untermeerisch „verkarstet“ ist, sodass jüngere Tone tief in den Gesteinskörper eindringen konnten.

Die Knoppenbissen-Schichten werden von wenig verfestigten, grünlich grau verwitternden

Ton- und Schluffsteinen, die selten Feinsandsteinbänke enthalten, aufgebaut. Bislang sind nur Teile der Schichtenfolge angetroffen worden, deshalb sind genaue Mächtigkeitsangaben noch nicht möglich. Mittels Ostrakoden, Conodonten und Sporen konnten die bekannten Abschnitte der tiefen sowie einem Teil der hohen Famenne-Stufe zugeordnet werden. Die Makrofauna im jüngsten Abschnitt der Knoppenbissen-Schichten (Bohrung Refrath 1) führt Brachiopoden, Muscheln, Schnecken, Kopffüßer (Ammonoideen), Echinodermen (Krinoiden, Schlangensterne, Seeigel, Seegurken), ästige Korallen (Heterokorallen) und Fischreste. Die Bewertung sämtlicher Aspekte von Litho- und Biofazies deutet auf einen Ablagerungs- und Lebensraum am Außenrand des Famenne-Schelfs im Übergang zum Becken hin.

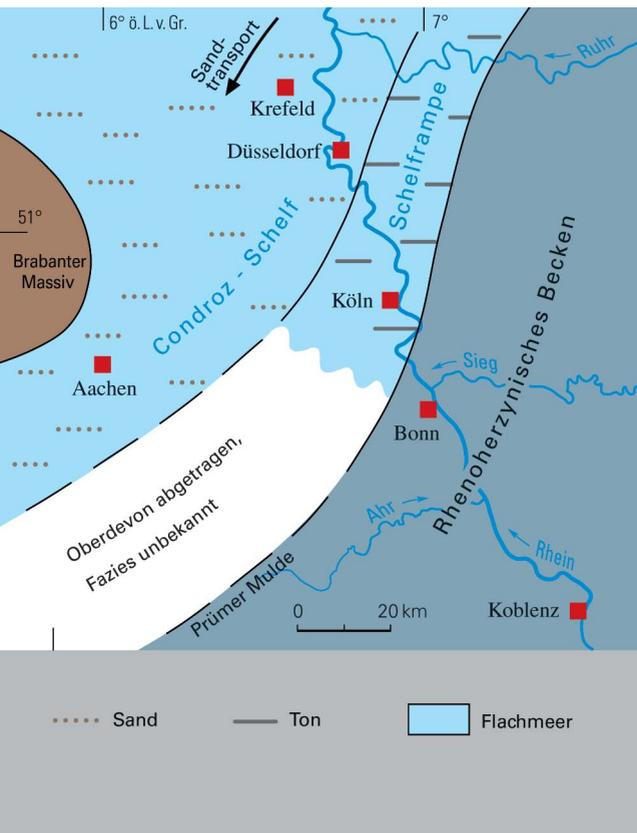
Mit den Koppnbissen-Schichten bricht im südlichen Bergischen Land die sedimentäre Überlieferung aus der Devon-Zeit ab. Jüngere Schichten – möglicherweise auch solche des Unterkarbons in Kohlenkalk- oder Kulm-Fazies – sind nach der variszischen Gebirgsbildung schon frühzeitig wieder abgetragen worden.

### Oberdevon des nördlichen Bergischen Landes

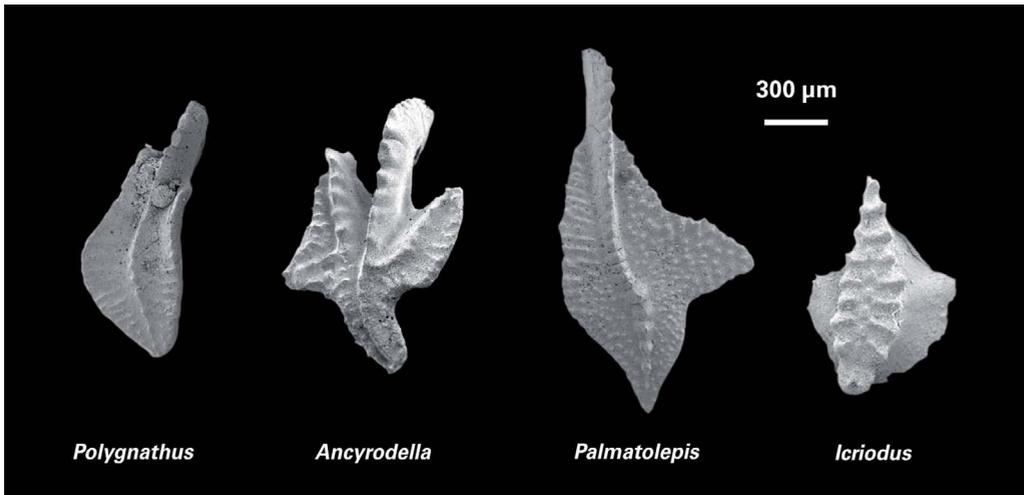
Die Oberdevon-Schichten des nördlichen Bergischen Landes gehören zum Oberdevon am Nordrand des gesamten Rheinischen Schiefergebirges. Zeitlich sind sie der tiefoberdevonische Frasnies-Stufe und der hochoberdevonische Famenne-Stufe zuzuordnen (Tab. 3). Ähnlich wie schon die Mitteldevon-Schichten lassen auch die des Oberdevons eine ausgeprägte laterale Faziesgliederung erkennen (Abb. 25).

Bei der Gliederung der Oberdevon-Schichten hat sich in den letzten Jahren eine straffere Unterscheidung von zeitlichen und von gesteinsbezogenen Gliederungsprinzipien durchgesetzt. Biostratigrafisch begründete Stufen stehen lithostratigrafisch definierten Schichten oder Formationen gegenüber (s. Tab. 3). Eine begriffliche Vermischung wird vermieden, wenn die bislang traditionell verwandten „Stufen“ Adorf, Nehden, Hemberg, Dasberg und Wocklum nur noch als Schichtenbezeichnungen in der Becken-Fazies des Oberdevons verwendet werden, also dort, wo sie ursprünglich definiert worden sind. Die zeitliche Gliederung bedient sich der international gültigen Stufen Frasnies und Famenne und, da Unterstufen noch nicht neu definiert sind, der sehr fein abgestuften Conodonten-Zonierung (s. im Folgenden).

Die Oberdevon-Schichten des nördlichen Bergischen Landes sind in zahlreiche lithostrati-



**Abb. 25:** Paläogeografie des Oberdevons im westlichen Rheinischen Schiefergebirge



**Abb. 26:** Oberdevonische Conodonten

grafische Einheiten gegliedert. Dabei können Schichten (Formationen) durch untergeordnete Gesteinseinheiten (Horizonte) aufgebaut sein. Das verbreitete Vorkommen von Conodonten in den Kalkgesteinen ermöglicht es im Allgemeinen, diese Gesteinskörper über ihre Einordnung in bestimmte Conodonten-Zonen problemlos miteinander in eine zeitliche und damit auch fazielle Beziehung zu setzen. Conodonten, winzige, aus Kalziumphosphat bestehende Häkchen oder Zähnnchen, stammen von den Kiefer- oder Kiemenapparaten wurmförmiger primitiver Fische (Abb. 26). Eine Ausnahme in der Conodontenhäufigkeit bildet der Massenkalk, der entweder frei von Conodonten ist oder dessen einzelne Conodontenfunde nur wenig biostratigrafische Aussagekraft besitzen.

### **Frasnes-Stufe**

Das frühe Oberdevon (Frasnes-Stufe) beginnt mit der Ablagerung des Massenkalks und der damit vergesellschafteten Flinz-Fazies. Die Grundzüge der Massenkalkentwicklung wurden bereits im Kapitel „Mitteldevon des nördlichen Bergischen Landes“ skizziert. Daran anknüpfend wird hier die Weiterentwicklung der

Massenkalkriffe am Nordrand des Remscheid-Sattels und am Velberter Sattel während des frühen Oberdevons beschrieben. Sie verläuft regional durchaus nicht einheitlich; erschwerend kommt hinzu, dass die Lage der Givet/Frasnes-Grenze nur annähernd in den aufgeschlossenen Gesteinsprofilen zu bestimmen ist.

Im Raum Wuppertal-Dornap ist die Oberkante des dortigen, in Dorp-Fazies ausgebildeten oberen Massenkalkzuges etwas jünger als weiter östlich im Märkischen Sauerland, etwa bei Hagen-Hohenlimburg. Das heißt, dass im Wuppertaler Gebiet das Riffwachstum länger anhielt, da die tonige Sedimentation später einsetzte. Die Kalksteine zeigen im Gegensatz zu den schwarzen Schwelm-Kalksteinen verschiedene Schattierungen von Grau. In seinem Anfangsstadium setzte sich das Riff des Dornaper Kalkzuges aus großen, kugeligen sowie auch aus lagigen und dendroiden Stromatoporen, tabulaten Korallen (*Thamnopora*), rugosen Korallen (*Disphyllum*) und Krinoiden zusammen. Es bildete ein zum Teil miteinander verwachsenes biogenes Kalkgerüst – den „Zentralen Riffkörper“. Das Riff muss sich samt seiner Randzonen seewärts, vom heutigen Dornap weg, nach Süden entwickelt haben.

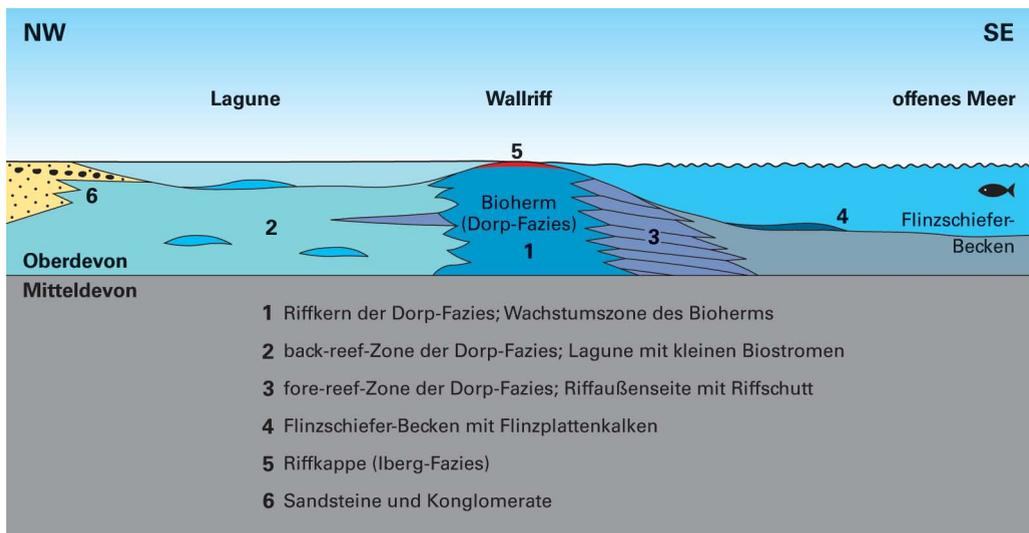
Das ist daraus zu schließen, dass im Dornaper Profil der zentrale Riffkörper von bankigen Kalksteinen einer lagunären back-reef-Fazies überdeckt wird. Diese Kalksteine führen neben Riffschutt in der feinkörnigen Grundmasse auch Peloiden und die für lagunäre Verhältnisse typischen Kalzitporen („birds eyes“). Den Abschluss der Riffentwicklung im Dornaper Kalkzug bilden die geringmächtigen hellgrauen Kalksteine der Iberg-Fazies. Danach bricht das Riffwachstum ab und Flinzschiefer überlagern in einer Mächtigkeit von rund 35 m den Massenkalk.

Die Flinzschiefer enthalten bereichsweise den etwa 20 m mächtigen Horizont des Flinzplattenkalks. Sein Biodetritus aus Krinoiden und Brachiopoden dokumentiert, dass in der weiteren Umgebung noch bis in den mittleren Teil der Frasnes-Stufe hinein letzte Reste von Riffen weiterwuchsen. Flinzschiefer mit eingelagerten Flinzkalkbänken überlagern auch den mitteldevonischen Massenkalk des Neandertal-Sattels, eines Teilsattels des Velberter Großsattels südlich von Mettmann. Im Raum Wuppertal geht die frühoberdevonische Schichtenfolge mit den Flinzschiefern oberhalb des Flinzplattenkalks zu Ende. Sie gehen

unmerklich in die Bänderschiefer über, bei denen es sich ebenfalls um dunkle, aber regelmäßig gebänderte Tonsteine handelt. In diesem Bereich ist auch die Frasnes/Famenne-Stufengrenze zu vermuten.

Am Velberter Sattel bei Wülfrath begann die Riffbildung des Massenkalks deutlich später als bei Wuppertal, nämlich erst im Bereich der Givet/Frasnes-Grenze. Zunächst entwickelte sich ein ungegliederter Riffkörper, der dann in ein in Vorder- und Rückseite gegliedertes Riff der Dorp-Fazies überging (s. Abb. 27). Anhand der Karbonat-Fazies des Massenkalks konnten die ehemaligen Lebens- und Ablagerungsräume des Riffs rekonstruiert werden. Es zeigte sich, dass der Wachstumsbereich des massigen Riffkerns im Nordwesten eine Lagune mit detritusarmen Kalksteinbildungen begrenzte. An der der Brandung ausgesetzten Südseite des Riffkerns sammelte sich gut gebankter Riffschutt, der das Ausgangsmaterial für die Flinzkalke im angrenzenden Flinzbecken war. In der Endphase des Riffwachstums bildete sich in Wülfrath eine Riffkappe aus Krinoidenschutt-Kalkstein. Dieses Gestein wird als Massenkalk in Iberg-Fazies bezeichnet. Es geht ohne scharfe Grenze in lagige, feinkörnige

Abb. 27: Riff-Modell am Velberter Sattel zur Zeit des unteren Oberdevons (nach STÄDTER 1989, ergänzt)



ge Kalksteine über, die die jüngsten rugosen Korallen enthalten. Nachdem das Riff im Verlauf der höheren Frasnes-Stufe auch dort abgestorben war, wurde es durch tonige Sedimente abgedeckt.

Die weiteren Vorkommen von Massenkalk am Velberter Sattel nördlich von Wülfrath und südlich von Heiligenhaus sind bislang hinsichtlich ihrer Karbonat-Fazies nicht so detailliert untersucht worden. Der Übergang des Massenkalks zu seinen Hangendschichten ist dort recht unterschiedlich aufgebaut und nur stellenweise genauer bekannt. Beispielsweise folgen östlich von Ratingen über riffdetritischen Kalksteinen mit konglomeratischen Anteilen der Dolomit-Horizont und eine mittels Conodonten nachgewiesene Schichtlücke.

Eine Besonderheit dieses Raumes ist das Vorkommen von konglomeratischen Sandsteinen als geringmächtige Einschaltungen in unterschiedlichen Teilen des Massenkalks. Diese für den Massenkalk völlig ungewöhnlichen Einlagerungen zeigen, dass im frühen Oberdevon der Küstensaum des mit Riffen durchsetzten „Korallenmeeres“ nicht allzu weit im Norden oder Westen gelegen haben kann. Wie schon zur Zeit des Schwarzbachtal-Konglomerates (s. Kap. „Mitteldevon des nördlichen Bergischen Landes“) im Mitteldevon, hat sich nördlich oder westlich des heutigen Velberter Sattels ein Abtragungsgebiet aus vordevonischen Gesteinen, das Krefelder Hoch, befunden. Es ist zu vermuten, dass unter dem heißen ariden Klima der Devon-Zeit bei episodischen Regenfällen Schichtfluten grobklastischen Abtragungsschutt weit in die Lagune des vorgelagerten „Korallenmeeres“ gespült haben (s. Abb. 27).

### **Famenne-Stufe**

Während der Famenne-Stufe ist der West-Ost-Faziesgegensatz am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges noch ausgeprägter als zuvor in der Frasnes-Stufe. Mit einem ersten Übergangsbereich, der etwa im Westende des

Velberter Sattels verläuft, geht die linksrheinische Schelf-Fazies des sandigen Condroz-Famennes zunächst in die tonigen Velbert-Schichten über. Die wiederum werden im Untergrund der Herzkammer Mulde von den dreigeteilten „bunten“ Famenne-Schichten der tonigen Becken-Fazies bei Wuppertal abgelöst (s. Abb. 25).

Von Wuppertal bis in das Märkische Sauerland werden die zwischen 300 und 400 m mächtigen Schichten der Famenne-Stufe von grauen, grünlich grauen und roten, schwach kalkhaltigen Tonsteinen aufgebaut. Kalksteine kommen in Form von mehr oder weniger dicht eingelagerten Knollen vor oder bilden „Kalkknollenschiefer“. Die Knollen sind in einem frühen Stadium der Gesteinsbildung durch Konzentration eines diffusen Kalkgehaltes entstanden. Als dritte Komponente sind Sandsteine eingeschaltet. Die Dreiteilung der „Famenne“-Schichten erfolgt nach dem jeweiligen Vorkommen bestimmter Gesteinskomponenten.

Die Schichten der Famenne-Stufe sind vor allem reich an Ostrakoden. Daher werden sie nach einer bestimmten Gattung von Ostrakoden auch Cypridinenschiefer genannt. In den Kalksteinen sind Conodonten sehr häufig. Als weitere Bewohner des offenen Meeres haben Cephalopoden ihre aufgerollten Gehäuse hinterlassen. Schalen von pseudoplanktonisch lebenden Muscheln kommen ebenfalls vor. Trilobiten sind die einzigen Vertreter der bodenbewohnenden Meeresfauna im Oberdevon-Becken.

Die bei Wuppertal im Übergangsbereich von den Flinzschiefern zu gebänderten Tonsteinen der tieferen Nehden-Schichten liegenden geringmächtigen, tiefschwarzen Ton- und Kalksteine des Matagne-Horizonts gehören wie der darüber folgende Nierenkalk-Horizont bereits der Famenne-Stufe an.

Die Nehden-Schichten sind durch das Einsetzen sandiger Sedimentschüttungen im Verlauf der *crepida*-Conodontenzone gekennzeichnet. Sie sind zunächst nur als dünne Schluffbänder und Feinsandstreifen in noch

überwiegend dunkelgrauen Tonsteinen ausgebildet. Durch ansteigenden Sandgehalt der Schichtenfolge gehen sie in den bankigen Nehden-Plattensandstein über. An seinen Sedimentstrukturen wie Sohlmarken und an einer schwachen Gradierung der Korngröße ist er als turbiditisch abgelagertes Sediment zu erkennen. Sein Sandmaterial ist vom nordwestlich gelegenen Condroz-Schelf (s. Abb. 25) als Wasser-Sediment-Suspension in das Becken geströmt und dort in Form dünner Sandbänke abgelagert worden.

Die Hemberg-Schichten beginnen innerhalb der *marginifera*-Conodontenzonen mit intensiv roten oder rot-grün gefleckten, tonigen Kalkknollengesteinen. Wie in allen pelitischen Rotsedimenten stammt auch die Färbung der Hemberg-Schichten von dem fein verteilten Eisenoxid Hämatit. Die stratigrafische Reichweite der Hemberg-Schichten nimmt entlang des Nordrandes des Remscheider Sattels von Osten nach Westen ab. Am Velberter Sattel keilen sie schließlich gänzlich aus und werden dort durch Teile der Velbert-Schichten vertreten.

Der Übergangsbereich von den Hemberg-Schichten zu den überlagernden Dasberg- und Wocklum-Schichten liegt im unteren Teil der *postera*-Conodontenzonen. Dort treten auch die ein oder zwei Schwarzschieferlagen des *anullata*-Horizonts auf. Wie die Kellwasser-Horizonte der Frasnes-Stufe dokumentieren sie kurzzeitige Änderungen der Wasserzirkulation im Oberdevon-Meer. In den Dasberg- und Wocklum-Schichten dominieren wieder graue und grünlich graue Tonsteine mit Kalkknollen über Einschaltungen von Rotsedimenten oder Sandsteinen.

Die Lithofazies der famennischen Tonstein-Knollenkalk-Formationen reicht mit den Hangenberg-Schichten bis in das tiefste Unterkarbon. Erst darüber beginnen die für die unterkarbonische Kulm-Fazies so typischen Schwarzschiefer und Kieselgesteine.

Am Velberter Sattel folgen bei Wülfrath über einem nur stellenweise anzutreffenden Hori-

zont dunkler Tonsteine die geringmächtigen grauen und roten Kalkknollenschiefer des Knollenkalk-Horizontes. Sie reichen bis in die Frühe *marginifera*-Conodontenzonen und stellen – wie die dunklen Tonsteine darunter – ein Äquivalent der Nehden-Schichten dar (s. Tab. 3). Darüber setzen die zwischen 500 und 1 000 m mächtigen Velbert-Schichten ein, eine monotone Abfolge von schwach kalkhaltigen, grauen Ton- und Schluffsteinen. Ganz im Westen des Velberter Sattels, bei Ratingen, führen die Velbert-Schichten häufiger Sandsteinbänke. Die Hauptmasse der Velbert-Schichten ist sehr fossilarm und hat bislang nur wenige Brachiopoden- und Schneckenreste geliefert. Im westlichen Verbreitungsgebiet führen geringmächtige kalkige Horizonte Reste von Krinoiden, Bryozoen, Brachiopoden, Ostrakoden, Foraminiferen und Kalkalgen. In ihnen wurden auch einige Conodonten für biostratigrafische Datierungen gefunden.

Im obersten Teil der Velbert-Schichten bei Ratingen und Heiligenhaus häufen sich karbonatische Einschaltungen, die dann auch größere Faunenreste wie Brachiopoden, Korallen, Trilobiten und einzelne Stromatoporen enthalten. Im oberen Teil dieser geringmächtigen, lokal Etroeungt- oder Strunium-Schichten genannten Abfolge liegt die Devon/Karbon-Grenze. Sie wird, da Conodonten in dieser Fazies überaus selten sind, mittels Foraminiferen oder Sporen definiert.

Westlich des Bergischen Landes sind südlich von Krefeld, im Untergrund der Niederrheinischen Bucht, durch die Bohrung Willich 1001 mächtige Sandsteinfolgen des höheren Oberdevons erbohrt worden. Sie dokumentieren dort den östlichen Randbereich des famennischen Condroz-Schelfs, der sein Zentrum am Nordrand der belgischen Ardennen hat. Die sandigen Schelf-Ablagerungen gehen nach Osten in die Velbert-Schichten über, was bei Ratingen durch den höheren Sandsteingehalt der Schichtenfolge gerade noch zu erkennen ist.

## Karbon

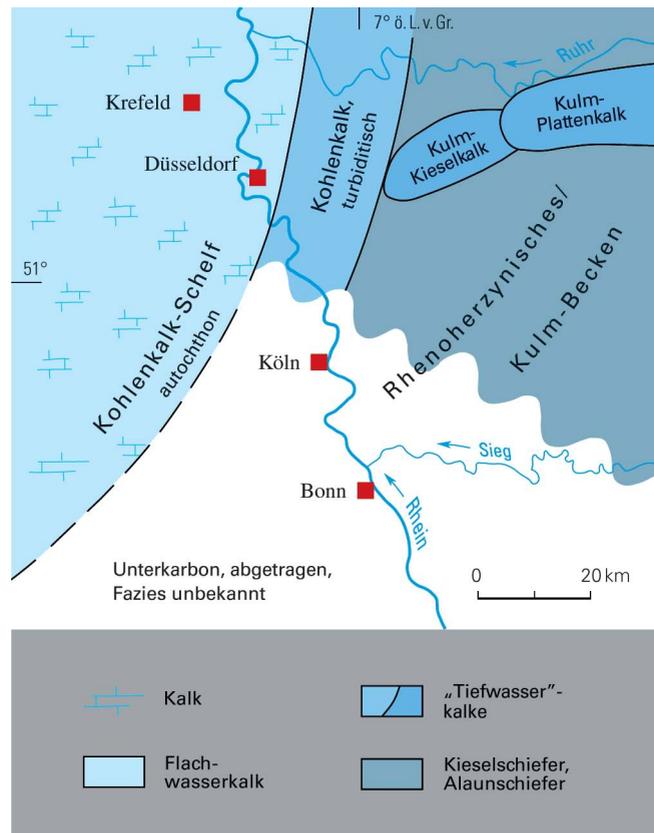
Das Erdzeitalter des Karbons umspannt einen Zeitraum von 62 Mio. Jahren. Es umfasst zwei von ihrem Ablagerungsgeschehen her sehr unterschiedliche Abschnitte, das Unter- und das Oberkarbon. Auf das Oberkarbon bezieht sich der Name des Zeitalters, der als Steinkohlenzeit übersetzt werden kann. Die traditionelle Grenzziehung zwischen dem Unter- und dem Oberkarbon in Mitteleuropa ist dort erfolgt, wo zwischen dem Kohlenkalk und dem darüber folgenden „Steinkohlengebirge“ eine sehr deutliche Änderung der Ablagerungsverhältnisse, das heißt ein Faziesumschwung, stattfand. Die im Übergangsbereich wie überhaupt in den tonigen Ablagerungen vorkommenden Goniatiten können aufgrund ihrer Evolution Leitfossilien, also Zeitmarken für die Gliederung und Abgrenzung von Unter- und Oberkarbon liefern (s. Tab. 3). Eine neue, international gültige Abgrenzung von Unterkarbon (Mississippium) und Oberkarbon (Pennsylvanium) liegt stratigrafisch um einiges höher, schon innerhalb des sogenannten Flözleeren.

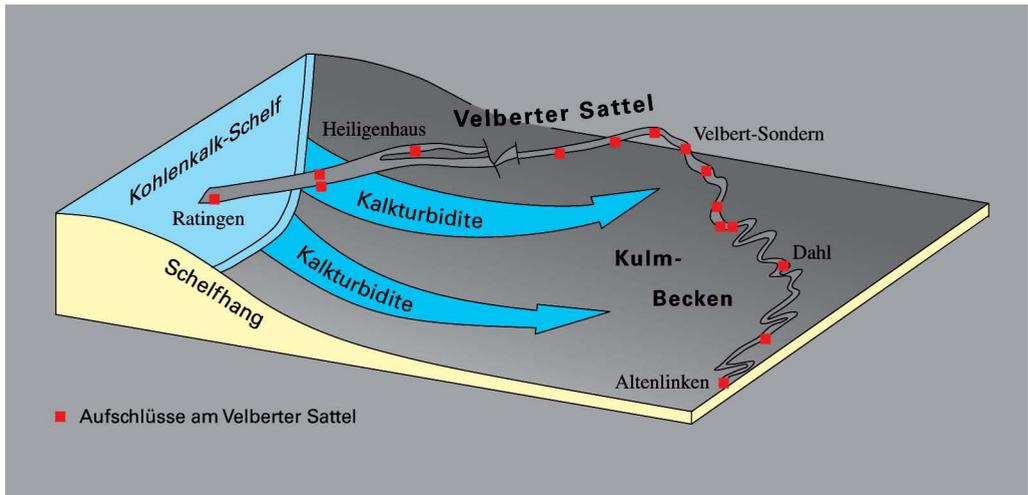
Die heute Mitteleuropa aufbauenden Kontinentalplatten hatten während des Devons durch ihr anhaltende Nordwanderung eine sehr äquatornahe Position erreicht (s. S. 20, Abb. 5). Die plattentektonische Entwicklung steuerte dann während des Karbons auf einen Höhepunkt, die variszische Faltung, zu. In ihrem Verlauf wurde der Rheinische Trog der Devon-Zeit – in einem größeren Rahmen auch Rhenoheryznisches Becken genannt – durch die Norddrift der Gondwana-Platte und der ihr vorgelagerten kleineren Platten geschlossen. Durch den Zusammenschub der überwiegend devonischen Trogsedimente entstand im heutigen Mitteleuropa unter Einbeziehung älterer kristalliner Kerne das Variszische Gebirge. Ablagerungen des Karbons treten im Bergischen Land nur an seinem Nordrand auf.

**Abb. 28:** Paläogeografie des Unterkarbons im westlichen Rheinischen Schiefergebirge

## Unterkarbon

Im Unterkarbon machte sich im Rhenoheryznischen Becken eine regionale Zweiteilung der marinen Ablagerungsräume bemerkbar. Ihr Übergangsbereich lag ungefähr im Verlauf des heutigen Rheintals. Die Zweiteilung entspricht in etwa der devonischen Faziesgliederung in Schelf und Becken, mit dem Unterschied, dass die Grenzlinie im Unterkarbon um einiges nach Nordwesten verschoben war. Dementsprechend standen sich während des Unterkarbons der Kohlenkalk-Schelf im Westen (Aachen, Belgien) und das Kulm-Becken östlich davon im rechtsrheinischen Schiefergebirge gegenüber (Abb. 28 u. 29). Deren verschiedene Gesteinskörper zeitlich zueinander in Beziehung zu setzen, ist nicht einfach, da in den beiden Faziesbereichen unterschiedliche





**Abb. 29:** Kalksedimentation am Velberter Sattel zur Zeit des Unterkarbons (höchste Tournai- und Visé-Stufe); (verändert nach FRANKE et al. 1975)

Fossilgruppen zur Altersbestimmung herangezogen und miteinander korreliert werden müssen.

Der westliche Teil des Velberter Sattels ist im rechtsrheinischen Schiefergebirge die einzige Lokalität, wo der Kohlenkalk in einer sehr schelfnahen Fazies vorkommt. Am Blauen See bei Ratingen (s. S.151, Abb. 81) folgen über der nicht aufgeschlossenen Devon/Karbon-Grenze Schichten der unterkarbonischen Tournai-Stufe mit geringmächtigen Tonsteinen und einem Kalksteinhorizont, der durch das Vorkommen von Ostrakoden auffällt, die ihm auch den Namen Ostrakodenkalk gegeben haben. Die darüber folgenden 2 m dunkelgrauer Tonsteine der „Tournai-Zwischenschiefer“ stellen eine besondere Zeitmarke im Unterkarbon dar. Diese geringmächtigen Tonsteine lassen sich mithilfe der in den unmittelbar angrenzenden Kalksteinschichten vorkommenden Conodonten mit Teilen der Liegenden Alaunschiefer der rechtsrheinischen Kulm-Fazies biostratigrafisch verknüpfen. Die Liegenden Alaunschiefer dokumentieren ein globales Ereignis (engl. „event“) im rhenoheryzynischen Meer. Es fand seinen Niederschlag in einer Veränderung der ökologischen und sedi-

mentbildenden Faktoren, die im Kulm-Becken zur plötzlichen Ausbreitung einer sauerstofffreien Fazies im bodennahen Meerwasser führte. Gleichzeitig stieg auf dem Kohlenkalk-Schelf der Meeresspiegel an und die Flachwasser-Karbonatproduktion wurde unterbrochen. Die für lang währende Unterbrechungen der Sedimentation typischen Phosphorit-Konkretionen der Liegenden Alaunschiefer finden sich in den Kalksteinlagen des Richrath-Kalks unmittelbar über dem Tournai-Zwischenschiefer. Mit dem Richrath-Kalk beginnt die Hauptmasse des Kohlenkalks.

Der Kohlenkalk von Ratingen hat eine Mächtigkeit von etwa 300 m, wovon allerdings nur etwas mehr als die Hälfte aufgeschlossen ist. Über dem Richrath-Kalk folgen zuunterst Dolomitsteine, darüber Kalksteine, die zusammen eine Mächtigkeit von etwa 100 m besitzen. Die Kalksteinbänke bestehen aus Fossilschutt von Brachiopoden und solitären rugosen Korallen in einer Größe von maximal 5 cm. Sie sind in einer Grundmasse von feinklastischem Detritus aus Krinoiden und Bruchstücken anderer Fossilien eingebettet. Daneben kommen auch Kalksteine vor, die neben Krinoiden, Mikrofossilien und Fossil-

bruchstücken aus einer Vielzahl von Oolithen und Pellets in einer Größe von weniger als 1 mm aufgebaut sind. Über diesen noch erkennbar bioklastischen Kalksteinen folgen graue Dolomitsteine, deren Obergrenze nicht aufgeschlossen ist.

Die kalkige und daher mittels Foraminiferen datierbare Karbonatgesteinsfolge des Kohlenkalks umfasst bei Ratingen den Zeitraum der Visé-Stufe 1 und geringer Anteile der Visé-Stufe 2, also nur einen Teil des Unterkarbons. Der Übergang zu den tonigen Hangendschichten des Kohlenkalks wird am Blauen See bei Ratingen nicht erreicht. Möglicherweise wurde er aber im Schachtprofil der ehemaligen Erzzeche Neu-Diepenbrock III in Mülheim-Selbeck angeschnitten.

Der Horizont des Kohlenkalks tritt, von Ratingen ausgehend, im Velberter Sattel zutage, wobei sich in südöstlicher Richtung Mächtigkeit und Zusammensetzung ändern. Zwischen Heiligenhaus und Velbert ist die Schichtenfolge des Kohlenkalks vollständig und in einer nach Nordosten von 100 auf 60 m abnehmenden Mächtigkeit erhalten. In seinem zum Tournai gehörenden Teil fällt ein weitverbreiteter Oolithhorizont (Abb. 30) auf. Der Teil, der zum Visé gehört, wird von gut gebankten Kalkstei-

nen aufgebaut, die sich durch eine Korngrößengradierung – unten grob, nach oben feiner werdend – ihrer bioklastischen Komponenten auszeichnen. Solche Gesteine sind typisch für Turbidite, also Sediment-Wasser-Gemische, die sich unter dem Einfluss der Schwerkraft auf einem schwach geneigten Meeresboden bewegen. Der Biodetritus stammt vom Kohlenkalk-Schelf und floss in der geschilderten Weise über den Schelf-Hang in das tiefer gelegene Becken. Die Reichweite der Kalkturbiditschüttungen war auf wenige Kilometer begrenzt, sodass sie nach Osten hin in zunehmendem Maße auskeilen. Die Folge ist, dass die Mächtigkeit des Kohlenkalks bei Aprath und Wuppertal bis auf wenige Meter abnimmt. Gleichzeitig nimmt der stratigrafische Umfang der nicht karbonatischen Hangendschichten zu.

Es lassen sich also am Velberter Sattel zwei verschiedene Ausbildungen des Kohlenkalks unterscheiden: eine autochthone, im Flachwasser auf dem Schelf gebildete, und eine durch Turbidite ins Kulm-Becken umgelagerte, allochthone Schichtenfolge. Die Änderungen von Gesteinsfazies und Mächtigkeit dokumentieren den Übergang vom Rand des Kohlenkalk-Schelfs bei Ratingen zum Kulm-Becken (Abb. 29), das sich von der heutigen Herzkammer Mulde weit nach Osten erstreckte.



**Abb. 30:** Tournai-Oolith aus dem Kohlenkalk; ehemaliger Steinbruch Wasserfall bei Velbert

Die Hangendschichten des Kohlenkalks zwischen Heiligenhaus und Velbert werden von den dunklen Tonsteinen der Hangenden Alaunschiefer mit Fossilien des offenen Meeres – in diesem Falle Goniatiten – gebildet. Im unteren Teil dieser Schichtenfolge liegt die traditionelle Unter-/Oberkarbon-Grenze, sodass der weitaus größere Teil der Hangenden Alaunschiefer zum Oberkarbon gehört.

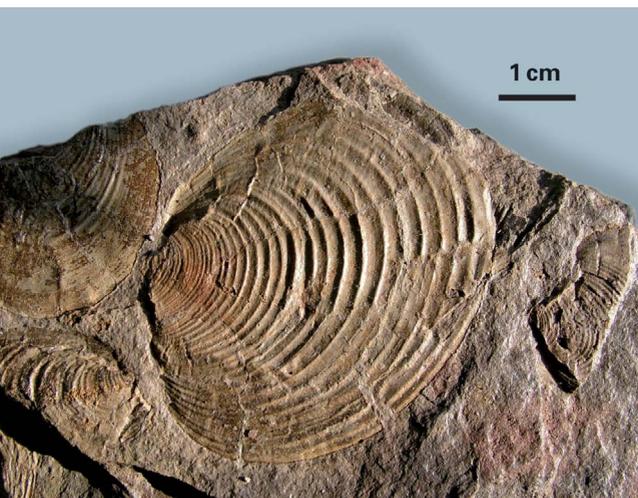
Mit abnehmendem stratigrafischem Umfang des allochthonen Kohlenkalks wird dieser zunehmend von Schichten der Kulm-Fazies ersetzt. So beginnt bei Aprath und Wuppertal-Riescheid die Unterkarbon-Abfolge über den Devon/Karbon-Grenzschiefern (Hangenberg-Schichten) mit den Liegenden Alaunschiefern und den schwarzen Kulm-Kieselschiefern, in die ein geringmächtiger allochthoner Kohlenkalkhorizont eingeschaltet ist.

Am Nordrand des Remscheider Sattels ist die Schichtenfolge des Unterkarbons oberhalb des Devon/Karbon-Übergangs (Hangenberg-Schichten) sehr einheitlich aufgebaut. Die Grundsedimentation des Kulm-Beckens wird zunächst von den geringmächtigen Liegenden Alaunschiefern, dann von Kieselsteinen unterschiedlicher Färbung gebildet (s. Tab. 3). In die autochthone Grundsedimen-

tation sind wiederholt Sedimentschüttungen weiter entfernter Liefergebiete eingeschaltet.

Die Kulm-Ablagerungen enthalten darüber hinaus eine Vielzahl von dünnen vulkanischen Tufflagen. Oft sind es gelblich weiße, weichplastische Tonlagen, die aus der frühdiagenetischen Umwandlung von primären Glasaschen (Bims) entstanden sind. Es gibt aber auch feste Kristalltuffe aus Quarz, Feldspat und Biotit. Sie enthalten das Schwermineral Zirkon, an dem radiometrische Altersbestimmungen durchgeführt werden können. Eine dünne Tufflage in den oberen Hangenberg-Schichten des Hasselbachtals nördlich von Hagen-Hohenlimburg hat ein radiometrisches Uran-Blei-Alter geliefert, aus dem für die Devon/Karbon-Grenze ein Alter von 354 Mio. Jahren errechnet worden ist.

Die Gesteinsausbildung der schwarzen Kulm-Kieselschiefer, auch Kulm-Lydit genannt, ist feinkörnig-dicht, sehr hart und spröde, gut geschichtet sowie kleinststückig und scharfkantig brechend. Sie bestehen mineralogisch zu etwa 70 – 80 % aus feinstkristallinem Quarz. Der Rest wird von Feldspatkörnern, Tonmineralen und wechselnden Anteilen mikroskopisch kleiner Kügelchen aufgebaut. Manche sind als Radiolarien zu identifizieren, was einen Hinweis auf die Entstehung der Lydit aus Kieselalgenschlamm liefert. Wesentliche Voraussetzung für ihre Bildung ist aber, dass das Sedimentationsbecken fernab von jedem Liefergebiet andersgearteter Sedimente gelegen hat. Sedimentationsbecken wie das der kulmischen Kiesel- und Alaunschiefer werden daher als Hungerbecken bezeichnet. Die Ablagerung ist extrem langsam erfolgt: Ihre durchschnittliche Mächtigkeit von 50 m repräsentiert den Zeitraum von etwa 20 Mio. Jahren, was einer Sedimentationsrate von ca. 2,5 cm pro 1 000 Jahre bedeutet.



**Abb. 31:** Die Muschel *Posidonia becheri*, das Charakterfossil des rhenoherynischen Kulms

Oberhalb der schwarzen Kieseliefer folgen die etwas helleren Kieselgesteine des Kulm-Kieselkalks. Seine Mächtigkeit nimmt von etwa 10 m bei Aprath bis auf 60 m östlich von Hagen zu. Es handelt sich um eine Wechselfolge aus dünnbankigen, verkieselten und sehr feinkörnigen Kalksteinen, sogenannten Kieselkalken, mit ebenso verkieselten Tonsteinen. Der Wechsellagerungscharakter wird oft erst im Laufe der Verwitterung erkennbar, da die frühdigenetische Verkieselung den ursprünglichen Gesteinscharakter maskiert hat. Die Kieselkalke gehen nach Osten in grob biotritische Kalksteine über. Eine Vielzahl von Fossilbruchstücken des Flachwassers deutet einen ursprünglichen Bildungsbereich auf Schwellen im Kulm-See südlich des Verbreitungsgebietes und einen anschließenden turbiditischen Transport an. Der extrem feinkörnige karbonatische Detritus der Kieselkalke bei Wuppertal stellt sehr distale Ausläufer dieser Turbidite dar. Stratigrafisch reicht der Kieselkalk bis in das tiefe Unterkarbon III, die Goniatites-Stufe der Kulm-Gliederung nach Goniatiten (s. Tab. 3).

Darüber folgen bei Wuppertal geringmächtige, zum Teil noch kieselige Alaunschiefer, die den kieseligen Übergangsschichten des nördlichen und östlichen Sauerlandes entsprechen. Sie vermitteln, wie der Name sagt, zwischen der kieseligen und der tonigen Fazies des Kulms. Sie enthalten einen weitverbreiteten Leithorizont, die Lage mit dem Goniatiten *Entogonites grimmeri*. Ein weiterer Leithorizont, der der *renistria*-Kalke, ist nicht ausgebildet. Etwas höher folgen dunkelgraue Tonsteine mit einem Massenvorkommen der Muschel *Posidonia becheri* (Abb. 31). Diese sogenannten Posidonienschiefer sind, wie auch ihre unmittelbaren Liegendschichten, reich an Fossilien wie Goniatiten und Trilobiten. Die Grenze zwischen Tonsteinen und darüber folgenden Alaunschiefern (Hangende Alaunschiefer) liegt im höchsten Teil der Goniatites Stufe.

## Oberkarbon

Mit dem Beginn des Oberkarbons (Namur-Stufe) änderten sich die Ablagerungsverhältnisse im Bereich des heutigen Rheinischen Schiefergebirges grundsätzlich. Waren zuvor im Devon die sandig-tonigen Sedimente generell von Norden in das Rhenohertzynische Becken gelangt, so kamen sie im Verlauf des Oberkarbons vermehrt aus Süden. Dort hatte während des Unterkarbons die variszische Faltung den rheinischen Meeresraum immer kleiner werden lassen, sodass im Oberkarbon nur noch ein Restbereich – die subvariszische Saumsenke oder Vortiefe – bestand. Diese wurde dann im Verlauf des Oberkarbons mit Sedimenten gefüllt.

Die Umgestaltung des Karbon-Beckens begann damit, dass die biogene Karbonatproduktion des Kohlenkalk-Schelfs durch die Ablagerung schwarzer Tone vollends zum Erliegen gebracht wurde. Diese Tone deckten die Karbonate flächenhaft und in großer Mächtigkeit zu. Auf diese Weise entstanden am Nordrand des rechtsrheinischen Schiefergebirges die bis zu 200 m mächtigen Hangenden Alaunschiefer. Sie sind primär sehr reich an dem Eisensulfid Pyrit, das sich im Lauf der Gesteinsverwitterung zu Alaun, einem Kalium-Aluminiumsulfat, umsetzt. Die Schichtenfolge entwickelt sich schnell von reinen, teilweise kieseligen Alaunschiefern zu dunklen, feinsandgestreiften Tonsteinen und führt als fast einzige marine Fossilien die Reste von schneckenähnlichen Goniatiten. Die Hangenden Alaunschiefer bilden die unterste Schichten-einheit des flözfreien Oberkarbons, des sogenannten Flözleeren.

Im Verlauf des tiefen Oberkarbons (Namur A und B, s. Tab. 3) setzten am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges klastische Sedimentschüttungen aus Süden ein. So entstanden zunächst die Sandsteine der Arnberg-Schichten, die von ihrem Schüttungszentrum im östlichen Rheinischen Schiefergebirge bis etwa Hagen verbreitet sind und daher im Bergischen Land nicht auftreten. In Richtung auf

das Bergische Land zu werden die Sandsteine in den Arnberg-Schichten immer weniger und stattdessen treten in einer überwiegend tonigen Schichtenfolge einzelne helle Quarzit-Bänke, die auch schwach konglomeratisch sein können, auf. Diese früher als Quarzit- und Konglomeratzone oder auch als Quarzit-Folge bezeichneten Schichten werden heute Erlenderode-Schichten genannt. Noch weiter nach Westen werden auch diese zunehmend von den Hangenden Alaunschiefern ersetzt.

Über den Erlenderode-Schichten folgen wegen des Ausfalls der Arnberg-Schichten unmittelbar die Hagen-Schichten. Wie die Gesteine der Arnberg-Schichten bilden sie eine Wechselfolge aus fein- bis grobkörnigen, selten konglomeratischen Sandsteinbänken und dunklen, oft sandstreifigen Tonsteinen. Abweichend von den Arnberg-Schichten zeigen die Sandsteine einen deutlichen Gehalt an hellen Glimmerschuppen. Die Sandsteine des flözleeren Oberkarbons sind mit denjenigen der Devon-Zeit kaum zu vergleichen. Ihr Quarzgehalt liegt im Durchschnitt nur zwischen 50 und 60 Vol.-%. Der Rest wird in mengenmäßig abnehmender Reihenfolge von Tonmineralen der Gesteinsgrundmasse, Gesteinsbruchstücken von der Größe der Quarzkörner und von Feldspäten gebildet. Der früher verwendete Begriff „Grauwacke“ entsprach der landläufigen Bezeichnung für einen tonhaltigen Sandstein, ist aber wegen des unter 5 % liegenden Feldspatgehaltes gemäß der heutigen petrografischen Definition nicht gerechtfertigt.

So wie die petrografische Zusammensetzung der flözleeren Sandsteine außergewöhnlich ist, sind es auch die Sedimentstrukturen. Das weite Korngrößenspektrum der Sandsteine spiegelt sich innerhalb einer Einzelbank in der Abnahme der Korngröße von unten nach oben wider. Plastisch hervortretende Sohlmarken an den Unterseiten von Bänken zeichnen nicht nur Belastungsstrukturen, sondern auch langgestreckte Erosionsformen, hervorgerufen durch sedimentbeladene Wasserströmungen, nach. Die Ausrichtung der Sohlmarken weist

auf einen Transport generell aus südlicher Richtung hin. Alle diese Merkmale kennzeichnen die flözleeren Sandsteine als Ablagerungen von Turbiditen. Sie entstanden aus Sedimentmassen, die von einem Festlandsrand abgerutscht waren und als Sediment-Suspensionsströme in einen tiefen Meeresbereich im Norden gelangten. Dort setzten sie sich als flach linsenförmige Schüttungskörper ab.

Bei der Zusammensetzung ihres Kornbestandes sind vor allem die Gesteinsbruchstücke interessant, deuten sie doch auf ein Abtragungsgebiet hin, das sowohl aus sedimentären wie auch aus Gesteinen, die schon zur Oberkarbon-Zeit metamorph waren, aufgebaut war. Als Liefergebiet des klastischen Detritus wird die Mitteldeutsche Kristallin-Schwelle am Nordrand des Saxothuringikums angesehen. Dieser Bereich des Variszikums südlich des Rhenoherynischen Beckens wurde schon im tiefen Oberkarbon von der variszischen Faltung erfasst und über den Meeresspiegel gehoben. Er lieferte Abtragungsmaterial in die nördlich vorgelagerte Saumsenke.

Die jüngsten Schichten des flözleeren Oberkarbons sind die Ziegelschiefer-Schichten (oder Vorhalle-Schichten), die dem höchsten Teil des Namurs B angehören (s. Tab. 3). Die Schichtenfolge ist reich an Tonsteinen, weshalb sie früher in zahlreichen Gruben zur Ziegelherstellung abgebaut worden ist. In der relativ kurzen Bildungszeit der Ziegelschiefer-Schichten kommt die Ablagerung flözleerer Sandsteine zum Abschluss und das Meeresbecken der Saumsenke wird immer mehr durch dunkle Tone aufgefüllt. Schließlich war am Nordrand des heutigen rechtsrheinischen Schiefergebirges eine ausgedehnte Küstenebene entstanden.

Die Tier- und Pflanzenwelt der Ziegelschiefer-Schichten ist außerordentlich reich und vielseitig. Die Funde in den Tongruben der Ziegelei-Industrie, besonders derjenigen von Hagen-Vorhalle, spiegeln sehr anschaulich den Wechsel von der marinen zur deltaisch-terrestrischen Fazies des Oberkarbons wider. In der

gleichen Schichtenfolge sind marine Faunenbestandteile wie Goniatiten, Muscheln, Brachiopoden, Krinoiden, Krebse und Fische mit Vertretern nicht mariner beziehungsweise terrestrischer Fauna vergesellschaftet. Zu Letzteren gehören die spektakulär gut erhaltenen Insekten und Spinnentieren, die seit etwa 1980 in Hagen-Vorhalle gefunden worden sind.

Das Klima war zu dieser Zeit immer noch tropisch, da das heutige Rheinische Schiefergebirge noch nahe dem Äquator lag. Dies begünstigte eine üppige, vielgestaltige Pflanzenwelt. Vertreter der echten Farne und der farmlaubigen Samenpflanzen (Pteridospermen) kamen zusammen mit Schuppen- und Siegelbäumen sowie großen Bärlappgewächsen und Schachtelhalmen vor. So reichhaltig die Flora im Einzelnen auch war, zu einem Aufwuchs von ausgedehnten Waldmooren und damit zu einer Bildung von Kohlenflözen ist es in den Ziegelschiefer-Schichten noch nicht gekommen. Die Vergesellschaftung von so unterschiedlichen Faunen und Floren spricht dafür, dass der Bildungsraum der Schichten und der Lebensraum, den sie dokumentieren, nur ein Küstensaum gewesen sein kann.

Das Ende der Ziegelschiefer-Zeit ist durch das Wiedereinsetzen mächtiger Sandschüttungen markiert, die aber nicht überall gleichzeitig erfolgten. Im Raum Hagen ist der unterste Sandstein der „Grenzsandstein“. Er keilt nach Westen hin aus und wird durch stratigrafisch höher liegende Sandstein-Horizonte ersetzt. Mit dem Einsetzen der Sandschüttungen des flözführenden Oberkarbons ist das Ende der seit dem Devon ganz überwiegend marinen Sedimentation gekommen. Es beginnt nun der Zeitabschnitt, in dem die Steinkohlen des Ruhrkarbons entstanden sind. Am Nordrand des Bergischen Landes und des Märkischen Sauerlandes sind die Schichten des Namurs C (Sprockhövel-Schichten) und des Unteren Westfals A (Witten-Schichten) längs des Ruhrtales verbreitet. Sie sind dort südlich der Ruhr der Ausgangspunkt des Steinkohlen-Bergbaus im Ruhrgebiet gewesen.

Ab dem Namur C bildeten sich in der neu entstandenen Küstenebene immer häufiger und über längere Zeiträume hinweg ausgedehnte lagunäre Brackwasserbereiche und Seen. Dazwischen lagen Sumpfwälder, die wiederum von Flussläufen durchzogen wurden. Die dabei abgelagerten Sedimente zeigen im Idealfall einen sich regelmäßig wiederholenden Aufbau. Solche Abfolgen – Zyklotheme genannt – begannen mit fluviatilen Sandsteinen und entwickelten sich über sandige Tonsteine und Tonsteine mit Wurzelböden hin zu einer Moor- beziehungsweise Flözbildung. Diese wurde durch Tonsteine mit nicht marinen Muscheln, also von Seeablagerungen, überdeckt, bevor ein kurzer Meeresvorstoß einen karbonatischen Horizont mit Goniatiten hinterließ. Das Zyklothem schließt sich mit einer umgekehrten Abfolge der zuvor genannten Sedimentationsschritte. Die Steuerung der Sedimentation erfolgte zum einen durch die aktive Verlagerung von Flussrinnen und Mündungsbarren im Ablagerungsraum selbst, zum anderen durch Schwankungen des Meeresspiegels.

Die Pflanzenwelt des flözführenden Oberkarbons ist nicht grundsätzlich anders zusammengesetzt als die der Ziegelschiefer-Schichten. In baumreichen Küstenmooren (Abb. 32) dieser Zeit wuchsen die „Steinkohlenpflanzen“ auf, starben ab und sammelten sich an, bevor sie durch nachfolgende Ton- und Sandablagerungen zugedeckt wurden. Danach unterlagen die Pflanzenreste unter Luftabschluss und bei zunehmender Versenkung einem als Inkohlung bezeichneten Prozess der chemischen Umwandlung. Im Zuge dieser Inkohlung werden in einer Entwicklungsreihe von Torf über Braunkohle zu Steinkohle die Kohlehydrate der pflanzlichen Substanz in langkettige oder zyklische Kohlenwasserstoffe umgewandelt. Bei zunehmender Inkohlung steigt der Kohlenstoffgehalt unter stetiger Abgabe von Wasser und flüchtigen Bestandteilen wie zum Beispiel Methan an. Auf diese Weise sind je nach Versenkungstiefe der Flöze Kohlen von unterschiedlichem Brennwert entstanden.



**Abb. 32:** Rekonstruktion des Steinkohlenwaldes (Diorama im ehem. Ruhrlandmuseum, Essen; ein neu aufgebautes Diorama befindet sich im Ruhr Museum, Zeche Zollverein, Essen)

Das Ruhrkohlenrevier (s. auch Kap. „Lagerstätten“) ist nur ein sehr kleiner Teil des Bildungsraums von oberkarbonischen Küstenmooren im variszischen Vorlandbecken. Das Becken erstreckte sich über Hunderte von Kilometern von Polen über Belgien bis England und in das heutige Nordseebecken hinein. Seine Vielzahl von Steinkohlenflözen ist über stratigrafische Bezugshorizonte wie marine Einschaltungen und Lagen von umgewandelten vulkanischen Aschen, die sogenannten Kaolinkohlentonsteine, weiträumig korrelierbar.

Flözführende oberkarbonische Schichten streichen in einem 10 – 15 km breiten Streifen am Nordrand des Schiefergebirges, im Ruhrtal, zutage aus. Nach Norden hin werden sie von immer mächtigeren Oberkreide-Schichten des Münsterländer Kreide-Beckens bedeckt. Wie die Devon-Schichten im Schiefergebirge, so sind auch die Oberkarbon-Schichten gefaltet, allerdings mit einer nach Norden leicht abnehmenden Intensität. Die jüngsten Oberkarbon-Schichten im Untergrund des Münsterlandes gehören dem Westfal D an. Im Westfal D war für den Raum des Rheinischen Schiefergebirges die seit dem frühen Unterdevon an-

haltende Sedimentansammlung im Rhenohersynischen Becken abgeschlossen. Nach dem Westfal D erreichte die variszische Faltung den Nordrand des Schiefergebirges. Vermutlich schon in der Stefan-Stufe des ausgehenden Oberkarbons, spätestens aber in der darauf folgenden Perm-Zeit setzte die Abtragung des Variszischen Gebirges ein.

## Perm

Im Verlauf der variszischen Gebirgsbildung war das Vorlandbecken der Oberkarbon-Zeit, das Norddeutsche Becken, entstanden. Dieser ausgedehnte Senkungsraum nahm auch in der Perm-Zeit den Schutt der randlich gelegenen Abtragungsgebiete auf. Zu diesen gehörten nicht nur die neu entstandenen Festländer im Süden, sondern auch der Kontinent Baltica (einschl. Skandinavien) im Norden. Im Zuge der variszischen Gebirgsbildung war also im mittleren und nördlichen Europa eine Verteilung von Meer und Land entstanden, die der heutigen schon recht ähnlich war (s. Abb. 33). Eine zentrale Stellung nimmt von dieser Zeit

an der Festlandsblock der Rheinischen Masse ein, der vom Perm an nur noch randlich von jüngeren Sedimenten bedeckt worden ist.

Die Perm-Zeit kann in zwei Abschnitte gegliedert werden, deren Gesteine sehr unterschiedlich sind. Kontinentale Konglomerat-, Sand- und Tonablagerungen des Rotliegend stehen überwiegend karbonatischen Meeresablagerungen des Zechsteins gegenüber (s. S. 12/13, Tab.1).

### Rotliegend

Das Rotliegend ist im Bergischen Land nicht durch Sedimente vertreten. Wohl aber ist in der Verlängerung seines Nordrandes im Märkischen Sauerland bei Mendenein Rest von mutmaßlichen Perm-Schichten erhalten geblieben. Das etwa 8 km<sup>2</sup> große Vorkommen rot gefärbter, konglomeratischer Sedimente, das Mendener Konglomerat, liegt diskordant auf gefalteten Oberkarbon-Schichten. Da die Schichten bis auf Pflanzenreste weitgehend fossilfrei sind, kann ihr Alter nicht bestimmt werden. So kann nur gesagt werden, dass sie jünger als das Oberkarbon sind. Vom Sedimentaufbau her vergleichbare Gesteine am

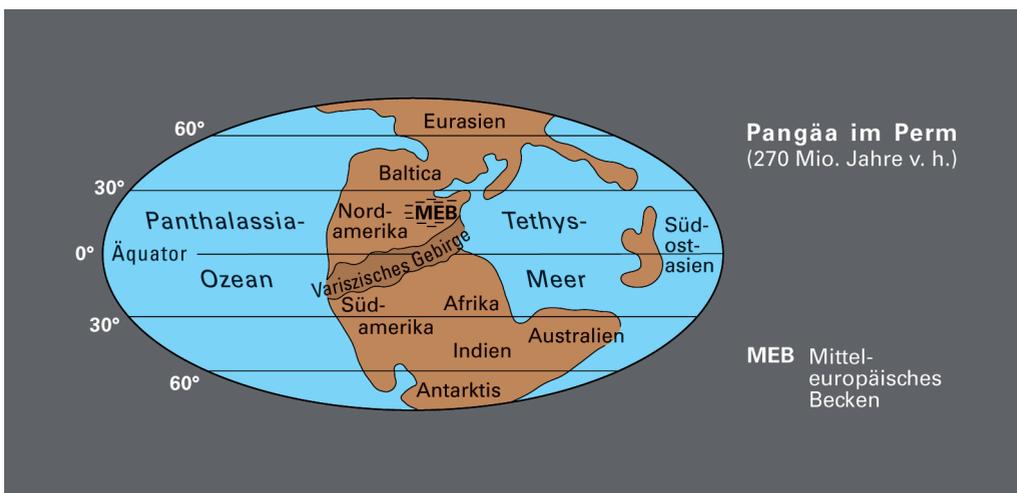
Südrand des Rheinischen Schiefergebirges gehören der Rotliegend-Zeit an.

### Zechstein

Gegen Ende des Perms, in der Zechstein-Zeit, drang aus dem heutigen nordeuropäischen Raum das Meer in das Norddeutsche Becken ein. In der Niederrhein-Senke stieß es weit nach Süden bis an den Nordwestrand der Rheinischen Masse vor. Im Raum zwischen dem heutigen Rheinberg und Bocholt bildete es einen abgeschnürten Meeresbereich, in dem es unter dem immer noch heißen Klima zur Bildung salinärer Rückstandssedimente kam.

Durch die zahlreichen Steinkohlen-Explorationsbohrungen zwischen Kamp-Lintfort am Niederrhein und Wulfen im südlichen Münsterland sind die randlichen Zechstein-Ablagerungen der Niederrheinischen Salzpflanze gut bekannt. Sie beginnen über gefalteten oberkarbonischen Schichten mit einem geringmächtigen Transgressionskonglomerat, dem Zechstein-Konglomerat. Es besteht aus Abtragungsschutt der Rheinischen Masse, der durch das vordringende Meer aufgearbeitet worden ist. In dem sich ausbreitenden Meer

**Abb. 33:** Der Großkontinent Pangäa in Perm und Trias (aus HAUSCHKE & WILDE 1999, ergänzt)



wurde zunächst unter anaeroben Bedingungen der geringmächtige Kupferschiefer sedimentiert. Eine Verbesserung der Durchlüftung des Meerwassers führte zur Abscheidung des Zechstein-Kalks, mit dem auch eine biogene Karbonatproduktion durch Foraminiferen, Bryozoen, Brachiopoden und Schnecken einherging. Eine erste Abschnürung des südlichen Zechstein-Meeres verursachte eine Übersalzung des Meerwassers. Aus dieser gesättigten Lösung fielen zuerst die schwer löslichen Sulfate des Werra-Anhydrits und danach das leichter lösliche Werra-Steinsalz aus. Im südöstlichen Randgebiet der Niederrheinischen Salzpfanne reichen die salinaren Bildungen bis in die Aller-Formation. Jüngere Zechstein-Ablagerungen sind dort bisher nicht nachgewiesen, da sie entweder primär fehlen oder durch nur geringmächtige Salztone einer Rand-Fazies vertreten sind.

## Das Erdmittelalter (Mesozoikum)

Im Anschluss an die variszische Gebirgsbildung entstand der Großkontinent Pangäa (Abb. 33). Pangäa umfasste alle heutigen Kontinente und erstreckte sich nach seiner Nordwärtsdrift im jüngeren Paläozoikum zu Beginn des Mesozoikums, in der Trias-Zeit, von Pol zu Pol. Westeuropa lag damals wenig nördlich des Äquators. Nicht nur diese Lage, sondern auch die enorme Größe der Kontinentalmasse Pangäa führten zu einem sehr heißen und trockenen Klima. Östlich an Pangäa grenzte das Tethys-Meer, in dem während des Mesozoikums die Sedimente gebildet wurden, die heute unter anderen die Alpen aufbauen. Zwischen der Tethys und dem Buntsandstein-Becken erstreckte sich im heutigen Süddeutschland das Vindelizische Festland, an das sich nach Westen, im heutigen Frankreich, das Gallisch-Ardennische Festland anschloss. Die vom warmen Tethys-Meer ausgehenden Monsunwinde regneten dort ab und ließen Fluss-

läufe mit saisonaler Wasserführung entstehen. Sie strömten durch eine wüstenhafte Landschaft nach Norden, wo sie sich schließlich im kontinentalen Becken des heutigen Norddeutschlands verloren.

## Trias und Jura

Die Trias ist, wie der Name schon sagt, dreigeteilt und gliedert sich in den Buntsandstein, den Muschelkalk und den Keuper (s. S. 12/13, Tab. 1).

Mit dem Buntsandstein (Untertrias) setzen in großem Umfang Sandschüttungen ein. Sie stammen im Westen vom Gallisch-Ardennischen und im Süden vom Vindelizischen Festland und sind durch Flüsse in die Niederrhein-Senke westlich der Rheinischen Masse geschwemmt worden. Diese Flüsse flossen nur episodisch oder saisonal durch eine mit kargem Pflanzenbewuchs bedeckte Landschaft.

Nordwestlich des Rheinischen Schiefergebirges sind im Untergrund der Niederrheinischen Bucht durch Bohrungen alle Schichtglieder des Buntsandsteins angetroffen worden. Es sind zum Teil wenig verfestigte rote Sandsteine, die mit Tonsteinen wechsellagern. Vereinzelt kommen auch Konglomerate vor. Im höheren Teil des Buntsandsteins ließ die fluviale und zeitweilig auch äolische Sandzufuhr nach. Es dominieren die roten Tonsteine mit Einschaltungen von Gips und Anhydrit einer küstennahen Salzton-Ebene, einer sogenannten Sabkha.

Jüngere Ablagerungen aus Trias (Muschelkalk, Keuper) und Jura (Lias) sind ebenfalls erbohrt worden. Alle diese Schichten hatten eine ehemals weite Verbreitung am Nordwestrand des Rheinischen Schiefergebirges. Sie sind durch tektonische Bewegungen vor der Kreide-Zeit, während der kimmerischen Phase, herausgehoben, in Schollen zerlegt und dann bereichsweise wieder abgetragen worden.

## Kreide

### Unterkreide

Im nördlichen Vorland des Rheinischen Schiefergebirges sind auch Schichten der Unterkreide angetroffen worden. Die nur schwach verfestigten Sande, Kiese und Tone mit Braunkohlenflözchen gehören den Kuhfeld-Schichten an. Im Zeitraum der Valangin- bis Barrême-Stufe sind sie in einer marin beeinflussten Fluss- und Seenlandschaft entstanden, deren Ablagerungen sich auch weiter nach Süden bis in den Raum des heutigen Bergischen Landes erstreckten.

Die Erhaltung solcher festländischen Ablagerungen im Verlauf der Erdgeschichte ist aufgrund tektonischer Verstellungen und unmittelbar nachfolgender einsetzender Abtragung sehr begrenzt. Es bedarf schon besonderer geologischer Umstände, damit diese Schichten überliefert werden. Der fossile Karst (Paläokarst) auf dem devonischen Massenkalk des Bergischen Landes bei Wülfrath stellt eine Sedimentfalle und somit eine solche geologische Besonderheit dar, durch die terrestrische Unterkreide-Schichten erhalten geblieben sind.

Die Löslichkeit von sehr reinen Kalksteinen in kohlendioxidhaltigem Regen- und Grundwasser hat ab dem Mesozoikum zu einer intensiven Lösungskorrosion des devonischen Massenkalks geführt. In den dadurch entstandenen oberflächennahen Dolinen und Wannern sowie in sehr tief reichenden Höhlungen haben sich jüngere Sedimente gefangen, anhand derer sich die Ablagerungsverhältnisse an der Erdoberfläche rekonstruieren lassen. So auch im Bergischen Land bei Wülfrath. Die älteste der dort tief unterhalb der heutigen Erdoberfläche angetroffenen Karsthöhlenfüllungen (s. Abb. 34) wird von unterkreidezeitlichen Sanden, Tonen und Flözen aus verkohlten Pflanzenresten gebildet. Nicht nur nach der Sedimentzusammensetzung, sondern auch nach ihrem Alter sind sie den barrêmezeitlichen Kuhfeld-Schichten sehr ähnlich. Sie müssen zumindest die westlichen Randbereiche des zur Kreide-Zeit noch



**Abb. 34:** Mit Unterkreide-Sand gefüllte Paläo-Höhle im Massenkalk von Wülfrath; Wandhöhe etwa 18 m

nicht herausgehobenen Rheinischen Schiefergebirges überdeckt haben.

### Oberkreide

Erst das von Norden her transgredierende Oberkreide-Meer hat das Bergische Land erreicht und seine damalige Landoberfläche überflutet. Im Ruhrtal südlich von Mülheim an der Ruhr sind Ablagerungen aus dieser Zeit an mehreren Stellen gefunden worden. In einem Steinbruch am Kassenberg in Mülheim war das nur selten direkt aufgeschlossene diskordante Auflager von Kreide-Schichten auf oberkarbonischem Sandstein anzutreffen (s. Abb. 35). Es glich einer felsigen Meeresküste mit Nischen, Rinnen und Strudellöchern. Noch erhalten ist ein vorgelagerter Schuttfächer aus Abtragungsschutt, der in der Brandung aufgearbeitet worden ist. Auch die Vertiefungen des Felskliffs sind mit Geröllen aus Sandstein, Brauneisen und Quarz in einer kalkigen Grundmasse ausgefüllt. Alle Geröllansammlungen und Klippentaschen sind reich an Schalenresten einer marinen Fauna aus Brachiopoden, Schnecken, Muscheln, Seeigeln, Ammoniten sowie Arthropoden- und Fischresten. Zeitlich



**Abb. 35:** Fossiles Kliff der Oberkreide-Zeit am Kassenberg in Mülheim a. d. Ruhr: Brandungskonglomerat über Karbon-Schichten, darüber weiße Kreide-Mergel

kann diese „Klippenfauna“ und damit die Transgression in die Cenoman-Stufe, den untersten Teil der Oberkreide, eingestuft werden. Weiter entfernt von der Küstenlinie ist in diesem Zeitraum der Essen-Grünsand abgelagert worden. Wie weit das Meer zu dieser Zeit über den Kassenberg hinaus nach Süden vorgestoßen ist, ist nicht bekannt.

## Die Erdneuzeit (Känozoikum)

Vor etwa 65 Mio. Jahren begann die Erdneuzeit mit den Systemen Tertiär und Quartär. Am Anfang dieses Erdzeitalters, an der Kreide/Tertiär-Wende, steht ein katastrophales weltweites Ereignis, dessen geologische Spuren an vielen Orten der Welt in Sedimenten gefunden worden sind. Es handelt sich um ein Gesteinsband mit einer anormal hohen Konzentration des Elementes Iridium und einer bestimmten Isotopenverteilung des Elementes Chrom. Beides ist für Gesteine der Erde ungewöhnlich und deutet auf eine extraterrestrische Herkunft der Elemente hin. Die mittlerweile gut untermauerte Hypothese ist, dass ein Meteorit oder Komet von mehreren Ki-

lometern Durchmesser die Erde getroffen und eine Explosion ausgelöst hat, in deren Folge sich Gesteinsaschen weltweit in der Atmosphäre verteilt haben. Das bedingte eine Klimaverschlechterung mit einschneidenden Auswirkungen auf die damalige Tier- und Pflanzenwelt. Sie soll unter anderem zum Aussterben der Dinosaurier beigetragen haben.

Das Tertiär wird in das Alttertiär (Paläogen) und das Jungtertiär (Neogen) eingeteilt (Tab. 4); die herkömmlichen stratigrafischen Bezeichnungen Paleozän, Eozän, Oligozän, Miozän und Pliozän werden im Folgenden aber weiterhin auch benutzt. Das Quartär als jüngstes System der Erdgeschichte ist auch unter der klassischen Bezeichnung Eiszeitalter bekannt.

In der Erdneuzeit setzt sich die lang anhaltende und bis heute reichende Festlandsperiode des Rheinischen Schiefergebirges fort. Sie wurde in dieser Zeit nur einmal während des Oberoligozäns durch eine randliche Meeresüberflutung vom Nordsee-Becken und vom Oberrheintalgraben aus unterbrochen. War das rechtsrheinische Schiefergebirge während des älteren Tertiärs noch ein küstennahes, hügeliges Flachland in einem fast tropischen Kli-

ma, so änderte sich dies im Verlauf des jüngsten Tertiärs und des Quartärs in zweierlei Hinsicht: Nach dem heißen Klima des Mesozoikums, das noch bis ins Eozän fort dauerte, sanken die Durchschnittstemperaturen im Oligozän und zu Beginn des Miozäns zunächst noch allmählich. Im späteren Miozän und im Pliozän fielen sie dann stärker ab und unterschieden sich zu Beginn des Quartärs nicht mehr von den heutigen. Grundlage für diese recht genauen Aussagen zur Klimaentwicklung sind Untersuchungen an Meeresboden-Bohrkernen. Die darin enthaltenen Kalkschalen von marinen Mikrofossilien haben Informationen über die Temperatur des Meerwassers der jüngeren Erdvergangenheit gespeichert. Die Untersuchung der isotopischen Zusammensetzung des Sauerstoffs ( $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ -Verhältnis)

im Kalziumkarbonat der Schalen lässt Rückschlüsse auf die Bildungstemperatur im Meerwasser und damit auf das damals herrschende Klima zu.

Zur klimatischen Entwicklung kommen geologische Faktoren: Ausgelöst durch magmatische Vorgänge im oberen Erdmantel, kam es in Teilen des Rheinischen Schiefergebirges seit dem höheren Eozän zu einer vulkanischen Tätigkeit an der Erdoberfläche, unter anderem auch im Siebengebirge. Eine Folge dieser erdinneren Vorgänge war die langsame Hebung der gesamten Rheinischen Masse, die sich seit dem Pliozän verstärkte. Diese Vorgänge führten im Verlauf des Quartärs zur heutigen morphologischen Gestalt des Rheinischen Schiefergebirges.

**Tabelle 4**  
**Stratigrafische Gliederung und Ablagerungen des Tertiärs und Quartärs**

System	Serie	Stufe	geologische Vorgänge und Ablagerungen im Bergischen Land				
Quartär	Holozän	Subatlantikum	Moorbildungen, Auenlehme				
		Subboreal					
	Pleistozän	Ober-	Weichsel-Kaltzeit	Niederterrassen	Fließerden	Flugsand	
			Eem-Warmzeit			Löss	
		Mittel-	Saale-Kaltzeit	Mittelterrassen	glaziale Ablagerungen		
			Holstein-Warmzeit Elster-Kaltzeit				
Tertiär	Jungtertiär (Neogen)	Ältere Kalt- und Warmzeiten	Hauptterrassen	Höhenterrassen	<i>Beginn der Talbildung</i> <i>Hebung der Rheinischen Masse</i> <i>Tertiär-Quarzite</i> <i>Transgression</i> <i>Dolinenablagerungen</i> <i>flächenhafte Abtragung</i> <i>und tiefgründige Verwitterung</i>		
		Pliozän					
Tertiär	Alttertiär (Paläogen)	Miozän					
		Oligozän					
		Eozän					
		Paleozän					
			1 Ratingen- und Lintfort-Schichten	2 Bergisch-Gladbach-Schichten	3 Grafenberg-Schichten	4 Köln-Schichten	Vulkanismus

## Tertiär

### Alttertiär (Paläogen)

Ablagerungen des ältesten Teils des Tertiärs, des Paleozäns, sind erst weit westlich des Bergischen Landes im Untergrund der Niederrheinischen Bucht, bei Hückelhoven, und in den Niederlanden, bei Maastricht, bekannt. Sie dokumentieren dort mit kalkigen, fossilführenden Ablagerungen die seit der Oberkreide andauernde Meeresverbreitung nordwestlich der Rheinischen Masse. Im Bergischen Land, das Festland war, liefen dagegen im älteren Tertiär Verwitterungs- und Abtragungsvorgänge ab. Ihre Sedimentbildungen sind meist nur dort erhalten geblieben, wo sie in Sedimentfallen (s. im Folgenden) der Abtragung entzogen worden sind.

Verwitterungsbildungen aus und auf den paläozoischen Festgesteinen des Bergischen Landes zeichnen sich dadurch aus, dass Gesteine an Ort und Stelle weitgehend entfestigt und mineralogisch umgewandelt worden sind. Die Gesteine sind unter dem Einfluss des warmen und feuchten alttertiärzeitlichen Klimas und einer dadurch bedingten chemisch aggressiven Bodenlösung regelrecht „verfault“. Daher werden diese tiefgründig entfestigten Gesteine auch als Saprolith (Faulstein) bezeichnet. Bei diesem Vorgang wurde die Grundmasse toniger Sandsteine zersetzt und das Gestein selbst mürbe, oder Tonsteine wurden in Kaolin führende Tone überführt. Kalksteine gingen in Lösung über und hinterließen Hämatit führende, rote Reliktbildungen (Terra fusca). Nur Quarze oder reine Quarzite konnten die Verwitterungseinflüsse überstehen und blieben als Reliktschotter zurück. Die tief greifenden Verwitterungsvorgänge haben bereits im ausgehenden Mesozoikum begonnen, weshalb oft von der mesozoisch-tertiärzeitlichen Verwitterungsrinde des Rheinischen Schiefergebirges die Rede ist.

Flächenhaft gesehen ist von der tertiärzeitlichen Verwitterungsrinde im Bergischen Land durch die starke Zertalung im nördlichen

rechtsrheinischen Schiefergebirge nicht viel übrig geblieben. Daher ist auch die Entwicklung vom Relief der tertiärzeitlichen Landoberfläche zu den heutigen Landschaftsformen nur sehr grob zu rekonstruieren. Von geomorphologischer Seite ist versucht worden, die oberhalb der quartärzeitlich eingetieften Täler und ihrer Terrassen überregional auftretenden Verbnungsflächen zu systematisieren und zeitlich einzuordnen. Dies erwies sich aber mangels datierbarer Sedimente auf den Flächen als äußerst schwierig. Sicher ist nur, dass im Bereich von flachen Bergkuppen und Riedeln die Wurzelzone der Verwitterungsrinde erhalten geblieben ist und die damit verbundenen Flächen sehr alt sein müssen.

In den Karstgebieten im nördlichen Bergischen Land bei Wülfrath und Wuppertal sowie im südlichen Bergischen Land bei Paffrath sind tonige Verwitterungsmassen und Reliktschotter in umgelagerter Form im tief reichend verkarsteten Massenkalk konserviert worden. In den meisten Fällen sind solche Ablagerungen aber weder biostratigrafisch noch indirekt durch ihre Höhenlage zu datieren.

In den westlichen Randgebieten des Bergischen Landes, nahe der Niederrheinischen Bucht, ist die tertiärzeitliche Landoberfläche von marinen Sedimenten überdeckt worden. Im Verlauf des Oligozäns überflutete das Tertiär-Meer infolge fortschreitender tektonischer Absenkung des Untergrundes fast die gesamte heutige Niederrheinische Bucht. Am Südostrand der Bucht mündete im Bereich der heutigen Sieg ein Vorläufer-Fluss in das Meeresbecken und lagerte in einem Delta küstennahe Sande und Tone – Abtragungsprodukte der Verwitterungsrinde – ab.

Im nördlichen Bergischen Land sind dagegen vollmarine Sedimente abgelagert worden. Sie beginnen im Bereich Duisburg mit geringmächtigen Feinsanden mit Muscheln und von der nahen Küste eingeschwemmten Holzstücken. Die darüber folgenden Ratingen- und Lintfort-Schichten begleiten den Bergischen Höhenrand bis nördlich von Düsseldorf. Beide

Schichtenfolgen sind durch Faziesübergänge miteinander verzahnt. In den liegenden Ratingen-Schichten (Rupel B) kommen zwei Tonhorizonte zusammen mit schluffigen Feinsanden vor, während in den hangenden Lintfort-Schichten (Rupel C) glaukonithaltige Schluffe und Feinsande gegenüber dünnen Tonlagen dominant sind (s. Tab. 4). Die Tone dieser Schichten („Ratinger Ton“) sind als Ziegeleirohstoff genutzt worden. Bereichsweise können sie einen stärkeren Kalkgehalt sowie rundliche Kalkkonkretionen, sogenannte Septarien, führen.

Östlich und südlich von Düsseldorf wird der paläozoische Untergrund des Bergischen Höhenrandes von den Grafenberg-Schichten der Chatt-Stufe (Oberoligozän) transgressiv überlagert. Es sind fossilführende, schwach schluffige, glaukonitische Feinsande, die in Oberflächennähe braun und mit vielen Eisenoxidkonkretionen verwittern. In der Vergangenheit sind die Sande intensiv zur Gewinnung von Formsand abgebaut worden.

Wie weit der oligozäne Meeresvorstoß im nördlichen Bergischen Land auf die alte Landoberfläche übergriff, zeigen Reliktvorkommen von Meeressanden in Heiligenhaus sowie bei Ratingen-Homburg und Mettmann-Metzkausen. Das auf der Velberter Hochfläche am weitesten östlich gelegene Vorkommen liegt bei Wülfrath, wo in tief reichenden Karstspalten unvermischte Meeressedimente mit Glaukonitkörnern und einigen Foraminiferen gefunden worden sind. Auch im Umfeld von Solingen liegen Meeressande bis in Höhen um +200 m NN und markieren damit die überflutete alttertiäre Landoberfläche. Westlich von Wuppertal, dort, wo der Dornaper Massenkalk in einer Höhe von etwa +180 m NN ausstreicht, gelang es mithilfe von Fisch-Gehörsteinchen (Otolithen) und mariner Schalenfauna sandige Sedimente in Klüftspalten des Kalksteins als Oberoligozän (Grafenberg-Schichten) zu datieren.

Zwischen Düsseldorf und Köln lässt in Annäherung an das Flussdelta im Bereich der heutigen Siegmündung die Faunenführung der

marinen Grafenberg-Schichten nach. Südlich von Köln-Mülheim geht der höhere Teil der Grafenberg-Schichten in die Köln-Schichten über, eine Wechselfolge von Sanden und Tonen mit dünnen Braunkohlenflözen. Diese Ablagerungen aus dem Land/Meer-Übergangsbereich sind überwiegend aus Bohrungen westlich des Berglandes bekannt und führen dort die „Kölner Unterflöze“ der Rheinischen Braunkohlen-Lagerstätte. Ob sie auch weiter im Osten, am heutigen Bergischen Höhenrand, verbreitet waren, ist ungewiss. Die feinkörnigen Sande mit Braunkohlen, Quarzkiesen und rundlichen Kreide-Feuersteinen im Massenkalk-Karst bei Wülfrath-Rohdenhaus und am Westende der Wuppertaler Karstsenke bei Wuppertal-Vohwinkel sowie bei Düsseldorf-Holthausen gehören vielleicht in die Zeit des ansteigenden Meeres- und Grundwasserspiegels vom späten Oligozän bis ins frühe Miozän.

Von der nach Süden fortschreitenden oberoligozänzeitlichen Meerestransgression wurden das festländische Dränagenetz und der Sedimenttransport wesentlich beeinflusst, da sich mit ansteigender Vorflut die Gefälle und Grundwasserstände mit verändern mussten. Bereits vor der Bedeckung mit Sanden der Grafenberg-Schichten waren daher aus den küstennahen Dolinen der Paffrather Mulde längst offene Seen geworden und die Karsthöhlen waren mit limnischen Sedimenten zugesetzt. Ablagerungen dieser Art sind die unteroligozänen Bergisch-Gladbach-Schichten, die in Hohlräumen des dortigen Karstes, aber auch an anderen Stellen vorkommen. Die Schichtenfolge ist sehr heterogen und besteht vorwiegend aus Sanden und Tonen mit Braunkohlenlagen. Der zum Teil hohe Kaolinitgehalt der Tone und Sande sowie die ebenfalls vorkommenden Quarz-Restschotter zeigen, dass es sich größtenteils um umgelagertes Material aus der tertiärzeitlichen Verwitterungsrinde handelt.

Am Bergischen Höhenrand südöstlich von Köln überlagern wechselnd Bergisch-Glad-

# Exkurs: Vom Tropenwald zum Eiszeitgletscher – Klimazeugen im Tertiär

Schon zu Beginn des Tertiärs vor 65 Mio. Jahren hatten die plattentektonischen Bewegungen Mitteleuropa in seine heutige geografische Position gebracht. Dennoch war das Klima im Vergleich zu heute erheblich wärmer und demjenigen des vorausgegangenen Erdmittelalters sehr ähnlich. Im frühen Eozän war es beispielsweise so heiß, dass die Pflanzen sich durch eine stark wachshaltige Blattoberfläche vor zu großer Verdunstung schützen mussten. Braunkohlen aus dieser Zeit sind so reich an Erdwachs (Ozokerit), dass sie zur Wachsgewinnung abgebaut werden, wie dies zum Beispiel westlich von Halle (Saale) geschieht.

Daran ist zu erkennen, dass zur Rekonstruktion des tertiärzeitlichen Klimas nicht nur Tiefseebohrkerne nützlich sind, sondern auch die Zusammensetzung der terrestrischen Flora sowie der Feinbau der Pflanzen selbst. Aus solchen paläobotanischen Beobachtungen kann abgeleitet werden, dass das Klima des Tertiärs nach dem eozänen Temperaturmaximum bis zum Miozän subtropisch bis tropisch mit einer Jahresmitteltemperatur von + 20 °C war. Für das Miozän werden 1 200 – 1 400 mm Jahresniederschlag vermutet. Die Tier- und Pflanzenwelt, die im Oligozän das Bergische Land belebte, ist in der Blätterkohle von Rott dokumentiert, während für das Miozän die Waldflora der Rheinischen Braunkohle Modell stehen kann. Vergleichbare Klimaarchive wie die Seeablagerungen von Rott sind der eozäne Maarsee von Eckfeld bei Manderscheid in der Eifel, das oligozäne Maar von Enspel im Westerwald und, als das Bedeutendste von allen, der eozäne Ölschiefer von Messel bei Darmstadt.

Schon im späten Miozän hat sich dann der Klimawandel verstärkt und im Verlauf des Pliozäns wurde nur noch eine Jahresmitteltemperatur von + 14 °C erreicht. Im Vergleich dazu liegt das heutige warmzeitliche Jahresmittel für Deutschland zwischen 8 und 9 °C. In den Kaltzeiten des Pleistozäns dagegen lag die Mitteltemperatur in den Minusgraden.

Die Gründe für die langfristige Klimaveränderung sind vielfältig. Für das Wärmemaximum des Eozäns werden Treibhausgase, mutmaßlich von Vulkanen, verantwortlich gemacht. Für den Gesamttrend der Mitteltemperaturabnahme im Tertiär sind dagegen Änderungen der ozeanischen und atmosphärischen Zirkulation in Betracht zu ziehen, die wiederum durch plattentektonische Veränderungen der Land/Meer-Verteilung gesteuert worden sind.

**Abb. 36:** Tertiärzeitliche Lebenswelt



bach-Schichten oder Köln-Schichten den paläozoischen Untergrund. Die heterogen zusammengesetzten Schichtenfolgen aus Quarzkiesen, Sanden (lokal zu Quarziten verfestigt), Tonen und Braunkohlen lassen sich bis in den Siebengebirgsgraben verfolgen. Der untere Teil der Köln-Schichten enthält einen Horizont aus Trachyttuff, der mit Annäherung an das vulkanische Zentrum des Siebengebirges immer mächtiger wird. Er ist in der ersten Phase des Siebengebirgs-Vulkanismus (s. im Folgenden) entstanden, als es zu extrem gasreichen Ausbrüchen von trachytischem Magma kam und der Tuff die gesamte Landschaft in einem Umkreis von bis zu 20 km einhüllte. In einer abflusslosen Senke nördlich des Siebengebirges, bei der heutigen Ortschaft Rott, ist in dieser Zeit ein See entstanden, in dem bitumen- und kieseralgenreiche Schlämme abgelagert worden sind. Diese später zu Blätterkohlen und Diatomeenerden („Polierschiefer“) verfestigten Sedimente sind sehr fossilreich und vermitteln ein eindrucksvolles Bild von Flora und Fauna zur Zeit des höchsten Oberoligozäns.

Die Bodenschichten des Rotter Süßwassersees waren durch einen hohen Eintrag an organischer Substanz extrem arm an Sauerstoff. Alles, was im See oder in seiner Umgebung lebte und in den See hineinfiel oder hineingekehrt wurde, hatte die besten Chancen, unzerstört in das fein geschichtete Faulschlamm-Sediment eingebettet zu werden. Die Liste der gefundenen Fossilien ist deshalb lang und es ist interessant, diejenigen Formen herauszugreifen, die eine Aussage über das damalige Klima zulassen. Das sind aus dem Pflanzenreich die Fächerpalmen, Sumpfyzypressen und Lorbeergewächse sowie aus dem Tierreich Krokodile und ein Nashorn. Sie deuten auf ein subtropisches Klima hin, wie es heute beispielsweise in Florida anzutreffen ist. Biostratigraphisch interessant an der Wirbeltierfauna sind die kleinen Nagetiere, da die Entwicklung ihrer Zahnformen eine relative zeitliche Einstufung der Fundschichten ermöglicht. Durch den unterlagernden Trachyttuff ist darüber hinaus

auch die Möglichkeit der Verknüpfung mit radiometrischen Altersbestimmungen gegeben.

In der Nähe vieler sandiger Tertiär-Ablagerungen am Bergischen Höhenrand kommen sogenannte Tertiär-Quarzite vor (vgl. Kap. „Geotope“). Es sind bis zu Kubikmeter große Blöcke aus verkieselten Sanden, manchmal auch mit Quarzkiesgeröllen oder hohlen Röhren von ehemaligen Pflanzenwurzeln. Die Entstehung dieser Tertiär- oder Braunkohlen-Quarzite ist recht unterschiedlich gedeutet worden. Für diejenigen im Einflussbereich des Siebengebirgs-Vulkanismus ist eine Verfestigung durch Kieselsäure, die bei der Verwitterung von trachytischen Glasaschen frei wurde, nicht auszuschließen. Aber Tertiär-Quarzite kommen auch in viel weiter vom Siebengebirge entfernten Teilen des Bergischen Höhenrandes und andernorts vor. Gängige Erklärungen sind, dass unter dem warmen tertiärzeitlichen Klima aggressive Verwitterungslösungen oder aber humussaure Lösungen aus dem Untergrund von Mooren die Kieselsäure mobilisiert und eine Verkittung der Sande verursacht haben. Der Vorgang fand als bodennahe Bildung auf unterschiedlichen tertiärzeitlichen Sanden statt.

### Jungtertiär (Neogen)

Die Erdgeschichte des jüngeren Tertiärs (Miozän und Pliozän) ist im Bergischen Land nicht durch Ablagerungen belegt, da dort zu dieser Zeit Abtragung vorherrschte. In der westlich angrenzenden Niederrheinischen Bucht hatte sich nach der Ausdehnung eines lokalen oligozänzeitlichen Flussdeltas ein breiter Küstenstreifen mit Sümpfen und Buschwaldmooren gebildet. Dort sammelten sich unter subtropischem Klima und unter ständiger Absenkung des Untergrundes enorme Mengen von Pflanzensubstanz an. Aus ihr ist durch Inkohlung die Rheinische Braunkohlen-Lagerstätte des Mittel- und Obermiozäns entstanden. Auch außerhalb des Senkungszentrums bildeten sich am Westrand des nördlichen Bergischen Lan-

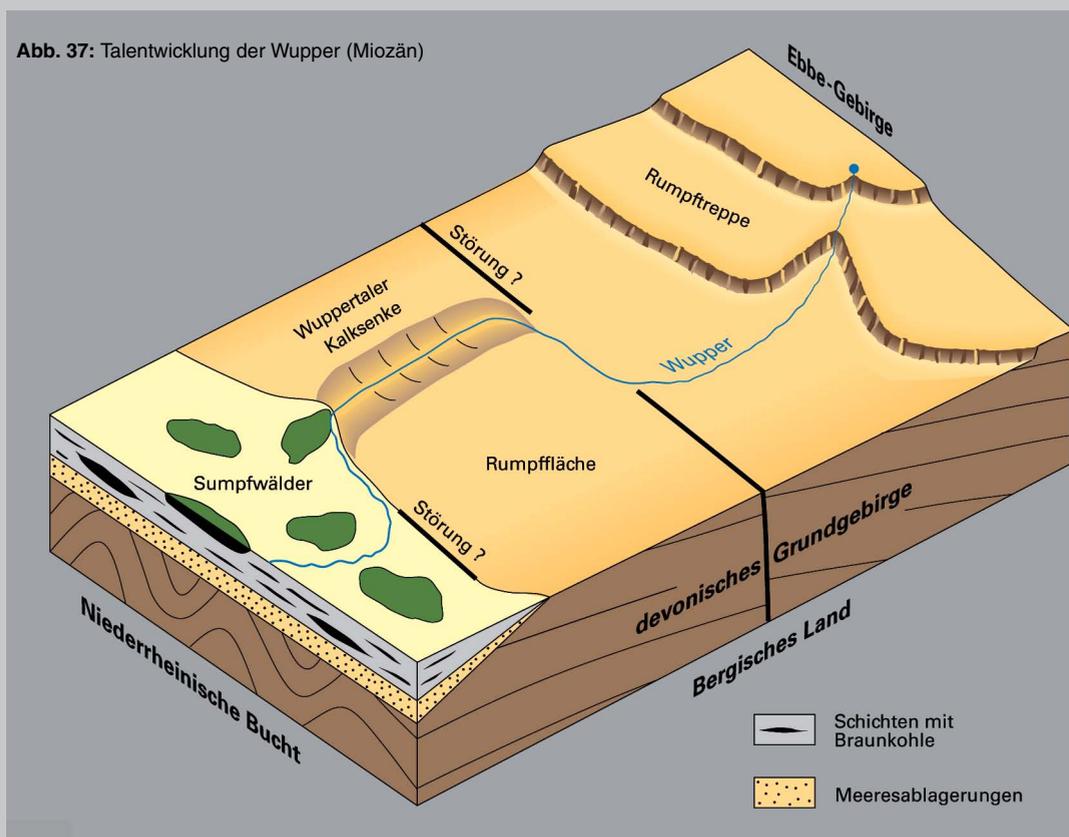
# Exkurs: Geologische Entwicklung des Wupper-Tales (Teil 1)

Die Wupper durchzieht in ihrem mehrfach scharf die Richtung ändernden Verlauf den nördlichen Teil des Bergischen Landes. Die Formung ihres Tales hängt eng mit der geologischen und klimatischen Entwicklung der umgebenden Landschaft zusammen.

Im älteren Tertiär war das spätere Rheinische Schiefergebirge ein küstennahes Flachland, das im Oberoligozän auch kurzzeitig vom Meer überflutet wurde. Der Untergrund des Flachlandes bestand aus Devon-Gesteinen, die wegen des tertiärzeitlichen feuchtwarmen Klimas tiefgründig chemisch verwittert, das heißt entfestigt worden sind. Die urzeitliche Wupper transportierte das Verwitterungsmaterial in Form von Sanden und Tonen zu einer nicht näher fixierbaren Küste im Bereich der heutigen Niederrheinischen Bucht.

Im jüngeren Tertiär, speziell im Miozän, war das spätere Bergische Land immer noch eine flachwellige Rumpffläche, die gegen Osten in Form einer Rumpftreppe leicht anstieg. Der Lauf der Wupper muss darin, wie später im Pliozän, in einem weiten und sehr flachen Trogtal eingebettet gewesen sein (Abb. 37). Die Talbildung der Wupper ging im Miozän noch leicht vonstatten, da nur die tertiärzeitliche Zersetzzone abtragen werden musste.

Abb. 37: Talentwicklung der Wupper (Miozän)

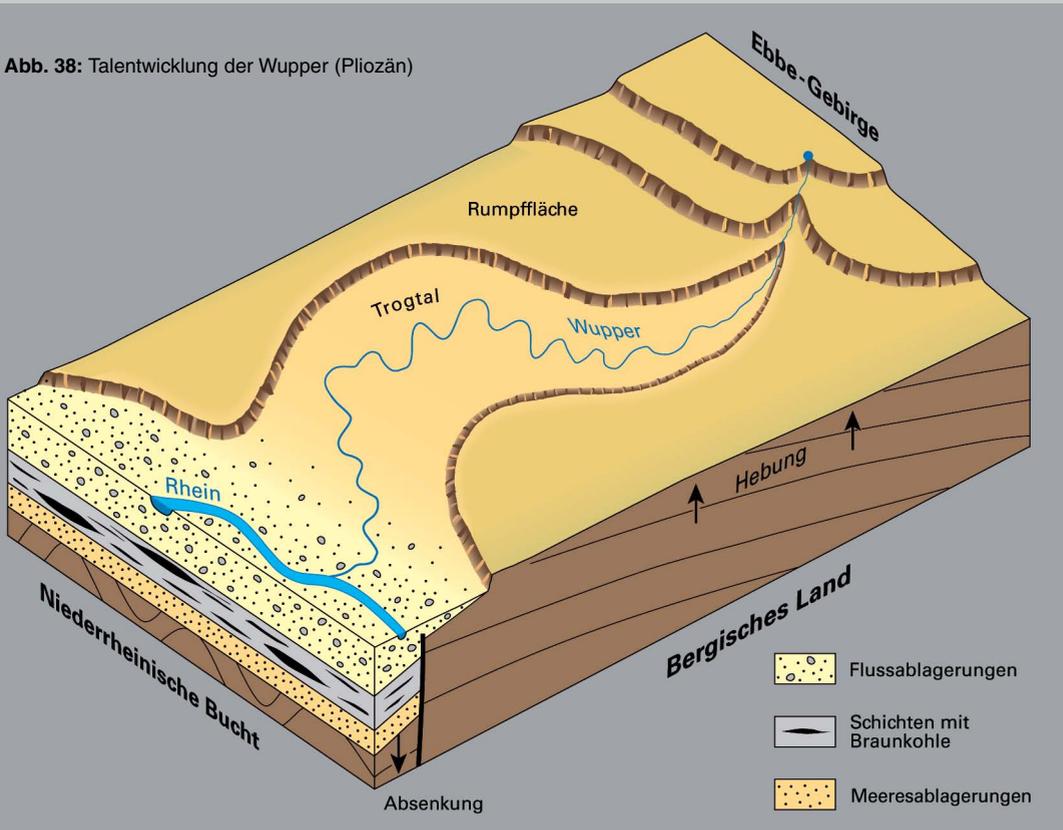


Im Westen bildeten sich zu dieser Zeit in der langsam absinkenden Niederrheinischen Bucht Sumpfwälder, aus deren Biomasse die Rheinischen Braunkohlen entstanden sind.

Im Pliozän entwickelte sich der von Süden kommende Rhein und füllte die ständig absinkende Niederrheinische Bucht mit Quarzkies, Sand und Ton. Im Hügelland östlich davon floss die Wupper. Sie war, was die etwa Nord – Süd verlaufenden Talstrecken angeht, schon früher im Tertiär durch tektonische Schwächezonen (Störungen) des Gesteinsuntergrundes in ihrem Verlauf festgelegt worden. In ähnlicher Weise hat im heutigen Stadtgebiet von Wuppertal die schon tertiärzeitlich angelegte Karstsenke des Massenkalks den Flussverlauf bestimmt.

Gegen Ende des Pliozäns (Abb. 38) begann sich das Flachland zu heben. Gleichzeitig wurde das Klima langsam kälter. Die Flüsse versuchten im Pliozän ihr langsam zunehmendes Gefälle auszugleichen und erodierten das Gestein an ihrer Sohle. Die Wupper „grub sich ein“, zunächst noch moderat, da der Hebungsbetrag der Rumpfläche gering war. Bei dieser Talbildung war die Seitenerosion der Wupper noch größer als die Tiefenerosion, das Tal blieb weit und flach und bildet ein mehrere Kilometer breites, nur wenig eingetieftes Trogtal. Im Verlauf dieses viele hunderttausend Jahre währenden Zusammenspiels von Hebung und Erosion wurde das Tal weiter und tiefer, während sich die ursprüngliche Rumpfläche zu einer nur mäßig zertalten, nach Norden und Westen abdachenden Hochfläche auflöste. Auf ihr sind noch Reste der tonreichen tertiärzeitlichen Verwitterungsrinde zu finden. Sie ist besonders im Quellgebiet der Wupper durchgängig anzutreffen.

Abb. 38: Talentwicklung der Wupper (Pliozän)



des kleine Moore. Deren Reste sind aber nur im Schutz der Karstwannen auf dem Massenkalk von Wülfrath und Wuppertal erhalten geblieben.

Gegen Ende des Miozäns schaffte sich in der Niederrheinischen Bucht von Süden her das energiereiche Flusssystem eines Ur-Rheins Raum und hinterließ sehr quarzreiche Kiese und Sande. Sie wurden von Sanden und Tonen abgelöst. Bei allen diesen Ablagerungen handelt es sich um Material der tertiärzeitlichen Verwitterungsrinde des Rheinischen Schiefergebirges, die im Verlauf des Pliozäns durch eine verstärkte Hebung abgetragen wurde. Dass es sich dabei auch um Material aus dem Bergischen Land handelt, ist aufgrund bestimmter grauer Quarzkiese aus den Hangendschichten der Braunkohle auf der Ville vermutet worden. Dagegen ist es durch die Kieseloolith-Leitgerölle in den Hauptkies-Schichten sicher, dass ein Großteil der sandig-kiesigen Pliozän-Ablagerungen aus dem Einzugsgebiet des Ur-Rheins und der Ur-Mosel stammen. Verkieselte Kalksteine des Mesozoikums nördlich der Vogesen und in Lothringen sind das Ausgangsmaterial dieser Art von Geröll.

Im jüngeren Pliozän wurde die östliche Niederrheinische Bucht weiterhin von einem aus südlicher Richtung kommenden Ur-Rhein mit Kiesen und Sanden beliefert. Da nach Abtrag der tertiärzeitlichen Verwitterungsrinde nun vermehrt feste Gesteine des Schiefergebirges erodiert wurden, sind die Kiese nicht mehr so reich an Quarz wie die spätmiozänen Kiese.

## Quartär

Das Zeitalter des Quartärs ist nicht nur der kürzeste, durch klimatische und geologische Besonderheiten hervortretende Abschnitt der Erdgeschichte, sondern auch das Zeitalter, in dem sich eine Entwicklung vom urtümlichen „geschickten Menschen“ (*Homo habilis*) zum modernen *Homo sapiens sapiens* vollzog. Am

Anfang dieser stammesgeschichtlichen wie auch kulturellen Entwicklung stand der Gebrauch scharfkantig zugerichteter Geröllsteine, bekannt unter dem Namen „pebble tools“ oder „chopper“. Über grob bearbeitete Faustkeile verlief die Entwicklung in einem Zeitraum von etwa 2,5 Mio. Jahren zu immer feiner bearbeiteten Gerätschaften aus Feuerstein und schließlich in der jüngsten Phase des Quartärs, dem Holozän, zur Herstellung von Metallen wie Bronze und später auch Eisen (Tab. 5).

Ausschnitte aus dieser Entwicklung sind auch im Bergischen Land durch die Relikte der dort in der Vorzeit herumstreifenden oder siedelnden Menschen dokumentiert. Herausragendes Beispiel ist der urgeschichtliche Fundplatz Neandertal östlich von Erkrath. Von ihm ist nach 1856 eine grundlegende Wende in der Auffassung von der Entwicklung des Menschen ausgegangen (s. Exkurs Neandertal).

## Pleistozän

Das Quartär gliedert sich in das Pleistozän oder Eiszeitalter und den jüngsten Abschnitt der Erdgeschichte, das Holozän oder Jetztzeit (s. S. 81, Tab. 4). Die Grenze des Tertiärs zum Quartär ist durch die Auswirkungen eines deutlichen Klima-Umschwungs definiert: Auf der Nordhalbkugel der Erde kam es vor etwa 2,6 Mio. Jahren zu einer folgenreichen Abkühlung des Klimas. Diese verlief nicht kontinuierlich, sondern äußerte sich in einem mehrfachen Wechsel von Kalt- und Warmzeiten. In der Folge kam es zu rhythmisch sich ändernden Verwitterungs- und Transportvorgängen, die wiederum die geologischen Verhältnisse prägten. Da auch Flora und Fauna dem stetigen Klimawechsel unterworfen waren, können deren fossile Reste als Klimaindikatoren und biostratigrafische Zeitmarken dienen.

Während im Tertiär unter einem vorherrschend warmen Klima chemische Gesteinsverwitterung und flächenhafte Abtragungsvorgänge

**Tabelle 5**  
**Klimatische Entwicklung und Kulturstufen des Quartärs**

System	geologische Gliederung		Jahre vor heute	Kulturstufe	Fundpunkt im Bergischen Land	
	Serie	Stufe				
<b>Quartär</b>	<b>Holozän</b>	Subatlantikum	0	röm. Kaiserzeit bis heute	u. a. Troisdorf, Stieldorferhohn	
			2 000	Eisenzeit	Hennef, Berg. Gladbach	
		Subboreal	4 000	Bronzezeit		
		Atlantikum	6 000	Neolithikum	Kürten	
		Boreal	8 000	Mesolithikum	Wermelskirchen, Berg. Gladbach, Rösrath, Overath	
	Präboreal	10 000				
	<b>Pleistozän</b>	<b>Oberpleistozän</b>	Weichsel-Kaltzeit	50 000	Jung- u. Spät-paläolithikum	Bonn-Oberkassel
				100 000		Neandertal
			Eem-Warmzeit	Mittel-paläolithikum	<b>Kultur-Innovation</b>	
		Saale-Kaltzeit	erste Neandertaler in Europa			
		<b>Mittelpleistozän</b>	Holstein-Komplex	200 000	Alt-paläolithikum	älteste nachgewiesene Feuerstelle in Europa
			Elster-Kaltzeit	300 000		
				400 000		
			Cromer-Komplex	500 000		
		<b>Untерpleistozän</b>	Ältere Kalt- und Warmzeiten	600 000	Paläolithikum	erste Faustkeil-kulturen in Europa
				700 000		
	1 Mio.					
	1,5 Mio.					
	2 Mio.					
	2,5 Mio.	Geröllkulturen in Afrika				

abließen, wurden schon gegen Ende des Tertiärs und verstärkt im Quartär die physikalische Verwitterung und die lineare Erosion unter einem im Quartär zeitweilig periglazialen Klima bestimmend. Wenn trotz der intensiven Abtragung der Festgesteine die Verbreitung quartärzeitlicher Lockersedimente im Bergischen Land flächenmäßig nur gering ist, so zeigt dies die starke Abtragung und Ausräumung der Landschaft im Verlauf dieser Zeit an.

Die pliozäne und quartärzeitliche Landschaftsbildung des Bergischen Landes ist anhand der Talbildung gut zu verdeutlichen. In den Haupttälern des Rheinischen Schiefergebirges, insbesondere im Mittelrheintal, ist zu beobachten, dass die Taleintiefung von breiten, wannenförmigen Tälern – den heutigen Trogtälern und Plateautälern – ausgegangen ist. Im Verlauf der Gebirgshebung schnitten sich neue und immer schmaler werdende Talböden ein

## Exkurs: Neandertal

*Dort, wo die Düssel den lang gestreckten Zug des von Wülfrath und Mettmann heranstreichenden Massenkalks durchbricht, hatten sich im Verlauf der jüngsten Erdgeschichte ein enges Tal in den Kalksteinfelsen und auch zahlreiche Höhlen sowie Wasserfälle gebildet. Dieses reizvolle, wildromantische Landschaftsbild, durch den Kalkstein-Abbau schon früh zerstört, ist nur durch mehrere künstlerische Darstellungen der Nachwelt überliefert (Abb. 39).*

*Die geringe Ausstrichbreite des Kalksteins bewirkte innerhalb des Talverlaufs der Düssel eine Engstelle (Klamm) mit bis zu 60 m hohen Steilwänden. Von ihnen ist als letzter Rest der Stumpf des Rabensteins übrig geblieben. Durch die Verkarstung des Massenkalks entstanden mehrere Höhlen, unter anderen die beiden Feldhofer Grotten auf der Südseite des Tales. Da die Höhlenbildung parallel zur Taleintiefung verlief, liegen beziehungsweise lagen die Höhlenräume weit oberhalb des Talbodens. In einer solchen Höhle lebte der Neandertaler (*Homo neanderthalensis*), dessen 16 erhalten gebliebene Knochen, eingebettet in Höhlenlehm, vor über 100 Jahren gefunden und erstmals wissenschaftlich bearbeitet wurden.*

*Der Lehrer Johann Carl Fuhlrott, damals an der Realschule in Elberfeld tätig, schrieb 1859 über die zunächst als Bärenknochen angesprochenen Funde Folgendes: „Der Fund besteht aus einer Anzahl menschlicher Gebeine, die durch die Eigenthümlichkeit ihres osteologischen Charakters und die localen Bedingungen ihres Vorkommens zu der Ansicht verleiten könnten, dass sie aus der vorhistorischen Zeit, wahrscheinlich aus der Diluvialperiode stammen und daher einem urtypischen Individuum unseres Geschlechtes einstens angehört haben.“*

*Die Tragweite dieser Beobachtung und der Behauptungen war zur damaligen Zeit revolutionär und es wurde höchst kontrovers diskutiert. Aber Fuhlrott hat Recht behalten: Die von ihm richtig gedeuteten Funde stehen mit am Anfang einer damals sich rasch ausweitenden Forschungsrichtung, die die Entwicklung des vorzeitlichen, fossilen Urmenschen zum heutigen Menschen zum Thema hat.*

*Die mit dem Fund des Neandertalers einsetzende Erforschung der Frühgeschichte des Menschen setzt sich am „locus typicus“ bis in unsere Tage fort. So wurden 1997 am Düsseldorfufer die Reste von Höhlenablagerungen ausgegraben, die die Steinbrucharbeiter vor mehr als 100 Jahren aus der kleineren der beiden Feldhofer Grotten geschaufelt hatten. Es trat dann der außerordentliche Glücksfall ein, dass nicht nur zusätzliche Knochenfragmente geborgen wurden, sondern auch ein Bruchstück, das nahtlos an den 1856 gefundenen linken Oberschenkelknochen passte. Das frische, unpräparierte Fundmaterial ermöglichte auch erstmals eine zeitliche Einstufung der Knochen mithilfe der Radiokarbon-Methode. Als Er-*

gebnis steht nun fest, dass der bergische Neandertaler rund 42 000 Jahre vor unserer Zeit gelebt hat. Er war somit Zeitgenosse des frühen, aus Afrika eingewanderten Homo sapiens, mit dem er sich den damals eiszeitlichen Lebensraum teilte. Moderne genetische Untersuchungen an Knochenmaterial zeigen, dass der Neandertaler „nur“ eine europäische Seitenlinie in der Entwicklung zum modernen Homo sapiens gewesen ist, dass es aber eine lokale Vermischung beider Formen gegeben haben muss.

**Abb: 39:** Das Neandertal vor dem Kalkstein-Abbau (Pfeil = Rabenstein, gestrichelte Umrandung = eine der Feldhofer Grotten; aus BONGARD 1835)



und ließen die Reste der älteren, höher gelegenen Talböden als streifenförmige Terrassen zurück. Sie folgen in Form einer lang gestreckten Terrassentreppe in unterschiedlichen Höhen den heutigen Flussläufen. Oft sind sie von sandig-kiesigen Flussablagerungen, den Terrassenschottern, bedeckt.

Die ältesten Terrassen, die in der Nähe des Rheintales zwischen den tertiärzeitlichen Altflächen und der quartärzeitlichen Terrassentreppe vermitteln, sind die Höhenterrassen. Ihre Schotter sind im Vergleich zu den jüngeren Terrassensedimenten mit einem Gehalt von 50 – 60 % noch relativ reich an Quarzgeröllen. Am Bergischen Höhenrand sind Höhenterrassen überwiegend im Raum Essen-Kettwig – Heiligenhaus – Mettmann als kleinflächige Erosionsreste verbreitet. Mehrfach abgestuft liegen sie bis zu 80 m höher als die Hauptterrassen des Rheins. Die höchstgelegenen Terrassen werden dem jüngsten Pliozän oder ältesten Pleistozän zugerechnet. Weitere Vorkommen von Höhenterrassen liegen östlich von Leichlingen und südlich von Siegburg.

Der Bergische Höhenrand wird im Westen von den jeweils mehrfach untergliederten unterpleistozänen Hauptterrassen und den mittelepleistozänen Mittelterrassen gesäumt. Die Verbreitung der Hauptterrassen ist morphologisch deutlich dem Gebirgsrand zugeordnet. Dort, wo die Terrassenbildung auf den unverfestigten oligozänen Meeressanden erfolgte, greift sie weit nach Osten aus. Dagegen leiten die Mittelterrassen zum Tiefland der Niederrheinischen Bucht mit den Niederterrassen und der Talau des Rheins über.

Während des Mittelpleistozäns, in der Saale-Kaltzeit (s. Tab. 4), hat die nordische Vereisung mindestens einmal den Nordteil des Bergischen Höhenrandes erreicht. Das Ruhrtal und Teile des Rheintales bis Düsseldorf waren damals vom nordischen Inlandeis erfüllt und glaziale Sedimente wurden abgelagert. Zwischen Mülheim an der Ruhr und Essen-Kettwig sind westlich des Ruhrtals glaziale Ablagerungen wie Schmelzwassersande und steinig-schluffi-

ge Grundmoränen mit nordischen Geschieben erhalten.

Im Pleistozän sind im Gebirgsland neben den Terrassensedimenten auch noch andere Lockergesteine wie Fließerden und Löss entstanden. Beides sind relativ junge periglaziale Bildungen, die der letzten Kaltzeit, der Weichsel-Kaltzeit des Oberpleistozäns, zuzuordnen sind. Bei den Fließerden, je nach Feinkornanteil auch Hanglehm oder Hangschutt genannt, handelt es sich um Gesteinsschutt, der im kaltzeitlichen Klima durch physikalische Verwitterung (Frostsprengung) entstanden ist. Dieser Schutt wurde beim Auftauen unter dem Einfluss der Schwerkraft durch Bodenfließen, die sogenannte Solifluktion, hangabwärts transportiert. Dabei hat er sich mehr oder weniger mit feinkörnigem Material vermengt. Die feinkörnige Beimengung – gewissermaßen das Schmiermittel der Fließerde – besteht aus Lössmaterial oder Resten toniger Anteile der tertiärzeitlichen Verwitterungsrinde.

Löss hat nur am westlichen Gebirgsrand, im Übergang zum niederrheinischen Flachland, eine nennenswerte Verbreitung. Seiner Entstehung nach handelt es sich um Staub, der während der pleistozänen Kaltzeiten durch den Wind transportiert worden ist. Der Flugstaub besteht aus Quarzschluff sowie tonigen und karbonatischen Mineralen. Er ist in den weiten, kaltzeitlichen Schotterfluren nördlich und westlich des Bergischen Landes ausgeblasen und abtransportiert worden.

Der am Bergischen Höhenrand verbreitete Löss ist während der letzten Kaltzeit entstanden. Er erreicht dort Mächtigkeiten von einigen Metern. Im Gebirgsland selber ist er manchmal in geschützten Leelagen in geringer Mächtigkeit erhalten geblieben. Viel öfter baut umgelagertes Lössmaterial, mit wenig Gesteinsschutt vermischt, schluffreiche sogenannte lössbürtige Fließerden auf.

An der Westseite des Bergischen Höhenrandes liegen ausgedehnte Flächen mit Flugsand. Bereichsweise sind sie von holozänen

## **Exkurs: Geologische Entwicklung des Wupper-Tales (Teil 2)**

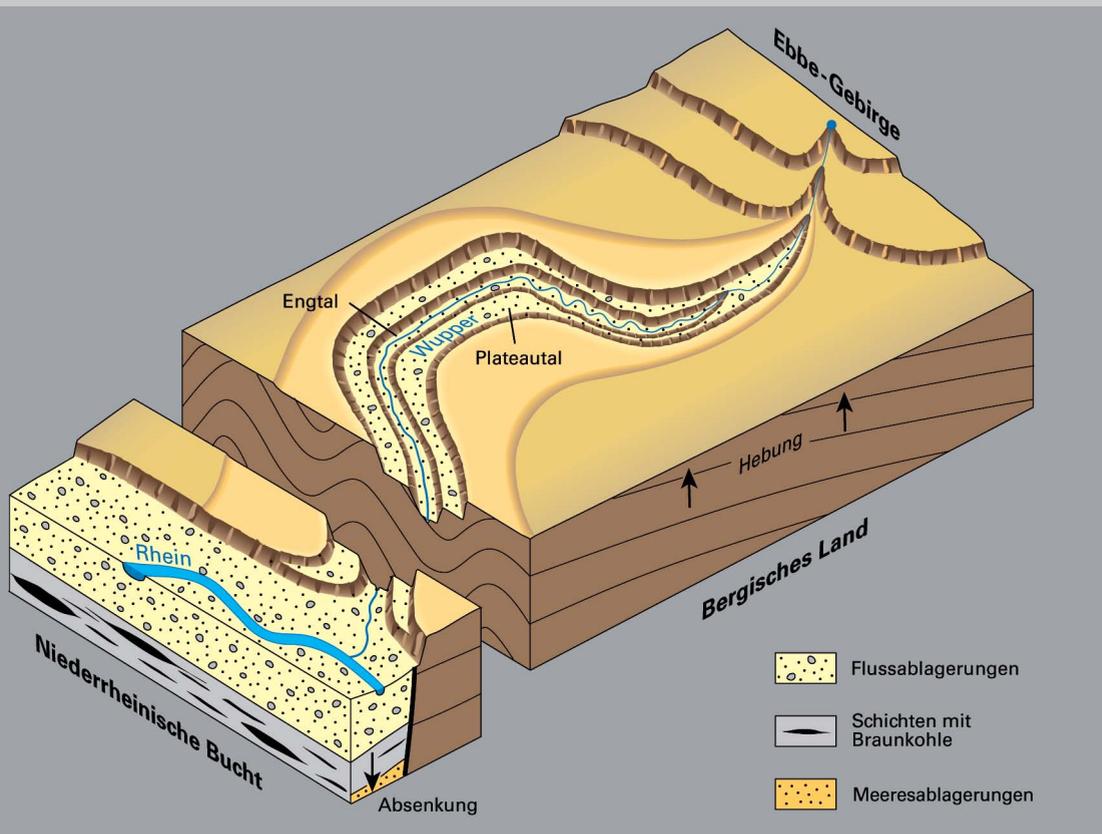
*Mit dem beginnenden Pleistozän kam es in der Entwicklungsgeschichte des Wupper-Tales zu einem radikalen Bruch. Eine Abfolge von mehreren Kalt- und Warmzeiten und tektonische Bewegungen steuerten von nun an die Erosionstätigkeit des Flusses. Bei andauernder Hebung des Bergischen Landes grub die Wupper sich phasenhaft immer tiefer ein: In einem bestehenden Talboden legte sie einen neuen, tiefer gelegenen an; der alte Talboden blieb als eine von Flussschottern bedeckte Terrasse zurück. Es entstanden die heute hoch gelegenen Plateautalböden (Abb. 40). Die jüngste Terrassenfläche der breiten Plateautalböden ist die Jüngere Hauptterrasse, die flussaufwärts in der jetzigen Talauflage ausläuft.*

*Die klimatische Steuerung der Flusserosion verlief auf folgende Weise: Am Beginn einer Kaltzeit (Frühglazial) ging der pflanzliche Bewuchs stark zurück. Der Felsuntergrund wurde freigelegt und war der Frostsprengung ausgesetzt. Es entstanden große Mengen von Frostschutt, den sommerliche Schmelzwässer im Fluss abtransportierten und zu einem Schotterkörper akkumulierten. Nach dem Höhepunkt der Kaltzeit (Hochglazial) kam es im Spätglazial bei Wiedererwärmung zu einer verstärkten Tiefenerosion und Anlage eines neuen Talbodens. Im Laufe des Pleistozäns entstand auf diese Weise eine Abfolge von höhenmäßig abgestuften, ineinander verschachtelten Terrassenflächen, die die Wupper mehr oder weniger lückenhaft begleiten und den Talhang treppenförmig gliedern.*

*Vor etwa 800 000 Jahren nahm die Hebung des Bergischen Landes stark zu. In der Folge wurde die Tiefenerosion der Wupper stärker als ihre Seitenerosion, es entstand das sogenannte Engtal mit den jetzt eher schmalen Mittelterrassen. Die noch freien Mäander der Trog- und Plateautalböden wurden im entstehenden Engtal festgelegt und änderten ihren Verlauf nicht mehr. Der jüngste Talboden wird im Allgemeinen von der Oberfläche der Niederterrasse gebildet; darin ist der heutige Flusslauf eingetieft. Auch heute noch können im Flussverlauf Strecken unterschieden werden, wo der Fluss über eine Felssohle läuft, wo er also erodiert, und Strecken, wo es in den letzten Jahrzehntausenden zur Bildung einer mächtigen Talfüllung aus kiesigen Flussablagerungen gekommen ist.*

Die schildförmige Hebung des Rheinischen Schiefergebirges hat bis heute am westlichen Hebungszentrum des Sauerlandes gegenüber der meerspiegelnahen Ausgangsposition im Tertiär schätzungsweise 500 m erreicht. Im Bereich des Hebungszentrums entspringt nicht nur die Wupper, auch die Volme, Quellflüsse der Agger sowie Zuflüsse zur Lenne haben hier ihren Ursprung. Die Hebung des Rheinischen Schiefergebirges hält an, wie moderne satellitengestützte Höhenmessungen zeigen. Der Hebungsbetrag beläuft sich im Stromgebiet der Wupper auf 0,4 – 0,8 mm/Jahr. Der Motor für die Talbildung ist also noch in Gang, das derzeitige Klima lässt aber infolge der dichten Pflanzenvegetation keine tief greifende Erosion zu.

**Abb. 40:** Talentwicklung der Wupper (Pleistozän)



Dünenfeldern bedeckt. Oftmals sind Mittelterrassenflächen völlig von Flugsand verhüllt. Der fein- bis mittelkörnige Sand ist gegen Ende der Weichsel-Kaltzeit (s. Tab. 4) aus den westlich gelegenen Schotterfluren der Rhein-Niederterrassen vom Wind aufgenommen und verfrachtet worden. Manche der zur damaligen Zeit freiliegenden Tertiär-Quarzite sind an ihrer Oberfläche durch die schleifende Wirkung des Flugsandes auch regelrecht poliert worden. Flugsand wurde wie Löss durch Wind transportiert. Allerdings waren bei den größeren und somit schwereren Flugsandkörnern höhere Windenergien notwendig. Die Übergänge zu Sandlöss und Löss sind fließend.

## Holozän

Das Holozän – auch Postglazial genannt – umfasst den 10 000 Jahre währenden Zeitraum vom Ausklingen der letzten Kaltzeit bis heute. Es ist der Zeitraum, in dem die nacheiszeitliche Landschaft ihre letzte Formung erfahren hat. Jüngste Veränderungen der Landschaft gehen auf den Menschen zurück, der durch seine Siedlungs- und Wirtschaftstätigkeit nachhaltigen, nicht immer positiven Einfluss genommen hat.

Die deutliche Klimaverbesserung seit dem Spätglazial ist Auslöser für eine zunehmende Bewaldung. Herrschte im Spätglazial noch ein baumloser Tundrenbewuchs vor, so kam es in der Folgezeit zur Ausdehnung von artlich unterschiedlich zusammengesetzten Wäldern. Der Beginn der menschlichen Besiedlung ist in den holozänen Sedimenten daran ablesbar, dass vermehrt Getreidepollen in ihnen zu finden sind (s. Kap. „Die vor- und frühgeschichtliche Besiedlung des Bergischen Landes“).

Holozäne Sedimentbildungen beschränken sich im Gebirgsland auf überwiegend tonige Abschwemmmassen, die als Auenlehm die weichselzeitlichen Niederterrassen des Talgrundes bedecken. Ausgangsmaterial des Auenlehms ist feinkörniges Bodensubstrat,

insbesondere Lösslehm, das durch Starkregen abgespült und durch Hochwässer verfrachtet wurde. Bestandteil der Auenablagerungen können auch umgelagerte Kiese und geringmächtige Torfe sein, wobei Letztere durch ihre Pollenführung eine Alterseinstufung dieser Ablagerungen ermöglichen.

Zu den holozänen Bach- und Flussablagerungen des Gebirges gehören auch die Schwemmkegel. Das sind uhrglasförmig gewölbte Schuttkörper, die vor den Nebentälern auf dem Talboden des Haupttales liegen.

Die geologischen Vorgänge, die ein Mensch in seiner Lebenszeit überschauen kann, sind teils kontinuierlich und in ihrer Langsamkeit nicht direkt erkennbar, teils verlaufen sie auch kurzfristig und episodisch mit umso gravierenderen Folgen. Zu den kontinuierlichen Vorgängen kleinräumiger Art gehören das Bodenkriechen an geneigten Hängen und die schleichende Bewegung losgelöster Felsmassen bis zu ihrem plötzlichen Absturz. Ein großräumiger Vorgang ist die durch geodätische Messungen nachgewiesene, heute noch anhaltende tektonische Hebung der Rheinischen Masse um Bruchteile von Millimetern im Jahr. Ein Fortdauern des geologischen Geschehens zeigt sich auch in postvulkanischen Kohlendioxid-Austritten wie in Mofetten und bestimmten Mineralquellen, den Kohlensäuerlingen, im Mittelrheintal.

Ein weiteres Phänomen, das immer wieder an das Fortdauern geologischer Prozesse erinnert, sind die Erdbeben in und am südlichen Rand der Niederrheinischen Bucht. Hier ist aus jüngerer Zeit das Erdbeben von Roermond (1992) zu nennen. Im Bergischen Land selbst ist nicht mit größeren Erdbeben zu rechnen.

Schließlich verändert auch der Mensch, wenn auch in beschränktem Maße, das natürliche, geologisch geprägte Landschaftsbild. Das geschieht beispielsweise durch den Verkehrswegebau, die Anlage von Großtagebauten und Steinbrüchen oder die Deponierung von Abfallstoffen in Halden.

## Geologie der Zukunft

In den vergangenen 550 Mio. Jahren war das heutige Gebiet des Bergischen Landes abwechselnd von Meeren überflutet oder festländisch. Es unterlag dabei wechselnden Klimaeinflüssen. Diese Faktoren haben die urzeitliche Landschaft nachhaltig geprägt. Die naheliegende Frage ist: Wie geht die Erdgeschichte weiter?

Zur Beantwortung dieser Fragen muss man sich Folgendes klarmachen: Es ist eine Tatsache, dass Veränderungen im Verlaufe der Erd- und Klimageschichte sehr langsam ablaufen. Deshalb ist die Lebensspanne des Menschen nicht geeignet, Änderungen unzweifelhaft zu erfassen. Dementsprechend ist Vorsicht geboten, wenn man aus relativ kurzzeitigen oder auch episodischen Vorgängen Prognosen oder Hochrechnungen für die Zukunft abgeben wollte.

Auf den geologisch kurzen Zeitraum von wenigen tausend Jahren gesehen, stellen sich folgende Fragen: Wird die natürliche Klimaentwicklung, die seit etwa 10 000 Jahren in einer Wärmezeit verharrt, wieder auf eine Kaltzeit mit Inlandeisgletschern in Nordeuropa zusteuern? Andererseits, wie wirkt sich die Erhöhung des CO<sub>2</sub>-Gehaltes der Atmosphäre seit Beginn des industriellen Zeitalters und die daraus abgeleitete menschengemachte Klimabeeinflussung aus? Wie werden sich die natürliche und die möglicherweise künstlich veränderte Klimaentwicklung beeinflussen? Diese Fragen werden von der Wissenschaft kontrovers diskutiert. Schlüssige Szenarien für die nächste Zukunft sind noch nicht auszumachen.

Eine andere, gleichermaßen offene Frage ist die zukünftige Entwicklung des geologisch jungen Vulkanismus in der Eifel. Es wäre einigermaßen kurzsichtig, zu vermuten, dass er mit den jüngsten Vulkanexplosionen vor 9 400 Jahren (Ulmener Maar) und vor 13 000 Jahren (Laacher Vulkan) erloschen wäre. Die Folgen einer Vulkanexplosion im dicht besiedelten

Mitteleuropa wären verheerend und im Gegensatz zu einer möglich erscheinenden Klimavorsorge durch CO<sub>2</sub>-Reduktion nicht abwendbar.

Für die beide Ereignisfelder Erdbeben und Klima der zukünftigen Erdgeschichte gilt, dass nur durch die immer mehr ins Detail gehende Erforschung geologischer und klimatischer Vorgänge der Erdvergangenheit ein Verständnis für die heutige Situation und damit vielleicht auch eine Prognose für zukünftige Ereignisse gewonnen werden kann.

Noch schwieriger gestaltet sich die Vorhersage der Erdgeschichte für die kommenden Millionen Jahre. Sie ist eng mit der zukünftigen plattentektonischen Entwicklung Europas verknüpft. Zu erwarten ist, dass die Afrikanische Platte weiter nordwärts driftet und so das Mittelmeer als der letzte Rest des mesozoischen Tethys-Meereres geschlossen werden wird. Mitteleuropa und damit auch die Rheinische Masse wird darauf entsprechend tektonisch reagieren. Möglich ist, dass die großen tektonischen Bewegungszonen, wozu auch die südliche Niederrheinische Bucht, das angrenzende Rheintal und der Oberrheingraben gehören, wieder zu Meeresstraßen werden. Ob in dieser geologischen Zukunft allerdings noch Menschen der heutigen Evolutionsstufe leben werden, ist mehr als fraglich.

Schließlich ist für die geologische Zukunft auch die Kollision des Planeten Erde mit kubikkilometergroßen Himmelskörpern (Asteroiden) nicht gänzlich auszuschließen. Mindestens einmal in der Erdgeschichte, nämlich an der Kreide/Tertiär-Grenze, hat solch ein „impact“ den Ablauf der Erdgeschichte zwar nicht wesentlich „gestört“, dafür aber die Entwicklung der Lebenswelt nachhaltig beeinflusst.

# Die vor- und frühgeschichtliche Besiedlung des Bergischen Landes

Jennifer Gechter-Jones und Michael Gechter

## Überblick

Während für die heutige Besiedlung des Bergischen Landes dessen spätmittelalterliches Siedlungsbild maßgebend ist, sah die Besiedlung zwischen dem Ende der letzten Kaltzeit und dem Hochmittelalter anders aus. Für die Altsteinzeit, das Paläolithikum, können keine festen Wohnplätze des Neandertalers und des *Homo sapiens sapiens* nachgewiesen werden. Beide Menschenarten bejagten die kaltzeitlichen Tierherden, die durch die damalige tundraähnliche Landschaft zogen.

In der Mittelsteinzeit, dem Mesolithikum, sammelten die Menschen je nach Jahreszeit Pflanzen und Früchte, fingen Fische und bejagten das Standwild. Mehrere Fundstellen, die als Reste temporärer Lagerplätze interpretiert werden, sind bekannt.

Für die Jungsteinzeit, das Neolithikum, lassen sich im Rheinland die ersten Bauern nachweisen, die in Dörfern lebten. Anscheinend lagen die Dörfer nur auf der Nieder- und der Mittelterrasse des Rheins und nicht auf den Höhen des Bergischen Landes. Auf die Anwesenheit der Neolithiker deuten die Funde von Steinbeilen und -äxten sowie Pfeilspitzen hin.

Die folgende Bronzezeit ist im Bergischen Land nur wenig durch Funde belegt. Erst in der älteren Eisenzeit (ca. 750 – 450 v. Chr.) ändert sich die Besiedlungsstruktur. Jetzt kann aufgrund der überaus zahlreichen Grabfunde ein Bevölkerungsanstieg nachgewiesen werden. Die Besiedlung nimmt während der jüngeren Eisenzeit (La-Tène-Zeit) wieder leicht ab; gleichzeitig lässt sich aber auch in Ansätzen eine Besiedlung der Bergischen Höhen nachweisen. Am Ende der Eisenzeit veränderte

sich infolge des römischen Vorstoßes an den Rhein unter Caesar und Augustus (54 u. 16 v. Chr.) die gesamte Besiedlung des Rheintales. So können im 1. Jahrhundert n. Chr. rechtsrheinisch nur wenige kleinere germanische Siedlungen auf der Nieder- und der Mittelterrasse nachgewiesen werden. Erst im 2. und 3. Jahrhundert stieg die Zahl dieser Einzelgehöfte an. Die Bewohner standen im ständigen Handelsaustausch mit der linksrheinischen römischen Provinz. Im späten 3. und im 4. Jahrhundert verschwanden diese germanischen Siedlungen. Anscheinend wechselten die Bewohner in die römische Provinz über. Anfang des 5. Jahrhunderts gelangen zuerst vereinzelt, später verstärkt fränkische Neusiedler in das verlassene Gebiet. Für das 6. und 7. Jahrhundert können zwei größere Siedlungsschwerpunkte im rechtsrheinischen Bonner und im Raum Duisburg – Düsseldorf festgestellt werden. Nach wie vor wurde aber die Niederterrasse bevorzugt besiedelt. Erst im 8. Jahrhundert deutet sich eine Ausdehnung der Besiedlung an. Jetzt begann man, auf den höheren Lagen des Rheintals zu siedeln. Ein gutes Beispiel hierfür sind die frühen Gründungen von Kirchen im 8. Jahrhundert in Langenfeld-Richrath und in Bergisch Gladbach-Refrath. Wahrscheinlich durch die Suche nach Erzen kamen die ersten Siedler in karolingischer Zeit in das Bergische Land. Zusätzlich machte sich die Wirtschaftskraft von Köln in dieser Zeit bemerkbar. Es wurden Wegeverbindungen nach Osten gesucht und eingerichtet, die ihren Bezug zu Köln-Deutz hatten. Über diese Handelsverbindungen wurde gleichzeitig eine Aufsiedlung des Bergischen Landes sowohl vom Rheintal als auch von Westfalen aus betrieben. (Die Unterlagen zu den in der Fundstellenliste angeführten Funden und Befunden

befinden sich im Ortsarchiv des LVR-Amtes für Bodendenkmalpflege in Bonn bzw. in der für das Bergische Land zuständigen Außenstelle in Overath, Gut Eichthal.)

Die Karten (Abb. 41) zeigen die Fundpunktdichte für die beschriebenen Zeitabschnitte und den Verlauf der Handelswege.

## Altsteinzeit (Paläolithikum, ca. 2 600 000 – 11 500 Jahre v. h.)

Die Altsteinzeit oder das Paläolithikum begann vor ca. 2,6 Mio. Jahren und endete mit dem Ausklingen der letzten Kaltzeit. Aus der mittleren Altsteinzeit (Mittelpaläolithikum) stammt der Fund des Neandertalers bei Düsseldorf. Die Neandertaler waren relativ klein und untersetzt. Mit einer Körpergröße von ca. 1,60 m und einem Gewicht von ca. 75 kg waren sie rund 30 % schwerer als moderne Europäer bei gleicher Körpergröße. Diese Körperproportionen waren eine Anpassung an kaltes Klima, wie wir sie heute noch von den Inuit (Eskimos) her kennen. Die Neandertaler lebten als Sammler und Jäger etwa zwischen 130 000 und 40 000 Jahren v. h. im Bergischen Land. Mit einem geschätzten Alter von 42 000 Jahren ist das Düsseldorfer Individuum einer der jüngsten gefundenen Neandertaler. Nach der Einwanderung des *Homo sapiens sapiens* in Europa um 47 000 Jahre v. h. scheinen beide Menschenformen noch einige Jahrtausende nebeneinander gelebt zu haben. Das Bergische Land war zu dieser Zeit mit einer kaltzeitlichen Tundravegetation überzogen, durch die Herden von Mammut, Wollnashorn, Ren, Wisent und Pferd zogen. Die damaligen Menschen waren Großwildjäger, die den Herden folgten und ihnen an geeigneten Stellen mit Speeren nachstellten.

Die jüngere Altsteinzeit (Jungpaläolithikum, ca. 40 000 – 13 000 Jahre v. h.) ist die Zeit des *Homo sapiens sapiens*, des direkten Vorfahren des modernen Menschen. Er stellte neue Steinwerkzeuge in Klingentechnik her und ist

auch der Schöpfer der berühmten Höhlenmalereien.

Die späte Altsteinzeit (Spätpaläolithikum, ca. 13 000 – 11 500 Jahre v. h.) ist geprägt durch den Übergang von der Kalt- zur Warmzeit. Aus dieser Zeit stammt das Doppelgrab aus Bonn-Oberkassel, in dem das erste Mal der aus dem Wolf gezüchtete Haushund nachgewiesen werden konnte. Aus derselben Zeitstufe stammt der Neufund eines Retuscheurs aus Windeck-Dreisel. Das Steingerät, das zur Herstellung von Retuschen an Steingeräten diente, war beidseitig mit eingravierten Elchen verziert.

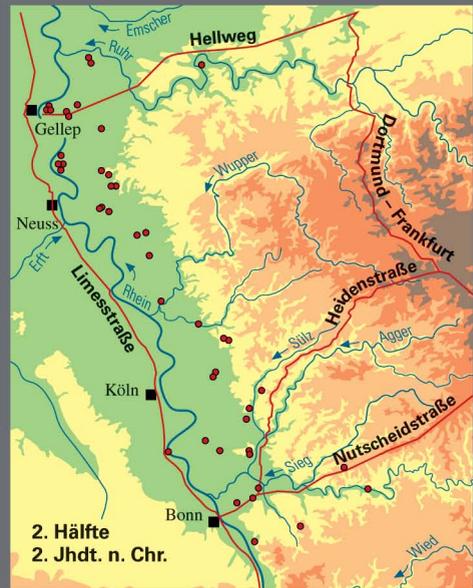
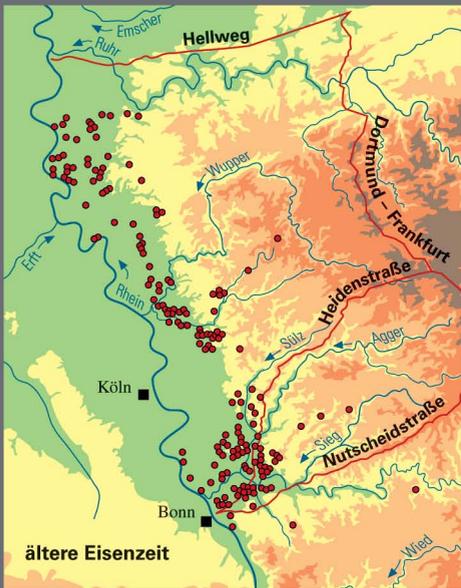
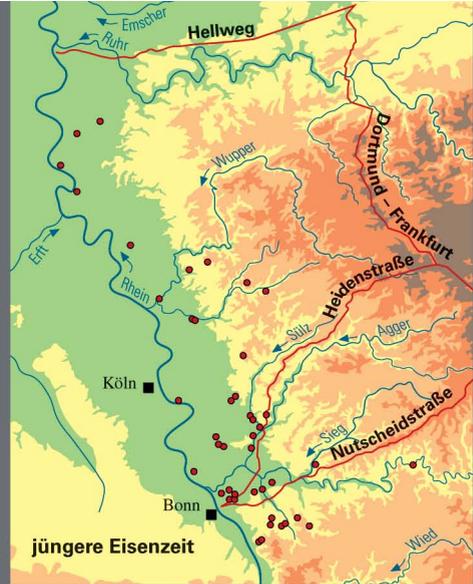
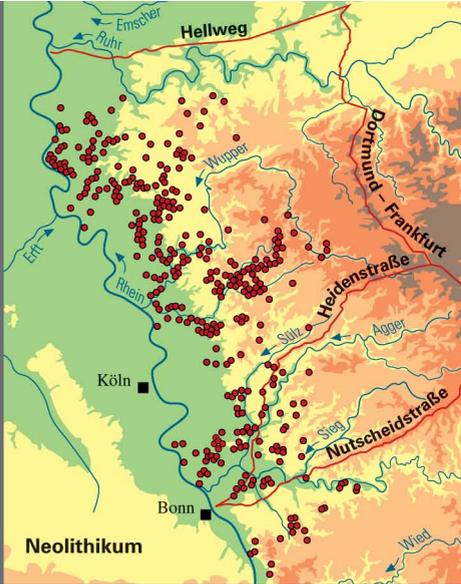
## Mittelsteinzeit (Mesolithikum, 11 500 – 7 300 Jahre v. h.)

Mit dem nach Ende der letzten Kaltzeit einsetzenden wärmeren und feuchteren Klima ging eine Veränderung der Flora und Fauna einher. Die großen Tierherden zogen, der zurückweichenden Tundra folgend, nach Norden ab. Das Bergische Land wurde langsam von einem dichten Urwald bedeckt. Hier lebten die heutigen Wildformen wie Hirsch, Elch, Wildschein, Bär, Luchs und Wolf. An den lichterem Wald-rändern fanden sich Ur und Reh und in den Tälern der Biber ein.

Neben der Veränderung in der Natur änderte sich auch die Lebensweise der Menschen. Die Mittelsteinzeit ist der letzte Abschnitt in der langen wildbeuterischen Geschichte der Menschheit. Die Menschen lebten in kleinen, beweglichen Gruppen zusammen, die sich vom Sammeln (Pflanzen, Körner, Nüsse), der Jagd und dem Fischfang ernährten.

Das auffälligste Merkmal der Steingeräte der Mittelsteinzeit ist ihr sehr kleines Format, hier besonders das der Pfeilbewehrungen. Die klei-

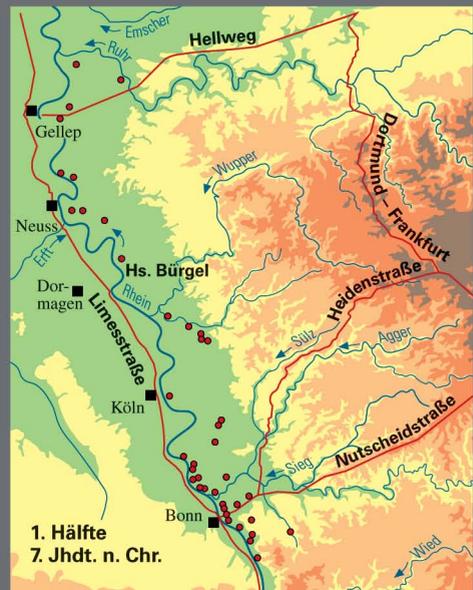
Abb. 41: Fundpunktkarten Neolithikum bis 1. Hälfte des 7. Jahrhunderts



0 20 km



 Fundpunkte



nen Pfeilspitzen wurden mit Pech, Sehnen und Fasern an den Holzschäften befestigt. Pfeil und Bogen sind die kennzeichnenden Jagdwaffen dieser Epoche.

Größere Fundstellen dieser Zeit liegen in Wermelskirchen, am Sonnenberg bei Bergisch Gladbach-Hebborn, bei Rösrath und bei Overath. Diese von der Natur begünstigten Siedlungsstätten deuten auf eine immer wiederkehrende Nutzung als Lagerplatz hin.

## Jungsteinzeit (Neolithikum, 7 300 – 4 000 Jahre v. h.)

Kennzeichnend für das Neolithikum ist die Einführung der Nahrungsproduktion. Ackerbau und Viehzucht in Verbindung mit der dafür notwendigen Sesshaftigkeit bedeuteten einen radikalen Bruch mit der Lebensform der Jäger und Sammler. Kenntnisse der Nahrungsproduktion wurden vor ca. 10 000 Jahren im Vorderen Orient entwickelt, wo in wild wachsender Form Getreidearten, Hülsenfrüchte und die Ölpflanze Lein vorkamen. Dort wurden auch Schaf und Ziege domestiziert. Dagegen scheint die Domestikation von Rind und Schwein eine europäische Errungenschaft zu sein. Diese Kenntnisse gelangten im Laufe des 6. Jahrtausends v. Chr. nach Mitteleuropa. Neue Steingeräte wie Erntegeräte, Mahl- und Reibsteine wurden für die Nahrungszubereitung, Dechsel und Beile – nun geschliffen – für Rodungen und den Hausbau hergestellt. Eine wichtige Neuerung war auch die Keramikproduktion.

Die älteste neolithische Kultur im Rheinland ist die der Bandkeramik, benannt nach der bandartigen Verzierung der Gefäße. Die Bauern dieser Kultur siedelten vorwiegend auf den Lössböden. Auf den freigerodeten Lichtungen errichteten sie ihre bis zu 40 m langen, massiven Fachwerkhäuser. Sie lebten in Weilern und Dorfgemeinschaften, umgeben von ihren kleinen Feldern. Das Vieh weidete im Wald. Grünland und Wiesen waren noch unbekannt.

Überraschenderweise wurde 2004 auf der Niederterrasse bei Niederkassel-Uckendorf die älteste bandkeramische Siedlung im Rheinland entdeckt. Die Bewohner scheinen aus der Wetterau durch die Hessische Senke und dann über die Nutscheidstraße (s. Abb. 41) dorthin gelangt zu sein. In unmittelbarer Nähe, in Niederkassel-Mondorf, fand sich eine jüngere Siedlung mitsamt einem Erdwerk. Die Bergischen Lössflächen wurden nicht von den Bandkeramikern besiedelt.

Im Mittelneolithikum (6 900 – 6 400 Jahre v. h.) scheinen auch die Mittelterrassen im Rechtsrheinischen besiedelt worden zu sein. Dies belegen keramische Funde aus der Stadt Troisdorf und ihrem Stadtteil Altenrath.

Zahlreiche Feuersteingeräte (Abb. 42) der jungneolithischen Michelsberger Kultur (6 400 bis 5 500 Jahre v. h.) zeigen eine intensive Nutzung des Bergischen Landes wahrscheinlich durch eine extensive Viehwirtschaft. Feste Siedlungen oder die für diese Epoche typischen großen Erdwerke fehlen hier dagegen.

Außer Funden von Pfeilspitzen und Beilen fallen Siedlungshinweise für das Spät- und Endneolithikum (5 500 – 4 000 Jahre v. h.) spärlich

**Abb. 42:** Steinaxt, Neolithikum; Düsseldorf-Lohausen





**Abb. 43:** Trichterbecher und Feuersteindolch, Endneolithikum; St. Augustin-Hangelar bzw. Troisdorf-Altenrath

aus. Becherzeitliche Hügelgräber des Endneolithikums sind von der Mittelterrasse bei Troisdorf-Altenrath und St. Augustin-Hangelar bekannt. Von hier stammen ein Trichterbecher und ein Feuersteindolch (Abb. 43). Eine einzige Becherscherbe stammt aus Kürten-Spitze im Innerbergischen. Zurzeit zeichnet sich folgendes Bild für das Neolithikum im Bergischen Land ab: Die Dörfer lagen auf der Nieder- und der Mittelterrasse, wo auch bestattet wurde. In den Sommermonaten scheinen die Bewohner in einer Art Almauftrieb mit dem Vieh auf die Waldweiden des Bergischen gezogen zu sein. Genauso können sie auch im Winter zu Jagdzügen hierhin aufgebrochen sein. Bei diesen Aktivitäten wurden Werkzeuge wie Äxte und Beile oder auch Waffen, zum Beispiel Pfeile, verloren oder verschossen. Die Leute nahmen auf ihre Züge keine Keramiken mit, da diese auf dem Marsch leicht zu Bruch gehen konnten. Vorräte wurden in Ballen, Körben oder Taschen transportiert.

## Bronzezeit

(4 000 – 2 750 Jahre v. h.)

Die Bronzezeit erhielt ihren Namen von der aus Südeuropa eingeführten Bronze, einer Legierung aus 90 % Kupfer und 10 % Zinn. Dieser Werkstoff ersetzte den Stein als Werkzeughmaterial. Mitte des 5. Jahrtausends v. Chr. waren die ersten europäischen Kupfererzbergwerke in Bulgarien und Serbien in Betrieb. Frühe Zentren der Metallverarbeitung entstanden fortan überall dort, wo abbauwürdige und gut zu verhüttende Kupfererze vorkamen. Das seltene Zinn musste aus England, der Bretagne, Sardinien, Portugal oder dem Erzgebirge importiert werden.

Bislang gibt es keinen Hinweis darauf, dass im Bergischen Land schon während der älteren Bronzezeit (4 000 – 3 200 Jahre v. h.) Kupferkies abgebaut wurde. Bronze ist im Fundgut des Bergischen Landes spärlich vertreten. Dies liegt zum Teil daran, dass das kostbare Metall immer wieder eingeschmolzen und neu genutzt wurde. Zum anderen zeigt es aber auch, dass zu dieser Zeit das Gebiet nur spärlich besiedelt war. Nur im Bereich der Rheinebene können wir für diese Zeit mit Siedlungen rechnen.

Neben Einzelfunden und einer Grablage in Langenfeld (Abb. 44) ist nur eine Siedlung bekannt. Bei einer Ausgrabung im Vorfeld des Baus der Bundesautobahn A 44 in Düsseldorf-Rath konnte ein bronzezeitliches Bauwerk nachgewiesen werden. Es handelt sich um einen 6,2 x 5,6 m großen Bau mit Doppelpfosten an den Ecken, der wohl ehemals als Wohnhaus eines Hofes genutzt worden war.

Die jüngere Bronzezeit oder Urnenfelderzeit (3 200 – 2 700 Jahre v. h.) ist durch den neu entstandenen Bestattungsbrauch der Totenverbrennung gekennzeichnet, der sich vom Balkan aus über weite Teile Europas ausbreitete. Die vom Scheiterhaufen aufgelesenen Knochen sowie die Reste der mitverbrannten Beigaben und Trachtbestandteile wurden in Urnen unter flachen Hügeln beigesetzt. Solche Urnengräberfelder waren namengebend für diese Phase.



**Abb. 44:** Tüllenbeil, späte Bronzezeit; Langenfeld-Reusrath

Aus Hennef-Geistingen liegt der bedeutendste Grabfund dieser Zeit aus dem Bergischen Land vor. Es handelt sich um ein Kriegergrab, das zunächst in exponierter Lage als Einzelgrab angelegt worden war. Später entwickelte sich daraus ein eisenzeitliches Grabhügelfeld. Außerhalb der Urne, in der sich der Leichenbrand befand, standen und lagen noch vier weitere Gefäße und Teile der Bewaffnung, wie ein Griffzungenschwert, Pfeilspitzen sowie Bronzebesatzteile eines Lederpanzers.

Auch zu dieser Zeit war das Bergische Land nur schwach besiedelt. Neben Einzel- und einigen Grabfunden sind lediglich aus Bergisch Gladbach-Fahn späturnenfelderzeitliche Siedlungsfunde bekannt, die 1996 von ehrenamtlichen Mitarbeitern des Rheinischen Amtes für Bodendenkmalpflege aufgelesen werden konnten.

Ein einzelnes späturnenfelderzeitliches Gehöft lag inmitten der Äcker im Wald. Es bestand aus einem kleinen Wohnhaus mit einigen Speicherbauten, die auf Stelzen standen, damit die Vorräte nicht von Tieren gefressen werden konnten.

## Eisenzeit (2 750 – 2 000 Jahre v. h.)

Die Einführung der Eisentechnologie in der älteren Eisenzeit (2 750 – 2 450 Jahre v. h.) bedeutete die Unabhängigkeit vom überregionalen Metallhandel und setzte zugleich tief greifende landwirtschaftliche Veränderungen im Rheintal in Gang. Der Bedarf an Holzkohle für die Eisenverhüttung führte zu starken Eingriffen in den Wald. Sie kennzeichnen – gemeinsam mit einer erweiterten Rodung zur Gewinnung von landwirtschaftlichen Nutzflächen – den Beginn einer neuen Kulturlandschaft.

Jetzt kann eine erheblich dichtere Besiedlung zwischen Sieg und Ruhr aufgrund des Fundanfalls belegt werden. Siedlungen und Gräber finden sich nicht nur auf der Mittelterrasse, sondern auch in der Rheinebene auf leichten Erhöhungen im Überschwemmungsgebiet. Gleichzeitig wurden Talweitungen an der oberen Dhünn, der Sülze und der oberen Sieg besiedelt, die Hochflächen des Bergischen Landes mit ihren Lössflächen dagegen nicht. Es handelt sich bei den Siedlungen um solche in Streulage, die aus einzelnen Gehöften bestanden. In Düsseldorf-Rath konnte 1989 und 1990 eine solche Siedlung untersucht werden. Sie lag auf einer leicht erhöhten Insel in einer Bachschleife auf der Niederterrasse. Das Gehöft bestand aus einem Wohnhaus mit einer Grundfläche von 6,5 x 4,5 m. Zusätzlich gab es noch zwei Wirtschaftsgebäude zwischen 4 und 6 m<sup>2</sup> und einen kleinen Hochspeicher von 4 m<sup>2</sup> Grundfläche. Gekocht wurde auf einer Feuerstelle außerhalb des Wohngebäudes. Solche kleinen Fachwerkgehöfte sind typisch für die Besiedlungsformen dieser Zeit am Niederrhein. Zusätzlich fand sich in diesem Gehöft der älteste Nachweis für einen Rennfeuerofen im Rheinland. Hier wurde mithilfe von Holzkohle Raseneisenerz verhüttet.

Die archäobotanische Bestimmung von pflanzlichen Großresten aus zeitgleichen Gehöften im Rheintal bietet ein Bild der damaligen Nahrungsmittel. Aus Gerste und Hirse stellte man Fladenbrot, Brei und Bier her. Hirsebrei bildete

das Grundnahrungsmittel dieser Zeit. Erbsen und Ackerbohnen, die Vorgänger der heute so beliebten Dicken Bohnen, bereicherten den Speiseplan.

In dieser Zeitstufe wurden auf den westlichen Randhöhen des Bergischen Landes Befestigungen angelegt. Sie markieren durch ihre Lage die östliche Grenze des damaligen Siedlungsgebietes, ohne aber Verteidigungsfunktionen zu übernehmen. Diese sogenannten Ringwälle bestanden aus einem einzelnen oder mehrfachen Befestigungsringen. Diese setzten sich aus Spitzgräben mit dahinter liegenden Erdwällen zusammen. Neben einfachen Erdwällen gibt es auch solche aus einer Holz-Erde-Mauer, das ist ein mit der Aushuberde aus dem Graben gefülltes Holzrahmenwerk mit Wehrgang, der durch eine Brustwehr aus Flechtwerk geschützt war.

Solch eine Holz-Erde-Mauer mit vorgelegtem Doppelgraben bildet auch den Ringwall auf dem Lüderich nördlich von Hoffnungsthal. Dieser Ringwall umfasste eine Fläche von ca. 15 ha, auf der bislang keine Innenbebauung nachgewiesen werden konnte. Der Ringwall auf dem Lüderich wird durch Scherbenfunde in die Anfangsphase der älteren Eisenzeit datiert.

Ein zweiter Ringwall, der Güldeberg bei Troisdorf-Altenrath, stammt vermutlich auch aus dieser Zeit. Diese Anlage sicherte eine auf zwei Seiten stark abfallende Bergkuppe oberhalb des Aggertals gegenüber von Lohmar. Im Westen und Norden befinden sich die Reste einer hufeisenförmigen, 3,6 m breiten Holz-Erde-Mauer mit einem 3 m breiten, vorgelagerten Spitzgraben. Dieser wird im Nordwesten von einem vorspringenden Tor unterbrochen.

Beim Totenkult blieb man bei den Brandbestattungen. Die Urnen wurden nun häufig mit einer Steinplatte oder einer umgestülpten Schale (Abb. 45) geschlossen und in einer Grube beigesetzt. Über dieser Grabstätte wurde ein kleiner Hügel aufgeschüttet. Neben kleinen Grabgruppen, die zu Einzelgehöften gehören, sind auch Gräberfelder größeren Ausmaßes, die

ursprünglich Tausende von Bestattungen umfassten, bekannt. Solch ein großes Gräberfeld befindet sich in der Nähe von Troisdorf-Altenrath (Hohe Schanze). Seine Hügeldurchmesser bewegen sich zwischen 4 und 30 m, wobei vor allem die kleinen Hügel in die ältere Eisenzeit datieren.

Zu Beginn der jüngeren Eisenzeit (450 bis 1 v. Chr.) kann ein deutlicher Besiedlungsrückgang im Rheintal festgestellt werden. Es hat anscheinend eine Populationsreduktion gegeben, deren Ursachen unbekannt sind, da sie keine archäologischen Spuren hinterlassen hat. Missernten, Hungersnöte oder aber auch eine Auswanderung infolge der keltischen Migrationen nach Süd- und Südosteuropa können diesen Bevölkerungsrückgang verursacht haben. Die Besiedlung der Region brach jedoch nicht ab. Die Gehöfte bestanden nach wie vor aus kleinen Fachwerkgebäuden wie aus der vorhergehenden Epoche bekannt.

Beim Bau der neuen ICE-Trasse Köln – Frankfurt konnte im Pleiser Ländchen bei Königswinter-Stieldorferhohn eine Siedlung der Zeit zwischen 350 und 200 v. Chr. untersucht wer-

**Abb. 45:** Prunkschale, ältere Eisenzeit; St. Augustin-Niederpleis



den. Die Anlage bestand aus zehn weit verstreut liegenden Gebäuden, die sich um eine artesische Quelle gruppierten. Neben zwei großen Wohngebäuden gab es hauptsächlich Speicher und Stallgebäude. In den kleinen Siedlungsgruben fanden sich neben Keramik und Resten der Herdfeuer auch botanische Großreste von Gerste, Rispenhirse, Einkorn, Emmer und Leindotter. Abbildung 46 zeigt einen bei Burscheid an der Straße Kaltenherberg gefundenen Mahlstein für Getreide, üblicherweise als „Napoleonshut“ bezeichnet.



Abb. 46: Mahlstein, Eisenzeit; Burscheid-Kaltenherberg

1936 fand man eine jüngere Siedlung in Porz-Westhoven. Diese Hofanlage aus dem letzten vorchristlichen Jahrhundert bestand aus mehreren Gebäuden, unter anderen aus einem größeren Wohnhaus und einem Stallgebäude. Ganz in der Nähe, in Porz-Lind, hatte sich in einem Torfmoor der Abfall eines solchen Hofes erhalten; die Hofbewohner hatten ihn täglich in den damals offenen Teich entsorgt. Neben Tausenden von Keramikscherben wurden an die 1 100 bearbeitete Hölzer, wie Gebäude-, Wagen- und Möbelteile, sowie sehr viele Kleingeräte geborgen. Der herausragende Fund ist der eines hölzernen Kinderschwertes.

Neue Ausgrabungen in Bonn-Villich haben gezeigt, dass es neben Einzelhöfen auch große, dorfnähnliche Siedlungen im Rechtsrheinischen gab.

Nach wie vor wurde Raseneisenerz in Tageschürfen gefördert und in Rennfeueröfen verhüttet. Reste solcher Öfen fanden sich im Königsforst auf Rösrather Stadtgebiet. Die Düse eines zu einem Rennofen gehörigen Blasebalgs wurde bei Düsseldorf-Vennhausen gefunden.

Interessant ist, dass nun die Besiedlung aus dem Rheintal hinauf auf die Höhen vorrückte. Auch im Inneren des Bergwaldes wurde jetzt nach Metallerzen geschürft, wie Befunde aus Königswinter-Bennerscheid belegen.

In dieser Zeit wurden auch wieder sogenannte Ringwälle angelegt. Bei keiner dieser Anlagen wurde bislang eine Innenbebauung gefunden. Es scheint auch keine gegeben zu haben. Sie befinden sich am östlichen Rand des damaligen Siedlungsgebietes in exponierter Lage. Sowohl die Erdenburg bei Bergisch Gladbach-Moitzfeld als auch die Anlagen auf dem Petersberg bei Königswinter und dem Rennenberg bei Ruppichteroth-Winterscheid müssen aus dem Tal gut sichtbar gewesen sein. Die bekannteste Anlage dieser Zeit ist die Erdenburg. Das Befestigungssystem, das oberhalb der mittelalterlichen Burg Bensberg liegt, ist nie ganz fertiggestellt worden. Der östliche, bergseitige Befestigungsring wurde nicht geschlossen. Nur zum Tal hin weist die Anlage eine massive Bauweise auf. Besonders auffällig ist die Toranlage mit dem Zwinger. Die Burg selbst war mit einem dreifachen Wall-Graben-System gesichert. Die Erdenburg, die an der Peripherie des Siedlungsgebietes lag, diente wohl eher als Versammlungsplatz für rechtliche und kultische Handlungen denn als Verteidigungsanlage. Wie ihr Beispiel zeigt, wurde ein potenzieller Gegner nicht aus dem Osten, also aus dem Bergischen Land, erwartet, sondern – wenn überhaupt – aus dem Rheintal.

Wie bei der Ringwallanlage auf dem Petersberg, wo die Siedlung unterhalb auf dem Sat-

tel zwischen dem Petersberg und dem Nonnenstromberg lag, konnte solch eine Siedlung auch in der Nähe der Erdenburg nachgewiesen werden.

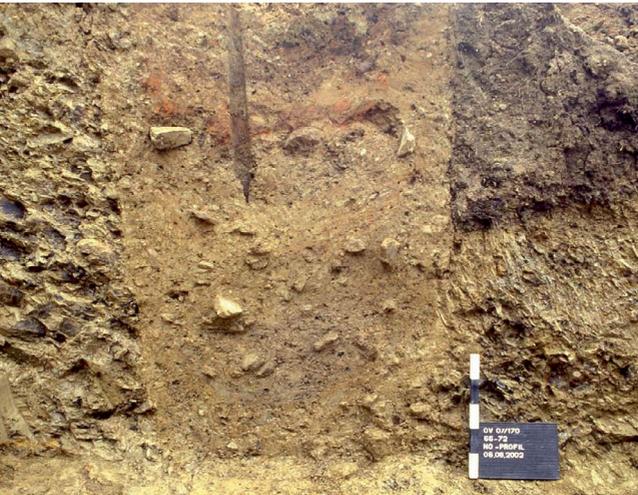
In der jüngeren Eisenzeit verändert sich auch die Art der Brandbestattung. Der Leichenbrand wurde jetzt nicht mehr in Urnen, sondern zusammen mit den Resten des Scheiterhaufens in sogenannten Brandgruben beigesetzt. Solche kleinen, unscheinbaren Befunde werden meist nicht als Gräber erkannt. Nur solche, die in oder neben den Grabhügeln der älteren Eisenzeit nachbestattet worden waren, wurden bei den Ausgrabungen richtig erkannt.

## Germanische Kaiserzeit

(1 v. Chr. – 450 n. Chr.)

Im Zuge des Gallischen Krieges gelangten die römischen Truppen unter C. Julius Caesar nicht nur an den Mittelrhein, sondern auch in den Bereich der Maas-Rhein-Ebene. 55 v. Chr. überquerte Caesar den Rhein zwischen Köln und Bonn und zog wahrscheinlich über die Trasse der Heidenstraße nach Osten. Sein Ziel waren die Wohnsitze der Sugambrier im heutigen Westfalen. Im darauffolgenden Winter 55/54 v. Chr. hatte der Stammesverband der Eburonen unter ihren Kriegshäuptlingen Ambiorix und Catuvolcus anderthalb römische Legionen in ihrem Winterlager bei Trier vernichtend geschlagen. Caesar rächte sich im Sommer 54 v. Chr. und löschte diesen Stammesverband weitgehend aus. Es muss davon ausgegangen werden, dass Teilstämme mit ihrem sozialen Gefüge überlebten. Ein Bevölkerungsrückgang ist für die rheinische Tiefebene nachweisbar. Betroffen waren aber auch die rechtsrheinischen Gebiete bis zur Ruhr. Das ganze Gebiet gehörte mit zum Stammesverband der Eburonen. Irgendwann zwischen 40 und 20 v. Chr. wurden von der römischen Administration in den frei gewordenen Gebieten germanische Verbündete angesiedelt – so im Rhein-Waal-Maas-Gebiet die späteren

Bataver und in der Kölner Bucht die Ubier. Letztere scheinen in mehreren Wellen in dieses Gebiet eingewandert zu sein. Der letzte nachweisbare Zuzug erfolgte in den 30er-Jahren des 1. Jahrhunderts n. Chr. Sie scheinen über den alten Höhenweg der Nutscheidstraße – ein Handelsweg, der von Köln über Siegburg bis ins Siegerland führte (s. Abb. 41) – in Höhe der Siegmündung an den Rhein gelangt zu sein. Deshalb verwundert es auch nicht, dass sie dort ihre älteste Siedlung, Bonna, das heutige Bonn, gründeten. Für das rechtsrheinische Gebiet scheint dagegen wenig Interesse bestanden zu haben. Nach der Aufgabe der Pläne einer großgermanischen römischen Provinz wurde der Rhein im zweiten nachchristlichen Jahrzehnt Grenze des römischen Reiches. Das bedeutete aber auch, dass das rechtsrheinische Gebiet bis zu einer Tiefe von rund zwei bis drei Tagesmärschen nach wie vor römisches Einflussgebiet war. In dem schmalen Streifen zwischen den Höhen des Bergischen Landes und dem Rhein siedelten sich im Laufe des 1. Jahrhunderts n. Chr. germanische Kleinverbände an. Diese Gruppen bestanden nach Ausweis der spärlichen Siedlungsfunde und -befunde meist nur aus einer Großfamilie. Der Zuzug erfolgte wahrscheinlich über den am Nordrand des Bergischen Landes verlaufenden Hellweg vom Norden des Rheintales aus. Die germanischen Familien siedelten nur auf der Nieder- und der Mittelterrasse des Rheins in ähnlichen Kleingehöften wie in der Eisenzeit. Nach Ausweis der Funde scheinen sie eine hohe Mobilität besessen zu haben. Dies wurde wohl durch ihre Beziehungen zu den linksrheinischen Römern veranlasst. Es scheint so, als ob diese Germanen Zulieferdienste für die Bewohner der römischen Provinz Germania inferior getätigt hätten. Für diese Dienste – wie beispielsweise die Arbeit in rechtsrheinischen Ziegeleien, das Hüten von Rindern, die Anlieferung und Herstellung von Holzkohle – wechselten sie je nach Bedarf ihren Siedlungsstandort. Auch sind sie wohl in die Bergwälder gezogen, um im Auftrag der römischen Armee Bären zu



**Abb. 47:** Römischer Bergwerksschacht, 1. Jahrzehnt n. Chr.; Rösrath-Lüderich

fangen. In einer Inschrift aus dem 2. Jahrhundert rühmt sich ein Centurio der Bonner Legion, dass er für das Kölner Amphitheater 50 Bären gefangen hätte. Die Germanen wurden mit Geld ausgezahlt, für das sie sich dann römische Waren kauften. Reste solcher Objekte finden sich häufig in dem Fundgut der Siedlungen und Gräber.



**Abb. 48:** Römischer Bergbau, Schachtsohle mit Geleucht, 1. Jahrzehnt n. Chr.; Rösrath-Lüderich

Außer diesen im Lohnauftrag arbeitenden Germanen nutzten aber auch die Römer selbst das Bergische Land als Rohstofflieferant. Zu Anfang des 1. Jahrhunderts entstanden auf dem Lüderich bei Rösrath, an der Lokalität Bliesenbach bei Engelskirchen und in Königswinter-Bennerscheid römische Bleibergwerke. Auf dem Lüderich und in der Grube Bliesenbach arbeitete nach Ausweis der Funde wahrscheinlich das römische Militär. In Königswinter-Bennerscheid war demgegenüber anscheinend ein Zivilunternehmer tätig. Obwohl diese Bergwerke nur kurze Zeit in Betrieb waren, wurden – zumindest in Bennerscheid – große Tagebaue aufgewältigt. Auf dem Lüderich wurde auch das im Bleierz vorhandene Silber ausgetrieben. Den Querschnitt durch einen römischen Bergwerksschacht und die Schachtsohle mit einer darauf stehenden Schale für Öl (Geleucht) zeigen die Abbildungen 47 und 48.

In Paffrath-Kluthstein wurde in der zweiten Hälfte des 1. Jahrhunderts Kalkstein abgebaut, wahrscheinlich wiederum durch einen Zivilunternehmer. Seit dem 2. Jahrhundert wurde unterhalb des Drachenfels von der römischen Armee in zwei Steinbrüchen Trachyt gebrochen. Seit der Mitte des 1. Jahrhunderts brannte das römische Militär auch auf der rechten Rheinseite Ziegel. Solche Militärziegeleien werden bei Düsseldorf-Stockum, Leverkusen-Hitdorf, Bonn-Villich und Bad Honnef vermutet. In der Gegend von Bergisch Gladbach-Hebborn muss im 2. Jahrhundert ebenfalls eine solche Ziegelei bestanden haben. Dies ist durch das Vorkommen von römischen Militärziegeln in der germanischen Siedlung bei Hebborn belegt. Diese Siedlung datiert von ca. 100 – 250 n. Chr. und zeichnet sich durch besondere schöne Importbronzen aus (s. Abb. 49). Neben Zuarbeiten in der römischen Ziegelei wurde von den Bewohnern auch Eisenerz und Bleiglanz verhüttet. Für diese Zeit können ungefähr 34 germanische Siedlungen im Bergischen Land direkt oder indirekt über Gräber oder Bergwerke auf Kupferstein



**Abb. 49:** Römischer Silenskopf, 2. Jahrhundert; Leverkusener-Hebborn

wie in Rösrath-Hoffnungsthal am Lüderich (Höhlen-/Stolleneingang Heidenkeller) und in Overath-Schalken nachgewiesen werden.

Bis auf zwei brechen alle Siedlungsaktivitäten und damit auch die Gräber mit der Mitte des 3. Jahrhunderts ab. Die beiden übrigen Siedlungen werden zur Mitte des 4. Jahrhunderts aufgelassen.

Es liegen bislang keinerlei Anzeichen für eine gewaltsame Vertreibung der rechtsrheinischen Germanen durch die eindringenden Franken vor. Es scheint gut möglich, dass die Bewohner der rechten Rheintalseite, die seit langem mit der römischen Provinz wirtschaftlich verbunden waren, infolge der drohenden Gefahr durch die Franken über den Rhein wechselten.

Aus der ersten Hälfte des 4. Jahrhunderts liegt aus Bergisch Gladbach-Honschaft ein Verwahrfund vor. Dieser besteht aus Eisenwerkzeug aus dem Bereich der Holzbearbeitung, Baumfällung und Landwirtschaft kombiniert mit einer großen Menge an Kleingeld. Das Enddatum der Münzen ist 348 n. Chr. Die Geräte und das Geld waren in einer Holzkiste vergraben worden. Bislang wurde dieser Fund als Raubfund aus dem Linksrheinischen interpretiert.

Wahrscheinlicher ist aber, dass es sich um einen Verwahrfund eines linksrheinischen Unternehmers handelt, der im Rechtsrheinischen mit Tagelöhnern arbeitete. Diese konnte er dann jeweils vor Ort auszahlen.

In der zweiten Hälfte des 4. Jahrhunderts wurde in Paffrath-Kluthstein nochmals von den Bewohnern der römischen Provinz Kalkstein gebrochen.

## Merowingerzeit

(450 – 800 n. Chr.)

Die Merowinger waren das älteste bekannte Königsgeschlecht der Franken. Sie drangen aus dem Osten zuerst über den Hellweg an den Rhein vor. Die ältesten merowingischen Siedlungen aus dem frühen 5. Jahrhundert lassen sich im Raum Duisburg – Düsseldorf nachweisen. Ein zweiter Schub gelangte gegen Ende des 5. Jahrhunderts über die Nuttscheid- beziehungsweise die Heidenstraße in das Gebiet gegenüber von Bonn. Beide Siedlungsschwerpunkte dehnten sich im Laufe der Zeit aus. Bis Ende des 6. Jahrhunderts waren die Gebiete zwischen Duisburg und Düsseldorf-Süd sowie zwischen Köln-Deutz und Königswinter merowingisch besiedelt. Dagegen gab es zwischen Deutz und Düsseldorf-Süd auf rechtsrheinischer Seite eine Besiedlungslücke. Diese wurde erst im Laufe des 7. und 8. Jahrhunderts geschlossen. Bis in die 1920er-Jahre gab es aus der Merowingerzeit für das Bergische Land nur Nachweise durch Grabfunde.

Dann wurde im Gebiet von Bergisch Gladbach-Paffrath ein Rennfeuerofen ausgegraben. Die Scherben wurden zuerst in karolingische Zeit datiert. Heute können sie aufgrund der Beschreibung aber in das 7./8. Jahrhundert, also noch in merowingische Zeit, gestellt werden (freundl. mdl. Mitt. Chr. Keller und B. Paffgen, Rhein. Amt Bodendenkmalpflege). Seit Kurzem sind direkte Siedlungsnachweise dieser Zeit aus Königswinter-Stieldorferhohn



**Abb. 50:** Merowingische Grabkeramik, 6. Jahrhundert; Langenfeld

und Bonn-Beuel-Oberholtorf bekannt. Eine kleine Sensation war im Sommer 2005 die Aufdeckung mehrerer merowingischer Grubenhäuser aus dem 5./6. Jahrhundert in Lohmar-Ort. Dies ist bislang der östlichste merowingische Siedlungspunkt im Bergischen Land. In das 6./7. Jahrhundert datiert eine größere Siedlung in Bonn-Bechlinghoven.

In das 8. Jahrhundert kann jetzt auch der Siedlungsbeginn von Bergisch Gladbach-Refrath gesetzt werden. Die Ausgrabungen von

G. Binding ergaben 1968 aufgrund der Gräber unter der heutigen Steinkirche eine mögliche erste Friedhofsanlage in dieser Zeit. Es fanden sich damals Reste von drei Steinkirchen unter der heute noch stehenden Kirche St. Johannes Baptist. Diese Fundamente überlagerten ältere, beigabenlose Körpergräber. Ein ähnlicher Befund in Langenfeld-Richrath wurde von G. Binding in dieselbe Zeit datiert. Vor einigen Jahren konnte in Richrath die romanische Kirche vollständig ausgegraben werden. Der von Binding in das 8./9. Jahrhundert datierte Befund eines Gräberfeldes wurde durch eine <sup>14</sup>C-Datierung bestätigt (779 n. Chr. kalibriert). Damit kann auch für Refrath der frühe Siedlungsbeginn im 8. Jahrhundert bestätigt werden. Für die Namensform „-rath“ ist es sehr wichtig, dass sie jetzt schon mit einer frühen Rodungsphase im 8. Jahrhundert in Zusammenhang gebracht werden kann. Bislang wurden Ortsnamen mit dieser Endung erst einer einzigen Rodungsphase im 10. Jahrhundert zugeordnet.

Eine Grabkeramik aus der Merowingerzeit zeigt die Abbildung 50. In dieser Zeit dehnte sich die merowingische Rheintalbesiedlung auf die Mittelterrasse und vereinzelt, wie im Pleiser Ländchen, auch auf die Randhöhen aus. Die eigentliche Erstbesiedlung des Bergischen Landes vollzog sich dagegen in kleinen Schritten ab dem 9. Jahrhundert.

# Lagerstätten

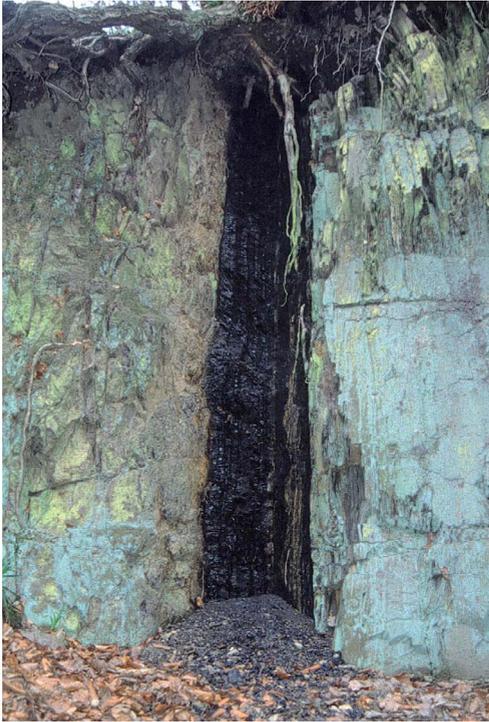
Das Bergische Land umfasst in seiner über 75 km langen Erstreckung von der Ruhr im Norden bis zur Sieg im Süden eine Vielzahl geologischer Strukturen und darin eingebunden auch verschiedenartige Lagerstätten. Zu unterscheiden sind solche der energetischen Rohstoffe Stein- und Braunkohle, bauwürdige Anreicherungen von Erzen sowie Lagerstätten der Steine und Erden. Die Nutzung dieser Rohstoffe gehört bis auf den Kalkstein-Abbau weitgehend der Vergangenheit an.

Wie sehr die Lagerstättennutzung die Historie des Bergischen Landes dokumentiert, zeigt folgendes Beispiel: Als zwischen 1838 und 1841 die erste westdeutsche Eisenbahnlinie zwischen Düsseldorf und Wuppertal-Elberfeld gelegt wurde, hat man bei den Erdarbeiten in Wuppertal-Vohwinkel Eisenerze angetroffen und später abgebaut. Dies führte 1851 zum Bau eines Hochofens in Haan-Hochdahl. Er lag verkehrstechnisch günstig an der neuen Eisenbahnlinie und so war die Zulieferung von Steinkohle beziehungsweise Koks aus dem Ruhrgebiet sichergestellt. Die Versorgung mit dem Zuschlagstoff Kalkstein erfolgte aus dem nahe gelegenen Düsseltal. Dort, wo bei dem heutigen Neandertal die Düssel ein tief eingeschnittenes, von Höhlen durchsetztes Engtal im Massenkalk geschaffen hatte, entstanden nach 1850 Kalksteinbrüche. Durch diese Entwicklung wurde nicht nur ein erstrangiges Naturdenkmal zerstört, sondern auch die Fundstätte des Neandertalers freigelegt und damit die Grundlage zu einer modernen Sicht der Herkunft des Menschen geschaffen (s. S. 90, Exkurs Neandertal).

## Fossile Brennstoffe Steinkohle

Dort, wo das nördliche Bergische Land (Niederbergisches Land) vom Tal der Ruhr begrenzt wird, beginnt die Verbreitung oberkarbonischer Schichten und damit auch des flözführenden Oberkarbons. Bei Mülheim an der Ruhr noch ein schmaler Streifen südlich der Kreide-Überdeckung, gewinnt das Ruhrkarbon infolge des Abtauchens des Wattenscheider und des Velberter Sattels nach Nordosten an flächenhafter Verbreitung. Zwischen Sprockhövel und Witten sind dann flözführende Schichten des Namurs C (Spröckhovel-Schichten) und des Westfals A (Witten- und Bochum-Schichten) auch südlich der Ruhr weitverbreitet.

Der Steinkohlen-Bergbau des Ruhrgebiets hat im Ruhrtal und in den Bergen südlich der Ruhr seinen Anfang genommen. Zentren sind das Gebiet zwischen Essen-Werden und Essen-Kupferdreh sowie das Muttental bei Witten-Bommern. Letztere sind durch Bergbauwege beziehungsweise Rundwege touristisch erschlossen. Als ein Beispiel für die Bergbau-Entwicklung sei hier die Zeche Pörtingsiepen im Hespertal südlich des Baldeneysees genannt. Aus dem Jahr 1578 liegt die erste urkundliche Erwähnung des Steinkohlen-Bergbaus vor. Er erfolgte anfänglich von zutage austreichenden Flözen des Namurs C und des Westfals A aus (s. Abb. 51). Gegen Ende des 18. Jahrhunderts wurden dann Stollen aufgeföhren, die das Gebirge bis zum Wasserspiegel des Ruhrtals trockenlegten. Diese Stollen (z. T. Erbstollen genannt) dienten neben der Wasserlösung auch dem Kohletransport zur Ruhr, auf der die weitere Verschiffung erfolgte. Ab 1835 ermöglichte der Einsatz von Dampfmaschinen die Installation von Pumpen



**Abb. 51:** Flöz der Wasserbank-Gruppe (Sprockhövel-Schichten, Namur C); Tagesaufschluss im Ruhrtal bei Hattingen-Niederwenigern

zur Wasserhaltung. Das tiefere Eindringen des Bergbaus gipfelte 1967 im damaligen Verbundbergwerk Pörtingsiepen/Carl Funke mit dem Auffahren der 6. Tiefbausohle bei 834 m unter Gelände (– 694 m NN). Nur wenige Jahre danach wurde 1972/73 der Steinkohlen-Abbau südlich von Essen eingestellt.

Aber nicht nur in den Oberkarbon-Schichten sind Steinkohlen anzutreffen. Schon 80 Millionen Jahre zuvor, während des höheren Unterdevons, war es einmal kurzzeitig zur Anreicherung von Pflanzenresten und deren Umwandlung zu geringmächtigen anthrazitischen Steinkohlen gekommen. Die Verse-Schichten in einem Seitental des Wupper-Tales südwestlich von Solingen-Glüder führen solch ein Vorkommen, das im 18. und 19. Jahrhundert zu Untersuchungs-Stollen, weniger zu einem längeren Abbau, Anlass gegeben hat.

## Braunkohle

Der Abbau von tertiärzeitlichen Braunkohlen in Karsthohlformen des devonischen Massenkalks bei Wuppertal-Vohwinkel und in Bergisch Gladbach liegt schon lange zurück, ist aber industriegeschichtlich interessant. Der Abbau zwischen der Mitte des 19. Jahrhunderts und den 20er-Jahren des 20. Jahrhunderts ist nicht unbedeutend gewesen. So wurden bei Bergisch Gladbach zwischen 1857 und 1883 über 432 000 t Braunkohle in den Tagebauen südwestlich des Ortskerns abgebaut. Wegen ihrer tonigen Verunreinigung für den Hausbrand ungeeignet, wurde die Braunkohle für das Kalkbrennen und auf der Zinkhütte verwendet. In Wuppertal-Vohwinkel erfolgte ein Abbau der dort holzreichen Braunkohle zuerst im Tagebau, später untertägig über einen Schrägschacht. Am gleichen Ort, oberhalb der Braunkohle, wurde auch Brauneisenstein für die Hochdähler Hütte bei Düsseldorf-Erkrath abgebaut.

Südlich der Sieg hatte sich im Raum Nierdorf – Vinxel um die Mitte des 19. Jahrhunderts ein kleines Bergbaugebiet entwickelt. Die Tertiär-Schichten des Siebengebirgsgrabens enthalten dort in geringer Tiefe ein wenige Meter mächtiges Braunkohlenflöz. Geotechnisch günstig unter einem Horizont steifer Tone gelegen, konnte es untertägig im Pfeilerbruchbau-Verfahren abgebaut werden. Ein wesentlicher Anreiz für den Abbau war das Vorkommen sehr pyritreicher Kohlepartien. Sie dienten, nach ihrer Oxidation in Halden aufgeschüttet, der Gewinnung von Alaun, einem zur damaligen Zeit sehr wichtigen chemischen Rohstoff. Mit dem Flöz vergesellschaftete Toneisenstein-Knollen wurden zur Roheisengewinnung genutzt. Vergleichbare Vorkommen von Braunkohle sind auch nördlich der Sieg bei Spich abgebaut worden.

## Erze

Die stark geklüfteten Gesteine des Rheinischen Schiefergebirges sind die Domäne der gangförmigen Erzlagerstätten der Buntmetalle von Blei, Zink und Kupfer. Sie sind weit verbreitet und es gibt kaum eine Gegend, wo nicht in alter Zeit Erzvorkommen in Stollen und Schürfgruben zumindest untersucht worden sind. In bestimmten Gebieten häufen sich gangförmige Lagerstätten zu Erzbezirken (Abb. 52), in denen es durch reiche Vorkommen zu einem länger währenden Abbau gekommen ist. Lagerstätten des Eisens, in der Regel solche, die durch Verwitterungseinflüsse entstanden sind, treten dagegen in den Hintergrund.

## Buntmetalle

Die Buntmetall-Erzvorkommen des Bergischen Landes zeichnen sich durch gangförmige Blei-Zink-Vererzungen aus. Ihr Metallgehalt stammt aus aufsteigenden wässrig-heißen (hydrothermalen) Lösungen der oberen Erdkruste. Die sulfidischen Erze haben sich entlang von Nordwest – Südost bis Nord – Süd verlaufenden Querstörungen in spaltenförmigen Hohlräumen der paläozoischen Nebengesteine abgesetzt. Die Ausfüllung der Hohlräume besteht aus einer Dezimeter bis wenige Meter breiten Gangmasse von Quarz und/oder Kalzit. In sie sind Erzminerale wie Bleiglanz, Pyrit, Zinkblende und Kupferkies in unterschiedlicher Konzentration und Strukturierung eingelagert. Von der oberflächennahen Verwitterungszone dieser Gänge, dem sogenannten Eisernen Hut, mit einer Vielzahl von Sekundärmineralen hat der Bergbau im Mittelalter seinen Ausgang genommen. Nach 1840 erfuhr der Bergbau einen enormen Aufschwung, als das Metall Zink erstmals hüttentechnisch hergestellt werden konnte und die weitverbreitete, bislang ungenutzte Zinkblende wertvoll wurde. Zuvor war der Bleiglanz wichtigstes Erzmineral, vor allem wegen seines Silbergehalts.

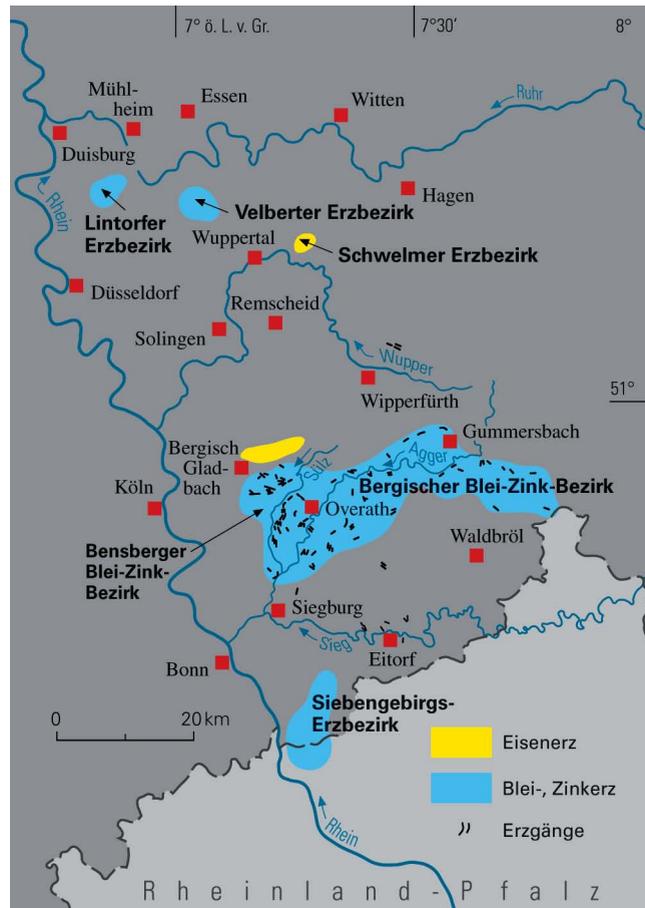


Abb. 52: Erzbezirke des Bergischen Landes

Lange bestand über das Entstehungsalter der gangförmigen Vererzungen Unklarheit. Früher wurde es in den Zusammenhang mit der variszischen Faltung und Erz bringenden Granitplutonen gebracht, heute hat man durch den Einsatz moderner Methoden ein anderes Bild. Untersuchungen der Bleiisotope und der salzhaltigen Flüssigkeitseinschlüsse in Erzkristallen (fluid inclusions) haben ergeben, dass viele der Vererzungen in nachvariszischer Zeit, vermutlich während des (jüngeren?) Mesozoikums entstanden sind. Der Metallgehalt wird aus den unterlagernden Sedimentgesteinen bezogen, die von den heißen Salzlösungen durchdrungen und ausgelaugt worden sind.

Im Niederbergischen Land stehen zwei Erzbezirke im Vordergrund der Betrachtung. Der Velberter Erzbezirk wird im Wesentlichen von zwei Gangzonen westlich und östlich des Ortskerns gebildet. Sie bestehen aus einer Scharung kleinerer Einzelgänge und streichen etwa Nordnordwest – Südsüdost, wobei sie meist steil nach Osten einfallen. Die westliche Gangzone wird durch die Erzgruben Eisenberg und Wilhelm II markiert. Auf der nördlicher gelegenen Grube Eisenberg war Bleiglanz mit Pyrit vorherrschend, untergeordnet waren dagegen Zinkblende und Kupferkies. Im Bereich der Velbert-Schichten war die Vererzung gangförmig, während sie weiter nördlich im Kohlenkalk metasomatisch den Kalkstein zu Dolomit, Ankerit und Eisenmulm mit Bleiglanz verändert hat. Auf der südlicher gelegenen Grube Wilhelm II trat das Blei meist als Sekundärmineral auf. Zur Teufe hin wurde mehr Zinkblende angetroffen.

Östlich von Velbert verlaufen der Prinz-Wilhelm-Gang und der Helenen-Gang mit den ehemaligen Bergwerken Bleiberg/Prinz Wilhelm, Glückauf (Schacht 3) und Hohmannsburg (bei Neviges). In der Grube Glückauf dominierte Bleiglanz, zur Teufe hin nahm aber die Zinkblende zu, die auch in der Grube Prinz Wilhelm stark überwog. In den letzten 27 Jahren der neuzeitlichen Betriebsperiode dieser Grube wurden bis 1899 an Erz 23 462 t Zinkblende und 4 827 t Bleiglanz gefördert. Urkunden und Funde von alten Grubenbauten lassen aber auf einen mehrhundertjährigen, immer wieder unterbrochenen Betrieb schließen.

Zum Velberter Erzbezirk gehören auch die Vererzungen, die bei der Aufschließung des devonischen Massenkalk-Vorkommens von Wülfrath-Rohdenhaus immer wieder angetroffen worden sind. Steil stehende Kalzitgänge, stellenweise mit Bleiglanz, vereinzelt auch mit Zinkblende, sind in den Steinbruchwänden nicht zu übersehen. Die mittelalterlichen Erzgruben im Bereich des Massenkalks (Emanuel, Silberberg und (alte) Josephine) fußen auf solchen Gangvorkommen.

Der Lintorfer Erzbezirk umfasst zwei parallele, Nordnordwest – Südsüdost verlaufende, etwa 2 km lange Gangzüge. Sie durchschneiden im Stadtgebiet von Lintorf den unterkarbonischen Kohlenkalk des Mintarder Sattels, einer Teilstruktur des Wattenscheider Großsattels, und sind dort reich vererzt.

Die historische Überlieferung für den Lintorfer Erzbergbau beginnt in der Mitte des 18. Jahrhunderts. Als Erz wurden silberhaltiger Bleiglanz, Kupfererz und Schwefelkies (Pyrit) gewonnen. Später kam der Abbau von Zinkblende hinzu. In der 2. Hälfte des 19. Jahrhunderts wurden an verschiedenen Punkten des Stadtgebietes von Lintorf Schächte bis 110 m Tiefe abgeteuft. Dabei wurden auch Dampfmaschinen großer Leistung für die Wasserhaltung eingesetzt. Letzteres zeigt sehr deutlich das Problem, dem der Lintorfer Erzbergbau ständig ausgesetzt war und das schließlich auch zu seiner Einstellung im August 1902 geführt hat: Da die Vererzung auf mineralgefüllten Störungen im Kohlenkalk und seinen Begleitgesteinen auftrat, wurden durch den fortschreitenden Abbau in immer größerem Umfang die Grundwasser führenden Karstspalten des Kalksteins angefahren. Das führte dazu, dass man trotz des Einsatzes immer größerer Pumpen gegen Ende des 19. Jahrhunderts die Wasserzuflüsse nicht mehr beherrschen konnte.

Auch nördlich des Stadtgebietes, in der Gemarkung „Drucht“, waren Schächte abgeteuft worden. Tagesaufschlüsse und Haldenmaterial zeigen, dass dort sowohl die unmittelbaren Liegendschichten als auch die Hangend-schichten des Kohlenkalks auf engem Raum aufgeschlossen sind, der mehrere hundert Meter mächtige Kohlenkalk dagegen tektonisch bedingt fehlt. Der Befund deutet auf eine bislang nicht bekannte streichende Störung nördlich der Langenbrahmer Mulde, einer Teilstruktur des Wattenscheider Großsattels.

Zum Lintorfer Erzbezirk wird auch das wenige Kilometer entfernt liegende Erzbergwerk in Mülheim-Selbeck mit dem Schacht Neu-Diepenbrock III gezählt. In der Art der Gangverer-

zung ähnlich wie Lintorf, lag der Abbauschwerpunkt auf der dort stark vorherrschenden Zinkblende. Das Grubengebäude reichte bis 350 m unter Gelände und hatte mit einer geologischen Besonderheit aufzuwarten: Unterhalb der flözleeren Oberkarbon-Schichten wurden mit dem Fund von Kalksteinbänken in Alaunschiefern Anzeichen für das mögliche Auftreten von Kohlenkalk im Liegenden angetroffen. Eine andere, mehr unliebsame Besonderheit der Grube war, dass die pyritreichen Alaunschiefer durch Oxidation an der Luft zur Selbstentzündung und damit zu Grubenbränden neigten. Das Selbecker Erzbergwerk war nur von 1881 bis 1908 in Betrieb.

Zwischen dem Lintorfer und dem Velberter Erzbezirk förderten die Gruben „Benthausen“ nördlich von Metzkausen und „Thalburg“ westlich von Heiligenhaus ganz überwiegend Bleiglanz. Ihre relativ kurze Betriebszeit von weniger als 20 Jahren endete um die Wende zum 20. Jahrhundert.

Der Raum zwischen dem Lintorfer und dem Velberter Erzbezirk im Norden sowie dem Bensberger und dem Bergischen Blei-Zink-Bezirk im Süden ist nicht so erzeiler, wie es die Übersichtskarte (Abb. 52) erscheinen lässt. Kleine und kleinste Erzgruben, wie beispielsweise die Bleierzgruben Kleeblatt und Julie in Solingen-Oberhöhscheid, waren im 18. und 19. Jahrhundert in Betrieb. Auch die Grube Danielszug bei Kupferberg nordöstlich von Wipperfürth ist erwähnenswert. Auf dieser Grube hat ab 1836 ein Abbau ausschließlich auf Kupferkies stattgefunden. Am Ende des 1. Weltkrieges wurde der Abbau eingestellt. Wegen des Rohstoffmangels wurde die Grube ab 1938 erneut betrieben und erst mit Kriegsende 1945 endgültig stillgelegt.

Der Bensberger Blei-Zink-Bezirk östlich von Köln ist das größte und erzeichste Blei-Zink-Vorkommen im Oberbergischen Land. Auf einer Fläche von etwa 150 km<sup>2</sup> treten in unter- und mitteldevonischen Gesteinen eine Vielzahl von Gangvorkommen unter-

schiedlichster Richtungen zwischen Nord – Süd und West – Ost auf.

Die größte Lagerstätte des Bensberger Blei-Zink-Bezirks war das Gangsystem der Grube Lüderich in Bensberg-Untereschbach (Abb. 53). Es erreicht bei einer maximalen Breite von 400 m eine Länge von 4 km, streicht Nord – Süd und fällt steil nach Osten ein. Die Gangzone besteht aus mehreren vererzten Störungen, an denen die unterdevonischen Schichten staffelförmig nach Osten absinken. Die Erze wurden vorzugsweise in den kluffreiechen Sandsteinen der Odenspiel-Schichten abgeschieden, während die Rotschiefer der Bensberg-Schichten als Stauhori-zont fungierten. Aus der strukturellen Anordnung der Erzminerale in den Gängen lässt sich eine Reihenfolge der Mineralausscheidung ableiten: Zuerst bildete sich das Eisenmineral Siderit, dann Zinkblende und Bleiglanz als Hauptmineralisation, schließlich eine Honigblende genannte Variante der Zinkblende, silberarmer Bleiglanz und Kupferkies. Die Vererzung hat wahrscheinlich ein variszisches Alter, das heißt, sie ist kurz vor und/oder während der variszischen Faltung entstanden.

Einer der ergiebigsten Erzgänge des Lüderich-Gangsystems war die Teillagerstätte „Hangender Sommer“ mit bis zu 40 m mächtigen Derberz-Mitteln. Sie war übertage nicht erkennbar, da die Vererzung erst 80 m unter der Tagesoberfläche einsetzte, insofern ein Musterbeispiel für eine verdeckte oder „blinde“ Lagerstätte, die nur durch eine intensive Lagerstätten-Prospektion aufgefunden wurde.

Die Erzlagerstätte Lüderich ist seit römischer Zeit bekannt (s. Kap. „Die vor- und frühgeschichtliche Besiedlung des Bergischen Landes“). Nach Abbauperioden im 12. und 13. sowie im 16. Jahrhundert begann der moderne Bergbau Mitte des 19. Jahrhunderts. Die Lagerstätte ist 1852 durch den Lüderich-Stollen angefahren und später durch mehrere Schächte aufgeschlossen worden. Die unterste Sohle des Hauptschachts bei Bensberg-



**Abb. 53:** Aufbereitungsanlage der Grube Lüderich mit Hauptschacht (Aquarell von W. SCHREINER, um 1897; Sammlung Herbert Stahl, Bergisch Gladbach)

Untereschbach lag bei 320 m unter Gelände. Das geförderte Roherz bestand überwiegend aus derber Zinkblende. Untergeordnet waren Bleiglanz und Siderit; das Verhältnis Zink/Blei belief sich auf 5 : 1. Da die Zinkblende gern Spurenelemente einbaut, enthält sie auch geringe Mengen an Kadmium, Quecksilber, Kobalt, Nickel und Silber. Aus der Zinkblende des Lüderich wurde 1877 erstmals das Element Gallium isoliert.

Die Aufbereitung des gewonnenen Haufwerks lief in zwei Stufen ab: Zuerst erfolgte die Abtrennung der erzfreien Berge (Quarz, Nebengestein) mittels Schweretrennung oder in Setzmaschinen, dann die Trennung der fein gemahlten Erze und restlichen Bergeteilchen mittels Flotation. Die Verhüttung des so gewonnenen Zinkblende-Konzentrats erfolgte in der Zinkhütte Essen-Bergeborbeck.

Die überaus reichen Erzvorkommen des Lüderich ermöglichten in der letzten, 126-jährigen Betriebsperiode den Abbau von rund 10 Mio. t Roherz; das entspricht einem Metallinhalt von 790 000 t. Erst 1978 kam der Abbau infolge stark schwankender Weltmarktpreise für Zink zum Erliegen. Eine Fortführung des Erzbergbaus im Bensberger Raum scheiterte 1975 auch am Widerstand der Bevölkerung. Eine Dokumentation des Bergischen Erzbergbaus ist im Bergischen Museum für Bergbau, Handwerk und Gewerbe in Bergisch Gladbach-Bensberg zu besichtigen (s. Kap. „Geo-Ziele“ am Ende des Buches).

Neben der Grube Lüderich waren in der Blütezeit des Gangerz-Abbaus in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts auch kleinere Gruben in Betrieb: die Grube Bergseggen in der südlichen Fortsetzung des Lüderich-Gangzuges, die

Gruben Weiß, Apfel und Berzelius bei Moitzfeld sowie Blücher und Washington bei Herkenrath. Die Grube Weiß wurde 1930 geschlossen, ihr alter Abraum wurde aber bis 1957 nochmals aufbereitet. Nicht nur Blei-Zink-Vererzungen wurden im Bensberger Bezirk abgebaut. Die Gruben Arschleder und Grubenkittel bei Neuhohrath bauten Kupferkies ab und in der Grube Schnepfenthal östlich von Bleifeld wurde das Eisenmineral Siderit gewonnen.

Dort, wo Blei-Zink-Erzgänge die Paffrather Mulde durchdringen, ist es auch zur Bildung von Galmeierz gekommen (Gruben Catharina und Maria Meerstern). Der Abbau von Galmei, einem Zinkmischkarbonat, führte zum Bau einer Zinkhütte in Bergisch Gladbach, die dann in späteren Jahren auf die reichen Zinkblende-Gangvorkommen südlich der Stadt zurückgreifen konnte.

Eine Besonderheit des Bensberger Blei-Zink-Bezirks ist das Vorkommen von Nickelerzen in der Grube Versöhnung bei Altenrath und von Quecksilbererzen im Milchborntal nördlich von Bensberg. Sie werden mit sehr jungen, vielleicht tertiärzeitlichen Phasen der Vererzung in Verbindung gebracht.

Östlich des Bensberger Blei-Zink-Bezirks schließt sich bis in die Umgebung von Wiehl und Waldbröl der Bergische Blei-Zink-Bezirk an. Von den zahlreichen dortigen Gangerz-Lagerstätten haben aber nur wenige einen umfangreicheren Betrieb gegen Ende des 19. bis ins anfängliche 20. Jahrhundert erlebt. Die Grube Bliesenbach östlich von Loope war die bedeutendste Abbaustelle. In zwei Betriebsperioden hat die Lagerstätte 63 000 t Zink und 42 500 t Blei geliefert. Die Erzgänge sind bis 583 m unter Gelände verfolgt worden; damit war die Grube Bliesenbach die tiefste im Bergischen Land. Zu erwähnen sind noch die Gruben Castor bei Ehreshoven (Bleiglanz, Zinkblende, Siderit) und Nicolaus-Phönix westlich von Much bei Fischermühle (Bleiglanz, Zinkblende; Abb. 54).

Am östlichen Ende des Bergischen Blei-Zink-Bezirks liegen die Gruben Heidberg und Wildberg bei Wildbergerhütte. Die Grube Heidberg hat drei Hauptgänge abgebaut. Im Grubenfeld Wildberg wurden vier Hauptgänge auf eine Länge von 1,2 km ca. 380 m tief ausgebeutet. Die Gänge enthalten fast nur Bleiglanz, der mit zunehmender Tiefe von Quarz mit Kupferkies verdrängt wird. Die beiden Gruben haben ca. 46 000 t Blei geliefert, das mit 930 g/t sehr reich an Silber war. Die Siderit-Vorkommen des Kohlberger Gangzuges südlich von Waldbröl leiten schon zum Siegerland-Wieder Spateisenstein-Bezirk über.

Nicht mehr zum Bergischen Land gehörig, aber rechtsrheinisch gelegen und daher hier zu erwähnen ist der Siebengebirgs-Erzbezirk. Seine hydrothermalen Blei-, Zink- und Kupfer-Ganglagerstätten hatten sämtlich nur lokale Bedeutung und sind bis Anfang des 20. Jahrhunderts vollständig ausgebeutet worden. Montanhistorisch interessant sind die Kupferkies-Gänge bei Rheinbreitbach, die zum Teil schon seit römischer Zeit abgebaut worden sind.

**Abb. 54:** Erzgang aus der Grube Nicolaus-Phönix bei Much (Zinkblende schwarzbraun, Bleiglanz silbrig grau, Siderit gelblich weiß)



## Eisen

Neben den schon zuvor genannten sideritischen und metasomatischen Eisenerzen kommt Eisen in oxidischer Form vorwiegend als Verwitterungsbildung (Brauneisenstein) vor. Bei Wülfrath ist das Vorkommen an den devonischen Massenkalk gebunden, wo in kreidezeitlichen Karsthohlformen (Paläokarst) geschichtete Massen aus goethitischem und auch sideritischem Eisenerz anzutreffen sind. Die alleinige Herkunft des Eisens aus Verwitterungslösungen ist dabei noch unklar. Bei anderen, meist konkretionären Verwitterungsbildungen auf verwitterten devonischen Gesteinen mag ein Zusammenhang mit Konzentrationsvorgängen auf der tiefgründig zersetzten mesozoisch-tertiärzeitlichen Landoberfläche des Bergischen Landes bestehen.

Außerhalb der Niederbergischen Erzbezirke liegt östlich von Wuppertal der Schwelmer Erzbezirk. Bis 1922 sind dort überwiegend Eisenerze, bei Wuppertal-Langerfeld auch Zinkerze (Galmei) in einer sehr komplex aufgebauten Verwitterungs-Lagerstätte und im verkarsteten mitteldevonischen Massenkalk abgebaut worden. Erzlösungen hydrothermaler Gänge sollen den Massenkalk zunächst dolomitisiert, dann metasomatisch in Schwefelkies (Markasit) umgewandelt haben. Dieser setzte sich dann „später“ durch Verwitterung in Brauneisenstein um. Die Vorgänge müssen, wie Erze in Dolinensedimenten zeigen, vor oder im Tertiär stattgefunden haben. Die Verwitterungsvorgänge haben auch den unvererzten Massenkalk betroffen und seinen Fossilinhalt (Brachiopoden, Schnecken usw.) gewissermaßen herauspräpariert. Die Schwelmer Mitteldevon-Fossilien sind berühmt für ihre gute Erhaltung. Eine umfangreiche Sammlung befindet sich im Schwelmer Schloss Martfeld.

Am Nordrand der Paffrather Mulde treten zwischen Steinknippen und Dürscheid in aneinandergereihten kesselförmigen Dolinen des Kalksteins nieren- und knollenförmige Brauneisensteine in tonig-sandigen Lockersedimenten auf. Sie haben ab dem 18. Jahrhundert zu einem lange währenden, intensiven Abbau geführt. Nach Aufbereitung enthielten sie 30 – 45 % Eisen und 2 – 4 % Mangan. Sie sind die Rohstoffgrundlage der lokalen Eisen-Hüttenindustrie gewesen. Die Entstehung der Erze erfolgte während der Tertiär-Zeit durch verwitterungsbedingte Lösungs- und Konzentrationsvorgänge im Grenzbereich Kalkstein – liegende Tonstein/Sandstein-Schichten. Auch im Stadtgebiet von Bergisch Gladbach sind im devonischen Kalkstein an zahlreichen Stellen kleine, komplex aufgebaute Verwitterungs-Lagerstätten von Eisen gemeinsam mit Zink und Blei abgebaut worden.

Im südlichen Bergischen Land treten ebenfalls Brauneisenstein-Vorkommen auf. Bei Ruppichteroth und Runderoth sind durch tertiärzeitliche Verwitterungsvorgänge lagerartige Anreicherungen von limonitisch-sphärosideritischen Konkretionen entstanden. Ausgangsmaterial waren Kalk und Eisen führende Gesteinsschichten aus dem Übergangsbereich vom Unterdevon zum Mitteldevon. Die Mächtigkeit der immer mit tonigen Verwitterungsbildungen vergesellschafteten Erzlager kann 20 m erreichen, aber nur wenige Teile sind bauwürdig gewesen. Es wurde meist nur ein armes Erz mit etwa 22 – 24 % Eisen und 12 bis 18 % Mangan gewonnen. Die bedeutendsten Vorkommen waren die Grube Sperber westlich von Ruppichteroth und die Kaltenbacher Gruben südlich von Runderoth. Aus zehn bis zwölf Grubenbetrieben wurden von 1827 – 1912 etwa 220 000 t Eisenerz gewonnen.

## Steine und Erden

### Festgesteine

#### Kalk- und Dolomitsteine

Im nördlichen Bergischen Land befindet sich ein Zentrum der deutschen Kalksteingewinnung. Bei Wuppertal-Dornap und bei Wülfrath wird in riesigen Tagebauen devonischer Massenkalk abgebaut. Kleinere Vorkommen liegen südlich von Heiligenhaus (Hofermühle) und im Neandertal. Ausgehend von lokalen kleinen Nutzungen zum Kalkbrennen, wurde mit dem Wachstum der Eisen- und Stahlindustrie im Ruhrgebiet auch der Kalkstein-Abbau intensiviert. In dem Maße wie er im Niederbergischen zunahm, ging er in der Paffrather Mulde zurück.

Die Gewinnung des Massenkalks im Raum Wülfrath begann um 1899, sodass große Teile der Lagerstätte bereits abgebaut sind. Der

heutige Abbau konzentriert sich auf den Großtagebau Rohdenhaus-Nord, der schon fast 200 m Tiefe erreicht hat. Er erfolgt mittels Großbohrlochsprengungen bei einer Sohlenhöhe von etwa 20 m (Abb. 55). Der Dornaper Kalkzug mit seinen vier Großsteinbrüchen zwischen Hahnenfurth und Saurenhaus ist fast völlig abgebaut. Ein südwestlich davon liegender Steinbruch nördlich des Osterholzes hat inzwischen ebenfalls eine große flächenhafte Ausdehnung erreicht.

Der Massenkalk von Wülfrath und Dornap findet Dank seines hohen Reinheitsgrades von bis zu 98,5 %  $\text{CaCO}_3$  über den Einsatz in der Hüttenindustrie hinaus vielfältige Anwendung in der chemischen und Bauindustrie. Die Jahresförderung beträgt 10 – 12 Mio. t.

Dolomitisch ausgebildete Partien des Massenkalks sind bei Wuppertal (Gruiten) für Feuerfestprodukte (Sinterdolomit) abgebaut worden.

**Abb. 55:** Kalkstein-Abbau im Steinbruch Rohdenhaus nördlich von Wülfrath



In der Paffrather Mulde bei Bergisch Gladbach-Lückerath hat die Glasindustrie reinen Dolomitstein als Flussmittel genutzt. Der Abbau des unterkarbonischen Kohlenkalks zwischen Heiligenhaus und Velbert ist schon seit Jahrzehnten eingestellt.

Trotz der schon jahrzehntelangen Nutzung des Massenkalks und trotz seines dickbankigen bis massigen Auftretens ist eine Verwendung als Marmor – also eines polierfähigen Kalksteins für die Architektur – bisher sehr beschränkt gewesen. Kurzzeitige Gewinnung bei Wuppertal-Elberfeld in den 1920er-Jahren und bei Neandertal in den 1850er-Jahren ist bekannt. Bereits im 18. Jahrhundert ist der Abbau des Stomatoporenkalksteins von Bergisch Gladbach-Refrath bezeugt.

## Sand- und Tonsteine

Eine Nutzung verwitterter paläozoischer Tonsteine für die Ziegelindustrie fand in der Vergangenheit bei Velbert, Wuppertal und im Raum Solingen – Remscheid statt. Auch die Gewinnung von Sandsteinen ist sehr stark zurückgegangen. Ein überregional wichtiges Zentrum befindet sich noch in Lindlar, wo der mitteldevonische Mühlenberg-Sandstein unter der Bezeichnung „Lindlarer Grauwacke“ für Bauzwecke gewonnen wird. Dagegen gibt es im Umfeld von Gummersbach, Bergeunstadt und Nümbrecht noch größere Steinbrüche, in denen mitteldevonische Sand- und Tonsteine als klassiertes Schüttmaterial (Splitt, Edelsplitt) für den Straßenbau genutzt werden. Bei Wildbergerhütte, im Übergangsbereich zum Siegerland, werden unterdevonische Sandsteine (Odenspieler Grauwacke) abgebaut. Oberkarbonische Sandsteine werden noch im Ruhrtal bei Mülheim an der Ruhr, Sprockhövel und Herdecke gebrochen.

Eine historisch interessante Nutzung von Tonsteinen ist der Abbau von Alaunschiefern des Unter-/Oberkarbon-Grenzbereichs. In der Grube Aurora bei Velbert ist aus an der Luft verwitternden pyritreichen Schwarzschiefern der Alaun (Eisen- bzw. Kalium-Aluminiumsulfat) gewonnen worden. Durch weitere Prozesse wurde auch Schwefelsäure hergestellt. Dieses mittelalterlich anmutende Verfahren hielt sich bis ins 19. Jahrhundert hinein.

Um die Wende vom 18. zum 19. Jahrhundert sind östlich von Düsseldorf, im Raum Erkrath, auch Dachschiefer gewonnen worden. Die stark geschieferten mitteldevonischen Tonsteine („Flinzschiefer“) im Düsseltal und im benachbarten Stindertal lieferten einen Rohstoff, der qualitativ zwar hinter den damals allgemein verwendeten „Moselschiefern“ zurückstand, sich aber dennoch über einen kurzen Zeitraum behaupten konnte.

Über die heute im Abbau befindlichen Lagerstätten nutzbarer Festgesteine in Nordrhein-Westfalen hat der Geologische Dienst NRW im Jahr 2007 eine spezielle Veröffentlichung herausgegeben.

## Lockergesteine

Am westlichen Rand des Bergischen Landes, dort, wo die Tertiär-Schichten der Niederheinischen Bucht auf das Gebirge übergreifen, war in der Vergangenheit der Abbau von unteroligozänen Tonen (Ratinger Ton) und von oberoligozänen Feinsanden (Grafenberg-Schichten) verbreitet. Die Tongruben bei Ratingen-Lintorf sowie die Formsandgruben bei Ratingen-Hubbelrath, Düsseldorf-Gerresheim und -Erkrath, Leichlingen und Bergisch Gladbach sind nicht mehr in Betrieb. Die reinen Quarzsande der unteroligozänen Bergisch-Gladbach-Schichten sind früher von der Feuerfest-Industrie genutzt worden.

# Grundwasser – Dargebot, Nutzung und Gefährdung

Heinz Wilder

## Grundwasser im Rheinischen Schiefergebirge

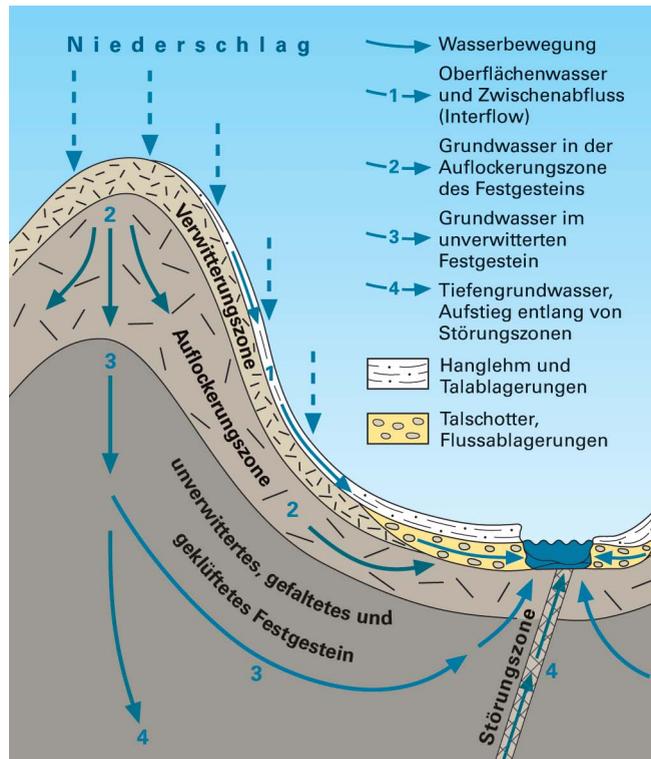
Grundwasser ist einer unserer wichtigsten Bodenschätze. In Nordrhein-Westfalen werden etwa 40 % des Trinkwassers aus Grundwasser gewonnen. Besonders ergiebige und intensiv genutzte Grundwasserleiter sind die quartären Sande und Kiese der Niederrheinischen Bucht mit dem Rhein als Hauptvorfluter. Diese Porengrundwasserleiter überlagern auch die angrenzenden Bereiche des Rheinischen Schiefergebirges.

Im Rheinischen Schiefergebirge herrschen ganz überwiegend Festgesteinsgrundwasserleiter, -geringleiter und -nichtleiter vor. Porengrundwasserleiter sind im Wesentlichen die quartären Talschotter größerer Nebenflüsse des Rheins, die in der Regel von schützenden Auenablagerungen überdeckt werden (Abb. 56).

Diese quartären Talschotter in den größeren Tälern des rechtsrheinischen Schiefergebirges, wie dem Ruhr- und dem Siegtal, gehen in die flächenhaft verbreiteten kaltzeitlichen Terrassenablagerungen des Rheins über. Die örtlich wechselnd mehr oder weniger grobkörnigen Porengrundwasserleiter der größeren Flüsse im Bergischen Land sind in der Regel sehr ergiebig, sofern der Schluff- und Tonanteil nicht zu hoch ist. Die Grundwasserstände in ihnen unterliegen – entsprechend den Wasserständen in den Vorflutern – stärkeren Schwankungen. Diese Flussablagerungen innerhalb des Rheinischen Schiefergebirges werden schon von alters her überwiegend durch Schachtbrunnen zur Trink- und Brauchwassergewinnung genutzt. Weitere Porengrundwasserleiter sind Sande und Kiese des Tertiärs und hoch gelegene quartäre Terrassenablagerungen von Rhein und Ruhr, die jedoch nur lokal Bedeutung haben.

Die Hoch- und Hanglagen sind das Verbreitungsgebiet der paläozoischen Festgesteine und in weiten Bereichen Grundwassermangelgebiete. Grundwasser tritt zwar in zahlreichen Quellen zutage, meist handelt es sich hierbei jedoch um verschmutzungsempfindliche Schuttquellen sowie um Siefen – tief eingeschnittene, feuchte Täler und Talanfangsmulden. Quellen, in denen Grundwasser direkt sichtbar aus Trennfugen austritt, sind eher selten. Wo sie auftreten, wurden sie oft zur Trinkwasserversorgung genutzt und sind dann meist gefasst.

Abb. 56: Grundwasserzirkulation im Rheinischen Schiefergebirge (schematisch)



Brauch- und Trinkwasser aus dem Festgestein wurde erst ab dem 20. Jahrhundert aus Bohrbrunnen gewonnen. Hierbei zeigte die Erfahrung, dass die Erschließung größerer Grundwassermengen im Festgestein des Schiefergebirges im Gegensatz zur Grundwassererschließung im Lockergestein nur schwer zu prognostizieren ist.

## Grundwasserneubildung und Grundwasserbewegung im Festgestein

Das Grundwasser ist Bestandteil des Wasserkreislaufs. Aus versickernden Niederschlägen wird es ständig erneuert. Der größere Teil der Niederschläge fließt als Oberflächen- oder als Zwischenabfluss oberflächlich oder oberflächennah im Boden auf kurzem Weg den Bächen und Flüssen zu. Ein Teil verdunstet direkt oder wird von der Vegetation aufgenommen und über die Blätter wieder an die Atmosphäre abgegeben. Ein kleiner Teil des Niederschlagswassers versickert über die wasserungesättigte Zone des Bodens bis in den Bereich der im Bergischen Land vorherrschenden Festgesteine. Diese sind durchzogen von zu meist unregelmäßig verteilten Trennfugen wie Schicht-, Kluft-, Störungs- und Schieferungsflächen. Ab einer gewissen Tiefe sind alle diese Trennfugen mit Grundwasser erfüllt. Der Schwerkraft folgend, bewegt sich das Wasser auf zusammenhängenden Trennflächen, bis es in Quellen oder auch im Bereich von Gewässerbetten – als Sohl- oder Grundquelle – wieder austritt.

Während sich Grundwasservorkommen in sandig-kiesigen Porengrundwasserleitern in hydrogeologischen Karten in der Fläche und zur Tiefe hin plausibel und kohärent darstellen lassen, ist die Erkundung und Darstellung von Grundwasservorkommen im Festgestein aufgrund der ungleichmäßigen Verteilung der Grundwasser führenden Trennfugen deutlich schwieriger.

Allgemein gilt, dass Sandsteine im Rheinischen Schiefergebirge tendenziell eine größere Grundwasserhöflichkeit und ein größeres Speichervolumen aufweisen als Schluff- und Tonsteine. Eine wichtige Rolle für die Grundwasserhöflichkeit spielt auch der Gebirgsbau. Offene Trennfugen in tektonisch besonders beanspruchten Gebieten und Störungszonen führen zum Teil ergiebig Grundwasser.

Trotz vergleichsweise hoher Jahresniederschlagsraten im Rheinischen Schiefergebirge ist der Anteil des Sickerwassers, der nachhaltig zur Grundwasserneubildung beiträgt, vergleichsweise klein. Einzugsgebietsbezogene Grundwassermengen, die durch Messungen von Trockenwetterabflüssen an Bächen im Schiefergebirge ermittelt wurden, zeigen, dass der Grundwasserabfluss von Einzugsgebiet zu Einzugsgebiet deutlich schwankt. Der Trockenwetterabfluss hängt von zahlreichen Faktoren ab, unter anderem auch von der vorherrschenden Lithologie im Einzugsgebiet.

## Grundwasservorkommen im Bergischen Land

Der Untergrund des Bergischen Landes besteht überwiegend aus Festgesteinen, vor allem aus stark verfestigten Sand-, Schluff- und Tonsteinen. Bei ihnen handelt es sich um meist gering ergebigste Kluftgrundwasserleiter, um Kluftgrundwassergeringleiter oder -nichtleiter. Karbonatische Gesteine sind in der Regel verkarstet und können als Karstgrundwasserleiter ergiebig Grundwasser führen. Als regionale Besonderheit treten im Siebengebirge und untergeordnet auch östlich davon, im Pleiser Ländchen, sowie im Übergangsbereich vom Bergischen Land zum Sauerland Grundwasser führende vulkanische Gesteine auf. Grundwasser führende Lockergesteine sind in den Talauen der größeren Flüsse (Ruhr, Wupper, Sieg) verbreitet sowie im Übergangsbereich des Bergischen Landes zur Niederrheinischen Bucht.

Eine hydrogeologische Gliederung des Bergischen Landes – beispielsweise nach morphologischen Kriterien oder entsprechend der Altersabfolge der Gesteine – ist schwierig, da das Grundwasser in den Gesteinen regional ungleichmäßig verteilt ist. Auch die Datengrundlage zum Grundwasser differiert stark. Eine wichtige Informationsgrundlage für die Grundwasserführung des Gesteins ist die Verbreitung und Schüttung von Quellen. Förderbrunnen, insbesondere Grundwasserbeobachtungsbrunnen im Festgestein, sind – im Vergleich zu solchen im Lockergestein – eher selten. Aufgrund dieser ungleichmäßigen Informationsdichte und Verteilung der Grundwasser führenden Trennfugen ist zum Beispiel die Konstruktion von Grundwassergleichplänen im Festgestein nur in Ausnahmefällen, wie zum Beispiel in den Karstgebieten, möglich.

Eine aktuelle hydrogeologische Gliederung des Bergischen Landes erfolgt durch die Ausweisung von hydrogeologischen Räumen und Teilräumen, die den Grundwasserkörpern der im Dezember 2000 in Kraft getretenen Wasserrahmenrichtlinie der Europäischen Union (EU-WRRRL) entsprechen (Abb. 57).

## Paläozoische Kluft- und Karstgrundwasserleiter

Die gefalteten und geschieferten Festgesteine des Paläozoikums des nördlichen Rheinischen Schiefergebirges erstrecken sich großräumig von der Eifel bis in das östliche Sauerland. Das Bergische Land liegt zentral in diesem Raum. Nachfolgend werden die hydrogeologischen Eigenschaften der Teilräume dargestellt.

### Remscheider Sattel

Die Gesteine des Ordoviziums und Silurs bilden als älteste Gesteine des Bergischen Landes den Kern des Remscheider Sattels, der sich von Leichlingen in Richtung Altena im Sauerland erstreckt.

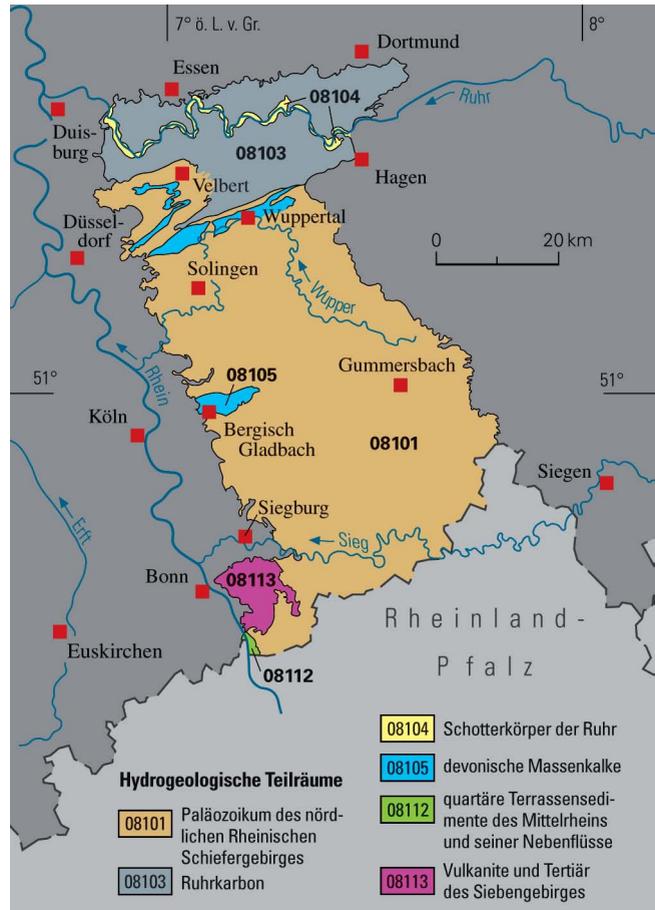


Abb. 57: Hydrogeologischer Raum 081: Rheinisches Schiefergebirge

Die überwiegend von Tonsteinen dominierten ordovizischen Abfolgen der Herscheid-Gruppe, die Rahlenberg- und die Solingen-Schichten, sind Grundwassergeringleiter, die nach der Klassifizierung der Gebirgsdurchlässigkeit in der Auflockerungszone der Festgesteine im Informationssystem Hydrogeologischen Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000 (IS HK 100) in die Durchlässigkeitsklasse VI (sehr gering) eingestuft werden, was einer  $k_f$ -Wertspanne von  $1 \cdot 10^{-7}$  bis  $1 \cdot 10^{-9}$  m/s entspricht.

Die Gesteine der Köbbinghausen-Schichten gehören im Wesentlichen auch in die Durchlässigkeitsklasse VI, da bei ihnen die Tonsteine überwiegen. Allerdings können lokal auftretende Kalksteine, dort, wo sie verkarstet sind, größere Trennfugendurchlässigkeiten aufweisen. Durch das im zirkulierenden Grundwasser gelöste Kohlendioxid wird Kalkstein aufgelöst und die Trennfugen werden vergrößert. Dieser Verkarstungsprozess hat regional zur Entstehung ganzer Höhlensysteme geführt.

Insgesamt liegen zahlreiche Quellen mit meist geringer Schüttung im Ausstrichbereich der feinkörnigen Gesteine aus Ordovizium und Silur. Dies ist ein Hinweis auf eine insgesamt eher geringe Trennfugendurchlässigkeit der Gesteine, welche wasserwirtschaftlich daher von geringer Bedeutung sind.

Die devonzeitlichen Gesteine an den Flanken des Remscheider Sattels weisen eine größere Varianz hinsichtlich ihrer Korngrößen und Genese auf. Dieses äußert sich auch in der Bandbreite der Durchlässigkeitsklassen, die von III (mittel) über IV (mäßig) und V (gering) bis VI (sehr gering) reicht.

Die überwiegend aus Tonsteinen aufgebauten gedinnischen Hüinghausen-Schichten sind aufgrund der wenig ausgebildeten Trennfugendurchlässigkeit nur sehr gering durchlässig. Dagegen sind die Bredeneck-Schichten und die Bunten Ebbe-Schichten reich an Sandsteinen, die teilweise konglomeratisch sein können. Diese grobkörnigen Gesteine besitzen in der Regel eine deutlich erhöhte Trennfugendurchlässigkeit. Aufgrund ihres kleinräumigen Auftretens haben sie dennoch nur eine geringe wasserwirtschaftliche Bedeutung.

Dies trifft auch auf die Konglomerate der unteremsischen Rimmert-Schichten zu, die in die Klasse IV (mäßig durchlässig) gehören und somit als Grundwasserleiter eingestuft werden.

Die großflächig verbreiteten, feinkörnigen Remscheid- und Hohenhof-Schichten hingegen gehören der Durchlässigkeitsklasse VI

(sehr gering) an. Die Bereiche, in denen diese tonreichen Gesteine den Untergrund aufbauen, sind Grundwassermangelgebiete. Ein Großteil der zahlreichen hier zutage tretenden Quellen versiegt während länger andauernder Trockenperioden. Hausbrunnen, die in diesen Gesteinen angelegt sind, besitzen nur eine sehr geringe Ergiebigkeit.

## Südliches Bergisches Land – Unter- und Mitteldevon

Die Gesteine der unterdevonischen Siegen-Stufe nehmen fast den gesamten Raum des südlichen Bergischen Landes von Bergisch Gladbach bis über die Sieg hinaus ein. Es handelt sich um schwer gliederbare Delta-Ablagerungen, die regional der mittleren bis oberen Siegen-Stufe zuzurechnen sind.

Die überwiegend aus Ton- und Schluffsteinen mit Sandsteinbänken aufgebauten Siegen-Schichten gehören in die Durchlässigkeitsklasse V – VI (gering bis sehr gering), wobei die geklüfteten Sandsteinpartien naturgemäß die höchsten Durchlässigkeiten aufweisen. Dieses trifft besonders auf die an Sandstein reicheren Odenspiel-Schichten zu, die der Durchlässigkeitsklasse V (gering) zugeordnet werden.

Die flächenhaft weitverbreiteten Bensberg-Schichten stammen aus der Ems-Stufe. Die überwiegend aus Ton- und Schluffsteinen bestehenden Gesteine werden in die Klasse VI (sehr gering durchlässig) eingestuft.

Im Raum Engelskirchen-Ründeroth streicht der vulkanische Hauptkeratophyr oder K4-Horizont, der ähnlich wie die vulkanischen Gesteine im Siebengebirge eine mittlere Wasserdurchlässigkeit (Klasse IV) aufweist, in einem schmalen Band aus. Im Gegensatz zu den Gesteinen des Siebengebirges ist er jedoch aufgrund seiner geringen Verbreitung wasserwirtschaftlich nur für die Einzelwasserversorgung nutzbar.

Die ebenfalls zur Ems-Stufe gehörenden Remscheid-Schichten werden überwiegend von Ton- und Schluffsteinen aufgebaut und sind daher sehr gering durchlässig. Lediglich die emsische Hohenhöfer Kalksteinfole im Raum Overath – Engelskirchen besitzt aufgrund von Verkarstungen eine gute Wasserwegsamkeit, die allerdings regional eng begrenzt ist.

Mitteldevon-Schichten sind im südlichen Bergischen Land in vergleichsweise geringer Verbreitung im Raum Ruppichterath – Waldbröl – Wiehl vorhanden. Während die tonig-schluffigen Hohenhof-, Ohle- und Selscheid-Schichten und die Tentakulitenschiefer ihrer Lithologie entsprechend sehr gering durchlässig sind (Klasse VI), gehören die Hobräck-, Mühlenberg- und Unnenberg-Schichten in die Durchlässigkeitsklasse V (gering). Insbesondere der Basiskalk der Hobräck-Schichten ist in der Regel verkarstet und dräniert als Kluftgrundwasserleiter regional das umgebende Gestein.

Die weitverbreiteten und gut geklüfteten Sandsteine der Mühlenberg- und Unnenberg-Schichten haben wasserwirtschaftlich eine gewisse Bedeutung. Förderbrunnen bis 100 m Tiefe können hier bis zu 15 m<sup>3</sup>/h Grundwasser

fördern. Auch geothermische Nutzungen wie die Entnahme und die Einleitung von Grundwasser zu Kühlzwecken sind bekannt.

Ähnlich dem Basiskalk der Hobräck-Schichten treten auch in anderen mitteldevonischen Schichtgliedern regional kalkige Partien auf, die dann meist verkarstet sind und sogar Höhlen bilden können. Ein Beispiel dafür ist die Wiehler Tropfsteinhöhle in den Mühlenberg-Schichten. Biostromale, verkarstete Kalksteine der Honsel-Schichten sind unter anderem im Raum Lindlar – Kürten bekannt. Sie besitzen eng begrenzt hohe Wasserdurchlässigkeiten, sind aber gleichwohl aufgrund der kleinen Einzugsgebiete wasserwirtschaftlich unbedeutend.

### Paffrather Mulde

Neben den wasserwirtschaftlich bedeutenden Massenkalk-Vorkommen des Velberter und des Remscheider Sattels sind die devonischen Kalk- und Dolomitsteine der Paffrather Mulde (Abb. 58) wegen ihrer Grundwasservorkommen nicht nur für die regionale Trinkwasserversorgung, sondern auch für die lokale Industrie in Bergisch Gladbach bedeutend. Außer dem

**Abb. 58:** Karstgrundwasseraufschluss im Steinbruch Cox (Dolomit); Paffrather Mulde



eigentlichen Massenkalk sind alle diejenigen Schichtglieder gut durchlässig, die aufgrund ihres Karbonatgehaltes verkarstet sind.

Die karbonatischen Partien der Torringenschichten, die zusammen mit den 150 – 200 m mächtigen Büchel-Schichten zu den ältesten Massenkalk-Gesteinen des Raumes zählen, sind gut durchlässig. Unterer und Oberer Plattenkalk sind geringer durchlässig und werden in die Klasse III (mittel durchlässig) eingestuft. Die oberdevonischen Refrath-Schichten sind wie die Büchel-Schichten aufgrund der Verkarstung gut durchlässig. Die darüber folgenden tonig-mergeligen Knoppenbissen-Schichten haben sich als sehr gering durchlässig und damit als Grundwassernichtleiter erwiesen.

Da in der Paffrather Mulde sowohl der Kalk- und Dolomitstein-Abbau als auch der Erz-Bergbau schon seit längerer Zeit zum Erliegen gekommen sind, ist eine bergbaubedingte Gefährdung der Grundwasserbeschaffenheit heute nicht mehr nachzuweisen. Am Ostrand der Kölner Bucht liegt die Wassergewinnungsanlage Refrath der Rheinenergie AG (ehemals BELKAW). Die Brunnen sind in den ergiebigen quartären Terrassenkiesen des Rheins verfil-

tert, die in nur geringer Entfernung vom Randabbruch des Bergischen Landes zur Niederrheinischen Bucht liegen. Hier treten aus den verkarsteten Kalk- und Dolomitgesteinen erhebliche Grundwassermengen in die quartären Lockergesteine über und werden vom Wasserwerk Refrath mit gefördert. Aus diesem Grund sind größere Bereiche der Paffrather Mulde als Wasserschutzgebiet ausgewiesen. Neben der dort ansässigen Kunststoffindustrie ist die lokale Papierindustrie auf ein größeres Grundwasserdargebot angewiesen. Neuere Brunnenbohrungen zur balneologischen Nutzung im Freizeitbad Mediterana und zur Bewässerung des Golfplatzes in Refrath lassen erkennen, dass sich die intensive tektonische Zerlegung der Festgesteine durch Störungen auch grundwasserhydraulisch auswirkt. Pumpversuche belegen, dass bevorzugte Fließbahnen des Karstgrundwassers oft gegeneinander versetzt sind. Insgesamt ist das Fließsystem – dem Gefälle des zentral als Vorfluter agierenden Strunderbaches (Abb. 59) entsprechend – auf die Kölner Bucht hin gerichtet. Dies gilt auch für die überlagernden tertiären Schichten, innerhalb derer in geringmächtigen Sanden und Kiesen eigene, regional begrenzte Lockergesteinsgrundwasserkörper ausgebildet sind.

**Abb. 59:** Karstquelle des Strunderbaches; Herrenstrunden, Bergisch Gladbach (Paffrather Mulde)



## Nördliches Bergisches Land – Mittel- und Oberdevon

Mitteldevon-Schichten sind im nördlichen Bergischen Land, nördlich des Remscheider Sattels, flächenhaft weit verbreitet. Sie weisen im Vergleich zu den Mitteldevon-Schichten des südlichen Bergischen Landes überwiegend bessere Wasserdurchlässigkeiten auf. Dabei ist der Massenkalk besonders herauszuheben.

Während die feinkörnigen Hohenhof-Schichten als sehr gering durchlässig gelten, sind die weitverbreiteten Hobräck- und Mühlenberg-Schichten – wie im südlichen Bergischen Land – wegen ihrer gut geklüfteten Sandsteinbänke insgesamt als gering durchlässig einzustufen.



**Abb. 60:** Karstgrundwasseraufschluss im Steinbruch Prangenhause der Firma Rheinkalk; Wülfrath  
(Foto: Rheinkalk, Wülfrath)

Die nächst jüngeren Brandenburg-Schichten fallen in die gleiche Durchlässigkeitsklasse. Insbesondere in den überwiegend sandig bis konglomeratisch ausgebildeten Partien wurden vergleichsweise hohe Wasserdurchlässigkeiten festgestellt.

Die Givet-Stufe beginnt im nördlichen Bergischen Land mit den bis zu 900 m mächtigen Honsel-Schichten. Insbesondere die Unteren Honsel-Schichten sind ähnlich aufgebaut wie die Brandenburg-Schichten und können in den Sandsteinpartien, aber auch im Bereich von verkarsteten kalkigen Schichten, stärker Grundwasser führend sein.

Wasserwirtschaftlich von großer Bedeutung sind die devonischen Massenkalken, die aus mächtigen verkarsteten Kalk- und Dolomitsteinen bestehen. Im nördlichen Bergischen Land, im Bereich des Velberter Sattels und am Nordrand des Remscheider Sattels, sind sie wichtige Grundwasserleiter. Hier besteht örtlich eine Nutzungskonkurrenz zwischen Kalk- und Dolomitstein-Abbau einerseits sowie der öffentlichen Trinkwasserversorgung andererseits. So betreiben beispielsweise die Stadtwerke Ratingen in dem devonischen Massenkalkzug bei

Homburg-Meiersberg, der zugleich ein wertvoller Rohstoff ist, ergiebige Trinkwasserbrunnen.

Um die Kalk- und Dolomitsteinbrüche trocken zu halten, erfolgt zum Beispiel im Raum Wülfrath sowie in Wuppertal-Dornap die Absenkung des Grundwassers durch Sumpfungmaßnahmen. Diese Abschnitte der Karstgrundwasserleiter stehen somit für eine Trinkwassergewinnung während der Zeit der Rohstoffgewinnung nicht zur Verfügung. Erst nach Ende des Abbaus werden sich die Abbaugruben erneut langsam mit Grundwasser füllen, bis die früheren Grundwasserstände wieder erreicht sind. Dieser Prozess des Grundwasserwiederanstiegs ist im Steinbruch Prangenhause bei Wülfrath zu beobachten, wo der Abbau schon seit längerem eingestellt wurde (Abb. 60).

In den von der abbaubedingten Grundwasserabsenkung betroffenen Gebieten wurden zahlreiche Grundwassermessstellen und Pegel für Vorfluter installiert, um im Rahmen eines umfassenden Monitorings die öffentliche Trinkwassergewinnung neben dem Kalkstein-Abbau sicher zu ermöglichen. Dass solche Maßnahmen erfolgreich sind, lässt sich anhand

des Wuppertal-Dornaper Massenkalkzuges belegen. Hier fördern die Erkrather Stadtwerke aus den im Massenkalk verfilterten Brunnenanlagen Sedental-Sandheide für die Trinkwasserversorgung Grundwasser aus den gleichen Schichten, die im Raum Dornap abgebaut werden.

Besonders im Bereich des Velberter Sattels reicht die Entwicklung von karbonatischen Rifften bis in die oberdevonische Frasn-Stufe hinein. Hydrogeologisch bilden die Kalk- und Dolomitsteinserien eine Einheit, die in die Durchlässigkeitsklasse II (hoch) einzustufen ist. Nach Westen zu werden diese Festgesteinsgrundwasserleiter von tertiären und quartären Schichten überlagert. Durch neuere Untersuchungen wurden hydraulische Verbindungen, zum Beispiel zu den grundwassererfüllten Terrassensedimenten der Niederrheinischen Bucht, nachgewiesen. Die besonderen wasserwirtschaftlichen Potenziale der Karstgrundwasserleiter des Velberter Sattels sind bereits in den 1960er-Jahren ausführlich dokumentiert worden und bilden zusammen mit neueren Untersuchungen eine gute Basis für eine wasserwirtschaftliche Nutzung.

Die großräumige hydraulische Durchlässigkeit des Massenkalks kann dort eingeschränkt sein, wo er, wie in Wuppertal, in den geringer durchlässigen Flinzplattenkalk übergeht.

Während unterer und oberer Massenkalkzug bei Wuppertal durch die sehr gering durchlässigen Tonsteine der Osterholz-Schichten hydraulisch voneinander getrennt werden, weist der Velberter Sattel noch eine Besonderheit auf: Das Schwarzbachtal-Konglomerat wird aufgrund seiner Klüftung als mittel bis mäßig durchlässig eingestuft und stellt damit den durchlässigsten silikatischen Festgesteinsgrundwasserleiter im Bergischen Land dar, der bis jetzt jedoch nicht wasserwirtschaftlich genutzt wird.

Ansonsten geht die Riffkalkabfolge in überwiegend feinkörnige Schichten des Oberdevons über, wie beispielsweise in den regional über-

lagernden, gering durchlässigen Flinzschiefer. Die weitverbreiteten Velbert-Schichten gelten als gering bis sehr gering durchlässig. Aus dem Bau neuerer Grundwasserbeobachtungsbrunnen ist aber bekannt, dass lokal bis in 100 m Tiefe auch durchlässigere Partien vorhanden sein können, speziell dort, wo die Velbert-Schichten sandiger entwickelt sind.

Die übrigen oberdevonischen Schichtglieder sind am Grund ihrer eng begrenzten Verbreitung wasserwirtschaftlich unbedeutend.

## Karbon am Nordrand des Bergischen Landes

Die karbonzeitlichen Schichten am Nordrand des Bergischen Landes gehören überwiegend zum hydrogeologischen Teilraum „Ruhrkarbon“.

Herausragender Grundwasserleiter des Karbons ist der verkarstete und gut geklüftete Kohlenkalk am Nordrand des Velberter Sattels. Ähnlich wie der devonische Massenkalk wird er wasserwirtschaftlich genutzt, zum Beispiel für die Trinkwassergewinnung unter anderem der Stadtwerke Heiligenhaus. Nach Westen zu wird der Kohlenkalkzug von Randstörungen der Niederrheinischen Bucht versetzt und verläuft unter tertiären Schichten nach Südwesten weiter. Neuere Geothermiebohrungen belegen, dass das Wasser des Karstgrundwasserleiters im Raum Ratingen unter gering durchlässigen tertiären Schichten artesisch gespannt ist und Wasser an den überlagernden quartären Terrassengrundwasserkörper abgibt. Die hoch durchlässigen Karbonate des Kohlenkalks werden von dem gut dichtenden, sehr gering durchlässigen Hangenden Alaunschiefer überlagert. Die oberkarbonischen Erlenrode-, Hagen- und Ziegelschiefer-Schichten sind ebenfalls reich an Tonsteinen und mit Ausnahme der auch Grauwacken führenden Hagen-Schichten sehr gering durchlässig. Die weiter verbreiteten Sprockhövel- und Witten-Schichten sind relativ reich

an gut geklüfteten, insgesamt gering durchlässigen Sandsteinen, die aufgrund ihrer starken Faltung und des zum Ruhrtal hin abfallenden Geländes keine größeren Grundwasserkörper bilden können. Um in vorindustrieller Zeit die in geringer Tiefe liegenden Steinkohlenflöze abzubauen zu können, wurde das Gebirge durch Stollen entwässert.

## Tertiäre Vulkanite des Siebengebirges

Die Grundwasservorkommen des Siebengebirges sind mit den vielfältigen geologischen Gegebenheiten dieses einzigartigen Raumes eng verbunden.

Das unterdevonische Grundgebirge (mittlere und obere Siegen-Stufe) besteht aus einer Wechsellagerung schluffiger Tonsteine mit Sandsteinbänken. Während die Tonsteine nur sehr geringe Wasserwegsamkeiten besitzen, sind die Schluff- und Sandsteine stärker geklüftet. Dies ist insbesondere in der Auflockerungszone bis in ca. 100 m Tiefe der Fall. Darunter nimmt die Ergiebigkeit deutlich ab. Vereinzelt kommen in den devonischen Festgesteinen größere Störungen vor, die vergleichsweise große Mengen an Kluffgrundwasser führen können.

Die Stollen ehemaliger Erzgruben liefern nur ausnahmsweise ausreichendes und hygienisch einwandfreies Grundwasser, wohingegen Quellen im Bereich von Talanschnitten nicht selten sind. Für eine Trinkwassernutzung sind sie aber meist ebenfalls nicht geeignet, da sie im Sommerhalbjahr verkeimungsgefährdet sind und die Schüttung in Trockenzeiten deutlich abnimmt oder versiegt.

Die – auch morphologisch – herausragende Besonderheit des Siebengebirges sind die vulkanischen Kuppen aus Trachyt, Latit und Basalt, die mit dem großräumig verbreiteten Trachyttuff eng vergesellschaftet sind. Diese magmatischen Gesteine sind aufgrund intensiver Klüftung, wie zum Beispiel beim Basalt, oder



**Abb. 61:** Dornheckensee südöstlich von Bonn-Beuel; ehemaliger Abbaubereich des gut geklüfteten und geschichteten Trachyttuffs

auch wegen des hohen Porenanteils, zum Beispiel beim unverwitterten Trachyttuff, relativ gut durchlässig (Abb. 61). Insgesamt bilden sie einen zusammenhängenden Grundwasserkörper, der bis an Sankt Augustin und Hennef heranreicht. Ein derartig großes Grundwasservorkommen in vulkanischen Grundwasserleitern stellt für Nordrhein-Westfalen eine Besonderheit dar.

Im Trassenbereich der ICE-Neubaustrecke Köln – Frankfurt ergaben hydrogeologische Untersuchungen, dass der überwiegend mittel- bis feinkörnige, helle Trachyttuff bis in eine Tiefe von 10 – 20 m meist stark verwittert und dann verlehmt ist. Er ist in diesen Bereichen vergleichsweise gering durchlässig. Die unter-

lagernden, weniger stark verwitterten Tuffgesteine zeigen eine deutlich höhere Durchlässigkeit. Nach Norden zu wird der Tuffstein örtlich von Kiesen und Sanden der Rhein-Hauptterrasse und teilweise Wasser führenden Sedimenten des Tertiärs unterlagert, die lokal artesisch gespanntes Grundwasser führen.

Während noch bis nach dem Zweiten Weltkrieg die Grundwasservorkommen des Tuffsteins regional zur Wasserversorgung genutzt wurden – beispielsweise durch die Lauterbach-Quelle bei Königswinter-Heisterbacherrott –, wird die Wasserversorgung in neuerer Zeit großräumig durch den Wasserbeschaffungsverband Thomasberg sichergestellt. Das Rohwasser stammt aus dem Trachyttuff. Das Einzugsgebiet reicht weit nach Süden bis an den Ölberg heran und ist nicht zuletzt durch das Naturschutzgebiet Siebengebirge mit Hinblick auf den Grundwasserschutz zusätzlich begünstigt.

## Tertiäre und quartäre Porengrundwasserleiter

Tertiäre Ablagerungen finden sich vor allem am Westrand des Bergischen Landes im Übergangsbereich zur Niederrheinischen Bucht, wo sie sich nach Westen zu in größerer Tiefe unter quartären Ablagerungen fortsetzen.

Im Raum Düsseldorf sind es die überwiegend tonigen Ratingen-Schichten, die devonische Festgesteinsgrundwasserleiter abdecken, so dass deren Wässer am Ostrand der Niederrheinischen Bucht gespannt oder sogar artesisch gespannt sind. Dieses gilt auch für die Köln-Schichten am Südostrand der Kölner Bucht, wo in den sandigen Schichtabschnitten die Grundwässer artesisch gespannt sein können.

Die Feinsande der oberoligozänen Grafenberg-Schichten im Osten von Düsseldorf sind Grundwasser führend, wobei Flurabstände von mehr als 40 m auftreten können.

Östlich von Köln sind die unteroligozänen Bergisch-Gladbach-Schichten verbreitet. In der Paffrather Mulde überlagern Sande, Kiese, Tone und Braunkohlen den devonischen Karstgrundwasserleiter und bilden hier eine Abfolge von stellenweise mehreren Teilgrundwasserleitern in den lokal begrenzten tertiären Lockergesteinen. Sie sind zwar wasserwirtschaftlich unbedeutend, schützen aber das Karstgrundwasser vor unerwünschten Stoffeinträgen.

Als quartäre Grundwasserleiter sind im Bergischen Land die sandig-kiesigen Ablagerungen der Haupt-, Mittel- und Niederterrasse zu nennen, die in den Talauen von Ruhr, Wupper, Agger und Sieg zum Teil ergiebig Grundwasser führen und dann lokal wasserwirtschaftlich von Bedeutung sind. Im Übergangsbereich zur Niederrheinischen Bucht verzahnen sich die Schotterkörper der Rhein-Nebenflüsse mit den quartären Schotterkörpern des Rheins. Es ist nachgewiesen, dass gespannte Grundwässer aus paläozoischen Festgesteinen stellenweise direkt den quartären Lockergesteinsgrundwasserleitern zufließen und zum Teil von den am Ostrand der Niederrheinischen Bucht gelegenen Wasserwerken (z. B. Hilden-Karnap) mitgefördert werden.

Eine besondere Rolle nehmen die schluffig-tonigen quartären Fließerden und Hochflutablagerungen in Unterhanglagen und in den Talauen der Flüsse und Bäche des Bergischen Landes ein. Nach niederschlagsreichen Perioden stauen diese schwach durchlässigen Deckschichten das Grundwasser im Festgestein. Beim Anbohren besteht dann die Gefahr des artesischen Ausfließens.

## Wasserversorgung und Grundwassernutzung

Nutzbare Grundwasservorkommen im Bergischen Land sind überwiegend an verkarstete Kalk- und Dolomitstein-Vorkommen des Devons und Unterkarbons gebunden. So betreiben die Stadtwerke Ratingen das Wasserwerk Homberg-Meiersberg mit einem Wasserrecht von 1,5 Mio. m<sup>3</sup>/a. Zwei Tiefbrunnen fördern im Bereich des Velberter Sattels Rohwasser aus dem devonischen Massenkalk, das ohne weitere Aufbereitung als Trinkwasser genutzt werden kann. Ebenfalls aus dem devonischen Massenkalk fördert das Wasserwerk Sandheide (Recht: 1 Mio. m<sup>3</sup>/a). Die Wassergewinnungsanlage Vohwinkelers Straße der Stadtwerke Haan hat zwischenzeitlich den Betrieb eingestellt, da es immer wieder Probleme mit Keimbelastungen gab – ein Beispiel dafür, dass die Filterwirkung von Karstgrundwasserleitern in der Regel nur schwach ausgeprägt ist. Die Versorgung der Stadt Haan mit Trinkwasser wurde vom Wupperverband übernommen, der verschiedene Trinkwassertalsperren im Bergischen Land betreibt.

Die Stadtwerke Heiligenhaus fördern mithilfe von zwei Vertikalfilterbrunnen des Wasserwerks Heiligenhaus Grundwasser aus unterkarbonischen Kalksteinen. Das Wasserrecht beträgt 2 Mio. m<sup>3</sup>/a.

Die Ausweisung von Wasserschutzgebieten für Trinkwasserbrunnen in Karstgebieten ist schwierig. Insbesondere betrifft das die Abgrenzung der Schutzzone II, von der aus das Grundwasser in 50 Tagen dem Brunnen zufließt. Im Grundwasser vorhandene Keime sollen dann weitestgehend abgebaut sein. Aufgrund lokal hoher und stark wechselnder Fließgeschwindigkeiten im Karstgrundwasserleiter weist die Schutzzone II eine große Ausdehnung auf, wenn eine gut schützende Grundwasserüberdeckung fehlt.

Einen großen Wasserbedarf haben die Papier- und die Kunststoffindustrie, zum Beispiel in

Bergisch Gladbach. Die Karstwasservorkommen der Paffrather Mulde stellen einen wichtigen Standortfaktor dar, um ihn decken zu können.

Außerhalb der Karstgrundwassergebiete gestaltet sich das Auffinden ergiebiger Grundwasservorkommen im Bergischen Land schwierig, insbesondere in den weitverbreiteten Ton- und Schluffsteinserien des Unterdevons. Im vorigen Jahrhundert gab es noch eine große Zahl von kleinräumig agierenden Wasserbeschaffungsverbänden und Vereinen, die vorrangig die Grundwasservorkommen in den Talablagerungen der größeren Flüsse durch Schachtbrunnen erschlossen. Häufig wurden auch Quellen gefasst, wobei im Sommer immer die Gefahr des Versiegens oder von Keimeinbrüchen drohte.

Etwas aussichtsreicher ist die Grundwassererschließung in den Schichtgliedern, in denen Sandsteine vorherrschen, wie beispielsweise im Mühlenberg- und im Unnenberg-Sandstein. Hier können durch Bohrbrunnen bis 100 m Tiefe bis zu 50 m<sup>3</sup>/h Grundwasser gefördert werden.

In den Gebieten mit Steinkohlen- oder Sulfid-erz-Bergbau wurden vielfach Stollen zur Entwässerung des Gebirges gebaut, die in der Regel heute noch funktionieren. So trägt beispielsweise im Bereich des Wasserwerks Heiligenhaus ein Stollen zum Grundwasserdargebot bei.

Das kleine Wasserwerk Geilhausen bei Windeck an der Sieg nutzt ebenfalls das Dargebot eines Stollenauslaufs. Sein Einzugsgebiet ist als kleinstes Trinkwasserschutzgebiet im Bergischen Land ausgewiesen.

Eine weitere Besonderheit ist die Nutzung von Grundwasser aus vulkanischen Grundwasserleitergesteinen im Siebengebirge. Der Wasserbeschaffungsverband Thomasberg betreibt sechs Trinkwasserbrunnen, die zusammen 1,5 Mio. m<sup>3</sup>/a fördern. Hauptförderhorizont ist, wie im Kapitel „Tertiäre Vulkanite des Siebengebirges“ bereits erwähnt, der Trachyttuff.

**Tabelle 6**  
**Einzelwasserversorgungsanlagen (Hausbrunnen)**  
**im Bergischen Land (Stand 12/2003)**

Kreis Mettmann	~ 500
Remscheid	~ 40
Wuppertal	275
Solingen	86
Obergbergischer Kreis	732
Rheinisch-Bergischer Kreis	112
Rhein-Sieg-Kreis (rechtsrheinisch)	70
<b>Summe</b>	<b>~ 1815 Hausbrunnen</b>

Viele Einzelsiedlungen und Gehöfte können unter anderem wegen der Verkeimungsgefahr durch lange Rohrleitungen im Bergischen Land nicht an ein Trinkwasserversorgungsnetz angeschlossen werden. Die Bedarfsdeckung geschieht hier mittels Einzelwasserversorgungsanlagen (Hausbrunnen), die von den Gesundheitsämtern kontrolliert werden.

Tabelle 6 gibt einen Überblick über die Zahl der Hausbrunnen im Bergischen Land.

Während die Schacht- und Bohrbrunnen für die Einzelwasserversorgung in der Regel nur ein Dargebot von wenigen Kubikmetern Trinkwasser pro Tag aufweisen, wird die mit Abstand größte Trinkwassermenge aus den Talsperren des Agger- und Wahnbachtalsperrenverbandes gewonnen. Der auf beiden Rheinseiten tätige Wahnbachtalsperrenverband betreibt zusätzlich noch Wassergewinnungsanlagen, die Rohwasser aus den Terrassenablagerungen der Sieg und des Rheins fördern. Es handelt sich hierbei um höher mineralisierte, zum Teil harte Grundwässer mit Uferfiltratanteilen von Sieg und Rhein, die sich von den weichen, gering mineralisierten Talsperrenwässern deutlich unterscheiden.

Während die Brunnenanlagen der kleinen Wasserbeschaffungsverbände und die Hausbrunnen keine Trinkwasserschutzgebiete aufweisen, werden die großen Trinkwassertalsperren, wie zum Beispiel die Wahnbachtalsperre, durch ausgedehnte Wasserschutzzonen im direkten Einzugsgebiet vor Schadstoffeinträgen geschützt.

Der Wupperverband betreibt im Wuppereinzugsgebiet mehrere Talsperren, die, wie z. B. die Wuppertalsperre, überwiegend der Abflussregulation (Hochwasserschutz, Niedrigwasseraufhöhung) dienen.

Die Große Dhünn-Talsperre ist die einzige Trinkwassertalsperre des Wupperverbandes. Sie liefert einen wichtigen Beitrag zur Sicherstellung der Trinkwasserversorgung im nördlichen Bergischen Land.

## Mineral-, Thermal- und Heilwasservorkommen

Die Mineral- und Heilwasservorkommen des Bergischen Landes liegen im Übergangsbereich des Rheinischen Schiefergebirges zur Niederrheinischen Bucht. Die Erkrather Brunnen (z. B. Cora-Quelle) sind im östlichen Randbereich der Niederrheinischen Bucht verfiltert, fördern aber ihr Mineralwasser aus devonischen Schichten (Matagne-Schiefer, Massenkalk), die durch überlagernde tertiäre Tone gut geschützt sind. Die bis zu 408 m tiefen Brunnen fördern mit zunehmender Tiefe stärker versalztes Wasser, das für den tieferen Bereich der Kölner Buch typisch ist.

Die Brunnen der Haaner Felsenquelle in Haan fördern Mineralwasser aus Teufen von 80 bis über 400 m. Es handelt sich um gering mineralisierte Wässer aus den devonischen Brandenberg-Schichten. Der Patt-Brunnen besitzt eine staatliche Anerkennung als Heilquelle, allerdings ohne Schutzzonenausweisung. Selbst bis in Tiefen von mehr als 400 m wurde bei der Bohrerkundung am Standort Haan entgegen den sonst üblichen Regeln eher eine Abnahme als eine Zunahme der gelösten Stoffe im Mineralwasser festgestellt. Dies zeigt, dass in diesem Bereich neu gebildete Grundwässer auf Trennfugen schnell und tief in das Festgestein eindringen und die tiefen devonischen Grundwasserleiter in der Niederrheinischen Bucht ergänzen.

Eine weitere Besonderheit sind Mineral- und Heilwasservorkommen im Umfeld der vulkanischen Gesteine des Siebengebirges, beispielsweise in Bad Honnef oder in Bonn-Beuel (Abb. 62). Am bekanntesten ist hier die seit über 100 Jahren genutzte Drachenquelle. Später verlagerte man die Mineralwasserförderung auf tiefere Brunnen, die vor Oberflächeneinträgen besser geschützt sind. Auf der Rheininsel Grafenwerth wurde in 500 m Tiefe Thermalwasser erschlossen. Die Grafenwerther Wässer werden balneologisch genutzt und teilweise auch in Flaschen abgefüllt. Es

handelt sich um hoch mineralisierte Wässer mit einem hohen Anteil an Natrium, Magnesium und freier Kohlensäure; der Chloridanteil tritt gegenüber dem Hydrogenkarbonat zurück. Das sind deutliche Hinweise darauf, dass diese Mineralwasservorkommen während ihrer langen Untergrundpassage in Wechselwirkung mit vulkanischem Gestein gestanden haben müssen.

Der Blick auf die hohen vulkanischen Kuppen und Berghöhen des Siebengebirges lässt ahnen, wo sich dieses Mineral- und Heilwasser zumindest teilweise neu gebildet hat: Die vulkanischen Festgesteine sind durch ihre intensive Klüftung (Basaltsäulen!) im Vergleich zu den devonischen Festgesteinen relativ gut wasserwegsam.

**Abb. 62:** Adelheidispützchen-Heilquelle; Pützchen bei Bonn-Beuel





**Abb. 63:** Alaun-Quelle in Bonn-Holzlar

Die Grundwasserneubildung ist in den Bergkuppenbereichen mit mehr als 250 mm/a regional am höchsten. Das neu gebildete Grundwasser steht in einigen ehemaligen Basaltsteinbrüchen (z. B. Himberg) als See an. Dem Gefälle folgend, tritt ein Großteil des Wassers in die Trachyttuffe über. Ein anderer Teil des jungen Grundwassers versickert aber auf den Klüften des vulkanischen Gesteins bis in große Tiefen, nimmt  $\text{CO}_2$  und Mineralien aus dem umgebenden Gestein auf und steigt nach sehr langer Verweilzeit im tiefen Untergrund auf Quellspalten im Bereich des Rheingrabs wieder auf. Hier kann es durch Bohrungen erschlossen werden.

Unter den Mineralwasserquellen ist die Alaun-Quelle in Bonn-Holzlar (Abb. 63) besonders zu erwähnen. Sie entspringt am Fuß des Ennert und speist den Alaunbach, der über den Villicher Bach dem Rhein zufließt. Die Quelle wurde zeitweilig wirtschaftlich genutzt. Das Wasser stammt aus den Braunkohle führenden Tertiär-Schichten des Siebengebirgsgrabens.

Alaun (Aluminiumsulfat) wird in der Gerberei, bei der Papierfabrikation und zum Beizen verwendet. Als Rasierstift dient es zur Blutstillung. Das alauhaltige, eisenreiche Quellwasser bil-

det kleine Sinterterrassen aus Aluminiumsulfat- und Eisenhydroxidablagerungen, wenn ein Teil des Quellwassers verdunstet. Die Quelle ist frei zugänglich und als Geotop registriert.

## Geothermie

Eine zunehmend interessante Alternative zum Heizen und Kühlen mit konventionellen Energieträgern ist die Erdwärme (Geothermie). Erdwärme ist unerschöpflich, überall verfügbar und fast überall und jederzeit nutzbar. Die Planung einer geothermischen Anlage erfordert Kenntnisse über den geologischen und hydrogeologischen Untergrund, um mögliche Bohrungen dem Energiebedarf und dem örtlichen geothermischen Potenzial anzupassen.

Das Bergische Land bietet gute bis sehr gute geothermische Ergiebigkeiten. Das Festgestein ist arm an isolierenden Poren und leitet daher die Wärme aus dem Erdinneren gut. Das sind gute Voraussetzungen zur Nutzung durch Erdwärmesonden, die in ein Bohrloch einzementiert werden und mittels zirkulierender Sole Erdwärme zur Wärmepumpe transportieren.

Eine zweite, nicht überall einsetzbare Möglichkeit ist die direkte Nutzung des Grundwassers zu Heiz- und Kühlzwecken. Das Grundwasser wird mithilfe eines Förderbrunnens gefördert und zu einem Wärmetauscher geleitet. Von dort wird es über einen Schluckbrunnen in abgekühlter oder erwärmter Beschaffenheit wieder in den Grundwasserleiter infiltriert. Diese Art der Nutzung ist sehr effizient, funktioniert allerdings nur, wenn entsprechend günstige hydrogeologische und hydrochemische Voraussetzungen vorliegen, wie zum Beispiel in den sandig-kiesigen Terrassen-Grundwasserleitern von Ruhr, Wupper und Sieg.

In jedem Fall muss eine wasserrechtliche Beantragung erfolgen, da bei beiden Methoden (Sole/Wasser- und Wasser/Wasser-Wärmepumpe) eine mittelbare beziehungsweise unmittelbare Nutzung des Grundwassers stattfindet, das in seiner Beschaffenheit (z. B. Temperatur) verändert wird. Zuständig sind hierfür die Unteren Wasserbehörden der Kreise und kreisfreien Städte des Bergischen Landes.

# Boden

Franz Richter

## Boden und Bodennutzung

„Der Boden ist eines der kostbarsten Güter der Menschheit. Er ermöglicht es Pflanzen, Tieren und Menschen, auf der Erdoberfläche zu leben.“ Dieser Ausschnitt aus der Europäischen Bodencharta kennzeichnet die Bedeutung des Bodens als eine der neben Licht, Luft und Wasser wichtigsten Lebensgrundlagen.

Als „Boden“ bezeichnen wir die oberste, etwa 50 – 200 cm mächtige Verwitterungsschicht der Erdrinde. Die heutigen Böden sind das Ergebnis eines seit dem Ende der letzten Kaltzeit vor etwa 10 000 Jahren andauernden Prozesses. Boden entsteht durch physikalische und chemische Verwitterung, durch Mineralneubildung und Stofftransport.

Die Geschwindigkeit und Richtung, in der eine Bodenentwicklung verläuft, wird durch die bodenbildenden Faktoren bestimmt. Dazu gehören neben dem Ausgangsgestein noch Klima, Relief, Luft, Wasser, Pflanzen, Tiere und der Mensch. So bilden sich im einfachsten Falle drei gut unterscheidbare Bereiche heraus: der dunkle, humose, mineralische Oberboden; der helle, humusarme oder -freie, mineralische Unterboden und, darunter, das Ausgangsgestein.

Das Bergische Land war noch bis zum 7. Jahrhundert n. Chr. nur wenig erschlossen. Dichte Buchen- und Eichenwälder, durchzogen von ausgedehnten Moorgebieten in Flussauen und auf nassen Hängen, bedeckten das regenreiche Hügelland. Dagegen wurde bereits in der Jungsteinzeit auf den trockenen Flugsandgebieten der Bergischen Heideterrasse Ackerbau betrieben; auch bereits im Land an der Ruhr, jedoch nicht auf den heute waldfreien Lösslehmgebieten am Westrand des Bergischen Landes. Im Bergland wurde erst mit dem Beginn der Karolingerzeit der Wald durch

Rodung mehr und mehr zurückgedrängt bis nur noch breite Waldstreifen die Siedlungen voneinander trennten. Aus diesen „Grenzwäldern“ entwickelten sich bis zum 11. Jahrhundert die Gemarkenwäldungen. Die Siedler schlossen sich zu Markgemeinschaften zusammen, der Wald wurde genossenschaftlich bewirtschaftet. Größere zusammenhängende Waldgebiete, die von der Rodung verschont blieben, wie zum Beispiel das Burgholz bei Wuppertal, wurden von den Landesherrn mit dem Bann belegt und fortan als Jagdreviere des Adels genutzt.

Eine der Hauptnutzungen in den Gemarkenwäldungen war die Schweinemast. Das Nutzungsrecht der Mast, das die Besitzer der an den Wald grenzenden Höfe besaßen und das später auf die Gemeinde überging, wurde oft verkauft. Dies konnte ein sehr lohnendes Geschäft sein, ließ doch der Abt von Deutz sogar Schweine aus den Niederlanden holen, um sie zur Mast in den Königsforst zu treiben. Die Schweinemast begünstigte vor allem die Verbreitung der Stieleiche, die die geeignetsten Früchte lieferte. Nach Ende des Mittelalters zerfiel das Markenwesen, eine ungeordnete Waldwirtschaft setzte ein.

In der Umgebung der Dörfer auf der Bergischen Heideterrasse wurde Waldfeldbau betrieben. Die Bodenvegetation wurde nach Zugabe von Reisig verbrannt, die Asche mit dem Boden vermischt. Diese Flächen konnte man zwei Jahre hintereinander bewirtschaften, bevor man neue Flächen unter Kultur nehmen musste. Großen Schaden nahm der Wald auch durch die Streunutzung und die Waldweide.

**Abb. 64:** Die Bodenlandschaften des Bergischen Landes

6°30' ö. L. v. Gr.

7°

7°30'

Nieder-

rheinische

Bucht

51°

Rhein-  
land-Pfalz

0 20 km

### Bodengroßlandschaft der Auen und Niederterrassen

 Böden aus Auenablagerungen im Rheinischen Schiefergebirge

### Bodengroßlandschaft der älteren Flussterrassen

 Böden aus Ablagerungen des Tertiärs mit Hauptterrassenrelikten der Bergischen Heideterrasse

### Bodengroßlandschaft der Lösslandschaften des Berglandes

 Böden aus Löss im Niedersauerland, im Ruhrtal, um Mettmann und im Pleiser Hügelland

 Böden aus Löss und paläozoischen Gesteinen der westlichen Bergischen Hochflächen

 Böden der lössbedeckten paläozoischen Gesteine der Bergischen Hochflächen und des Oberagger- und Wiehlberglandes

### Bodengroßlandschaft der basischen bis sauren Vulkanite, z. T. lössbedeckt

 Böden der tertiären Vulkanite sowie aus Löss und devonischen Silikatgesteinen des Siebengebirges

 Böden der devonischen Silikatgesteine und tertiären Vulkanite des Rheinwesterwaldes

### Bodengroßlandschaft der Ton- und Schluffsteine, mit wechselnden Anteilen an Kalkstein, Sandstein und quarzitischem Sandstein; z. T. lössbedeckt

 Böden der oberkarbonischen Silikatgesteine des Niederbergischen Hügellandes

 Böden der unterkarbonischen Silikatgesteine des Niederbergischen Hügellandes

 Böden der devonischen Massenkalkgebiete des Bergischen Landes

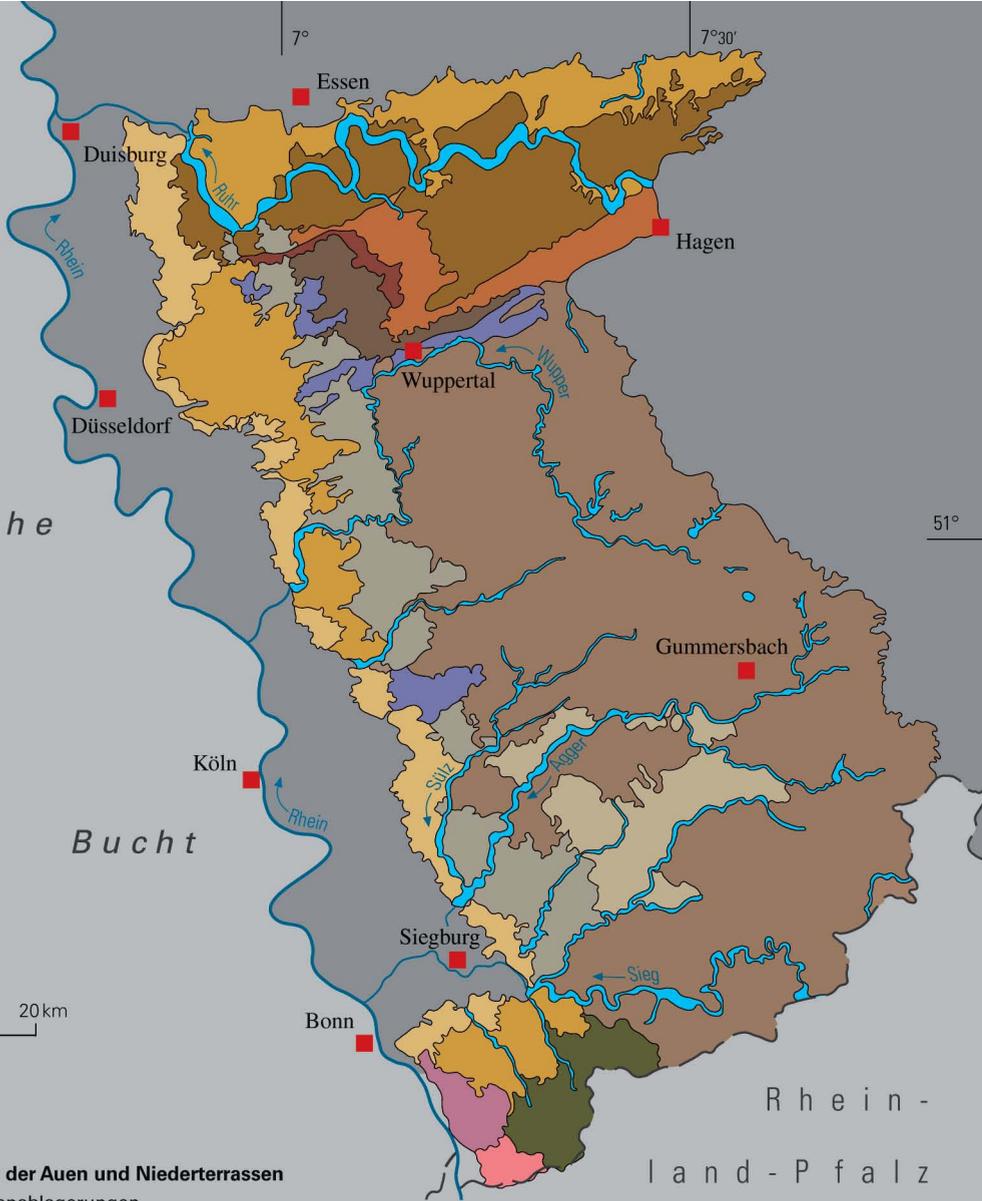
 Böden der oberdevonischen Silikatgesteine der Bergischen Randschwelle

 Böden der unter- bis mitteldevonischen Silikatgesteine der Bergischen Hochflächen und des Mittelsieberglandes

 Böden der devonischen Silikatgesteine des Niederwesterwaldes

### Bodengroßlandschaft mit hohen Anteilen an quarzitischem Sandstein, Sandstein und Konglomerat sowie Ton- und Schluffstein

 Böden aus Löss und oberkarbonischen Sandsteinen des Niederbergischen Hügellandes



Der hohe Bedarf an Holzkohle für die Glas- und Eisenindustrie, der erst durch die Verwendung von Stein- und Braunkohle zurückging, hatte ebenfalls eine starke Übernutzung der Wälder zur Folge. Bis ins ausgehende 19. Jahrhundert war zur Gewinnung von Brennholz und Gerberlohe die Eichen-Niederwaldwirtschaft weit verbreitet, bei der der Wald durch Stockausschlaghieb etwa alle 20 Jahre verjüngt wurde.

Durch diese starke Übernutzung wurden die Böden immer mehr devastiert. So wurde die Umgebung von Elberfeld um 1700 als „nackter Steinhauften“ beschrieben, das Bergland um Gummersbach war zu dieser Zeit völlig entwaldet.

Schon sehr früh gab es Aufforstungsanweisungen, so das „Weisthum des Lohmarer Erbenwaldes“ von 1494. Einen ersten Umschwung brachte die Einführung des Prinzips der Nachhaltigkeit (es darf nicht mehr Holz entnommen werden als nachwächst) Anfang des 18. Jahrhunderts. Doch erst mit dem weitflächigen Nadelholzanbau ab Ende des 18. Jahrhunderts begann die Zeit einer geregelten Forstwirtschaft. Hierbei ging es zunächst vor allem um die Überführung weiter Heideflächen in Hochwald. Eine Fülle der Informationen zur Waldgeschichte des Bergischen Landes wurde von Herbert Hesmer zusammengetragen.

Das Bergische Land war eine der Keimzellen der Industrialisierung, die sich zunächst vor allem im Raum Wuppertal – Solingen – Remscheid entwickelte. Der Abbau der Steinkohle begann im Niederbergischen Hügelland, wo die Kohle oberflächennah ansteht. Durch diese Rohstoffgewinnung wurden die Böden vielfach abgetragen oder mit Halden bedeckt. Der Abbau, die Verhüttung und Bearbeitung von Erzen brachten vielfach Einträge von Schwermetallen mit sich. Eines der bedeutendsten Abbaugebiete von Blei und Zink war das Bensberger Revier.

Heute ist der größte Teil des Bergischen Landes, insbesondere die steileren Lagen, bewaldet; der überwiegende Teil mit Nadelwald –

Fichte im Bergland und Kiefer auf der Bergischen Heideterrasse. Landwirtschaftlich genutzt werden vor allem die Hochflächen, im Oberbergischen überwiegend als Grünland, während auf den Höhen am Westrand des Bergischen Landes – auf den Lösslehmgebieten – Ackerbau betrieben wird. Die Auenbereiche sind großflächig überbaut.

Bedingt durch den Gesteinsuntergrund, die Landschaftsformen und die Wasserverhältnisse können die Böden im Mittelgebirge kleinräumig wechseln. Deshalb wurden in der Übersichtskarte (Abb. 64) lediglich die Leitböden dargestellt, die typisch für die einzelnen Bodengroßlandschaften sind.

## Die Böden des Bergischen Landes

### Böden aus silikatischem Festgestein

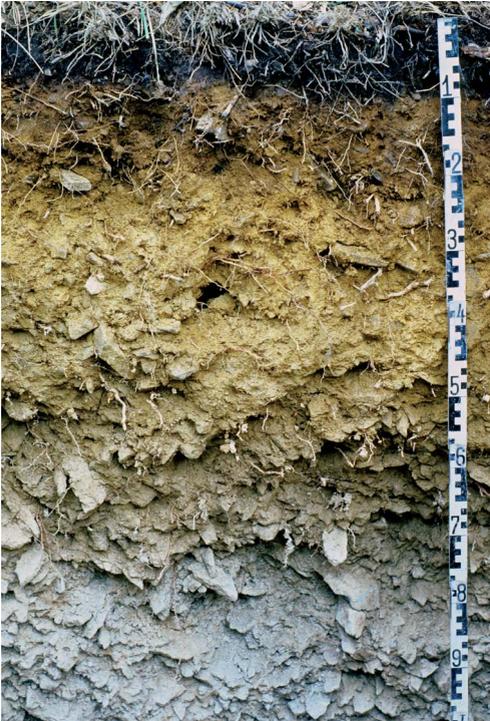
Die größten Flächenanteile an den Silikatgesteinen nehmen Ton-, Schluff- und Sandsteine, untergeordnet auch quarzitisches Sandsteine und Konglomerate des Paläozoikums ein. Paläozoische Diabase und Keratophyre treten nur sehr kleinräumig zutage. Im Siebengebirge streichen Vulkanite aus dem Tertiär großflächig aus.

Die Oberfläche der Gesteine ist unterschiedlich stark verwittert und aufgelockert und von meist mehrschichtigen Lockergesteinsdecken überzogen. Zuerst liegt, nahezu flächendeckend, eine im Mittel 5 dm mächtige Fließerde aus Gesteinsverwitterungsmaterial mit unterschiedlichen Lösslehmanteilen, deren Mächtigkeit an Hängen zum Oberhang hin abnimmt.

Darunter folgen meist dichter gelagerte grus- und steinreiche Fließerden aus dem Verwitterungsmaterial des im Untergrund anstehenden Festgesteins. In einigen Bodenlandschaften enthalten sie tonreiche Reste der im Bergischen Land meist abgetragenen fossilen tertiären Verwitterungsdecken.

## Basenarme Braunerden

Basenarme Braunerden entstehen in der lockeren, lösslehmhaltigen Deckschicht durch Verwitterung, Entkalkung und Verlehmung. Bei der Braunerdebildung wird Eisen freigesetzt, das



**Abb. 65:** Basenarme Braunerde aus lösslehmhaltiger Fließerde (bis 4,5 dm Tiefe) über Schuttdecke. Im Untergrund (unterhalb von etwa 9 dm Tiefe) Tonstein der Bunten Ebbe-Schichten (Unterdevon)

als fein verteiltes „Brauneisen“ häufig Quarzkörner und Gesteinsbruchstücke umhüllt und so dem Boden seine namengebende, homogene braune Färbung verleiht (Abb. 65). Braunerden sind in der Regel stark an basischen Kationen verarmt. Eine bessere Basenversorgung haben die Böden nur dort, wo im Unterboden und Untergrund basenreichere Substrate anstehen. Häufig sind dies tonreiche Verwitterungsbildungen oder karbonathaltige Silikatgesteine, beispielsweise des Unterkarbons im Raume Heiligenhaus – Velbert – Wuppertal.

Typische Braunerden sind meist mit Subtypen vergesellschaftet.

Durch die Basenarmut des Substrats entstanden auf den Oberkarbon-Sandsteinen häufig Podsol-Braunerden. Der Prozess, der dazu führt, wird im Kapitel „Podsole“ beschrieben. Im Gebiet zwischen Velbert, Solingen und Remscheid bewirkte Übernutzung – wahrscheinlich einhergehend mit Stoffeinträgen durch die Industrie – die Entstehung von Podsol-Braunerden auch auf eher tonig-schluffigen Substraten, im Stadtwald von Essen sogar auf Lösslehm(!). Auf dem größten Teil der Grundgebirgsgesteine des Bergischen Landes wird selbst nach langer Bestockung mit Fichte und damit einhergehender Versauerung oft nicht einmal der Zustand der Podsoligkeit erreicht. Das ist die Ausbildung unscharf begrenzter Bereiche mit Tonzerstörung und Auswaschung im Oberboden.

**Abb. 66:** Buchenwald auf basenarmer Braunerde; Jachtal bei Lohmar



In Hangmulden und an Unterhängen verursacht häufig ziehendes Wasser eine Bleichung und Rostfleckung des Substrats; es entsteht eine Pseudogley-Braunerde. Flache Rücken in Plateaulagen mit wasserstauenden Verwitterungsbildungen im Untergrund werden ebenfalls durch pseudovergleyte Braunerden geprägt. Das ist im Niederwesterwald, auf den Bergischen Hochflächen und im Raum Wuppertal-Barmen besonders häufig.

Am Rand von Talauen und Bachtälern bewirkt Grundwassereinfluss die Entstehung von Gley-Braunerden.

Basenarme Braunerden haben ihre Hauptverbreitung auf dem gesamten Grundgebirgsanteil des Bergischen Landes und des Siebengebirges. Die Braunerden werden vor allem in den steileren Lagen großflächig als Wald genutzt (Abb. 66). Grünland, untergeordnet auch Ackerland, ist auf den Hochflächen zwischen Wupper, Dhünn, Sülz, Agger und Sieg weit verbreitet, wobei der Waldanteil nach Osten auch auf den Hochflächen stark zunimmt.

## Böden aus Vulkaniten

Paläozoische Diabase und die kleinen Vorkommen von Keratophyrtuffen haben im Bergischen Land als Substrate für die Bodenbildung nur geringe Bedeutung.

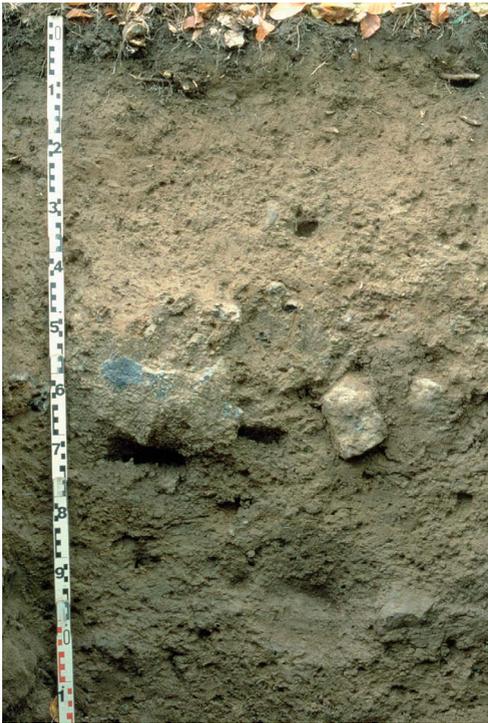
Das Siebengebirge ist jedoch eines der klassischen Gebiete des tertiären Vulkanismus. Dazu kommen noch einige Basaltschlote im Mittelsiegebergland und im Niederwesterwald.

Das Siebengebirge (Abb. 67) weist eine große Vielfalt vulkanischer Gesteine auf. Neben einer großflächigen Trachyttuffdecke kommen unter anderem Trachyt, Latit und Basalt in Form von erodierten Schloten oder Gängen, stellenweise mit Basalttuff, vor. Die Tuffe sind häufig tiefgründig zu Ton verwittert.

Die Böden im Siebengebirge bestehen meist aus einer lösslehmreichen, tonig-lehmigen Fließerde mit tonigem Verwitterungslehm und Vulkanitblöcken (Abb. 68). Es sind basenreiche Braunerden oder Pseudogleye. Letztere sind überwiegend mäßig staunass. In diesen Böden werden durch die Verwitterung der Vulkanite Basen freigesetzt. Es sind Standorte für einen artenreichen Buchenwald, vergleichbar den Wäldern auf dem Verwitterungsmaterial

**Abb. 67:** Blick von der Löwenburg auf Petersberg, Nonnenstromberg und Rosenau im Siebengebirge. Im Hintergrund das Rheintal mit Bonn und der Höhenrücken der Ville





**Abb. 68:** Böden aus Vulkaniten: Basenreiche Pseudogley-Braunerde aus lösslehmhaltiger Fließerde (bis ca. 5 dm Tiefe) über Verwitterungslehm aus Basalttuff mit Basaltblöcken. Im Untergrund (unterhalb von etwa 10 dm Tiefe) Basalttuff (Tertiär)

von Karbonatgesteinen. Sehr kleinflächig entstanden auf Basalten Ranker mit anspruchsvoller Vegetation. Eine bodenkundliche Rarität sind die Skeletthumusböden in der Naturwaldzelle Nonnenstromberg im Siebengebirge, die aus Blockschutt und Humus bestehen.

### Ranker

Ranker dokumentieren das Frühstadium einer Bodenbildung. Sie entstehen durch physikalische und chemische Verwitterung aus Silikatgestein auf Kuppen, Rücken, Rippen oder exponierten Steilhängen, also dort, wo die Erosion einer weiteren Bodenentwicklung entgegenwirkt. Ranker bestehen aus einem humosen, stark steinig-grusigen Oberboden, der dem an der Oberfläche aufgelockerten Fest-

gestein direkt aufliegt. Sie sind meist sehr flachgründig, auf Sandstein oder Quarzit eher basenarm, auf Tonstein oder noch mehr auf Vulkaniten reicher an Basen.

Die Fähigkeit dieser Böden, Wasser und Nährstoffe zu speichern, ist gering. Sie bilden trockene, dürre- und erosionsgefährdete Standorte, die oft selbst für forstliche Nutzung kaum infrage kommen.

Ranker entstanden vor allem an den Hängen steil eingeschnittener Täler von Sieg, Agger, Sülz, Dhünn, Wupper und Ruhr. Häufig findet man auf den Talhängen einen engräumigen Wechsel von Felsklippen, Gesteinsrohböden, Rankern und flachgründigen Braunerden.

### Podsole

Podsole aus Festgestein entwickelten sich im Bergischen Land nur auf den sehr basenarmen Oberkarbon-Sandsteinen und selten auf Sandsteinen aus dem Devon.

Podsol ist eigentlich ein Boden von Landschaften mit kühlem, feuchtem Klima wie in Nord-europa. Auf armem Ausgangssubstrat, beispielsweise Sandstein oder Quarzit, und unter Säure bildender Vegetation entsteht er auch in wärmeren und eher trockenen Gebieten.

In stark saurem Milieu werden Tonminerale und andere Silikate zerstört, lediglich Quarz bleibt erhalten. Vor allem Eisen, Mangan und Aluminium werden zusammen mit Humusstoffen durch das Sickerwasser in den Unterboden verfrachtet und fallen dort als Oxide wieder aus. So entsteht das typische Profilbild der Podsole: Unter einer schlecht zersetzten Humusaufgabe liegt der typische aschgraue bis fast weiße Bleichhorizont aus unverwitterten Quarzkörnern, darunter der braune bis schwarze Anreicherungshorizont. Letzterer ist oft schwach verfestigt, man spricht dann von „Orterde“. Podsole sind häufig mit Braunerde-Podsolen vergesellschaftet, bei denen unter den Podsol-Horizonten noch solche der Braunerde erhalten sind.

## Pseudogleye

Stauungsseeböden aus Festgestein sind im Bergischen Land dort zu finden, wo das Niederschlagswasser über alten Verwitterungslehmen gestaut wird. Sie sind nur noch kleinflächig erhalten, da das Bergische Land im Gegensatz zur Eifel viel stärker durch Flüsse und Bäche zerschnitten ist.

Pseudogleye weisen eine ausgeprägte Zweiseichtigkeit auf (Abb. 69). Zuerst liegt eine meist locker gelagerte tonig-schluffige oder sandig-lehmige Fließerde mit unterschiedlichem Stein-, Grus- oder Kiesgehalt und Löss-

**Abb. 69:** Stark gebleichter Pseudogley aus Fließerde über Tonsteinen des Unterdevons (im Bild nicht sichtbar) im Sülztal bei Rösrath. Ein durch Pflügen veränderter humoser Horizont (bis 2 dm Tiefe) ist wie der lösslehmhaltige Horizont – Untergrenze von etwa 3 dm Tiefe (links) bis etwa 4 dm (rechts) – den größten Teil des Jahres vernässt. Der braun/grau gefleckte, an Eisen/Mangan-Konkretionen reiche darunterliegende Horizont besteht aus Verwitterungsmaterial des Tonsteins. Auf ihm staut sich das Niederschlagswasser.



lehmanteilen. Darunter folgt eine meist dichter gelagerte, häufig grobbodenreiche, meist tonige Fließerde, nicht selten über dichtem Tonstein im Untergrund. Die untere Schicht hemmt die Versickerung des Niederschlagswassers. So kann sich in den regenreichen Wintermonaten, in denen zudem noch der Wasserverbrauch durch das Pflanzenwachstum, besonders der Laubbäume, sehr gering ist, das Wasser zum Teil bis in den humosen Oberboden stauen. In der Vegetationszeit trocknen diese Böden oft vollständig aus, sodass im Herbst Wassermangel eintreten kann. Je nach Dauer und Intensität der Vernässung erwirbt der Boden eine typische Bleich- und Rostfleckung.

Pseudogleye kommen in größerem Umfang vor allem auf den Höhenrücken zwischen Velbert und Wuppertal sowie im Oberbergischen vor. Kleinere Vorkommen findet man in Hangmulden oder Talrandlagen oder in der Nähe von Quellmulden. Sie liegen meist unter Wald oder Grünland.

## Böden aus Karbonatgestein

Das größte Verbreitungsgebiet unter den Karbonatgesteinen des Bergischen Landes haben die mitteldevonischen Massenkalksteine: Sie streichen im Velberter Sattel und der südlich angrenzenden Herzkammer Mulde sowie in der Paffrather Mulde bei Bergisch Gladbach aus. Kleinere Kalkvorkommen liegen im Oberagger- und Wiehlbergland. Geringere Flächen nimmt der Kohlenkalk des Unterkarbons bei Heiligenhaus, Velbert und Wuppertal ein.

Häufig sind auf den Kalksteinen Reste fossiler Böden erhalten, insbesondere auf Verebnungsflächen. Dies sind Rückstandslehme, die bei der Verwitterung der Karbonatgesteine im Tertiär und während quartärer Warmzeiten durch Lösungsverwitterung entstanden sind. Verbreitet kommen hellbraune Terra-fusca-Relikte vor, während Reste leuchtend roter Terra rossa seltener – meist nur in Karstschlotten, beispielsweise bei Wülfrath – erhalten sind.

Die verkarsteten Kalke mit ihrer lückenhaften Decke aus Rückstandslehm wurden während der letzten Kaltzeit großflächig mit Löss überweht. Durch das kaltzeitliche Bodenfließen wurden Rückstandslehm sowie Kalkstein- und Dolomitsteinschutt mit Lösslehm vermischt.

### Basenreiche Braunerden

Aus diesen Substraten entstanden Braunerden, die sehr reich an basischen Kationen sind. Kalzium und Magnesium werden zudem durch die Verwitterung der beigemischten Kalk- und Dolomitsteinbrocken nachgeliefert. Die meist stärker geneigten, überwiegend kleinen Flächen werden vorwiegend als Grünland genutzt oder sind mit Wald bestockt.

### Rendzinen

Rendzinen sind Böden auf Erosionslagen. Im Bergischen Land haben sie nur eine geringe Bedeutung. Kleine Vorkommen von Rendzina liegen auf dem Massenkalk des Mittel- und Oberdevons bei Wülfrath und Wuppertal, in der Paffrather Mulde und verstreut im Oberbergischen sowie auf den Schichtrippen des Kohlenkalks bei Heiligenhaus und Neviges.

Im Profilaufbau gleichen die Rendzinen den Rankern. Wie bei diesen liegt der humose Oberboden aus Rückstandslehm mit unterschiedlichen Lösslehmanteilen unmittelbar auf dem Karbonatgestein. Diese Böden sind meist nur flachgründig und reich an Grus, Steinen und Blöcken. Nicht selten tritt auch der nackte Fels zutage, an dessen Rand häufig Übergänge zu Gesteinsrohboden (Syrosem) mit lückenhaftem, nur wenige Millimeter mächtigem humosem Oberboden entstanden.

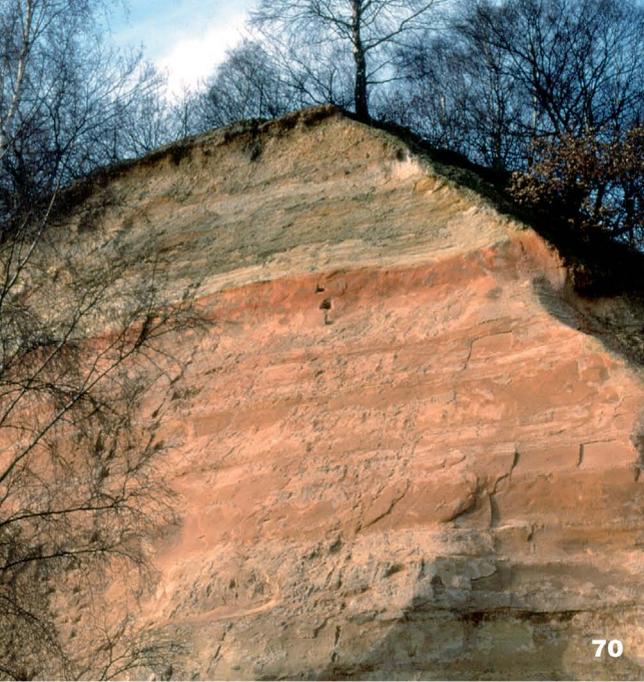
Standorte auf Rendzinen sind basenreich und nährstoffarm, trocken und meist dürre- und erosionsgefährdet. Sie liegen fast ausschließlich unter Wald oder Grünland. Kleinflächige Bereiche mit Kalkmagerrasen finden sich im Oberbergischen.

Die Landschaft der Kalkgebiete – vor allem um Velbert und Wülfrath – wurde durch den Abbau von Kalkstein verändert. Große Steinbrüche und Abraumhalden prägen das Bild. Auf diesen künstlich veränderten Flächen entstehen zunächst Rohböden, die sich zu Rendzinen weiterentwickeln können.

### Böden aus tertiären Sedimenten, Ablagerungen der Rheinterrassen und aus Flugsand

Den Untergrund der Bergischen Heideterrasse bilden Kiese, Sande und Tone des Tertiärs, überlagert von kleinflächigen Erosionsresten der Rhein-Hauptterrasse, die meist aus groben Kiesen bestehen (Abb. 70). Die Kiese und Sande der Mittelterrassen bilden den westlichen Rand der Heideterrassenlandschaft. Sie ist teilweise mit Flugsand, der stellenweise zu Dünen aufgeweht wurde, bedeckt.

In dieser Landschaft lassen sich mehrere Bodengesellschaften unterscheiden: Aus Kies und Sand des Tertiärs und der Rhein-Hauptterrasse, stellenweise mit einer Flugsandaufgabe, entstanden basenarme Braunerden und Podsole (Abb. 71 – 73), aus tertiären Tonen basenarme Pseudogleye. In den oft nur flachwelligen bis wannenförmigen Bereichen beispielsweise der Wahner oder der Ohligser Heide oder im Königsforst entwickelten sich bei hohem Grundwasserstand aus umgelagertem Flugsand basenarme bis sehr basenarme Gleye. Auf umgelagertem Flugsand im grundwasserfernen Bereich finden sich meist stark podsolige Braunerden und Braunerden. Aus den auf riesiger Fläche ausstreichenden Sanden und Kiesen der Mittelterrassen (beispielsweise in der Wahner Heide oder im Königsforst) entstanden typische Braunerden, Pseudogley- und Gley-Braunerden.

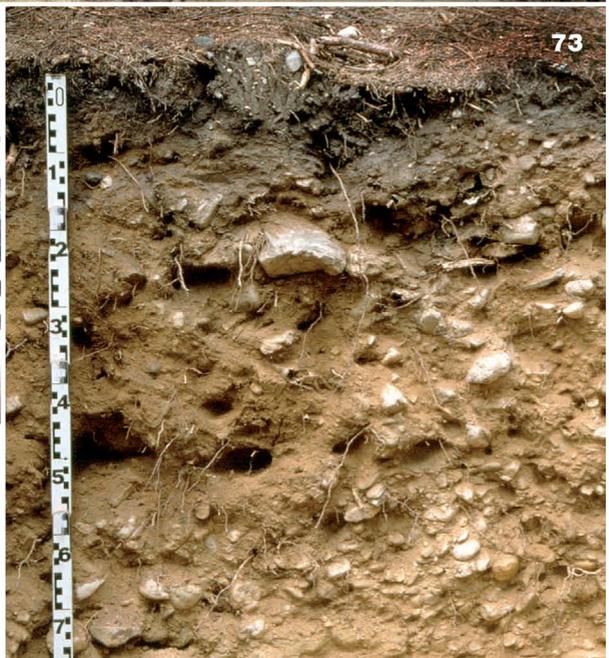


**Abb. 70:** Bunte Sande der Grafenberg-Schichten (Tertiär), darüber Kies der Rhein-Hauptterrasse; bei Leichlingen

**Abb. 71:** Podsol aus Sand (Tertiär); Wahner Heide bei Lohmar. Unter einer Humusauflage liegt ein heller Bleichhorizont, aus dem Humusstoffe zusammen mit Al- und Fe-Oxiden in den dunklen Anreicherungshorizont darunter transportiert wurden (Podsolierung bei sehr starker Versauerung).

**Abb. 72:** Podsol aus Sand (Tertiär). Sogenannte Pantherfleckigkeit im Anreicherungshorizont: Durch humuszehrende Pilze entstanden helle Flecken.

**Abb. 73:** Basenarme Braunerde aus Kies der Rhein-Hauptterrasse; Stadtwald von Siegburg



## Böden aus Sandlöss, Löss und Lössfließerde

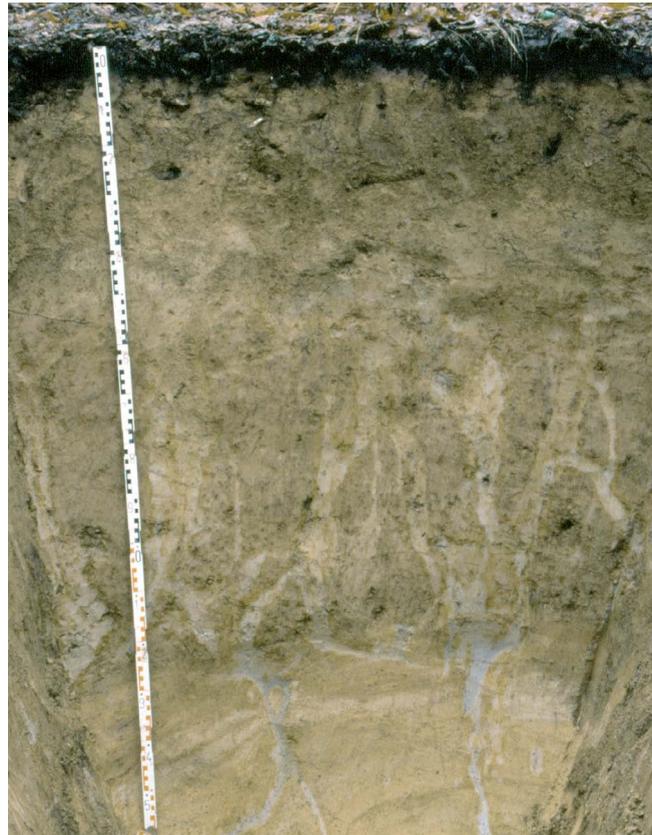
Während der Kaltzeiten kam es wiederholt zur Ausblasung von feinkörnigem Sand und Schluff aus den vegetationslosen Schotterfluren. Diese Substrate wurden mit dem Westwind verfrachtet und am Rand des Berglandes als Flugsand, Sandlöss oder Löss abgelagert. Das Grundgebirge wurde weithin mit einem dünnen Lössschleier bedeckt. Der Löss verwitterte zu Lösslehm, der ein Hauptbestandteil der durch Bodenfließen entstandenen kaltzeitlichen Fließerden ist.

Die Böden aus Flugsand werden im vorangehenden Kapitel beschrieben.

Ein schmaler Streifen von sandig-schluffigem Sandlöss bildet den Übergang von der Flugsandzone zum großen Lössgebiet am West- und Nordrand des Bergischen Landes. Aus Sandlöss entstanden überwiegend tiefgründige Braunerden, oft mit schwacher Staunässe im Unterboden. Auf dicht gelagerter Mittelterrasse im Untergrund finden sich teilweise großflächig Pseudogleye, vor allem im Bürgerbusch von Leverkusen.

In Bereichen starker Erosion kann kalkhaltiger, unverwitterter Löss freigelegt werden. Hier entwickelten sich Pararendzinen, bei denen, wie bei den Rendzinen, der humose Oberboden direkt auf dem Ausgangsgestein aufliegt. Pararendzinen kommen nur sehr selten und kleinflächig im Lössgebiet zwischen Leichlingen und Paffrath vor.

Bei größeren Lössmächtigkeiten entstanden Parabraunerden (Abb. 74). Nach Verbraunung und Verlehmung setzte durch das Sickerwasser eine Verlagerung von Tonmineralen vom Oberboden in den Unterboden ein. Diese Tonanreicherung bewirkt oft eine Dichtlagerung im Unterboden. Häufig ist im Bergland der an Ton verarmte Horizont abgetragen (Abb. 74). Teilweise überprägt die Tonverlagerung alte Schichtgrenzen.



**Abb. 74:** Pseudogley-Braunerde aus Lösslehm. Unter einer lockeren Lössfließerde (bis ca. 4 dm Tiefe) folgt ein dicht gelagerter tonreicher Unterboden als Erosionsrest einer Parabraunerde. Unterhalb etwa 12 dm Tiefe liegen im Tertiär entstandene tonig-sandige Verwitterungslehme aus devonischen Gesteinen; Burg an der Wupper.

Parabraunerden finden sich großflächig am Südrand des Ruhrgebietes und am gesamten Westrand des Bergischen Landes, besonders auf der Mettmanner Lössplatte und im Pleiser Ländchen. Der Untergrund ist hier meist gut wasserdurchlässig, so besitzen diese Böden einen ausgeglichenen Luft- und Wasserhaushalt.

Dicht gelagerte Fließerden im Untergrund, kleinflächig mit tonigem Verwitterungslehm, bewirken im südlichen Ruhrgebiet und im Oberbergischen die Entstehung kleiner Vorkommen von Parabraunerde-Pseudogleyen und Pseudogleyen mit mittlerer Staunässe.

In Lössfließböden über dem Grundgebirge wurde die Entwicklung von Parabraunerden vielfach durch Erosion unterbrochen. Hier ist oft der an Ton verarmte Horizont abgetragen. Häufig finden sich Pseudogley-Braunerden aus Lösslehm.

Böden aus Löss werden überwiegend landwirtschaftlich genutzt. Sie sind aufgrund ihrer günstigen Eigenschaften, wie großes Speicherungsvermögen für Wasser und Nährstoffe, meist gute Ackerstandorte. Wegen ihrer hohen Schluffgehalte sind sie allerdings erosionsgefährdet und lassen sich leicht verschlämmen oder verdichten.

Staunasse Lössböden können nach Dränung ackerfähig sein, im Bergischen Land liegen sie meist unter Wald oder Grünland. Die Pseudogleyflächen aus Lössfließböden im südlichen Ruhrgebiet liegen überwiegend unter Wald.

## Böden aus Kolluvium

Der Schwerpunkt des Ackerbaus liegt in den Lössgebieten; hier befindet sich auch das Verbreitungsgebiet der Böden aus Kolluvium, der Kolluvisole. Seltener sind Kolluvien aus Flugsand.

Kolluvisole entstehen durch Bodennutzung. Sie bestehen meist aus humosem, lösslehmreichem Oberbodenmaterial, das durch Starkregenereignisse abgeschwemmt und an Unterhängen und in Rinnen und Trockentälern wieder als Kolluvium abgelagert wurde. Teilweise wurden ältere Böden durch ein Kolluvium begraben. Kolluvisole sind meist tief reichend humos, locker gelagert und gut basenversorgt, teilweise sogar kalkhaltig. Bei Grundwasser- oder Staunässeinfluss entstehen Gley- oder Pseudogley-Kolluvisole.

Kolluvisole besitzen meist eine hohe biologische Aktivität, sie liefern ertragreiche Böden. Überwiegend werden sie als Ackerland oder Grünland genutzt, nur selten liegen sie unter Wald.

## Böden aus holozänen Talsedimenten

### Auenböden

In den breiteren Talauen der Ruhr, der Wupper, der Dhünn, der Sülz, der Agger (Abb. 75), der Sieg und zahlreicher Nebenflüsse liegen meist tonig-schluffige, seltener sandig-schluffi-

Abb. 75: Uferwall der Agger; bei Troisdorf





**Abb. 76:** Grundwasserboden (Auengley). Der Grundwasserschwankungsbereich ist rostfleckig (bis 4 dm Tiefe), der ständig grundwassererfüllte Bereich gleichmäßig grau gefärbt. Auenlehm (10 dm mächtig) liegt über Auenkies; Aggeraue bei Troisdorf.

ge Auenablagerungen in unterschiedlicher Mächtigkeit über sandigem Kies der Auenterrassen oder über Festgestein. Hieraus entstanden unter periodischen Überflutungen und dem Einfluss stark schwankenden Grundwassers die Auenböden, zu denen die Veges (Braunauenböden) und Auengleye gehören.

Die Veges bestehen vor allem aus Oberbodenmaterial, das in den landwirtschaftlich genutzten Gebieten abgeschwemmt und bei Hochwasser in den Auen wieder abgesetzt wurde. Ähnlich wie die Kolluvisole sind die Veges tief reichend schwach humos, locker gelagert und besitzen eine hohe biologische Aktivität. Dort, wo ältere und höher gelegene Auenterrassen auftreten, beispielsweise im unteren Aggertal bei Lohmar, sind die Veges

mit Auenbraunerden und Auenpseudogleyen vergesellschaftet. Grundwasser ist hier nur bei Hochwasser anzutreffen.

Bei höheren Grundwasserständen beziehungsweise in tiefer gelegenen Auenbereichen gibt es fließende Übergänge über die Gley-Vega bis hin zum Auengley, bei dem eine rostbraun-fahlgraue Fleckung eine Grundwasserbeeinflussung bis in den Oberboden hinein anzeigt (Abb. 76).

Die Auenböden werden überwiegend als Grünland genutzt. Stellenweise sind noch Reste der ursprünglichen Auenwälder vorhanden (Abb. 77). Da durch den Ausbau der Flüsse und die Anlage von Talsperren die Überflutungsbereiche allerdings deutlich eingengt wurden, wird ein Teil der Veges heutzutage auch mit mittleren bis hohen Erträgen beackert. Weite Auenbereiche werden durch Industrieanlagen und Wohnbebauung genutzt, zum Teil sind sie großflächig versiegelt, dies gilt vor allem für die Täler von Wupper, Sülz und Agger.

**Abb. 77:** Brettwurzeln an einer Flatterulme. Sie dienen zur Erhöhung der Standsicherheit der Bäume im Überschwemmungsbereich des Flusses; Aggeraue bei Troisdorf.



## Grundwassergeprägte Gley-Bodengesellschaften

Die den größeren Flüssen zuströmenden, weitverzweigten Bäche schufen zahlreiche schmale Täler. Einige Tälchen der Kalkgebiete sind als Trockentäler entwickelt; die Entwässerung erfolgt über den verkarsteten Untergrund.

Entlang der Bäche entstanden grundwassergeprägte Bodengesellschaften, von denen Gleye die häufigsten Bodenformen stellen. In den meist tief eingeschnittenen Tälern im Grundgebirge bestehen sie aus schluffigen, in den sanfteren Heideterrassentälern überwiegend aus lehmig-sandigen bis sandigen Bachablagerungen. Kennzeichnend für diese Böden ist der oberflächennahe, rostbraun-grau gefleckte Oxidationshorizont, in dem es bei schwankendem Grundwasser zur Ausfällung von Eisen(III)- und Manganverbindungen gekommen ist. Darunter folgt der ständig im Grundwasser liegende graue Reduktionshorizont, in dem Eisen(II)-Verbindungen vorherrschen oder Eisen und Mangan in Lösung bleiben. Böden mit Grundwasserständen bis zur Geländeoberfläche bezeichnet man als „Nassgleye“; ihnen fehlt der Oxidationshorizont. Diese Nassgleye gehen vor allem in den höheren, niederschlagsreicheren Lagen des Berglandes bei Anreicherung von unzersetzter organischer Substanz in Anmoorgleye und Moorgleye über. Letztere sind vor allem an den Oberläufen der Bäche mit Niedermooren vergesellschaftet. Im Randbereich der Kerbtäler finden sich Braunerde-Gleye aus Fließerden. In Quellmulden können Quellen-, Hang- oder Pseudogley-Gleye aus Fließerden entwickelt sein.

In Tälern mit deutlicher Talsohle ist auf den Gleyen Grünlandnutzung verbreitet. Hier findet man die klassischen Wiesentäler – typische Landschaftsformen des waldreichen Berglandes. Viele dieser Standorte wurden in jüngerer Zeit extensiviert und stehen als Feuchtwiesen dem Natur- und Landschaftsschutz zur Verfügung. Die schmalen Kerbtäler werden dage-

gen meist forstlich genutzt, wobei ihre Bestockung oft den angrenzenden Beständen entspricht.

## Moore

Moore entstehen auf nassen Standorten durch lang andauernd hohen Grundwasserstand mit einhergehendem Sauerstoffmangel. So wird die Zersetzung von Pflanzenresten gehemmt und organische Substanz angereichert. Schließlich bildet sich Torf. Erst bei Torfmächtigkeiten über 3 dm spricht man im bodenkundlichen Sinne von „Moor“.

Niedermoore wachsen in wassererfüllten Senken, häufig auch in Tälern am Rande von Wasserläufen oder in Altarmen von Flüssen. Diese „verlandenden“ Wasserflächen besitzen eine typische Vegetation beispielsweise aus Rohrkolben, Schilf, bestimmten Großseggenarten und der Schwarzerle. Teilweise sind Auenablagerungen mit eingeschwemmt. Niedermoore liegen verstreut und meist kleinflächig in den Bach- und Flusstälern oder in schmalen Siefen. Meist sind sie durch Grundwassereinfluss etwas basenreicher als benachbarte Flächen. Selten weisen sie einen Kalkgehalt auf. Die meisten Niedermoore sind je nach Basengehalt mit Erlen- oder Birkenbruchwaldgesellschaften bestockt, kleinere Flächen werden als Grünland genutzt. Kleinflächige Niedermoore liegen am Rand der Flüsse Ruhr, Wupper, Dhünn, Agger und Sieg. Reste der einst im regenreichen Bergischen Land verbreiteten Niedermoore finden sich vor allem in kleinen Bachtälchen im Oberbergischen und auf der Bergischen Heiderasse.

Durch stetige Nachlieferung von Bestandesabfall wächst die Torfschicht der Niedermoore, sodass die Pflanzen teilweise den Kontakt zum Grundwasser verlieren. Schließlich setzt sich eine Übergangsmoorvegetation mit Torfmoosen durch. Moore mit einer solchen Vegetation werden noch zu den Niedermooren gestellt. Diese basenarmen bis sehr basenarmen

Übergangsniedermoore können aber auch auf basenarmen Anmoorgleyen und sehr staunassen Pseudogleyen aufwachsen.

Dem Übergangsmoortyp entsprechen die „Hangmoore“ des Oberbergischen. Ihre Entstehung geht möglicherweise auf anthropogenen Einfluss zurück. Durch extreme Streunutzung lag der Mineralboden frei. An Stellen, die natürlicherweise mit Bruchwäldern bestockt waren, konnte sich eine moorähnliche Vegeta-

tion vor allem mit Torfmoosen, Schmalblättrigem Wollgras und Moorlilie ansiedeln. Leider sind nur noch wenige dieser Hangmoore erhalten. Als Beispiele seien die Silberkuhle (Reichshof), der Immerkopf (bei Wiehl) sowie Neuenhähnen und Kesselsiefen im Nutscheid genannt. Die Heidemoore der Ohligser, der Wahner und der Lohmarer Heide liegen in flachen, weit gestreckten Mulden über undurchlässigen Tonen des Tertiärs in einem wesentlich niederschlagsärmeren Landschaftsraum.

# Geotope – erdgeschichtliche Denkmäler

Arnold Gawlik

Erloschene Vulkane, steile Felsklippen, große Steine und Tropfsteinhöhlen sind den meisten Besuchern des Bergischen Landes bekannt und als Ausflugsziele beliebt. Doch sind die markanten Landschaftsteile zugleich auch Zeugnisse der erdgeschichtlichen Vergangenheit. Der geologisch Interessierte kann alte Meeresküsten, versteinerte Korallenriffe oder die Zeugnisse der Gebirgsbildungen des Erdalters beobachten. Er blickt dort auf über 400 Mio. Jahre Erdgeschichte zurück.

Häufig stößt man bei Wanderungen auf künstliche geologische Aufschlüsse. Sie entstanden an Wegböschungen oder als ehemalige Steinbrüche. Für Geowissenschaftler sind die Aufschlüsse besonders wertvoll, weil dort Gesteine freigelegt sind, die andernorts unter jüngeren Ablagerungen und der Pflanzendecke verborgen sind. In den Gesteinen sind die Klimaverhältnisse, Lebensräume und Katastrophen vergangener Zeiten dokumentiert. Sie enthalten unersetzliche Informationen über die Entwicklung der Erde, die es erst ermöglichen, heutige Veränderungen richtig zu deuten.

Vom geologischen Untergrund geprägte Landschaftsteile, Gesteins- und Bodenaufschlüsse, aber auch einzelne Naturschöpfungen, wie zum Beispiel Quellen, stellen Geotope dar. Diese sind als erdgeschichtliche Bildungen, die Erkenntnisse über die Entwicklung der Erde und des Lebens vermitteln, definiert. Beim Geotop handelt es sich um einen Ort, an dem – im Gegensatz zum Biotop – nicht die belebte, sondern die unbelebte Natur im Vordergrund steht.

Geotope sind durch zahlreiche Nutzungsansprüche wie zum Beispiel Gewerbe- und Wohnbebauung, Abfallbeseitigung, aber auch durch die Natur selbst gefährdet. Es ist daher

von öffentlichem Interesse, sie vor der Zerstörung zu schützen, insbesondere dann, wenn vergleichbare Geotope zum Ausgleich nicht zur Verfügung stehen. Schutzwürdig sind diejenigen unter ihnen, die sich durch eine besondere erdgeschichtliche Bedeutung, Seltenheit, Eigenart oder Schönheit auszeichnen. Sie werden in Landschaftsplänen erfasst und als geschützte Teile von Natur und Landschaft festgesetzt.

In Nordrhein-Westfalen können Geotope nach den Vorschriften des Landschaftsgesetzes (LG), in besonderen Fällen auch nach denen des Denkmalschutzgesetzes (DSchG) geschützt werden. Nach den §§ 20 und 22 des Landschaftsgesetzes können Naturschutzgebiete und Naturdenkmäler aus wissenschaftlichen, naturgeschichtlichen oder erdgeschichtlichen Gründen festgesetzt werden. Einen etwas schwächeren Schutzstatus bieten Landschaftsschutzgebiete und geschützte Landschaftsbestandteile (§§ 21 u. 23 LG), die zum Schutz von Eigenart oder Schönheit des Landschaftsbildes und zur Abwehr schädlicher Einwirkungen festgesetzt werden können. Zeugnisse des tierischen oder pflanzlichen Lebens, also Fundstellen von Fossilien, gelten außerdem nach § 2 des Denkmalschutzgesetzes als Bodendenkmäler.

## Erloschene Vulkane

Rund um Königswinter liegt das größte Vulkangebiet Nordrhein-Westfalens: das Siebengebirge. Allerdings ruht dort die vulkanische Aktivität schon seit 20 Mio. Jahren. In der ausgehenden Oligozän-Zeit durchzogen tief reichende Spaltensysteme, an denen die Niederrheinischen Bucht einzubrechen begann, das

Rheinische Schiefergebirge. An ihnen stiegen auch Gesteinsschmelzen aus dem Erdmantel in die höheren Teile der Erdkruste auf. Beim Magmenaufstieg kam es zu einer Entmischung: Quarzreiche Schmelzen entstanden, die als trachytisch bezeichnet werden. In einer ersten vulkanischen Phase waren die Magmen sehr explosiv. Aschen und Schlacken wurden ausgeworfen, die als Trachyttuff weite Teile des Siebengebirges bedeckten. In diese Tuffdecke drang später trachytisches Magma ein und erkaltete in Form von rundlichen Quellkuppen und Gesteinsgängen, die knapp unter der Oberfläche stecken blieben. Erst mit der Hebung des Rheinischen Schiefergebirges im Quartär wurden sie von der Erosion freigelegt. Der bekannteste dieser Trachyt-Subvulkane ist der Drachenfels (Abb. 78). Das grauweiße Gestein ist entlang des Wanderweges unterhalb der Burgruine aufgeschlossen. Es enthält auffällige millimeter- bis zentimetergroße Minerale. Es sind Sanidine aus der Gruppe der Feldspäte. Sie wurden im Magma nach ihren Längsachsen eingeregelt und zeichnen die Form der Quellkuppe nach.

Nach der Ausscheidung der Trachyte war das Magma quarzärmer. In einer weiteren vulkani-

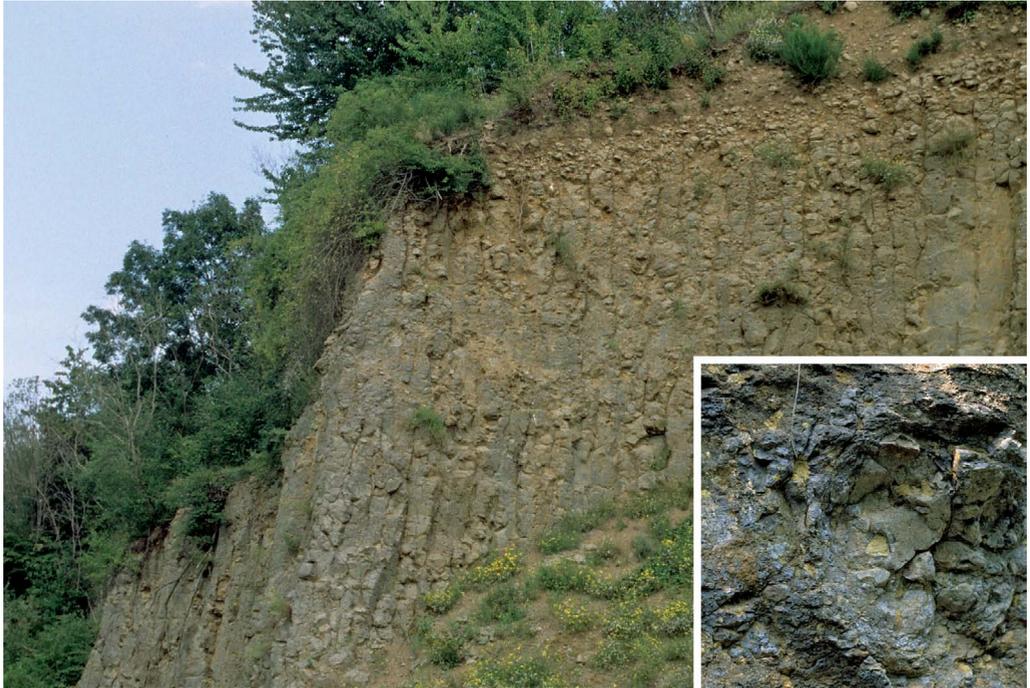
schen Phase entstand daraus das Gestein Latit. Der etwas dunklere Latit ist an der Wolkenburg, östlich vom Drachenfels, aufgeschlossen. Das Magma der Wolkenburg ist ebenfalls unter der Erdoberfläche erstarrt. Dort bildete sich eine sogenannte Staukuppe.

Aus dem Restmagma entwickelte sich schließlich das quarzärmste Gestein des Siebengebirges, der Basalt. Er baut unter anderem die markanten Kuppen des Petersbergs und des Nonnenstrombergs auf. Der schönste und interessanteste Basaltaufschluss des Siebengebirges liegt allerdings am Großen Weilberg. Von einem Aussichtspunkt aus blickt man dort in einen stillgelegten Steinbruch, in dem neben zwei Basaltvorkommen auch Trachyt- und Latittuff aufgeschlossen sind. Der in Form von Säulen erstarrte ältere Basalt ist in die Tuffdecke eingedrungen und stecken geblieben. Durch die Hitze im Kontaktbereich hat sich der Tuff rot verfärbt. Später durchschlug ein jüngerer Basaltschlot den älteren und drang bis zur Oberfläche vor.

Zwei besonders sehenswerte Basaltvorkommen treten östlich des Siebengebirges bei Eitorf auf: der Eulenberg (Abb. 79) und das Vor-

**Abb. 78:** Drachenfels im Siebengebirge





**Abb. 79:** Basalt am Eulenberg

**Abb. 80:** Basaltsäulen bei Stein



kommen von Stein (Abb. 80). Am Eulenberg ist in der Zufahrt zu einem stillgelegten Steinbruch der Kontaktbereich der Basaltschmelze zum devonzeitlichen Grundgebirge aufgeschlossen. Zwischen dem säulig erstarrten Basalt und den festen Ton- und Sandsteinen bildete sich eine rund 30 m breite hellgraue Zone aus zersetztem Basalt und entfestigtem Grundgebirge. Aufgeheiztes Grundwasser war an der Umwandlung der Gesteine beteiligt. In dem stillgelegten Steinbruch bei Stein können besonders prächtig entwickelte Basaltsäulen bewundert werden. Sie sind mit ihren Längsachsen senkrecht zur Abkühlungsfläche angeordnet. Die Stellung der Säulen deutet dort auf eine deckenartige Basaltplatte hin.

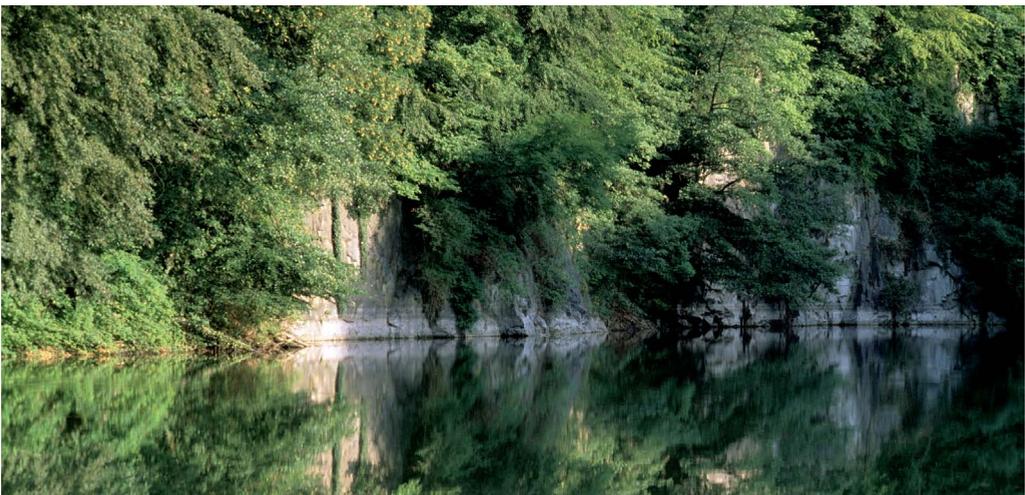
## Felswände, Klippen und große Steine

Natürliche Felsanschnitte oder Klippen findet man im Bergischen Land eher selten. Viele Felswände, die sich heute harmonisch in die Landschaft einfügen, sind aus „zweiter Hand“. Ohne die Rohstoffgewinnung durch den Menschen wären sie nie entstanden.

Felswände dieser Art präsentieren sich dem Betrachter am Blauen See in Ratingen (Abb. 81). Nicht ohne Grund ist er ein beliebtes Ausflugsziel, hat er doch neben einer Naturbühne, einem Märchenzoo und einem kleinen Freizeitpark auch geologisch Interessantes zu bieten. Die steilen Wände des ehemaligen Steinbruchs bestehen aus einem massigen Kalkstein, den man Kohlenkalk nennt. Dieser entstand vor rund 350 Mio. Jahren in der Zeit des Unterkarbons im Schelf-Bereich eines Meeres, das weite Teile des heutigen Nordwesteuropas bedeckte. Man trifft dieses Gestein auch bei Aachen und in Belgien an. Nur wenig weiter südöstlich, im Raum Wuppertal, ging der flache Schelf bereits in ein tieferes Meer über. Dort findet man den Kohlenkalk nicht mehr, sondern gleichaltrige Kiesel- und Tonschiefer. Diese Gesteine werden auch als Kulm bezeichnet. Die blaugrüne Farbe des Blauen Sees bildet einen reizvollen Kontrast zu den grauen Felswänden. Es handelt sich um freigelegtes Grundwasser, das in Hohlräumen des Kohlenkalks zirkuliert.

Geheimnisvolle Felsklippen präsentieren sich im Schwarzbachtal (Abb. 82) westlich von Ratingen. Die Verwitterung hat dort ein sehr har-

**Abb. 81:** Blauer See in Ratingen



tes Gestein aus der Zeit des Mitteldevons herauspräpariert, ein Konglomerat. Es besteht aus verfestigten Quarzit-, Ton- und Sandsteingeröllen. Deren Ausgangsgesteine sind schon vor der Devon-Zeit entstanden. Zwischen den Geröllen sind aber auch mitteldevonische Fossilien, unter anderem Korallen, zu finden. Lange Zeit war die Entstehungsgeschichte des ungewöhnlichen Gesteins rätselhaft. Licht ins Dunkel brachte schließlich eine Forschungsbohrung: Die Konglomerate lassen sich als der kurzzeitige Vorbau eines Flussdeltas in ein Flachmeer hinein deuten. Solche geologischen Verhältnisse findet man heute beispielsweise an den gebirgigen Küsten der Sinai-Halbinsel am Roten Meer. Dort kommt es durch kurzzeitige Starkniederschläge zum episodischen Transport grober Geröllmassen zur Küste hin, wo sie einen in das Meer hineinreichenden Schuttfächer bilden. In den langen

Phasen ohne Oberflächenabfluss und Sedimenteintrag ins Meer wird eine Besiedlung des neu geschaffenen Küstensaums durch Kalk abscheidende Meerestiere begünstigt und es bilden sich kleine Korallenriffe. Eine solche Küstenlandschaft muss sich auch in der Zeit des Mitteldevons vor 385 Mio. Jahren am Ort des heutigen Schwarzbachtales erstreckt haben.

Bei Nümbrecht, im Oberbergischen Land, liegen unterhalb von Schloss Homburg die „Dicken Steine“ (Abb. 83). Es ist eine Reihe von steil aufragenden Felsklippen, die aus einem sehr harten, rötlich grauen Quarzfels bestehen. Das Gestein stammt aus der Zeit des älteren Mitteldevons. Ursprünglich handelte es sich um Sandstein, der in den Dicken Steinen in Bruchstücken noch zu finden ist. Später wurde dieser von kieselsäurehaltigen

**Abb. 82:** Felsklippen im Schwarzbachtal



**Abb. 83:** Dicke Steine bei Nümbrecht

Lösungen durchtränkt und umgewandelt. Diese heißen Lösungen stiegen entlang von Bruchlinien aus der Tiefe auf. Während des Pleistozäns sind die Dicken Steine schließlich aus dem Nebengestein herausgewittert. Der Zeitpunkt der Verkieselung ist ungewiss. Es wird ein Zusammenhang mit dem Einbruch der Niederrheinischen Bucht in der Erdneuzeit vermutet.

Auch andere große Steine verdanken ihre Existenz der Verkieselung. Es sind die sogenannten Tertiär- oder Braunkohlenquarzite. Einer der größten und bekanntesten ist der Hohlstein bei Troisdorf-Spich (Abb. 84). Dabei wurde der rund 10 m lange Stein bei Steinbrucharbeiten im Jahre 1810 zu zwei Dritteln



**Abb. 84:** Hohlstein bei Troisdorf-Spich



zerstört. Die Entstehungsgeschichte der Braunkohlenquarzite ist jedoch eine andere, als die der Dicken Steine. Hier waren es keine Sandsteine, sondern lockere Sande, die das Ausgangsmaterial lieferten. In der Jungtertiär-Zeit unterlagen sie einer intensiven Verwitterung unter subtropischen Klimabedingungen. Saure Verwitterungslösungen versickerten im Sand. Durch Ausfällung von Kieselsäure wurde der Sand schließlich zu Quarzit verfestigt.

## Höhlen und Dolinen

Die großen Kalkstein- und Dolomitvorkommen im Raum Bergisch Gladbach, Wülfrath und Wuppertal, aber auch kleinere Vorkommen im Oberbergischen Land und im Märkischen Sauerland bestehen aus verkarstungsfähigen Gesteinen. Versickernde Niederschlags- und Bachwässer sowie das Grundwasser lösen das Karbonatgestein an. Es ist ein sehr langsamer Prozess, der sich über Millionen von Jahren erstreckt. Aus schmalen Klüften entstehen offene Spalten und schließlich auch große Höhlensysteme. Der Mensch hat zu Höhlen seit Urzeiten eine besondere Beziehung. Früher boten sie ihm Schutz vor Wind, Wetter und Feinden, heute fasziniert ihn die Schönheit der Unterwelt mit ihren Tropfsteingebilden. Die meisten Höhlen sind für die Allgemeinheit aus Gründen des Naturschutzes nicht zugänglich. Sie bieten Rückzugsräume für hoch spezialisierte Lebewesen wie zum Beispiel Fledermäuse. Tiefe Einblicke in den Untergrund gestatten jedoch die für Besucher erschlossenen Schauhöhlen, wie die Wiehler, Aggertal- oder Kluterthöhle.

Die Wiehler Tropfsteinhöhle (Abb. 85) wurde 1860 bei Sprengarbeiten durch einen Steinbruchbetrieb entdeckt. Sie ist besonders reich an Tropfsteinschmuck in Form von Säulen, Fahnen und Kaskaden. Schmale Gänge erweitern sich mehrmals zu großen Hallen. Einmalig schön ist die Kristallgrotte, die ihren Namen Kalkspatkristallen an Wänden und Decke ver-

dankt. Die Höhle entstand in einem lokalen Riffkalkstein-Vorkommen der älteren Mitteldevon-Zeit.

In einem solchen geologischen Umfeld entstand auch die Aggertalhöhle (Abb. 86) in Engelskirchen – allerdings ist sie ausgesprochen arm an Tropfsteinen. Eine Tonsteinlage über dem Kalkstein hält dort das Sickerwasser zurück. Dafür sieht man Anschnitte von Fossilien und verschiedene Strukturen im Gestein, die in anderen Höhlen von Tropfsteinbildungen verdeckt sind.

Die Kluterthöhle (Abb. 87) in Ennepetal – zwar nicht mehr im Bergischen Land, aber doch in seiner unmittelbaren Nähe gelegen – ist mit 300 Gängen und einer Länge von fast 5 500 m eine der größten Besucherhöhlen Deutschlands. Auch sie enthält kaum Tropfsteine, was aber in erster Linie an der Zerstörung durch Menschenhand liegt. Eine Besonderheit ist ein unterirdisches Bachsystem, das durch die Höhle fließt. Die staubfreie Luft der Kluterthöhle ist für ihre heilklimatische Wirkung weltbekannt. Die Höhle bildete sich in einer schmalen Kalksteinzone der mitteldevonischen Honsel-Schichten.

Größere Karsthohlräume stürzen von Zeit zu Zeit ein. Die an der Geländeoberfläche entstandenen Einsturztrichter nennt man Dolinen. Sie kommen in allen Karstgebieten vor, sind jedoch nicht immer zu erkennen. In besiedelten Gebieten wurden sie oft verfüllt. Ein gut ausgeprägtes Dolinengebiet liegt nördlich von Wuppertal-Langerfeld. In der Gemarkung Im Hölken sind zahlreiche schüsselförmige Vertiefungen und eine größere Hohlform mit zum Teil steilen Felswänden zu sehen (Abb. 88). Es handelt sich um eine sogenannte Grabendoline, die durch den Einsturz einer oberflächennahen Höhle entstanden ist. Den Untergrund bildet dort der mitteldevonische Massenkalk, der für seine starke Verkarstung bekannt ist. Das Dolinengelände ist Teil des geologischen Lehrpfades Wuppertaler Geopfad (s. S. 192).



**Abb. 85:** Wiehler Tropfsteinhöhle

**Abb. 86:** Aggertalhöhle

**Abb. 87:** Kluterthöhle (Fotos 85 – 87: Wolfgang Hölken)

**Abb. 88:** Doline; Wuppertal, Im Hölken



## Meere der Vorzeit

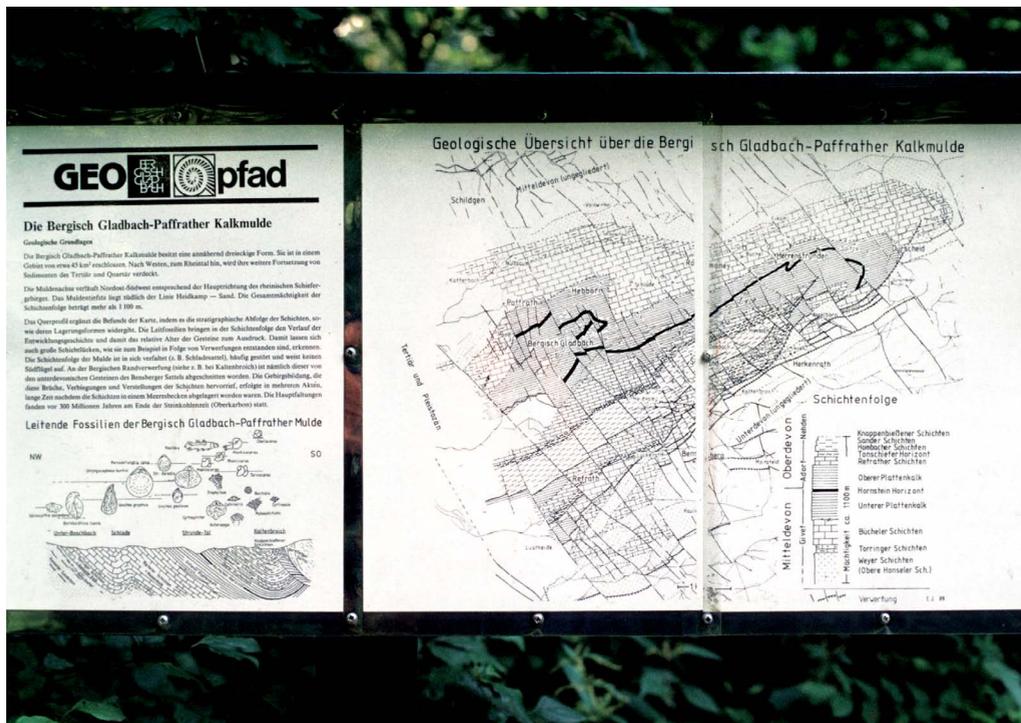
In der Devon- und Karbon-Zeit hieß es im Bergischen Land und dem benachbarten Sauerland meistens Land unter. In den Gesteinen aus diesem Zeitraum sind ehemalige Meeresbecken, Korallenriffe, Lagunen und Strände dokumentiert. Es waren Lebensräume der Tiere und Pflanzen, die als Fossilien bis in die heutige Zeit überliefert sind.

Im Raum Bergisch Gladbach besteht der Untergrund im Wesentlichen aus Kalkstein. Kalk abscheidende Organismen, die zur Zeit des Mitteldevons ein warmes Flachmeer besiedelten, bauten ihn im Laufe von Jahrmillionen auf. Vor rund 380 Mio. Jahren lag das Gebiet südlich des Äquators. Im klaren, warmen Wasser entstanden damals ausgedehnte Korallen- und Stromatoporenriffe. Die Stromatoporen waren schwammartige Lebewesen, die schon lange ausgestorben sind. Im geringfügig tiefe-

ren Wasser lebten Seelilien und muschelähnliche Armfüßer, die Brachiopoden. Die unterschiedlichen Lebensbereiche eines Riffs, von der Brandungszone bis zur Rifflagune, sind in Bergisch Gladbach in einem Trockental, der Schlade (Abb. 89), aufgeschlossen. Ein geologischer Lehrpfad führt zu den Aufschlüssen in der Paffrather Mulde, die berühmt ist für ihre Fossilien. Die städtische Fossilienammlung ist im Bürgerhaus „Bergischer Löwe“ untergebracht (vgl. Kap. „Geo-Ziele“).

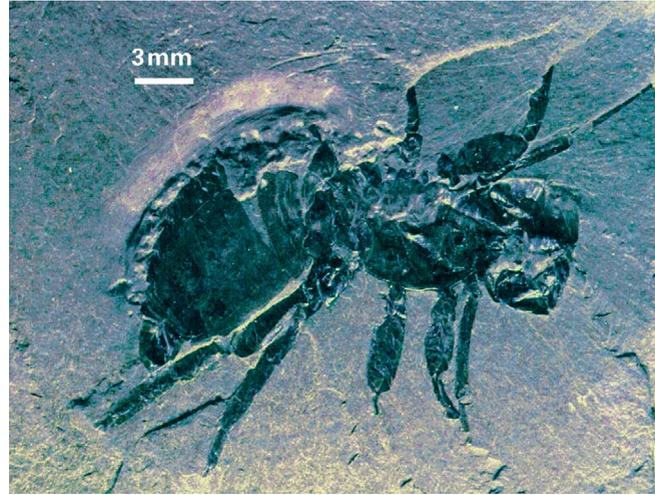
Nicht minder berühmt sind die Fossilien von Hagen-Vorhalle (Abb. 90), die in einem ehemaligen Ziegelei-Steinbruch entdeckt wurden. Es konnten dort sowohl Überreste von Meereslebewesen als auch von Landbewohnern geborgen werden. Weltgeltung hat der Aufschluss als Fundpunkt ältester Insekten und Spinnentiere. Sie stammen aus der Zeit des Oberkarbons. Die Ziegelschiefer des Namurs, in denen die Fossilien eingebettet waren, deu-

Abb. 89: Schlade in Bergisch Gladbach



tet man als küstennahe Meeresablagerungen. Sie entstanden wahrscheinlich in einer Bucht oder Lagune. Man nimmt an, dass die Insekten und Spinnentiere während eines Unwetters auf das offene Wasser getrieben wurden und dort zu Grunde gingen. Die Fundstätte ist nur zu bestimmten Anlässen, zum Beispiel am Tag des Geotops, zugänglich. Ein Teil der Funde kann im Schloss Werdringen, ebenfalls im Stadtteil Vorhalle gelegen, besichtigt werden.

Nur wenig weiter südwestlich, in Sprockhövel-Hobeuken, präsentiert sich der oberkarbonische Meeresrand. Im stillgelegten Teil eines Natursteinbetriebs ist eine große Schichtfläche freigelegt. Sie zeigt in einmaliger Weise das Wellenrippelmuster des ehemaligen Meeresbodens. Die versteinerten Wellenrippeln entstanden in einer Sandschicht, die später durch den Überlagerungsdruck der jüngeren Schichten verfestigt wurde. Am Ende der Kar-



**Abb. 90:** Geißelskorpion aus Hagen-Vorhalle  
(Foto: Lutz Koch, Ennepetal)

**Abb. 91:** Wellenrippeln im Steinbruch Weuste



bon-Zeit wurden die Schichten im Rahmen der variszischen Gebirgsbildung gefaltet und verstellt. Der ehemals waagerechte Meeresboden ist heute in einer steilen Lagerung aufgeschlossen (Abb. 91). In den Schichten über dem Wellenrippelhorizont findet man zusammengeschwemmte Teile fossiler Pflanzen. Darüber folgen die ersten Kohlenflöze der Sprockhövel-Schichten. Das Meer verlandete damals innerhalb kurzer Zeitspannen und die Kohlenmoore breiteten sich aus.

## Quellen und Feuchtgebiete

Ganz nüchtern betrachtet, sind Quellen einfach nur örtlich begrenzte Grundwasseraustritte. Doch gerade dieses Sichtbarwerden des Grundwassers macht sie zu etwas ganz Besonderem, war doch dieses Wasser lange Zeit in geheimnisvollen Tiefen verborgen. Einige



Abb. 93: Strunde-Quellteich

Abb. 92: Wupper-Quellgebiet



Quellen erwecken schon deshalb ein besonderes Interesse, weil sie der Anfangspunkt eines größeren Flusses sind. Die Erwartung, dort eine sprudelnde Quelle zu finden, wird aber meistens enttäuscht, die sind nämlich sehr selten. Stark schüttende und eindrucksvolle Quellen finden sich vor allem dort, wo Karstgrundwasserleiter entwässert werden.

Das Quellgebiet des größten Flusses im Bergischen Land, der Wupper beziehungsweise der Wipper (Abb. 92) bei Börlinghausen, zählt auf den ersten Blick zu den weniger spektakulären. Und doch ist es geowissenschaftlich wie auch ökologisch etwas ganz Besonderes. Es handelt sich nämlich um ein Hangquellmoor. Über Wasser stauenden Tonsteinen des Unterdevons und deren Verwitterungsmaterial hat sich dort in den vergangenen 10 000 Jahren ein Niedermoor entwickelt. Die rund 7 m mächtige Torfschicht sammelt wie ein Schwamm das oberflächennahe Grund- und Hangwasser

und gibt es in zahlreichen kleinen Quellen und Gerinnen wieder ab.

In Bergisch Gladbach-Herrenstrunden trifft man typische Karstquellen an. Es sind die Quellen der Strunde (Abb. 93). Grundwasserleiter sind dort mitteldevonische Kalksteine. Eine der Quellen tritt punktuell aus dem sogenannten Blautopf aus, die anderen speisen flächenhaft einen Teich, was gut an aufsteigenden Luftblasen zu erkennen ist. Bemerkenswert ist, dass die Quellen mitten in der Paffrather Mulde liegen. In dem Karstgebiet versickern Oberflächengewässer eher, als dass sie zutage treten. Eine Wasser stauende geologische Störung dürfte an diesem Grundwassertritt beteiligt sein.

Weitere Karstquellen und flächenhafte Vernässungen findet man am Westrand der Paffrather Mulde, im Thielenbruch (Abb. 94). Das Thielenbruch ist der Rest eines großen Feuchtgebietes im Bereich der Bergischen Heiderasse. Der Karstgrundwasserleiter taucht dort unter jüngeren Deckschichten in die Tiefe ab. Ein Teil dieser Deckschichten besteht aus alttertiärzeitlichen Schluffen und Tonen, die Grundwasser stauend sind. Da das Einzugsgebiet des Karstgrundwassers im Osten wesentlich höher liegt als die Unterkante der Deckschichten im Thielenbruch, steht es dort unter hydrostatischem Druck. Verzögert findet es schließlich seinen Weg zur Oberfläche. Der Karstgrundwasserleiter ist somit der wichtigste Wasserlieferant des Feuchtgebiets.



**Abb. 94:** Feuchtgebiet Thielenbruch; Bergisch Gladbach

# Literaturverzeichnis

## Allgemeiner Teil

- FRISCH, W.; MESCHEDÉ, M. (2007): Plattentektonik : Kontinentverschiebung und Gebirgsbildung, 2. Aufl. – 196 S., zahlr. Abb.; Darmstadt (Primusverl.).
- FUCHS, K.; GEHLEN, K. VON; MÄLZER, H.; MURAWSKI, H.; SEMMEL, A. [Hrsg.] (1983): Plateau Uplift. The Rhenish Shield – A Case History. – 411 S., 185 Abb., 3 Anl.; Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo (Springer).
- FÜLLING, H.-P. (1976): Bibliographie der geologischen Literatur des Bergischen Landes und angrenzender Gebiete. – 104 S., 1 Abb.; Krefeld (Geol. L.-Amt, Nordrh.-Westf.). – [Landsch.-Verb. Rheinld., Sonderh. **4**]
- Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg.] (1988): Geologie am Niederrhein, 4. Aufl. – 142 S., 39 Abb., 4 Tab.; Krefeld.
- Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg.] (1995): Geologie im Münsterland. – 195 S., 50 Abb., 6 Tab., 1 Taf. i. d. Anl.; Krefeld.
- GRABERT, H. (1998): Abriß der Geologie von Nordrhein-Westfalen. – 351 S., 204 Abb., 11 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- HESEMANN, J. (1975): Geologie Nordrhein-Westfalens. – 416 S., 255 Abb., 122 Tab., 11 Taf.; Paderborn (F. Schöningh).
- KOCH, L. (1984): Aus Devon, Karbon und Kreide: Die fossile Welt des nordwestlichen Sauerlandes. – 159 S., 151 Abb.; Hagen (v. d. Linnepe).
- KOENIGSWALD, W. VON [Hrsg.]; MEYER, W. (1994): Erdgeschichte im Rheinland : Fossilien und Gesteine aus 400 Millionen Jahren. – 239 S., zahlr. Abb.; München (Pfeil).
- KUNOW, J.; WEGNER, H.-H. [Hrsg.] (2006): Urgeschichte im Rheinland. – 552 S., 216 Abb.; Köln. – [Jb. Rhein. Ver. Denkmalpf. u. Landschaftssch., **2005**, mit geologischen Beiträgen]
- LINNEMANN, U. [Hrsg.] (2004): Das Saxothuringikum : Abriss der präkambrischen und paläozoischen Geologie von Sachsen und Thüringen. – Abh. Mus. Min. Geol. Dresden, **48/49**: 159 S., zahlr. Abb.; Dresden.
- RIBBERT, K.-H. (2010), mit Beitr. von BAUMGARTEN, H.; GAWLIK, A.; GREWE, K.; RICHTER, F.; SCHUSTER, H.;

WEGENER, W.: Geologie im Rheinischen Schiefergebirge, Tl. 1: Nordeifel. – 184 S., 113 Abb., 6 Tab.; Krefeld (Geol. Dienst Nordrh.-Westf.).

- SCHUHMACHER, H. (1991): Korallenriffe. Ihre Verbreitung, Tierwelt und Ökologie. – 275 S., zahlr. Abb.; München (BLV).
- SEMMEL, A. (1984): Geomorphologie der Bundesrepublik Deutschland. – Erdkundliches Wissen, **30**: 192 S., 57 Abb.; Wiesbaden (Steiner). – [Geogr. Z., Beih.]
- WALTER, R. (1995): Geologie von Deutschland, 6. Aufl. – 566 S., 151 Abb., 12 Tab; Stuttgart (Schweizerbart).
- WEIDERT, W. K. [Hrsg.] (1988): Klassische Fundstellen der Paläontologie, **1**: 208 S., zahlr. Abb.; Korb (Goldschneck).
- WEIDERT, W. K. [Hrsg.] (1990): Klassische Fundstellen der Paläontologie, **2**: 256 S., zahlr. Abb.; Korb (Goldschneck).

## Gebirgsbau

- AHRENDT, H.; CLAUER, N.; HUNZIKER, J. C.; WEBER, K. (1983): Migration of folding and metamorphism in the Rheinische Schiefergebirge deduced from K-Ar and Rb-Sr age determinations. – In: MARTIN, H.; EDER, F. W. [Hrsg.]: Intracontinental Fold Belts: 324 – 338, 5 Abb., 2 Tab.; Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo (Springer).
- BREDDIN, H. (1966): Der Schuppenbau der mitteldevonischen Gesteinsfolge im Gebiet von Lindlar bei Köln (Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Mitt., **7**: 1 – 44, 10 Abb., 3 Taf.; Aachen.
- FRANKE, W.; BORTFELD, R. K.; BRIX, M.; DROZDZEWski, G.; DÜRBAUM, H. J.; GIESE, P.; JANOTH, W.; JÖDICKE, H.; REICHERT, CH.; SCHERP, A.; SCHMOLL, J.; THOMAS, R.; THÜNCKER, M.; WEBER, K.; WIESNER, M. G.; WONG, H. K. (1990): Crustal structure of the Rhenish Massif: results of deep seismic reflection lines DECORP 2-North and 2-North-Q. – Geol. Rdsch., **79** (3): 523 – 566, 21 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- GRABERT, H. (1983): Die Bergische Muldenzone des rechtsrheinischen Schiefergebirges. – Decheniana, **136**: 85 – 94, 1 Abb.; Bonn.

- KOSSMAT, F. (1927): Gliederung des varistischen Gebirgsbaus. – Abh. sächs. Geol. L.-Anst., **1**: 1 – 39, 2 Abb., 2 Tab.; Leipzig.
- ONCKEN, O. (1984): Zusammenhänge in der Strukturgenese des Rheinischen Schiefergebirges. – Geol. Rdsch., **73**: 619 – 649, 10 Abb.; Stuttgart.
- ONCKEN, O. (1989): Geometrie, Deformationsmechanismen und Paläospannungsgeschichte großer Bewegungszonen in der höheren Kruste (Rheinisches Schiefergebirge). – Geotekt. Forsch., **73**: 215 S., 89 Abb., 1 Tab., 5 Anl.; Stuttgart.
- OZLON, M. S. (1992): Gondwana and Laurussia before and during the variscan orogeny in Europe and related areas. – Heidelberg geowiss. Abh., **53**: 159 S.; Heidelberg.
- PAPROTH, E.; WOLF, M. (1973): Zur paläogeographischen Deutung der Inkohlung im Devon und Karbon des nördlichen Rheinischen Schiefergebirges. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **8**: 469 – 493, 12 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- SCHREINER, M. (1982): Tektonische Verformungsanalyse im Remscheid-Altenaer Sattel, in der Lüdenscheider Mulde, im Ebbe-Sattel und in der Attendorn-Elsper Doppelmulde (östliches Rheinisches Schiefergebirge). – Geotekt. Forsch., **63**: II + 99 S., 27 Abb., 17 Tab., 13 Taf.; Stuttgart.
- TAIT, J. A.; BACHTADSE, V.; FRANKE, W.; SOFFEL, H. C. (1997): Geodynamic evolution of the European Variscan fold belt: palaeomagnetic and geological constraints. – Geol. Rdsch., **86**: 585 – 598, 7 Abb.; Stuttgart.
- VOIGT, R. (1968): Schichtenfolge und Tektonik im westlichen Teil des Remscheid-Altenaer Großsattels (Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Mitt., **8**: 143 – 216, 18 Abb., 3 Tab., 3 Taf.; Aachen.
- Altpaläozoikum**
- AHRENDT, H.; RIBBERT, K.-H.; VANGUESTAINE, M.; WEMMER, K. (2001): K-Ar and acritarch dating of phyllite clasts from a resedimented Middle Devonian conglomerate in the northwestern part of the Rhenish Slate Mountains. – Z. dt. geol. Ges., **152** (2 – 4): 365 – 377, 3 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Stuttgart.
- BEYER, K. (1941): Die Gliederung des Ordoviciums im Kern des Remscheider Sattels. – Jb. Reichsst. Bodenforsch., **61**: 254 – 266, 1 Abb.; Berlin.
- EISERHARDT, K.-H.; KOCH, L.; MALETZ, J. (2001): Nördliches Rheinisches Schiefergebirge (29). – In: F. F. STEININGER [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland II. Ordovizium, Kambrium, Vendium, Riphäikum. Teil III. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenb., **235**: 90 – 108, 4 Abb.; Frankfurt/Main.
- EISERHARDT, K.-H., RIBBERT, K.-H. (2006): Nördliches Rheinisches Schiefergebirge. – In: F. F. STEININGER [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland, 7. Silur. – Schr. dt. Ges. Geowiss., **46**: 38 – 44, 1 Abb.; Hannover.
- MALETZ, J.; SERVAIS, T. (1993): Acritarchs and graptolites from the Early Llanvirn (Ordovician) of the Herscheider Schichten (Rheinisches Schiefergebirge, Germany). – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **190**: 125 – 142, 7 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.
- SAMUELSSON, J.; GERDES, A.; KOCH, L.; SERVAIS, T.; VERNIERS, J. (2002): Chitinozoa and Nd isotope stratigraphy of the Ordovician rocks in the Ebbe Anticline, NW Germany. – In: WINCHESTER, J. A.; PHARAOH, T. S.; VERNIERS, J. [Hrsg.]: Palaeozoic amalgamation of Central Europe. – Geol. Soc., London, Spec. Publ., **201**: 115 – 131, 6 Abb.; London.
- Devon**
- AMLER, M. R. W.; RATHMANN, S.; RICHTER, E. (1994): HENRY PAULS „Étroeuung-Schichten“ des Bergischen Landes: Biostratigraphie und Biofazies am Nordrand des Velberter Sattels. – Archäologie im Ruhrgebiet, **2**: 73 – 98, 11 Abb., 3 Tab.; Gelsenkirchen.
- AVLAR, H. (1987): Facies development and paleoecology at the Lower/Middle Devonian boundary in the southwestern Ebbe Anticline (Rheinisches Schiefergebirge) and paleogeographic interpretation. – In: VOGEL, A.; MILLER, H.; GREILING, R. [Hrsg.]: The Rhenish Massif: 3 – 20, 15 Abb.; Braunschweig, Wiesbaden (Vieweg).
- BECKER, T.; BLESS, M. J. M.; BRAUCKMANN, C.; FRIMAN, L.; HIGGS, K.; KEUPP, H.; KORN, D.; LANGER, W.; PAPROTH, E.; RACHEBOEUF, P.; STOPPEL, D.; STREEL, M.; ZAKOWA, H. (1984): Hasselbachtal, the section best displaying the Devonian-Carboniferous boundary beds in the Rhenish Massif (Rheinisches Schiefergebirge). – Cour. Forsch.-Inst. Senckenb., **67**: 181 – 191, 6 Abb., 1 Taf.; Frankfurt/Main.

- BECKER, R. T.; SCHREIBER, G. (1994): Zur Trilobiten-Stratigraphie im Letmather Fammenium (nördliches Rheinisches Schiefergebirge). – Berliner geowiss. Abh., **E 13**: 369 – 387, 2 Taf.; Berlin.
- BOHATÝ, J.; HERBIG, H.-G. (2010): Middle Givetian echinoderms from the Schlade Valley (Rhenish Massif, Germany): habitats, taxonomy and ecostratigraphy. – Paläont. Z., **84** (3): 365 – 385, 12 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- BRINCKMANN, J. (1963): Der Dornaper Massenkalkzug und seine Begleitsteine. Stratigraphische Untersuchungen am Südflügel der Herzkammer Mulde. – Z. dt. geol. Ges., **114** (1): 121 – 134, 2 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- BRINCKMANN, J.; DAUBE, F.; GOTTHARDT, R.; HENNICKE, U.; KREBS, W.; MEYER, O.; PAPROTH, E. (1970): Exkursionen am 11. – 13. und 16. – 18. September 1968. **Exk. A**: Niederbergisches Land. – Z. dt. geol. Ges., **120**: 207 – 221, 7 Abb.; Hannover.
- BURCHETTE, T. P. (1981): European Devonian Reefs: a review of current concepts and models. – In: TOOMEY, D. F. [Hrsg.]: European fossil reef models. – Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. and Mineral., **30**: 85 – 142, 24 Abb.; Tulsa.
- CLAUSEN, C. D.; RISTEDT, H.; WENDT, A. (1965): Geologie der Ruppichterother und Waldbröler Mulde (Oberbergisches Land). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **9**: 449 – 468, 7 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- GEREKE, M. (2007): Die oberdevonische Kellwasser-Krise in der Beckenfazies von Rhenohercynikum und Saxothuringikum (spätes Frasnium/frühestes Famennium, Deutschland). – Kölner Forum Geol. u. Paläont., **17**: 228 S., 49 Abb., 27 Taf.; Köln.
- GOLDRING, R.; LANGENSTRASSEN, F. (1979): Open shelf and near-shore clastic facies in the Devonian. – Spec. Pap. Palaeont., **23**: 81 – 97, 10 Abb., 1 Tab.; London.
- GOTTHARDT, R. (1962): Geologie des Dornaper Massenkalks. – Diss. RWTH Aachen: 107 S., 39 Anl.; Aachen. – [Unveröff.]
- GOTTHARDT, R.; MEYER, O.; PAPROTH, E. (1978): Gibt es Massenkalk im tiefen Untergrund NW-Deutschlands, und können sie Kohlenwasserstoffe führen? – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1978**: 13 – 24, 4 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- GRABERT, H.; HILDEN, H. D. (1969): Stratigrafische Neugliederung des höheren Unterdevons bei Ufersmühle (Blatt 5012 Eckenhagen, Oberbergischer Kreis, rechtsrheinisches Schiefergebirge). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **17**: 9 – 18, 1 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- HARTKOPF-FRÖDER, CH.; PIECHA, M. [Hrsg.] (2004): Palaeontology and facies of the late Famennian in the Paffrath Syncline (Rhenish Massif, Germany). – Cour. Forsch.-Inst. Senckenb., **251**: 289 S., 99 Abb., 25 Tab., 40 Taf.; Frankfurt/Main.
- HAUDE, R.; THOMAS, E. (1983): Ophiuren (Echinodermata) des hohen Oberdevons im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge. – Paläont. Z., **57**: 121 – 142, 15 Abb.; Stuttgart.
- HEIDELBERGER, D.; AMLER, M. R. W. (2002): Devonian gastropoda from the Dornap „Massenkalk“ complex (Bergisches Land, Germany). – Paläont. Z., **76**: 317 – 329, 21 Abb.; Stuttgart.
- HEIDELBERGER, D.; KOCH, L. (2004): Bericht über die Neubearbeitung der Gastropoden aus der Schwelmer Sammlung Zimmermann (Massenkalk, Givetium). – Beitr. Heimatkd. Stadt Schwelm u. Umgebung, N. F., **53**: 29 – 40; Schwelm.
- HERBIG, H.-G.; WEBER, H. M. (1997): E3 – Der mitteldevonische Riffzyklus im Bergischen Land – von der siliziklastischen Rampe zum Karbonatschelf. – Terra Nostra, **97** (3): 51 – 67, 14 Abb.; Köln. – [Exk.-Führer Tag. Sediment '97, Köln]
- JUNGHEIM, H. J. (1986): Fossilien aus dem Rheinischen Mitteldevon, 2. Aufl. – 95 S., zahlr. Abb.; Köln (Bachem).
- JUX, U. (1960): Die devonischen Riffe im Rheinischen Schiefergebirge. Tl. 1 u. 2. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **110** (2): 186 – 258, 7 Abb., 18 Taf.; **110** (3): 259 – 392, 18 Abb., 3 Taf.; Stuttgart.
- JUX, U. (1963): Sedimentologische und biostratigraphische Beobachtungen im Oberen Plattenkalk von Bergisch Gladbach (Devon, Rheinisches Schiefergebirge). – N. Jb. Geol. u. Paläont. Mh., **1963**: 308 – 319, 2 Abb.; Stuttgart.
- JUX, U. (1964): Zur stratigraphischen Gliederung des Devonprofils von Bergisch Gladbach (Rheinisches Schiefergebirge). – Decheniana, **117**: 159 – 174, 2 Abb., 1 Taf.; Bonn.
- JUX, U.; KRATH, J. (1974): Die Fauna aus dem mittleren Oberdevon (Nehden-Stufe) des südwestlichen Bergischen Landes (Rheinisches Schiefergebirge). – Palaeontographica, **A 147**: 115 – 168; Stuttgart.

- JUX, U.; MANZE, U. (1976): Millieuindikationen aus einem mitteldevonischen biostromalen Riff des Bergischen Landes mittels Kohlenstoffisotopen. – *Decheniana*, **129**: 245 – 262, 7 Abb., 2 Taf.; Bonn.
- KAISER, H.; MEYER, W.; SCHWEITZER, H.-J. (1977): Das pflanzenführende Unterdevon des Rheinlandes. – *Bonner paläobot. Mitt.*, **2**: 1 – 25; Bonn.
- KARRENBERG, H. (1965): Das Alter der Massenkalken im Bergischen Land und ihre fazielle Vertretung. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **9**: 695 – 722, 8 Abb.; Krefeld.
- KLEINEBRINKER, G. (1988): Conodonten-Stratigraphie, Mikrofazies und Inkohlung im Mittel- und Oberdevon des Bergischen Landes. – *Sonderveröff. geol. Inst. Univ. Köln*, **85**: 101 S., 24 Abb., 8 Taf.; Köln.
- KOCH, L. [Hrsg.] (1995), mit Beitr. von BRAUCKMANN, C.; MAY, A.: Fossilien aus dem Schwelmer Kalk. – 56 S., zahlr. Abb.; Gelsenkirchen (Ed. Archaea).
- KOCH, L.; LEMKE, U. (2003): Geologisch-paläontologische Untersuchungen am Zuckerberg in Ennepetal (Givetium, nordwestliches Sauerland). – *Beitr. Heimatkd. Stadt Schwelm u. Umgebung, N. F.*, **52**: 7 – 27; Schwelm.
- KRÄUSEL, R.; WEYLAND, H. (1926): Beiträge zur Kenntnis der Devonflora, **2**. – *Abh. senckenb. Naturforsch. Ges.*, **40**: 115 – 155, 46 Abb., 15 Taf.; Frankfurt/Main.
- KREBS, W. (1968): Reef development in the Devonian of the eastern Rhenish Slate Mountains, Germany. – *Internat. Symp. Devonian System, Calgary 1967*, **2**: 295 – 306, 4 Abb., 2 Tab.; Calgary/Alberta.
- KREBS, W. (1974): Devonian Carbonate Complexes of Central Europe. – In: LAPORTE, L. F.: *Reefs in time and space*. – *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. and Mineral.*, **18**: 155 – 208, 25 Abb., 10 Tab.; Tulsa.
- KREBEDÜNKEL, J. (1995): Stromatoporen aus dem Givetium des Bergischen Landes. – *Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln*, **106**: 182 S., 20 Abb., 4 Tab., 18 Taf.; Köln.
- KRUMMSIEK, K. (1997): E2 – Devonische Schelfsysteme: Das Rheinprofil – Schichtenfolge, sedimentäre und tektonische Gefüge sowie plattentektonische Diskussion. – *Terra Nostra*, **97** (3): 25 – 50, 20 Abb.; Köln.
- LANGENSTRASSEN, F. (1983): Neritic Sedimentation of the Lower and Middle Devonian in the Rheinische Schiefergebirge East of the River Rhine. – In: MARTIN, H.; EDER, F. W. [Hrsg.]: *Intracontinental Fold Belts*: 43 – 76, 8 Abb.; Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo (Springer).
- LANGENSTRASSEN, F.; BECKER, G.; GROSS-UFFENORDE, H. (1979): Zur Fazies und Fauna der Brandenburg-Schichten bei Lasbeck (Eifel-Stufe, Rechtsrheinisches Schiefergebirge). – *N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh.*, **158**: 64 bis 99, 7 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- LORENZ, A. (1940): Die Grenzschichten zwischen Unter- und Mitteldevon im Oberbergischen. – *Jb. Reichsst. Bodenforsch.*, **60** (Jg. 1939): 248 – 310, 8 Abb., 2 Taf.; Berlin.
- MEYER, W.; STETS, J. (1980): Zur Paläogeographie von Unter- und Mitteldevon im westlichen und zentralen Rheinischen Schiefergebirge. – *Z. dt. geol. Ges.*, **131**: 725 – 751, 9 Abb.; Hannover.
- MICHELS, D. (1986): Ökologie und Fazies des jüngsten Ober-Devon von Velbert (Rheinisches Schiefergebirge). – *Göttinger Arb. Geol. u. Paläont.*, **29**: III + 86 S., 21 Abb., 7 Tab., 3 Taf.; Göttingen (Selbstverl. Geol. Inst. Georg-August-Univ.).
- MUNTZOS, TH. (1990): Terrestrische Sedimentation im Unter-Devon (Ems) des Rheinischen Schiefergebirges. – *N. Jb. Geol. u. Palaeont., Abh.*, **181**: 19 – 39, 5 Abb.; Stuttgart.
- NEUMANN-MAHLKAU, P.; RIBBERT, K.-H. (1998): Die Konglomerate der Givet-Stufe östlich des Brabanter Massivs. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **37**: 393 – 421, 7 Abb., 1 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- PFEIFFER, A. (1938): Die Brandenbergschichten im bergisch-sauerländischen Mitteldevon. – *Diss. Univ. Göttingen*: 60 S., 17 Abb.; Göttingen.
- PIECHA, M. (2002): A considerable hiatus at the Frasnian/Famennian boundary in the Rhenish shelf region of northwest Germany. – *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **181**: 195 – 211, 6 Abb., 3 Tab., 2 Taf.; Amsterdam.
- RIBBERT, K.-H. (1982): Beschreibung der Spülproben und Kerne der Bohrung Schwarzbachtal 1. – *Senckenbergiana lethaea*, **63** (1/4): 21 – 63; Frankfurt/Main.
- RIBBERT, K.-H. (1982): Die Konglomerate des Schwarzbachtals, ein sedimentologisches Modell. – *Senckenb. lethaea*, **63** (1/4): 345 – 358, 4 Abb.; Frankfurt/Main.
- RIBBERT, K.-H. (1998): Das Famenne im Untergrund der Niederrheinischen Bucht. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **37**: 81 – 107, 4 Abb., 3 Taf.; Krefeld.

- RIBBERT, K.-H. (1998): Die devonische Carbonatfazies und die Honselers Fazies im Bereich der Krefelder Achsenaufröpfung und ihrer Randgebiete. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **37**: 109 – 139, 6 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- RIBBERT, K.-H. (1998): Die grobklastische und karbonatische Sedimentation im tiefen Oberdevon am Nordrand des Velberter Sattels. – Geol. Rheinld. u. Westf., **37**: 381 – 391, 3 Abb., 1 Taf.; Krefeld.
- RIBBERT, K.-H. (1998): Anmerkungen zur Devon-Korrelations-tabelle, R001di97 – R020di97, R001dm97 – R017dm97, R001ds97 – R017ds97 : Devon Nordrhein-Westfalen. – Senckenb. Iethaea, **77**: 277 – 278; Frankfurt/Main.
- RICHTER, M. (1921): Unter- und Mitteldevon im Oberbergischen zwischen Agger und Stülz. – Cbl. Mineral., Geol. u. Paläont., **1921**: 196 – 204; Stuttgart.
- RICHTER, M. (1922): Die Wiehler Mulde im Gebiet zwischen Agger und Bröl im Oberbergischen. – Cbl. Mineral., Geol. u. Paläont., **1922**: 38 – 49, 4 Abb., 1 Kt.; Stuttgart.
- RICHTER, M. (1927): Unter- und Mitteldevon im südlichen Oberbergischen. – Z. dt. geol. Ges., **78**: 75 – 87, 1 Taf.; Berlin.
- RIPPEL, G. (1953): Räumliche und zeitliche Gliederung des Keratophyrvulkanismus im Sauerland. – Geol. Jb., **68**: 401 – 456, 29 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- SCHEIBE, H.-J. (1965): Untersuchungen im Unter- und Mitteldevon der westlichen Gummersbacher Mulde (Bergisches Land, Rheinisches Schiefergebirge). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **9**: 469 – 484, 2 Abb.; Krefeld.
- SCHERP, A. (1983), mit Beitr. von GRABERT, H.: Unterdevonische Schmelztuffe im rechtsrheinischen Schiefergebirge. – N. Jb. Geol. u. Paläont. Mh., **1983**: 47 – 58, 6 Abb.; Stuttgart.
- SCHMIDT, H.; TRUNKO, L. (1965): Die Basis des Givet im Bereich der Lenneschiefer. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **9**: 807 – 876, 8 Abb., 6 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- SCHÖNE, B. R. (1997): Der *otomari*-Event und seine Auswirkungen auf die Fazies des Rhenohertzynischen Schelfs (Devon, Rheinisches Schiefergebirge). – Göttinger Arb. Geol. u. Paläont., **70**: 140 S., 34 Abb., 1 Tab.; Göttingen.
- SCHRÖDER, G.; TAUPITZ, K.-C. (1965): Fazies und Tektonik des Devons bei Hochdahl (Niederbergisches Land). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **9**: 677 – 694, 2 Abb., 4 Taf.; Krefeld.
- SCHRÖDER, St. (2005): Stratigraphie und Systematik rugoser Korallen aus dem hohen Givetium und tiefen Frasnium des Rheinischen Schiefergebirges (Devon; Sauerland/Bergisches Land). – Zitteliana, **B 25**: 39 – 116, 10 Abb., 14 Taf.; München.
- SCHUDACK, M. E. (1993): Karbonatzyklen in Riff- und Lagunenbereichen des devonischen Massenkalkkomplexes von Asbeck (Hönnetal, Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. u. Paläont. Westf., **26**: 77 – 106, 19 Abb.; Münster.
- SCHWEITZER, H.-J. (1966): Die Mitteldevon-Flora von Lindlar (Rheinland) : 1. Lycopodiinae. – Paläontographica, **B 118**: 93 – 112, 13 Abb., 2 Tab., 10 Taf.; Stuttgart.
- SCHWEITZER, H.-J. (1990): Pflanzen erobern das Land. – Kleine Senckenberg-R., **18**: 75 S., 90 Abb., 5 Tab.; Frankfurt/Main.
- SCHWEITZER, H.-J.; GIESEN, P. (1980): Über *Taeniophyton inopinatum*, *Protolycopodites devonicus* und *Cladoxylon scoparium* aus dem Mitteldevon von Wuppertal. – Palaeontographica, **B 173**: 1 – 25; Stuttgart.
- SCHWEITZER, H.-J.; GIESEN, P. (2002): Wichtige neuere Pflanzenfunde im Mitteldevon von Wuppertal im Bergischen Land (Westdeutschland). – Palaeontographica, **B 262**: 91 – 117, 20 Abb., 7 Taf.; Stuttgart.
- SPRIESTERSBACH, J. (1925): Die Oberkoblenzschichten des Bergischen Landes und Sauerlandes. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **45**: 367 – 450, 1 Abb., 8 Taf.; Berlin.
- SPRIESTERSBACH, J. (1942): Lenneschiefer (Stratigraphie, Fazies und Fauna). – Abh. R.-Amt Bodenforsch., N. F., **203**: 219 S., 19 Abb., 11 Taf.; Berlin.
- STÄDTER, Th. (1989): Mikrofazies, Strukturverhältnisse und Diagenese der Wülfrather Kalksteinlagerstätte (Devon, Rheinisches Schiefergebirge). – Facies, **21**: 57 – 97; Berlin.
- STETS, J.; SCHÄFER, A. (2008): Geologie, Paläogeographie und Beckenanalyse im Rhenohertzynikum am Beispiel des Rheinprofils (Unterdevon, Rheinisches Schiefergebirge). – Decheniana, **161**: 93 – 110, 6 Abb.; Bonn.
- VOIGT, R. (1968): Schichtenfolge und Tektonik im westlichen Teil des Remscheid-Altener Großsattels (Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Mitt., **8**: 143 – 216; Aachen.
- WALLISER, O. H.; MICHELS, D. (1983): Der Ursprung des Rheinischen Schelfes im Devon. – N. Jb. Geol. u. Paläont. Abh., **166**: 3 – 18, 4 Abb.; Stuttgart.

## Karbon

- AMLER, M. R. W.; HERBIG, H.-G. (2006): Ostrand der Kohlenkalk-Plattform und Übergang in das Kulm-Becken im westlichsten Deutschland zwischen Aachen und Wuppertal. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland VI. Unterkarbon (Mississippium). – Schr.-R. Dt. Ges. Geowiss., **41**: 441 – 477, 3 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- BÄRTLING, R. (1909): Über den angeblichen Kohlenkalk der Zeche Neu-Diepenbrock III in Selbeck bei Mülheim-Saarn. – Z. dt. geol. Ges., Mber., **61**: 2 – 10, 1 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- BÖGER, H. (1962): Zur Stratigraphie des Unterkarbons im Velberter Sattel. – Decheniana, **114**: 133 – 170, 5 Abb., 4 Taf.; Bonn.
- BRAUN, A.; GURSKY, H.-G. (1991): Kieselige Sedimentgesteine des Unter-Karbons im Rhenoherynykum – eine Bestandsaufnahme. – Geol. et Palaeont., **25**: 57 – 77, 2 Abb., 2 Tab.; Marburg.
- BRAUCKMANN, C.; KOCH, L. (1994): Spinnentiere und Insekten aus dem Oberkarbon von Hagen-Vorhalle. – Fossilien, **11**: 45 – 55; Korb (Goldschneck).
- CONIL, R.; PAPROTH, E. (1968): Mit Foraminiferen gegliederte Profile aus dem nordwestdeutschen Kohlenkalk und Kulm. – Decheniana, **119**: 51 – 94, 3 Abb., 4 Tab., 6 Taf.; Bonn.
- EDER, F. W.; ENGEL, W.; FRANKE, W.; SADLER, P. M. (1983): Devonian and Carboniferous limestone-turbidites of the Rheinisches Schiefergebirge and their tectonic significance. – In: MARTIN, H.; EDER, F. W. [Hrsg.]: Intracontinental fold belts, 93 – 124, 13 Abb., 2 Taf.; Berlin (Springer).
- FIENE, M.; ROSENDAHL, W.; THELEN, K. [Hrsg.] (1996): Der Blaue See in Ratingen : Natur – Kultur – Mythos. – Natur- u. Kult.-Denkmäler Rheinl. u. Westf., **2**: 63 S., zahlr. Abb.; Gelsenkirchen, Schwelm (Ed. Archaea).
- FRANKE, W.; EDER, W.; ENGEL, W. (1975): Sedimentology of a Lower Carboniferous shelf-margin (Velbert Anticline, Rheinisches Schiefergebirge, W-Germany). – N. Jb. Geol. u. Paläont. Abh., **150**: 314 – 353, 16 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- HOSS, H. (1957): Untersuchungen über die Petrographie kulmischer Kieseliefer. – Beitr. Mineral. u. Petrogr., **6**: 59 – 88, 13 Abb., 20 Tab; Berlin, Göttingen, Heidelberg.
- JOSTEN, K. – H. (1983): Die fossilen Floren im Namur des Ruhrgebiets. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **31**: 327 S., 112 Abb., 10 Tab., 56 Taf.; Krefeld.
- KORN, D. (2003): Die Formationen der Kulm-Fazies im Rheinischen Schiefergebirge. – In: AMLER, M. R. W.; GEREKE, M.: Karbon-Korrelationstabelle (KKT). – Senckenb. Iethaea, **83** (1/2): 236 – 242; Frankfurt/Main.
- LUPPOLD, F. W.; CLAUSEN, C.-D.; KORN, D.; STOPPEL, D. (1994): Devon/Karbon-Grenzprofile im Bereich von Remscheid-Altener Sattel, Warsteiner Sattel, Briloner Sattel und Attendorn-Elsper Doppelmulde (Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. u. Paläont. Westf., **29**: 7 – 69, 16 Abb., 5 Tab., 6 Taf.; Münster.
- MENNING, M.; WEYER, D.; DROZDZEWski, G.; AMEROM, H. W. J. VAN; WENDT, I. (2000): A Carboniferous time scale 2000: Discussion and use of geological parameters as time indicators from Central and Western Europe. – Geol. Jb., **A 156**: 3 – 44, 7 Abb., 4 Tab.; Hannover.
- NICOLAUS, H.-J. (1963): Zur Stratigraphie und Fauna der *crenistris*-Zone im Kulm des Rheinischen Schiefergebirges. – Beih. geol. Jb., **53**: 246 S., 32 Abb., 15 Tab., 22 Taf.; Hannover.
- PAPROTH, E. (1969): Die Parallelisierung von Kohlenkalk und Kulm. – In: Comptes Rendu / 6. Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère, **1**: 279 – 291, 2 Abb., 7 Tab., 2 Taf.; Maastricht.
- PAPROTH, E. (1989): Die paläogeographische Entwicklung Mittel-Europas im Karbon. – Geol. Jb. Hessen, **117**: 53 – 68; Wiesbaden.
- PAPROTH, E.; STOPPEL, D.; CONIL, R. (1973): Révision micropaléontologique des sites Dinantiens de Zippenhaus et de Cromford (Allemagne). – Bull. Soc. belge Géol., **82**: 51 – 139, 4 Abb., 5 Tab., 6 Taf.; Bruxelles.
- PAUL, H. (1938): Das Unterkarbon der Gegend von Lintorf. – Decheniana, **A 97**: 25 – 42, 3 Taf.; Bonn.
- PAUL, H. (1939): Die Etroeuingt-Schichten des Bergischen Landes. – Jb. Peuß. Geol. L.-Anst., **59**: 647 – 726, 4 Abb., 4 Taf.; Berlin.
- RIBBERT, K.-H. in WREDE, V. (2005): Zur lithofaziellen Gliederung des sandigen flözleeren Oberkarbons (Silesium) am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges. – In: Stratigraphische Kommission Deutschlands [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland V. Das Oberkarbon (Pennsylvanium) in Deutschland. – Cour. Forschungsinst. Senckenb., **254**: 225 – 254, 3 Abb., 2 Tab.; Frankfurt/Main.

- RICHTER, E.; AMLER, M. R. W. (1994): Bivalven und Rostrochonchien aus dem Velberter Kalk von Velbert (Unterkarbon; Bergisches Land). – *Geol. et Palaeont.*, **28**: 103 – 139; Marburg.
- SCHÄFER, A.; DROZDZEWSKI, G.; SÜSS, P. (2002): Das Variscische Vorlandbecken. Das Aachener Kohlerevier und Ruhr-Kohlerevier als geologische Fallstudie eines Ablagerungsraumes im Oberkarbon. – In: Kunst- und Ausstellungshalle der Bundesrepublik Deutschland [Hrsg.]: *Schriftenreihe Forum*, **11**: Elemente des Naturhaushalts III, Erde: 116 – 125, 7 Abb.; Bonn (Wienand).
- STOPPEL, D.; KORN, D.; AMLER, M. R. W. (2006): Der Nord- und Nordostrand des Rheinischen Schiefergebirges und das zentrale Sauerland. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission [Hrsg.]: *Stratigraphie von Deutschland VI. Unterkarbon (Mississippium)*. – *Schr.-R. Dt. Ges. Geowiss.*, **41**: 330 – 357, 12 Abb.; Hannover.
- SÜSS, P.; DROZDZEWSKI, G.; SCHÄFER, A. (2000): Sequenzstratigraphie des kohleführenden Oberkarbons im Ruhr-Becken. – *Geol. Jb.*, **A 156**: 45 – 106, 31 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- THOMAS, E. [Hrsg.] (1992): Oberdevon und Unterkarbon von Aprath im Bergischen Land (Nördliches Rheinisches Schiefergebirge). Ein Symposium zum Neubau der Bundesstraße 224. – 468 S., zahlr. Abb. u. Taf.; Köln (von Loga).
- THOMAS, E.; ZIMMERLE, W. (1994): Oolithe und Onkolithe im Unterkarbon des Velberter Sattels. – *Archäol. Ruhrgebiet*, **2**: 49 – 64; Gelsenkirchen (Ed. Archaea).
- WACHENDORF, H. (1965): Wesen und Herkunft der Sedimente des westfälischen Flözleeren. – *Geol. Jb.*, **82**: 705 – 754, 12 Abb., 2 Tab., 4 Taf.; Hannover.
- WREDE, V. (2003): Neue Festlegungen in der Oberkarbon-Stratigraphie. – *Glückauf-Forsch.-H.*, **64**: 13 – 17, 3 Abb.; Essen.
- Perm bis Kreide**
- DROZDZEWSKI, G.; HARTKOPF-FRÖDER, CHR.; LANGE, F.-G.; OESTERREICH, B.; RIBBERT, K.-H.; VOIGT, S.; WREDE, V. (1998): Vorläufige Mitteilung über unterkretazischen Tiefenkarst im Wülfrather Massenkalk (Rheinisches Schiefergebirge). – *Mitt. Verb. dt. Höhlen- u. Karstforsch.*, **44**: 54 – 64, 9 Abb.; München.
- HEITFELD, K.-H. (1956): Die roten Schichten von Menden (Mendener Konglomerat). – *Z. dt. geol. Ges., Abh.*, **106**: 387 – 401, 3 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- HERNGREEN, H. F. W.; HARTKOPF-FRÖDER, CHR.; RUEGG, G. H. J. (1994): Age and depositional environment of the Kuhfeld Beds (Lower Cretaceous) in the Alstätte Embayment (W Germany, E Netherlands). – *Geol. en Mijnb.*, **72**: 375 – 391, 15 Abb.; Ede.
- KAHRS, E. (1927): Der Kassenberg an der Ruhr, ein geologisches Naturdenkmal. – *Natur u. Museum*, **63**: 382 – 386; Frankfurt/Main.
- MÜLLER, W.; SCHÖNE-WARNEFELD, G. (1985): Die Deckgebirgsgeologie der Reservfelder des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlenreviers. – In: KLEIN, J. [Hrsg.]: *Handbuch des Gefrierschachtbaus im Bergbau*: 124 – 140, 8 Abb.; Essen (Glückauf).
- PARRISH, J. T. (1999): Pangaea und das Klima der Trias. – In: HAUSCHKE, N.; WILDE, V. (1999): 38 – 42, 6 Abb.; München (Pfeil).
- RIBBERT, K.-H. (2011): Sedimente des Paläokarstes im devonischen Massenkalk von Wülfrath (Bergisches Land). – *scriptum*, **20**: 64 S., 41 Abb., 5 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- SCHERER, U.; STOTTROP, U. (1995): Die Kreide am Kassenberg. – In: WEIDERT, W. K. [Hrsg.]: *24 Fundgebiete und Aufschlüsse in Dänemark, Deutschland, Frankreich, Österreich, Rußland, Schweiz und Tschechien*: 127 – 140, Abb.; Korb.
- WIEDMANN, J.; SCHNEIDER, H. L. (1979): Cephalopoden und Alter der Cenoman-Transgression von Mülheim-Broich, SW-Westfalen. – *Aspekte der Kreide, IUGS, (A)* **6**: 645 – 680, 10 Abb., 10 Taf.; Stuttgart.

## Tertiär und Quartär

- ALTMAYER, H. (1993): Feuersteine in der Kölner Bucht. – Natur am Niederrhein, N. F., **8**: 45 – 47, 3 Abb.; Krefeld.
- BOENIGK, W. (1981): Die Gliederung der tertiären Braunkohledeckschichten in der Ville (Niederrheinische Bucht). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **29**: 193 – 263, 10 Abb., 8 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- BOENIGK, W.; HOSELMANN, C. (2003): Tertiäre und unterpleistozäne Terrassenablagerungen am Mittelrhein. – In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: Landschaftsgeschichte im europäischen Rheinland. – GeoArchaeoRhein, **4**: 193 – 243, 15 Abb., 3 Tab.; Münster.
- BONGARD, J. H. ([o.J.]): Wanderung zur Neandershöhle : eine topographische Skizze der Gegend von Erkrath an der Düssel. – 67 S., 3 Abb.; Düsseldorf (Arnz). – [Nachdr. d. Ausg. 1835]
- BREDDIN, H. (1932): Das Braunkohlentertiär am Ost- und Südrande der Kölner Bucht. – Ber. Versamml. niederrh. geol. Ver., **24/25**: 23 – 58, 7 Abb., 2 Tab.; Bonn.
- BREDDIN, H. (1932): Die Feuersteingerölle im Niederrheinischen Tertiär, ein Beweis für die paralische Natur der Braunkohlenflöze. – Zbl. Mineral., Geol. u. Paläont., B, **8**: 395 – 404, 2 Abb.; Stuttgart.
- BRUNNACKER, K.; FARROKH, F.; SIDIROPOULOS, D. (1982): Die altquartären Terrassen östlich der Niederrheinischen Bucht. – Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd. **42**: 215 – 226, 3 Abb., 1 Tab.; Berlin, Stuttgart.
- FEY, M. (1974): Geomorphologische Untersuchungen im Bergischen Land (Rheinisches Schiefergebirge). – Düsseldorfer geogr. Schr., **1**: 181 S., 44 Abb., 7 Tab.; Düsseldorf.
- GRÜNHAGEN, H. (1981): Zur Verbreitung der Trachyttuffe des Siebengebirges. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **29**: 59 – 72, 1 Abb.; Krefeld.
- HELAL, A. H. (1958): Das Alter und die Verbreitung der tertiären Braunkohlen von Bergisch Gladbach östlich von Köln. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **2**: 419 – 435, 6 Abb.; Krefeld.
- JUX, U. (1956): Über Alter und Entstehung von Decksand und Löß, Dünen und Windschliffen an den Randhöhen des Bergischen Landes östlich von Köln. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **104**: 226 – 254, 10 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- JUX, U.; STRAUCH, F. (1967): Zum marinen Oligozän am Bergischen Höhenrand. – Decheniana, **118** (2): 125 – 133, 2 Abb., 3 Taf.; Bonn.
- KLOSTERMANN, J. (1992): Das Quartär der Niederrheinischen Bucht : Ablagerungen der letzten Eiszeit am Niederrhein. – 200 S., 30 Abb., 8 Tab., 2 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- KLOSTERMANN, J. (1999): Das Klima im Eiszeitalter. – 284 S., 90 Abb., 7 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- KOENIGSWALD, W. VON (2002): Palmen und Krokodile im Siebengebirge. Fossilien aus Rott bei Hennef. – In: BUSCH, B. [Hrsg.]: Erde: 518 – 526, 6 Abb.; Köln.
- LANGER, W. (1967): Notizen über einige Oligozän-Vorkommen in der weiteren Umgebung von Ratingen bei Düsseldorf. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1967** (5): 305 – 307; Stuttgart.
- MEYER, W. (2002): Zur Geologie des Siebengebirges. – In: BUSCH, B. [Hrsg.]: Erde: 509 – 517, 2 Abb.; Köln.
- MÖRS, T. (1995): Die Sedimentationsgeschichte der Fossilagerstätte Rott und ihre Alterseinstufung anhand neuer Säugetierfunde (Oberoligozän, Rheinland). – Cour. Forsch.-Inst. Senckenb., **187**: 129 S., 14 Abb., 14 Taf.; Frankfurt/Main.
- NICKE, H. (1993): Reliefgenese des nordostrheinischen Schiefergebirges zwischen Rhein, Ruhr und Sieg. – Bonner geowiss. Schr., **6**: 382 S., 42 Abb., zahlr. Abb. im Anh.; Bonn.
- NICKE, H.; GALUNDER, R. (1990): Reliefgenese im Einzugsgebiet der Wupper. – Decheniana, **143**: 455 – 475, 11 Abb., 5 Tab., 1 Taf.; Bonn.
- PEITZ, C.; MÖRS, T.; SCHOLZ, F.; HIERHOLZER, E. (2001): Das Braunkohle-Tertiär der südöstlichen Niederrheinischen Bucht an der ICE-Neubaustrecke Köln – Rhein/Main. – Decheniana, Beih., **39**: 69 – 101, 16 Abb., zahlr. Abb. im Anh.; Bonn.
- RULAND, M. R. (1926): Die Terrassen am Rand der Niederrheinischen Bucht zwischen Sieg und Wupper. – Decheniana, **82**: 396 – 451, 1 Abb., 3 Taf.; Bonn.
- RUTHMANN, K. H. (1973): Miozäne Quarzite am Stinkenberg, im übrigen Angerland und seinen Randgebieten. – Die Quecke, **43**: 24 – 29, 2 Abb., 1 Tab.; Ratingen-Lintorf.
- SCHIRMER, W. (2003): Stadien der Rheingeschichte. – In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: Landschaftsgeschichte im europäischen Rheinland. – GeoArchaeoRhein, **4**: 21 – 80, 23 Abb., 3 Tab.; Münster.

- SCHMIDT, K.-H. (1975): Geomorphologische Untersuchungen in Karstgebieten des Bergisch-Sauerländischen Gebirges. – Bochumer geogr. Arb., **22**: 156 S., 24 Abb., 17 Tab., 1 Kte.; Paderborn.
- SCHMITZ, R.-W.; THISSEN, J. (2000): Neandertal : die Geschichte geht weiter. – XIX + 327 S., 116 Abb.; Heidelberg [u. a.] (Spektrum, Akad. Verl.).
- SCHNÜTGEN, A. (2003): Die Petrographie und Verbreitung tertiärer Schotter der Vallendar-Fazies im Rheinischen Schiefergebirge, ihre paläoklimatologische und geographische Bedeutung. – In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: Landschaftsgeschichte im europäischen Rheinland. – GeoArchaeoRhein, **4**: 155 – 191, 3 Abb., 12 Tab.; Münster.
- SCHWARZHANS, W. (2008): Otolithen aus küstennahen Sedimenten des Ober-Oligozän der Niederrheinischen Bucht (Norddeutschland). – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **248** (1): 11 – 44, 11 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- SKUPIN, K.; SPEETZEN, E.; ZANDSTRA, J. G. (1993): Die Eiszeit in Nordwestdeutschland. Zur Vereisungsgeschichte der Westfälischen Bucht und angrenzender Gebiete. – 143 S., 49 Abb., 24 Tab., 2 Taf., 2 Kt.; Krefeld.
- TAKAHASHI, K.; JUX, U. (1994): Sporomorphen aus den Bergisch Gladbacher Schichten, Oligozän. – Decheniana, **147**: 193 – 208, 5 Abb., 6 Tab.; Bonn.
- TODT, W.; LIPPOLT, H. J. (1980): K-Ar age determinations on Tertiary volcanic rocks: V. Siebengebirge, Siebengebirgs-Graben. – J. Geophys., **48**: 18 – 27, 4 Abb., 2 Tab.; Berlin.
- VIETEN, K.; HAMM, H.-M.; GRIMMEISEN, W. (1988), mit Beitr. von MEYER, W.: Tertiärer Vulkanismus im Siebengebirge. – Fortschr. Miner., Beih., **66** (2): 1 – 42, 10 Abb.; Stuttgart.
- ZAGWIJN, W. H.; HAGER, H. (1987): Correlations of continental and marine deposits in the South-eastern Netherlands and the Lower Rhine district. – Meded. Werkgr. Tert. Kwart. Geol., **24**: 59 – 78, 15 Abb.; Leiden.
- ZAPP, R. (2003): Analyse und Bilanzierung der quartären Tektonik des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges unter Bezug auf die Raumlage der jüngeren Hautterrasse. – Bonner Geowiss. Schr., **30**: VI + 207 S., 73 Abb., 6 Tab., 5 Taf., 4 Beil.; Bonn.
- Vor- und frühgeschichtliche Besiedlung**
- BECKER, TH. (2004): St. Martin in Langenfeld-Richrath : Ergebnisse der Ausgrabungen 2002 – 2003. – Rhein. Heimatpfl., **41** (3): 190 – 198; Köln.
- BINDIG, G. (1971): Bericht über Ausgrabungen in nieder-rheinischen Kirchen II. – Rheinische Ausgrab., **9**: 68 – 75; Bonn.
- BUTTLER, W. (1936): Die Erdenburg bei Bensberg, Bez. Köln, eine germanische Festung der Spätlatènezeit. – Germania, **20**: 173 – 184; Berlin.
- FRANK, TH. (1998): Die neolithische Besiedlung zwischen der Köln-Bonner Rheinebene und den Bergischen Hochflächen. – Archäol. Ber., **10**; Bonn.
- GECHTER, M. (2001): Die Wirtschaftsbeziehungen zwischen dem Römischen Reich und dem Bergischen Land. – In: GRÜNEWALD, TH. [Hrsg.]: Germania Inferior: 517 – 546; Berlin.
- GECHTER, M. (2007): Caesars erster Rheinübergang. – In: UELSBERG, G. [Hrsg.]: Krieg und Frieden: 200 – 202; Bonn.
- GECHTER, M.; GECHTER-JONES, J. (1997): Die Befestigung einer frührömischen Handelsstation im freien Germanien. – Archäol. Rheinld., **1996**: 45 – 47; Köln.
- GECHTER, M.; GÖBEL, J. (1993): Vor- und Frühgeschichte im Rösrather Raum. – In: GERNERT, K.-D.; WOLFF, H. [Hrsg.]: Chronik der Gemeinde Rösrath, **1**: 35 f.; Rösrath.
- GÖRÜR, Z. (2004): Ein neolithisches Erdwerk in Mondorf. – In: KUNOW, J. [Hrsg.]: Archäol. Rheinld., **2003**: 43 – 45; Köln.
- HEINEN, M.; NEHREN, R.; WEINER, J. (2004): Älteste Bandkeramik und Flomborn. – In: KUNOW, J. [Hrsg.]: Archäol. Rheinld., **2003**: 27 – 30; Stuttgart.
- HENKE, W. (1986): Die magdalénienzeitlichen Menschenfunde von Oberkassel bei Bonn. – Bonner Jb., **186**: 317 – 366; Köln.
- HEUSCHEN, W. et al. (2006): Neue Altsteinzeitliche Kunst aus dem Siegtal. – Archäol. Rheinld., **2005**: 31 – 34; Stuttgart.
- JOACHIM, H.-E. (2002): Porz – Lind : Ein mittel- bis spät-latènezeitlicher Siedlungsplatz im Linder Bruch (Stadt Köln). – Rhein. Ausgrab., **47**; Mainz.
- JOACHIM, H.-E. (1982): Die Ausgrabungen auf dem Petersberg bei Königswinter, Rhein-Sieg-Kreis. – Bonner Jb., **182**: 393 – 439; Köln.

- LOMMERZHEIM, R.; OESTERWIND, B. C. (1995): Die hallstattzeitliche Siedlung von Düsseldorf-Rath. – Rhein. Ausgrab., **38**: 74 – 123, 1 Abb.; Köln.
- MARSCHALL, A.; NARR, K. J.; USLAR, R. VON (1954): Die vor- und frühgeschichtliche Besiedlung des Bergischen Landes. – Z. Bergischer Geschichtsverein, **73**: 272 S.; Neustadt/Aisch.
- MEIR-ARENDE, W. et al. (1984): Ein Verwahrfund des 4. Jahrhunderts aus dem Königsforst bei Köln. – Bonner Jb., **184**: 335 – 477; Köln.
- NOBIS, G. (1986): Die Wildsäuetiere in der Umwelt des Menschen von Oberkassel bei Bonn und das Domestikationsproblem von Wölfen im Jungpaläolithikum. – Bonner Jb., **186**: 367 – 376; Köln.
- SCHMITZ, R. W. (2001): Das Puzzle geht weiter – neue urgeschichtliche Funde aus dem Neandertal. – Archäol. Rheinld., **2000**: 19 – 20; Köln.
- SCHULER, A. (2000): ICE-Neubaustrecke: eine eisenzeitliche Siedlung bei Stieldorferhohn. – Archäol. Rheinld., **1999**: 69 – 72; Köln.
- ## Lagerstätten
- BÄRTLING, R. (1909): Über den angeblichen Kohlenkalk der Zeche Neu-Diepenbrock III in Selbeck bei Mülheim-Saarn. – Z. d. geol. Ges., Mber. **61**: 2 – 10, 1 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- BEHR, H.; GERLER, J.; HEIN, U.; REUTEL, C. (1993): Tectonic Brines und Basement Brines in den mitteleuropäischen Varisziden: Herkunft, metallogenetische Bedeutung und geologische Aktivität. – Göttinger Arb. Geol. u. Paläont., **58**: 3 – 28, 9 Abb., 1 Taf., 1 Taf.; Göttingen.
- BERRÉS, F. (1996): Gesteine des Siebengebirges : Entstehung – Gewinnung – Verwendung. – 141 S., zahlr. Abb.; Siegburg (Rheinlandia Verl.).
- BÖKER, H. E. (1906): Die Mineralausfüllung der Querverwerfungsspalten im Bergrevier Werden und einigen angrenzenden Gebieten. – Glückauf, **1906**: 1065 bis 1083, 11 Abb., 1 Taf.; Essen.
- BUFF, E. (1882): Beschreibung des Bergreviers Deutz. – 97 S., 10 Tab.; Bonn. – [Nachdr. Bergisch Gladbach 1982]
- DOLEZALEK, B. (1978): Nutzbare Lockergesteine in Nordrhein-Westfalen. – 96 S., 11 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- DROZDZEWSKI, G. (2007): Lagerstätten nutzbarer Festgesteine in Nordrhein-Westfalen. – 163 S., 74 Abb., 10 Tab., 1 Anl.; Krefeld.
- GEURTS, G.; OMMER, H.; STAHL, H. (2004): Das Erbe des Erzes, **2**: Die Gruben auf den Gangerzlagerstätten im Erzrevier Bensberg. – 336 S., 164 Abb., zahlr. Kt.; Bergisch Gladbach.
- GEURTS, G.; HILDEN, H. D.; OMMER, H.; STAHL, H. (2006): Das Erbe des Erzes, **3**: Die Gruben in der Paffrather Kalkmulde. – 176 S., 65 Abb., zahlr. Kt.; Bergisch Gladbach.
- GEURTS, G.; HILDEN, H. D.; OMMER, H.; RAIMANN, S.; STAHL, H. (2008): Das Erbe des Erzes, **4**: Der Lüderich. – 255 S., zahlr. Abb. u. Kt.; Bergisch Gladbach.
- GOTTHARDT, R. (1962): Karbonatgesteinslagerstätten und die Möglichkeiten ihrer Untersuchungen durch den Geologen, veranschaulicht an einigen Beispielen aus dem Rheinischen Schiefergebirge. – Geol. Mitt., **3**: 107 – 118, 4 Abb., 1 Taf.; Aachen.
- HEIN, U. (1993): Synmetamorphic Variscan siderite mineralisation of the Rhenish Massif, Central Europe. – Mineralog. Mag., **57**: 451 – 467, 10 Abb., 3 Tab.; London.
- HESEMANN, J. (1978): Der Blei-Zink-Erzbezirk des Bergischen Landes (Rheinisches Schiefergebirge) als Prototyp einer frühorogenen und palingenen Vererzung. – Decheniana, **131**: 292 – 299; Bonn.
- HEUSLER, C. (1897): Beschreibung des Bergreviers Brühl-Unkel und des Niederrheinischen Braunkohlenbeckens. – 239 S., 4 Taf., 1 Kt.; Bonn (Adolph Markus).
- HOFFMANN, A. (1952): Die Erzlagerstätten zwischen Wied und Agger. – Geol. Jb., **66**: 165 – 178; Hannover.
- HUSKE, J. (1987): Die Steinkohlenzechen im Ruhrrevier : Daten und Fakten von den Anfängen bis 1986. – Veröff. dt. Bergb.-Mus. Bochum, **40**: 1 102 S.; Bochum.
- LEHMANN, H.; PIETZNER, H. (1970): Der Lüderich-Gangzug und das Gangvorkommen Nicolaus-Phönix im Bergischen Land : Ein Beitrag zur Geologie und Geochemie. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **17**: 589 – 664; Krefeld.
- LEHMANN, H. (1983): Die Blei-Zink-Grube Lüderich im Bergischen Land. – Aufschluss, **34**: 347 – 356, 7 Abb.; Heidelberg.
- LEHMANN, H. (1983): Geschichte Erzgrube Lüderich, Bergisches Land. – Aufschluss, **34**: 357 – 364, 4 Abb.; Heidelberg.

- LEUCHS, W. (1985): Beziehungen zwischen Verquarzung und Dolomitisierung der devonischen Riffkalke von Dornap bei Wuppertal. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1985**: 129 – 152; Stuttgart.
- LÜTSCH, R.- U. (1980): Der Velberter Bergbau und das Bergrevier Werden : die Geschichte des Velberter Bergbaus; mit Grundzügen der Geologie des Bergreviers Werden. – VII + 253 S., 50 Abb., 5 Tab., 20 Ktn.; Neustadt a. d. Aisch (Schmidt).
- NEHLS, A. (1993): Aller Reichtum lag in der Erde. Die Geschichte des Bergbaus im Oberbergischen Kreis. – 431 S., zahlr. Abb., 2 Ktn.; Gummersbach (Gronenberg).
- SCHAEFFER, R. (1983): Vererzungen in karbonischen und tertiären Sedimenten bei Velbert (Niederbergisches Land) – eine Zeitmarke für die saxonische Mineralisation des Rheinischen Schiefergebirges? – Z. dt. geol. Ges., **134**: 225 – 245, 4 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Hannover.
- SCHERP, A.; STADLER, G. (1973): Aspekte der Erzbildung im Siegerland. – Z. dt. geol. Ges., **124**: 51 – 59; Hannover.
- SLOTTA, R. (1983): Technische Denkmäler in der Bundesrepublik Deutschland, **4**: Der Metallergbergbau, Tl. 1. – Veröff. dt. Bergb.-Mus. Bochum, **26**: XX + 852 S., zahlr. Abb. u. Tab.; Bochum.
- SLOTTA, R. (1986): Technische Denkmäler in der Bundesrepublik Deutschland, **5**: Der Eisensteinbergbau, Tl. 1. – Veröff. dt. Bergb.-Mus. Bochum, **38**: XXI + 1151 S., zahlr. Abb. u. Tab.; Bochum.
- STEFFENS, G. (1990): Ein (fast) vergessenes Bergwerk bei Solingen. – Antberg, **41**: 10 – 15, 2 Taf.; Hemer.
- VOLMERT, T. (1970): Vom Lintorfer Bergbau im 19. Jahrhundert. – Die Quecke. Angerländer Heimatblätter, Sondernummer: 6 – 43, 23 Abb., 2 Tab.; Ratingen-Lintorf.
- WETTIG, E. (1974): Die Erzgänge des nördlichen rechtsrheinischen Schiefergebirges, ihr Inhalt und ihre tektonischen Zusammenhänge. – Clausth. Geol. Abh., **19**: 363 S., 158 Abb., 145 Tab., 6 Kt.; Clausthal-Zellerfeld.
- Hydrogeologie**
- Ad-hoc-AG Hydrogeologie (1997): Hydrogeologische Kartieranleitung. – Geol. Jb., **G 2**: 157 S., 15 Abb., 6 Tab., 10 Anl.; Stuttgart (B.-Anst. Geowiss. u. Rohst. u. Staatl. Geol. Dienste B.-Rep. Dtl.).
- BOGENA, H.; KUNKEL, R.; SCHÖBEL, TH.; SCHREY, H. P.; WENDLAND, F. (2003): Assessment of the quantitative status of groundwater bodies in North Rhine Westphalia by determining the mean groundwater recharge level. – Schr.-R. dt. geol. Ges., **28**: 8 – 12, 4 Abb.; Hannover.
- GAWLIK, A. (1995): Veränderungen in den hydrogeologischen Verhältnissen des Velberter Sattels (Niederbergisches Land) durch Kalksteinabbau und Besiedlung. – Diss. Univ. GHS Essen: 152 S., 35 Abb., 14 Tab., 2 Taf.; Essen.
- HAGER, H.; HAMMLER, U.; HILDEN, H. D.; HISS, M.; KAMP, H. VON; LANGE, F.-G.; MICHEL, G.; MÜLLER, H.-P.; PAAS, W.; REINHARDT, M. (1986): Erläuterungen zu Blatt C 5106 Köln. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 100 000>, Erl., **C 5106**: 78 S., 15 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- HILDEN, H. D.; KAMP, H. VON (1974): Erschließung von Grundwasser durch Bohrbrunnen im rechtsrheinischen Schiefergebirge des Landes Nordrhein-Westfalen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **20**: 237 – 258, 8 Abb., 3 Tab.; Krefeld.
- Informationssystem Hydrogeologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000. – Hrsg. Geol. Dienst Nordrh.-Westf.; Krefeld.
- JUX, U.; SIMON, V. (1990): Isotopische Typisierung von Oberflächen- und Grundwässern aus der Bergisch Gladbach-Paffrather Mulde (Bergisches Land). – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **2**: 91 – 108, 5 Abb., 4 Tab.; Stuttgart.
- KLÜNKER, J. (1997): Lokale Grundwasserfließsysteme im Grenzbereich zwischen paläozoischen Festgesteinen und känozoischen Lockergesteinen : eine geologisch-hydrogeologisch-wasserwirtschaftliche Studie im Übergangsbereich Niederbergisches Land / Niederrheinische Bucht. – Mitt. Ing.- u. Hydrogeol., **68**: 241 S., 55 Abb., 9 Tab., 3 Taf.; Aachen.
- LANGGUTH, H.-R. (1966): Die Grundwasserverhältnisse im Bereich des Velberter Sattels (Rheinisches Schiefergebirge). – Düsseldorf.
- MICHEL, G.; ADAMS, U.; SCHOLLMAYER, G. (1998): Mineral- und Heilwässervorkommen in Nordrhein-Westfalen und angrenzenden Gebieten. – 80 S., 16 Abb., 11 Tab., 1 Kt. in der Anl.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

- MÜLLER, H. P.; SUCHAN, K.-H. (1985): Hydrogeologische Karte von Nordrhein-Westfalen <1 : 50 000> Blatt L 5110 Waldröhl. – 1 Kt.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- THOME, K. N. (1974): Grundwasserhöfigkeiten im Rheinischen Schiefergebirge in Abhängigkeit von Untergrund und Relief. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **20**: 259 – 280, 5 Abb., 1 Taf.; Krefeld.
- WEYER, K. U. (1972): Ermittlung der Grundwassermengen in den Festgesteinen der Mittelgebirge aus Messungen des Trockenwetterabflusses. – Geol. Jb., **C 3**: 19 – 114, 40 Abb., 11 Tab.; Hannover.
- WILDER, H.; TRESKATIS, CH. (2004): Auswirkungen von Tiefenwasserzutritten aus dem Liegenden der pleistozänen Terrassen im Bereich des Wasserwerks Broichhofstraße der Stadtwerke Ratingen GmbH. – Mitt. Ing.- u. Hydrogeol., **89**: 147 – 157, 7 Abb., 1 Tab.; Aachen.
- WIMMER, G. (2002): Ermittlung des Grundwasserdargebotes in Karst- und Klufthaquiferen des Rheinischen Schiefergebirges mit Hilfe Geografischer Informationssysteme in ausgewählten Einzugsgebieten im Raum Bergisch Gladbach und Kronenburg/Eifel. – Mitt. Ing.- u. Hydrogeol., **82**: XIV + 314 S., 74 Abb., 25 Tab., 8 Anl.; Aachen (Lehrstuhl für Ingenieurgeologie und Hydrogeologie).
- BOHN, U.; BUTZKE, H.; GENSSLER, H.; HAASE, H.-B.; KRAUSE, A.; LOHMEYER, W.; ROST, F.; TRAUTMANN, W.; WACHTER, H.; WOLF, G.; ZAK, K.; ZEZZSCHWITZ, E. VON (1978): Naturwaldzellen in Nordrhein-Westfalen, Teil II (Bergisches Land, Sauerland). – Schr.-R. L.-Anst.Ökol. Landschaftsentwickl. u. Forstplan. Nordrh.-Westf., **3**: 103 S., 21 Abb., 4 Kt.; Düsseldorf.
- GALUNDER, R.; NEUMANN, R. (1990): Der Rückgang der Magerrasen, Feuchtwiesen und Hangmoore im Oberbergischen Kreis. – Schr.-R. Naturschutz u. Landsch.-pfl., **35**: 31 S.; Neuss.
- HESMER, H. (1958): Wald- und Forstwirtschaft in Nordrhein-Westfalen: 540 S.; Hannover (Schaper).
- KOLBE, W. [Hrsg.] (1988): Pflanzenkundliche Betrachtungen Heil- und Giftpflanzen, Wildkräuter und Gehölze, **Bd. IV**: 136 S., einige Abb.; Born (Wuppertal).
- KUNTZE, H.; ROESCHMANN, G.; SCHWERTDFEGER, G. (1994): Bodenkunde, 5. Aufl. – 424 S., 178 Abb., 188 Tab., 4 Taf.; Stuttgart (Ulmer).
- MÜCKENHAUSEN, E. (1993): Die Bodenkunde und ihre geologischen, geomorphologischen, mineralogischen und petrologischen Grundlagen, 4. Aufl. – 579 S., 185 Abb., 24 Taf.; Frankfurt/Main (DLG-Verlag).
- SCHACHTSCHABEL, P.; BLUME, H.-P.; BRÜMMER, G.; HARTGE, K.-H.; SCHWERTMANN, U. (1998), u. Mitarb. v. AUERSWALD, K.; BEYER, L.; FISCHER, W. R.; KÖGEL-KNABNER, I.; RENGER, M.; STREBEL, O.: Scheffer / Schachtschabel – Lehrbuch der Bodenkunde, 12. Aufl. – 494 S., 248 Abb., 100 Tab., 1 Taf.; Stuttgart (Thieme, Enke).

## Boden

- AG Boden (1996): Bodenkundliche Kartieranleitung, 4. Aufl. – 392 S., 33 Abb., 91 Tab.; Hannover. – [veränd. Nachdruck]
- Arbeitskreis Großmaßstäbige Bodenkartierung (2000): Richtlinien für die großmaßstäbige Bodenkartierung. – 141 S., 10 Abb., 15 Tab.; Krefeld. – [Unveröff.]
- Arbeitskreis für Bodensystematik der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft (1998): Systematik der Böden und der bodenbildenden Substrate Deutschlands. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **86**: XII + 180 S., zahlr. Abb. u. Tab.; Oldenburg.
- Arbeitskreis Standortkartierung in der Arbeitsgemeinschaft Forsteinrichtung (1996): Forstliche Standortaufnahme, 5. Aufl. – 352 S., 29 Abb., 106 Tab.; Eching bei München (IHW-Verlag).

## Geotope

- Ad-Hoc-AG Geotopschutz (1996): Arbeitsanleitung Geotopschutz in Deutschland. Leitfaden der Geologischen Dienste der Länder der Bundesrepublik Deutschland. – Angew. Landschaftsökol., **9**: 105 S.; Bonn-Bad Godesberg.
- ALBERS, H. J.; BURGHARDT, O.; CLAUSEN, C.-D.; DINTER, W. (1982): Bald mehr Schutzmöglichkeiten für Zeugen der Erdgeschichte : GeoschOb-Kataster NW erfaßt aus geowissenschaftlicher Sicht schutzwürdige Objekte. – LÖLF-Mitt. **7** (1): 7 – 15, 7 Abb.; Münster-Hiltrup/Westf.
- FIEBER, B. (1997): Rechtsgrundlagen des Geotopschutzes in Deutschland : Eine Bestandsaufnahme und Handlungsbedarf. – Schr.-R. dt. geol. Ges. **5**: 36 – 40; Hannover.

- GAWLIK, A. (1999): Schutzwürdige Geotope in Nordrhein-Westfalen. – Schr.-R. dt. geol. Ges. **7**: 42 – 43; Hannover.
- GAWLIK, A.; WREDE, V. (2002): Geotopschutz im Ballungsraum. – scriptum, **9**: 39 – 43, 9 Abb; Krefeld.
- GERLACH, R. (1997): Paläontologische Bodendenkmalpflege: Wie ein Kulturgüterschutz dem Geotopschutz nützt. – Natur- u. Landschaftskde., **33**: 12 – 21, 2 Abb.; Möhnesee-Körbecke.
- WREDE, V. (1997): Geotopschutz in Nordrhein-Westfalen : Ziele, Möglichkeiten, Probleme. – Natur- u. Landschaftskde., **33**: 1 – 12, 5 Abb.; Möhnesee-Körbecke.

# Glossar

**Abschiebung**, relative Abwärtsbewegung einer Gesteinsscholle an einer → Verwerfung → Aufschiebung

**Achse** → Faltenachse

**Acritarchen**, künstliche Gruppe von kugeligen bis sternförmigen Mikrofossilien mit ähnlichen Bauplänen, jedoch vermutlich unterschiedlicher Herkunft, Größe 0,01 – 1 mm; Präkambrium- bis Jungtertiär-Zeit

**Akkumulation**, Anhäufung von lockeren Massen, z. B. von Lockergesteinen

**Ammoniten**, ausgestorbene Kopffüßer mit spiralig aufgerolltem Gehäuse; Ordovizium- bis Kreide-Zeit

**Anstehendes, anstehen**, als Anstehendes oder anstehendes Gestein bezeichnet man in der Geologie Gesteine, die noch in einem festen Verband mit den Gesteinen des Untergrundes stehen; das Anstehende zeigt exakt die an der jeweiligen Stelle anzutreffenden geologischen Verhältnisse; ein von einem Felsen abgebrochener Block steht nicht an

**Antiklinale**, großräumige geologische Sattelstruktur mit mehreren Kilometern Breite, besteht meist aus mehreren kleineren Falten

**äolisch**, durch den Wind bewirkt oder abgelagert

**arid**, trocken, dürr; im ariden Klima ist die Verdunstung größer als der Niederschlag

**artesisch** (artesisches Grundwasser, artesischer Brunnen), Grundwasser, das durch Überdruck bei freiem Auslauf bis an die Geländeoberfläche steigt

**Aufschiebung** → tektonische Trenn- und Bewegungsfläche, an der Gesteinsschollen aufeinander geschoben sind

**Aufschluss** (geologisch), Stelle, an der Gestein unverhüllt zutage tritt; Aufschlüsse können durch die Kräfte der Natur (z. B. Felsen) oder künstlich durch den Menschen (z. B. Steinbrüche) geschaffen werden

**Ausstreichen, Ausstrich**, Schnitt eines geologischen Körpers (z. B. Gesteinsscholle, geologische Falte) mit der Erdoberfläche

**Bank** (geologisch), feste, von Schichtfugen begrenzte Gesteinsschicht mit einer Mächtigkeit von deutlich mehr als 1 cm

**Basalt**, geologisch junges, basisches vulkanisches Ergussgestein, überwiegend aus den Mineralen der Feldspatgruppe sowie Augit, Olivin und Magnetit; entstanden in der Tertiär- und Quartär-Zeit

**Becken** (geologisch), ein größerer Sedimentationsraum mit meist schüsselförmig gelagerten Schichten

**Beckenfazies, Beckensedimente**, überwiegend tonige Gesteinsausbildung in einem küstenfernen und tiefen Meeresbereich

**Bioherm, Riff**, vorwiegend in die Höhe wachsende, untermeerische Erhebung aus koloniebildenden, Karbonat produzierenden Meerestieren (z. B. Korallen, Schwämme, Algen)

**Bioklasten**, alle Bruchstücke von biogenen Skelettteilen, die noch als solche identifizierbar sind

**Biostratigrafie, biostratigrafisch**, Teildisziplin der → Stratigrafie, die sich mit der Gliederung und der relativen Altersbestimmung von Gesteinseinheiten mithilfe der darin enthaltenen → Fossilien beschäftigt

**Biostrom, Riff**, vorwiegend in der Fläche wachsende, untermeerische Erhebung aus koloniebildenden, Karbonat produzierenden Meerestieren (z. B. Korallen, Schwämme, Algen)

**Boden**, belebtes Umwandlungsprodukt der Verwitterungsrinde der Erdkruste, setzt sich aus anorganischen Bestandteilen (Material des Ausgangsgesteins, neu gebildete Kolloide und Salze, Wasser) und aus organischen Bestandteilen zusammen

**Bodenkunde**, Teilgebiet der Geowissenschaften, befasst sich mit der Untersuchung und Deutung des Zustands, der Entstehung, der Veränderung und Verbesserung sowie dem Schutz des → Bodens

**Bodentyp**, charakteristische Ausbildung eines → Bodens als Stadium der Bodenentwicklung unter bestimmten Umweltbedingungen, gekennzeichnet durch eine bestimmte Abfolge von Bodenhorizonten

**Brachiopoden** (Armfüßer), äußerlich oft muschelähnliche, festsitzende, bilateralsymmetrische Meerestiere mit zweiklappigem Gehäuse; Kambrium-Zeit bis Gegenwart

**Bruch**, sichtbare Trennfläche im Gestein

**Bryozoen**, Moostierchen, im Salz- und Süßwasser lebende, koloniebildende Vielzeller, die wegen ihrer geringen Größe als Einzeltiere schwer zu erkennen sind, z. T. an der Riffbildung beteiligt; Ordovizium-Zeit bis Gegenwart

**Cephalopoden** (Kopffüßer), höchstentwickelte Weichtiere, zu deren Klasse die ausgestorbenen → Ammoniten oder → Belemniten sowie der noch heute vorkommende Nautilus und die Tintenfische gehören; Kambrium-Zeit bis Gegenwart

**Ceratiten**, → Ammonitenart, namensgebend für eine Schicht im Oberen Muschelkalk

**Chitinozoen**, keulen-, flaschen- oder stäbchenförmige marine Mikrofossilien; Ordovizium- bis Perm-Zeit

**Chronostratigrafie**, Gliederung der Erdgeschichte und Einteilung von Ablagerungen nach bestimmten Zeitschnitten bzw. Bildungszeiten

**Conodonten**, ausgestorbene, ausschließlich marine Gruppe schädelloser Chordatiere (Tiere mit „Rückgrat“); zahnähnliche Hartteile der Tiere sind wichtige Leitfossilien (Mikrofossilien); Unterkambrium- bis Keuper-Zeit

**Detritus**, Gesteinsschutt, meist körnig

**Diagenese**, diagenetische Vorgänge, Sammelbegriff für alle Vorgänge, die zur Verfestigung (durch Druck, Temperatur, chemische Lösung, Ausfällung) von Sedimenten und damit zur Bildung von festen Sedimentgesteinen führen, z. B. Kalkstein aus Kalkschlamm, Sandstein aus Sand

**Diskordanz**, ungleichsinnige Lagerung von Gesteinsschichten, bei → Sedimentgesteinen, z. B. winkeliges Aneinandergrenzen der → Schichtung gegenüber einer überlagernden Schichtenfolge

**Einfallen** (Fallen), Neigung einer Fläche (z. B. → Schicht-, → Schieferungsfläche); ist durch die Fallrichtung und den Fallwinkel gekennzeichnet; Fallrichtung: Richtung, in der die Linie stärkster Neigung (Falllinie) auf der geneigten Fläche abtaucht; Fallwinkel: der größte Winkel zwischen der Falllinie und einer „gedachten“ horizontalen Ebene; zur genauen Raumlagebestimmung einer Fläche wird außerdem das → Streichen gemessen

**Eiszeit, Kaltzeit**, längerer Abschnitt der Erdgeschichte (in der Quartär-Zeit bis zu 100 000 Jahre), in dem es infolge absinkender Temperaturen in den Polarregionen zur Bildung zusätzlicher Schnee- und Eismassen kam, die sich in Form von Gletschern oder Inlandeis in sonst eisfreie Regionen ausdehnten

**En-bloc-Hebung**, tektonische Hebung eines Großraumes, z. B. des Rheinischen Schiefergebirges

**Erosion** (Abtragung), ausfurchende und abtragende Wirkung von Wasser, Wind oder Eis

**Evaporit**, bei der Eindampfung von Lösungen durch chemische Abscheidung entstandenes Gestein (z. B. Salzgestein)

**Falte** (geologisch), Auf- und Umbiegung von geschichtetem Gestein; eine Falte setzt sich aus einem → Sattel und einer → Mulde zusammen; Falten können durch gebirgsbildende Vorgänge (→ Orogenese) entstehen

**Faltenachse**, „gedachte“ Linie, welche die Punkte stärkster Krümmung auf einer muldenförmig oder sattelförmig gekrümmten Fläche miteinander verbindet (→ Falte, → Mulde, → Sattel)

**Faltung**, gebirgsbildende Vorgänge, die durch Einengung zu geologischen → Falten führen

**Faltungsphase**, Zeitabschnitt, in dem stärkere gebirgsbildende Vorgänge abgelaufen sind

**Fazies**, Gesamtheit der gesteinskundlichen und fossilinhaltlichen Merkmale, die ein Gestein charakterisieren; gibt Auskunft über Entstehungsbedingungen und Bildungsräume der Gesteine

**felsitisch (felsisch)**, Gefügemerkmal von Gesteinen, die feinkörnig bis dicht und ohne besondere morphologische Kennzeichnung sind

**Festgestein**, verfestigtes Gestein (z. B. Tonstein, Sandstein, Kalkstein)

**Feuerstein**, dichtes, muschelig und scharfkantig brechendes Gestein aus nicht kristallinem Quarz; findet sich häufig als Knollen oder Lagen in Kalksteinen der Kreide-Zeit

**Flinz**, dunkle feinkörnige, meist bituminöse Plattenkalke (Flinzkalk) und Schiefer (Flinzschiefer)

**fluviatil**, durch einen Fluss bewirkt oder abgelagert

**Foraminiferen**, überwiegend marine, einzellige Tiere mit ein- oder mehrkammerigen Gehäusen aus Kieselsäure, Kalk oder miteinander verklebten Fremdkörpern; Karbon-Zeit bis Gegenwart

**Fossilien**, Versteinerungen vorzeitlicher Pflanzen oder Tiere oder von deren Lebensspuren

**Gang**, mit Erzen oder anderen Mineralien ausgefüllte → Kluft, die das umgebende Gestein unter beliebigen Winkeln durchsetzt

**Geophysik, geophysikalisch**, Teilgebiet der Geowissenschaften, das sich mit den physikalischen Vorgängen und Erscheinungen in und auf der Erde und deren Ausdeutung befasst; nutzt die physikalischen Eigenschaften der Erdkruste zur Klärung des Aufbaus des Erdkörpers

**Geotop**, erdgeschichtliche Naturschöpfung, natürlicher Landschaftsteil oder geologischer → Aufschluss, vermitteln Kenntnisse über die Entwicklung der Erde oder des Lebens

**Glaukonit**, glimmerartiges, dunkelgrünes Mineral (Fe-Al-Silikat), das sich im → marinen Bereich bildet

**glazial**, durch Eis bedingte Erscheinungen, in → Eis- bzw. → Kaltzeiten entstanden oder abgelagert

**Glimmer**, Mineralgruppe, meist blättrig absondernde, in eine Richtung vollkommen spaltbare Schichtsilikate; man unterscheidet Hellglimmer (z. B. Muskovit) und Dunkelglimmer (z. B. Biotit)

**Goniatiten**, älteste Gruppe der Kopffüßer → Ammoniten; Ordovizium- bis Perm-Zeit

**Graben** (geologisch), Gesteinsscholle, die an → Verwerfungen gegenüber ihren Nachbarschollen relativ abgesenkt wurde

**Graptolithen**, ausgestorbene Klasse polypenähnlicher, koloniebildender Tiere; Oberkambrium- bis Unterkarbon-Zeit; in der Ordovizium- und Silur-Zeit wichtigste → Leitfossilien

**Grauwacke**, graue bis graugrüne Sandsteine mit hohem Quarz- und Feldspatanteil, die aus zahlreichen Gesteinsbruchstücken bestehen

**Horst** (geologisch), Gesteinsscholle, die an → Verwerfungen gegenüber ihren Nachbarschollen relativ herausgehoben wurde

**Hydrogeologie**, Teilgebiet der angewandten Geowissenschaften; befasst sich mit dem unterirdischen Wasser, seinem Verhalten, seinen Eigenschaften, seiner Erschließung und seinem Schutz

**hydrothermal**, durch heiße, mineralführende wässrige Lösungen des Erdinneren entstanden

**Inkohlung**, Umbildungsprozess pflanzlicher Stoffe zu Kohle; innerhalb dieses Prozesses wird der Kohlenstoff gegenüber den ebenfalls in der Ursprungssubstanz befindlichen Mengen von Wasserstoff, Sauerstoff und Stickstoff relativ immer stärker angereichert

**Kaltzeit, Eiszeit**, längerer Abschnitt der Erdgeschichte (in der Quartär-Zeit bis zu 100 000 Jahre), in dem es infolge absinkender Temperaturen zur Bildung zusätzlicher Schnee- und Eismassen in den Polarregionen kam, die sich in Form von Gletschern oder Inlandeis in sonst eisfreie Regionen ausdehnten

**Karst**, bildet sich durch Anlösung und Auswaschung wasserlöslicher Gesteine, wie Kalkstein, Gips oder Anhydrit; mit der Lösung und Auswaschung des Gesteins durch Niederschlags- und Grundwasser entstehen unterirdische Hohlräume (Karstschloten, Karsthöhlen); das Niederschlagswasser sowie das in Schlucklöchern (Schwinden) versinkende Oberflächenwasser sammeln sich in unterirdischen Wasserläufen (Karstgrundwasser), die in Karstquellen wieder zutage treten

**Karstquelle**, meist stark schüttende Quelle in Karstgebieten

**klastisches Gestein**, → Sedimentgestein aus Produkten der mechanischen Zerstörung (→ Verwitterung) anderer Gesteine (Trümmergestein)

**Kluft**, Trennfläche im Gestein ohne sichtbaren Versatz

**Konglomerat**, verfestigtes → Sedimentgestein, das hauptsächlich aus gerundeten Gesteinsbruchstücken (Geröllen) besteht

**Konkretion**, rundliche oder unregelmäßig geformte Mineralausscheidung, die zur Verhärtung oder Verkittung von Gesteinsanteilen geführt hat

**Krinoiden**, meeresbewohnende Stachelhäuter mit einer Wohnkapsel auf einem langen Stiel aus rundlichen Kalkplättchen (Trochiten)

**intermediär**, Gruppe magmatischer Gesteine, deren Gehalt an  $\text{SiO}_2$  zwischen 65 % und 52 % liegt; Gesteine mit mehr als 65 %  $\text{SiO}_2$  werden als sauer, solche mit weniger als 52 % als basisch bezeichnet

**intertidal**, im Schwankungsbereich der Gezeiten

**Lagerstätte**, natürliche Konzentration von Rohstoffen, die nach Größe und Inhalt wirtschaftlich nutzbar sind; die Einstufung als Lagerstätte setzt voraus, dass nach dem Stand der Technik, den infrastrukturellen Voraussetzungen und entsprechend der mittel- bis langfristigen Bedarfsentwicklung eine wirtschaftliche Nutzung über längere Zeiträume möglich ist

**Leitfossil**, tierische oder pflanzliche Versteinerung, die für einen bestimmten geologischen Zeitabschnitt kennzeichnend ist

**limnisch**, Bezeichnung für Vorgänge und Ablagerungen in Süßwasserseen

**litoral**, zur randlichen, durchlichteten Bodenzone eines Gewässers gehörende, biologisch hochproduktiver Bereich, meist mit einer arten- und individuenreichen Fauna und Flora

**Lockergestein**, unverfestigte, → klastische Ablagerung (→ Sediment), wie z. B. Sand, Kies und Ton

**Löss**, sehr feinkörniges, gelbgraues, in → Kaltzeiten durch Wind abgelagertes Staubsediment

**Lösslehm**, durch einsickernde CO<sub>2</sub>-haltige Niederschlagswässer entkalkter und dadurch verlehmt → Löss

**Maar**, durch Wasserdampfexplosion bei vulkanischer Tätigkeit hervorgerufene trichter- bis schüsselförmige Eintiefung

**Mächtigkeit**, bergmännischer Ausdruck für die Dicke von Gesteinsschichten

**marin**, Bezeichnung für Vorgänge und Ablagerungen im Meer

**massig**, Gefügeart von Gesteinen, homogen, kompakt, ohne erkennbare Gefüge

**Metamorphose, metamorph**, Umprägung von Gesteinen in der Erdkruste durch Druck- und Temperaturänderungen mit Umgestaltung des Mineralbestandes und oft auch des Gefüges; durch Metamorphose verändert

**Metasomatose, metasomatisch**, Verdrängung und Ersetzung einer Mineralsubstanz durch eine andere

**Morphologie**, Oberflächenform einer Landschaft

**Mulde** (geologisch), eine nach unten (konkav) gekrümmte Gesteinsfolge

**Nekton**, „das Schwimmende“, Gesamtheit der → pelagischen Tiere im Wasser, die zu einem aktiven, kontrollierten, strömungsunabhängigen Schwimmen fähig sind

**neritisch**, zum Flachwasserbereich des Meeres bis 200 m Tiefe gehörig

**Ooid**, kugelförmiger Körper aus Kalk, FeOOH oder anderen Stoffen, bei dem sich um einen Fremdkörper (Sandkorn, Schalenbruchstück) konzentrische Schalen abgechieden haben

**Oolith**, Gestein, das aus zahlreichen → Ooiden zusammengesetzt ist

**Ostrakoden**, Muschelkrebse, Krebstiere mit zweiklappiger, etwas unsymmetrischer Schale, Bewohner des Salz- und Süßwassers, wichtige Mikrofossilien; Kambrium-Zeit bis Gegenwart

**Paläogeografie**, Beschreibung der ehemaligen Verteilung von Land und Meer

**Paläontologie**, Lehre von den pflanzlichen und tierischen Organismen der erdgeschichtlichen Vergangenheit (→ Fossilien); ihre Forschungen sind eine Grundlage für die → Stratigrafie

**pelagisch**, zum offenen, küstenfernen Meer gehörig

**Peloid**, rundlicher, intern strukturierter oder unstrukturierter Partikel, der nicht konzentrisch aufgebaut ist; kann als Kotpillen ausgeschieden sein; oft wird der Begriff „Peloid“ auch als Sammelbegriff verwandt, wenn die Herkunft der rundlichen Komponente unklar ist

**Petrografie**, Beschreibung der Gesteine nach Zusammensetzung, Gefüge und Vorkommen

**periglazial, periglaziär**, Bezeichnung für das Gebiet in der Umrandung von Eismassen mit starker Frosteinwirkung und die in diesem Raum auftretenden und ablaufenden Erscheinungen und Vorgänge

**Phyllit**, feinblättriger, kristalliner Schiefer, vorwiegend aus Quarz und Serizit bestehend, von grünlich grauer Farbe und Seidenglanz; → metamorphes Zwischenprodukt zwischen Tonschiefer und Glimmerschiefer

**Phyllocariden**, Gruppe kleiner, mariner Krebstiere; Kambrium-Zeit bis Gegenwart

**Pisolith**, Gestein, das aus → Ooiden mit einem Durchmesser > 2 mm besteht; Pisolithe entstehen als anorganische Ausfällungen im → subaerischen Bereich

**Plutonit**, auch Intrusivgestein oder Tiefengestein, Unterart der magmatischen Gesteine, die in großer Tiefe, bei hohen Temperaturen und hohem Druck durch die Kristallisation von Magmen entstehen; sie kühlen in den unterirdischen Intrusionen (Plutonen) wesentlich langsamer ab als das an die Erdoberfläche dringende Magma (Lava), aus dem → Vulkanite entstehen

**Quarzit**, durch Gebirgsdruck und Temperatur verdichteter Sandstein mit einem Quarzgehalt (SiO<sub>2</sub>) von > 80 % und großem Verwitterungswiderstand

**Regression, regressive**, Rückzug des Meeres aus einem vorher von ihm überfluteten Gebiet

**rugose Korallen, Rugosa**, ausgestorbene, riffbildende Ordnung der Hexacorallia (Blumentiere); der deutsche Name „Runzelkorallen“ („rugose Korallen“) deutet auf die runzelige Außenhülle hin; Ordovizium- bis späte Perm-Zeit

**Sattel** (geologisch), eine nach oben (konvex) gekrümmte Gesteinsfolge

**Schelf**, Flachseebereich bis 200 m Wassertiefe; er wird zur Festlandsscholle gerechnet und umrahmt diese in schmalerem oder breiterem Gürtel

**Schicht (Gesteinsschicht)**, durch Ablagerung entstandener Gesteinskörper von erheblicher flächenhafter Ausdehnung; die obere und untere Begrenzung einer Schicht bezeichnet man als Schichtfläche

**Schichtung**, schichtige Absonderung von Gesteinen, z. B. bedingt durch den Wechsel des Gesteinsmaterials, Veränderungen in der Korngröße oder Änderungen im Ausfällungstyp; Schichtung ist eine charakteristische Erscheinung bei → Sedimentgesteinen

**Schieferung, geschiefert**, engständiges, annähernd paralleles Flächengefüge, überwiegend in tonigen Gesteinen durch → tektonische Beanspruchung oder → metamorphe Überprägung entstanden; Schieferungsflächen verleihen den Gesteinen meist eine bevorzugte Spaltbarkeit

**Schill**, Anhäufung von Schalen, Klappen, Gehäusen von Organismen, tritt vor allem in der Flachsee und im Küstenbereich auf

**Sediment, Sedimentgestein**, Absätze aus Verwitterungsprodukten älterer Gesteine, die durch Wasser, Wind oder Eis transportiert und abgelagert werden, Reste von Lebewesen oder chemische Ausfällungsprodukte; es gibt unverfestigte (→ Lockergestein) und verfestigte Sedimente (→ Festgestein), wie z. B. Sand und Sandstein

**Sedimentation**, Ablagerung oder Abscheidung von → Sedimenten; je nach Art des transportierenden Mediums unterscheidet man z. B. die Sedimentation durch Wind (→ äolische S.), Eis (→ glaziale S.), Flüsse (→ fluviatile S.), in Seen (→ limnische S.) oder im Meer (→ marine S.)

**Seismik, seismisch**, Verfahren der angewandten → Geophysik zur Erkundung des Untergrundes mittels künstlich erzeugter Erdbebenwellen

**Spurenfossilien**, fossile Lebensspuren, z. B. Fraß- oder Kriechspuren, im Gegensatz zu körperlich erhaltenen Tierresten

**Störung**, Trennfuge im Gestein, an der eine Verstellung der beiden angrenzenden Schollen stattgefunden hat (Ab-, Auf- und Überschiebung sowie Horizontal- und Diagonalverschiebung)

**Stratigrafie**, Teilgebiet der Geologie, befasst sich mit der Untersuchung und Beschreibung der Gesteine, ihrer anorganischen und organischen Merkmale und Inhalte zur Festlegung der zeitlichen Aufeinanderfolge der Gesteinsschichten

**Streichen**, Schnittspur einer geneigten Fläche (z. B. → Schicht-, → Schieferungsfläche) mit einer „gedachten“ horizontalen Ebene; zur genauen Raumlagebestimmung einer Fläche wird außerdem das → Einfallen bestimmt

**streichend**, der Schnittspur einer geneigten Fläche (→ Streichen) folgende Struktur (z. B. Störung)

**Stromatoporen**, ausgestorbene, vermutlich zu den Schwämmen gehörende, koloniebildende Meerestiere des Erdalters, die – ähnlich wie Korallen – ein kalkiges Skelett absonderten und damit Riffe bilden konnten; Kambrium- bis Kreide-Zeit (hauptsächlich Silur- bis Devon-Zeit)

**Styliolinen**, stäbchenförmige, 6 – 8 mm lange Mikrofossilien; Ordovizium- bis Devon-Zeit

**subaerisch**, Bezeichnung für Vorgänge und Ablagerungen, an der Erdoberfläche bzw. an freier Luft

**subtidal**, flachmariner Bereich unterhalb der Gezeitenzone, bis etwa 200 m Wassertiefe

**tabulate Korallen, Tabulata**, ausgestorbene, riffbildende Ordnung der Hexacorallia (Blumentiere); der Name („Bödenkoralle“) kommt von den horizontalen Plättchen im Skelett der Einzelpolypen (lat. tabulatus = getäfelt); Ordovizium- bis späte Perm-Zeit

**Tektonik**, Teilgebiet der Geologie, Lehre vom Aufbau der Erdkruste in ihrer Struktur und großräumigen Bewegung; aus den im Gelände beobachteten → Störungen und → Faltungen von Gesteinspaketen, und den Merkmalen der betroffenen Gesteine, wie → Klüftung und → Schieferung, schließt der Geologe auf Richtung, Stärke, Dauer und Zeitpunkt dieser Bewegungen

**Tentakuliten** (Flügelschnecken), ausgestorbene Gruppe kalkschaliger → mariner Mikrofossilien; Gehäuse meist spitzkonisch, bisweilen gekrümmt oder aufgerollt; Mittekambrium- bis Oberdevon-Zeit

**Terrasse**, ebene Fläche einer durch einen Fluss erzeugten Abtragung (Abtragungsterrasse) oder durch einen Fluss aufgeschütteter Sedimentkörper (Aufschüttungsterrasse)

**terrestrisch**, Bezeichnung für Vorgänge oder Ablagerungen im Bereich des Festlands

**Thermalwasser, Therme**, natürliches Grundwasser mit Temperaturen zwischen 20 und 50 °C aus einer Quelle oder Bohrung

**Transgression, transgredieren**, Vorrücken des Meeres oder → mariner → Sedimente auf Festlandsgebiete durch relativen Meeresspiegelanstieg

**Trilobiten** (Dreilappkrebse), ausgestorbene, krebsähnliche Gliederfüßer; Kambrium- bis Perm-Zeit

**Trübestrom**, wässrige Suspension aus großen Mengen von → Sedimentteilchen, die untermeerische Hänge mit großer Geschwindigkeit hinabgleitet

**Turbidit**, aus einem → Trübestrom abgelagerter → Sedimentkörper

**Überschiebung**, → tektonische → Störungsform, bei der sich an einer flach einfallenden Bewegungsfläche eine ältere Gesteinsscholle über eine jüngere geschoben hat

**Verwerfung**, Verstellung zweier Gesteinsschollen an einer → Bruchfläche

**Verwitterung**, Zerstörung, Zersetzung oder Umwandlung von Gesteinen und Mineralen an oder nahe der Erdoberfläche durch exogene Kräfte wie Sonnenstrahlung, Frost, Wasser (und seinem Lösungsinhalt), Wind, atmosphärische Gase oder Organismen; Art, Stärke und Wirkung der Kräfte sind abhängig vom jeweiligen Klima

**Vulkanit**, auch Ergussgestein, Eruptivgestein, Effusivgestein oder Extrusivgestein ist eine Unterart der magmatischen Gesteine, die infolge vulkanischer Aktivität durch rasche Abkühlung einer Gesteinsschmelze an der Erdoberfläche entsteht

**Warmzeit**, längerer Zeitabschnitt zwischen zwei → Kaltzeiten mit wärmeren, dem heutigen Klima ähnlichen Temperaturen

**Zyklotheme**, rhythmische oder zyklische Abfolge bestimmter Sedimentationsformen z. B. durch Meeresspiegelschwankungen (abwechselnd Transgression und Regression), oft in Flachwasserbereichen oder großen Sedimentationsbecken

# Geo-Ziele

Hans Baumgarten

## Geologische Museen, Bergwerke, Höhlen und geologische Wanderpfade

Der geologische Untergrund des Bergischen Landes bietet viele regionalgeologische und geomorphologische Besonderheiten, die es zu entdecken gilt. Da sind die fossilreichen Schichten des Mittel- und Oberdevons wie in der Paffrather Mulde, die an zahlreichen gut zugänglichen Aufschlüssen erwandert werden können. Ob Tropfsteinhöhlen im mitteldevonischen Kalkstein, Vulkane aus feuriger Vergangenheit, Spuren des jahrhundertealten Erzbergbaus und Zeugnisse der reichen Industriekultur – im Bergischen Land gibt es Geologie und Bergbaugeschichte von ganz besonderer Qualität. Das weltberühmte Neanderthal Museum ist nur eines von zahlreichen Museen der Region, die auch bei Regenwetter zu geologischen Ausflügen einladen.

In der folgenden Auflistung erfolgt eine Beschreibung der Einrichtungen, die im nordrhein-westfälischen Teil des rechtsrheinischen Schiefergebirges liegen. Auch in Rheinland-Pfalz und in Hessen gibt es zahlreiche überregional bedeutsame und interessante Museen, die allemal eine kleine Reise wert sind.

Viele Einrichtungen sind barrierefrei erreichbar und entsprechend ausgebaut, einige bieten behindertengerechte Parkmöglichkeiten an. Es wird jedoch empfohlen, sich bei einem Besuch von Bergwerken, Höhlen und Wanderpfaden besonders nach der Zugänglichkeit für Menschen mit Gehbehinderungen zu erkundigen.

Neben den aufgeführten Öffnungszeiten (Stand Dezember 2011) bieten einige Einrichtungen zusätzliche Besuchsmöglichkeiten an Feiertagen und während der Ferien an. Auch können oft Sonderöffnungszeiten für Gruppen vereinbart werden.

Internet- und E-Mail-Adressen der Museen etc. sind nicht aufgenommen, da diese oftmals schnellen Veränderungen unterliegen. Über die gängigen Suchmaschinen können die Webseiten leicht gefunden werden. Dort sind die aktuellsten Informationen und umfassende Beschreibungen zu finden.

## Bergisch Gladbach

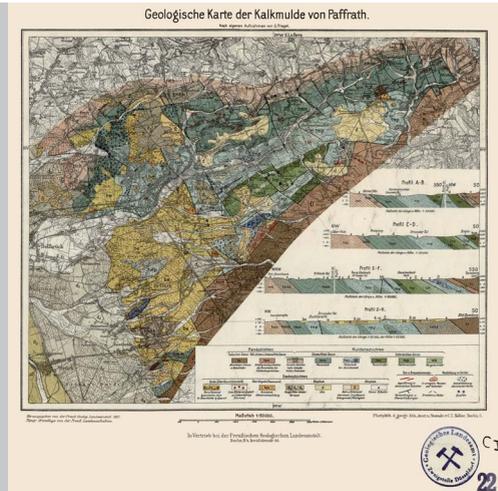
### Städtische Fossiliensammlung im Bürgerhaus „Bergischer Löwe“

Konrad-Adenauer-Platz

51465 Bergisch Gladbach

☺ Di. – Fr. 10 – 18, Sa. 10 – 13

Der Fossilreichtum der mittel- bis oberdevonischen Schichten der Paffrather Mulde fand bereits im ausgehenden 18. Jahrhundert wissenschaftliche Beachtung. Die mitteldevonische Fauna ist durch besonders schöne Korallen, Brachiopoden, Schnecken und Muscheln vertreten. An der Wende Mittel-/Oberdevon herrschten hier zeitweise lagunäre Verhältnisse, was zahlreiche Pflanzenabdrücke belegen. In der Fossiliensammlung sind auch Brachiopoden, Seelilien und Trilobiten aus den marinen Sedimenten des Unterdevons zu sehen. Die Sammlung bietet außerdem einen sehr anschaulichen Einblick in die Lebenswelt des Tertiärs und Quartärs.



### Museum für Bergbau, Handwerk und Gewerbe

Burggraben 9 – 21

51439 Bergisch Gladbach

☎ 02204 55559

☺ Di. – Fr. 10 – 17, Sa. + So. 11 – 18



Die bergbaukundliche Abteilung ist ein Schwerpunkt des Museums. Gezeigt werden die regionale Geologie und die Anfänge des Bergbaus im Bergisch Gladbacher Raum sowie der Abbau von blei-, zink-, eisen-, quecksilber- und silberhaltigem Erz. Ein weiterer Ausstellungsteil befasst sich mit der Situation der Bergarbeiter im Wandel der Zeit. Im Keller des Gebäudes ist als besondere Attraktion ein Schaubergwerk eingerichtet. Darüber hinaus wird der Prozess der Erzaufbereitung und Verhüttung gezeigt. Im Freigelände informieren verschiedene Werkstätten über Produktions- und Arbeitsbedingungen im 19. Jahrhundert.

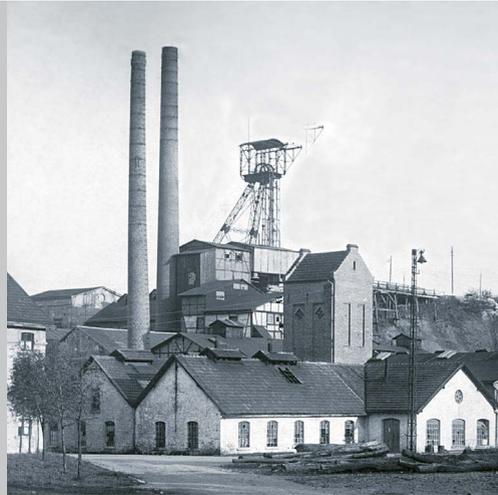
**Kultur- und Erlebnispfad****„Das Erbe des Erzes“ (Grube Weiß)**

ab Technologiezentrum Friedrich-Ebert-Straße  
51429 Bergisch Gladbach

☎ 02204 55559

🕒 bitte erfragen

Die Grube Weiß liegt im Bensberger Blei-Zink-Bezirk und gehörte zu den reichsten der Region. Der Bergbau auf Blei-, Kupfer- und Zinkerze geht hier bis ins Mittelalter zurück. 1930 wurde der untertägige Abbau geschlossen; bis 1957 wurden jedoch Resterze aus den Halden und Klärschlämmen durch Flotation gewonnen. Auf dem stillgelegten Grubengelände kann neben dem historischen Bergbau die Renaturierung mit erfolgreichem Natur- und Landschaftsschutz erfahren werden.

**Geopfad**

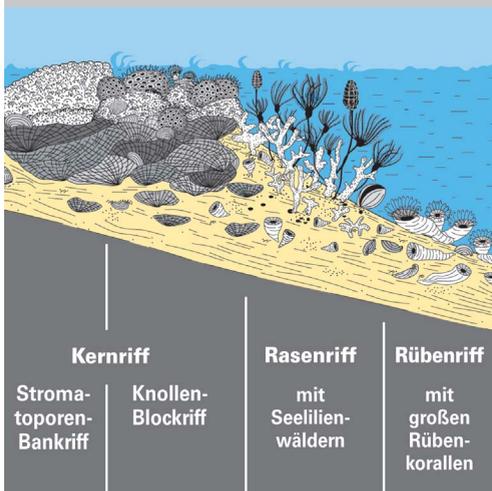
ab Bürgerhaus „Bergischer Löwe“

Konrad-Adenauer-Platz

51465 Bergisch Gladbach

🕒 ganzjährig geöffnet

Der 7 km lange Geopfad vermittelt Einblicke in die Landschaftsgeschichte der Paffrather Mulde. Er führt zu zahlreichen Aufschlüssen in Schichten des Mittel- und Oberdevons. Massiger Riffkalkstein wurde zur Kalkherstellung gebrochen; dünnbankiger, plattiger Kalkstein fand in der Natursteinverarbeitung Verwendung. Häufig sind Fossilien wie Brachiopoden, Schnecken oder Korallen zu finden, die die Existenz devonischer Riffe belegen. Der Wanderweg (er führt auch durch die bekannte „Schlade“) vermittelt geologische, hydrologische und biologische Grundlagen und verbindet sie mit verschiedenen Landschaftsformen sowie Denkmälern zur Industriegeschichte.



## Bergneustadt

### Heimatmuseum

Wallstraße 1

51702 Bergneustadt

☎ 02261 43184

🕒 Di. – So. 11 – 17

Das Heimatmuseum mit einer geologischen Abteilung befindet sich in einem etwa 1850 auf Turmresten der Stadtmauer erbauten Fachwerkhause inmitten der mittelalterlichen Stadtanlage. Präsentiert werden u. a. Fossilien des Devons aus der Region.

## Bestwig

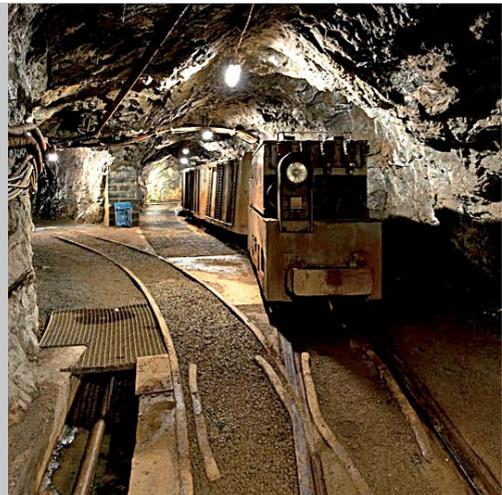
### Erzbergbaumuseum und Sauerländer Besucherbergwerk Ramsbeck

Glück-Auf-Straße 3

59909 Bestwig

☎ 02905 250

🕒 Di. – So. 9 – 17,  
geschlossen von Anfang Dezember  
bis Anfang Januar



Bei Ramsbeck im nordöstlichen Sauerland befindet sich eine der bedeutendsten Blei-Zink-Lagerstätten NRWs. Hier wurde bis 1974 Erz aus Schichten des Mitteldevons gefördert. Die erste Urkunde über den Erzbergbau stammt von 1518; älteste Spuren des Bergbaus datieren aber auf 1500 v. Chr. In dem Betriebsgebäude der Grube wurde nach Stilllegung ein Museum und in den Grubenanlagen ein Besucherbergwerk eröffnet. Gezeigt wird die Geschichte des Erzbergbaus im Sauerland vom Mittelalter bis ins 20. Jahrhundert. Eine untertägige Strecke von 1,5 km Länge führt mit der Grubenbahn zum ehemaligen Abbaufeld, einer Gangstrecke, in der die Blei-Zink-Erze als hydrothermal gebildete Gangerze vorliegen. Museum und Besucherbergwerk liegen zwar nicht im Bergischen Land, sind aber aufgrund ihrer Bedeutung hier mit aufgeführt.



## Engelskirchen

### LVR-Industriemuseum, Schauplatz

#### Engelskirchen

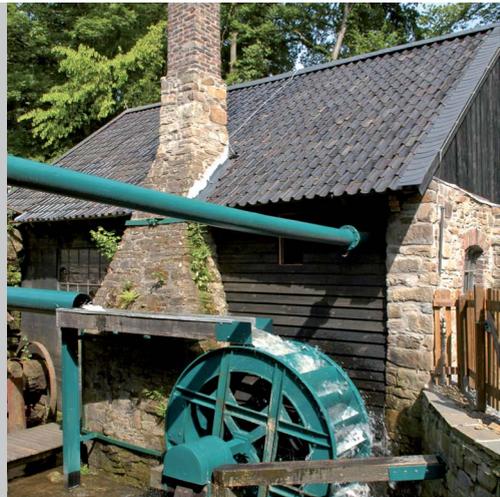
Oelchenshammer,  
mit Wanderweg entlang der Leppe  
Oelchensweg

51766 Engelskirchen-Bickenbach

☎ 02234 9921555 (kulturinfo rheinland)

🕒 So. 14 – 18 (April bis Oktober),  
sonst n. Vereinb.

Rund 4 km entfernt vom Industriemuseum Engelskirchen (beschilderter Wanderweg mit Spuren des Bergbaus) liegt im Leppetal der Oelchenshammer, Zeugnis eines einst blühenden Hammergewerbes. Das Oberbergische war bereits in der frühindustriellen Phase ein überregionales Zentrum der Eisenverarbeitung. Schlechte Verkehrsanbindungen, Erzverknappung und die großindustrielle Produktion des Ruhrgebietes führten um 1800 zur Schließung zahlreicher Betriebe. Der Oelchenshammer konnte we-



gen der Spezialisierung auf veredelten Stahl noch bis Ende der 1940er-Jahre betrieben werden. Im wasserkraftbetriebenen Hammer wird die Verarbeitung von Roheisen, die Funktion der Wasserkraftanlagen sowie der Lebensalltag der Schmiede deutlich. Regelmäßig finden Schmiedevorfürungen statt.

### Aggertalhöhle

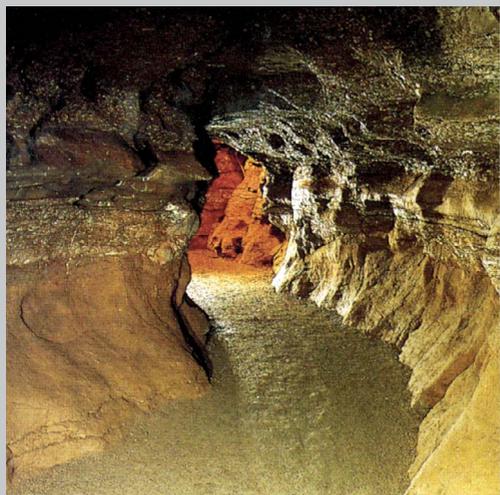
Im Krümmel 39

51766 Engelskirchen-Ründeroth

☎ 02263 70702

🕒 Do. – So. + feiertags 10 – 17  
(15. März bis 1. November)

In dem für Besucher begehbaren 600 m langen Höhlenlabyrinth durchwandert man verschiedene Zonen eines 385 Mio. Jahre alten Riffkomplexes aus dem Mitteldevon. Sehenswert sind die von der Brandung zerschlagenen Korallenblöcke und die feinkörnigen Lagunenablagerungen. Die Höhle mit einer Gesamtlänge von 1 071 m ist seit 200 Jahren bekannt und seit 1930 für Besucher zugänglich. Sie gibt Einblicke in ein sehr frühes Stadium der Höhlenentwicklung: Die unterirdischen Hohlräume sind zwar bereits vom Karstwasser verlassen, aber noch arm an Sinterschmuck.



## Köln

### **Bodenlehrpfad Köln-Königsforst**

ab Waldparkplatz Bensberger Straße,  
vor Ortseingang Forsbach  
51503 Rösrath

☎ 02151 897-500 (Geologischer Dienst NRW)

🕒 ganzjährig geöffnet

Der Bodenlehrpfad Königsforst östlich von Köln vermittelt die Bedeutung des Bodens als Lebensraum für Tiere und als Pflanzenstandort, als Schadstofffilter sowie als Produktionsfaktor für die Forstwirtschaft. Als großes zusammenhängendes Waldgebiet und als wichtiges Naherholungsgebiet am Stadtrand von Köln bot sich der Königsforst für die Anlage eines Bodenlehrpfades geradezu an. Die Böden, die Geologie und auch die Waldgeschichte im Übergangsbereich von der Rheinebene zum Bergischen Land werden anhand von Bodenaufgrabungen und Schautafeln erläutert.



## Königswinter

### **Naturparkhaus Siebengebirge**

VVS Verschönerungsverein für das Siebengebirge  
Margarethenhöhe, Löwenburger Str. 2  
53639 Königswinter

☎ 02223 909494

🕒 Mo. – Fr. 9 – 13,

Sa. 15 – 17 (Okt. – März 14 – 16), So. 12 – 16

Eine Abteilung stellt die geologische und vulkanologische Entstehung des Siebengebirges dar. Ein großes Landschaftsmodell ist aufgebaut. Dünnschliffe von zahlreichen Gesteinsproben vulkanischer Gesteine können an einem mikroskopischen Arbeitsplatz bewundert werden. Die vielen Steinbrüche bieten neben der aufgeschlossenen Geologie einen besonderen Lebensraum für Tiere und Pflanzen. Dies wird in der Ausstellung anschaulich vermittelt.





### Siebengebirgsmuseum

Kellerstraße 16

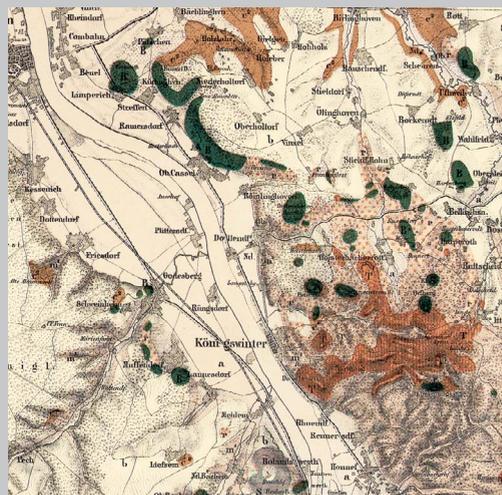
53639 Königswinter

☎ 02223 3703

🕒 Di. – Fr. 14 – 17, Sa. 14 – 18, So. 11 – 18;  
für Gruppen auch nach Vereinbarung

Das Siebengebirge ist seit der Romantik im 19. Jahrhundert ein bevorzugtes Ziel für Reisende aus der ganzen Welt. Anknüpfend an diese Tradition, zeigt das seit September 2011 wieder geöffnete und grundlegend umgestaltete Siebengebirgsmuseum seine neue Präsentation mit dem Schwerpunkt „Rheinromantik“. Den „roten Faden“ durch alle Ausstellungsbereiche liefern die vielfältigen kulturellen

Prägungen der Landschaft – wofür das Siebengebirge reiches Anschauungsmaterial bietet. Ausgehend von seinen geologischen Grundlagen über die Ausbeutung der Stein-Ressourcen – wie Trachyttuffe, Trachyte, Latite und Alkalibasalte – reicht der Bogen bis hin zu deren praktischer Verwendung. So liefert etwa ein funktionstüchtiger „Königswinterer Backofen“ mit originalem Herd aus Tuffstein regelmäßig echtes Steinofenbrot. Weitere landschaftliche Facetten wie Verknüpfungen mit historischen Ereignissen, touristische Nutzungen und künstlerische Wahrnehmung lassen ein vielschichtiges Bild entstehen. Ziel dieser neuen Ausstellung ist es, das Erlebnis der realen Landschaft zu bereichern und Bewusstsein für deren Qualitäten zu schaffen.



## Lindlar

### Steinhauerpfad

ab Marktplatz Lindlar (Ortsmitte)

51789 Lindlar

☎ 02266 960 (Gemeinde Lindlar)

🕒 ganzjährig geöffnet

Die „steinreiche“ Gegend um Lindlar blickt auf eine lange Tradition im Steinhauergewerbe zurück. Im Januar 2006 wurde die St.-Reinoldus-Steinhauergilde in Lindlar 300 Jahre alt! Devonische Sandsteine, sogenannte Grauwacken, von besonderer Güte werden hier gebrochen und als Werksteine bearbeitet; zahlreiche Gebäude der Umgebung sind aus diesem Gestein erstellt. Der Steinhauerpfad erläutert die Tradition des Gewerbes und gibt Einblicke in Geologie, Verarbeitung und Bedeutung der „Grauwacke“.



## Mettmann

### Neanderthal Museum

Talstraße 300

40822 Mettmann

☎ 02104 9797-0 od. 9797-15 (Buchungen)

🕒 Di. – So. 10 – 18



Seit dem legendären Knochenfund von 1856 ist der Neandertaler weltweit das Synonym für den Steinzeitmenschen. Das Neanderthal Museum ist ein Erlebnisraum in einem außergewöhnlichen Museumsbau, in dem auf modernste Weise die Entwicklung des Menschen inszeniert wird. Der aufrechte Gang, das Gehirnvolumen, Zeugnisse menschlicher Kreativität, Bestattungsriten, Ernährung und Kommunikation sind einige von vielen Themen, die auf spannende Weise in die besondere Welt unserer Vorfahren führen.



### Neandertal:

#### Evolutionspfad und Eiszeit-Wildgehege

Talstraße, ab Neanderthal Museum

40822 Mettmann

📍 Wildgehege: 02104 99-2821 od. 99-2805  
(Stadtverwaltung Mettmann)

🕒 ganzjährig geöffnet

Der Evolutionspfad ist eine kulturelle und touristische Besonderheit. Er führt als Wanderweg durch das Düsselstal und am Mettmanner Bach vorbei und verbindet dabei das Neanderthal Museum mit der Stadt Mettmann. Er ist kein Geo-Lehrpfad, sondern vermittelt auf künstlerische Weise Meilensteine der Evolution, der Kunst und der Industriegeschichte. Im eiszeitlichen Wildfreigehege sind Wisente, Auerochsen und Tarpäne (Wildpferde) beheimatet. Diese dienten den eiszeitlichen Jägern (Neandertalern) ganzjährig als Wildbeute.

### Stadtgeschichtshaus Mettmann

Mittelstraße 10

40822 Mettmann

📍 02104 980630

🕒 Sa. 10 – 12

In der alten Bürgermeisterei im Stadtkern Mettmanns, dem Stadtgeschichtshaus, werden auch geologische und geografische Aspekte des Neandertales erläutert. Der Kalksteinabbau wird thematisiert, weil in einem Steinbruchbetrieb im Neandertal im Jahre 1856 die bis dahin ältesten fossilen Knochenreste eines Menschen gefunden wurden.



## Reichshof-Eckenhagen

### Mineralienmuseum (Kurverwaltung)

Rodener Platz 3

51580 Reichshof-Eckenhagen

☎ 02265 470

🕒 Mo. – Fr. 9 – 17, Sa. 9 – 12,  
im Sommer zusätzlich So. 14 – 17

Die Mineraliensammlung stammt zum Teil aus Reichshofer Gruben und spiegelt die Bergbaugeschichte und den historischen Silberbergbau der Umgebung wider. Schöne historische Zertifikate belegen die Herkunft einiger sehr alter Sammlungsstücke, die aus Goethes Zeiten stammen.



## Solingen

### Geologischer Lehrpfad („Willi-Lohbach-Weg“)

ab Schloss Burg/

Wanderparkplatz Burger Landstraße

42659 Solingen

🕒 ganzjährig geöffnet

Der geologische Lehrpfad beginnt hinter Schloss Burg. Der Rundweg mit der Beschilderung A3 ist 6 km lang und erläutert an 21 Stationen die Geologie des Wupper-Tales. Mit Schloss Burg, der Müngstener Brücke und der frühmittelalterlichen Wallburg Galapa streift der Lehrpfad kulturhistorische und baugeschichtliche Denkmäler von höchstem Rang.



## Sprockhövel

### Bergbauwanderrouen „Die Spur der Kohle“

Hauptstraße 85

45549 Sprockhövel

☺ ganzjährig geöffnet



Auf mehreren Wanderrouen („Die Spur der Kohle“) mit Längen zwischen 8 und 10 km kann die bergbauhistorische Vergangenheit des südlichen Ruhrgebietes erwandert werden. Fast 400 Jahre Bergbau auf Steinkohle sind im Sprockhöveler Raum – der Wiege des Steinkohlenbergbaus im Ruhrgebiet – sichtbar. Zu den Rouen sind hilfreiche Wanderführer erschienen, die die bergbaulichen Besonderheiten auf den Wegen ausführlich und sehr anschaulich erläutern.

### Park am Malakowturm

Hattinger Straße 54

45549 Sprockhövel

☺ ganzjährig geöffnet

Der junge Industriepark zeigt zahlreiche und selten zu sehende Bergbauexponate. Dampfhammer, Senklader, Grubenwagen, Seilscheiben, Gießpfannen und viele andere technische Besonderheiten des Bergbaus und der Industriegeschichte spiegeln die lebendige Vergangenheit von Sprockhövel wider.



## Wiehl

### Wiehler Tropfsteinhöhle

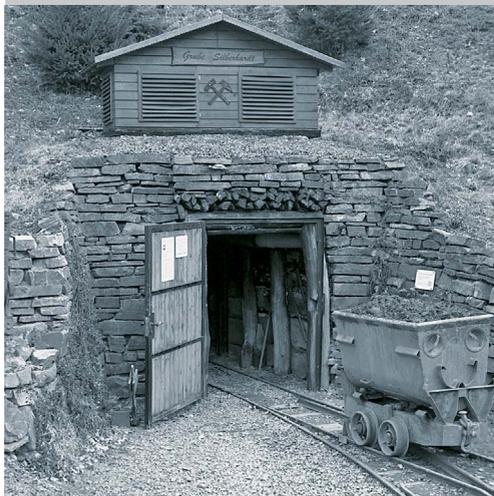
am Waldhotel Hartmann, Pfaffenberg 1  
51674 Wiehl

- ☎ 02262 7920 (Waldhotel Hartmann)
- 🕒 Mo. – So. 10 – 17 (April bis November);  
sonst bitte erfragen

Die 1 600 m lange Höhle (1 200 m begehbar) wurde 1860 bei Sprengarbeiten in einem Kalksteinbruch entdeckt. Sie liegt in den Riffkalksteinen des Mitteldevons. Einzelne Gänge weisen reichen Sinterschmuck auf, in anderen Höhlenbereichen konnten

sich wegen der Füllung mit Höhlenlehm kaum Tropfsteine ausbilden. Eine Besonderheit ist die „Kristallgrotte“ mit herrlich weiß ausgebildeten Kalkspatkristallen an Wänden und Decke.

## Windeck-Oettershagen



### Besucherbergwerk Grube Silberhardt und Montanwanderweg

Eisenbergstraße  
51570 Windeck-Oettershagen

- ☎ 02292 19433
- 🕒 bitte erfragen; für Gruppen ganzjährig(!)  
geöffnet nach Vereinbarung

Die Auffahrung der Grube Silberhardt begann im 13. Jahrhundert. Nach einer wechselvollen Geschichte wurde die Förderung von Blei-, Kupfer- und Zinkerzen 1926 eingestellt. Bis 1990 folgten noch einige unbedeutende Förderversuche. Seit 1999 ist die Grube als Besucherbergwerk freigegeben. Auf anschauliche Weise wird hier die spätmittelalterliche Stollenanlage sowie die handwerkliche Bergbaukunst im Stollen und im Bergbaumuseum vermittelt. Der Montanwanderweg von 1,7 km Länge informiert ausführlich über Erzförderung, Aufbereitung, Herstellung von Holzkohle und Verhüttung (Stollen, Kohlenmeiler, Rennfeuerofen u. a.).

## Wülfrath

### Zeittunnel und naturkundlicher und industrie- geschichtlicher Lehr- und Erlebnispfad im Steinbruch Schlupkothen

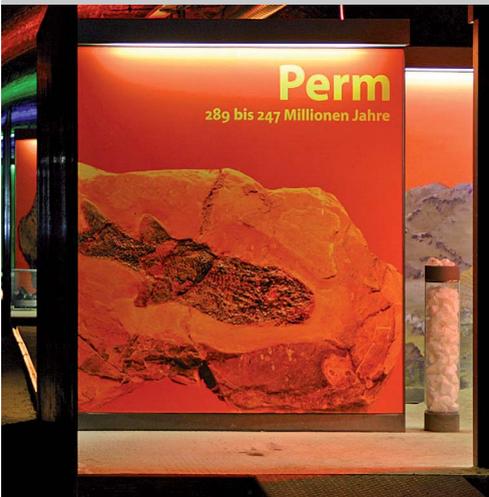
Hammerstein 5

42489 Wülfrath

☎ 02058 894644

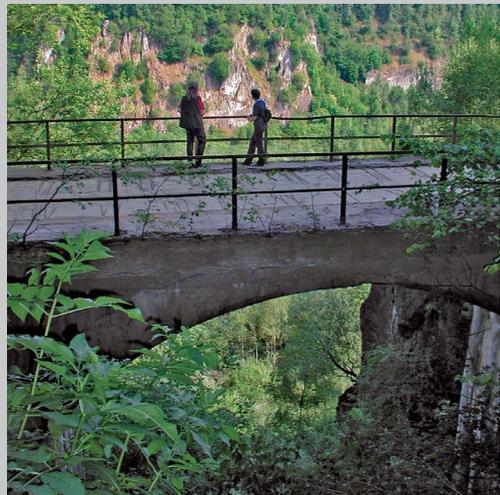
🕒 Di. – So. 10 – 18

(Ende April bis Anfang Oktober)



In dem 160 Meter langen ehemaligen Abbautunnel des Bochumer Bruchs werden 400 Millionen Jahre Erdgeschichte mit allen Sinnen erlebbar. Die besondere Atmosphäre dieses außergewöhnlichen Ortes besticht durch den Wechsel der dunklen Tunnelabschnitte mit den farbigen „Zeitfenstern“ der erlebnisorientierten Ausstellung. Begegnen Sie auf dieser Reise ungewöhnlichen Lebewesen, Dinosauriern

und den ersten Menschen, betrachten Sie die Verschiebung der Kontinente und die vielen fossilen Zeugen in den Vitrinen und erleben Sie die im Gegensatz zur Erdgeschichte minimale Zeitspanne der Industriegeschichte des Kalksteinabbaus, die aber die niederbergische Landschaft bis heute prägt.



## Wuppertal

### Wuppertaler Geopfad „Werner-Paeckelmann-Weg“

(früher Geopfad Sedansberg)

Beginn: Gymnasium Sedanstraße, Ende: Hölker Feld  
42275 Wuppertal

🕒 ganzjährig geöffnet

Mit einer Länge von 10 km führt der Geopfad an zahlreichen besonderen geologischen Objekten und Fossilfundstellen rund um den Nordpark vorbei. Auf aussichtsreichen Wegen kann die Geologie, Natur- und Kulturgeschichte des Raumes studiert werden.



### Geologischer Wanderweg „Der Eulenkopfweg“

Haus Richter/In der Beek  
42113 Wuppertal-Elberfeld

🕒 ganzjährig geöffnet

Der „Eulenkopf“, ein fossiler Brachiopode aus Gesteinsschichten des Mitteldevons mit dem wissenschaftlichen Namen *Stringocephalus burtini*, hat diesem Weg seinen Namen gegeben. Der 21 km lange Wanderweg ist in vier Abschnitte gegliedert, die jeweils als Rundwege gestaltet sind. An über 30 Stationen werden erdgeschichtliche, biologische, industriegeschichtliche und historische Themen behandelt.



## Bildnachweis

- Abb. 15: Senckenberg Forschungsinstitut und Naturmuseum, Frankfurt/Main  
Abb. 32: Diorama, ehem. Ruhrlandmuseum, Essen  
Abb. 39: aus Bongard (Nachdr. von 1835 Arnz)  
Abb. 41: nach LVR-Amt für Bodendenkmalpflege im Rheinland, Außenstelle Overath  
Abb. 42 – 50: M. Gechter, LVR-Amt für Bodendenkmalpflege im Rheinland, Außenstelle Overath  
Abb. 53: Sammlung H. Stahl, Bergisch Gladbach  
Abb. 60: Rheinkalk, Wülfrath  
Abb. 85 – 87: Wolfgang Hölken, Arbeitskreis Kluterthöhle e. V., Ennepetal  
Abb. 90: Lutz Koch, Ennepetal

- S. 180 unten: Museum für Bergbau, Handwerk und Gewerbe, Bergisch Gladbach  
S. 181 oben: Stadtarchiv Bergisch Gladbach  
S. 182 beide: Sauerländer Besucherbergwerk Ramsbeck, Bestwig  
S. 183 oben: LVR-Industriemuseum Engelskirchen  
S. 183 unten: Wolfgang Hölken, Arbeitskreis Kluterthöhle e. V., Ennepetal  
S. 184 unten: Klaus Breuer, VVS  
S. 185 oben: Siebengebirgsmuseum, Königswinter  
S. 186 oben: Bergische Grauwacke Steinbruchbetriebsgesellschaft mbH, Lindlar  
S. 186 Mitte u. unten: Neanderthal Museum, Mettmann  
S. 187 oben u. Mitte: Neanderthal Museum, Mettmann  
S. 187 unten: Stadtverwaltung Mettmann  
S. 188 oben: Kurverwaltung Reichshof, Reichshof-Eckenhagen  
S. 188 unten: M. Piecha, Krefeld  
S. 189 oben: V. Wrede, Kempen  
S. 189 unten: Park am Malakowturm, Sprockhövel  
S. 190: Verkehrsverein Windecker Ländchen e.V.  
S. 191 beide: Zeittunnel, Stadt Wülfrath  
S. 192 unten: Wuppertaler Geopfad, Wuppertal

**ISBN 978-3-86029-935-7**