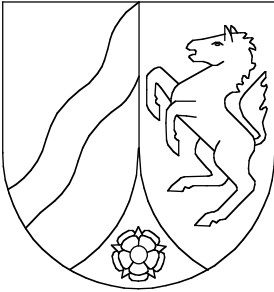


Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen



Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25 000

Erläuterungen

5405 Mechernich

GEOLOGISCHES LANDESAMT NORDRHEIN-WESTFALEN

Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000

Erläuterungen zu Blatt 5405 Mechernich

Von
KARL-HEINZ RIBBERT

Mit Beiträgen von HELLMUT GRABERT, MANFRED REINHARDT,
JÖRG SCHALICH und KARL HEINZ SUCHAN



Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen

Krefeld 1985

86.177

Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000	Erl.	5405 Mechernich	121 S.	15 Abb.	9 Tab.	2 Taf.	Krefeld 1985
---	------	--------------------	--------	---------	--------	--------	-----------------

Alle Urheberrechte vorbehalten

© 1985 Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen

Bearbeiter:	Prof. Dr. H. GRABERT Dipl.-Geol. Dr. M. REINHARDT Dipl.-Geol. Dr. K.-H. RIBBERT Dipl.-Geol. Dr. J. SCHALICH Dipl.-Geol. Dr. K. H. SUCHAN	Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen De-Greiff-Straße 195 D-4150 Krefeld 1
Redaktion:	Dipl.-Geol. H. D. HILDEN	
Druck:	Joh. van Acken, Krefeld	
Vertrieb:	Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen De-Greiff-Straße 195, D-4150 Krefeld 1 Best.-Nr. 13-5405	

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
1. Vorbemerkungen	9
2. Überblick (H. GRABERT)	10
2.1. Geologischer Überblick	10
2.2. Geographischer Überblick	11
2.2.1. Geländegestaltung und naturräumliche Gliederung	11
2.2.2. Gewässernetz	13
2.3. Klima	13
3. Schichtenfolge	15
3.1. Devon (K.-H. RIBBERT)	15
Unterdevon	15
3.1.1. Ems-Stufe	15
3.1.1.1. Heimbacher und Schleidener Schichten (demH+S)	15
3.1.1.2. Klerfer Schichten (demK)	20
3.1.1.3. Ems-Quarzit (dem,q)	23
3.1.1.4. Heisdorfer Schichten (demH)	24
Mitteldevon	26
3.1.2. Eifel-Stufe	26
3.1.2.1. Laucher Schichten (deL)	26
3.1.2.2. Nohner Schichten	29
3.1.2.2.1. Untere Nohner Schichten (deN1)	29
3.1.2.2.2. Obere Nohner Schichten (deN2)	31
3.1.2.3. Ahrdorfer Schichten (deAH)	32
3.1.2.4. Junkerberg-Schichten (deJ)	34
3.1.2.5. Freilinger und Ahbach-Schichten (deF+A)	36
3.1.3. Givet-Stufe	38
3.1.3.1. Loogh-Schichten (dvL)	38
3.1.3.2. Cürten- und Dreimühlen-Schichten (dvC+D)	39
3.1.3.3. Rodert-Schichten (dvR)	41
3.1.3.4. Kerpener Schichten (dvK)	43
3.1.4. Obere Eifel- bis Givet-Stufe	44
3.1.4.1. Muldenkern-Dolomit (de-v)	44
3.2. Perm (K.-H. RIBBERT)	46
3.2.1. ? Oberrotliegendes (ro)	46
3.3. Trias (K.-H. RIBBERT)	47
Buntsandstein	47
3.3.1. Mittlerer Buntsandstein (sm)	47

	Seite
3.3.2. Oberer Buntsandstein	51
3.3.2.1. Untere Zwischenschichten (so1u)	51
3.3.2.2. Obere Zwischenschichten und Voltzien-Sandstein (so1o+2)	53
Muschelkalk	54
3.3.3. Unterer Muschelkalk (Muschelsandstein) (mu)	54
3.4. Tertiär (H. GRABERT)	55
3.4.1. Ablagerungen in Dolinen (t)	55
3.5. Quartär (H. GRABERT)	56
3.5.1. Pleistozän	56
3.5.1.1. Sinterkalkstein (Travertin) („Ks)	56
3.5.1.2. Terrassen ungewisser Zuordnung („t)	58
3.5.1.3. Niederterrasse (qN)	58
3.5.1.4. Löß und Lößlehm („Lö)	59
3.5.1.5. Hanglehm („hg)	59
3.5.1.6. Ablagerungen in den Trockentälern (qp,L)	59
3.5.2. Holozän	60
3.5.2.1. Ablagerungen in den Bach- und Flußtälern (qh)	60
3.5.2.2. Schwemmkegel	61
3.5.2.3. Quellmoor („H)	61
3.5.2.4. Künstliche Aufschüttung oder Auffüllung („y)	61
4. Gebirgsbau (K.-H. RIBBERT)	62
4.1. Gefaltetes Gebirge	62
4.1.1. Bauelemente	62
4.1.1.1. Schichtung und Schieferung	62
4.1.1.2. Klüftung	63
4.1.1.3. Störungen	63
4.1.2. Inkohlungsverhältnisse	64
4.1.3. Baueinheiten	66
4.1.3.1. Sötenicher Mulde	66
4.1.3.2. Unterdevon-Gebiete	67
4.2. Deckgebirge	68
4.2.1. Mechernicher Trias-Senke	68
5. Erd- und Landschaftsgeschichte (K.-H. RIBBERT)	70
5.1. Fazies und Paläogeographie des Paläozoikums	70
5.2. Baugeschichte und postvariscische Erdgeschichte	74
5.3. Jüngere Landschaftsgeschichte	75

	Seite
6. Nutzbare Lagerstätten (H. GRABERT)	77
6.1. Erze	77
6.1.1. Eisen- und Manganerze	77
6.1.2. Buntmetallerze	81
6.2. Steine und Erden	83
6.2.1. Kalkstein	83
6.2.2. Sandstein und Quarzit	84
6.2.3. Sand und Kies	84
6.2.4. Ziegelrohstoffe	84
7. Hydrogeologie (K. H. SUCHAN)	85
7.1. Oberirdische Gewässer	85
7.2. Grundwasserleiter	85
7.2.1. Kluft- und Karstgrundwasserleiter (Devon)	86
7.2.2. Kluft- und Porengrundwasserleiter (Buntsandstein)	87
7.2.3. Porengrundwasserleiter (Quartär)	88
7.2.4. Quellen und Stollen	88
7.3. Grundwasserhaushalt	89
7.4. Chemische Beschaffenheit des Grundwassers	91
7.5. Wasserversorgung und Wasserreserven	95
7.6. Schutz des Grundwassers	96
8. Ingenieurgeologie (M. REINHARDT)	97
8.1. Unterdevon-Gebiete	97
8.2. Sötenicher Mulde	99
8.3. Mechernicher Trias-Senke	100
8.4. Quartärzeitliche Lockergesteine und Sinterkalkstein	101
8.5. Spezielle Hinweise	104
9. Böden (J. SCHALICH)	105
9.1. Böden aus Gesteinen des Unterdevons	105
9.2. Böden aus Gesteinen des Mitteldevons	105
9.3. Böden aus Buntsandstein	108
9.4. Böden aus quartären Talablagerungen	108
9.5. Künstliche Aufschüttungen und Abgrabungen	109
10. Verzeichnis der Schriften und Karten	110

Verzeichnis der Abbildungen

Abb. 1	Lage des Blattgebietes	10
Abb. 2	Naturräumliche Gliederung	12
Abb. 3	Feinsandstein mit einer Anreicherung einzelner Crinoidenstielglieder; Eulenkopf-Horizont der Laucher Schichten	27
Abb. 4	Unterseite einer Feinsandsteinbank des Dankerath-Horizonts der Oberen Nohner Schichten	30
Abb. 5	Fazies und Mächtigkeit der Junkerberg-Schichten	34
Abb. 6	Kalkstein-Mergelstein-Wechselfolge der Cürten- und Dreimühlen-Schichten	40
Abb. 7	Konglomerat und Sandstein des Mittleren Buntsandsteins	48
Abb. 8	Faziesschnitt durch den Mittleren und Oberen Buntsandstein	49
Abb. 9	Dolomitbröckelbank des Grenzbereichs Mittlerer/Oberer Buntsandstein	52
Abb. 10	Sammeldiagramme der Kluffflächenlagerung	63
Abb. 11	Tektonische Baueinheiten	65
Abb. 12	Erzlagerstätten im Blattgebiet	78
Abb. 13	Felssicherung im Bereich der großen Höhle am Kartstein	103
Abb. 14	Absicherung der Firste in der großen Höhle am Kartstein	104
Abb. 15	Bodenkundliche Übersicht	106/107

Verzeichnis der Tabellen

Tab. 1	Mittlere Jahreswerte der Klimaelemente	14
Tab. 2	Stratigraphische Gliederung des Mittel- und Unterdevons	16/17
Tab. 3	Ergebnisse der Reflexionsmessungen	64
Tab. 4	Ablauf der Erdgeschichte in der Nordeifel	71
Tab. 5	Abflußverhältnisse der Urft am Pegel Kall-Sportplatz	86
Tab. 6	Monatliche Niederschlagssummen der Station Kall	90
Tab. 7	Mittelwert der Jahresniederschläge 1968 – 1981	91
Tab. 8	Grundwasseranalysen	92 – 94
Tab. 9	Wassergewinnungsanlagen	96

Verzeichnis der Tafeln in der Anlage

Taf. 1	Geologische Schnitte 1:25 000
Taf. 2	Hydrogeologische Karte 1:50 000

1. Vorbemerkungen

Das Gebiet des Blattes 5405 Mechernich umfaßt auf engem Raum sehr unterschiedliche geologische Einheiten: das Unterdevon-Gebirge, die Sötenicher Kalkmulde mit ihrer Füllung aus mitteldevonischem Gestein und die erzführenden Gesteine der Mechernicher Trias-Senke.

Erste geologische Aufnahmen wurden im Blattgebiet bereits zu Beginn dieses Jahrhunderts ausgeführt. Nach Vorarbeit von M. BLANCKENHORN (1885) kartierte G. FLIEGEL zwischen 1906 und 1911 den Buntsandstein des Blattgebietes, P. G. KRAUSE nahm zwischen 1906 und 1915 sowie 1920 vorwiegend die unterdevonischen Schichten und das tiefere Mitteldevon auf. Die Kernschichten der Sötenicher Mulde blieben bei diesen Kartierungen ausgespart. Einen kleinen Teil hiervon bearbeitete L. BERGER in seiner Dissertation (BERGER 1909). Das östlich anschließende Mitteldevon-Gebiet nahm W. E. SCHMIDT in den Jahren 1932 bis 1935 auf. Er stützte sich dabei auf Arbeiten von H. QUIRING (1914 a, 1914 b), interpretierte aber das wichtige Urfttalprofil falsch, so daß seine Bearbeitung unbefriedigend blieb. Eine Überarbeitung des Unterdevon-Gebietes erfolgte 1938 durch W. WUNSTORF. Die bis dahin erzielten Ergebnisse fanden ihren Niederschlag in dem von W. SCHRIEL bearbeiteten Blatt 122/123 Aachen – Köln (1939) der Geologischen Übersichtskarte von Deutschland 1 : 200 000.

Für die 1. Auflage der Geologischen Übersichtskarte der nördlichen Eifel 1 : 100 000 (Hochschul-Umgebungskarte Aachen) überarbeitete E. SCHRÖDER 1949/1950 vornehmlich die Trias-Schichten und W. SCHMIDT 1956/1957 das Unterdevon und tiefere Mitteldevon im Blattgebiet. B. PAULUS gelang es, das in der Süd- und Zentraleifel aufgestellte Gliederungsschema des Mitteldevons auf die Gesteine der Sötenicher Mulde zu übertragen (PAULUS 1961 a, 1961 b, 1961 c). Die erste Auflage der „Nordeifelkarte“ erschien 1962. Die zweite Auflage dieser Karte wurde von G. KNAPP – im Raum Mechernich unter Verwendung der Dissertation von L. DICKFELD (1969) – neu bearbeitet und erschien 1978. Eine dritte Auflage wurde 1980 herausgegeben.

Die Revisionskartierungen für die Herausgabe des Blattes Mechernich im Maßstab 1 : 25 000 führte K.-H. RIBBERT in den Jahren 1982 bis 1984 aus. Für die Darstellung der geologischen Verhältnisse im Kartenblatt wurden die Kartenmanuskripte von E. SCHRÖDER (1949) und W. SCHMIDT (1957), die Dissertationen von B. PAULUS (1957) und L. DICKFELD (1969), die Diplomkartierungen von H. BYRA (1978) und H. ELFERS (1982) sowie das gesamte Archivmaterial des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen über diesen Raum mit verwendet.

2. Überblick (H. GRABERT)

2.1. Geologischer Überblick

Das Blattgebiet Mechernich umfaßt einen Abschnitt des nördlichen linksrheinischen Schiefergebirges (Abb. 1). Es ist geologisch geprägt durch die flächenhafte Verbreitung variscisch gefalteter Gesteinsschichten des Unter- und Mitteldevons und mesozoischer Deckschichten. Die ältesten Gesteine gehören zu den sandig-tonigen, zum Teil Rotschiefer enthaltenden Heimbacher, Schleidener und Klerfer Schichten (Unterems); ihnen folgen der Ems-Quarzit und die tonig-kalkigen Heisdorfer Schichten (Oberems) sowie die mergelig-kalkigen und dolomitischen Schichten der Eifel- sowie der Givet-Stufe (Mitteldevon). Die Schichten des Mitteldevons bilden die Kernschichten der Sötenicher Mulde, der nördlichen Kalkmulde der Eifeler Nord – Süd-Zone (Abb. 1). Auf den Verlauf der Eifeler Nord – Süd-Zone beschränkt sind Reste des mesozoischen Deckgebirges, vorwiegend Buntsandstein, der nur

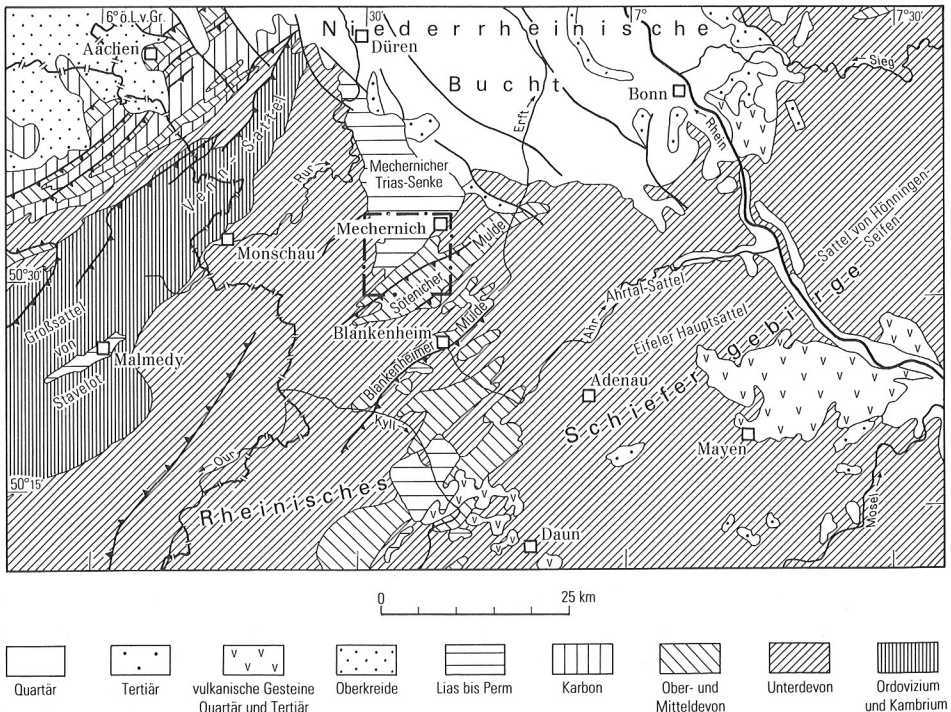


Abb. 1 Lage des Blattgebietes

flach geneigt über dem gefalteten Paläozoikum (Devon) liegt. Zwischen Paläozoikum und den mesozoischen Deckschichten schalten sich, in nur wenigen Resten und nahezu auf das Blattgebiet beschränkt, permische Kalksteinkonglomerate ein.

Die jüngere geologische Geschichte des Blattgebietes ist bestimmt durch einen tiefgründigen Zersatz und flächenhafte Abtragungsvorgänge auf einer Rumpffläche, deren tertiärzeitliche Sedimentbedeckung nur an wenigen Stellen, meist in den Karstschlotten der mitteldevonischen Dolomitgesteine der Sötenicher Mulde, erhalten geblieben ist. Ausgelöst durch die Hebung des Rheinischen Schiefergebirges beginnt an der Wende von der Tertiär- zur Quartär-Zeit verstärkt die Zertalung der alten Rumpffläche und damit die Herausbildung des heutigen Gewässernetzes.

Während der Ausbildung der heutigen Oberflächenmorphologie der Nordeifel entstanden die natürlichen geologischen Aufschlüsse wie Felsklippen, Steilhänge und Bachrisse. Sie stellen zusammen mit den aus der Bodenbildung stammenden Lesesteinen die natürliche Grundlage der geologischen Kartierung dar. Dazu treten die durch menschliche Aktivitäten geschaffenen künstlichen Aufschlüsse wie Steinbrüche, Böschungen und Bohrungen. Die geologische Kartierung besteht in einer stofflichen, strukturellen und altersmäßigen Erfassung der Schichtenfolgen. Sie findet ihren Niederschlag in der flächenhaften Darstellung der geologischen Verhältnisse eines Kartenblattes. Die Kartendarstellung wird unterstützt durch geologische Schnittserien, die eine räumliche Vorstellung des Gebirgsbaus vermitteln sollen.

2.2. Geographischer Überblick

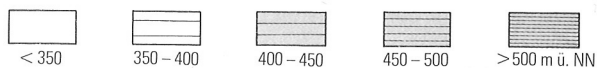
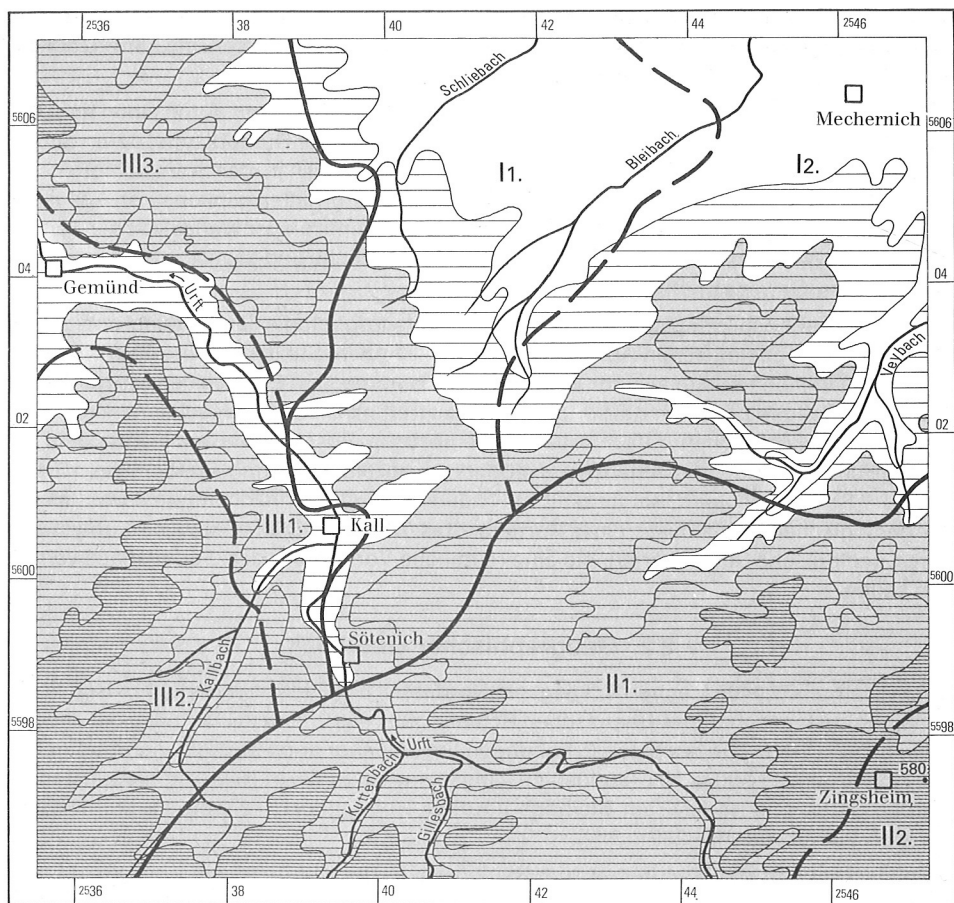
Das Blattgebiet 5405 Mechernich liegt am Nordabfall der Eifel; es vermittelt zwischen der Mittelgebirgslandschaft des Rheinischen Schiefergebirges und dem Flachland der Niederrheinischen Bucht. Die höchsten Erhebungen liegen daher auch im südlichen Blattgebiet mit Höhen über +500 m NN (südöstlich Zingsheim ca. +555 m NN), die niedrigsten im Norden unter +300 m NN (am Bleibach nördlich Roggendorf +272 m, am Mühlenbach nördlich Schützendorf +269 m NN).

Politisch gehört das Blattgebiet zum Regierungsbezirk Köln und wird, bis auf ein sehr kleines Areal bei Bergbuir, das zur Stadt Heimbach im Kreis Düren gehört, vom Kreis Euskirchen eingenommen. Darin umschließt die Stadt Schleiden den Westteil, die Stadt Mechernich den Nordosten, die Gemeinde Kall den zentralen und den südwestlichen Teil und die Gemeinde Nettersheim den Südosten des Blattgebietes.

2.2.1. Geländegestaltung und naturräumliche Gliederung

Die naturräumliche Gliederung folgt weitgehend den geologischen Baueinheiten: Der unterdevonische Ausstrich im westlichen Blattgebiet gehört zur Rureifel, das Kalk- und Dolomitgebiet der Sötenicher Mitteldevon-Mulde zur Kalkeifel und der übrige, weitgehend mit triadischen Sedimenten bedeckte Teil überwiegend zur Mechernicher Voreifel (Abb. 2).

Die Rureifel wird im Blattgebiet durch das tief eingeschnittene Urfttal gegliedert. Westlich der Urft stehen vorwiegend unterdevonische Schichten an, deren lehmige Böden sich zu relativ nährstoffarmen Braunerden entwickelt haben. Der im 17./18. Jahrhundert devastierte ursprüngliche Buchenwald ist weitgehend den im vorigen Jahrhundert angepflanzten Nadelholzforsten gewichen; relativ ebene Flächen wurden als Ackerland genutzt, sind jedoch heute vielfach in Weideland umgewandelt. In dem kleineren östlichen Teil der



I1. Vlattener Hügelland	} Mechernicher Voreifel	III1. Gemünder Urft- und Oleftäler	} Rureifel
I2. Mechernicher Berg- und Hügelland		III2. Hollerather Hochfläche	
II1. Sötenicher Kalkmulde	} Kalkeifel	III3. Kermeter Wald	
II2. Blankenheimer Wald			

Abb. 2 Naturräumliche Gliederung (nach GLÄSSER 1978)

Rureifel und in der Mechernicher Voreifel sind Gesteine des Buntsandsteins verbreitet. Die sandig-konglomeratischen Schichten des Mittleren Buntsandsteins tragen vielfach Wald, die tonig-sandigen des Oberen Buntsandsteins recht ertragreiche Felder. Zur Kalkeifel gehört die Sötenicher Kalkmulde. Aufgrund der durch die Verkarstung bedingten Wassermangel ist ihr innerer Teil durch Trockentäler gekennzeichnet. Die relativ breiten Sohlen der Trockentäler bieten durch ihre nährstoffreichen Lockersedimente gute Ackerstandorte. Dagegen sind die Talhänge mit ihren oft zutage tretenden Kalkgesteinen Standorte einer artenreichen und wärmeliebenden Trockenrasen-Gesellschaft und konnten nur als Weideland genutzt werden; heute sind diese Standorte vielfach mit Laubholz und Kiefern aufgeforstet.

Die Mechernicher Voreifel ist aufgrund ihrer relativ nährstoffreichen Böden stark landwirtschaftlich genutzt und daher waldarm, wenn man von den Aufforstungen auf den geröllreichen Buntsandstein-Flächen absieht. Die potentielle natürliche Landschaft entspricht einem Buchenwald.

2.2.2. Gewässernetz

Die Wasserscheide zwischen dem Rhein und der Maas durchzieht das Blattgebiet fast diagonal von Nordwesten nach Südosten (s. Abb. 2). Die zur Rur und weiter zur Maas hin entwässernde Urft ist das bedeutendste Gewässer des Blattgebietes, sie nimmt von Westen und Süden her größere Zuflüsse auf (Kuttenbach, Kallbach, Olef), während ihr von Norden her – wegen der nahen Wasserscheide – nur sehr kleine Gewässer zufließen.

Auf der flach nach Nordosten zum Rhein hin abdachenden Mechernicher Voreifel haben nur der Schliebach, der Bleibach und der Veybach (mit dem von Dreimühlen her zufließenden Hauser Bach) eine gewisse Bedeutung. Bleibach und Veybach dienten während der vergangenen Bergbauaktivitäten der Entwässerung der Gruben.

Aus den Quellen des Hauser Bachs und des Veybachs sowie einer Quelle im Urfttal entnahmen schon die Römer Trinkwasser und führten dieses in der berühmten Eifelwasserleitung (s. Kap. 7.2.4.) nach Köln. Die aus dem verkarsteten Mitteldevon gespeisten Quellen des Veybachs und des Hauser Bachs haben zu beträchtlichen Sinterkalkstein-Ablagerungen geführt, von denen der Travertin von Weyer (s. Kap. 3.5.1.1.) die bedeutendste ist.

Die Trockentäler der Sötenicher Mulde führen nur bei Starkregen und dann auch nur gelegentlich Wasser.

2.3. Klima

Die in Tabelle 1 angeführten Klimadaten sind dem Klima-Atlas von Nordrhein-Westfalen (1960) entnommen. Das Blattgebiet gehört dem durch maritime Luftmassen stark beeinflussten Klimabereich Nordwestdeutschland an; es vermittelt zwischen dem niederschlagsreichen Mittelgebirge (Eifel) und der niederschlagsärmeren Niederrheinischen Bucht. Die mittlere Jahrestemperatur liegt zwischen $+7$ und $+8^{\circ}\text{C}$ (Beobachtungsperiode 1881 – 1930), die vorherrschende Windrichtung ist um Südwest. Die Niederschlagsverteilung über das Jahr hin zeigt ein deutliches Herbst/Winter- und ein Sommermaximum (vgl. RIBBERT 1983: Abb. 3). Alle weiteren Klimadaten zeigen die gleiche Tendenz einer Übergangszone zwischen dem feuchteren und kühleren Gebirge und dem trockeneren und wärmeren Tiefland der Niederrheinischen Bucht.

Tabelle 1
Mittlere Jahreswerte der Klimaelemente

Klimaelemente	Werte	Beobachtungs- periode
Anzahl der Eistage im Jahr (Tageshöchstwert der Temperatur unter 0°C)	18 – 31	1881 – 1930
Anzahl der Frosttage im Jahr (Tagestiefstwert der Temperatur in 2 m Höhe unter 0°C)	88 – 110	1881 – 1930
Niederschlagssumme im Jahr (mm)	650 – 880	1891 – 1930
Niederschlagssumme in der Vegetationsperiode Mai – Juli (mm)	190 – 220	1891 – 1930
Niederschlagssumme im Winterhalbjahr November – April (mm)	270 – 450	1891 – 1930
Anteil der Schneemenge am Gesamtniederschlag (%)	10 – 16	1931 – 1940
Anzahl der Schneefalltage im Jahr (mindestens 0,1 mm)	30 – 43	1911 – 1940
Anzahl der heiteren Tage pro Jahr (Bewölkung unter 2 Zehntel)	40	1921 – 1940
Anzahl der trüben Tage pro Jahr (Bewölkung über 8 Zehntel)	160	1921 – 1940
Anzahl der Nebeltage pro Jahr	50 – 100	1921 – 1940
wirkliche Lufttemperatur im Jahr (°C)	+6 bis +9	1881 – 1930
wirkliche Lufttemperatur im Januar (°C)	-2 bis +1	1881 – 1930
wirkliche Lufttemperatur im Juli (°C)	+14 bis +17	1881 – 1930

3. Schichtenfolge

3.1. Devon (K.-H. RIBBERT)

Im Blattgebiet stehen Schichten der Ems-Stufe an, die zum Unterdevon gehören, sowie Schichten der Eifel- und Givet-Stufe, die das Mitteldevon vertreten (Tab. 2).

Unterdevon

Die unterdevonischen Schichten bestehen mit Ausnahme der Heisdorfer Schichten aus einer rasch wechselnden Folge von Ton-, Schluff- und Sandsteinen. Neben dem Fehlen von feinstratigraphisch verwertbaren Zonenfossilien erschweren besonders die Eintönigkeit der Schichtenfolge und der meist nur schwer durchschaubare tektonische Baustil die Gliederung. Das Unterdevon des Blattgebietes kann daher nur nach der Gesteinsausbildung, also lithologisch gegliedert werden. Hierbei benutzt man auch das Auftreten auffällig gefärbter Sedimente. Das höhere Unterdevon umfaßt nur Schichten der Ems-Stufe, die in die Untere und Obere Ems-Stufe untergliedert wird.

3.1.1. Ems-Stufe

Die Schichtenfolge der Ems-Stufe ist im Blattgebiet in vier größere Einheiten gegliedert. Die untere besteht aus einer fossilarmen Wechselfolge aus blaugrauen Ton- und Schluffsteinen und reinen Sandsteinen (Heimbacher und Schleidener Schichten der Unteren Ems-Stufe). Die mittlere besteht aus fast fossilfreien, rotsedimentführenden Ton-, Schluff- und Sandsteinen (Klerfer Schichten der Unteren Ems-Stufe). Beide Einheiten entsprechen in weiten Teilen den ebenfalls rotsedimentführenden Gesteinsfolgen des Bergischen Landes und des Sauerlandes (Bensberger, Külbacher und Sieseler Schichten). Die beiden oberen Einheiten (Obere Ems-Stufe) umfassen den nicht überall ausgebildeten Ems-Quarzit und die kalkhaltigen und fossilführenden, sandig-tonigen Heisdorfer Schichten. Zwischen den Klerfer Schichten und den Heisdorfer Schichten wird in der Nordeifel eine Schichtlücke vermutet. Im Bergischen Land werden die Oberen Ems-Schichten von den Remscheider Schichten und Teilen der Hohenhöfer Schichten gebildet. Dort, wo fossilreiche Kalksteine im unteren Teil der Hohenhöfer Schichten auftreten, konnte LORENZ (1941) den Begriff der Heisdorfer Schichten übertragen.

Nördlich des Hohen Venns wird die Ems-Stufe ganz von den rotsedimentreichen Zweifaller Schichten aufgebaut, die völlig frei von marinen Fossilien sind und daher schon dem kontinentalen Old-Red zugeordnet werden (ESCHGHI & KASIG 1974).

3.1.1.1. Heimbacher und Schleidener Schichten (demH+S)

Für eine graue Schichtenfolge im Liegenden von rotsedimentführenden Gesteinen konnte erstmals RUD. RICHTER (1919: 44 – 48) zwischen Schneifel und Prümer Mulde die Zugehörigkeit zur Unterems- (Untercoblentz)-Stufe faunistisch nachweisen. Diese sehr fossilrei-

Tabelle 2

Stratigraphische Gliederung des Mittel- und Unterdevons

Stufen	Stratotypen der Südeifel *)		Westen	Blatt 5405 Mechernich		Südosten	allgemeine Gliederung der Nordeifel
	Schicht (Formation)	Folge (Subform.)	Horizont (Member)				
Givet	Bolsdorf-Formation				Muldenkern-Dolomit		
	Kerpen-Formation		Roßberg <i>Bellerophon</i> -Korallenkalk	Kerpener Schichten	Kalk-Horizont Urfeiy-Horizont		Kerpener Schichten
	Rodert-Formation		Korallen-Brachiopodenkalk <i>Stringocephalus</i> -Korallenkalk <i>quadrigeminum-remosa</i> -Kalk <i>calqua</i> -Kalk	Rodert-Schichten	Hagelberg-Horizont Schulz-Horizont Münchenth-Horizont Sötenich-Horizont		Rodert-Schichten
	Dreimühlen-Formation		Galgenberg Ley Binz	Spickberg-Schichten			Ermborg/Spickberg-Schichten
	Cürten-Formation		Meerbüsch Forstberg Marmorwand Felsbach	Scheid-Horizont Zilkens-Horizont			Cürten-Schichten
	Looth-Formation		Rech Wotan	Looth-Schichten			Looth-Schichten
	Ätzbach-Formation	Müllert-Subformation Marweiler-Subformation	Zerbus Olifant Lahr Hallert	Ätzbach-Schichten			Ätzbach-Schichten
	Freilingen-Formation		Bohmet Ellenberg	Horizont c Horizont b Horizont a			Freilingen-Schichten
	Junkerberg-Formation	Grauberg-Subformation Heinzelt-Subformation	Giesdorf Nims Rechert Hönselberg Mussel Klausbach	Rohrer Horizont Wilhelmshöhe-Horizont Kallbach-Fazies Sisthal-Folge (s. Abb. 5)	Kirspenicher Horizont Kuttenbach-Fazies Hausener Horizont (s. Abb. 5)	Wiesberg-Fazies Dalbender Hor. Kuttenbach-Fazies Kall-Fazies (s. Abb. 5)	Junkerberg-Schichten

Mitteldevon

Eifel	Ahrdorf-Formation	Niederehe-Subformation		Paulsgraben/Quartbach-Horizont Hirnbach-Horizont Bildstock-Horizont	Ahrdorfer Schichten		
		Betterberg-Subformation	Wasen Flesten Köll Bildstock				
	Nohn-Formation	Stroheich-Subformation	Hundsdehl Dankerath	Hundsdehl-Horizont Dankerath-Horizont	Obere Nöhner Schichten		
		Zilsdorf-Subformation	Ahütte Kirberg	Lierberg-Fazies Leiterbach-Fazies Eigen-Horizont		Schellgesberg-Fazies Urft-Fazies	Untere Nöhner Schichten
	Lauch-Formation		Dorsel	Dorsel-Horizont Wolfenbach-Horizont	Eulenkopf-Horizont Weinberg-Horizont Görresburg-Horizont	Laucher Schichten	
			Wolfenbach				
	Ober-ems	Heisdorf-Formation			Stöckerbusch-Horizont	Schiefer-Horizont (Unterer Eisen-H.)	Heisdorfer Schichten
		Wetteldorf-Formation			Schichtlücke ?		
		Wiltz-Formation					
		Berlé (Ems)-Formation			Ems-Quarzit		Ems-Quarzit
	Unter-ems	Klerf-Formation			Klerfer Schichten		
		„Stadtfeld-Formation“			Schleidener und Heimbacher Schichten		

*) Eifel- und Givet-Stufe nach Straube (1961a, 1976, 1982)

chen Schichten (Unterems-Schichten in Stadtfelder Entwicklung) werden entlang dem Westrand der Eifeler Kalkmuldenzone nach Norden deutlich fossilärmer. Sie werden daher von FURTAK (1965) und MENTZEL (1966) neutral als „Graues Unterems“ bezeichnet. Westlich der Sötenicher Mulde bezeichnet WUNSTORF (1931) die graue Schichtenfolge als Schleidener Schichten (überwiegend Sandstein) und Heimbacher Schichten (überwiegend Tonstein). Dabei sollen die Schleidener Schichten das Hangende der weiter im Norden vorkommenden Heimbacher Schichten darstellen. WO. SCHMIDT & SCHRÖDER (1962) verwenden den Begriff der Schleidener Schichten nicht weiter und gliedern dagegen die Gesteine der Unteren Ems-Stufe in eine „Heimbacher Fazies“ (grau) und eine gleichalte, sie in Richtung Kalkmuldenzone vertretende „Klerfer Fazies“ (rot). KNAPP & RICHTER (1980) erneuern die vertikale Gliederung in Heimbacher Schichten (grau, Liegendes) und Klerfer Schichten (rot, Hangendes), schließen aber eine laterale Vertretung nicht völlig aus. Der Begriff der Schleidener Schichten wird auch von ihnen nicht wieder aufgegriffen. Die Kartierung des Nachbarblattes 5504 Hellenthal hat aber gezeigt, daß eine lithologische Zweiteilung des „Grauen Unterems“ in einen sandreicheren und einen tonreicheren Abschnitt möglich ist.

Gesteine: Die Gesteine der Heimbacher und Schleidener Schichten sind in ihrem schmalen Verbreitungsgebiet westlich der Mechnicher Trias-Senke wegen mangelnder Aufschlüsse und einer allgegenwärtigen Rotfärbung nur schwer zu charakterisieren. Es muß daher auf Aufschlüsse außerhalb des Blattgebietes zurückgegriffen werden.

Bei Blumenthal (TK 25: 5504 Hellenthal) folgt unter rotschieferführenden Tonsteinen der Klerfer Schichten eine Schichtenfolge aus grauen, schluffigen Tonsteinen und im frischen Zustand grauen Sandsteinen. Die Schichten sind im Olefthal zwischen Hellenthal und Schleiden weit verbreitet und streichen nach Osten auf Blatt Mechnich hinüber. Der relative Reichtum an Sandsteinen dieses Abschnitts des „Grauen Unterems“ ist von WUNSTORF (1931) erkannt worden. Er ist auch als eine sandsteinreichere Schichtenfolge in der 1. Auflage der Geologischen Übersichtskarte der nördlichen Eifel 1:100 000 (WO. SCHMIDT & SCHRÖDER 1962) dargestellt worden, doch führten unklare fazielle und stratigraphische Vorstellungen und das Fehlen einer geologischen Kartierung des Blattes Hellenthal zu einer Fehlansprache dieser Schichten als Obere Rurberger Schichten der Siegen-Stufe.

Der feinklastische Anteil der Heimbacher und Schleidener Schichten wird von grauen, in frischem Zustand graublauen, schluffigen Tonsteinen bis tonigen Schluffsteinen aufgebaut. Charakteristisch ist eine ausgeprägte Bänderung aus millimeterdünnen, feinsandigen, meist parallelgeschichteten (laminierten), seltener schräggeschichteten Lagen. Dickere Lagen leiten zu Feinsandsteinbänken über, die zusammen mit den Tonsteinen typische Wechsellagerungen bilden. Die fein- bis mittelkörnigen Sandsteine der Schichtenfolge treten meist in Bankfolgen von mehreren Metern Mächtigkeit auf. Sie bestehen ganz überwiegend aus Quarzkörnern in einer dolomitisch-sideritischen Matrix. Der Carbonatanteil kann 10 – 15 Gew.-% des Gesteins erreichen und führt bei der Verwitterung zur Ausbildung einer charakteristischen braunen Rinde sowie von Liesegangischen Ringen. Bezeichnend für die sandsteinreichere Schichtenfolge sind auch flözartige, mehrere Zentimeter dicke Anreicherungen von inkohlten Pflanzenresten (M. & R. TEICHMÜLLER 1952), die einen hohen Tonanteil führen.

Die in der Nähe des Trias-Randes weit verbreitete Rotfärbung betrifft Gesteine, die in größerem Abstand zur Trias-Senke durchweg einheitlich grau gefärbt sind. Da über mineralogische Kriterien zur Unterscheidung primärer und sekundärer Rotfärbung durch feinver-

teilten Hämatit bisher nur wenig bekannt geworden ist, sollen zunächst feldgeologische Unterscheidungsmerkmale angeführt werden: Solange sich die Rotfärbung in sandig-schluffigen Sedimenten auf Schicht- und Kluffflächen und davon ausgehende randliche Partien beschränkt, ist ihre sekundäre Natur durch Infiltration eisenhaltiger Lösungen deutlich erkennbar. Im Ganzen rote, schluffig-tonige Gesteinsfolgen sind weniger deutlich zu unterscheiden. Die Rotsedimente der Klerfer Schichten, etwa im Reifferscheider Tal, sind je nach Korngröße rot bis rotviolett gefärbt und färben nicht ab. Mutmaßlich sekundär gerötete, pelitische Heimbacher und Schleidener Schichten sind dagegen in frischem Zustand graurot, werden erst durch Verwitterungseinflüsse rot bis rotviolett und färben hellziegelrot ab. Darüber hinaus haben Bohrungen in der Nähe des Buntsandstein-Randes gezeigt, daß die Rötung unabhängig von der jeweiligen Schichtenlagerung zur Teufe hin abnimmt. Auch zeigt das Gestein für Klerfer Schichten untypische Merkmale wie Feinsandbänderung, kohlige Lagen und Fossilführung. Auf der Grundlage dieser Kriterien erweisen sich große Teile der in WO. SCHMIDT & SCHRÖDER (1962: 27, 29) als Klerfer Fazies angesprochene Gesteine als sekundär gerötete Heimbacher und Schleidener Schichten.

Einen ersten Ansatz für eine Unterscheidung auf mineralogisch-petrographischer Basis bieten Beobachtungen, die A. SCHERP (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) an geröteten Sandsteinen machte. Seine Feststellung, daß der Gehalt an Hämatit durch eine Oxidation des primär vorhandenen Ankerits entstanden ist, ist möglicherweise der Schlüssel zum Verständnis der Rötungsvorgänge auch pelitischer Gesteine.

Fossilführung und Fazies: Die zeitliche Einstufung der Heimbacher und Schleidener Schichten ist weniger durch das Vorkommen einer typischen Unterems-Fauna als durch das Fehlen von Leitfossilien der Siegen-Stufe gegeben. Die in Sandsteinen und Peliten der Heimbacher und Schleidener Schichten verbreitete Fauna ist charakterisiert durch das nicht seltene Vorkommen von Muscheln (große Aviculiden, kleine Modiolopsiden) und von Brachiopoden der Gattung *Mutationella* (*M. guerangeri* (VERNEUIL) und *M. confluentina* (A. FUCHS)). Zusammen mit ihnen kommen auch Reste von Panzerfischen (*Pteraspis* sp.), große Tentaculiten und Pflanzenreste vor. Die artenreichste, aber nicht typische Fauna ist diejenige vom Waldweg zwischen Wintzen und Broich (WO. SCHMIDT 1956: 100). Sie kommt als Brachiopodenschill in einer dünnen Kalksandsteinbank vor und ist wahrscheinlich aus einem küstenferneren Bereich eingeschwemmt. Sie hat die folgende Zusammensetzung:

Subcuspidella incerta (A. FUCHS)
Oligoptycherhynchus daleidensis (F. ROEMER)
Mutationella guerangeri (VERNEUIL)
Chonetes sarcinulatus SCHLOTHEIM
Schizophoria provulvaria (MAURER)
 Trilobiten- und Korallenreste

KRAUSE (1917: 438) sammelte und bestimmte zwischen Frohnath und Gemünd folgende Fossilien:

Myophoria minima A. FUCHS
Ctenodonta maureri BEUSHAUSEN
Ctenodonta migrans BEUSHAUSEN
Prosocoelus beushauseni A. FUCHS
Pterinea costata GOLDFUSS
Spirifer incertus A. FUCHS

Chonetes semiradiatus SOWERBY
Rensselaeria confluentina A. FUCHS
Homalonotus rhenanus KOCH

Das starke Hervortreten von Muscheln, globulären Brachiopoden (*Mutationella*) und von Fisch- und Pflanzenresten weist auf einen sehr küstennahen Lebens- und Ablagerungsraum hin (G. FUCHS 1982: 242). Dieser von BOUCOT (1963) als Globithyriden-Fazies beschriebene Raum vermittelt zwischen der terrestrischen Fazies der Zweifaller Schichten im Nordwesten (Nordrand des Hohen Venns) und der „vollmarinen“ Fazies von Oberstadtfeld im Südosten.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Liegendgrenze der ungegliederten Heimbacher und Schleidener Schichten ist im Blattgebiet nicht aufgeschlossen. Die sie unterlagernden Schichten – Obere Rurberger Schichten der Siegen-Stufe – sind, durch Fossilfunde belegt, erst auf Blatt 5304 Nideggen (WUNSTORF 1942) anzutreffen. Zwischen der Liegendgrenze der Klerfer Schichten bei Broich und dem Kern des Sattels von Gemünd sind ohne Berücksichtigung des Achseneinfallens und streichender Störungen Schichten in etwa 500 bis 600 m Mächtigkeit aufgeschlossen. Die Abgrenzung der grauen Heimbacher und Schleidener Schichten gegen die rotschieferführenden Klerfer Schichten ist mangels Aufschlüssen und wegen der allgegenwärtigen sekundären Rötung im Raum Broich nur durch die Verlängerung der auf den Nachbarblättern 5504 Hellenthal und 5404 Schleiden kartierten Grenze im Schichtenstreichen möglich.

Aufschlüsse:

- Steinbruch nördlich Broich, R 35 820, H 99 540
- Steinbruch auf dem Wichelsberg, R 36 110, H 00 750
- Felsböschung an der Straße Gemünd – Hergarten zwischen R 35 650, H 04 870 und R 35 430, H 05 220

3.1.1.2. Klerfer Schichten (demK)

Bei seinen Untersuchungen zur Geologie Luxemburgs prägte GOSSELET (1885: 269) für rotschieferführende Schichten in der Umrandung der Wiltzer Mulde den Begriff „Rotschiefer von Klerf (Schistes rouges de Clerveaux)“. Er fand durch RUD. RICHTER (1919: 50) als Klerfer Schichten der Unterco-blenz-Stufe Eingang in die deutsche geologische Literatur und ersetzte die problematische Bezeichnung Vichter Schichten, die KAYSER (1871: 312) für rote Schichten nördlich des Hohen Venns und in der Umrandung der Prümer Mulde aufgestellt hatte. Die Bezeichnung und die Alterseinstufung für rotschieferführende Schichten im Liegenden des Ems-Quarzits hat auch danach noch mehrfach gewechselt.

ASSELBERGHS (1912, 1928): Schiestes bigarrés de Clervaux (Emsien moyen)
WUNSTORF (1931): Reifferscheider Schichten (Oberems)
WUNSTORF (1934): Reifferscheider Schichten (Höchstes Unterco-blenz)
LIPPERT (1937): Klerfer Schichten (Unterems)
W. E. SCHMIDT (1944): Klerfer Schichten (Oberems)
W. O. SCHMIDT (1956): Schichten Klerfer Fazies (Obersiegen – Unterems)
BECKER & MENTZEL (1961): Klerfer Schichten (Unterems)
DICKFELD (1969): Schichten Klerfer Fazies (Obersiegen – Oberems)
KNAPP & RICHTER (1980): Klerfer Schichten (Unterems – Oberems)

Gesteine und Gliederung: Die Klerfer Schichten setzen sich aus monotonen Wechsellagerungen von roten und grüngrauen Ton- und Schluffsteinen mit fein- bis mittelkörnigen, mehr oder weniger tonigen Sandsteinen zusammen.

Die durch fein verteilten Hämatit verursachte Farbe der Rotsedimente wechselt mit steigendem Schluffgehalt von rot nach dunkelrotviolett. Meist lassen die Rotsedimente keine Schichtung erkennen und neigen daher zur Ausbildung von Bröckelschiefern. In den grünlichen bis grünlichgrauen und grauen, zum Teil stark schluffigen Tonsteinen ist eine Schichtung anhand dünner, parallel- und schräggeschichteter Schluff- und Feinsandsteinbänken weitaus häufiger zu erkennen.

Die grünlichgrauen bis grauen, fein- bis mittelkörnigen Sandsteine bilden bis zu mehrere Meter mächtige Einzelbänke oder Bankfolgen, die bei steiler Lagerung morphologisch als Klippen oder Härtlingsrücken hervortreten können. Die plattige Absonderung zeigt eine Parallelschichtung an, seltener tritt Schrägschichtung auf. Meist sind solche Bänke aber homogen und ungeschichtet. Nach Beobachtungen von A. SCHERP und G. STADLER (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) führt die den mittleren Teil der Klerfer Schichten aufbauende Hauptmasse der meist mittelkörnigen Sandsteine neben Quarz als Hauptbestandteil zwischen 5 und 10 % Feldspat sowie 10 – 15 % Chlorit und ca. 10 % Sericit. Das Ausmaß des quarzitisches Korn-an-Korn-Gefüges in den Sandsteinen ist abhängig vom Gehalt an Tonsteinfragmenten und Tonmineralmatrix. Der Anteil an Tonsteinfragmenten, die aus der Aufarbeitung bereits abgelagerter Tonsteinlagen stammen, und der Feldspatgehalt zusammen mit dem mäßigen Sortierungsgrad kennzeichnen die Sandsteine der Klerfer Schichten als ein relativ unreifes, grauackeähnliches Sediment. Stärker aufgearbeitete, relativ quarzreichere Sandsteine (Quarzite) treten nur in den tieferen und höchsten Klerfer Schichten auf.

Eine grobe Gliederung der Klerfer Schichten ist durch eine von der üblichen Gesteinsform abweichende Gesteinsausbildung der im tieferen und höheren Teil der Schichtenfolge vorkommenden Sandsteine möglich.

Klerfer Schichten (unterer Teil): Der von A. FUCHS (in A. FUCHS & WOLFF 1910) aus dem Blattgebiet 5306 Euskirchen erstmals beschriebene Billigerwald-Quarzit vermittelt dort zwischen grauen Schichten im Liegenden und rotschieferführenden Schichten im Hangenden. Sein Name ist etwas irreführend, da er keine so reinen Quarzite führt wie der Ems-Quarzit, sondern eine Einschaltung grauer, quarzitischer Sandsteine in eine Schichtenfolge mit roten Tonsteinen darstellt. Die ungünstigen Aufschlußverhältnisse im Südwestteil des Blattgebietes 5405 Mechernich und im angrenzenden Blattgebiet 5404 Schleiden lassen eine Abgrenzung dieses Horizontes nicht zu. Im Blattgebiet 5504 Hellenthal führt dieser Abschnitt der Klerfer Schichten nach Beobachtungen von A. SCHERP (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) auch quarzitisches Sandsteine mit einem 5 – 10 % hohen Gehalt an Carbonat in Form von feinverteiltem Siderit.

Klerfer Schichten (mittlerer Teil): Die Sandsteine dieses Abschnitts der Klerfer Schichten zeigen weder einen Carbonatgehalt noch einen ungewöhnlich hohen Anteil an Tonsteinfragmenten. Sie repräsentieren gewissermaßen den Normaltyp des Sandsteins der Klerfer Schichten.

Klerfer Schichten (oberer Teil): Im oberen Teil der Klerfer Schichten sind zwei unterschiedlich aufgebaute Gesteinsfolgen deutlich voneinander zu unterscheiden. Die erste Variante zeichnet sich durch sehr dickbankige, mittel- bis grobkörnige Sandsteine aus, die reich an toniger Matrix und an Tonsteinfragmenten in der Korngröße des Quarzes sind. Die Sandsteine zeigen wegen ihres Chloritgehaltes oft eine ausgeprägte grüne Färbung. Das Gestein weist häufig Lagen von zentimetergroßen Tonsteinflatschen sowie Pflanzenhäcksel

auf und läßt einzelne verwitterte Feldspatkörner als helle Punkte erkennen. Sandsteine dieser Art treten zusammen mit bunten Tonsteinen in den Randbereichen der Sötenicher Mulde auf und sind besonders im Kallbachtal nördlich des Frohnrather Kopfes zu beobachten. Darüber folgen als zweite Variante am Südwestende der Sötenicher Mulde hellgraue, dezimeternmächtige Quarzitbänke zusammen mit tonhaltigen Sandsteinen und bunten Tonsteinen im obersten Teil der Klerfer Schichten. Die Zahl der Quarzitbänke nimmt nach oben bis zum kompakten Ems-Quarzit zu. Die Schichtenfolge scheint an das Auftreten des Ems-Quarzites gebunden zu sein und keilt mit ihm nach Nordosten aus. Geringmächtige quarzitische Sandsteine im obersten Abschnitt der Klerfer Schichten sind allerdings von BYRA (1978: 14) auch noch am Nordwestrand der Sötenicher Mulde bei Lorbach beobachtet worden.

Fossilien und Altersstellung: Die Klerfer Schichten sind bis auf gelegentliche Reste von Pflanzendetritus und das Vorkommen von bioturbaten Strukturen (Spurenfossilien) sehr arm an organischen Überresten. Nur äußerst selten sind Fischreste und Muscheln zu finden, die aber allesamt biostratigraphisch unbedeutsam sind.

Bislang ist ungeklärt, ob die quarzitischen Übergangsbildungen im obersten Teil der Klerfer Schichten bereits der Oberen Ems-Stufe angehören, wie DICKFELD (1969: 24) es vermutet. Er begründet seine Vermutung mit der Beobachtung, daß sich am Südwestende der Sötenicher Mulde die geschlossene Folge des Ems-Quarzites nach Nordosten in zunehmendem Maße mit „Schichten Klerfer Fazies“ verzahnt. Ähnliche Beobachtungen machte auch MENTZEL (1966: 92) am Südwestende der Blankenheimer Mulde. Der Hauptanteil der Klerfer Schichten muß jedoch nach Fossilfunden von LIPPERT (1937: 284 – 286) in der Nordeifel und von RUD. RICHTER (1919: 53 – 56) in der Südeifel in die Untere Ems-Stufe gestellt werden. Schichten in Klerfer Fazies mit einem Alter der Oberen Siegen-Stufe sind in der Nordeifel nach Überlegungen von KNAPP & RICHTER (1980: 349 – 353) unwahrscheinlich.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Liegendgrenze der Klerfer Schichten zum „Grauen Unterems“ der Heimbacher und Schleidener Schichten ist in der Umgebung von Broich nur mangelhaft aufgeschlossen. Die Grenzziehung, die anhand des ersten Auftretens von Rotschiefern vorgenommen wird, ist zusätzlich durch die nie auszuschließende sekundäre Rötung grauer Tonsteine erschwert. Als Hilfsmittel können aber im unteren Teil der Klerfer Schichten auftretende Quarzite verwendet werden, in deren Liegendem die Grenze rot/grau zu suchen ist. Die so kartierte Untergrenze der Klerfer Schichten schließt sich zwanglos an den in den Blattgebieten 5504 Hellenthal und 5404 Schleiden aufgenommenen Grenzverlauf an.

Mangels eines mit hinreichender Genauigkeit konstruierbaren, tektonischen Schnittes kann die Gesamtmächtigkeit der Klerfer Schichten im Blattgebiet nur annähernd geschätzt werden. Sie dürfte bei maximal 1 000 m liegen. Die Mächtigkeit des obersten, quarzitführenden Teils der Klerfer Schichten beträgt nach DICKFELD (1969: Abb. 2) ca. 50 m. Sie bleibt vom Blattrand bis zum Frohnrather Kopf etwa gleich. Der Anteil der Quarzite im höheren Teil dieser Schichtenfolge nimmt aber stark ab.

Aufschlüsse:

- Steinbruch im Kallbachtal nördlich des Frohnrather Kopfes, R 37 420, H 97 800
- mehrere kleine Aufschlüsse zwischen Vussem und Vollem, R 46 840, H 03 400; R 46 510, H 03 400; R 45 910, H 02 110

3.1.1.3. Ems-Quarzit (dem,q)

Für die Nordeifel erwähnen erstmals KUCKELKORN & VORSTER (1926: 517) quarzitisches „Obercoblenz-Schichten“ vom südwestlichen Ende der Blankenheimer Mulde. ASSELBERGHS (1928: 15, 20) beschreibt Quarzite vom Westende der Sötenicher Mulde bei Sistig und stuft sie in den oberen Teil seiner „Mittleren Coblenzschichten (Emsien moyen)“ ein. Er setzt sie gleich dem Quarzit von Berlé Luxemburgs (GOSSELET 1885) und dem Coblenzquarzit (KOCH 1881) des Rheingebietes. WUNSTORF (1931: 166) schloß sich dieser lithologischen Parallelisierung an, hält aber ein „Ober-Koblenz-Alter“ für richtiger. Nachfolgend spricht sich ASSELBERGHS (1941: 74) für eine Grenzziehung Unter-/Oberems zwischen Klerfer Schichten und „Koblenzquarzit“ aus. Ausgehend von seinem Schurf Stöckerbusch vertritt W. E. SCHMIDT (1944: 108) die Ansicht, daß der Quarzit von Sistig sehr hoch in der „Oberkoblenz-Schichtenfolge“ steht. Nachdem durch KRÖMMELBEIN (1955) für den glasigen Quarzit an der Basis des Oberems der Südeifel der Begriff Koblenz-Quarzit durch Ems-Quarzit ersetzt worden war, parallelisiert W. SCHMIDT (1956: 99) den Quarzit von Sistig mit dem Ems-Quarzit. Der Begriff Ems-Quarzit wird zwar auch hier benutzt, wegen der nicht gesicherten Stellung des Quarzits innerhalb des Oberems sollte aber besser neutral von „Quarzit im Liegenden der Heisdorfer Schichten“ gesprochen werden.

Gesteine: Gesteine, die aufgrund ihrer Position zwischen den Klerfer Schichten im Liegenden und den Heisdorfer Schichten im Hangenden als Ems-Quarzit angesprochen werden können, sind im Blattgebiet nur mangelhaft aufgeschlossen. Zu ihrer Beschreibung muß daher auf Aufschlüsse westlich des Untersuchungsgebietes zurückgegriffen werden. Sowohl bei Wildenburg (TK 25: 5504 Hellenthal) als auch bei Kronenburg (TK 25: 5604 Hallschlag) folgt über den quarzitführenden Übergangsbildungen in Klerfer Fazies eine geschlossene Folge von Quarziten. Es sind hellgraue, fein- bis mittelkörnige Sandsteine, deren quarzitisches Korn-an-Korn-Gefüge infolge fehlender toniger Matrix sehr stark ausgebildet ist. Stellenweise treten auch glasige Quarzite (Glaswacken) auf. Das Gestein erscheint dickbankig bis massig und ist meist sehr stark geklüftet. Im Blattgebiet tritt der Ems-Quarzit fast ausschließlich in Lesesteinen auf. Am Südostrand der Sötenicher Mulde in der Umgebung von Zingsheim tritt der Ems-Quarzit nicht auf.

Fossilien und Altersstellung: Die Schichtenfolge des Ems-Quarzits ist sehr fossilarm. DICKFELD (1969: 22) fand bei Wollenberg (TK 25: 5504 Hellenthal) eine Fauna in Lesesteinen der obersten Lagen der Quarzite. Sie besteht aus Schwemmlagen von Crinoidenstielgliedern und Tentaculiten und darin eingestreuten Resten von Trilobiten, Brachiopoden, Muscheln, Bryozoen und Korallen.

In der Südwesteifel, dem Gebiet des „gut gegliederten Oberems“ (KRÖMMELBEIN 1952: 325), ist die stratigraphische Stellung des Ems(Berlé)-Quarzits im Hangenden der Klerfer Schichten und gleichzeitig an der Basis der Oberen Ems-Stufe deutlich fixiert. In der Nordeifel dagegen fehlen Teile der Oberems-Schichtenfolge (Wiltzer Schiefer, Wetteldorfer Sandstein), und schließlich fällt auch der Ems-Quarzit aus. Nach KRÖMMELBEIN (1952: 325) soll dies auf Schichtlücken im Bereich einer Mitteleifel-Schwelle (KRÖMMELBEIN'sche Struktur, STRUVE 1961 a: 98) zurückzuführen sein. Die Oberkante der Klerfer Schichten sollte somit immer oberstes Unterems anzeigen. Ausgehend von seinen quarzitischen Übergangsbildungen hält DICKFELD (1969: 24) eine Vertretung des Ems-Quarzits durch oberemische Klerfer Schichten für möglich. Die Frage, ob die in der Nordeifel als Ems-Quarzit angesprochenen Schichten nicht höher innerhalb des Oberems stehen und vielleicht Teile der Wiltzer

und Wetteldorfer Schichten vertreten, wie HEIBEL (1969) es aus der Gerolsteiner Mulde beschreibt, ist ungeklärt. Die damit verknüpfte Frage nach der Schichtlücke zwischen Ems-Quarzit und Heisdorfer Schichten in der Nordeifel kann möglicherweise durch die Untersuchung der Mikroflora geklärt werden.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Abgrenzung der geschlossenen Folge des Ems-Quarzits ist stratigraphisch wie auch kartiertechnisch schwierig. Da auch in den liegenden Übergangsbildungen reine Quarzitbänke vorkommen, kann eine Kartiergrenze in den Waldgebieten südwestlich und nordöstlich von Frohnrath nur zwischen reinen Quarziten und Klerf-Sandsteinen gelegt werden. Die Kartiergrenze liegt auch wegen der starken Überscotterung der Hänge deutlich tiefer als die Untergrenze der geschlossenen Folge des Ems-Quarzits.

Die Mächtigkeit der geschlossenen Quarzitfolge beträgt im südwestlichen Blattrandgebiet (Profil an der Bundesstraße 258) nach DICKFELD (1969: Abb. 2) ca. 50 m. Sie nimmt von dort nach Nordosten schnell ab, so daß nördlich des Frohnrather Kopfes der Ems-Quarzit auskeilt und durch Schichten in Klerfer Fazies vertreten wird, die ihrerseits unmittelbar von Heisdorfer Schichten überlagert werden.

Aufschluß:

– Weganschnitt am Frohnrather Kopf, R 37 520, H 97 520

3.1.1.4. Heisdorfer Schichten (demH)

Ihre erste Erwähnung erfahren die Heisdorfer Schichten durch ROEMER (1844), der Schichten mit „bauwürdigem Eisengehalt“ aus der Sötenicher Mulde bei Eiserfey beschreibt. Eine stratigraphische Einstufung dieser Schichtenfolge gibt KAYSER (1871: 322), der eine Wechselfolge von Sandsteinen und *Spirifer cultrijugatus* führenden Kalksteinen sowie Roteisenbänken als *cultrijugatus*-Stufe ausscheidet. Im Sötenicher Profil lokalisiert er, wie nach ihm auch W. E. SCHMIDT (1936) und anfänglich auch PAULUS (1959), die Schichtenfolge falsch. Die Bezeichnung Heisdorfer Schichten wird von HAPPEL (1930, 1932: 336) in der Prümer Mulde aufgestellt und später auch von PAULUS (1959, 1961 a) und DICKFELD (1969) in der Sötenicher Mulde verwendet. Durch WERNER (1972: 446 – 453) wird die Grenzziehung zwischen den Heisdorfer und Laucher Schichten der südlichen Eifelkalkmulden neu gefaßt.

Gesteine: Die Heisdorfer Schichten sind an keiner Stelle des Blattgebietes vollständig aufgeschlossen. Im Kallbachtal (Frohnrather Kopf) und bei Vollem kann das Profil aus Teilaufschlüssen zusammengesetzt werden, während es bei Sötenich sehr lückenhaft bleibt. Am Südostrand der Mulde waren Teile der Heisdorfer Schichten bei Zingsheim im Jahr 1980 kurzfristig durch Bauarbeiten zur Autobahnbrücke aufgeschlossen.

Die Schichtenfolge wird von verschiedenartigen Gesteinstypen aufgebaut, die dünnbänig wechsellagern und alle mehr oder minder fossilreich sind. Am Aufbau des klastischen Anteils der Schichtenfolge sind kalkhaltige Ton- und Schluffsteine sowie Sandsteine beteiligt. In frischem Zustand, je nach Kalkgehalt blaugrau oder grünlichgrau, nehmen sie durch die Verwitterung eine charakteristische dunkelbraune Färbung an. Durch einen wachsenden Anteil an Fossildetritus, der in Lagen angereichert Parallel- und Schrägschichtung erkennen läßt, können feinkörnige Kalksandsteine in sandige Carbonatgesteine übergehen. Bei Vollem treten auch – möglicherweise sekundär veränderte – rote, schluffige Tonsteine und gelbgraue, dolomitische Feinsandsteine auf.

Der im Blattgebiet recht untergeordnete karbonatische Anteil der Schichtenfolge wird von blaugrauen, spätigen Crinoiden- und Brachiopoden-Schillkalksteinen sowie Kalksteinen mit Roteisenführung aufgebaut. Nach Untersuchungen von SKALA (1974: 270 – 274), die an die Arbeit von HAPPEL (1930) anknüpfen, stellen Echinodermenreste (vorwiegend Crinoiden) mit 30 – 40 maximal 75 % neben Bryozoen und Brachiopoden den größten Anteil an den den Kalkstein aufbauenden Biogenen. Als Erzmineral der eisenführenden Kalksteine stellt SKALA fast ausschließlich Hämatit in Gehalten von 15 – 25 % fest. Die Vererzung ist an gerundete Fossilbruchstücke gebunden, die die Kerne echter, um 1 Millimeter großer Ooide bilden. Sie ist in der Hauptsache frühdiagenetisch und läuft über eine erste Ausscheidung von Hämatit in Hohlräumen des Fossilbruchstückes bis zu einer Verdrängung der Carbo-natsubstanz des Biogens oder Ooids und des primären Zements zwischen den Bruchstücken (vgl. Kap. 6.1.1.).

Einschaltungen von dünnen Bentonitlagen in den Heisdorfer Schichten beschreibt WINTER (1969: 434) vom Nordwestende der Sötenicher Mulde bei Sistig (TK 25: 5505 Blankenheim). Es handelt sich um helle, weichplastische und quellfähige Tonlagen, die zur Hauptsache aus Montmorillonit und Illit in Wechsellagerstruktur bestehen. Aufgrund ihres Gehaltes an vulkanischen Glaspartikeln werden sie als äolisch verfrachtete Aschentuffe keratophyrischer Herkunft gedeutet. Im Blattgebiet selbst ist ein Auftreten dieser horizontbeständigen und daher stratigraphisch wichtigen Lagen bisher nur vom Eulenkopf bekannt geworden (BYRA 1978).

Die in der Sötenicher Mulde durch DICKFELD (1969: 28 – 36) eingeführte Zweigliederung der Heisdorfer Schichten in Stöckerbusch- und Görresburg-Horizont resultierte aus den damaligen ungünstigen Aufschlußverhältnissen im Raum Nettersheim. Sie wird hier dahingehend modifiziert, daß die überwiegend sandig-tonige Ausbildung der Heisdorfer Schichten mit dem Stöckerbusch-Horizont identifiziert wird, während der untere Horizont der Laucher Schichten mit roteisenführenden Kalksteinen jetzt als Görresburg-Horizont (vgl. Kap. 3.1.2.1.) aufgefaßt wird. Im Rahmen der Kartierung kann die Obergrenze der Heisdorfer Schichten am Nordwestrand der Sötenicher Mulde nur mit dem letzten gemeinsamen Auftreten von Kalksandsteinen und roteisenführenden Kalksteinen gezogen werden.

Altersstellung und Fossilien: Nach faunistischen Untersuchungen, die insbesondere von WERNER (1969, 1972) durchgeführt worden sind, gehören nur der untere roteisenführende Horizont und der darüber folgende Tonsteinhorizont der Oberen Ems-Stufe an, der obere roteisenführende Horizont gehört dagegen schon den Laucher Schichten des Mitteldevons an. Diese in der Südeifel sowie im Blattgebiet 5505 Blankenheim gemachte Beobachtung konnte am Nordrand der Sötenicher Mulde bisher nicht bestätigt werden.

Stratigraphisch wichtig für die Einstufung der Heisdorfer Schichten in die Obere Ems-Stufe sind die folgenden Leitarten (Auswahl nach WERNER & ZIEGLER 1982):

Basidechenella kayseri (RUD. RICHTER)
Comura defensor (RUD. & E. RICHTER)
Treveropyge rotundifrons (EMMRICH)
Arduspirifer mosellanus (SOLLE) ssp.
Mesophyllum (*Cystiphyllum*) cf. *originale* BIRENHEIDE

Typisch für Heisdorfer Schichten sind darüber hinaus *Acastoides henni posthumus* (RUD. & E. RICHTER) und *Cimicinella cimex* (RUD. & E. RICHTER). *Paraspirifer cultrijugatus* (F. ROEMER) kommt in den Heisdorfer Schichten und, weitaus häufiger, in den Laucher Schichten vor.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die fossilführenden Heisdorfer Schichten werden im Westen vom Ems-Quarzit und im mittleren und östlichen Teil des Blattgebietes von bislang fossilieren Klerfer Schichten unterlagert. Im Raum Lorbach – Bergheim schalten sich im Grenzbereich geringmächtige, Spurenfossilien führende Quarzitlagen ein, die möglicherweise ein Äquivalent des Ems-Quarzites darstellen.

Die Abgrenzung zum Hangenden hin erfolgt nach überwiegend faunistischen Gesichtspunkten. Während der unterschiedliche Anteil klastischer und karbonatischer Gesteine südlich des Blattgebietes eine Gliederung und damit auch eine lithologische Grenzziehung zum Hangenden ermöglicht, ist im Südwestteil der Sötenicher Mulde lediglich eine Zunahme des Carbonatgesteinsanteiles zum Hangenden hin zu erkennen. Im Kallbachtal kann die Obergrenze der Heisdorfer Schichten und damit die Grenze Unter-/Mitteldevon zwischen die Roteisenbänke im Bereich einer Lage mit der Koralle *Favosites* gelegt werden (vgl. DICKFELD 1969: 37, 38). Die Mächtigkeit der überwiegend tonig-sandig ausgebildeten Heisdorfer Schichten kann im Blattgebiet mangels durchgehend aufgeschlossener Profile nur geschätzt werden. Am Nordrand der Sötenicher Mulde zwischen dem Kallbachtal und Eiserfey dürfte die Mächtigkeit zwischen 20 und 25 m liegen. Am Südrand der Mulde kann, ausgehend von einer unter 10 m liegenden Mächtigkeit bei Nettersheim (GK 25: 5505 Blankenheim), auf eine Zunahme bis auf ca. 20 m bei Zingsheim geschlossen werden. Die Schichten sind dort zusammen mit den Laucher Schichten dargestellt.

Aufschlüsse:

- Weganschnitt im Kallbachtal südlich des Frohnrather Kopfes, R 37 530, H 97 400
- Weganschnitt nordöstlich Vollem, R 46 110, H 02 325

Mitteldevon

Die Ablagerungen des Mitteldevons sind im Blattgebiet lithologisch wie auch faunistisch durch gut definierbare Gesteinsserien gekennzeichnet. Sie setzen sich aus Schichten der Eifel-Stufe sowie aus solchen der Givet-Stufe zusammen. Die obersten Schichten der Givet-Stufe sind im Blattgebiet nicht nachgewiesen.

3.1.2. Eifel-Stufe

Von der Eifel-Stufe sind alle aus der Südeifel bekannten Schichtenfolgen vorhanden. Sie liegen meist in fossilreichen Kalk- und Mergelsteinen, daneben auch in kalkhaltigen und tonig-sandigen Gesteinen vor. Zeitlich vergleichbare Schichtenfolgen des rechtsrheinischen Schiefergebirges (Bergisches Land) sind dagegen weitaus reicher an sandig-tonigen Gesteinen und dementsprechend mächtiger (Hohenhöfer, Hobracker, Mühlenberg-, Ohler, Unnenberg- und Selscheider bzw. Brandenburg-Schichten). Sowohl der Begriff der Laucher Schichten (oberer Teil der Hohenhöfer Schichten nach LORENZ 1941), als auch der der Freilinger Schichten (oberer Teil der Eifel-Schichten nach H. SCHMIDT & TRUNKO 1965) konnte durch den Fossilinhalt der entsprechenden Schichtenfolgen auf das Bergische Land übertragen werden. Nördlich des Hohen Venns werden die Schichten der Eifel-Stufe von überwiegend nichtmarinen klastischen Gesteinsfolgen (Vichter Konglomerat, Friesenrather Schichten) aufgebaut.

3.1.2.1. Laucher Schichten (deL)

Nachdem QUIRING (1914 a: 97 – 109) den oberen Teil der *cultrijugatus*-Zone als dem Mitteldevon zugehörig abgetrennt hatte, führte REULING (1937: 61) dafür in der Prümer

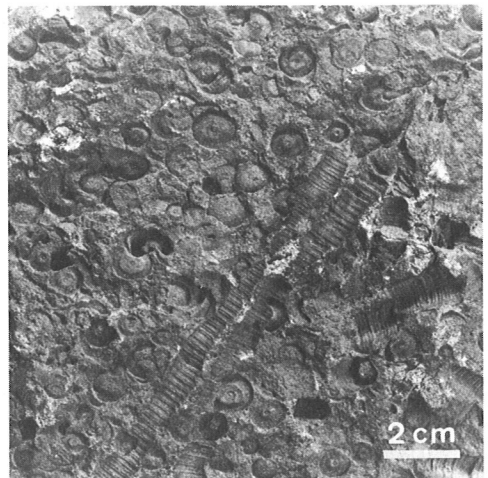
Mulde den Begriff Laucher Schichten ein. HOTZ (in HOTZ & KRÄUSEL & STRUVE 1955: 55 – 57) unterscheidet in den Laucher Schichten einen unteren, kalkigen Teil (Wolfenbach-Horizont) von einem oberen, tonig-sandigen Teil (Dorsel-Horizont). PAULUS (1959, 1961 a) und DICKFELD (1969) übertragen den Begriff Laucher Schichten auf entsprechende Gesteine der Sötenicher Mulde. Nach Untersuchungen in den südlichen Kalkmulden (WERNER 1972: 446 – 453) müssen höhere Teile der roteisenführenden Grenzschichten Ems/Eifel den Laucher Schichten zugerechnet werden (vgl. Kap. 3.1.1.4.). DICKFELD (1969) und BYRA (1978) liefern detaillierte Profilbeschreibungen, auf die im folgenden zurückgegriffen wird.

Gesteine und Gliederung: Eine den Verhältnissen der Südeifel vergleichbare lithologische Gliederung ist in allen Profilen am Nordrand der Sötenicher Kalkmulde zu erkennen. Im Profil Kallbachtal beginnen die Laucher Schichten mit einer Abfolge aus grünlich-grauen, unterschiedlich kalkhaltigen Ton- und Schluffsteinen, in die sich zahlreiche Bänke von Brachiopoden-Schillkalksteinen sowie im höheren Teil auch dickbankige Kalkschluffsteine mit ball-and-pillow-Strukturen einschalten. Die meist graublauen, spätigen Kalksteine enthalten in den unteren 2–3 m der Schichtenfolge noch Roteisenoide, während darüber nur teilweise ooidische Brauneisenpartikel vorkommen. Der höhere Teil der Laucher Schichten ist ganz überwiegend tonig-schluffig ausgebildet und führt nur wenige dünne Kalksteinbänke mit Schwemmlagen von Crinoiden und Tentaculiten. Im Grenzbereich beider Profilabschnitte kommt eine Lage von grünlichgelbem, weichplastischem Ton vor, der vermutlich einen Bentonit darstellt.

Bei Sötenich sind die Laucher Schichten nicht vollständig aufgeschlossen. Über einem geringmächtigeren unteren Teil mit Kalkschluffsteinen und einer roteisenführenden Crinoiden-Kalksteinbank sowie einer Kalk-Mergel-Wechselagerung folgen dickbankige, sehr feinkörnige und schwach kalkhaltige Sandsteine. Letztere sind wohl durch die Überlagerung durch Perm oder Buntsandstein sekundär rötlich eingefärbt und entsprechen dem Eulenkopf-Horizont der Umgebung von Vollem.

Bei Vollem und Eiserfey beginnen die Laucher Schichten mit bankigen, grauen und rötlichen Crinoidenkalksteinen, die in unterschiedlichem Maße ooidisches Roteisen in Form von Linsen und Schlieren führen. Im oberen Teil dieses von BYRA (1978) in Anlehnung an

Abb. 3
Feinsandstein mit einer Anreicherung einzelner Crinoidenstielglieder und Stengelabschnitte; Eulenkopf-Horizont der Laucher Schichten; Lesestein, Acker östlich Lorbach



DICKFELD (1969) Görresburg-Horizont genannten Profilabschnittes treten auffällig lange und dicke Crinoidenstielglieder auf. Im darüber folgenden Weinberg-Horizont (PAULUS 1959) herrschen zunächst Kalksteine mit ästigen Korallen und Stromatoporen vor. Es folgen fossilere, dolomitisierte Fettkalkgesteine und schließlich rote Tonsteine, in die zahlreiche Kalkknollenlagen eingeschaltet sind. Der die Laucher Schichten abschließende Eulenkopf-Horizont (PAULUS 1959) wird von bankigen Kalksandsteinen aufgebaut, die zahlreiche Schwemmlagen von Crinoiden (s. Abb. 3) und Tentaculiten sowie U-förmige Grabbauten (Spurenfossilien) zeigen. Die Rotfärbung und die Dolomitisierung der Sandsteinmatrix sind vermutlich sekundärer Natur.

Zwischen Zingsheim und Nettersheim (GK 25: 5505 Blankenheim) dürften temporären Aufschlüssen zufolge die Laucher Schichten ähnlich wie bei Nettersheim von kalkhaltigen Tonsteinen, Crinoidenkalksteinen, Fettkalkgesteinen und roten Tonsteinen mit knolligen Mergelsteinen aufgebaut werden.

Fossilien und Altersstellung: Fossilien treten vorwiegend im unteren Teil der Laucher Schichten auf. Stratigraphisch wichtig für die Einstufung in die Eifel-Stufe des Mitteldevons sind folgende Leitarten (Auswahl nach WERNER & ZIEGLER 1982):

Longiproetus cultrijugati (RUD. & E. RICHTER)
Schizoproetus onyx (RUD. RICHTER)
Pedinopariops richterianus STRUVE
Cypricardinia richteri DAHMER
Nyassa dorsata (GOLDFUSS)

Weitere Vertreter der Faunengemeinschaft der Laucher Schichten sind „*Hipparionyx*“ *hipponyx* (SCHNUR), *Uncinulus orbignyanus* (VERNEUIL), *Paraspirifer cultrijugatus* (F. ROEMER) ssp., *Alatiformia alatiformis* (DREVERMANN), *Retzia?* sp. aff. *pelmensis* KAYSER und *Arduspiriferen* der *intermedius*-Gruppe. Außerdem ist das Auftreten des Conodonten *Icriodus corniger retrodepressus* BULTYNK wichtig, der für den unteren Teil der Laucher Schichten leitend ist. Er konnte in den Crinoidenkalksteinen des Görresburg-Horizontes am Eulenkopf bei Vollem nachgewiesen werden (BYRA 1978: 42).

Abgrenzung und Mächtigkeit: Eine genaue Abgrenzung zwischen Heisdorfer und Laucher Schichten kann nur auf faunistischer Grundlage erfolgen. Feldmäßig kann nur das im Vergleich zum Liegenden verstärkte Auftreten von Carbonatgesteinen als charakteristisch für Laucher Schichten herangezogen werden. Die Obergrenze der Laucher Schichten wird durch das Auftreten rugoser Korallen im Eigen-Horizont der Unteren Nohner Schichten oder durch das Einsetzen der Urft-Fazies dieser Schichten deutlich markiert. Im Südwesten der Sötenicher Mulde ist die Abgrenzung durch eine Zunahme des Sandgehaltes in der Leiterbach-Fazies der Unteren Nohner Schichten weniger deutlich erkennbar.

Die Mächtigkeit der Laucher Schichten beträgt im Kallbachtal etwa 60 m, wobei ca. 35 m auf den unteren, kalkreicheren Abschnitt und ca. 22 m auf den oberen, vorwiegend klastischen Abschnitt entfallen (DICKFELD 1969: 45, 47). Bei Vollem, wo die Gesamtmächtigkeit ca. 70 m beträgt, stehen den mindestens 12 m des sandigen Eulenkopf-Horizontes und den wenigen Metern roter Tonsteine des Weinberg-Horizontes überwiegend Carbonatgesteine gegenüber (BYRA 1978). Im unvollständig aufgeschlossenen Sötenicher Profil kann eine Mächtigkeit von ca. 45 m nur errechnet werden. Bei Zingsheim dürfte die zusammengefaßte Mächtigkeit von Heisdorfer und Laucher Schichten zwischen 30 und 40 m liegen.

Aufschlüsse:

– Weganschnitt im Kallbachtal südlich des Frohnrather Kopfes, R 37 560, H 97 390

- Südwestfuß des Lierberges am Nordausgang von Sötenich, R 39 380, H 99 275
- Weganschnitt auf dem Eulenberg (Eulenkopf) bei Vollem, R 45 590, H 01 590
- Weganschnitt auf dem Weinberg bei Eiserfey, R 46 940, H 02 070

3.1.2.2. Nohner Schichten

Eine zweigeteilte Schichtenfolge mit dem Nohner Kalk im Liegenden und den Nohner Schiefern im Hangenden beschreibt SCHULZ (1883: 173 – 179) aus der Hildesheimer Mulde. KUCKELKORN (1925: 90) stellt für den unteren, kalkigen Teil in den südwestlichen Teilen der Blankenheimer und der Dollendorfer Mulde den Begriff der Unteren Nohner Schichten auf. Für den oberen, überwiegend klastischen Teil führt HOTZ (1951: 34) die Bezeichnung Obere Nohner Schichten ein und untergliedert sie in der Hildesheimer Mulde in die sandige Dankerath- und die kalkige, roteisenhaltige Hundsell-Folge. PAULUS (1959, 1961 a) und DICKFELD (1969) können die Gliederung unverändert auf die Sötenicher Mulde des Blattgebietes übertragen.

3.1.2.2.1. Untere Nohner Schichten (deN1)

Gesteine und Fazies: Die Unteren Nohner Schichten des Blattgebietes zeichnen sich durch starke Faziesunterschiede aus. Während am Nordwestrand der Sötenicher Mulde tonig-feinsandige Gesteine vorherrschen, ist die Schichtenfolge des Südostrandes ganz durch kalkige Gesteine geprägt. Die von PAULUS (1959: 350 – 356, 1961 a: 412 – 414) erarbeitete Horizontgliederung wird von DICKFELD (1969: 56 – 69) in modifizierter Form als Faziesgliederung übernommen. Letztere wird auch hier in leicht abgewandelter Form angewendet.

Am Nordwestrand der Sötenicher Mulde bei Vollem und Eiserfey beginnen die Unteren Nohner Schichten mit dem von PAULUS (1959) aufgestellten Eigen-Horizont. Er besteht aus schluffigen Kalksteinen (grau) bis kalkhaltigen Ton- und Schluffsteinen (grünlich), in die sich rötliche Feinsandsteine und untergeordnet auch Crinoidenkalksteine einschalten. DICKFELD (1969: 65) konnte den Eigen-Horizont anhand seiner charakteristischen Faunenzusammensetzung auch im Lierberg-Profil bei Sötenich nachweisen. Weiter nach Südwesten scheint er durch zunehmend sandigere Gesteine abgelöst zu werden.

Über den Gesteinen des Eigen-Horizontes folgen plattig brechende tonige Schluffsteine der Lierberg-Fazies. Die Schluffsteine führen, meist auf Schichtflächen angereichert, Glimmer und gelegentlich Pflanzenhäcksel, außerdem sind sie relativ häufig schrägschichtet. In die Schichtenfolge schalten sich geringmächtige Bänke von Crinoidenkalkstein ein. Die Fossilführung ist im Vergleich zum Liegenden deutlich ärmer und auf wenige Lagen beschränkt.

Die am stärksten klastisch beeinflusste Faziesseinheit der Unteren Nohner Schichten ist die Leiterbach-Fazies. Ihre plattigen, sehr feinkörnigen Sandsteine und stark schluffigen Kalksteinbänke folgen im Kallbachtal-Profil über den Laucher Schichten und werden dort ihrerseits von Gesteinen der Lierberg-Fazies überlagert.

Am Südostrand der Sötenicher Mulde sind die Unteren Nohner Schichten nur ungenügend aufgeschlossen. Unmittelbar südlich des Blattrandes bei Nettersheim gliedert DICKFELD (1969) in Anlehnung an PAULUS (1959) diese Schichten in einen unteren Teil mit schluffhaltigen Crinoidenkalksteinen, die mit kalkhaltigen Schluffsteinen wechsellagern (Urft-Fazies). Die Urft-Fazies ist lithologisch dem Eigen-Horizont am Muldenrand recht ähnlich und dürfte wohl sein zeitliches Äquivalent darstellen. Der obere Teil der Unteren

Nohner Schichten (Schellgesberg-Horizont) baut sich aus dickbankigen Riffkalkgesteinen und Fettkalkgesteinen auf. Zwischen beiden Fazieseinheiten vermittelt südlich Nettersheim ein 4 m mächtiger Korallenmergel mit für den Beginn des Riffwachstums charakteristischen ästig-dünnstengeligen Formen. Dieser Horizont wird hier, im Gegensatz zu älteren Autoren, der Schellgesberg-Fazies zugerechnet. Von den genannten Gesteinen sind westlich Zingsheim nur korallenführende Kalksteine und Fettkalkgesteine als Lesesteine zu finden. Östlich Zingsheim sind die Unteren Nohner Schichten stark dolomitisiert.

Fossilien und Altersstellung: In den kompakten Kalkgesteinen und den kalkig-schluffigen Ablagerungen der Unteren Nohner Schichten herrschen riffbildende Organismen vor. Neben flachen und kugelförmigen Stromatoporen sind lagenweise Anhäufungen von ästigen Korallen (*Thamnopora*), daneben Einzelkorallen (*Plasmophyllum*-Arten), seltener dagegen koloniebildende Korallen verbreitet. Für die Unteren Nohner Schichten typische Korallen sind nach BIRENHEIDE (1963, 1964):

Plasmophyllum (Pl.) *antilibatum* (QUENSTEDT)
Plasmophyllum (Pl.) *secundum secundum* (GOLDFUSS)
Plasmophyllum (Mesophyllum) *pseudoorthoceras* (SCHULZ)
Plasmophyllum (Mesophyllum) *cylindricum* (SCHLÜTER)
Cyathophyllum (Peripaedium) *planum planum* (LUDWIG)

In den Fettkalkgesteinen treten häufig Ostracoden der Familie Leperditidae auf. Brachiopoden sind in den Riffkalkgesteinen selten. In den schluffig-sandigen Faziesbereichen sind Tentaculiten, Crinoiden, Bryozoen und in Schwemmlagen angereicherte Brachiopoden verbreitet. Die Brachiopodenfauna ist artenarm und wenig zahlreich. Lediglich *Hysterolites elegans* (STEININGER) gibt einen Hinweis auf das Eifel-Alter der Schichtenfolge.

Deutlich fossilreicher ist der Eigen-Horizont, in dem neben zahlreichen Korallen der genannten Gattungen auch stratigraphisch bezeichnende Brachiopoden wie *Spinatrypa variaspina* COPPER, *Spinatrypa demissa* COPPER und *Desquamatia* (*Variatrypa*) *ovata* COPPER vorkommen.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Während die Untergrenze der Unteren Nohner Schichten durch das Einsetzen korallenführender Gesteine charakterisiert ist, ist dort, wo

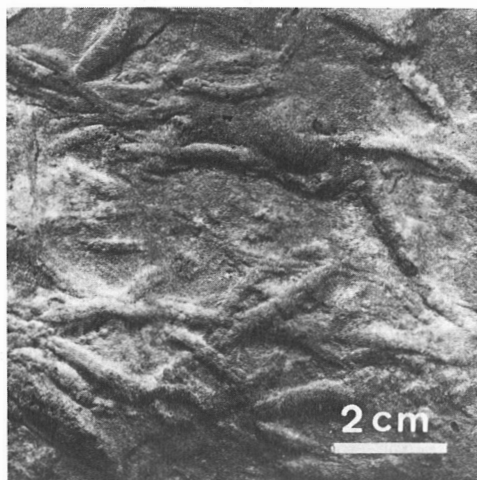


Abb. 4
 Unterseite einer Feinsandsteinbank des Dankerath-Horizontes der Oberen Nohner Schichten; Ausgüsse (Hyporelief) von Lebensspuren (Ichnofossilien); Lesestein, Acker westlich Lorbach

klastische Gesteinsbildungen vorherrschen, nur eine Zunahme des Feinsandgehaltes zu beobachten. Ähnliches gilt für die Obergrenze der Unteren Nohner Schichten, die nur am Südrand der Sötenicher Mulde durch die scharfe Grenze von Riffkalkgesteinen gegen bankige Sandsteine der Oberen Nohner Schichten gekennzeichnet ist. In den übrigen Gebieten zeigt die Zunahme des Feinsandgehaltes weniger deutlich die Grenze zum Hangenden an.

Die Mächtigkeit der Unteren Nohner Schichten beträgt sowohl in der überwiegend klastischen Fazies am Nordrand der Sötenicher Mulde als auch in der Carbonatgestein-Fazies am Südrand der Mulde einheitlich 70–80 m. Nur bei Sötenich ist die Mächtigkeit mit ca. 45 m geringer.

Aufschlüsse:

- Weganschnitt im Kallbachtal südlich des Frohnrather Kopfes, R 37 610, H 97 360
- Wegböschung am Südwesthang des Lierberges bei Sötenich, R 39 425, H 99 285
- Steinlöcher auf dem Achelberg südwestlich Zingsheim, R 45 500, H 96 400

3.1.2.2. Obere Nohner Schichten (deN2)

Gesteine und Gliederung: Die Oberen Nohner Schichten sind in der Sötenicher Mulde des Blattgebietes einheitlich aufgebaut. Die zweigeteilte Schichtenfolge beginnt mit dem Dankerath-Horizont. Er wird von grünlich- und rötlichgrauen, schwach kalkhaltigen Schluffsteinen bis Feinsandsteinen aufgebaut, die oft eine Parallelschichtung und lagenweise Anreicherungen von Crinoidenstielgliedern aufweisen. Die Schluffsteine und Feinsandsteine wechsellagern mit grünlichgrauen, kalkfreien, schluffigen Tonsteinen. Spurenfossilien (vgl. Abb. 4) sind nicht selten.

Der obere Teil der Oberen Nohner Schichten wird von dem deutlich kalkreicheren Hunds-dell-Horizont aufgebaut. Charakteristische Gesteine des Horizontes sind Brachiopodenschill führende graue Crinoidenkalksteine, die mit grünlichgrauen, schluffigen Tonsteinen und oft rotfleckigen Kalkschluffsteinen wechsellagern. In den Crinoidenkalksteinen sind gelegentlich Resedimente aus Kalkschluffstein von mehreren Zentimetern Größe zu beobachten. Typisch für einen Teil der Kalksteine des Hunds-dell-Horizontes ist ihre Rotfärbung durch einen schwachen Hämatitgehalt der Crinoidenbruchstücke oder der einbettenden Kalksubstanz. Stellenweise sind auch Lagen mit hämatitisierten Fossilbruchstücken und Ooiden ähnlich denen der Heisdorfer und Laucher Schichten zu beobachten. Im Lierberg-Profil bei Sötenich hat diese Verwechslungsmöglichkeit zu einer falschen Einstufung der gesamten Schichtenfolge geführt, die erst durch PAULUS (1961 a) korrigiert worden ist. Nördlich Nettersheim hat der Hunds-dell-Horizont seinen höchsten Kalk- und auch Eisengehalt. Dickbankige, dunkelrote, spätige Kalksteine, in Lesesteinen auch solche mit Eisenooiden, sind dort besonders im Mühlental westlich des Achelberges weit verbreitet.

Fossilien und Altersstellung: Neben den meist nur als Abdrücke in den sandigen Gesteinen des Dankerath-Horizontes erhaltenen Crinoidenstielgliedern treten auch Lagen mit Tentaculiten und Bryozoenresten auf. Bezeichnend, und häufig auch in Lesesteinen zu finden, sind *Hysteroites elegans* (STEININGER) und *Chonetes sarcinulatus* (SCHLOTHEIM). Die Freßbauten des Spurenfossils *Lennea schmidtii* KRÄUSEL & WEYLAND sind in den kalkhaltigen Feinsandsteinen des Dankerath-Horizontes von mehreren Stellen beschrieben worden (FISCHER & PAULUS 1969: 89). Das Massenvorkommen des sonst nur aus dem Unterems

bekannten Brachiopoden *Mutationella confluentina* (FUCHS) in Sötenich stellt DICKFELD (1969: 71) in den Dankerath-Horizont.

Für die Kalksteine des Hundsdel-Horizontes ist der Brachiopode *Chimaerothyris hotzi* PAULUS & STRUVE & WOLFART kennzeichnend, der sein häufigstes Vorkommen im oberen Teil des Horizontes hat. Weitere Arten der meist in Schalenpflastern auftretenden Brachiopoden sind *Xystostrophia umbraculum* (SCHLOTHEIM) und *Productella subaculeata* (MURCHISON). Vereinzelt treten die Kalkalge *Coelotrochium canis* HOTZ und Fischreste auf. Letztere werden von WO. SCHMIDT (1961: 261, 262) von einem Fundpunkt östlich Frohnraht erwähnt.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die überwiegend klastischen Gesteine des unteren Teiles der Oberen Nohner Schichten folgen bei Zingsheim mit scharfer Grenze über den Riffkalkgesteinen der Unteren Nohner Schichten. Am Muldenrand hingegen, wo die Riff-Fazies der Unteren Nohner Schichten fehlt, ist die Abgrenzung zum Liegenden lithologisch wie auch faunistisch unsicher. Die Abgrenzung des Hundsdel-Horizontes zum Hangenden ist lithologisch, deutlicher aber durch die Brachiopodenfauna gegeben.

Die Mächtigkeit der Oberen Nohner Schichten beträgt im südwestlichen Blattgebiet 80 m und nimmt nach Osten hin geringfügig bis auf ca. 70 m ab. Bei Sötenich erreicht die Mächtigkeit nur ca. 60 m. Jeweils etwa die Hälfte der Gesamtmächtigkeit entfällt auf den Dankerath- und den Hundsdel-Horizont.

Aufschlüsse:

- Bergkuppe im Kallbachtal südlich des Frohnrahter Kopfes, R 37 680, H 97 250
- ehemaliger Steinbruch am Nordausgang von Sötenich, R 39 520, H 99 210
- Anschnitt an der Straße Kallmuth – Lorbach, R 44 400, H 02 540
- ehemaliger Steinbruch am Ostausgang von Eiserfey, R 47 110, H 01 920
- ehemaliger Steinbruch unterhalb des Weges westlich des Achelberges, R 45 110, H 96 340

3.1.2.3. Ahrdorfer Schichten (deAH)

QUIRING (1914 b: 71) nennt in der Ahrdorfer Mulde mergelige Schichten oberhalb der „Nohner Schiefer“ Ahrdorfer Schichten, ohne allerdings eine Abgrenzung zum Hangenden hin durchzuführen. In der Hillesheimer Mulde scheidet HOTZ (1951: 34) den unteren Teil der Ahrdorfer Schichten als Bildstock-Horizont aus. Die weitere Untergliederung der Ahrdorfer Schichten in den südlichen und nördlichen Kalkmulden weicht stark voneinander ab. PAULUS (1961 b) kann im mittleren Teil der Sötenicher Mulde die Schichtenfolge vom Liegenden zum Hangenden in den Hirnberg-, Paulsgraben- und Quartbach-Horizont untergliedern. DICKFELD (1969), der sich im wesentlichen dieser Gliederung anschließt, engt die stratigraphische Reichweite des Hirnberg-Horizontes ein, da er auch den Bildstock-Horizont in der Sötenicher Mulde nachweisen kann.

Gesteine und Gliederung: Die verschiedenen Horizonte der Ahrdorfer Schichten sind in der Sötenicher Mulde des Blattgebietes relativ einheitlich aufgebaut. Die Schichtenfolge beginnt mit dem Bildstock-Horizont, der eine Wechselfolge aus blaugrauen, stark schluffigen Brachiopoden-Schillkalksteinen und schwach kalkhaltigen, grünlichgelben Schluffsteinen darstellt. Obwohl dieser Horizont durch DICKFELD (1969: 78, 79) im Westteil der Sötenicher Mulde (nördlich Nettersheim, bei Sötenich, im Kallbachtal) nachgewiesen werden konnte, gelang sein Nachweis auch im Nordostteil der Mulde bisher noch nicht.

Der Hirnberg-Horizont beginnt mit dickbankigen, plattigen, grünlichgrauen bis rötlichen Feinsandsteinen, die mit kalkhaltigen Schluffsteinlagen wechsellagern. Zum Hangenden schalten sich zunehmend Bänke von Crinoiden-Brachiopoden-Kalksteinen ein, die vereinzelt auch ästige Korallen führen und mit den Schluffsteinen parallel- und schräggeschichtete Wechselfolgen bilden.

Die Ahrdorfer Schichten werden durch einen Horizont aus Riffkalkgesteinen nach oben hin abgeschlossen. Die Gesteinsfolge wurde von PAULUS (1961 b: 421 – 425) ursprünglich in zwei Horizonte untergliedert. Sie werden aber hier wegen der unklaren tektonischen Situation am locus typicus (TK 25: 5406 Bad Münstereifel) und der Schwierigkeit, sie im Gelände zu unterscheiden, zu einem Paulsgraben/Quartbach-Horizont zusammengefaßt. Bei Dreimühlen, wo der Horizont von dickbankigen Riffschuttkalksteinen, Korallen- und Stromatoporenkalksteinen und Fettkalkgesteinen aufgebaut wird, konnte FABER (1980: 138, 139) durch Untersuchungen der Carbonatmikrofazies eine vollständige Riffsequenz mit Bildungen des Vorriffs, des Riffkerns und des Rückriffs nachweisen. Bei Sötenich wechsellagern kalkhaltige Schluffsteine mit schluffhaltigen Kalksteinen, die Korallen und wenige Stromatoporen enthalten und knollig verwittern. Der Riffcharakter des Paulsgraben/Quartbach-Horizontes scheint nach Südwesten weiter abzunehmen, da er zwischen Rinnen und Frohn-rath nicht mehr aufgeschlossen ist. Im Urfttal nördlich Nettersheim sind die Kalksteine dieses Horizontes vermutlich frühdigenetisch in Dolomitstein umgewandelt.

Fossilien und Altersstellung: Der Bildstock-Horizont ist durch das Massenvorkommen des Brachiopoden *Schizophoria pygmaea* STRUVE charakterisiert. Ebenfalls häufig – wie im oberen Teil des Hundsdel-Horizontes (Obere Nohner Schichten) – ist *Chimaerothyris hotzi* PAULUS & STRUVE & WOLFART. Daneben sind von den meist in Schalenpflastern erhaltenen Brachiopoden häufig *Chonetes sarcinulatus* (SCHLOTHEIM), *Martinia inflata* (SCHNUR) und *Productella subaculeata* (MURCHISON). Die Brachiopodenfauna des Hirnberg-Horizontes ist, abgesehen von den genannten Leitformen, der des Bildstock-Horizontes sehr ähnlich. Weit verbreitet ist ein Massenvorkommen von *Subrensselandia amygdalina* (STEININGER), das in der Vergangenheit zu den unterschiedlichsten Einstufungen geführt hat.

Für den Paulsgraben/Quartbach-Horizont sind die Brachiopoden *Desquamatia (Variatrypa) triangulata* COPPER und *Gypidula montana* SPRIESTERSBACH stratigraphisch kennzeichnend. DICKFELD (1969: 85) vergleicht daher den Horizont mit dem Bereich oberster Flesten-Member bis einschließlich der Niederehe-Subformation der südlichen Kalkmulden. Von der reichen Korallenfauna sind als sehr häufig Vertreter der Gattungen *Acanthophyllum* und *Plasmophyllum* zu nennen.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Untergrenze der Ahrdorfer Schichten ist weniger lithologisch als faunistisch durch das Auftreten von Schichten oder Lesesteinen mit *Schizophoria pygmaea* STRUVE markiert. Die Obergrenze ist sehr deutlich durch das Aussetzen des Riffwachstums und den abrupten Beginn einer überwiegend klastischen Sedimentation gegeben.

Die Mächtigkeit der Ahrdorfer Schichten beträgt gleichbleibend etwa 80 m, wovon etwa 10 m auf den Bildstock-Horizont und je 35 m auf die beiden hangenden Horizonte entfallen.

Aufschlüsse:

- Steinloch im Weiersbachtal (Bildstock-Horizont), R 37 560, H 97 080

- ehemalige Steinbrüche am Nordausgang von Sötenich (Hirnberg-Horizont), R 39 590, H 99 160
- Anschnitt am Eingang des Beust-Stollens in Sötenich (Paulsgraben/Quartbach-Horizont), R 39 640, H 99 105
- ehemaliger Steinbruch auf der Höhe zwischen Vollem und Eiserfey (vollständiges Profil), R 46 200, H 01 550
- ehemaliger Steinbruch südlich Dreimühlen, „Hauser Berg“ (Paulsgraben/Quartbach-Horizont), R 47 200, H 00 880
- Weganschnitt im Urfttal südlich der Ahrley (Hirnberg-Horizont), R 44 150, H 96 135
- Weganschnitt und Hangfuß östlich Kläranlage Nettersheim (Paulsgraben/Quartbach-Horizont, dolomitisiert), R 44 480, H 96 140
- Weganschnitt westlich des Achelberges (Bildstock-Horizont ?), R 45 250, H 96 490

3.1.2.4. Junkerberg-Schichten (deJ)

Für eine aus Tonsteinen und Kalksandsteinen aufgebaute Schichtenfolge führt bereits VORSTER (1918: 15) in der Rohrer Mulde die Bezeichnung Junkerberg-Schichten ein. Trotzdem ist sie wegen ihrer überwiegend klastischen Sedimente in der Vergangenheit mehrfach falsch eingestuft worden. Erst PAULUS (1961 b) und DICKFELD (1969) übertragen den Begriff auf die Sötenicher Mulde des Blattgebietes und belegen die Einstufung durch eine entsprechende Fauna. GLINSKI (1955 a: 110) schied den obersten Teil der Junkerberg-Schichten als Rohrer Horizont aus. Die weitere Untergliederung der Junkerberg-Schichten in der Sötenicher Mulde weicht stark von der der südlichen Kalkmulden ab.

Gesteine und Fazies: Mit den Junkerberg-Schichten setzt in der Sötenicher Mulde eine zuerst überwiegend tonig-kalksandige Sedimentation ein, die erst später von rein karbonatischen Ablagerungen unterbrochen wird. Die Faziesgliederung sowie die regionale Verbreitung und Mächtigkeit der einzelnen Schichtenglieder sind der Abbildung 5 zu ent-

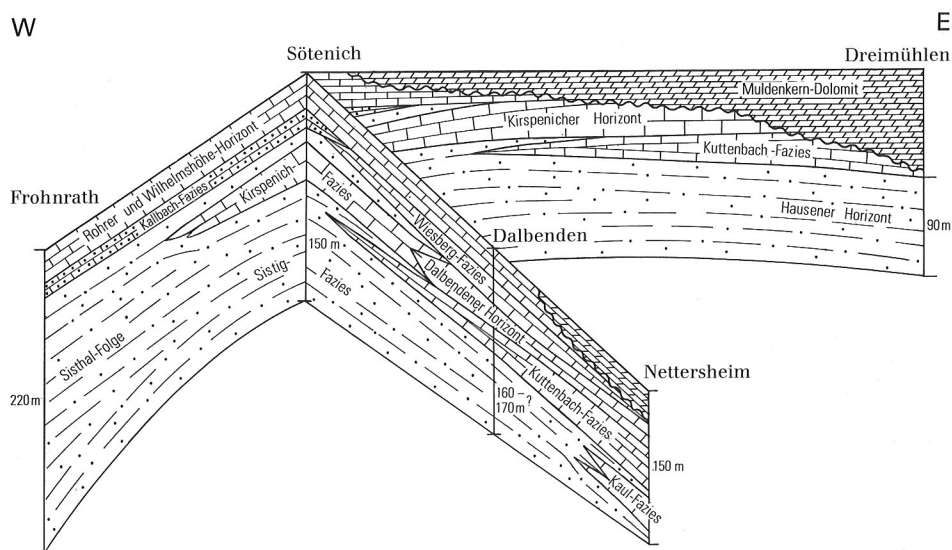


Abb. 5 Fazies und Mächtigkeit der Junkerberg-Schichten (z. T. nach DICKFELD 1969)

nehmen. Die von PAULUS (1961 b: 425–434) aus mehreren, weit voneinander entfernten Profiltteilen zusammengestellte Horizontgliederung der Junkerberg-Schichten wird hier zugunsten der DICKFELDSchen Faziesgliederung nicht mehr verwendet.

DICKFELD (1969: 87) führt im Südwestteil der Sötenicher Mulde eine Dreigliederung der Junkerberg-Schichten durch. Der untere Teil der Schichtenfolge ist überwiegend tonig-kalksandig ausgebildet (Sisthal-Folge) und wird durch eingelagerte karbonatische Fazieskörper untergliedert. Der klastische Gesteinsanteil (Sistig-Fazies) wird von grünlichgrauen, tonigen Schluffsteinen aufgebaut, in die untergeordnet Bänke von blaugrauen Kalksandsteinen eingeschaltet sind. Crinoiden- und Brachiopoden-Schillkalksteine sind nicht selten. Der Kalkgehalt der tonig-schluffigen Gesteine nimmt von Westen (Sistig-Fazies) nach Osten (Hausener Horizont) zu. Als Einlagerungen von Riffkalkgesteinen treten innerhalb der Sisthal-Folge lokal (vgl. Abb. 5) die Kuttenbach-Fazies und die Wiesberg-Fazies auf. Beide Gesteinskörper werden von dickbankigen bis massigen Kalksteinen aufgebaut, die sich aus einer Anhäufung von Korallen und Stromatoporen in einer Matrix aus mikritischem Kalkstein (Fettkalk) zusammensetzen. In der Umgebung von Weyer ist der auf den dortigen Hausener Horizont folgende Carbonatgesteinshorizont (vermutlich Kuttenbach-Fazies) als sehr feinkörniger, massiger Dolomitstein ausgebildet.

In den oberen Teil der Sisthal-Folge schalten sich zwischen Sötenich und Weyer die blaugrauen, stark schluffigen Crinoidenkalksteine der Kirspenich-Fazies ein. Sie führen vereinzelt schalig von Brauneisen umhüllte Trochiten (bei Urft) und Brauneisenoide (bei Sötenich). Kirspenicher und Dalbendener Horizont der PAULUSSchen Gliederung haben sich nach DICKFELD (1969: 90) als zeitgleiche Bildungen herausgestellt.

Die Gesteine der Kallbach-Fazies im obersten Teil der Sisthal-Folge ähneln sehr denen der Sistig-Fazies. Sie zeichnen sich aber durch Brachiopodenpflaster von *Productella plexa* WOLFART und *Xystostrophia umbraculum* (SCHLOTHEIM) aus.

Den höheren Teil der Junkerberg-Schichten gliedert DICKFELD (1969: 105–109) in zwei Horizonte. Der untere, Wilhelmshöhe-Horizont, wird von schwarzgrauen, bituminösen Kalksteinen mit Brachiopodenschill von *Rhynchospirifer steinmanni* (SCHULZ) und von dunklen, mergeligen Schluffsteinen mit Rasen von kleinen, hörnchenförmigen und stengeligen Korallen aufgebaut. Südöstlich der Zentralaufschiebung sind auch hellgraue, feingeschichtete und „calcitgeäderte“ Fettkalkgesteine, die partienweise massenhaft Ostracoden der Familie Leperditidae führen, am Aufbau des Wilhelmshöhe-Horizontes beteiligt.

Der geringmächtige Horizont mit der Koralle *Disphyllum parallaxum* (GLINSKI), Rohrer Horizont genannt, schließt die Schichtenfolge der Junkerberg-Schichten nach oben ab. Er ähnelt lithologisch seinem unmittelbaren Liegenden, jedoch nehmen Korallen-Stromatoporen-Kalksteine gegenüber Brachiopodenkalksteinen stark zu.

Am Südostrand der Sötenicher Mulde zwischen dem Urfttal und Zingsheim lassen die Aufschlußverhältnisse zwar keine detaillierte Gliederung zu, sie dürfte aber weitgehend den bei Nettersheim (GK 25: 5505 Blankenheim) zu beobachtenden Verhältnissen entsprechen. Das heißt im einzelnen, daß sich in den unteren Teil der Sisthal-Folge als fazielle Besonderheit die grobspätigen Crinoidenkalksteine der Kaul-Fazies einschalten. Ob es sich bei den am Klärwerk Nettersheim aufgeschlossenen hellgrauen, korallenführenden Fettkalkgesteinen um Gesteine der Kuttenbach-Fazies handelt, kann wegen des fehlenden faunistischen Nachweises und der tektonischen Kompliziertheit des Aufschlusses nur vermutet werden. Die höchsten Teile der Junkerberg-Schichten sind zwischen dem Urfttal und Zingsheim

stellenweise dolomitisiert und gehören somit dem Muldenkern-Dolomit an. Auch östlich Weyer sind faunistisch belegte höhere Teile der Junkerberg-Schichten (ab Kuttenbach-Fazies) stark dolomitisiert und somit dem Muldenkern-Dolomit zuzurechnen.

Fossilien und Altersstellung: Die Fossilführung der Gesteine der Sistig-Fazies zeigt vertikal und regional einige Unterschiede, die DICKFELD (1969: 91, 92) veranlassen, innerhalb des Blattgebietes drei unterschiedliche Fossilisten aufzustellen. Dabei zeigt der basale Teil der Schichtenfolge einen deutlich größeren Artenreichtum als die höheren Teile der Sistig-Fazies. Neben der allgemein verbreiteten Leitart *Productella plexa* WOLFART kommen nur im basalen Teil *Schizophoria schnurijunkerbergiana* STRUVE und *Betterbergia osculum* (HERTA SCHMIDT) vor. Trilobiten der Gruppe *Asteropyge punctata* kommen in beiden Bereichen vor. Der höhere Teil der Sistig-Fazies oberhalb der Gesteine der Kuttenbach-Fazies östlich Urft zeichnet sich durch das Vorkommen aperturater Spiriferen und zahlreicher Korallen aus („Dalbendener Variante der Sistig-Fazies“). Insgesamt ist die Brachiopodenfauna nur wenig typisch für den mittleren bis oberen Teil der Eifel-Stufe.

Die Korallenfauna der Kuttenbach-Fazies ist geprägt durch Vertreter der Gattungen *Plasmophyllum*, *Acanthophyllum* und *Calceola*, während in der Wiesberg-Fazies neben der Gattung *Plasmophyllum* auch *Stringophyllum* und *Spongophyllum* auftreten.

Die Gesteine der Kallbach-Fazies und des Wilhelmshöhe-Horizontes sind durch die schon genannten Besonderheiten charakterisiert. Im Rohrer Horizont treten neben der Leitform *Disphyllum parallaxum* (GLINSKI) auch die Gattungen *Favosites* und *Alveolites* auf.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Untergrenze der Junkerberg-Schichten ist durch das Absterben des Paulsgraben/Quartbach-Riffs und das Einsetzen einer überwiegend klastischen Sedimentation deutlich fixiert. Die Obergrenze ist durch den Rohrer Horizont ebenfalls deutlich markiert.

Die Junkerberg-Schichten zeigen im Blattgebiet von Westen nach Osten eine leichte Abnahme der Mächtigkeit von maximal 220 m auf ca. 170 m. Weitere Angaben sind der Abbildung 5 zu entnehmen.

Aufschlüsse:

- Anschnitt der Straße Sötenich – Urft zwischen Bahnübergang und Einmündung der Straße „Zum Kalkwerk“, R 39 580 – 650, H 98 580 – 950
- Straßenanschnitt zwischen Burg Dalbenden und Straßenkreuzung östlich der Ortschaft Urft (ab Kuttenbach-Fazies), R 41 250, H 97 700
- ehemaliger Steinbruch am Schmitzberg westlich der Ortschaft Urft (Wilhelmshöhe-Horizont), R 40 700, H 97 400
- Straßenanschnitt südlich Eiserey (Rohrer Horizont), R 46 890, H 01 565
- Südwand des Steinbruchs südlich Dreimühlen, „Hauser Berg“, (Hausener Horizont), R 47 180, H 00 830

3.1.2.5. Freilinger und Ahbach-Schichten (deF+A)

Der schon von VORSTER (1918: 15) in der Dollendorfer Mulde für den oberen Teil der dortigen „Crinoiden-Schichten“ (KAYSER 1871) eingeführte Begriff der Freilinger Schichten wird erst wieder von GLINSKI (1953: 149 – 162) für Vorkommen in der Rohrer Mulde aufgegriffen und als Schichtenfolge faunistisch abgegrenzt. Die entsprechende Schichtenfolge bei Sötenich, die in der Vergangenheit unterschiedlich benannt und auch eingestuft worden war, wird erst von PAULUS (1961 b: 434 – 438) richtig eingestuft. Eine verfeinerte Gliederung

dieser Schichten sowie eine Abgrenzung der im Hangenden folgenden Ahabach-Schichten gibt DICKFELD (1969). STRUVE (in HOTZ & KRÄUSEL & STRUVE 1955: 108 – 116) scheidet den unteren Teil der Fleringer Schichten (REULING 1931) als Ahabach-Folge in der Hillesheimer Mulde aus. Nach einer Verfeinerung der Horizontgliederung der Ahabach-Schichten (STRUVE 1961 a: 315 – 317) führt STRUVE (1976: 241) eine Korrektur der Horizontgliederung im Grenzbereich der Freilinger Schichten und Ahabach-Schichten durch.

Gesteine und Gliederung: Im Westteil des Blattgebietes gliedert DICKFELD (1969: 110 – 119) die Freilinger Schichten ursprünglich in drei Horizonte (a – c), von denen der obere nach Überlegungen von STRUVE schon den Ahabach-Schichten angehört. „Horizont a“ wird von tonig-kalkigen Schluffsteinen aufgebaut, die mit mergeligen Kalksteinen wechsel-lagern und eine charakteristische gelbgrüne Verwitterungsfarbe annehmen. Im „Horizont b“ schalten sich statt der Kalksteinbänke erste Stromatoporenlagen ein. Der ehemalige „Horizont c“ besteht fast ausschließlich aus dickbankigen Stromatoporen- und Riffschutt-Kalksteinen. Er wird von stark bituminösen Schluffsteinen („Teerpappenmergel“) und ebensolchen fossildetritischen Kalksteinen überlagert, die den höheren Teil der Ahabach-Schichten aufbauen.

GLINSKI (1955) beobachtete im Ort Rinnen im unteren Teil der Freilinger Schichten Kalksteine mit Fe-Ooiden und verglich das Vorkommen mit dem Giesdorfer Eisen-Horizont der Prümer Mulde. Kalksteine dieser Art konnten jetzt auch im Sötenicher Profil festgestellt werden.

Im Sötenicher Raum lokal und im übrigen Blattgebiet durchweg sind die Kalksteine der Freilinger und Ahabach-Schichten (frühdigenetisch) dolomitisiert. Sie bilden daher über weite Bereiche die Basis des Muldenkern-Dolomits.

Fossilien und Altersstellung: Die Freilinger Schichten sind faunistisch gekennzeichnet durch das erstmalige, zum Teil massenhafte („Horizont b“) Auftreten von *Spinatrypa* (*Isospinatrypa*) *aspera aspera* (SCHLOTHEIM). Daneben sind ebenfalls stratigraphisch wichtig *Sp. (Is.) aspera meridiana* COPPER, *Uncinulus primipilaris* (BUCH) und *Mucrospirifer diluvianus* (STEININGER). Neben der ansonsten arten- und individuenreichen Brachiopodenfauna treten in den korallenführenden Gesteinen *Calceola sandalina* LINNÉ und die Gattungen *Alveolites*, *Favosites* und *Plasmophyllum* auf.

DICKFELD (1969: 19) konnte in den Freilinger Schichten der Sötenicher Mulde *Spinatrypa* (*Is.*) *aspera meridiana* nicht, wohl aber dem Holotypus von *Sp. (Invertrypa) fasciplicata* (STRUVE) ähnliche Formen nachweisen. Die Gesteinsfolge des „Horizontes c“ kann nur aus der Brachiopodenfauna des Liegenden und Hangenden datiert werden. STRUVE (in KNAPP 1980: 49) leitet aus dem Massenvorkommen von *Sp. (Is.) aspera aspera* in „Horizont b“ und der Überlagerung durch eindeutige Ahabach-Schichten mit *Sp. (Inv.) fasciplicata* und *Sp. (Inv.) kelusiana* die Möglichkeit ab, daß der „Horizont c“ zu den Ahabach-Schichten zu rechnen ist. Insgesamt sind die Ahabach-Schichten deutlich fossilärmer als die Freilinger Schichten. Stratigraphisch wichtig und als eine Zeitmarke für die Obergrenze der Eifel-Stufe anzusehen ist das schon oben genannte Vorkommen von *Sp. (Inv.) kelusiana* STRUVE.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Schichtenfolge wird im Liegenden durch den Rohrer Horizont der Junkerberg-Schichten deutlich abgegrenzt. Die Hangendgrenze zu den Loogh-Schichten ist durch den Wechsel von einer kalkigen zu einer mehr tonigen Sedimentation und das Auftreten einer andersartigen Brachiopodenfauna gegeben, oder sie wird durch die Untergrenze der Dolomitisierung innerhalb der Schichtenfolge gebildet.

Die Mächtigkeit der Freilinger und Ahbach-Schichten beträgt nach Angaben von DICKFELD (1969) bei Sötenich ca. 50 m. Dort, wo innerhalb der Freilinger Schichten die Dolomitisation beginnt, schwankt die Mächtigkeit der nicht dolomitisierten Schichten zwischen ca. 30 m bei Urft und ca. 10 m bei Eiserfey.

Aufschluß:

- Anschnitt an der Einmündung der Straße „Zum Kalkwerk“ in die Straße Sötenich – Urft, R 39 680, H 98 570

3.1.3. Givet-Stufe

Die Schichtenfolge der Givet-Stufe ist ganz überwiegend als fossilreiche Kalk- und Mergelsteine ausgebildet. Lokal unterschiedlich sind wesentliche Teile der Schichten in Dolomitstein umgewandelt, weshalb eine Aussage über die stratigraphische Vollständigkeit der Givet-Stufe nicht möglich ist.

Zeitlich vergleichbare Schichtenfolgen des rechtsrheinischen Schiefergebirges (Bergisches Land) sind in ihrem unteren Teil (z. B. Honseler Schichten) weitaus reicher an tonig-sandigen Gesteinen. Erst im höheren Teil der Givet-Stufe beginnt mit dem Massenkalk auch dort die Carbonatproduktion. Eine vergleichbare Entwicklung gilt auch für den Raum nördlich des Hohen Venns, wo über dem oberen, marinen Teil der Friesenrather Schichten (Givet-Stufe nach STRUVE in KNAPP 1980: 50, 51) und den *quadrigeminum*-Schichten ebenfalls der Massenkalk folgt.

3.1.3.1. Loogh-Schichten (dvL)

Nachdem HAPPEL & REULING (in REULING 1931: 273) in der Prümer Mulde für die Unteren Stringocephalen-Schichten (KAYSER 1871) den Begriff der Fleringer Schichten aufgestellt hatten, gliederte STRUVE (in HOTZ & KRÄUSEL & STRUVE 1955: 104 – 134) diese in der Hillesheimer Mulde dann in die Ahbach-, Loogh- und Cürten-Folge. Bei den Bemühungen, die belgische Eifel (Couvin)/Givet-Grenze auf die Eifelkalkmulden zu übertragen, kommt STRUVE (1961 a: 322 – 332) zu der Auffassung, diese Stufengrenze zwischen den Ahbach- und den Loogh-Schichten zu ziehen.

PAULUS (1961 b: 439) konnte in der Sötenicher Mulde den Wachtberg-Horizont anhand seiner Brachiopodenfauna als Loogh-Schichten identifizieren. Eine Abgrenzung der Loogh-Schichten zu den im Hangenden folgenden Schichten bei Sötenich erarbeitete DICKFELD (1969: 127 – 131).

Gesteine: Die Loogh-Schichten werden von tonig-schluffigen Sedimenten mit wechselndem Kalkgehalt aufgebaut. Sie bilden bankige Wechselfolgen von schluffigen Tonsteinen und tonigen Schluffsteinen mit schluffhaltigen Kalksteinbänken. Die tonig-schluffigen Sedimente sind gut geschichtet und in frischem Zustand blaugrau gefärbt. Durch die Verwitterung nehmen sie eine charakteristische hellgelblichgraue Färbung an und verlieren durch eine fortschreitende Entkalkung an Festigkeit. In diese Schichtenfolge schalten sich in zum Hangenden hin zunehmendem Maße feingeschichtete Kalksteinbänke mit Crinoidendetritus und einzelnen Korallen ein. Der obere Teil der Schichtenfolge wird in lokal stark wechselndem Maße von Riffkalkgesteinen aus Korallen und Stromatoporen aufgebaut, die mit Lagen mergeliger Tonsteine wechsellagern. Die kalkige Ausbildung der Loogh-Schichten ist auf den Raum Rinnen – Sötenich beschränkt; im übrigen Gebiet sind die Schichten dolomitisiert und bilden somit einen Teil des Muldenkern-Dolomits.

Fossilien und Altersstellung: Bestimmend für den Beginn der Givet-Stufe im Sinne von BEYRICH (1837) ist das erste Auftreten des Brachiopoden *Stringocephalus burtini* DEFANCE. Neben dem sehr häufigen Vorkommen des Trilobiten *Dechenella* (D.) *verneuili* (BARRANDE) sind Brachiopoden folgender Arten sehr zahlreich und kennzeichnend:

Spinatrypina wotanica (STRUVE)
Spinatrypa globulina COPPER
Spinocyrtia (?) *ascendens* (SPRIESTERSBACH)
Desquamatia (*Variatrypa*) *ajugata* COPPER
Undispirifer undiferus (F. ROEMER)
Bornhardtina uncitoides E. SCHULZ

Die Korallenfauna ist durch Vertreter der Gattungen *Thamnophyllum*, *Acanthophyllum*, *Plasmophyllum*, *Hexagonaria* und *Aulopora* gekennzeichnet. Neben *Spinatrypina wotanica* treten im oberen Teil der Schichtenfolge bereits erste Exemplare von *Sp. soetenica* (STRUVE) auf.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Abgrenzung der Schichten gegen das Liegende ist neben dem Wechsel in der Brachiopodenfauna durch das verstärkte Auftreten toniger Sedimente im unteren Teil der Schichtenfolge gegeben. Die Obergrenze ist durch das Auftreten der fossilarmen Fettkalkgesteine des Zilkens-Horizontes der Cürten-Schichten definiert. Die Mächtigkeit der Loogh-Schichten beträgt schätzungsweise 30 m.

Aufschluß:

- Steinbruch südlich des Taubenberges, Nordostecke des Steinbruchs mit flacher Lagerung, R 39 200, H 97 160

3.1.3.2. Cürten- und Dreimühlen-Schichten (dvC+D)

Infolge der günstigen Aufschlußverhältnisse konnte DICKFELD (1969: 127 – 148) die auf lithologische und faunistische Besonderheiten gegründete Aufgliederung der ehemaligen Fleringer Schichten auch auf die Sötenicher Mulde übertragen. Dabei konnte er insbesondere innerhalb der Cürten-Schichten die auf PAULUS (1961 b) zurückgehende Horizontgliederung verfeinern.

Für eine fossilarme Schichtenfolge dickbankiger Kalksteine im Hangenden des Scheid-Horizontes führte PAULUS (1961 b) die Bezeichnung Spickberg-Schichten ein, welche auch von DICKFELD (1969) übernommen wird. Beide Autoren parallelisieren die Spickberg-Schichten mit den Dreimühlen-Schichten der südlichen Eifelkalkmulden, die sich durch das Vorherrschen von Korallenkalkgesteinen und ihre Armut an Brachiopoden auszeichnen. Cürten- und (Spickberg-) Dreimühlen-Schichten werden wegen ihrer unklaren faunistischen und lithologischen Abgrenzung hier zusammengefaßt.

Gesteine und Gliederung: Die drei wichtigsten Gesteinstypen dieser nur in Steinbrüchen (vgl. Abb. 6) gliederbaren Serie sind Korallen-Stromatoporen-Kalksteine, Fettkalkgesteine und mergelige Schluffsteine. Sie bilden zusammen Wechselfolgen, in denen das Vorherrschen eines Gesteinstyps die einzelnen, im folgenden stichwortartig beschriebenen Horizonte charakterisiert. Die Serie beginnt im Liegenden mit dem Zilkens-Horizont und endet mit den Spickberg-Schichten.

Cürten-Schichten, Zilkens-Horizont:

bituminöse, blau- bis schwarzgraue, sehr feinkörnige Kalksteine und Mergelsteine

Cürten-Schichten, Scheid-Horizont

Subhorizont α : massige, graublaue Korallen-Stromatoporen-Kalksteine

Subhorizont β : massige bis dickbankige, hellgraue, schwach bituminöse Fettkalkgesteine

Subhorizont γ : bituminöse, schwarzgraue, mergelige Schluffsteine

Subhorizont δ : massige, hellgraue Fettkalkgesteine

Subhorizont ε : bituminöse, schwarzgraue, mergelige Schluffsteine

Spickberg-Schichten:

rhythmische Bankfolgen, die mit bituminösen, schwarzgrauen, tonig-schluffigen Kalksteinen beginnen; über eine Zunahme des Kalkgehaltes und Abnahme des Bitumengehaltes übergehend in hellgraue Fettkalkgesteine

Die in den Cürten- und Dreimühlen-Schichten mehrfach vorkommenden Fettkalkgesteine sind hellgraue, sehr feinkörnige und daher auf den Bruchflächen fettartig glänzende Gesteine, die DICKFELD (1969: 150–152) näher beschrieben hat. Der Fettkalksteinanteil eines dieser zwischen 0,20 und 2,50 m mächtigen Rhythmen aus den Spickberg-Schichten beginnt mit einem feingeschichteten, schluffhaltigen Kalkstein. Im Anschliff erweist sich die Feinschichtung als eine Wechsellagerung von hellerem Mikrit und etwas dunklerem Intrasparit. Nach oben verschwindet die Feinschichtung, und es tritt eine Calcitäderung auf, die als Bioturbation gedeutet wird. Die Folge endet mit einem bioturbat entschichteten Fettkalkstein, der reich an Ostracoden ist.

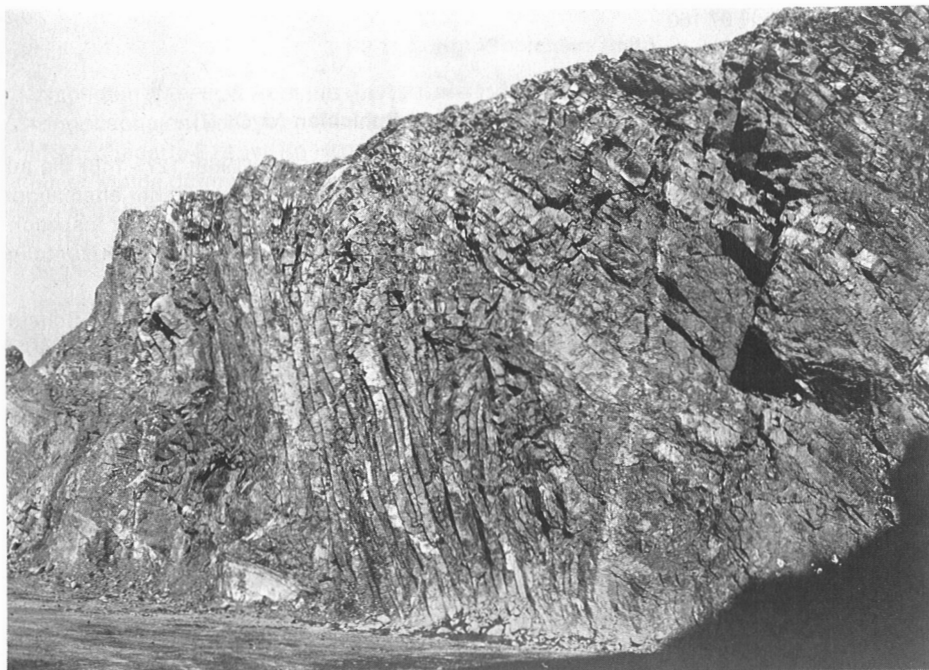


Abb. 6 Kalkstein-Mergelstein-Wechselfolge der Cürten- und Dreimühlen-Schichten mit überkippter Sattelstruktur; Steinbruch südlich Keldenich (R 42 100, H 99 400)

Östlich Sötenich und Keldenich sowie südlich der Zentralaufschiebung sind die Cürten- und Dreimühlen-Schichten dolomitisiert und Teil des Muldenkern-Dolomits.

Fossilien und Altersstellung: Die Fauna der Cürten- und Dreimühlen-Schichten ist, abgesehen vom Auftreten bestimmter Leitformen und dem verstärkten Vorkommen von Korallen und Stromatoporen, der der Loogh-Schichten sehr ähnlich. Bezeichnend ist die endgültige Ablösung von *Spinatrypina wotanica* (STRUVE) durch *Spinatrypina soetenica* (STRUVE) und der Übergang von *Spinatrypa globulina* COPPER in *Spinatrypa curvirostra* COPPER. Beide Brachiopoden sind besonders häufig in den Subhorizonten γ und ϵ anzutreffen. Die die Cürten-Schichten der südlichen Kalkmulden kennzeichnenden Schillagen von *Subrensselandia amygdala* (GOLDFUSS) und *Undispirifer gerolsteinensis* (STEININGER) fehlen in der Sötenicher Mulde. Statt dessen sind im Zilkens-Horizont Schillagen von *Undispirifer undiferus* (F. ROEMER) und im Scheid-Horizont sowie in den Spickberg-Schichten *Stringocephalus*-Schille verbreitet.

Während die Fauna des Zilkens-Horizontes artenarm und wenig bezeichnend ist, sind in den mergeligen Horizonten neben den schon genannten Atrypiden besonders *Rhynchospirifer hians* (BUCH) ssp. und *Dechenella (D.) verneuili* (BARRANDE) häufig. Die korallenführenden Horizonte werden von Vertretern der Gattungen *Disphyllum*, *Hexagonaria*, *Plasmo-phyllum*, *Favosites* und *Thamnopora* aufgebaut. Die Fettkalkgesteine führen Ostracoden der Familie Leperditidae.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Abgrenzung der Cürten- und Dreimühlen-Schichten ist sowohl faunistisch wie auch lithologisch begründet. Die Schichtenfolge beginnt mit den fettkalkähnlichen Gesteinen des Zilkens-Horizontes, die auf die Korallenkalkstein führenden Tonsteine der Loogh-Schichten folgen, und in deren Übergangsbereich die Fortentwicklung bestimmter Atrypidenarten erfolgt. Die Obergrenze der Schichtenfolge ist durch die scharfe Grenze der Fettkalkgesteine der Spickberg-Schichten gegen die Schwarzmangel der Rodert-Schichten mit dem Leittrilobiten *Dechenella (D.) burmeisteri* RUD. RICHTER gegeben. Der Übergang von *D. verneuili* in *D. burmeisteri* ist in den fossilarmen Gesteinen der Spickberg-Schichten nicht belegt.

Die Gesamtmächtigkeit der Cürten- und Dreimühlen-Schichten beträgt im Raum von Sötenich ca. 120 m. Dabei entfallen nach DICKFELD (1969) etwa 16 m auf den Zilkens-Horizont an der Basis der Schichtenfolge und etwa 20 m auf die Spickberg-Schichten.

Aufschlüsse:

- Steinbruch südlich der Straße Rinnen – Sötenich (Zilkens-Horizont), R 39 340, H 98 110
- Steinbruch südlich des Taubenberges, NE-Ecke des Steinbruchs mit flacher Lagerung (Zilkens-Horizont und Scheid-Subhorizont α), R 39 230, H 97 170
- Steinbruch südlich der Einmündung des Rinnener Tales in das Urfttal (Scheid-Subhorizonte β und γ), R 39 600, H 98 150
- Steinbruch südwestlich der Urft-Schleife (Gemarkung „Im Scheid“) (Scheid-Subhorizonte δ und ϵ , Spickberg-Schichten), R 39 800, H 98 050

3.1.3.3. Rodert-Schichten (dvR)

Die Rodert-Schichten wurden erstmals von STRUVE (in HOTZ & KRÄUSEL & STRUVE 1955: 140 – 152) in der Hillesheimer Mulde beschrieben und abgegrenzt. Sie unterscheiden sich dort von lithologisch recht ähnlichen Gesteinen im Liegenden und Hangenden durch das Auftreten des Trilobiten *Dechenella burmeisteri* s.l. RUD. RICHTER. PAULUS (1961 a: 33)

konnte die Rodert-Schichten auch in der Sötenicher Mulde nachweisen und sie in vier Horizonte unterteilen. Die Benennung der Horizonte teilt PAULUS (in BECKER 1964: 46) mit. Die Rodert-Schichten können aufgrund ihrer Brachiopoden- und Trilobitenfauna mit Teilen der Torringer Schichten in der Bergisch Gladbach – Paffrather Kalkmulde des Bergischen Landes verglichen werden (JUX 1964: 164).

Gesteine und Gliederung: Die Rodert-Schichten werden von vier deutlich zu unterscheidenden Horizonten aufgebaut. Die Schichtenfolge beginnt mit dem Sötenich-Horizont („Sötenicher Schwarzmergel“), der von schwarzbraunen, bituminösen Schluffsteinen mit unterschiedlichem Kalkgehalt und dunkelblaugrauen Kalksteinbänken aufgebaut wird. Kennzeichnend ist eine Kalksteinbank, die neben Stromatoporen und anderen Korallen massenhaft *Hexagonaria*-Knollen führt. Mit ihrer Hilfe ist der Horizont über weite Strecken zwischen Rinnen und dem Urfeyer Tal zu verfolgen.

Der darüber folgende Münchenrath-Horizont besteht aus einer fast regelmäßigen Wechsellagerung dunkelgrauer, bituminöser, kalkhaltiger Schluffsteine und schluffhaltiger Kalksteine. Die Kalksteine verwittern zu länglich gerundeten und knolligen Körpern, was PAULUS (1961 a: 33) veranlaßte, diesen Horizont ursprünglich als Knollenkalk-Horizont anzusprechen.

Der Schulz-Horizont wird von schwach kalkhaltigen, in frischem Zustand graublauen Schluff- bis Feinsandsteinen mit sehr dünnen, tonigeren Zwischenmitteln aufgebaut. Sie sind intensiv parallel geschichtet. Durch Dolomitisierung meist gelbliche, plattige Lesesteine sind für diesen Horizont charakteristisch. Lesesteine dieser Art sind neben den *Hexagonaria*-Knollen des tieferen Teils der Rodert-Schichten (z. B. auf dem flachen Rücken der Königsfelder östlich Dottel) weit verbreitet.

Die Rodert-Schichten werden nach oben hin durch den Hagelberg-Horizont abgeschlossen. Die Gesteinsfolge besteht aus dunkelgrauen, feinkörnigen und schwach schluffhaltigen Kalksteinen, die in frischem Zustand dickbankig auftreten und dünnbankig-knollig verwittern. Charakteristisch ist das lagenweise sehr häufige Vorkommen des Brachiopoden *Retichonetes crenulatus* (F. ROEMER).

Fossilien und Altersstellung: Entsprechend der Definition der Rodert-Schichten ist der Leittrilobit *Dechenella* (*D.*) *burmeisteri* RUD. RICHTER (bei DICKFELD 1969 als cf.-Bestimmung) in allen fossilreicheren Horizonten sehr häufig. Stratigraphisch bedeutsam für den mittleren Teil der Givet-Stufe sind darüber hinaus *Spinatrypa girzenensis* COPPER sowie die erst ab dem Hagelberg-Horizont vorkommende *Spinatrypa orthoclina* COPPER. Die Korallenfauna des Sötenich-Horizontes wird von *Hexagonaria quadrigemina* (GOLDFUSS) und *Plasmophyllum* (*P.*) *macrocystis* (SCHLÜTER) bestimmt. Neben Brachiopoden sind in diesem Horizont auch Muscheln wie *Paracyclas proavia* (GOLDFUSS) und Vertreter der Aviculidae nicht selten. Im Münchenrath-Horizont treten Schillagen mit *Spinocyrtia ascendens* (SPRIESTERSBACH) und, etwas seltener, mit *Undispirifer undiferus* (F. ROEMER) auf. Während in den Gesteinen des Schulz-Horizontes nur Spurenfossilien häufig sind, ist der Hagelberg-Horizont wieder fossilreicher. Neben den schon genannten Brachiopoden ist die inkrustierende Koralle *Alveolites* sp. häufig.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Liegendgrenze der Rodert-Schichten ist durch die charakteristischen „Schwarzmergel“ einerseits und die weiterentwickelte Atrypiden- und Trilobitenfauna andererseits gegeben. Die Obergrenze ist weniger lithologisch als durch das erste Auftreten des Leittrilobiten der Kerpener Schichten fixiert.

Die Gesamtmächtigkeit der Rodert-Schichten beträgt nach DICKFELD (1969) etwa 50 m. Dabei entfallen 17 m auf den Sötenich-Horizont, jeweils wenige Meter auf den Münchenrath- und den Schulz-Horizont und etwa 15 – 20 m auf den Hagelberg-Horizont. Die Werte gelten nur für den engeren Bereich südlich Sötenich, da nur dort genauere Beobachtungen möglich sind.

Aufschluß:

- Anschnitt der Straße Sötenich – Urft unterhalb der Stolzenburg (Sötenich- bis Hagelberg-Horizont), zwischen R 40 200, H 97 940 und R 40 250, H 97 880

3.1.3.4. Kerpener Schichten (dvK)

Eine Schichtenfolge mit dem Trilobiten *Dechenella struvei* R. u. E. RICHTER beschreibt STRUVE (in HOTZ & KRÄUSEL & STRUVE 1955: 153 – 156) in der Hillesheimer Mulde als Kerpener Schichten. PAULUS (1961 a: 33) konnte sie auch in der Sötenicher Mulde nachweisen und untergliedern.

Ein kleines Vorkommen von undolomitisierten Kerpener Schichten innerhalb des Muldenkern-Dolomits erwähnt LÜTTE (1985) vom Düsterberg westlich der Straße Keldenich-Zingsheim.

Gesteine und Gliederung: Der untere, in Profilen aufgeschlossene Teil der Kerpener Schichten wird von bräunlichgrauen fossildetritischen Kalksteinbänken und schluffigen, gelbgrauen und knollig verwitternden Mergelsteinen aufgebaut (Urfey-Horizont). Nur als Lesesteine treten südlich des Keldenicher Steinbruchs und auch nördlich der Stolzenburg in einem höheren, noch nicht dolomitisierten Niveau kalkreichere Schichten mit Stromatoporen auf (Kalk-Horizont).

Fossilien und Altersstellung: Abgesehen von dem Auftreten der Leitform *Dechenella struvei* R. & E. RICHTER und dem Fehlen von *Retichonetes crenulatus* (F. ROEMER) gleicht die Fossilführung der Kerpener Schichten der des Hagelberg-Horizontes der Rodert-Schichten. Häufig sind *Spinatrypa orthoclina* COPPER, *Spinatrypina* cf. *girzenensis* COPPER, *Spinocyrtia ascendens* (SPRIESTERSBACH), *Spinocyrtia* (*Carpinaria*) aff. *carpinensis* STRUVE sowie die Koralle *Alveolites* sp.. Die an Schnecken reiche Fauna mit *Uncites gryphus* SCHLOTHEIM, die seit ROEMER (1844) vom Girzenberg bei Sötenich bekannt ist, stammt nach W. E. SCHMIDT (1936: 315) aus braunen „Mergeln und Mergelkalken“ des Beust-Stollens. Aus der Begleitfauna schließt DICKFELD (1969: 166) auf ein Alter der über Tage nicht aufgeschlossenen Fundschicht vom Hagelberg-Horizont bis Kerpener Schichten einschließlich oder noch kalkig erhaltener jüngerer Schichten (Bolsdorf-Schichten?). Das Vorkommen von *Uncites gryphus*, der in der Bergisch Gladbach – Paffrather Kalkmulde für die Bücheler Schichten bezeichnend ist, bietet eine der wenigen Möglichkeiten, Schichten aus der Eifeler Kalkmuldenzone mit denen des Bergischen Landes zu parallelisieren (JUX 1964: 165).

Abgrenzung und Mächtigkeit: Mangels vollständiger Aufschlüsse sind sowohl die Mächtigkeit wie auch die stratigraphische Abgrenzung zu dem im Hangenden folgenden Dolomit des Muldenkerns unsicher. DICKFELD (1969) vermutet für den unteren, kalkärmeren Teil der Kerpener Schichten eine Mächtigkeit von 25 m.

Aufschluß:

- Anschnitt der Straße Sötenich – Urft unterhalb der Stolzenburg, R 40 285, H 97 830

3.1.4. Obere Eifel- bis Givet-Stufe

3.1.4.1. Muldenkern-Dolomit (de-v)

Ausgehend von QUIRING (1913) und präzisiert durch REULING (1931) werden die Dolomitsteine der Eifelkalkmulden in zwei Gruppen unterschiedlicher Entstehung eingeordnet. Die erste Gruppe umfaßt die schichtgebundenen, frühdiagenetisch im Devon-Meer selbst entstandenen, primären Dolomitsteine. Zu ihnen gehören große Teile der Dolomitsteine des Muldenkerns und nach PAULUS (1961 b: 421) vermutlich auch dolomitisierte Bereiche des Paulsgraben/Quartbach-Horizontes der Ahrdorfer Schichten. Die zweite Gruppe umfaßt die erst im Perm und in der frühen Trias (?) im Bereich der postvariscischen Rumpffläche gebildeten „Geländedolomite“. Sie sind als Reste einer „Dolomitflur“ an die heute zum Teil exhumierte Auflagerungsfläche des Buntsandsteins und des Rotliegenden gebunden. Ob ein Dolomitstein der einen oder anderen Gruppe angehört, ist meist nur schwer zu entscheiden.

Gesteine und ihre Entstehung: Die Gesteinsausbildung des Muldenkern-Dolomits ist entsprechend seinen unterschiedlichen Ausgangsgesteinen verschieden. Wo der Dolomitstein aus Korallen-Stromatoporen-Kalksteinen oder Fettkalkgesteinen hervorgegangen ist, tritt er als gelblichgraues, dickbankiges bis massiges Gestein auf. Es ist meist sehr stark geklüftet und kann durch die Volumenverminderung bei der Dolomitisierung kavernös ausgebildet sein. In frischem Zustand feinkörnig bis dicht, verwittert der Dolomitstein zunächst zuckerkörnig und zerfällt schließlich zu einem Sand aus Dolomitekristallen. Bei weniger kalkreichen Ausgangsgesteinen treten auch dolomitische, teilweise noch fossilführende Mergelsteine und mergelige Schluffsteine auf. Im allgemeinen ist der Fossilinhalt des Gesteins bis auf wenige Reste (Brachiopoden-Schillbänke, vereinzelt Korallenreste) zerstört.

Die Hauptmasse des Muldenkern-Dolomits ist nach Untersuchungen von D. K. RICHTER (1974) im Gezeiten- oder zeitweiligen Auftauchbereich von Korallen-Stromatoporen-Biostromen durch deszendente magnesiumhaltige Lösungen aus Kalksteinen entstanden. Das für diese syngenetische bis frühdiagenetische Dolomitisierung notwendige Magnesium stammt nach FRIEDMANN & SANDERS (1967: 334 – 338) aus hypersalinen Lösungen, die im Randbereich von Riffen durch die Verdunstung von Meerwasser oder im Porenraum des Carbonatsediments selbst entstehen. Die Bildung der (epigenetischen) „Geländedolomite“ wird seit REULING (1931: 294) als eine Auswirkung Mg-haltiger Verwitterungslösungen auf der prätriassischen Landoberfläche angesehen. Eine anschauliche Darstellung der Schwierigkeiten, die bei der Deutung von Dolomitsteinvorkommen in der Eifel hinsichtlich ihres Entstehungsalters auftreten, gibt STRUVE (1952).

Nach D. K. RICHTER (1974) sind in der Eifel zwei verschiedenen alte Phasen der frühdiagenetischen Dolomitisierung zu unterscheiden. Die erste Phase ist an die Biostrome des Eifel/Givet-Grenzbereichs gebunden und hat die Freilingen bis Loogh-Schichten erfaßt (Typ Munter-Ley-Dolomit der Gerolsteiner Mulde). In der zweiten Phase werden, ausgehend von den Biostromen der obersten Givet-Stufe, große Teile der givetischen Schichten dolomitisiert (Typ Schönecker Dolomit i. w. S. der Prümer Mulde).

Vorkommen, Altersstellung und Mächtigkeit: Die Dolomitisierung der miteldevonischen Schichten der Sötenicher Mulde zeigt innerhalb des Blattgebietes unterschiedliche stratigraphische Reichweite. Den Vorkommen von Muldenkern-Dolomit ist gemeinsam, daß sie in der Regel die miteldevonische Schichtenfolge nach oben hin abschlie-

ßen, wobei die stratigraphische Obergrenze allerdings unsicher ist. Ein oberdevonischer Anteil des Muldenkern-Dolomits ist bisher nicht nachgewiesen, aber nach dem tektonischen Bau im Blattgebiet nicht völlig auszuschließen.

Nördlich der Zentralaufschiebung ist in dem unmittelbar angrenzenden zentralen Teil der Sötenicher Mulde von Südwesten nach Nordosten eine zunehmende Häufigkeit dolomitierter Horizonte zu beobachten. Der eigentliche Muldenkern-Dolomit beginnt zwar dort erst oberhalb der Kerpener Schichten, aber östlich Rinnen sind erste Dolomitbildungen schon im Korallen- und Stromatoporen-Riffhorizont der Freilinger Schichten (Horizont c) zu beobachten.

Aufschlüsse im Ostteil der Sötenicher Steinbrüche sowie Bohrungen nördlich des Girzenberges zeigen, daß auch Fettkalkgesteine der Spickberg-Schichten dolomitisiert sein können, Kalkstein-Mergelstein-Wechsellagerungen dagegen meist undolomitisiert sind. Inwieweit diese einzelnen Dolomitbildungen Folge einer mehrphasigen, primären Dolomitisierung von Riffkalkgesteinen sind oder ob eine selektive Geländedolomitisierung besonders kalkreicher Schichten vorliegt, ist unsicher. Immerhin zeigt die Beobachtung von W. E. SCHMIDT (1936), daß oberflächlich als Dolomitstein auftretende Gesteine im Niveau des Beust-Stollens kalkig erhalten sind und daher das Ausmaß der Geländedolomitisierung nicht zu unterschätzen ist. Der Bereich nur teilweise dolomitisierter Givet-Schichten reicht über den Steinbruch südlich Keldenich bis ins Königsfelder Tal. Dort schließlich sind bei Urfey nur noch fragliche Rodert-Schichten und durch Fossilfunde von PAULUS (1959: 359) nachgewiesene Kerpener Schichten in kalkiger Form anzutreffen.

Im nördlichen Teil der Sötenicher Mulde, östlich Sötenich, Keldenich und Dottel, beginnt die dolomitische Ausbildung mit den höheren Freilinger Schichten. In welchem Maße dieses Bild durch eine Geländedolomitisierung besonders in der Nähe der Buntsandstein-Überdeckung vorgetäuscht wird, läßt sich an keiner Stelle entscheiden.

In der Sötenicher Mulde südlich der Zentralaufschiebung schwankt die Untergrenze der Dolomitisierung innerhalb der Freilinger Schichten und greift nordwestlich Zingsheim sowie westlich und östlich Weyer auf höhere Junkerberg-Schichten über. Die beiden Dolomitisierungsphasen sind in diesem Muldenteil nicht zu trennen. Möglicherweise sind die Grenzen durch eine spätere Geländedolomitisierung verwischt.

Im Raum Königsberg – Urf – Neuwerk zeigt der untere Teil des Muldenkern-Dolomits eine solch geringe Umwandlung, daß der untergivetische Fossilinhalt (Korallen, Stringocephaliden, Spinatrypiden) gut erhalten geblieben ist. Im höheren Teil des Muldenkern-Dolomits treten sehr massige, strukturelose Dolomitsteine auf. Durch Verwitterung und Abtragung herauspräpariert, treten sie morphologisch deutlich in Erscheinung und bilden im Eichtertal und den Fluren Rummerschlegel und Zeppenschleiden natürliche Felsbastionen und Felsenmeere. Die aufgeschlossene Mächtigkeit des Muldenkern-Dolomits liegt entsprechend seiner unterschiedlichen stratigraphischen Reichweite im Bereich südlich der Zentralaufschiebung bei maximal 500 m. Nördlich der Zentralaufschiebung schwankt die Mächtigkeit zwischen 300 m im Westen und 500 m im Osten.

Aufschlüsse:

- Anschnitt an der Einmündung des Eichtertales in das Urfttal, R 42 800, H 97 600
- Felsengruppe in der Flur Rummerschlegel, R 44 600, H 97 950
- Felswand an der Höhe 508,9 m im Weyerer Wald, R 44 350, H 99 670
- Dolomitsandgruben auf dem Sandberg südlich Weyer, R 46 300, H 99 050

3.2. Perm (K.-H. RIBBERT)

3.2.1. ? Oberrotliegendes (ro)

Die Kalksteinkonglomerate, die örtlich zwischen den gefalteten devonischen Schichten und den sie diskordant überlagernden Schichten des Mittleren Buntsandsteins anzutreffen sind, sind erstmals von KRAUSE (1917, 1922) genauer beschrieben worden. Von ihm wurde auch die Vermutung geäußert, daß es sich um Ablagerungen der Perm-Zeit (Zechstein) handeln könnte. Die Konglomerate sind im Blattgebiet bei Golbach und Straßbüsch sowie bei Sötenich links und rechts der Urft aufgeschlossen. Nach SCHRÖDER (1954: 424) sind sie auch in einer Bohrung im Mechernicher Westfeld vorgefunden worden. Das Alter der Kalksteinkonglomerate ist durch Fossilien nicht belegt. Aufgrund ihrer Lagerungsverhältnisse und des Vorkommens gleichartiger Kalksteinbreccien in den Waderner Schichten südlich der Olkenbacher Mulde (SOLLE 1937, 1976) kann ein Oberrotliegend-Alter vermutet werden.

Gesteine: Das in den Aufschlüssen bei Golbach und Straßbüsch dickbankig auftretende Gestein zeigt Kalk- und Dolomitsteingerölle dichtgepackt und meist unsortiert in einer roten sandig-karbonatischen Grundmasse. Die Gerölle sind meist eckig bis kantengerundet (der Begriff Kalkbreccie ist treffender) und zeigen meist Größen zwischen 1 und 10 cm, selten bis 50 cm. Die Dolomitsteingerölle sind unterschiedlich körnig und geben sich oft als dolomitisierte Fettkalkgesteine zu erkennen. Die kalkigen Gerölle werden von hellgrauen, korallenführenden Gesteinen und auch von roten Crinoidenkalksteinen gebildet. Kalksteingerölle, die randlich dolomitisiert sind und in einem kalzitisierten Dolomitzement liegen, beobachtete D. K. RICHTER (1974: 15). Neben den Carbonatgesteinsgeröllen treten vereinzelt Gerölle von rötlichen quarzitischen Sandsteinen und von kleineren eckigen Quarzen auf. Der Geröllbestand zeigt deutlich die Herkunft aus nächster Nähe, vermutlich aus der Sötenicher Mulde und ihren Randgebieten an. Nach Beobachtungen von QUIRING (1935 b) wird das Kalksteinkonglomerat in dem alten Bergbauggebiet nordöstlich Golbach von einem bis 25 m mächtigen, roten Ton überlagert, der vielleicht eine prätriassische Verwitterungsbildung des Konglomerats darstellt. Am Lierberg in Sötenich, wo das Konglomerat überwiegend aus dolomitisierten Fettkalkgesteinen besteht, liegt darüber eine geringmächtige Bank eines grobkörnigen Dolomitsteins, der nach Beobachtungen von A. SCHERP (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) millimetergroße Einschlüsse von Schluff- und Feinsandsteinen sowie einen geringen Tonmineralanteil führt. Die heterogene Zusammensetzung der Dolomitsteinbank deutet auf eine permotriassische Verwitterungsbildung ähnlich dem heutigen Dolomitsand.

Geländedolomitisierung und Oberflächenrötung, die in weiten Bereichen des Blattgebietes die genaue stratigraphische Ansprache devonischer Gesteine erschweren, können wohl auf permzeitliche Verwitterungsvorgänge zurückgeführt werden.

Nach den Vorstellungen von D. K. RICHTER (1974) sind die permotriassischen „Geländedolomite“ unter Beteiligung von Abtragungsmassen der primären Muldenkern-Dolomite entstanden. Episodische Regenfälle in einem ariden Klima sollen aus den Schuttmassen Magnesium herausgelöst, in den kalkigen Untergrund verlagert und zu einer sekundären Dolomitneubildung Anlaß gegeben haben. Die feinkonglomeratische Dolomitsteinbank am Lierberg könnte einen Abtragungsrest dieser die Dolomitisierung auslösenden Lockermassen darstellen.

Die weit verbreitete Rotfärbung primär grauer, tonig-schluffiger Sedimente steht bei Monschau (WO.SCHMIDT 1956: 91) und in der Olkenbacher Mulde (SOLLE 1976: 212) mit der Überlagerung durch permische Konglomerate im Zusammenhang. Es kann bisher nur vermutet werden, daß die oxidierenden, alkalischen Verwitterungslösungen, die in den intramontanen Becken der Rotliegend-Zeit die Rotfärbung der grobklastischen Sedimente durch Hämatitbildung hervorgerufen haben (WALKER 1976), auch die darunterliegenden älteren Gesteine verändert haben. Dabei könnte es in Carbonatgesteinen zu der oben skizzierten Dolomitisierung und in klastischen Gesteinen durch eine Oxidation Eisen enthaltender Minerale wie Pyrit, Fe-haltige Carbonate und Chlorit zur Rotfärbung durch eine Neubildung von Hämatit gekommen sein.

Lagerung und Mächtigkeit: Bei Golbach und Straßbüsch scheint das Konglomerat mit einem Einfallen von 15–20° stärker geneigt zu sein als der darüberliegende Buntsandstein. KRAUSE (1922: 155) konnte dort eine diskordante Auflagerung des Buntsandsteins feststellen. Auch das entgegengesetzte Einfallen beider Vorkommen spricht dafür, daß es sich um verstellte Schollen eines grabenartigen Einbruchs handelt, in dem Reste von ehemals weiter verbreitetem Abtragungsschutt des variscischen Gebirges erhalten geblieben sind. Aus der Verbreitung der Kalksteinkonglomerate in der Nordeifel schließt SCHRÖDER (1954: 424) auf eine größere, dem Streichen des variscischen Grundgebirges folgende Oberrotliegend-Senke ähnlich der der Wittlicher Senke in der Südeifel.

Bei Straßbüsch sind nur wenige Meter des Kalksteinkonglomerates aufgeschlossen. Eine Bohrung in Golbach hat es in einer Mächtigkeit von 15 m, eine Bohrung im Mechernicher Westfeld bei Dottel mit 9 m angetroffen.

Aufschlüsse:

- ehemaliger Steinbruch westlich Straßbüsch, R 37 260, H 98 650
- Wegböschung am Lierberg bei Sötenich, R 39 440, H 99 360
- Straßenböschung am nördlichen Ortsausgang von Sötenich, R 38 920, H 97 500

3.3. Trias (K.-H. RIBBERT)

Buntsandstein

Die Schichtenfolge der Trias beginnt wie überall in den Randgebieten des Germanischen Trias-Beckens mit sandig-konglomeratischen Gesteinen, die der mittleren Stufe des Buntsandsteins angehören. Sie liegen diskordant über gefalteten und eingerumpften, nur an wenigen Stellen von Erosionsresten permischer Gesteine bedeckten devonischen Schichten. Die Verbreitung des Buntsandsteins folgt der alt angelegten Eifeler Nord–Süd-Zone.

Aufbauend auf den Untersuchungen von BLANCKENHORN (1885) und SCHRÖDER (1954) erarbeiten MÜLLER & SCHRÖDER (1960) eine stratigraphische Gliederung, die sich an die Gliederung des Buntsandsteins im Saarland (MÜLLER 1954) anlehnt. Neuere Untersuchungen sedimentologischer Art liegen von MADER (1983) und von SCHRADER (1983) vor.

3.3.1. Mittlerer Buntsandstein (sm)

Durch die Abbaue und Prospektionsbohrungen des Mechernicher Bleierzbergbaus sind die horizontalen und vertikalen Änderungen in der Schichtenfolge des Mittleren Buntsandsteins zumindest zwischen Dottel und Mechernich recht gut bekannt. Steinbrüche und

natürliche Felswände bei Kall runden das Bild für den südlichsten Teil der Mechnicher Trias-Senke ab. Der zentrale und westliche Teil der Trias-Senke ist demgegenüber im Blattgebiet weitaus schlechter aufgeschlossen.

Gesteine und Gliederung: Im Mechnicher Bergbauggebiet beginnt die Abfolge des Mittleren Buntsandsteins mit dem Grundkonglomerat (SCHRÖDER 1954: 419). Nach neueren Bohrungen im Bereich des ehemaligen Westschachtes zu urteilen, handelt es sich um ein Konglomerat mit überwiegend kantigen Geröllen in einer sandigen Matrix, das den Eindruck einer breccienartigen Bildung vermittelt. Die Gerölle, deren Kantenlänge meist nur wenige Zentimeter beträgt, bestehen aus quarzitischen Sandsteinen, kavernös verwitterten Dolomitsteinen und Crinoidenkalksteinen, also Gesteinen des paläozoischen Untergrundes der unmittelbaren Umgebung. Das Grundkonglomerat geht nach wenigen Metern nach oben in eine Wechselfolge aus roten Ton- und Schluffsteinen mit konglomeratischen Sandsteinen von ähnlich polymikter Zusammensetzung wie im Liegenden über. Vergleichbare breccienartige Bildungen an der Basis des Mittleren Buntsandsteins beschreibt MADER (1979) aus der Südeifel als Konglomerate von St. Thomas.

Die Hauptmasse des Mittleren Buntsandsteins wird von roten und gelblichbraunen, mittel- bis grobkörnigen Sandsteinen, konglomeratischen Sandsteinen und Konglomeraten mit sandiger Matrix aufgebaut (Abb. 7). Dünne Lagen von roten Tonsteinen treten demgegenüber ganz in den Hintergrund. Die Gesteine erscheinen in Aufschlüssen oft massig, und die Schichtung ist häufig nur an sandigeren Partien oder Erosionsresten toniger Lagen zu erkennen. Viel deutlicher dagegen ist die weitverbreitete Schräg- und Kreuzschichtung.

Während im unteren Teil der Schichtenfolge Wechsellagerungen von Sandsteinen und Konglomeraten vorherrschen, ist der obere Teil durch eine besonders grobe Konglomeratschüttung, das Deckkonglomerat des Mechnicher Bergbauggebietes (SCHRÖDER 1954)



Abb. 7
Konglomerat und Sandstein
des Mittleren Buntsandsteins;
Nordwand des ehemaligen
Tagebaus Virginia (R 43 400,
H 04 050)

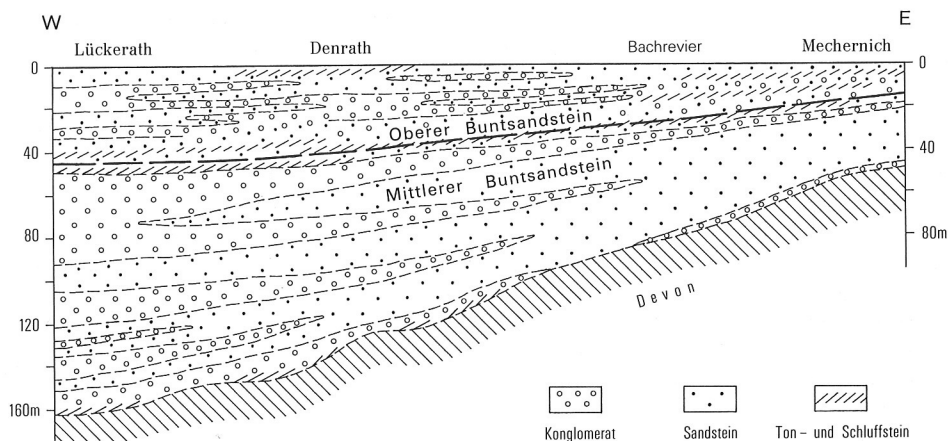


Abb. 8 Faziesschnitt durch den Mittleren und Oberen Buntsandstein bei Mechernich (mehrfach überhöht), nach SCHRÖDER (1954)

geprägt. Es ist mit Geröllgrößen zwischen 10 und 30 cm und stark unterschiedlicher Mächtigkeit fast im ganzen Blattgebiet verbreitet. Oberhalb des Deckkonglomerates folgen im Abstand weniger Meter erste mächtigere rote Tonsteinbänke, die sich zwischen noch schwach konglomeratische Sandsteinbänke einschalten. Im gleichen Bereich treten auch erste dolomitische Gesteinsbildungen auf, die die Grenzzone zum Oberen Buntsandstein anzeigen.

In der engeren Umgebung von Mechernich (ehem. Tagebau Bachrevier, Griesberg) überwiegt der Sandanteil in der ansonsten sandig-konglomeratischen Wechselfolge unterhalb des Deckkonglomerates. Geröllfreie, fein- bis mittelkörnige Sandsteine, die oft wenig verfestigt und gebleicht erscheinen, bauen große Teile der Schichtenfolge auf. Die Abnahme der Geröllführung sowohl vom Raum Dottel in nordöstliche Richtung als auch von Westen nach Osten (Abb. 8; s. auch WO. SCHMIDT & SCHRÖDER 1962) ist durch Bergbauaufschlüsse gut belegt.

Im Geröllbestand der Konglomerate, der von paläozoischen Gesteinen des Rheinischen Schiefergebirges abgeleitet wird, herrschen Quarzite eindeutig vor (PICARD 1950). Quarze und Sandsteine, die in seltenen Fällen auch Fossilien führen, treten dahinter stark zurück. Vereinzelt sind konglomeratische Quarzite, ähnlich bestimmten Gesteinen des Oberkarbons, zu finden. Die Art der Gerölle und ihre gute Rundung zeigen – abgesehen vom gänzlich verschiedenen Grundkonglomerat – einen Ferntransport der Sedimente an.

Die Schwermineralfraktion von Proben einer Bohrung des Westfeldes bei Scheven zeigt überwiegend Turmalin und Zirkon, daneben auch Rutil, Anatas und Apatit. Die Gesteine des Mittleren Buntsandsteins zeichnen sich durch ein deutliches Überwiegen von Turmalin gegenüber Zirkon aus. Dieses Verhalten, das QUESTER (1954) bereits an der Bohrung Pimenich (bei Kreuzau) feststellte, zeigt durch das Vorherrschen des abrasionsresistenten Turmalin ähnlich wie der Geröllbestand ein energiereiches Transportmilieu an.

Die Sandsteine des Mittleren Buntsandsteins bestehen ganz überwiegend aus Quarzkörnern, daneben treten Gesteinsbruchstücke auf. Der Quarz zeigt eine gute Rundung und

Sortierung, was zusammen mit dem äußerst geringen Gehalt an toniger Matrix auf einen hohen Reifegrad der Sedimente schließen läßt. Die rote Färbung der sandigen Sedimente wird durch dünne Hämatittrinden auf den Kornoberflächen hervorgerufen.

Fazies: Es besteht Einigkeit darüber, daß die Sedimente der sandig-konglomeratischen Fazies fluviatil im Bereich verflochtener (verwilderter) Flußsysteme abgelagert worden sind. Die Entstehungsweise der Ablagerungen der rein sandigen Fazies des engeren Mechanischen Raumes ist bisher nicht eindeutig geklärt. SCHRADER (1983) fordert aufgrund des sequentiellen Aufbaus der Schichtenfolge und der Korngrößenverteilung eine ebenfalls fluviatile Ablagerung. Dagegen deutet MADER (1983) aufgrund der Millimeterschichtung und der Schrägschichtungsformen die Schichtenfolge als äolisch in einem Dünenfeld im Schutz der Kallmuther Schwelle entstanden. Die fluviatilen wie die möglicherweise äolischen Sedimente zeigen nach Messungen der Schrägschichtungsblätter und der dachziegelartige Lagerung plattiger Gerölle einen Transport generell von Süden nach Norden an (PICARD 1950, 1954; SCHRADER 1983).

Abgrenzung und Mächtigkeit: Maßgeblich für die Grenzziehung zwischen Mittlerem und Oberem Buntsandstein ist das Auftreten der „Violetten Grenzzone“ (MÜLLER 1954). Sie stellt eine bis 1 m mächtige, feinkörnige, in ihrem oberen Teil entschichtete und blauviolett gefärbte Sandsteinbank dar, die zahlreiche braunschwarze Mulmstellen sowie sehr selten auch vertikale Wurzelröhren erkennen läßt. Als Einschlüsse können Knauern und lagige Konkretionen von Dolomit und Knollen und Bänke von Karneol auftreten. Die „Violetten Grenzzone“ wird allgemein als eine fossile Bodenbildung auf der alten Landoberfläche des Mittleren Buntsandsteins aufgefaßt. Sie tritt im saarländisch-pfälzischen Raum oberhalb des dortigen Hauptkonglomerates auf und schließt den Mittleren Buntsandstein nach oben hin ab (MÜLLER 1954, 1966; RICHTER-BERNBURG 1974). Unmittelbar über der „Violetten Grenzzone“ treten erste Dolomitbröckelbänke auf, und es stellt sich ein schneller petrographischer Wechsel ein.

Da im Blattgebiet bisher an keiner Stelle eine der „Violetten Grenzzone“ entsprechende Gesteinsbildung gefunden worden ist, müssen andere Kriterien für die Grenzziehung herangezogen werden. Bei Kall und im Westfeld bei Scheven treten erste Bröckelbänke zusammen mit ersten, mächtigeren, roten Tonsteinbänken und deutlich schwächer konglomeratischen Sandsteinen 15 und 10 m oberhalb des Deckkonglomerates auf. Im ehemaligen Tagebau Virginia folgt die unterste Bröckelbank ca. 2,5 m über dem Deckkonglomerat. Die drei Merkmale – abnehmende Konglomeratführung, erste Tonstein- und Bröckelbänke –, die in einem relativ geringmächtigen Abschnitt der Schichtenfolge auftreten, ermöglichen sowohl bei der flächenhaften Kartierung als auch bei der Ansprache von Bohrprofilen eine sichere Abtrennung des Mittleren vom Oberen Buntsandstein.

Die Mächtigkeitsverteilung des Mittleren Buntsandsteins ist im Blattgebiet durch starke Schwankungen geprägt. Von einem Maximum der Mächtigkeit mit ca. 130 m, das durch Bohrungen im Raum südlich Lückerath fixiert ist, nimmt sie sowohl nach Nordwesten (Brg. Düttling, GK 25: 5305 Züllich) als auch nach Südwesten (Kall) auf ca. 100 m ab. Nach Osten geht parallel mit der Zahl der Konglomeratbänke die Mächtigkeit bis auf 40 – 50 m im Bereich der ehemaligen Tagebaue Bachrevier, Günnersdorf und Griesberg zurück. Nach Südosten hin ist, durch Bohrungen im Raum Scheven – Dettel – Kallmuth dokumentiert, eine rapide Abnahme der Mächtigkeit zu beobachten. In Richtung Kallmuth keilen die unteren Teile des Mittleren Buntsandsteins, schließlich auch das Deckkonglomerat aus, und Ablagerungen des Oberen Buntsandsteins liegen unmittelbar den paläozoischen Schichten auf. Diese

Verhältnisse wurden von SCHRÖDER (1954) erstmals beschrieben und durch die Annahme einer „Kallmuther Schwelle“ zur Zeit des Mittleren Buntsandsteins gedeutet.

Aufschlüsse:

- Steinbruch nördlich des Pferdekopfes östlich Straßbüsch, R 38 260, H 98 700
- Steinbruch östlich Mauelter Berg bei Mauel, R 37 960, H 04 300
- ehemaliger Steinbruch östlich Bahnhof Kall, unterer Teil, R 39 590, H 00 300
- ehemaliger Tagebau Günnersdorf (auf der Karte Bachrevier) südwestlich Mechernich, R 45 480, H 05 850
- ehemaliger Tagebau am Griesberg nordwestlich Mechernich, R 45 340, H 07 180

3.3.2. Oberer Buntsandstein

In der von SCHRÖDER (1954) veröffentlichten Bearbeitung der Mechernicher Prospektionsbohrungen wird auch ein Teil der über dem Deckkonglomerat folgenden Schichten als „Zwischenschichten“ dem Mittleren Buntsandstein zugeordnet. In MÜLLER & SCHRÖDER (1960: 260) wird zur Grenzziehung gegen den Oberen Buntsandstein die unterste dolomitische Gesteinsbildung herangezogen. Neuere Beobachtungen, die zeigen, daß Dolomitbröckelbänke bereits wenige Meter oberhalb des Deckkonglomerates auftreten, geben Veranlassung, die „Zwischenschichten“ SCHRÖDERS dem Oberen Buntsandstein zuzurechnen. Dies hat zur Folge, daß sich die Gesteinsfolge des Oberen Buntsandsteins noch deutlicher mit dem von MÜLLER (1966) aufgestellten Richtprofil des linksrheinischen Buntsandsteins parallelisieren läßt.

Die im Oberen Buntsandstein des Blattgebietes erkennbaren Trends in der lithologischen Entwicklung erlauben eine Gliederung in Zwischenschichten (so1) und Voltzien-Sandstein (so2). Allerdings muß die Gliederung infolge ungünstiger Aufschlußverhältnisse so modifiziert werden, daß den Unteren Zwischenschichten (so1u) eine Zusammenfassung aus Oberen Zwischenschichten und Voltzien-Sandstein (so1o+2) gegenübergestellt werden muß.

3.3.2.1. Untere Zwischenschichten (so1u)

Gesteine: Die Unteren Zwischenschichten werden von einer Wechselfolge von roten, mittel- bis grobkörnigen, oft konglomeratischen Sandsteinen mit roten Ton- und Schluffsteinen aufgebaut. Die Konglomeratgerölle erreichen im Gegensatz zu ihrem unmittelbaren Liegenden (Deckkonglomerat) nur noch Größen bis maximal 5 cm. Die Schichtenfolge ist, abgesehen von dem Auftreten von Dolomitbröckelbänken und mächtigeren Tonsteinlagen, der des Mittleren Buntsandsteins recht ähnlich.

Die in der Nordwestwand des ehemaligen Tagebaus Virginia etwa 2,5 m im Hangenden des Deckkonglomerates vorkommende Dolomitbröckelbank (Abb. 9), hat nach Untersuchungen von H. GRÜNHAGEN (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) folgende Zusammensetzung: Meist scharf begrenzte, mehrere Millimeter große, schwach schluffhaltige und durch Hämatit rötlich gefärbte Gerölle eines Dolosparits liegen in einer Matrix von dolomitisch gebundenen Grobsandkörnern. Daneben treten auch feinkiesige Gerölle von Quarz, Sandstein und rötlichem Tonstein auf. Resedimentlagen dieser Zusammensetzung werden allgemein als Aufarbeitungslagen fossiler Bodenbildungen (Violette Horizonte) mit konkretionären Carbonatbildungen aufgefaßt (MADER 1980).

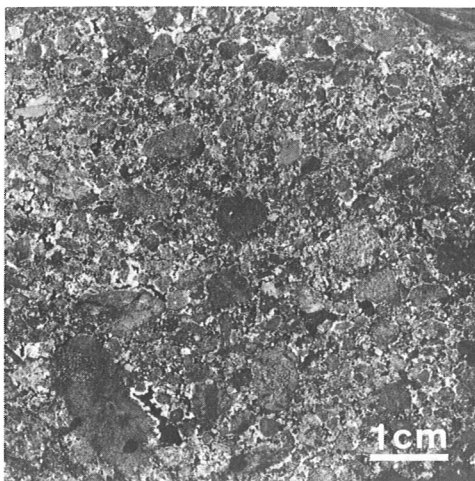


Abb. 9
Dolomitbröckelbank des Grenzbereichs
Mittlerer/Oberer Buntsandstein; Nord-
wand des ehemaligen Tagebaus Virginia
(R 43 600, H 04 200)

Fossilien: Der Mittlere Buntsandstein ist in der hier eingeführten Abgrenzung im Blattgebiet gänzlich fossilileer. Erst aus Schichten unmittelbar über dem Deckkonglomerat, die dem unteren Grenzbereich des Oberen Buntsandsteins angehören, sind Lebensspuren und auch Körperfossilien bekannt geworden. Eine hellgraue Feinsandsteinbank, die im ehemaligen Tagebau Virginia in stark wechselnder Mächtigkeit unmittelbar über dem Deckkonglomerat folgt, hat neben unbestimmbaren Pflanzenresten und Kriech- und Grabspuren Fährten des Archosauriers *Chirotherium* geliefert (SCHÖMER 1939). Aus dem gleichen Gesteinshorizont beschreiben JUX & PFLUG (1958) einen Schädelrest von *Cyclotosaurus*.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Maßgebend für die Zuordnung der sandig-konglomeratischen Schichtenfolge zum Oberen Buntsandstein ist das erste Auftreten dolomitischer Bildungen, deren Auffinden allerdings nur in Bohrungen und Steinbrüchen möglich ist. Die flächenhafte Kartierung muß auf andere Kriterien zurückgreifen. Während die Bodenbildung im Bereich des Mittleren Buntsandsteins sandig, geröllführend und gelblich-braun ist, geben die Tonsteine der Unteren Zwischenschichten Anlaß zu einer roten, stark tonigen Bodenbildung. Die Obergrenze der Unteren Zwischenschichten ist flächenhaft durch das seltenere Auftreten von Geröllen (aus Konglomeraten) und das erste Auftreten karbonatischer Sandsteine nur wenig genau zu fassen.

Die Mächtigkeit der Unteren Zwischenschichten beträgt im Blattgebiet im allgemeinen 30–60 m. Eine Zunahme des Konglomeratanteils an der Schichtenfolge von Osten nach Westen (vgl. Abb 8, S. 49) konnte von SCHRÖDER (1954) nachgewiesen werden. Zwischen Keldenich und Kallmuth keilen die Unteren Zwischenschichten aus, so daß schließlich der obere Teil des Oberen Buntsandsteins unmittelbar den paläozoischen Schichten aufliegt.

Aufschlüsse:

- ehemaliger Steinbruch östlich Bahnhof Kall, obere Abbausohle, R 39 650, H 00 400
- Felsen und ehemalige Steinbrüche am Ostrand des Urfttales nordwestlich „Eisernes Kreuz“, R 39 300, H 01 150

3.3.2.2. Obere Zwischenschichten und Voltzien-Sandstein (so1o+2)

Während über die Schichtenfolge des Mittleren Buntsandsteins und auch des unteren Teils des Oberen Buntsandsteins durch Kernbohrungen und größere Aufschlüsse verlässliche Aussagen gemacht werden können, ist die Situation im oberen Teil des Oberen Buntsandsteins weitaus ungünstiger. Wenige, immer nur kleine Ausschnitte aus der Schichtenfolge zeigende Aufschlüsse und der Mangel an Kernbohrungen erschweren die Beschreibung.

Gesteine und Fazies: Die Schichtenfolge des oberen Teils des Oberen Buntsandsteins wird von roten Ton- und Schluffsteinen sowie fein- und mittelkörnigen roten und gelbbraunen Sandsteinen aufgebaut. Aufgrund ihrer Zusammensetzung nehmen die Sandsteine im verwitterten Zustand ein grauackertartiges Aussehen an, im Gegensatz zu den erkennbar „sandkörnigen“ Sandsteinen des Mittleren Buntsandsteins. Konglomerate kommen zwar immer noch vor, treten aber nach Häufigkeit und Geröllgröße im Vergleich zu den Schichten im Liegenden stark zurück. Ton- und Sandanteil bilden eine Wechselfolge aus jeweils mehrere Meter mächtigen Packen von roten Peliten und von meist schräggeschichteten Sandsteinbänken. Soweit ein Vergleich zwischen Bohrprofilen und Oberflächenaufschlüssen möglich ist, herrschen im Südosten Tonsteine vor. Sie liegen im Bereich der Kallmuther Schwelle unmittelbar mitteldevonischen Schichten auf. Im Nordwesten des Blattgebietes scheinen dagegen Sandsteine leicht zu überwiegen. Erst im Blattgebiet 5305 Züllich bilden sie ausgeprägte Höhenrücken.

Wesentliches Merkmal der Schichtenfolge ist ihr Carbonatgehalt. Neben dem Dolomitgehalt der Sandsteine und auch der feinkiesigen Konglomerate treten dolomithaltige Einschaltungen in Form von Konkretionen in Tonsteinen (Dolomitknauern) oder als dolomitische Carbonatgesteinsbröckchen in feinkiesigen Aufarbeitungslagen (Dolomitbröckelbänke) auf. Beide Erscheinungsformen werden von SCHRADER (1983) mit den fossilen Bodenbildungen der Violetten Grenzzonen 2 und 3 (MÜLLER 1966) in Verbindung gebracht.

Aufschlüsse zeigen, daß die Sandsteinpakete in der Form mehrerer Meter mächtiger Sequenzen mit meist nach oben abnehmender Korngröße aufgebaut sind (SCHRADER 1983). Darüber hinaus zeigt sich, daß die Sequenzen vielfach mit Aufarbeitungslagen beginnen, über nur schwach geschichtete Sandsteine in ton- und glimmerhaltige, plattige Sandsteine und schließlich in Tonsteine übergehen. Bröckelbankähnliche Lagen scheinen daher weniger geeignet zu sein, Untere Zwischenschichten, Obere Zwischenschichten und Voltzien-Sandstein voneinander abzugrenzen. Auch treten mit dem Voltzien-Sandstein Südwestdeutschlands vergleichbare rote, stark glimmerführende Feinsandsteine mehrfach innerhalb der Schichtenfolge auf, so daß die Abtrennung einer Kartiereinheit Voltzien-Sandstein im Blattgebiet nicht möglich ist. Ähnliche Beobachtungen hat MADER 1979: 238 – 240) in der Westeifel gemacht.

Die Sandsteine des oberen Teils des Oberen Buntsandsteins zeichnen sich durch einen zwischen 10 und 30 % liegenden Gehalt an Dolomit in der Matrix aus. Ähnlich hohe Werte erreicht der Ton- und Glimmergehalt matrixreicherer Sandsteine. Die Quarzkörner sind deutlich schlechter gerundet und sortiert als die des Mittleren Buntsandsteins. Neben Quarz treten Gesteinsbruchstücke und, in sehr geringem Maße, Feldspäte auf. Die Schwermineralfraktion zeigt ein deutliches Überwiegen von Zirkon gegenüber Turmalin.

Die Kornverfeinerungssequenzen werden von SCHRADER (1983) als Sedimentabfolgen in seitwärts sich verlagernden Rinnen eines mäandrierenden Flußsystems gedeutet. Daneben

auftretende Kornvergrößerungssequenzen werden als Deltabildungen in Seen dieses Flußsystems angesehen. Geringere Maximal Korngröße, ein breites Korngrößenspektrum, wenig reife Sandsteine und das Vorkommen von (resedimentierten) Bodenbildungen charakterisieren ein deutlich niedriger energetisches Ablagerungsmilieu als das des Mittleren Buntsandsteins.

Fossilien und Altersstellung: Abgesehen von feinsandgefüllten Wurmröhren in Tonsteinen und bioturbaten Feinsandlagen, scheint die Schichtenfolge frei von tierischen Fossilien zu sein. Bestimmbare Pflanzenreste, die im Blattgebiet 5305 Züllich (SCHRÖDER 1938) nicht selten sind, wurden im Blattgebiet Mechernich bisher nicht gefunden.

Der Obere Buntsandstein der Nordeifel ist in seiner Hauptmasse mit dem Oberen Buntsandstein im Inneren des Germanischen Trias-Beckens zu korrelieren. Sein oberster Teil könnte jedoch altersgleich mit dem tiefen Unteren Muschelkalk Mitteldeutschlands sein, da die Ingression des Muschelkalk-Meeres im Randbereich des Beckens vermutlich erst später erfolgte als in seinem Inneren (JUX 1962: 644).

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Abgrenzung der Schichtenfolge zum Liegenden ist durch die sehr geringe Konglomeratführung und das Vorkommen karbonatischer Sandsteine sowie von Dolomitbröckelbänken möglich. Daß die Grenze dennoch nicht mit hinreichender Genauigkeit kartiert werden kann, liegt zum einen daran, daß die leichte Verwitterbarkeit der Sandsteine kaum Lesesteine entstehen läßt; zum anderen verlaufen im Blattgebiet die Schichtneigung und das Einfallen der Morphologie weitgehend parallel, so daß es an natürlichen Aufschlüssen mangelt.

Die Abgrenzung zum Hangenden ist durch das Auftreten der muschelführenden Feinsandsteine des Unteren Muschelkalks sehr deutlich.

Die Mächtigkeit der Gesteinsfolge Obere Zwischenschichten und Voltzien-Sandstein beträgt am Westschacht bei Scheven ca. 110 m. Wie Bohrungen im Blattgebiet 5305 Züllich zeigen (MÜLLER & SCHRÖDER 1960), scheint die Mächtigkeit trotz des unterschiedlichen Sandgehaltes der Schichtenfolge in der Mechernicher Trias-Senke relativ einheitlich zu sein.

Aufschlüsse:

- ehemalige Ziegeleigrube in Weißenbrunnen nordwestlich von Strempt, R 43 350, H 05 850
- Felsböschung am Eselsbach östlich Bergbuir, R 41 900, H 07 150

Muschelkalk

3.3.3. Unterer Muschelkalk (Muschelsandstein) (mu)

Wie vielerorts in den Randbereichen des Germanischen Trias-Beckens beginnt in der Nordeifel der Muschelkalk mit der sandig-karbonatischen Fazies des Muschelsandsteins. Vorkommen des Muschelsandsteins sind im Blattgebiet nur nordöstlich Scheven als Erosionsreste erhalten geblieben.

Gesteine und Mächtigkeit: Auf der Höhe des ehemaligen Westschacht-Geländes stehen nur wenige Meter eines feinkörnigen, gelbbraunen, muschelführenden Sandsteins an. In dem zweiten Vorkommen östlich der Bahnlinie folgen über graubraunen und rötlichen Sandsteinen mit Pflanzenhäcksel (Oberer Buntsandstein) Gesteine des Muschelsandsteins.

Er besteht aus einer Wechselfolge von gelbbraunen, dunkelbraun gepunkteten, dolomitischen Feinsandsteinen und gelbgrauen, plattigen, sandigen Dolomitsteinen mit grünlichen und violettroten Tonsteinen. Von der zwischen 30 und 50 m liegenden Gesamtmächtigkeit des Muschelsandsteins in der Nordeifel sind bei Scheven schätzungsweise 20 m erhalten geblieben.

Fossilien und Altersstellung: Die dem Gestein den Namen gebenden Muscheln kommen in den Sandsteinen vereinzelt, in den Dolomitsteinen auch als Schillagen vor. Es handelt sich um Vertreter der Gattungen *Myophoria*, *Modiola*, *Hoernesia* und *Entolium*.

Die Untergrenze des Muschelkalks, die an das erste Auftreten mariner Fossilien gebunden ist, hat nicht den Charakter einer Zeitmarke, da die Ingression des Muschelkalk-Meeres in den Randbereichen des Beckens später als in dessen Innerem und nicht überall gleichzeitig erfolgt sein wird.

3.4. Tertiär (H. GRABERT)

Die vorpleistozäne Rumpffläche der Eifel und des Hohen Venns verdankt ihre Entstehung einer Einebnung unter einem wärmeren und feuchteren Klima als heute, das zu einer vorwiegend chemisch wirkenden Verwitterung mit einem tief in das anstehende Festgestein hinabreichenden Zersatz führte (STICKEL 1927, D. RICHTER 1962, BREMER 1978, MÜCKENHAUSEN 1978). Mit der Flächenbildung ging eine Verkarstung der Kalk- und Dolomitgesteine einher.

Die auf der Hochfläche der nordwestlichen Eifel gelegentlich zu beobachtende Bestreuung mit Feuersteinen entstammt einer weitgehend zerstörten Decke oberkretazischer Ablagerungen. Im Blattgebiet sind bei der Geländeaufnahme keine derartigen Reste gefunden worden. ALTMEYER (1982: 241) erwähnt jedoch und zitiert hierbei eine nicht veröffentlichte Aufzeichnung von E. KURTZ (Düren), daß nördlich Gemünd in der Höhe von + 504 m NN (offenbar bei dem Punkt R 36 300, H 05 220) „spitzeckige Steine“ (Feuersteine?) gefunden wurden, die „keine Spur von Abschleifungen“ erkennen ließen.

Die in den Randbereichen der Buntsandstein-Verbreitung auftretende Bestreuung mit Geröll aus den Konglomeraten des Mittleren Buntsandsteins ist zumindest in den flachgeneigten Arealen nordöstlich Gemünd schon in der Tertiär-Zeit entstanden.

Tertiärzeitliche Sedimente sind im Blattgebiet nur in wenigen, eng umgrenzten und isolierten Vorkommen enthalten; sie sind fast ausschließlich an Hohlräume der verkarsteten Carbonatgesteine der Sötenicher Mulde gebunden.

3.4.1. Ablagerungen in Dolinen (t)

Im Bereich des Muldenkern-Dolomits der Sötenicher Mulde sind an vielen Stellen Lockergesteinsmassen als Füllungen ehemaliger Karsthohlräume (Schlotten, Dolinen) gefunden worden. Bei den Dolinen- und Schlottenfüllungen handelt es sich fast durchweg um Produkte intensiver chemischer Verwitterung. In den randlichen und basalen Teilen der Dolinenfüllung trifft man meist Grau- und Rotlehme an, die Pisolithe und größere Konkretionen von Brauneisen führen können. Zwischen Dolomitgestein und Dolinenfüllung sind oft Reste von Terra fusca eingeschaltet. Als weitere Füllung von Dolinen treten fast nur von Quarz aufgebaute Kiese und Sande auf, die wie die bunten Lehme aus einiger Entfernung fluvial transportiert worden sind (MÜCKENHAUSEN et al. 1975; ZEESE in BRUNNACKER et al. 1982).

Der hohe Kaolinitanteil an der Tonfraktion läßt darauf schließen, daß diese Sedimente unter dem Einfluß von tropischem Klima entstanden sind. Die Ablagerungen sind, wie ihre Lage nahe und auf der Wasserscheide zwischen Maas und Rhein erkennen läßt, älter als das heutige, im Jungtertiär entstandene Entwässerungssystem. Die Kiese sind nach KURTZ (1938: 141 – 144) in ihrer Geröllzusammensetzung mit den Vallendar-Kiesen des Rheingebiets zu vergleichen, die ins Obereozän bis Unteroligozän gestellt werden (QUITZOW 1978: 16). Mit ZEESE (in BRUNNACKER et al. 1982: 188) kann man die in den Dolinen der Sötenicher Mulde erhaltenen Sedimente auch im Zusammenhang mit den (ebenfalls fluviatilen) Antweiler Schichten der südlichen Niederrheinischen Bucht bringen, die als paläozän bis eozän gelten.

Inwieweit die in tonigen Karstspaltenfüllungen bei Keldenich gefundenen Glaukonitreste mit einer kreide- oder tertiärzeitlichen Meeresüberflutung in Zusammenhang zu bringen sind, ist noch völlig offen.

3.5. Quartär (H. GRABERT)

3.5.1. Pleistozän

Klimatisch leitet das ausgehende Tertiär mit sinkenden Jahrestemperaturen bereits zum Pleistozän über, in dem Kalt- und Warmzeiten (Glaziale und Interglaziale) einander abwechseln. Mit der Änderung des Klimas ging eine Umstellung von der chemischen zur vorherrschend mechanischen Verwitterung einher. Daneben beschleunigte sich auch die Hebung des Rheinischen Schiefergebirges, die schon im Miozän eingesetzt hatte, so daß sich die Abtragung verstärkte.

Die in der Tertiär-Zeit entstandene flachwellige Verebnungsfläche wurde daher in der Quartär-Zeit linear zerschnitten. Dabei wurde auch die in den Randbereichen des Mittleren Buntsandsteins auftretende Geröllbestreuung weiter hangabwärts verlagert. Wenn die Verbreitung quartärzeitlicher Absätze hinsichtlich Fläche und Mächtigkeit gering ist, so ist gerade dies ein Hinweis auf die starke Ab- und Ausräumung der Landschaft während dieser Zeit.

3.5.1.1. Sinterkalkstein (Travertin) (Ks)

Zu den ältesten, auffälligsten und interessantesten quartärzeitlichen Ablagerungen gehören die Travertinvorkommen. Es sind dies Kalksteinmassen, die aus sehr kalkreichen Quellen oder Bächen unter Mitwirkung assimilierender Pflanzen in warmen Klimaphasen abgeschieden worden sind.

Das bedeutendere von den beiden Travertinvorkommen des Blattgebietes liegt bei Dreimühlen (südlich von Eiserfey); es bildet dort unter anderem den Kartstein, der wegen seiner landschaftlichen Reize, seiner geologischen Besonderheit und seiner archäologischen Bedeutung als Naturdenkmal ausgewiesen ist. Das andere Vorkommen liegt am Hang des Veybachtals zwischen Urfey und Vollem; es ist bisher noch nicht näher untersucht worden.

Die Wässer, die die Travertine des Blattgebietes aufgebaut haben, entstammen dem Karstgrundwasser der Sötenicher Mulde. Das Grundwasser trat – und tritt zum Teil auch heute noch – an stauenden Liegendschichten des Muldenkern-Dolomits (in den Hauser Benden südlich Dreimühlen und bei Weyer) und an einer Störung (bei Vollem) zutage.

Der Travertin von Dreimühlen ist kompliziert gebaut. Nach BRUNNACKER et al. (1982) ist es dort, in einem Talabschnitt mit stärkerem Gefälle, während dreier Warmzeiten, zuletzt im Holozän, zur Sinterkalkbildung gekommen; dazwischen lagen jeweils Phasen der Erosion. Die Hauptmasse des heute felsig hervortretenden Sinterkalksteins gehört der ältesten Abscheidungsphase an und wird als Travertin I oder älterer Travertin bezeichnet. Seine Unterfläche, der Talboden zu Beginn der Sinterbildung, liegt etwa 20 m über der heutigen Talsohle. In ihn eingeschaltet findet man, mit einer um wenige Meter tiefer liegenden Unterfläche, den jüngeren Travertin II. Bei den Häusern von Dreimühlen schließlich trifft man auf holozäne Kalkabscheidungen, die poröser und weniger fest sind als die Travertine und die in der Eifel als Duchstein oder Dauch bezeichnet werden. In der Gegenwart scheint keine Kalkabscheidung stattzufinden.

Den ursprünglich sicherlich zusammenhängenden Sinterkalkkörper von Dreimühlen hat der Weyerer Bach in drei Teilkörper zerschnitten: den Kartstein im Nordwesten, die Kalksteinmasse, die das von Süden kommende Hausener Tal barrenartig abdämmt, im Südosten und ein kleineres Vorkommen im Südwesten, das durch einen stillgelegten Steinbruch vorzüglich aufgeschlossen ist.

Am besten bekannt ist der ältere Travertin, aus dem zum Beispiel der Kartstein aufgebaut ist. Er wurde zuletzt von BRUNNACKER et al. (1982) untersucht. Es handelt sich um eine etwa 18 m mächtige, kompakte, kaum poröse Kalksteinmasse von grauer, seltener gelblich- oder bräunlichgrauer Farbe. An der Basis tritt ein etwa 50 cm mächtiges Konglomerat aus Bachgeröllen in Travertinmatrix auf. Als Gerölle findet man darin neben umgelagerten Travertinblöcken und mitteldevonischem Dolomitstein viel Quarz und Brauneisen (Bohrnerze und abgerollte Limonitschwartenstücke) aus der einstigen tertiären Bedeckung des Blattgebietes. Die Höhenlage des Konglomerates sinkt an der Südostseite des Kartsteins etwa entlang der Achse des ursprünglichen Tales von +400 auf +385 m NN ab. Die über dem Konglomerat folgende Hauptmasse des älteren Travertins ist ein recht reiner Kalkstein (Carbonatgehalt 92 – 100 %) mit nur undeutlicher Bankung und Schichtung. Er enthält stellenweise massenhaft ooidähnliche, konzentrisch-schalige Gebilde von wenigen Millimetern bis zu etwa 10 cm Durchmesser, die vermutlich von Algen gebildet sind. An Fossilien hat der Travertin Pflanzenabdrücke und Schnecken (nur Arten, die auch heute noch in der Eifel leben) geliefert. In einer Lage, etwa 13 m über der Basis, wurden Säugetierknochen und Artefakte (Geröllgeräte) gefunden.

Der ältere Travertin soll vor dem Warthe-Stadium der Saale-Kaltzeit entstanden sein, wobei die meisten Indizien für ein saalezeitliches Interglazial (Kärlicher- oder Ariendorfer Interglazial) sprechen (vgl. BRUNNACKER et al. 1982: 200).

Der jüngere Travertin, für den eine eemzeitliche Entstehung angenommen wird, unterscheidet sich von dem älteren vor allem durch seine tiefer liegende Sohlfläche. Er ist der Beobachtung weniger gut zugänglich, da er weitgehend von holozänen Ablagerungen und geringmächtigen künstlichen Aufschüttungen verhüllt ist. Jüngerer Travertin ist Teil der Barre, die bei Dreimühlen im Zuge des von Süden kommenden Hausener Tals die auffällige, fast 30 m hohe Talstufe verursacht. Auf der Karte ist die Barre als im wesentlichen von pleistozänem Travertin aufgebaut dargestellt. Das soll aber nicht ausschließen, daß es im Bereich der Barre auch im Holozän wieder zu Kalkausscheidungen in der Art gekommen ist, wie sie noch heute an den Wasserfällen der Plitvitz-Seen (Jugoslawien) entstehen.

Der ältere Travertin umschließt im Kartstein in seinem unteren Teil zwei archäologisch sehr bedeutsame Höhlen. Sie sind durch Ausspülung mürber Partien (insbesondere der Verwitterungsrinde des Devons) entstanden und waren, wie ihr Inhalt erkennen läßt, schon in der frühen Weichsel-Kaltzeit, wahrscheinlich sogar schon in der Eem-Warmzeit, vorhanden. Die Große Höhle des Kartsteins, auch Kakushöhle oder Große Kirche genannt (s. auch S. 102), enthält unter einer rezenten Lage und einer römischen Kulturschicht eine Latène-Schicht und darunter ein an Kulturschichten reiches Steinzeitprofil; am Osteingang konnte darin die Jungsteinzeit, das Magdalénien, das Aurignacien, das Moustérien und das Micoquien (früheste Weichsel-Kaltzeit) durch entsprechende Artefakte nachgewiesen werden. Die tiefste Schicht der auch als „Kaltes Loch“ bezeichneten Kleinen Höhle ist sogar als eemzeitlich gedeutet worden. Die weichselzeitlichen Schichten beider Höhlen haben in großen Mengen Knochen und Zähne von Säugetieren geliefert, insbesondere von Raubtieren wie Höhlenbär und Höhlenhyäne, aber auch von Beutetieren wie Wollnashorn, Mammut, Ren und Wildpferd (BOSINSKI 1974, 1984; LÖHR 1978). Menschliche Skelettreste sind nicht gefunden worden.

3.5.1.2. Terrassen ungewisser Zuordnung („t)

An einigen Stellen sind im Blattgebiet Terrassenreste und heute als Verebnungsflächen erkennbare ehemalige Talböden zu beobachten, deren Zuordnung noch nicht eindeutig zu klären ist.

Zum einen gehören hierzu die Schotter von Bleibuir. Sie bilden eine breite Schotterfläche, die durch die Bäche später zerschnitten worden ist. Die Ablagerungen erreichen nordöstlich Bleibuir eine Mächtigkeit von 3 – 4 m. Sie bestehen im wesentlichen aus Quarzit- und Quarzgeröll, die aus Konglomeraten des Mittleren Buntsandsteins umgelagert sind, in einer sandig-schluffigen Grundmasse. Diese Bachablagerung wird von SCHRÖDER (1939: Abb. 1) der Hauptterrasse zugeordnet; die Möglichkeit einer Zugehörigkeit zur Mittelterrassengruppe kann allerdings nicht ausgeschlossen werden (vgl. MUSA 1973: VIII).

Zum anderen gehören hierzu Verebnungen an den Hängen des Urft- und des Oleftals. Es handelt sich zumeist um Felsterrassen, die von Hanglehm (umgelagertem Verwitterungsmaterial und Lößmaterial) bedeckt sind. Nur bei Gemünd (Weganschnitt, R 36 150, H 03 750) sind Schotter beobachtet worden. Die Verebnungsflächen liegen bevorzugt etwa 10 – 15 m, 30 – 35 m und 50 m über den Talauen. Eine sichere Einordnung dieser Terrassen- beziehungsweise Verebnungsflächen in das Terrassensystem von Rhein und Maas ist derzeit noch nicht möglich. Vermutlich gehören die Verebnungsflächen in etwa 50 m Höhe über Talau der Hauptterrassengruppe und diejenigen in 10 – 15 m Höhe der Mittelterrassengruppe an.

3.5.1.3. Niederterrasse (qN)

Die Ablagerungen der Niederterrasse liegen im Blattgebiet meist unter einer Decke von holozänen Ablagerungen in den Talsohlen. Eine Ausnahme bilden das Oleftal und der Abschnitt des Urfttals unterhalb von Gemünd, wo es zu einer Tieferlegung des Talbodens und damit zur Bildung einer Niederterrasse im geomorphologischen Sinne gekommen ist. Auch die tiefer gelegene Terrassenfläche links der Urft an der Einmündung des Eichtertales dürfte der Niederterrasse angehören.

Die Niederterrassenablagerungen bestehen in der Regel aus grobem Kies mit sandig-schluffiger oder tonig-schluffiger Zwickelfüllung. Die Gerölle sind in den größeren Tälern verhältnismäßig gut gerundet. Unter ihnen dominieren je nach Einzugsgebiet des Wasserlaufs Sand- und Schluffsteine aus dem Unterdevon, Kalk- und Dolomitsteine aus dem Mitteldevon oder Quarzitgerölle aus Konglomeraten des Buntsandsteins. An den Mündungen kleiner Seitentäler können sich die Niederterrassenkiese mit Solifluktionsschutt verzahnen.

Die Mächtigkeit der Niederterrassenablagerungen ist recht unterschiedlich; sie dürfte im allgemeinen zwischen 2 und 5 m liegen.

3.5.1.4. Löß und Lößlehm (LÖ)

In den periglazialen Phasen der pleistozänen Kaltzeiten wurden von Winden aus vegetationslosen Flächen lockere Staubsedimente ausgeblasen und besonders an windgeschützten Hängen wieder abgelagert. Dieser, Löß genannte, gelbbraune, feinsandig bis tonige Schluff weist neben einem hohen Anteil an Quarz (60 – 70 % Quarzstaub) und verschiedenen Silikaten (u. a. 10 – 20 % Feldspat) einen Kalkgehalt von 8 – 20 % auf. Seit der letzten Anwehung in der Weichsel-Kaltzeit – ältere Lössen waren bis dahin wieder weitgehend abgetragen worden – unterlag der Löß wie die anderen Gesteine auch bis heute dem Abtrag und der Verwitterung; dabei verlor er weitgehend seinen Kalkgehalt und verwitterte zu Lößlehm. An besonders günstig gelegenen Stellen konnte sich noch unverwitterter kalkhaltiger Löß erhalten. So konnte westlich von Sötenich solcher Löß – sogar mit einer charakteristischen Lößschneckenfauna – nachgewiesen werden (SCHMIDT & SCHRÖDER 1962: 68).

Die heutige Verbreitung des Lösses und Lößlehms beschränkt sich auf wenige Flächen meist östlich des Urftals, wo Mächtigkeiten bis zu 1,5 m festgestellt worden sind.

3.5.1.5. Hanglehm („hg)

Mächtige Schuttmassen mit eckigen Bruchstücken aus Sand- und Tonstein in einer tonig-schluffigen Matrix haben im Blattgebiet nur eine geringe flächenhafte Verbreitung. Sie sind in der Karte nur dargestellt, wenn sie durch Sondierungen oder in Aufschlüssen in einer Mächtigkeit von mehr als 2 m nachgewiesen werden konnten.

Bei diesen Lockersedimenten handelt es sich vorwiegend um Verwitterungsschutt, der durch eiszeitliches Bodenfließen (Solifluktion) hangabwärts transportiert worden ist. Bei steiler Hanglage, insbesondere im Gebiet der unterdevonischen Schichten, können sich Lockermassen bei starker Durchnässung auch im derzeitigen Klima fließend oder kriechend hangabwärts bewegen; der Säbelwuchs der Bäume ist ein Hinweis darauf. Die Transportweite der Solifluktionsmassen hat teilweise mehr als 1 km betragen.

Mit in den Hanglehm einbezogen sind Reste einer älteren, vorwiegend tertiärzeitlichen Verwitterung. Es handelt sich dabei meist um tonig-schluffige Massen mit grauen bis rötlichen Farben. Sie führen, zusammen mit dem ebenfalls geflossenen Lößmaterial, zu Nässe stauenden Ablagerungen.

3.5.1.6. Ablagerungen in den Trockentälern (qp,L)

Täler und flache Talanfangsmulden im Bereich der Sötenicher Kalkmulde zeigen wegen des durch die Verkarstung tiefliegenden Grundwasserspiegels vielfach keine konstante

Entwässerung durch einen ständigen Bachlauf. In ihnen sind mangels fluvialer Transportmöglichkeiten pleistozäne Lockermassen in mehreren Metern Mächtigkeit erhalten geblieben. Vorherrschendes Material sind braune, schwach steinige tonige Schluffe. An deren Zusammensetzung sind nach schwermineralanalytischen Untersuchungen sowohl Verwitterungsbildungen devonischer Gesteine aus der unmittelbaren Umgebung als auch während der Eiszeit äolisch transportiertes und dann solifluktuiv umgelagertes Material (Löß) beteiligt. Beimengungen vulkanogener Minerale dürften von den gleichfalls äolisch transportierten Lockersedimenten des Laacher-See-Vulkanismus abzuleiten sein. Als jüngste, holozäne Bildungen sind durch den Ackerbau bedingte Abschwemmassen (Kolluvien) an der Füllung der Trockentäler beteiligt. Die Ablagerungen in den Trockentälern können nach Sondierungen Mächtigkeiten von mehr als 5 m erreichen.

3.5.2. Holozän

3.5.2.1. Ablagerungen in den Bach- und Flußtälern (qh)

Der obere Teil der Talfüllungen in den Bach- und Flußtälern wird von braunen, tonig-sandigen Schluffen (Auenlehm), im Buntsandstein-Gebiet teilweise auch von schluffigen Sanden (Auensand) aufgebaut. Diese Ablagerungen sind in der Regel zwischen 0,5 und 2,0 m, örtlich – in der Nähe von Sinterkalk – bis 4 m mächtig. Der Auenlehm hat sich erst nach der letzten Eiszeit aus flächenhaft abgeschwemmten, lößhaltigen Bodenmassen durch Hochwässer in den Talauen ausgebreitet. In den Auenlehm haben sich die heutigen Bachläufe, wie beispielsweise die Urft, mit oft weitgespannten Mäandern eingeschnitten. Durch die Verlandung abgeschnittener Mäander ist es dabei vielfach zur Bildung stark versumpfter Bereiche gekommen. Auch an den meist quelligen Talanfängen sind kleinere versumpfte und anmoorige Flächen zu beobachten.

Die Talsohlen der Seitentäler im Bereich der Unterdevon-Schichten zeigen zumeist nur eine sehr geringmächtige Sedimentbedeckung. Dies führt dazu, daß am Grund des in den Lockersedimenten eingeschnittenen Baches bisweilen das feste Gestein zutage tritt. Über den Schichtköpfen des festen Gesteins liegt eine nur wenige Zentimeter dicke Schicht von gelblichweißem, tonigem Gesteinszersatz. Darüber folgen wenige Dezimeter brauner, steiniger Schluff, vermutlich pleistozänen Alters, der unter Abnahme des Steingehaltes in den holozänen Auenlehm übergeht.

Im Urfttal zwischen Sötenich und Gemünd wurden vereinzelt innerhalb der Auenlehmdecke torfig-anmoorige Einschaltungen in einer Mächtigkeit von weniger als 1 m angetroffen. Wegen der starken Grundwasserabsenkung in den Talablagerungen findet heute keine Torfbildung mehr statt.

Sinterkalk als wenig verfestigte Absätze aus stark kalkhaltigen Quellen und Bächen sind in den Talsohlen bei Eiserfey und Dreimühlen sowie bei Urfey unter dem Auenlehm verbreitet. Örtlich treten sie auch an die Oberfläche. Ein bis 5 m mächtiges Sinterkalklager im Quellgebiet des Hauser Baches südlich Dreimühlen läßt sich nach dem Polleninhalte von unter- und überlagernden Schichten ins Boreal und ältere Atlantikum (etwa 7 000 bis 4 000 v. Chr.) stellen (pollenanalytische Untersuchungen: H.-W. REHAGEN (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.), vgl. KNAPP 1978: 104). Ein aus Sinterkalk und Seekreide aufgebautes Profil in Eiserfey datiert URBAN (1978) als Subboreal bis Atlantikum.

3.5.2.2. Schwemmkegel

Kleine Seitenbäche haben gewöhnlich ein steiles Gefälle und damit bei Hochwasserführung eine hohe Transportkraft, so daß sie in der Lage sind, das aus den Steilhängen anfallende Lockermaterial bis zur Einmündung in das Haupttal zu transportieren und dort, beim Nachlassen der Transportkraft, in Gestalt von Schwemmkegeln abzulagern. Verschiedentlich wird durch den Aufbau des Schwemmkegels der Hauptbach auf die andere Talseite abgedrängt.

Schwemmkegel bestehen vorwiegend aus braunem Schluff mit grobstückigem und meist kantengerundetem Gesteinsschutt; ihre Mächtigkeit kann 5 m übersteigen.

3.5.2.3. Quellmoor (H)

Außer den Niedermooren in den Talauen (Kap. 3.5.2.1.) sind kleinere vermoorte Flächen auch in höherer Hanglage zu verzeichnen. Sie sind anscheinend an das unter dem Auflager des Mittleren Buntsandsteins stärker verwitterte und daher das Grundwasser stauende Devon gebunden. Hierzu gehört das Vorkommen nördlich der Kindshardt (R 37 180, H 00 830) sowie das südwestlich des Pferdekopfes (zwischen Frohnrath und Rinnen, R 37 950, H 98 080).

Weitere Quellmoore liegen zum Beispiel nordöstlich der Förstereien von Wolfsgarten. Es handelt sich um Niedermoore; ihre Mächtigkeit beträgt nur einige Dezimeter.

Am Aufbau der Quellmoore sind Niedermoortorfe aus Binsen und/oder Torfmoos und Anmoor aus wenig zersetzter, wasserreicher organischer Substanz und Mineralkörnern beteiligt.

3.5.2.4. Künstliche Aufschüttung oder Auffüllung („y)

Auswirkungen der Lebens- und Wirtschaftstätigkeit des Menschen stellen die künstlichen Aufschüttungen und Auffüllungen dar; sie erreichen im Bergbaugebiet zwischen Mechernich und Kall erhebliche Ausmaße an Flächen und Mächtigkeiten. Weitere Halden sind durch die Steinbruchindustrie entstanden, insbesondere durch den Kalksteinabbau. Ältere Steinbrüche können durch Müll verfüllt worden sein; die größte Deponie des Blattgebietes wird im ehemaligen Bleierztagebau „Virginia“ betrieben.

Durch den mehr als zweitausend Jahre alten Bleierzbergbau zwischen Mechernich und Kall sind zwei Arten von Halden entstanden, die ihrem Ursprung und ihrer Zusammensetzung nach recht unterschiedlich sind. Zum ersten Haldentyp gehört das unverwertbare taube Bergematerial, auch Abraum genannt; es besteht vorwiegend aus den oft sehr groben Sandsteinen und Konglomeraten des Mittleren Buntsandsteins. Hier ist besonders die Halde am Westschacht zu erwähnen. Der zweite Haldentyp entstand durch die Aufbereitung des Bleierztes in der Flotation. Hierbei wurde der Erzgehalt weitgehend ausgewaschen, so daß nur noch die fast sterilen Abgänge, die Waschberge, übrigblieben. Diese wurden auf weiten Flächen zu großen Halden aufgeschüttet. Ihre Armut an Nährstoffen und ihre sehr geringe Wasserhaltefähigkeit führten zu einem nur sehr zögernden Überwachsen, das immer wieder unterbrochen wurde durch starke Sandverwehungen (bis hin zur Entstehung von Wanderdünen). Erst in neuerer Zeit hat man damit begonnen, die Waschbergehalden mit Felsabbruch und Bauaushub abzudecken und dadurch die Voraussetzungen für eine erfolgreiche Rekultivierung zu schaffen.

4. Gebirgsbau (K.-H. RIBBERT)

Die im unter- und mitteldevonischen Sedimentationsraum mehr oder weniger horizontal abgelagerten Ton-, Sand- und Kalkschichten wurden nach ihrer Umwandlung zu Festgesteinen (Diagenese) während des Oberkarbons zu langgestreckten, generell Südwest – Nordost verlaufenden Faltenstrukturen umgeformt. Die bei der Gebirgsbildung (Orogenese) wirkenden Kräfte führten neben schichtparallelen Gleitvorgängen bei der Verformung zu Sätteln und Mulden auch zu einem Zerbrechen des Gesteinsverbandes durch verschiedene Kluftsysteme sowie in Teilbereichen zur Ausbildung einer Schieferung. Diese wichtigsten Bauelemente des gefalteten Gebirges stehen zueinander in einer räumlichen Wechselbeziehung. Die nach der Einebnung des variscischen Gebirges diskordant auf dessen Rumpf abgelagerten, ungefalteten, aber an Verwerfungen verstellten Schichten des Perms und der Trias bauen das Deckgebirge auf.

4.1. Gefaltetes Gebirge

4.1.1. Bauelemente

4.1.1.1. Schichtung und Schieferung

Der stetige sedimentäre Wechsel zwischen tonigen, schluffigen und sandigen beziehungsweise tonigen, mergeligen und kalkigen Ablagerungen führte bei der diagenetischen Verfestigung zu der Herausbildung eines Systems bevorzugter Ablösungsflächen des Gesteins, der Schichtung. Oft sind die Schichtflächen eben, sie können aber durch Sedimentstrukturen wellig bis unregelmäßig uneben ausgebildet sein.

Die Raumlage der Schichtung innerhalb des Faltenbaus wird durch das Streichen und Fallen der Schichtflächen festgelegt. Meist herrscht das variscische Südwest – Nordost-Streichen der Schichtung und der Faltenachsen vor. Nur im Bereich der Umbiegung von Sätteln und Mulden mit abtauchenden Faltenachsen kommt es zu einem von der variscischen Richtung abweichenden, umlaufenden Streichen der Schichtung.

Innerhalb des Faltenbaus sind Strukturen unterschiedlicher Größenordnung zu unterscheiden. Großstrukturen von Kilometerausmaßen (Syn- und Antiklinorien), wie zum Beispiel die Sötenicher Kalkmulde, werden ihrerseits von Falten 2. Ordnung mit Spannweiten von wenigen hundert Metern aufgebaut, an deren Aufbau wiederum Falten 3. Ordnung als Kleinfalten im Meter- und Dekameterbereich beteiligt sein können. Während die Falten 1. und 2. Ordnung mit ihrer Achsenlage den variscischen Großbau widerspiegeln, können die Kleinfalten in der Achsenrichtung und der Achsenneigung stärkere Abweichungen zeigen. Detaillierte Beobachtungen zum Faltenbau, zur Lage der Faltenachsebene (Vergenz) und zum Ausmaß des Achseneinfallens finden sich in Kapitel 4.1.3.

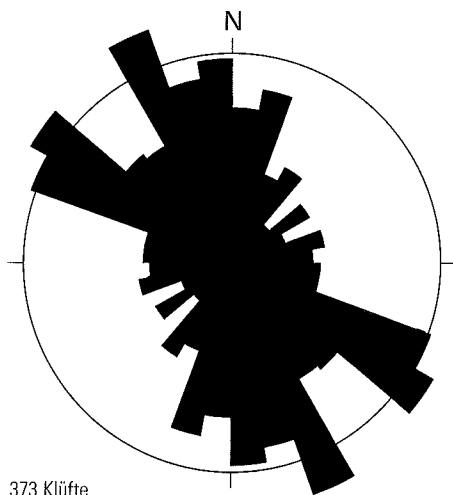
Die Schieferung als engständiges, paralleles (Trenn-)Flächengefüge in tonreichen, inkompetenten Gesteinen, ist auf diejenigen Schichten beschränkt, die als mutmaßlich älteste des Blattgebietes unter dem höchsten Überlagerungsdruck gefaltet worden sind.

Dementsprechend zeigen die Klerfer Schichten und die Schichtenfolgen der Sötenicher Kalkmulde keine Schieferung. Die Überschneidung von Schichtung und Schieferung kann im Umbiegungsbereich einer Falte zu einer grobstengeligen Absonderung der Tongesteine führen. Die Schnittkante zwischen beiden tektonischen Elementen bildet ein Linear (δ - Linear), das parallel zur Faltenachse verläuft und zu deren Bestimmung herangezogen werden kann.

4.1.1.2. Klüftung

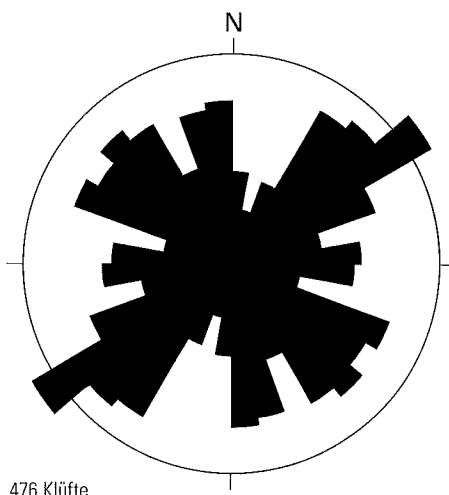
Das Ausmaß der Klüftung des Gesteins ist abhängig vom Gesteinsmaterial und dem Grad der tektonischen Beanspruchung. Im Bereich von Faltenumbiegungen ist die Zerspaltung des Gesteins und die Bildung von mehr oder weniger rechtwinkelig begrenzten Bruchkörpern am intensivsten. Gut geschichtete Schluff- und Sandsteine sind im Gegensatz zu Tonsteinen und Carbonatgesteinen deutlich stärker geklüftet. Relativbewegungen der Kluffkörper gegeneinander sind kaum zu erkennen und oft durch Rutschvorgänge (Hakenschlagen) im oberflächennahen Auflockerungsbereich vorgetäuscht. Messungen der Raumlage der Klüftung (Abb. 10) zeigen, daß Klüfte sowohl längs und quer zum Faltenbau (S- und Q-Klüfte) als auch diagonal zur Faltenachse (D-Klüfte) ausgebildet sind. Die Diagonalklüfte leiten über zu den Verschiebungsstörungen mit erkennbaren Relativbewegungen.

Straßenanschnitt der
B 265 östlich Gemünd



373 Klüfte

Steinbruch
südlich Wintzen



476 Klüfte

Abb. 10 Sammeldiagramme der Klufflächenlagerung

4.1.1.3. Störungen

Die bei der Faltung in den Gesteinsmassen auftretenden Spannungen führten zu einer schollenförmigen Zerlegung der Faltenstrukturen entlang den durch die verschiedenen Kluffsysteme vorgegebenen Richtungen. Dabei rissen Störungen auf, an denen die Schollen

sowohl vertikal als auch horizontal (Blattverschiebungen) gegeneinander bewegt worden sind. Die beim Faltungsvorgang herrschenden Einengungs- wie auch Zerrungskräfte konnten auf diese Weise kompensiert werden.

Je nach ihrer Richtung in bezug auf den Faltenbau lassen sich unterschiedliche Störungssysteme unterscheiden. Störungen parallel zum Faltenbau (streichende Störungen) treten vielfach im Bereich steilstehender Sattel- und Muldenstrukturen auf und verlaufen etwa in der Achsenebene der gestörten Falte. Je nach dem Bewegungssinn des Vertikalversatzes an streichenden Störungen kann zwischen Aufschiebungen (Überschiebungen) und Abschiebungen unterschieden werden. Störungen quer zum Faltenbau (Querstörungen), die über viele hundert Meter gut auszukartieren sind, überwiegen im Kartenbild vor diagonalen Scherstörungen (Diagonalstörungen). Obwohl im Kluftdiagramm deutlich zu erkennen, ist die etwa Nord – Süd gerichtete Komponente des Scherflächenpaares im Kartenbild unterrepräsentiert. Da bei flach geneigten Schichten ein Vertikalversatz an Störungen auch zu einem scheinbaren horizontalen Versatz führt, kann eine Blattverschiebung am besten in einer steilstehenden Schichtenfolge erkannt werden. Umgekehrt ist ein vertikaler Versatz in steiler Lagerung kaum erkennbar. Im Bereich der Unterems-Schichten ist die Kartierung von Störungen mangels einer differenzierten Schichtenfolge sehr erschwert. Allenfalls ist eine konstruktive Ermittlung aus dem Versatz der Faltenachsen möglich.

4.1.2. Inkohlungsverhältnisse

Zur Klärung des tektonischen Baus und seiner regionalen Entwicklungsgeschichte kann die Untersuchung der Inkohlungsverhältnisse beitragen. Die in den Sedimenten enthaltenen organischen Reste werden wie die Sedimente selbst schon im Verlauf der Diagenese bei der Absenkung des Sedimentationstages durch steigende Temperatur oder aber durch zusätzliche thermische Ereignisse verändert. Auf diese Weise läßt der Inkohlungsgrad kohligter Partikel Rückschlüsse auf den Ablauf der gebirgsbildenden Prozesse zu.

Im Blattgebiet ist die Zahl der Inkohlungsdaten, die über das Reflexionsvermögen des Vitrinites (Rmax, Rm) bestimmt wurden (Tab. 3), trotz zahlreicher Untersuchungen gering geblieben, so daß nur pauschale Angaben gemacht werden können. Wie bereits von M.

Tabelle 3
Ergebnisse der Reflexionsmessungen

Messungen: A. VIETH-REDEMANN (Geol. L.-Amt Nordrhein.-Westf.)

Fundpunkt	Stratigraphie	Zahl der Messungen	Standard-abweichung	R _{max} (%)
Gemünd R 35 520 H 03 920	Heimbacher/Schleidener Schichten	17	0,697	4,086
Mauel R 36 880 H 04 105	Heimbacher/Schleidener Schichten	50	0,59	4,00
Nierfeld R 35 510 H 02 780	Heimbacher/Schleidener Schichten	50	0,45	3,98
Wintzen R 35 820 H 99 910	Heimbacher/Schleidener Schichten	50	0,42	4,06
Kallbach R 37 420 H 97 800	höchste Klerfer Schichten	24	0,344	1,611
Zingsheim R 47 200 H 98 050	höchste Klerfer Schichten	3	0,11	1,43 (R _m)
Weyer R 47 150 H 00 800	Junkerberg-Schichten	50	0,12	0,73
Sötenich R 39 840 H 98 360	Cürten- und Dreimühlen-Schichten	80	0,09	0,75

TEICHMÜLLER & R. TEICHMÜLLER (1952) festgestellt und durch Inkohlungsuntersuchungen im Blattgebiet 5505 Blankenheim bestätigt, ist der Inkohlungsgrad innerhalb der Eifeler Kalkmuldenzone auffallend gering. Er wird zwanglos dadurch erklärt, daß die Mächtigkeit postgivetischer Schichten sehr gering gewesen sein muß, so daß es zu keiner tieferen Versenkung und damit weitergehenden Inkohlung gekommen ist.

Betrachtet man die Verteilung der Reflexionswerte (s. Abb. 11), so sieht man die niedrigsten Werte in der Sötenicher Kalkmulde (vgl. auch RAMROOP 1977) und den Klerfer Schichten ihrer Ränder. Die Unterschiede dieser Werte sind durch den primären Teufenunterschied zwischen givetischen, eifelischen und hoch unteremsischen Schichten während des Inkohlungsvorgangs zu erklären. Die Inkohlungswerte der unteremsischen Schleidener und Heimbacher Schichten am westlichen Blattrand sind mit ca. 4 % R_{max} so hoch, daß sie durch primäre Teufenunterschiede nicht mehr gedeutet werden können. Sie gehören zu einer

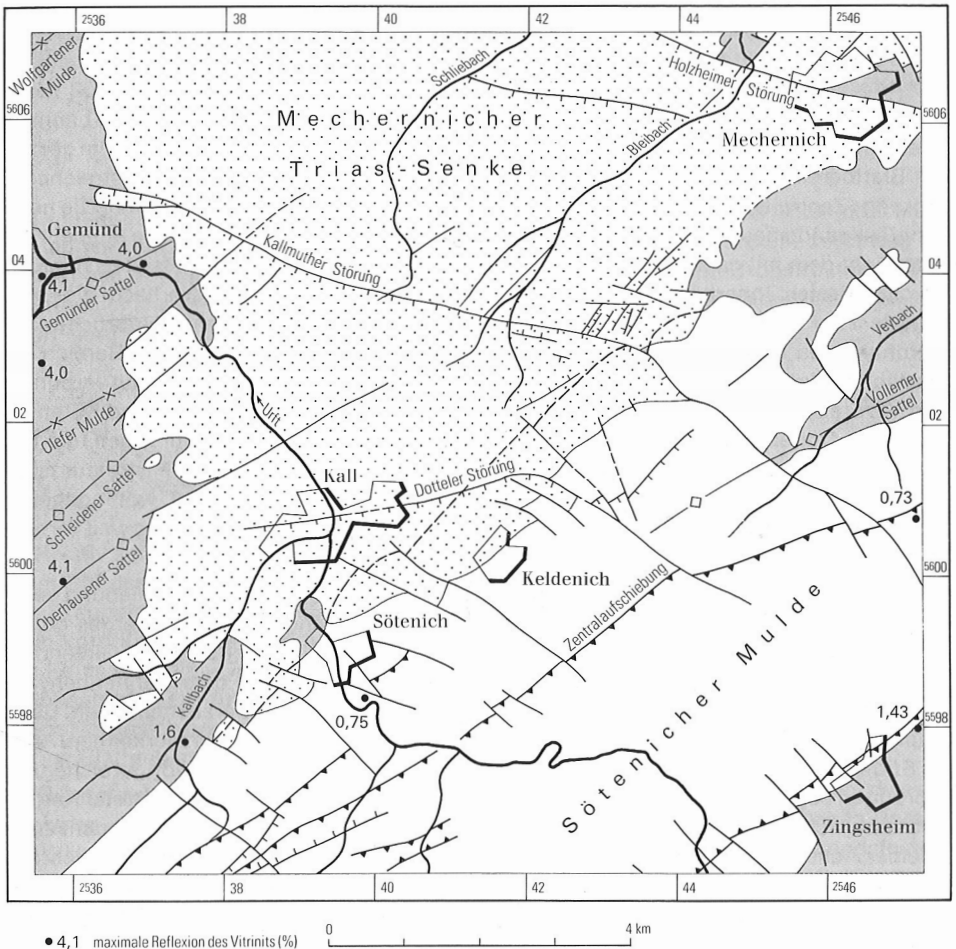


Abb. 11 Tektonische Baueinheiten

Zone am Westrand der Eifeler Nord – Süd-Zone, in der die Inkohlung auf kürzester Entfernung und unabhängig vom Faltenbau von Werten um 2 % \bar{R}_{\max} auf Werte um 6 % \bar{R}_{\max} steigt (M. TEICHMÜLLER & R. TEICHMÜLLER 1979: Abb. 1).

4.1.3. Baueinheiten

Das tektonische Bild des Blattgebietes ist hauptsächlich durch die Sötenicher Mulde und die Mechernicher Trias-Senke geprägt (s. Abb. 11). Beide sind Teile der Eifeler Nord – Süd-Zone, die eine quer zum paläozoischen Bauplan verlaufende Zone wiederholter tektonischer Mobilität darstellt.

In der Nord – Süd-Zone sind die mitteldevisonischen Kalkgebiete in der Form von variscisch angelegten Achsensynklinorien in die sie unterlagernden klastischen Unterdevon-Schichten eingemuldet. Die Ränder der Nord – Süd-Zone werden von Achsenrampen (CLOOS 1940: 227) gebildet, in denen die Faltenachsen örtlich mit 30 – 50° in Richtung auf die Kalkmuldenzone abtauchen (SCHENK 1938: 10 – 18).

4.1.3.1. Sötenicher Mulde

Im Blattgebiet ist der mittlere bis südwestliche Teil der etwa 30 km messenden Längserstreckung der Sötenicher Mulde aufgeschlossen. Die Großmulde wird durch eine im gesamten Blattbereich an einem Satteln mit Junkerberg-Schichten erkennbare streichende Störung (Zentralaufschiebung, DICKFELD 1969) in zwei Teilmulden aufgespalten. Die nördliche Teilmulde baut sich ihrerseits aus zwei Teilstrukturen auf. Der nördliche Muldenrand entspricht dem mit ca. 60° nach Süden einfallenden Südflügel eines Großsattels mit Kern nördlich Broich. Innerhalb der Kalkmulde in der Umgebung von Rinnen verflacht die Lagerung in zwei nach Nordosten abtauchenden Spezialfalten, die in den Steinbrüchen am Nordhang des Taubenberges gut aufgeschlossen sind. Auch das Einfallen im Bereich des nördlichen Muldenrandes verflacht mit zunehmendem Abtauchen und der damit verbundenen Verbreiterung der nördlichen Teilstruktur zwischen Frohnrather Kopf und Sötenich. Zwischen Dottel und Kallmuth ist der nördliche Muldenrand durch Bohrungen, die den Buntsandstein durchteuft haben, bekannt. Zumindest für die nördliche Teilstruktur ist zu beobachten, daß in Achsenhochlagen eine steilere Lagerung vorherrscht, wohingegen in Achsentieflagen (Bereich der Sötenicher Steinbrüche) eine flachere Lagerung weit verbreitet ist.

Der Südrand der nördlichen Teilstruktur wird von einer streichenden Aufschiebung gebildet, die von der Kohlstraße bis zum Steinbruch am Südrand des Taubenberges gut zu verfolgen ist. Ihr weiterer Verlauf nach Nordosten ist zwischen Stolzenburg und Girzenberg nur zu vermuten. Erst zwischen dem Keldenicher Steinbruch und dem Hahnenberg bei Kallmuth ist sie als nördliche Begrenzung eines nach Nordosten heraushebenden, überkippten Sattels mit Junkerberg- und Ahrdorfer Schichten im Kern wiederzuerkennen. Auch im Südwestteil der Sötenicher Mulde ist dieser Sattel, dort beidseitig von streichenden Störungen begrenzt und in Achsenhochlage, zu beobachten. Sein spezialgefalteter Kern ist im Steinbruch südlich des Taubenberges gut aufgeschlossen. Nach Nordosten taucht er bis zu einer Achsentieflage im Bereich Hessenmaar ab, um dann nach Nordosten in Richtung Kallmuther Störung wieder aufzutauchen. Nordöstlich der Kallmuther Störung, die einen Vertikalversatz von 200 – 300 m besitzt, wird der Satteln durch die Klerfer Schichten westlich Vollem markiert. Nördlich davon herrscht zwischen Pflugberg und Rüttlenknip flachwellige Lagerung mit einem Achsenabtauchen nach Südwesten hin vor.

Südlich der Zentralaufschiebung treten im Raum Steinfeld neben dem die Aufschiebung begleitenden Sattelkern mit Junkerberg-Schichten zwei weitere Sattelstrukturen auf. Sowohl der von Ahrdorfer Schichten im Kern markierte Milzenberg-Sattel als auch der südlich davon gelegene Steinfelder Sattel werden jeweils von streichenden Störungen begleitet. Beide tauchen nach Nordosten unter den Muldenkern-Dolomit ab und sind im Urfttal bei wesentlich flacherer Lagerung kaum mehr zu erkennen. Südlich des Königsberges schließt sich eine dort überkippte Mulde an, die als zentraler Kern der südlichen Teilmulde der Sötenicher Großmulde angesprochen werden kann. Sie ist, trotz sich wesentlich verschlechternder Aufschlußverhältnisse, als Weyerer Mulde über das Urfttal hinaus bis südlich Weyer zu verfolgen. Zwischen die zentrale Mulde und den südlichen Muldenrand zwischen Nettersheim und Zingsheim schalten sich, nur im Urfttal zu beobachten, zwei kleinere Sattelstrukturen im Muldenkern-Dolomit ein. Bei Zingsheim verläuft der Muldenrand in der durch Spezialfaltung und streichende Störungen komplizierten Nordflanke eines Großsattels, dessen Kern mit Klerfer Schichten von südlich Zingsheim zum Ortskern von Nettersheim (GK 25: 5505 Blankenheim) zieht. Da die Südscholle einer östlich des Achelberges verlaufenden Querstörung um ca. 200 m abgesenkt ist, verspringt der Muldenrand nach Süden und liegt bei Nettersheim innerhalb einer Teilstruktur dieses Großsattels.

4.1.3.2. Unterdevon-Gebiete

Der tektonische Bau der unterdevonischen Schichten nordwestlich der Sötenicher Mulde ist, abgesehen von einem schlecht aufgeschlossenen Bereich bei Broich, durchweg klar erkennbar. Vom Blattgebiet 5404 Schleiden streichen die folgenden Großstrukturen in das Blattgebiet Mechernich hinüber und tauchen dann unter die Buntsandstein-Bedeckung ab (von Nord nach Süd):

Wolfgartener Mulde
Gemünder Sattel
Olefer Mulde
Schleidener Sattel
Wiesgener Mulde
Oberhausener Sattel

Relativ zahlreiche tektonische Beobachtungen ermöglichen in diesem Gebiet Angaben zum Stil des Faltenbaus. Noch deutlicher als im südlich angrenzenden Blattgebiet 5505 Blankenheim zeigt sich eine Südvergenz der Großsättel mit steilerem Südflügel und flacherem Nordflügel. Parallel zu diesem steil nordwestlichen Einfallen der Faltenachsebene ist im Raum Nierfeld – Gemünd eine seigere bis steil nordwestlich einfallende Schieferung zu beobachten. Teilstrukturen des Gemünder Sattels lassen ein Abtauchen der Faltenachsen nach Nordosten erkennen. Die nördlich des Gemünder Sattels folgende Wolfgartener Mulde ist im Blattgebiet nur zum Teil aufgeschlossen.

Die unterdevonischen Schichten im Nordosten der Sötenicher Mulde zeigen zwischen Vussem und Mechernich einen flachwelligen Faltenbau. Erst bei Strempt haben Bergbau und Untersuchungsbohrungen steil gelagertes Unterdevon unter der Buntsandstein-Bedeckung angetroffen. Südlich der Linie Vollem – Vussem verläuft in Klerfer Schichten der stark nach Südwesten hin abtauchende Vollemer Sattel, in dessen steilem Südflügel der Rand der Sötenicher Mulde bei Eiserfey liegt. Die Zugehörigkeit der östlich Mechernich nur schlecht aufgeschlossenen Unterdevon-Schichten zu den Klerfer Schichten ist unsi-

cher. Nach dem bisherigen Kenntnisstand von Blatt 5406 Bad Münstereifel ist es nicht auszuschließen, daß es sich um sekundär gerötete Heimbacher und Schleidener Schichten handelt. Das Unterdevon-Gebiet bei Zingsheim ist Teil eines spezialgefalteten Großsattels zwischen Sötenicher Mulde und der Engalgauer Muldenzone des südlich angrenzenden Blattgebiets 5505 Blankenheim.

4.2. Deckgebirge

Die nachvariscische, zunächst altmesozoische Zerblockung des gefalteten Gebirges ließ innerhalb der Eifeler Nord – Süd-Zone den Ablagerungsraum des Buntsandsteins entstehen. Jungmesozoische Schollenbewegungen ließen die Trias-Schichten beckenartig einsinken, so daß sie vor nachfolgenden Abtragungsvorgängen geschützt blieben. Das Störungsmuster der Buntsandstein-Schichten spiegelt zumindest teilweise das alte, remobilisierte Störungsmuster des gefalteten Untergrunds wider.

4.2.1. Mechernicher Trias-Senke

Das Trias-Vorkommen des Blattgebietes stellt den südlichen Teil des Maubach – Mechernicher Trias-Dreiecks dar. Der tektonische Bau der Mechernicher Trias-Senke ist zum einen von dem umlaufenden Streichen und flachen Einfallen der Schichten zur Mitte der Bucht hin, zum anderen von mehreren Störungssystemen bestimmt. Die Störungen, die zum Teil nur durch den Mechernicher Erzbergbau faßbar geworden sind, sind von ELBERSKIRCH (1937) und PICARD (1954) eingehend beschrieben und in ihrem Verhältnis zueinander gedeutet worden.

Im Kartenbild fällt vor allem die Kallmuther Störung (Sonnenberg-Verwurf des Bergbaus) auf. Sie hat in den paläozoischen Schichten den Charakter einer Querstörung zum Faltenbau und biegt nach dem Eintreten in die Trias-Schichten in eine Westnordwest – Ost-südost-Richtung um. Sie verläuft damit parallel zu den südlichen Randstörungen der Niederrheinischen Bucht, die dort im allgemeinen Sprünge genannt werden. An der Kallmuther Störung ist die Südscholle stark abgesenkt, und zwar in den paläozoischen Schichten stärker als in den Trias-Schichten. Während der Vertikalverwurf im Bereich Vollem ca. 250 m beträgt, liegt er bei Scheven bei ca. 150 m. Die vermutlich antithetisch nach Süden einfallende Störung läßt sich von Scheven über Voißel bis an den Westrand der Trias-Senke bei Gemünd verfolgen.

Ähnliche Störungen, die, aus paläozoischen Schichten kommend, mit abknickendem Verlauf innerhalb der Trias-Senke einen Vertikalverwurf bewirken, sind die Dotteler Störung und die Störung südlich des Griesberges bei Mechernich, die vermutlich mit der Holzheimer Störung in Zusammenhang steht. Im Gebiet des ehemaligen Erzabbaus bei Strempt bewirken mehrere kleinere Störungen dieser Art (Typ der Kalenberger Störungen bei PICARD 1954) eine Anhebung der Buntsandstein-Basis nach Norden, so daß schließlich bei Roggendorf grobe Konglomerate des Mittleren Buntsandsteins austreichen.

Am Süden der Trias-Senke zeigen einige variscisch angelegte Querstörungen durch den Versatz von Buntsandstein-Schollen eine posttriassische Remobilisierung an. Gleiches gilt für variscisch streichende Störungen östlich Nierfeld und Mael. Bei Golbach scheinen Schollen mit Perm- und Trias-Schichten durch remobilisierte streichende Störungen des dort steilstehenden variscischen Faltenbaus begrenzt zu werden. Das gegenseitige Einfal-

len der Perm-Vorkommen von Golbach und Straßbüsch sowie die von KRAUSE (1922) beobachtete Diskordanz zwischen Perm- und Trias-Schichten können als Auswirkungen prätriassischer Bewegungsvorgänge gedeutet werden.

Die Kallmuther Schwelle wird an ihrem Westrand von der Mechernicher Flexur (PICARD 1954) begleitet. Es ist eine Zone mit bis auf 25 – 30° versteilter Lagerung des Buntsandsteins, die zusätzlich von zahlreichen Nordost – Südwest streichenden, meist synthetischen Abschiebungen durchsetzt ist. Diese von ELBERSKIRCH (1938) Mechernicher Störungen genannten Verwürfe sind im ehemaligen Bergbaugebiet dicht geschart und auf der Karte nur im Einzelfall darzustellen. Eine dieser Richtung folgende Störung verwirft am Griesberg die Buntsandstein-Basis um mehr als 60 m. Bohrungen lassen vermuten, daß diese Störung im Untergrund des Bleibachtals weiter nach Südwesten verläuft.

Bei der Darstellung der Trias-Senke in der Karte und den Schnitten ist zu beachten, daß die Vielzahl der durch den Bergbau bekannten Störungen auch in den übrigen Bereichen zu vermuten ist, und somit die Darstellung in Teilbereichen nur schematisch sein kann.

5. Erd- und Landschaftsgeschichte (K.-H. RIBBERT)

Dieses Kapitel soll die geologische Prägung des Blattgebietes im Rahmen der erdgeschichtlichen Entwicklung des gesamten Eifelraumes darstellen (vgl. Tab. 4).

Die durch entsprechende Ablagerungen dokumentierte geologische Entwicklung beginnt mit dem Geschehen im paläozoischen Sedimentationsraum der variscischen Geosynklinale. In ihr lagerten sich lokal unterschiedliche Sedimente ab, während ihr Meeresraum von einer lokal variierenden und sich fortlaufend entwickelnden tierischen und pflanzlichen Lebewelt bewohnt wurde. Aus der Summe der heute zu beobachtenden primären lithologischen und biologischen Merkmale der Sedimente (Fazies) läßt sich der ehemalige Ablagerungsraum und damit die Verteilung von Land und Meer (Paläogeographie) rekonstruieren.

Nachdem der paläozoische Sedimentationsraum im Laufe der variscischen Gebirgsbildung (Orogenese) zum Festland geworden war, führten im Mesozoikum und im Tertiär epirogenetische Bewegungen zu einem Wechsel zwischen Phasen festländischer Abtragung oder Ablagerung und zeitweiligen Meeresüberflutungen im Gebiet der heutigen Eifel.

Während der jüngeren Erdgeschichte kam es während eines zeitweise stärker abkühlenden Klimas (Eiszeiten) in Verbindung mit weitgespannten Hebungsbewegungen zur Herausbildung des heutigen Landschaftsbildes.

5.1. Fazies und Paläogeographie des Paläozoikums

Das Blattgebiet gehörte zu einem Teil der variscischen Geosynklinale, in dem klastische, vom Old-Red-Kontinent ausgehende Sedimentschüttungen zunächst vorherrschten und sich dann später zunehmend mit karbonatischen Ablagerungen verzahnten. Der Old-Red-Kontinent war im Zuge der jungkaledonischen Faltung vor Beginn des Devons im Norden Europas entstanden und belieferte während des gesamten Devons den Schelf des ihm südlich vorgelagerten Meeres mit klastischen Sedimenten. Dabei glichen sich Sedimentation und Absenkung ungefähr aus, so daß es über längere Zeiträume zur Ablagerung ähnlicher Sedimentfolgen kam. Nach ESCHGHI & KASIG (1974) sind die rotsedimentreichen Zweifaller Schichten nördlich des Hohen Venns, die gänzlich frei von marinen Fossilien sind, bereits dem kontinentalen Old-Red zuzurechnen.

Der dem Old-Red-Kontinent im Süden vorgelagerte Rheinische Schelf ist der Bereich des durchlichteten Flachmeeres mit zum Teil wenig entmischten, sandigen Sedimenten, die eine reiche Bodenfauna (Benthos) aus berippten Brachiopoden, dickschaligen Muscheln, großen Trilobiten, Crinoiden und Korallen enthalten (H. SCHMIDT 1926, 1935). Eine weitere Gliederung dieses sogenannten neritischen oder rheinischen Faziesbereichs in einen inneren, landnahen Schelf mit Rotsedimenten, Grobklastika und spärlicher Fauna sowie einen äußeren, landferneren Schelf mit reichem Benthos, wie sie GOLDRING & LANGENSTRASSEN (1979) für das rechtsrheinische Schiefergebirge durchführen, ist auch in der Eifel in gewissem Umfang möglich. Faziesstudien, die das Unterdevon betreffen, stecken allerdings noch

Tabelle 4
Ablauf der Erdgeschichte in der Nordeifel

Formation		Alter (Ma*)	Bildungsbereich	Vorgänge	Ablagerungen			
Quartär		2	Festland mehrere Kaltzeiten subtropisches Klima	Hebung und Zertalung des Rheinischen Schildes	Vulkanismus Basalt	Frostschuttablagerungen Terrassenkiese, Löß Travertin des Kartsteins		
Tertiär				tiefgründige Verwitterung der alten Fastebene, Beginn der Verkarstung von Carbonatgesteinen		Tertiär-Quarzite Dolinenkiese, z.T. mit Eisenerzbildungen Verwitterungslehme Feuersteinrelikte		
Kreide		65	warmes Flachmeer	randliche Überflutung der Fastebene		Kalksteine Tonsteine Sandsteine		
Jura		248				Festland subtropisches bis Wüstenklima	Abtragung des Faltengebirges zu einer Fastebene, Schuttbildung	rote Konglomerate und Sandsteine
	Trias							Keuper Muschelkalk Buntsandst.
Perm					Bildung eines Faltengebirges			keine Ablagerungen erhalten
Karbon		360	küstenfernes Meer	Aufbau von Korallen-Stromatoporen-Riffen, Ansiedlungen von Crinoiden und Brachiopoden, phasenhaft Ausbreitung von Sandschüttungen Absenkung und beginnende Umwandlung zu Festgesteinen	Muldenkern-Dolomit Kerpener Schichten Rodert-Schichten Spickberg-Schichten Cürten-Schichten Loogh-Schichten Ahbach-Schichten Freilinger Schichten Junkerberg-Schichten Ahrdorfer Schichten Obere Nohner Sch. Untere Nohner Sch. Laucher Schichten Eisenerz Heisdorfer Schichten Ems-Quarzit Klerfer Schichten Schleidener und Heimbacher Schichten			
Devon	Oberdevon	374	mit Riffwachstum am Schelfrand küstennahes Flachmeer (Schelf)		Sand- und Tonablagerung	überwiegend reine Kalksteine, daneben auch tonig-sandig-kalkige Mischgesteine wie Mergel und Kalksandsteine; örtlich auch Dolomitsteine sandig/tonige Ablagerungen, selten Kalkstein		
	Mitteldevon	Givet					380	
							Eifel	387
								Ems
							Siegen	Sand- und Tonablagerung, Geröllschüttungen
	Gedinne	400						

Ma* Mio. Jahre

in den Anfängen. Für die intensiver erforschte Zeit des Mitteldevons besteht insofern eine Abweichung vom rechtsrheinischen Raum, als sich im Bereich des mutmaßlichen äußeren Schelf eine Carbonatplattform aufbaut. Erst südöstlich dieses Riffbereichs ist mit KREBS (1971) das Gebiet der Herzynischen Fazies mit überwiegend tonigen Sedimenten und pelagischen Organismen zu vermuten.

Die an Ablagerungen im Blattgebiet ablesbare sedimentäre Geschichte beginnt mit Schichten des Unterems, die sich nur graduell in ihrem Mangel an „vollmarinen“ Organismen voneinander unterscheiden. Während im „grauen Unterems“ der Heimbacher und Schleidener Schichten bestimmte Brachiopoden, Muscheln sowie Fisch- und Pflanzenreste nicht selten sind, fehlen sie in den Klerfer Schichten fast vollständig. Diese Fossilarmut und das Auftreten von Rotsedimenten zeigen für den Zeitraum der Klerfer Schichten das Maximum der Meeresregression in der Nordeifel an. Die von der stetigen Absenkung des Meeresbodens begleitete Akkumulation großer Mengen von klastischen Sedimenten mit unterschiedlicher Sortierung und Schichtung hielt während des gesamten Unterems an. Reinere Quarzsedimente treten erst mit dem Ems-Quarzit des basalen Oberems auf.

In der Oberen Ems-Stufe kommt es in der Umrandung eines Auftauchbereichs im nordöstlichen Teil der Kalkmuldenzone (KRÖMMELBEINSche Struktur nach STRUVE 1961 b: 98) zu einer geringmächtigen, lückenhaften Sedimentation. Die Schichtlücke umfaßt im Extremfall die gesamte Sedimentfolge zwischen Klerfer und Heisdorfer Schichten, die in der Südeifel den Ems-Quarzit, die Wiltzer Schiefer und den Wetteldorfer Sandstein beinhaltet. Die Linie des Auskeilens des Ems-Quarzits verläuft durch die südwestlichen Teile der Sötenicher, Blankenheimer und Dollendorfer Mulde annähernd in Nord-Süd-Richtung (OCHS & WOLFART 1961: Abb. 2). Möglicherweise kommt damit ein erster, synsedimentärer Einfluß von Schollenbewegungen am Westrand der späteren Eifeler Nord-Süd-Zone zum Ausdruck. Die KRÖMMELBEINSche Struktur oder „Mittelleifel-Schwelle“ bleibt in anderer Weise auch in der Eifel-Stufe und im unteren Teil der Givet-Stufe des Mitteldevons wirksam. In STRUVES Faziesmodell der „Eifeler Meeresstraße“ (STRUVE 1961 b, 1963) beeinflußt sie wesentlich den Verlauf der Fazieszonen am Westrand des hypothetischen Auftauchgebiets des Siegerländer Blocks („Istaevonia“).

Mit den Heisdorfer Schichten beginnt in dem bislang von klastischen Sedimenten aufgebauten, brackisch beeinflussten inneren Schelfgebiet ein nicht nur im Blattgebiet bis in die höhere Givet-Stufe andauerndes Vorherrschen von karbonatischen oder kalkhaltigen Sedimenten mit mariner Fauna. Es kommt zu einer Art mariner Transgression, die zeitlich um einiges später innerhalb der Friesenrather Schichten (Eifel- bis Givet-Stufe) auch den bis dahin terrestrischen Bereich nördlich des Hohen Venns erfaßt.

Die Crinoiden-Brachiopoden-Kalksteine der Heisdorfer und Laucher Schichten mit ihren Oolithbildungen sowie die zum Teil sehr ausgeprägte Schrägschichtung der Kalksandsteine dieser Schichtenfolge zeigen einen flachen, küstennahen Meeresbereich mit starker Wasserbewegung an, wie er für die Rheinische Fazies typisch ist. Besonders diejenigen Kalksteine der Laucher Schichten, die sich aus Anhäufungen von Crinoidenstielen zusammensetzen, weisen auf eine erste Besiedlung des Schelfs mit carbonatproduzierenden Organismen hin. Sie steigert sich bis in die Unteren Nohner Schichten, in deren Zeitabschnitt es zum ersten Mal zum Aufwuchs von Korallen-Stromatoporen-Riffen kommt. Für große Teile der Eifel-Stufe läßt sich in den nördlichen Eifelkalkmulden eine weitere Faziesdifferenzierung der Schelfablagerungen beobachten (WINTER 1977: 328 – 331). Im Nordwesten der Muldenzone zeichnet sich ein Bereich des Schelfmeeres mit einem Vorherrschen

klastischer Sedimente und im Osten ein Bereich mit überwiegend biogenem, karbonatischem Schutt und Riffbildungen auf einer Carbonatplattform ab. Der Westrand der Carbonatplattform verläuft etwa Nord-Süd und zeigt damit wiederum einen synsedimentären Einfluß der späteren Eifeler Nord-Süd-Zone an. Hinweise auf ein Auftauch- oder Abtragungsgebiet im östlichen Faziesbereich (STRUVE 1961 a, 1963) sind nicht zu erkennen.

Ausgelöst durch phasenhafte Absenkungen des Schelfs stoßen die klastischen Sedimentschüttungen mehrmals in die Randbereiche der Carbonatfazies vor. Beispiele für solche schluffig-sandigen Sedimentkörper sind die Lieberg- und Leiterbach-Fazies der Unteren Nohner Schichten, der Dankerath-Horizont der Oberen Nohner Schichten, der Hirnberg-Horizont der Ahrdorfer Schichten und die Sistig-Fazies der Junkerberg-Schichten. In Bereichen des Schelfs, in denen sich die klastische Sedimentation nicht mehr so stark auswirkte, kommt es zur Bildung von schluffhaltigen Brachiopoden-Schillkalksteinen (z. B. Bildstock-Horizont) oder Crinoiden-Schuttkalksteinen (z. B. Hundsell-Horizont). Im östlichen Faziesbereich (Carbonatplattform und Mitteleifel-Schwelle) bilden sich während der Eifel-Stufe zweimal Riffkomplexe aus (Ahütte- und Niederehe-Riffe), die jeweils das Maximum der Meeresverflachung innerhalb einer rhythmischen Faziesentwicklung darstellen (FABER 1980: 112 – 115) und von einer Subsidenzphase abgelöst werden. Ein dritter Rhythmus beginnt mit den sandigen Ablagerungen des unteren Teils der Junkerberg-Schichten und endet mit den Korallen-Stromatoporen-Biostromen und Fettkalkgesteinen der Oberen Junkerberg-Schichten (Rohrer Horizont) und den Riffbildungen der Freilingen bis Ahabach-Schichten. Im Zentrum der Mitteleifel-Schwelle (Blankenheim) bricht das Riffwachstum im Zeitraum der Freilingen Schichten ab, und es kommt zu einer Schichtlücke, die Teile der Freilingen Schichten (?) und die Ahabach-Schichten umfaßt.

Nach der Auffassung von FABER (1980: 138 – 141) stellen nur die klastischen Schüttungen der Subsidenzphasen einigermaßen isochrone Horizonte dar, wohingegen die am Aufbau von Riffkomplexen beteiligten karbonatischen Schichtenfolgen wegen des Wanderns der Fazieszonen in verschiedenen Profilen nicht altersgleich sein müssen.

Parallel zur lithofaziellen Gliederung verläuft auch die räumliche und zeitliche Verteilung der Organismen (Biofazies). Untersuchungen von COPPER (1966) und FABER & VOGEL & WINTER (1977) zeigen den engen Zusammenhang zwischen der Funktionsmorphologie bestimmter Brachiopodengattungen und dem Sedimenttyp beziehungsweise der Intensität der Wasserbewegung ihres Lebensraumes auf. STRUVE (1961 a, 1963: Abb. 9) erarbeitete eine biofazielle Gliederung des „Eifeler Korallen-Meeres“, die die räumliche Verteilung der Assoziation von Brachiopoden, Crinoiden, Korallen und Stromatoporen erfaßt.

Im Grenzbereich Junkerberg- und Freilingen Schichten entsteht im Gebiet der späteren südlichen Kalkmulden ein Bereich sehr flachen Wassers, in dessen Schutz sich nördlich davon bis in die Givet-Stufe eine Schelflagune bildet (FABER 1980: 132). Unter starkem Nachlassen klastischer Schüttungen werden im Blattgebiet überwiegend Riffkalkgesteine oder riffnahe Bildungen wie Fettkalkgesteine und korallenreiche Mergel abgelagert (Freilingen bis Kerpener Schichten). In dem sehr flachen Wasser werden diese Gesteine in unterschiedlichem Umfang frühdiagenetisch dolomitisiert (Muldenkern-Dolomit).

Mit den Dolomitsteinen der höheren Givet-Stufe endet die Überlieferung paläozoischer Sedimente im Blattgebiet. In der Prümer Mulde der Südeifel reicht die karbonatische Sedimentation jedoch bis in den untersten Teil der Adorf-Stufe des Oberdevons (Wallerheimer Dolomit). Dann bricht auch dort, wie im gesamten Rheinischen Schiefergebirge, das Riff-

wachstum ab. Die danach folgenden, bis in die untere Nehden-Stufe des Oberdevons reichenden tonigen Ablagerungen repräsentieren einen Stillwasserbereich, der das Vorstößen der Herzynischen Fazies bis in die Kalkmuldenzone anzeigt.

Jüngere devonische und karbonische Sedimente sind in der Eifel erst nordwestlich des Hohen Venns anzutreffen. Für den Zeitraum der dort zu beobachtenden Schichtlücke an der Wende Unter-/Oberkarbon ist für die Eifel mit der Faltung des variscischen Geosynklinalraums und damit mit der Trockenlegung ehemaliger Meeresgebiete zu rechnen.

5.2. Baugeschichte und postvariscische Erdgeschichte

Die während des Unter- und Mitteldevons mehr oder weniger horizontal abgelagerten Flachwassersedimente wurden im Verlauf der vermutlich gegen Ende des Unterkarbons stattfindenden Faltung zu generell Südwest–Nordost streichenden Sätteln und Mulden zusammengeschoben. Die bei der Faltung auftretenden mechanischen Spannungen führten zum Aufreißen von Störungen, die den Faltenbau mosaikartig zerstückelten. Streichende Störungen scheinen dabei älter als Quer- und Diagonalstörungen zu sein, da sie oft von letzteren versetzt werden. Eine ausgedehnte Faltenachsendepression mit randlichen Achsenrampen markiert den Verlauf der Eifeler Nord–Süd-Zone, in der die devonischen Schichten um mehr als 1 000 m tiefer abgesenkt sind als westlich und östlich dieser Zone. Die während und nach der Faltung ablaufende Hebung und Abtragung des variscischen Faltengebirges läßt ein reliefarmes Festland entstehen, auf dem sich in Senkungsfeldern während des Perms aus devonischen Kalk- und Dolomitsteingeröllen zusammengesetzte rotgefärbte Konglomerate ablagern. Auf der Landoberfläche dieser oder einer wenig späteren Zeit (Unterer Buntsandstein) hat sich die „Geländedolomitisierung“ der devonischen Kalksteine und auch die sekundäre Rötung der unterdevonischen Ton- und Schluffsteine abgespielt.

Die mesozoische Schichtenfolge der Nordeifel beginnt mit den festländischen Ablagerungen des Mittleren Buntsandsteins (Untere Trias). Die Sedimentation setzt mit geringmächtigen Konglomeraten ein, die überwiegend einen Geröllbestand aus unter- und mitteldevonischen Gesteinen der unmittelbaren Umgebung aufweisen. Erst darüber beginnen Sandsteine und Konglomerate, die in Stromrinnen eines verflochtenen, verwilderten Flußsystems abgelagert worden sind und einen Ferntransport der Sedimente aus südlicher Richtung erkennen lassen. Im Randbereich der Kallmuther Schwelle keilen die Konglomerate zugunsten von Sandsteinen aus.

Nach der Phase hochenergetischer, fluviatiler und vermutlich auch äolischer Sedimentation vollzieht sich im Oberen Buntsandstein der Umschwung zu einem energieärmeren, mäandrierenden Flußsystem, in dem überwiegend Sande und Tone abgelagert werden. Die als Bodenbildungen unter einem semiariden Klima gedeuteten Violetten (Grenz-) Horizonte sind im Blattgebiet nur durch Äquivalente vertreten. Der zentrale Teil der Kallmuther Schwelle wird erst jetzt in den sich ausweitenden Sedimentationsraum mit einbezogen.

An der Wende Buntsandstein/Muschelkalk erreicht die marine Ingression des Muschelkalk-Meeres die Eifel. Sandige Sedimente der Randfazies sowohl in der Nordeifel als auch im Oberbettinger Raum (FUCHS 1980) zeigen die vollzogene Umgestaltung der Eifeler Nord–Süd-Zone von einem Flußsystem zu einer den Rheinisch–Ardennischen Block durchschneidenden Meeresstraße an.

Jüngere marine und lagunäre Ablagerungen des Mesozoikums, die in den Randbereichen der Eifel vorkommen und möglicherweise auch den zentralen Eifelraum bedeckt haben (KNAPP 1961, KNAUFF & SCHRÖDER 1962), sind durch Abtragungsvorgänge, ausgelöst durch Vertikalbewegungen im Verlauf der saxonischen Bruchtektonik während der Malm- und Kreide-Zeit, wieder beseitigt worden.

5.3. Jüngere Landschaftsgeschichte

Die im jüngeren Mesozoikum einsetzende Festlandsperiode des Eifelraumes wird nur durch kurzzeitige Transgressionen des Meeres über die reliefarme Rumpfebene der Rheinischen Masse unterbrochen. Die Vorstöße des Oberkreide-Meeres lassen sich anhand ihrer Sedimente – Abtragungsrelikte mit Feuersteinen bei Gemünd und Glaukonitreste in einer Karstschlotte bei Keldenich – wahrscheinlich machen.

In langen Zeiträumen der Kreide und des Alttertiärs unterlag das Rheinisch-Ardennische Festland in einem tropoiden Klima einer tiefgreifenden chemischen Verwitterung. Durch die Umlagerung der tonreichen Verwitterungsrinde entstanden Sedimente, die sich durch den Quarzreichtum der Schotter und durch ihre kaolinreichen Tone auszeichnen. Relikte vermutlich alttertiärer Sedimente sind als Kiesfüllungen von Karstwannen und Dolinen auch im Blattgebiet erhalten geblieben. Tertiär-Quarzite sind auf dem südlich angrenzenden Blattgebiet 5505 Blankenheim nicht selten anzutreffen.

Eine weitere Heraushebung der Rheinischen Masse wird vielleicht durch den im mittleren Eozän einsetzenden Vulkanismus der Eifel angezeigt. Wie die tertiärzeitliche Reliefentwicklung der Nordeifel im einzelnen verlaufen ist, ist wegen des Mangels an durch Sedimente datierbaren Flächenniveaus unklar.

Spätestens im Pliozän setzt das durch eine stärkere Hebung der Rheinischen Masse ausgelöste Einschneiden der Fließgewässer ein. Die Tiefenerosion wird begünstigt durch eine während des Jungtertiärs ablaufende Abkühlung des Klimas, die zu einem Nachlassen der chemischen Verwitterung und zu einem verstärkten physikalischen Abbau der Gesteine führt. Die Klimaverschlechterung gipfelt im Quartär (Pleistozän) in mehreren Eiszeiten.

Während der Eiszeiten kommt es unter einem periglazialen Klima zur Ausbildung von tonig-schluffigen Solifluktionsmassen. In sie sind neben grobem Verwitterungsschutt auch tertiärzeitliche Verwitterungsrelikte und äolisch verfrachteter Löß sowie vulkanische Aschenreste des eiszeitlichen Vulkanismus eingearbeitet. Größere, kaum umgelagerte Lößmengen haben sich in den Trockentälern und Leelagen der Sötenicher Kalkmulde erhalten können. Terrassenreste und auch schotterfreie Verebnungen, die in unterschiedlicher Höhe über der heutigen Talauflage liegen, repräsentieren den mehrmaligen Wechsel zwischen vorherrschender Tiefenerosion und Phasen der Aufschotterung während des Pleistozäns. Kalkhaltige Karstquellwässer ließen es in Warmzeiten während des Pleistozäns und Holozäns zur Abscheidung von Travertin und Kalktuff kommen.

Parallel zur Hebung der Rheinischen Masse im Tertiär und Quartär erfolgte die Absenkung der Niederrheinischen Bucht. Die bei dieser Schollenkipfung auftretenden Nordwest-Südost streichenden Verwerfungen (Sprünge) sind, wie Erdbeben im Euskirchen-Mechernicher Raum zeigen, auch in der Jetztzeit noch aktiv. Für die Euskirchener Erdbeben der Jahre 1951 und 1957 wird ein Zusammenhang mit der Kirspenicher Störung am Nordrand des Antweiler Grabens vermutet (AHORNER 1962).

Die in der Nacheiszeit beginnende intensive Nutzung der Landschaft durch den Menschen führt durch eine zunehmende Waldzerstörung zur Abschwemmung von Bodenmassen, die als Auenlehm und Schwemmkegel die eiszeitlichen Sedimentfüllungen der Täler überdecken.

6. Nutzbare Lagerstätten (H. GRABERT)

Eisenerze verschiedener Entstehung sind im Blattgebiet abgebaut worden. Bekannt sind die Roteisensteinvorkommen aus den kalkigen Grenzschiefern vom Unter- zum Mitteldevon; sie wurden besonders zwischen Vollem und Eiserfeld gewonnen. Eine große wirtschaftliche Bedeutung hatten, besonders im 19. Jahrhundert, der manganhaltige Eisenspat (Sphärosiderit), der – besonders bei Sötenich – als Verdrängungserz in den mitteldevonischen Kalk- und Dolomitsteinen auftritt, sowie der aus ihm durch Oxidation entstandene Brauneisenstein. Manganreicher Brauneisenstein, in der Tiefe wohl auch Sphärosiderit, tritt ferner in Gestalt von Anreicherungen in Tonen über dem permischen Kalksteinkonglomerat südwestlich von Kall auf. Die Brauneisenstein- und später auch die Sphärosideritvorkommen bildeten die Rohstoffbasis der bedeutenden Eisenerzeugung des Olf- und Urftals bis zu deren Verlagerung an den Niederrhein im späten 19. Jahrhundert.

Die wichtigste Lagerstätte des Blattgebietes und darüber hinaus wohl auch eine der bedeutendsten Deutschlands ist jedoch das Bleierzvorkommen von Mechernich. Schon zur Römerzeit, wahrscheinlich schon von den Kelten, ist dieses Erz abgebaut worden, und erst in der zweiten Hälfte dieses Jahrhunderts (1957) wurde der Abbau eingestellt.

Eine nicht unbedeutende Rolle spielt auch die Gewinnung von Festgesteinen. So wird noch heute mitteldevonischer Kalkstein bei Sötenich, Keldenich und Rinnen zur Herstellung von Zement und von Straßenbaustoffen gebrochen. Kalksteine fanden auch als Zuschlagstoffe bei der Verhüttung von Erzen sowie zur Branntkalkherstellung Verwendung. Nur lokale Bedeutung haben hingegen die Sandsteineinlagerungen in den unter- und mitteldevonischen Schichten.

Sand und Kies wurden dem sekundär entfestigten Buntsandstein entnommen; ein Abbau findet heute kaum noch statt. Einige Tonlagen im Oberen Buntsandstein sowie einige Lößlehmvorkommen wurden in der Vergangenheit als Ziegelrohstoff abgebaut.

6.1. Erze

6.1.1. Eisen- und Manganerze

Die Gewinnung meist manganhaltiger Eisenerze im Blattgebiet (s. Abb. 12) geht auf die römische, wahrscheinlich sogar auf die vorrömische Zeit zurück (vgl. QUIRING 1935 a: 26; VOIGT 1959, 1961, 1982). Mehrere Lagerstättentypen sind seit dieser Zeit ausgebeutet worden; ihren letzten Abbauhöhepunkt erlebten sie im 19. Jahrhundert. Es handelt sich um:

- synsedimentäre Roteisensteinlager in Kalksteinen der Heisdorfer und Laucher Schichten (Grenzbereich Unter-/Mitteldevon)
- im wesentlichen lagerartige Vorkommen von metasomatischem Eisenmanganerz in Dolomitgesteinen des Sötenicher Mitteldevons, später großenteils zu manganreichem Brauneisenstein oxidiert

- lagenförmige Anreicherungen von manganreichem Brauneisenstein in Ton über dem permischen Kalksteinkonglomerat südwestlich von Kall
- Brauneisensteinanreicherungen geringerer Bedeutung an der Basis des Buntsandsteins

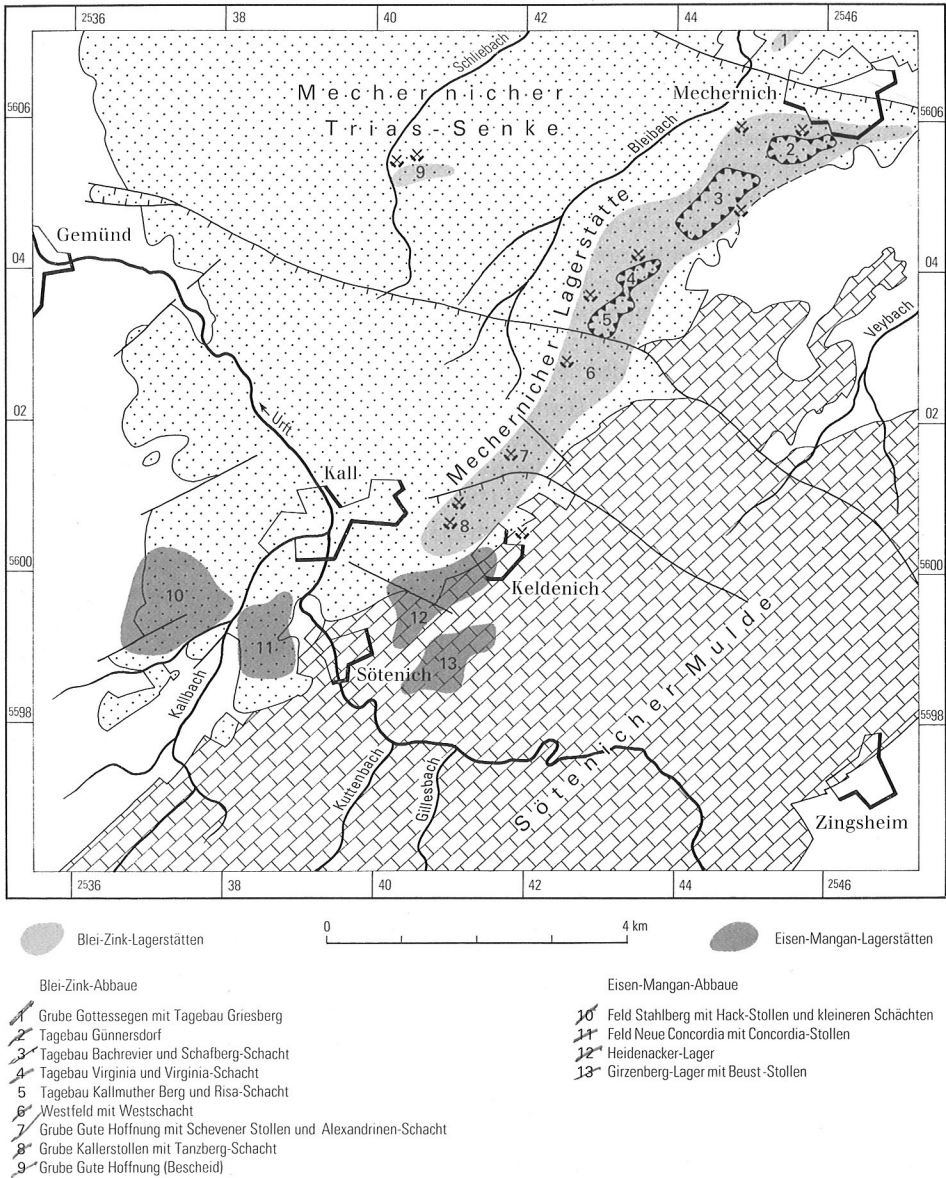


Abb. 12 Erzlagerstätten im Blattgebiet

Das Roteisensteinlager in den Grenzschieben Unter-/Mitteldevon (Heisdorfer und Lauher Schichten; vgl. Kap. 3.1.1.4. und 3.1.2.1.) besteht aus stark eisenschüssigen Kalksteinen mit einem Eisengehalt bis zu 25 %. Der Schwerpunkt des Abbaus lag zwischen Vollem und Eiserfey. Dieses Erzvorkommen gilt wegen des geringen Eisengehalts (durchschnittlich etwa 18 %) nicht mehr als bauwürdig (PAULUS 1959: 342).

Die Eisenmangancarbonat-Brauneisenstein-Vorkommen in Dolomitgesteinen der Sötenicher Mulde sind vor allem aus unveröffentlichten Untersuchungsberichten von QUIRING (1935a) bekannt. Nach der Darstellung QUIRINGS ist die Vererzung fast ganz an eine bestimmte Bankfolge des givetischen Mitteldevons gebunden. Sie liegt zwischen nicht dolomitisierten Kalksteinen im Liegenden und einer bis fast 70 m mächtigen Folge von Dolomitsteinen im Hangenden. Der Erzkörper ist lagerförmig und vermutlich schichtgebunden. Anscheinend ist im tiefsten Teil des Dolomitgesteins – über dem weniger durchlässigen Kalkstein – Dolomit durch Eisenmangancarbonat verdrängt worden. Die Herkunft der Metalle und das Alter der Vererzung sind nicht bekannt. Vorstellbar sind sowohl eine Vererzung durch descendente Wässer (etwa im Zusammenhang mit der permisch-frühtriassischen Verwitterung, Dolomitisierung und Trogbildung oder der spätmesozoisch-alttertiären Verwitterung) als auch eine hydrothermale Entstehung (etwa im Zusammenhang mit der mesozoischen oder der tertiären Bruchtektonik). Später, im wesentlichen erst im Pleistozän, ist das karbonatische Erz, soweit es über dem Grundwasserspiegel lag, zu manganreichem Brauneisenstein oxidiert. Der Bergbau ging zunächst nur in diesem grundwasserfreien Teil der Lagerstätte um, zumal das oxidische Erz auch leichter zu verhütten war. Erst nach Tieferlegung des Grundwasserspiegels durch den Beust-Stollen wurde auch karbonatisches Erz gefördert.

Die rechts der Urft zwischen Sötenich, Keldenich und Dalbenden gelegenen Vorkommen hatten bis zur Stilllegung des Bergbaus im Jahre 1885 große wirtschaftliche Bedeutung. Der Abbau konzentrierte sich dort im wesentlichen auf zwei Teilflächen von zusammen mehr als 1 km² Ausdehnung: das Lager des Girzenbergs im Süden und das Lager des Heidenackers im Norden. Nach der Auffassung QUIRINGS (1935a) entsprechen diese beiden Lager zwei tektonischen Mulden, in denen die vererzte Bankfolge erhalten geblieben ist, während sie in dem zwischen den beiden Abbaugebieten liegenden, anscheinend erzfreien Bereich abgetragen ist. Diese Auffassung deckt sich in etwa mit der heutigen Vorstellung vom Bau des betreffenden Gebietes. Dabei entspricht die von QUIRING genannte Heidenacker-Überschiebung, die die tektonische Verdoppelung der vererzten Schichtenfolge bewirkt, derjenigen streichenden Störung, die im Sötenicher Steinbruch östlich der Urft aufgeschlossen ist.

Die Mächtigkeit des Girzenberg-Lagers liegt im allgemeinen zwischen 1 und 10 m; sie kann jedoch örtlich auf mehr als 30 m anwachsen oder auf wenige Dezimeter zurückgehen. Die größten Mächtigkeiten wurden in den Tiefschollen, die geringsten in den Hochschollen beobachtet, in welche der Lagerstättenbereich durch die zahlreichen Quer- bis Diagonalverwerfungen gegliedert ist. Die Dolomitsteinüberdeckung erreicht Mächtigkeiten von 70 m. Das Heidenacker-Lager ist weithin weniger als 1 m, selten bis etwa 4 m mächtig. Es liegt bis 56 m tief unter Gelände. Zwischen diesem Lager und dem liegenden Kalkstein ist ein etwa 3 m mächtiger weißer, „kaolinartiger“ Ton eingeschaltet, der zeitweise als Porzellanerde gewonnen wurde. Dieser Ton ist an erhalten gebliebenen Resten mitteldevonischer Fossilien als Zersetzungsprodukt eines stark tonigen Kalksteins zu erkennen. Während das Heidenacker-Lager durchweg aus Brauneisenstein besteht, ist das Girzen-

berg-Lager in seiner unteren Hälfte noch als Manganeisencarbonat ausgebildet und nur in seinem oberen Teil zu Brauneisenstein oxidiert.

Die Lagerstätte wird von einzelnen gangförmigen Vorkommen mit entsprechender Vererzung, zu der aber auch (jüngerer) Bleiglanz treten kann, durchzogen. Der Lohkopf-Gang dicht südöstlich von Sötenich, ein etwa im Schichtenstreichen liegendes, nach QUIRING aber steiler als die Schichten einfallendes, durchschnittlich 1,4 m mächtiges Vorkommen von drusigem, vielfach auch zerstückeltem Brauneisenstein mit „Kalkstein“-Brocken, hat beträchtliche Erzmengen geliefert. Der Gang kann heute über Tage nicht mehr lokalisiert werden.

Der Metallgehalt des oxidierten Erzes ist deutlich höher als der des karbonatischen Erzes. QUIRING (1935 a) nennt folgende Durchschnittswerte:

	Brauneisenstein	Eisenmangancarbonat
Eisen	45,0 %	28,0 %
Mangan	3,7 %	6,5 %
CaO	1,0 %	10,0 %
SiO ₂	10 – 20 %	8,0 %
Al ₂ O ₃	5 – 10 %	bis 10,0 %

Die beiden Vorkommen Girzenberg und Heidenacker wurden – mit dem Lohkopf-Gang – im 18. und besonders im 19. Jahrhundert in unzähligen Reifenschächten abgebaut. Bis zur Mitte des vorigen Jahrhunderts konnte jeder Interessent ein Partialfeld vom Haupteigner, dem Herzog von Arenberg, verliehen bekommen, so daß schließlich Hunderte solcher Felder im Abbau standen. Zwecks Straffung des Abbaus wurden dann 1839 alle Felder zusammengefaßt, und ab 1840 wurde der Beust-Stollen in den Bereich des Lohkopf-Gangs und des Girzenberg-Lagers vorgetrieben, um den Grundwasserspiegel zu senken und dadurch größere Teufen zu erschließen. Der Stollen erreichte bis 1875 eine Länge von 1500 m. So konnten in der Blütezeit, von 1848 bis 1885, folgende Erzmengen gefördert werden (nach QUIRING 1935 a):

Brauneisenstein (Heidenacker-Lager, Lohkopf-Gang)	16 885 t
Brauneisenstein (Girzenberg-Lager)	151 405 t
Eisenmangancarbonat (Girzenberg-Lager)	66 265 t

Die Brauneisensteinanreicherungen südwestlich von Kall (Felder Stahlberg und Neue Concordia) haben eine etwas abweichende, aber doch vergleichbare lagerstättenkundliche Stellung. Nach QUIRING (1935 b) handelt es sich zwar ebenfalls um schichtgebundene Erzanreicherungen, jedoch liegen sie, sehr unregelmäßig geformt, über dem permischen Kalksteinkonglomerat, in einem zum Teil mächtigen roten Ton. Der Ton, der vielleicht durch die Verwitterung höherer Teile des Konglomerats entstanden ist, wird stets von den Sandsteinen und Konglomeraten des Buntsandsteins überlagert. Ein bei Golbach niedergebrachter Versuchsschacht hat 23 m Buntsandstein und darunter noch fast 35 m roten Ton – mit Brauneisensteinlagen – durchsunken. Erst bei einer Teufe von 49,1 m wurde das permische Kalksteinkonglomerat erreicht.

Gelegentlich wurde unter dem sekundär angereicherten Brauneisenstein auch das vermutlich metasomatisch entstandene Primärerz aus Eisenmangancarbonat angetroffen; es

wurde jedoch hier nicht abgebaut. Die von SCHNEIDERHÖHN & MORITZ (1938) genannten Durchschnittsgehalte zeigen eine ähnliche Zusammensetzung des Erzes wie diejenigen von Girzenberg und Heidenacker.

	Brauneisenstein (stand im Abbau)	Eisenmangancarbonat (nicht abgebaut)
Eisen	40 – 50 %	30 %
Mangan	0 – 4 %	5 %
CaO	0 – 2 %	5 – 10 %
SiO ₂	10 – 20 %	6 – 8 %
Al ₂ O ₃	5 – 10 %	5 – 10 %

Der Brauneisensteinabbau erfolgte in ähnlicher Weise wie in den oben genannten Revieren durch Reifenschächte, deren Zahl nach QUIRING wohl 2000 überstieg. Oberhalb des Grundwasserspiegels war das Erzvorkommen bereits zu Anfang des 19. Jahrhunderts im wesentlichen abgebaut. Nach Konsolidierung der vielen Einzelfelder (1823) wurde versucht, mittels zweier Stollen größere Teufen zu erschließen. Diesen Arbeiten war jedoch wenig Erfolg beschieden, da der Vortrieb des Hack-Stollens vor Erreichen des Erzvorkommens abgebrochen wurde und im Concordia-Stollen das Erz erst 1878, wenige Jahre vor dem Ende des Eifeler Eisensteinbergbaus, angefahren wurde.

Manganhaltiger Brauneisenstein findet sich örtlich, besonders im Gebiet um Anstois, Voißel, Bleibuir und Bergbuir, als Porenfüllung in Sandsteinen und Konglomeraten des Buntsandsteins. Derartige Vorkommen sind vor allem aus dem Oberen Buntsandstein (WEMMER 1909: 4), aber auch von der Basis des Mittleren Buntsandsteins bekannt. Sie treten bevorzugt über Wasserstauern auf, wie den Tonschichten im Oberen Buntsandstein und der Verwitterungsschicht im Liegenden des Mittleren Buntsandsteins. Die Vorkommen sind durchweg nur klein. Aus dem nördlich benachbarten Gebiet (TK 25: 5305 Züllich) sind zahlreiche römerzeitliche Gewinnungsstellen derartiger Erze in Oberem Buntsandstein bekannt (SÖLTER 1974: 60 – 62). In den Erzen sind die Gerölle und Sandkörner des Konglomerats durch Manganoxide und Eisenhydroxide, die sich aus Verwitterungsgelen gebildet haben, intensiv verkittet. Das Fe/Mn-Verhältnis unterliegt starken Schwankungen.

6.1.2. Buntmetallerze

Im Blattgebiet lag und liegt eine der größten Bleierzlagerstätten Deutschlands (Abb. 12). Schon seit vorrömischer Zeit wurde dort Bergbau betrieben, und dieser hielt bis in die Mitte unseres Jahrhunderts an. Die 1957 erfolgte Stilllegung des letzten Betriebes geschah nicht wegen Erschöpfung der Lagerstätte, sondern aus wirtschaftlichen Gründen (u. a. zu niedrige Metallpreise). Noch immer sind im Ostfeld, dem eigentlichen Mechernicher Abbaugbiet, 22,6 Mt Erz mit einem Durchschnittsgehalt von 1 % Pb vorhanden, und im noch unverritzten Westfeld sind 40 Mt Erz mit Gehalten von 0,8 % Pb und 1,8 % Zn nachgewiesen (HENNEKE 1977). Mit ihren Imprägnationserzen ist die Lagerstätte so außergewöhnlich, wie ihre genetische Deutung umstritten. Zwar sind vorwiegend Schichten des Buntsandsteins vererzt, doch treten auch in anderen Gesteinen bauwürdige Anreicherungen auf; sie haben jedoch, verglichen mit denen vom Typ „Mechernich“ (SCHNEIDERHÖHN 1953), keine besondere wirtschaftliche Bedeutung. Folgende Lagerstättentypen lassen sich abgrenzen:

- Imprägnationserze in Sandsteinen und Konglomeraten des Mittleren Buntsandsteins (Griesberg, Mechernich, Scheven) zum Teil mit Bleierzvornacht (Mechernich), zum Teil mit viel Zinkblende (Scheven mit dem Westfeld)
- Imprägnationserze (vorwiegend Bleiglanz) in Sandsteinen des Oberen Buntsandsteins (Bleibuir und Bescheid)
- Imprägnationserze (vorwiegend Cerussit) in Tonen des Oberen Buntsandsteins („Lehm-erz“) zwischen Keldenich und Kall
- Vererzung in den Dolomitsteinen des Mitteldevons (Keldenich)

Außerdem ist gelegentlich auch eine Erzführung in den dolomitischen Gesteinen des Muschelkalks beobachtet worden. Die Vorkommen liegen jedoch außerhalb des Blattgebietes (zwischen Floisdorf und Vlaten); eine Gewinnung ist nicht bekannt.

Da die einzelnen Vorkommen, die Geschichte des Bergbaus sowie die Genese der Lagerstätten von SCHALICH & SCHNEIDER & STADLER (1986) ausführlich beschrieben werden, kann hier – trotz der überregionalen Bedeutung dieses Lagerstättentyps – die Beschreibung der Mechernicher Erzvorkommen kurzgehalten werden.

Die Erze sind im Buntsandstein oft in mehreren, häufig jedoch nicht niveaubeständigen „Flözen“ innerhalb einer rund 20 m mächtigen Zone angereichert. Als Erzminerale sind vorwiegend Bleiglanz (PbS) und in wechselnden Mengen Zinkblende (ZnS) vorhanden, selten treten Pyrit (FeS_2), Bravoiit (Nickelpyrit: Fe, NiS_2), Kupferkies (CuFeS_2) und Schwespat (BaSO_4) auf. Als weitere Bleierze treten Cerussit (PbCO_3), Anglesit (PbSO_4) und Pyromorphit ($\text{Pb}_5\text{Cl}(\text{PO}_4)_3$) auf. Alle Bleierze finden sich als Überzüge auf den Geröllen sowie als Imprägnationen, wobei diese gelegentlich so stark werden können, daß sie als eine Art Bindemittel Gerölle und Körner verkittet haben. Zumeist liegen sie aber in der Form 0,5 – 4 mm großer, konkretionärer Bleiglanzknoten vor, die aus mit Quarzkörnern verkitteten Bleiglanzpartikeln bestehen. Die Quarzkörner sind deutlich angeätzt.

Zwar ist im Gebiet von Mechernich das Gestein (Sandstein, Konglomerat) weitgehend mit Bleiglanz imprägniert worden, in manchen Gebieten sogar ausschließlich, doch zeigen sich auch regionale Differenzierungen. Die auffälligste ist die der Zinkerzzunahme von Norden nach Süden. Wie schon erwähnt, ist im Westfeld ein Pb/Zn-Verhältnis von ca. 1 : 2 erkundet worden, während im eigentlichen Mechernicher Revier (Ostfeld) der Zinkgehalt sehr gering ist. Auffällig ist weiterhin, daß in einigen Revierteilen (am Griesberg nördlich Mechernich, aber auch im Westfeld) Schwespat in beachtlichen Mengen auftritt (Untersuchungen: G. STADLER, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

Bedeutsam, weil wirtschaftlich interessant, ist der wahrscheinlich sekundär gebildete Cerussit. Dieses Erz wurde in der Frühzeit des Bergbaus wegen seiner guten Aufbereitungsmöglichkeit bevorzugt abgebaut.

Hinsichtlich der Genese stehen zwei Deutungen zur Diskussion: die syngenetisch-sedimentäre Entstehung und die epigenetisch-hydrothermale.

Die Schwierigkeit einer klaren Deutung der Mineralgenese ist darin zu sehen, daß die heute vorliegende Mineralisation nicht die ursprüngliche, sondern das Ergebnis von vielerlei Umwandlungsvorgängen ist. Es gibt für beide Auffassungen, für die sedimentäre wie die hydrothermale Deutung, fundierte Gründe.

Die Deutung als syngenetisch-sedimentäre Lagerstätte geht davon aus, daß zur Buntsandstein-Zeit Erz aus den Erzgängen des Eifel – Venn-Abtragungsgebietes als Detritus in

die Buntsandstein-Schwemmfächer gelangte und sich dabei unter dem Einfluß des damals herrschenden warm-ariden Klimas örtlich stark konzentrieren konnte (SCHNEIDERHÖHN 1928, SCHROÉ 1980). Aus den Buntsandstein-Sedimenten wurde es dann in späterer Zeit, wohl in der Tertiär-Zeit, durch Hydrothermen gelöst und in dafür günstigen Schichten (Erz„flözen“) erneut abgesetzt. Eine Entfestigung der Sandsteine und Konglomerate ging damit ebenso einher wie die (partielle) Bleichung des ursprünglich roten Gesteins.

Die Deutung der Lagerstätte als epigenetisch-hydrothermal setzt nicht die Existenz eines nachvariscischen magmatischen Körpers in der Tiefe voraus; für einen derartigen Körper (Pluton) im Untergrund des Blattgebietes gibt es bisher keinerlei Hinweise. Man kann aber vermuten, daß das Erz aus blei- und zinkerzführenden Gängen im unterdevonischen Untergrund stammt. VOIGT (1951) stellte fest, daß die Erzimprägnationen im Buntsandstein jeweils gerade in der Verlängerung von „Gangzügen“ (Bündeln blei- und zinkerzführender Gänge) im Unterdevon auftreten; so die Maubacher Lagerstätte (TK 25: 5204 Kreuzau) in der Verlängerung des Brandenberger Gangzuges und die Mechernicher Lagerstätte in der Fortsetzung des Bleialf-Rescheider Gangzuges. Es liegt also nahe, unter den Imprägnationslagerstätten im Buntsandstein Gangbündel in den Devon-Gesteinen zu vermuten, deren Erzinhalt hydrothermal in poröse Schichten des Hangenden umgesetzt worden ist.

Schwer erklärlich bleibt in jedem Falle die große Gesamtmenge des in der Lagerstätte konzentrierten Bleis; ist doch nach einer Gewinnung von 2,5–3 Mt Blei noch immer ein sicherer Vorrat von über 500 000 t Pb (neben 720 000 t Zn) in bedingt bauwürdiger Konzentration vorhanden (HENNEKE 1977: 10), wozu noch die wahrscheinlichen und möglichen Vorräte sowie die weniger konzentrierten Erze kommen.

Über die Mechernicher Blei-Zink-Erzlagerstätte gibt es eine umfangreiche Literatur. Von den älteren Arbeiten seien hier nur die folgenden erwähnt: HABER 1866, 1867; BEHREND 1925, 1950; MÜHLHAN 1926; KNETSCH 1939; KRAPP 1944; PUFFE 1953; SCHNEIDERHÖHN 1928, 1953; VOIGT 1953; DE WITTE 1957; BAYER & NIELSEN & SCHACHNER 1970.

Über den Schwermetallgehalt von Flußsedimenten in der Mechernicher Trias-Senke berichten KULMS & FRIEDRICH (1970).

6.2. Steine und Erden

6.2.1. Kalkstein

Von den Festgesteinen des Blattgebietes hatten und haben allein die Kalksteine eine überörtliche Bedeutung.

Das wichtigste Kalksteinvorkommen liegt beiderseits der Urft bei Rinnen, Sötenich und Keldenich, wo die Schichten des höheren Mitteldevons (Givet) weithin undolomitisiert geblieben sind. Vor allem die tonarmen Kalksteine der Dreimühlen-Schichten werden dort zur Gewinnung von Straßenbaustoffen und als Rohstoffe für die Zementherstellung (Zementwerk Sötenich) abgebaut. Die CaCO_3 -Gehalte schwanken zwischen 70 und 94 % (VOGLER 1977).

Als Zuschlagstoffe bei der Verhüttung der Mechernicher Bleierze fanden Riffkalksteine des Paulsgraben-Horizonts (Ahrdorfer Schichten) Verwendung, die südwestlich Eiserfey und am Hauser Berg südlich Dreimühlen gebrochen wurden.

Branttkalk ist früher an verschiedenen Stellen gewonnen worden. Schon die Römer haben im Gebiet der Sötenicher Mulde Kalk auch für entfernte Baustellen gebrannt (SÖLTER 1974: 52); im Blattgebiet selbst sind römische Kalköfen allerdings bisher noch nicht nachgewiesen worden.

Bau- und Werksteine sind früher in begrenztem Umfang aus den Kalksteinschichten der Eifel-Stufe gewonnen worden, so aus dem Hundsell-Horizont der Oberen Nohner Schichten und, als Besonderheit (rote Crinoidenkalksteine: „Urfter Marmor“), aus dem Wilhelms-höhe-Horizont der hohen Junkerberg-Schichten, ferner aus dem permischen Kalksteinkonglomerat (bei Straßbüsch, R 37 170, H 98 500) und aus dem Travertin nordöstlich Weyer (R 46 800, H 01 100) und bei Urfey (R 45 560, H 01 220).

6.2.2. Sandstein und Quarzit

Die teilweise quarzitären Sandsteineinschlüsse im Unterems (in Heimbacher, Schleidener und Klerfer Schichten) wurden – und werden gelegentlich auch heute noch – für den örtlichen Bedarf als Wegebaumaterial gewonnen. In der Römerzeit haben sie auch Bausteine geliefert, zum Beispiel für die Fernwasserleitung nach Köln. Auch der Abbau des Ems-Quarzits hat trotz dessen teilweise sehr reiner Ausbildung („Glaswacken“) wohl niemals überörtliche Bedeutung erlangt.

Die meist kalkig gebundenen Sandsteine des Mitteldevons haben noch in junger Vergangenheit nicht nur als Wegebaumaterial, sondern – wegen ihrer guten Bearbeitbarkeit – auch als Bausteine örtliche Verwendung gefunden. Kleine verlassene Steinbrüche findet man beispielsweise bei Sötenich (Dankerath- und Hirnberg-Horizont) und bei Vollem (Eulenkopf-Horizont).

Gut bearbeitbare Sandsteine enthält auch der Obere Buntsandstein; sie wurden zum Beispiel nordwestlich Kall (R 39 340, H 01 200) gewonnen.

6.2.3. Sand und Kies

Stark entfestigte Konglomerate des Mittleren Buntsandsteins haben am Nordrand des Blattgebietes (R 37 600, H 07 140) bis vor wenigen Jahren der Kiesgewinnung gedient. Bausand wurde aus großenteils entfestigten Sandsteinen und Konglomeraten besonders beim Bahnhof Kall (R 39 600, H 00 350) gewonnen.

Die fein- bis mittelkörnigen Sande aus der Aufbereitung der Mechernicher Bleierze, die sogenannten Waschberge sowie die Abraummassen des Bergbaus stellen eine erhebliche Reserve an Sand und Kies dar. Die Waschberge könnten, wie diejenigen der alten Grube Maubacher Bleiberg (TK 25: 5204 Kreuzau), für die Herstellung von Kalksandsteinen Bedeutung erlangen.

6.2.4. Ziegelrohstoffe

Zur Herstellung von Ziegeln eignen sich tonreiche Partien des Oberen Buntsandsteins. Eine größere Ziegelei befand sich bei Weißenbrunnen (Gruben bei R 43 450, H 05 850 und bei R 43 500, H 06 460).

Zum Verziegeln geeignet sind ferner die schluffigen oberen Schichten der Talfüllungen sowie einige Lößlehm- und Hanglehmvorkommen. Die Nutzung dieser Vorkommen hat niemals größeren Umfang angenommen.

7. Hydrogeologie (K. H. SUCHAN)

Die in diesem Kapitel gemachten Angaben über die hydrogeologischen und hydrochemischen Verhältnisse gründen auf Beobachtungen an Einzelobjekten und teilweise auf Rückschlüssen aus anderen Gebieten mit ähnlichen geologischen Verhältnissen. Für konkrete, das Grundwasser betreffende Planungen sind daher hydrogeologische Spezialuntersuchungen erforderlich.

Für das Gebiet des Blattes Mechernich liegt eine Hydrologische Karte im Maßstab 1:25 000 vor. Dieses Blatt wurde angefertigt vom Lehrstuhl für Ingenieurgeologie und Hydrogeologie der Rheinisch-Westfälischen Technischen Hochschule Aachen und herausgegeben vom Landesamt für Wasser und Abfall Nordrhein-Westfalen. Es ist im Jahre 1979 in gedruckter Form als Blatt 5405 Mechernich erschienen. Das Blatt besteht aus einer Grundrißkarte und einer Profilkarte.

7.1. Oberirdische Gewässer

Das Blattgebiet liegt im Einzugsgebiet der Maas und des Rheins. Die Wasserscheide zwischen den beiden Flußsystemen verläuft von Südosten nach Nordwesten – von Zingsheim über Keldenich, Dottel und weiter nach Nordwesten – weitgehend parallel zur Urft. Der wichtigste Vorfluter im Blattbereich ist die Urft, die über die Rur zur Maas hin den südwestlichen Teil des Blattgebietes entwässert. Das Abflußverhalten und der Abflußgang der Urft kann aus den Messungen am Pegel Kall-Sportplatz abgelesen werden. Die Abflußspitzen sind mit den vorangegangenen Niederschlägen gut zu korrelieren, wobei eine Abflußverzögerung von 1 – 3 Tagen zu verzeichnen ist (HENNICKE 1972). In Tabelle 5 sind die Abflußverhältnisse am Pegel Kall-Sportplatz für den Zeitraum 1956 – 1980 dargestellt. Daraus ist zu ersehen, daß der höchste gemessene Abfluß $59,2 \text{ m}^3/\text{s}$ betrug. Der niedrigste Abfluß wurde mit $0,010 \text{ m}^3/\text{s}$ gemessen.

Beim Durchfließen der mitteldevonischen Kalk- und Dolomitgesteine gibt die Urft bei hohen Wasserständen einen Teil des Wassers an das Grundwasser ab. Bei niedrigen Wasserständen erfolgt keine Abgabe an das Grundwasser, da das Flußbett nach unten vermutlich recht gut abgedichtet ist (HENNICKE 1972). Der nordöstliche Teil des Blattgebietes wird über Nebenbäche zur Erft und über diese weiterhin zum Rhein entwässert.

7.2. Grundwasserleiter

Die Grundwasserleiter im Blattgebiet werden in der hydrogeologischen Karte (Taf. 2 i. d. Anl.) dargestellt. Es ist zunächst zwischen Grundwasserleitern in geklüfteten Gesteinen und in porösen Lockersedimenten zu unterscheiden. Geklüftete Gesteine besitzen eine Trennfugendurchlässigkeit, während die Durchlässigkeit der porösen Gesteine als Porendurchlässigkeit bezeichnet wird.

Tabelle 5

Abflußverhältnisse der Urft am Pegel Kall-Sportplatz
(aus: Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Rheingebiet 1980)

Pegel-Nullpunkt		+ 368,470 m NN		
Einzugsgebiet		125,00 km ²		
Beobachtungszeitraum		1956 – 1980		
Abflüsse (m ³ /s)		MNQ	MQ	MHQ
	Winter	0,656	2,16	21,17
	Sommer	0,548	1,05	9,87
	Jahr	0,492	1,58	24,20
Abflußspende (l/s·km ²)		MNq	Mq	MHq
	Winter	5,25	17,3	17,4
	Sommer	4,38	8,4	79,0
	Jahr	3,94	12,6	194,0
bekannter höchster Abfluß (HHQ)		10.12.1966 59,2 m ³ /s 231 cm Wasserstand		
bekannter niedrigster Abfluß (NNQ)		5.10.1968 0,010 m ³ /s		

7.2.1. Kluft- und Karstgrundwasserleiter (Devon)

In Festgesteinen erfolgt die Grundwasserbewegung auf Klüften, offenen Spalten und Schichtfugen. Die Grundwasserwegsamkeit ist somit abhängig von der Gesteinsausbildung und der tektonischen Auflockerung. Hierbei sind die Kluftdichte, Kluftweite und Kluftlänge ausschlaggebend. Härtere Gesteine wie beispielsweise Sandsteine zeigen eine größere Kluftweite und Kluftlänge als Tonsteine. Dadurch bedingt ist die Wasserdurchlässigkeit von Sandsteinen größer als die von Tonsteinen. Einlagerungen tonigen Materials können allerdings zu einer Verminderung der Durchlässigkeit der Klüfte und Schichtfugen führen. Die Kluftdichte und insbesondere die Anzahl der wasserführenden Klüfte nimmt mit zunehmender Tiefe ab (HEITFELD 1965), wodurch sich die Trennfugendurchlässigkeit verringert. Störungszonen dagegen können bis zu größeren Tiefen eine gute Trennfugendurchlässigkeit besitzen. Das Relief des Grundwasserspiegels in Festgesteinen ist durch die örtlich stark schwankende Trennfugendurchlässigkeit weit mehr ausgeprägt als in Lockergesteinen. Störungszonen und stark klüftige Zonen können zum Teil auf das umliegende Gebirge wie Dränagen wirken.

Die im Südosten des Blattgebietes auftretenden Kalk- und Dolomitsteine der Sötenicher Mulde nehmen in Hinblick auf die Durchlässigkeit und Wasserhöflichkeit eine besondere Stellung ein. Kohlensäurehaltiges Regen- und Grundwasser führte zu einer Auflösung von Kalkstein, so daß sich die Trennfugen bevorzugter Richtungen durch Lösungsvorgänge wesentlich erweitern konnten. Diese Vorgänge, die als Verkarstung bezeichnet werden, können zur Bildung von Höhlen und Höhlensystemen führen. Beim Einsturz von Höhlen entstehen an der Geländeoberfläche Erdfälle oder Dolinen. Infolge der sehr hohen Durchlässigkeit des Gebirges benötigt der Karstwasserspiegel ein nur sehr geringes Gefälle; die Einzugsgebiete einzelner tiefliegender Quellen können daher sehr ausgedehnt sein und sich, besonders bei niedrigem Grundwasserstand, auch unter benachbarte Wasserläufe ausdehnen. Dies hat, wenn abdichtende Schichten fehlen, die Entstehung von Bachschwinden zur Folge.

Die Grundwasserfließgeschwindigkeit in diesen verkarsteten Gesteinen ist durch die sehr gute Durchlässigkeit meist sehr hoch. Färbeversuche, durchgeführt von BALI (1969) und BOLSENKÖTTER (1963) in Kalkgesteinen der Eifel, erbrachten Fließgeschwindigkeiten von 1–2,5 cm/s. KOCH & KNAPP (1977) haben bei einem Färbeversuch im Einzugsgebiet der Wassergewinnungsanlage Urfey Grundwasserfließgeschwindigkeiten von etwa 10 cm/s gemessen (0,9 km/d).

Die Ausweisung der Schutzzone II (50-Tage-Linie) für Wassergewinnungsanlagen in verkarsteten Gesteinen wirft daher erhebliche Probleme auf. Auch das gesamte Einzugsgebiet von Quellen und Brunnen in diesen Gesteinen ist schwer zu bestimmen, da es nicht nur von der Morphologie, sondern von der Ausdehnung der Verkarstung, die den Carbonatgesteinskörper in unterschiedlichem Maße erfaßt, bestimmt wird. Hinzu kommt, daß die Gesteine, bedingt durch die gute Durchlässigkeit, relativ schnell entwässern. Dies führt, im Gegensatz zu Lockergesteinen, zu recht hohen Grundwasserschwankungen und somit auch zu einer unterschiedlich weiten Verschiebung der unterirdischen Wasserscheide. Eine genaue Abgrenzung unterirdischer Einzugsgebiete von Wassergewinnungsanlagen und somit die Festsetzung von Wasserschutzgebieten ist nur durch langjährige Beobachtung von Grundwasserständen in Pegeln und durch Markierungsversuche möglich. Die Verbreitung verkarsteter Gesteine im Blattbereich ist sehr groß, sie nehmen fast ein Drittel des Blattgebietes ein. Für die Grundwassergewinnung werden sie bereits weitgehend genutzt. Inwieweit noch Grundwasserreserven in diesem Bereich vorhanden sind, müßte durch Spezialuntersuchungen geklärt werden. Hierbei ist jedoch zu berücksichtigen, daß diese Gesteine nicht nur von der Wasserwirtschaft als (Grundwasser-)„Lagerstätte“ angesehen werden, sondern von der Kalkindustrie bereits weitgehend als Rohstoff genutzt werden.

7.2.2. Kluft- und Porengrundwasserleiter (Buntsandstein)

Die Grundwasserbewegung in den Gesteinen des Mittleren Buntsandsteins erfolgt sowohl auf Klüften und Schichtfugen als auch im Porenraum dieser Gesteine. Die Konglomerate und Sandsteine dieser Schichten sind zum Teil tiefgründig entfestigt und können dann auch als Porengrundwasserleiter wirksam werden. Das Grundwasser wird im Porenraum dieser Gesteine gespeichert, wobei die Klüfte der verfestigten Lagen als Drainage wirken. An der Basis dieser Schichten staut sich das im Buntsandstein versickernde Niederschlagswasser auf den darunterliegenden vertonten Unterdevon-Schichten. Quellaustritte sind daher im Grenzbereich dieser Schichten oft zu beobachten. Die Wasserhöflichkeit der Gesteine des Mittleren Buntsandsteins ist sehr gut, und sie werden daher für die Trinkwasser-

versorgung bereits weitgehend genutzt. Die Wasserhöffigkeit des Oberen Buntsandsteins dagegen ist geringer als die des Mittleren Buntsandsteins, bedingt durch den höheren Anteil an Ton und Schluff in diesen Gesteinen.

7.2.3. Porengrundwasserleiter (Quartär)

In den Lockergesteinen wird das Grundwasser im hydrologisch wirksamen Porenraum gespeichert und bewegt. Die Porendurchlässigkeit ist abhängig von der Korngrößenzusammensetzung der Gesteine und dem nutzbaren Porenraum. Im Blattgebiet handelt es sich bei den grundwasserführenden Lockergesteinen lediglich um Fluß- und Bachablagerungen. Für eine Grundwassergewinnung kämen hier allenfalls die Ablagerungen der Urft oberhalb Sötenich in Frage, da anzunehmen ist, daß dort stellenweise zusätzlich eine Einspeisung von Grundwasser aus den unterlagernden Kluftgrundwasserleitern erfolgt.

7.2.4. Quellen und Stollen

Da, wo der Kluftwasserspiegel in den mitteldevonischen Kalk- und Dolomitsteinen durch das Relief angeschnitten wird, kommt es zu Austritten von Karstquellen. Bereits die Römer kannten einige dieser Quellen im Bereich des Blattgebietes und nutzten sie für die Wasserversorgung des römischen Köln. Dieser „Eifelkanal“ (HABEREY 1972) führte aus dem Urfttal östlich von Urft über eine Länge von fast 100 km bis Köln. Nach der aus Kalkabscheidungen ablesbaren Wasserhöhe im Kanal und dem Gefälle nimmt HABEREY an, daß ca. 10 000 bis 20 000 m³/d aus den Quellen, die alle im Blattgebiet Mechernich liegen, nach Köln geflossen sind. Von den damals gefaßten Quellbezirken wird derjenige der Hauser Benden südlich von Dreimühlen auch heute noch für die Trinkwasserversorgung genutzt, wobei auch die alte Fassung noch weiter betrieben wird. Im Quellbereich Urft wurden wegen des steigenden Wasserbedarfs der Gemeinde Mechernich in den Jahren 1964/65 Tiefbrunnen bis zu einer Tiefe von 150 m niedergebracht, so daß die dortigen Quellen für die Trinkwasserversorgung nicht mehr genutzt werden. Die übrigen römischen Quellbereiche, wie der Klausbrunnen bei Kallmuth, die „Sieben Sprünge“ und der „Grüne Pütz“ östlich von Urft, werden heute nicht mehr für die öffentliche Trinkwasserversorgung genutzt.

In den Schleidener, Heimbacher sowie Klerfer Schichten sind echte Quellen nicht vorhanden. Meist findet ein flächenhafter Wasseraustritt statt, der sich dann über eine größere Fläche zu einem Bach zusammenfindet. An der Ausstrichfläche des Mittleren Buntsandsteins kommt es ebenfalls zu flächenhaften Wasseraustritten. Am Rand des Urfttals fließt ein Teil der im Buntsandstein versickernden Wässer, die auf den darunterliegenden vertonten unterdevonischen Schichten gestaut werden, aus.

In einigen Bereichen des Blattgebietes, in denen der Bergbau umging, werden die Gesteine noch zusätzlich durch einige Stollen entwässert. Der Beust-Stollen entwässert einen Teil der Kalk- und Dolomitsteine des Devons in die Urft. Ebenfalls in die Urft entwässern der Kaller Stollen, der Concordia- und der Hack-Stollen, die Gesteine des Buntsandsteins durchfahren. Als weitere größere Stollen, die den Buntsandstein des Blattgebiets entwässern, sind der Schevener und der Burgfeyer Stollen zu nennen. Der Schevener Stollen entwässert zum Bleibach, der Burgfeyer Stollen, dessen Mundloch östlich Mechernich liegt (TK 25: 5406 Münstereifel), zum Veybach. Der Burgfeyer Stollen reicht bis in die Kalk- und Dolomitsteine des Devons und entwässert somit auch einen Teil der Sötenicher Mulde (Bereich um Kallmuth). Der Abfluß aus dem Burgfeyer Stollen beträgt nach Angaben des

Staatlichen Amtes für Wasser- und Abfallwirtschaft Aachen etwa 250 – 300 l/s. Westlich von Eiserfey laufen aus einem Stollen, in dem in Kalksand- und Mergelsteinen der unteren Eifel-Stufe auf Eisenerz geschürft wurde, 0,25 – 1,8 l/s Grundwasser aus (HENNICKE 1972).

Die Grundwasserfließrichtung im Bereich des Blattgebietes ist überwiegend von Südwesten nach Nordosten gerichtet. Im Bereich des Einzugsgebietes der Stollen und Wassergewinnungsanlagen ist je nach Grundwasserstand mit einer unterschiedlichen Grundwasserfließrichtung zu rechnen.

Im Blattgebiet ist nur an einer Stelle eine echte Bachschwinde zu beobachten. Im Südosten, bei Zingsheim, versinkt ein aus den Klerfer Schichten kommendes Gewässer beim Eintritt in die Kalkmulde auf einer Störungszone. Im Bereich des Buntsandsteins kann es bei geringer Wasserführung zu einer Versickerung im Bachuntergrund und zu einem Wiederauftauchen nach kurzer Strecke kommen. Beispiele hierfür sind die Bäche, die aus dem Unterdevon-Gebiet südlich des Wackerberges Richtung Urfttal fließen so wie der obere Bergerbach.

7.3. Grundwasserhaushalt

Für den Grundwasserhaushalt und somit für die Beurteilung der Grundwassergewinnungsmöglichkeiten ist die durchschnittliche jährliche Grundwasserneubildung von entscheidender Bedeutung. Die Grundwasserneubildung ist abhängig von:

- klimatischen Faktoren
- geologisch-bodenkundlichen Faktoren
- geographischen Faktoren

Zu den klimatischen Faktoren gehören vor allem Niederschlag, Sonneneinstrahlung, Wind, Luft- und Bodentemperaturen. Die geologisch-bodenkundlichen Faktoren werden bestimmt durch die Ausbildung des Bodenprofils, die Durchlässigkeit des Bodens und der Gesteine des Untergrunds, den Flurabstand des Grundwassers und die Grundwasserspiegelschwankungen. Die geographischen Faktoren sind Morphologie, Verteilung von Wald-, Acker- und Grünlandflächen und die Besiedlung.

Die Wasserbilanzgleichung gibt die Beziehung zwischen Niederschlag, Oberflächen- und Grundwasserabfluß sowie die Verdunstung an. Sie zeigt den Wasserkreislauf der Natur, wobei in ihr die einzelnen Wasserhaushaltsgrößen gegenübergestellt werden. Die Gleichung des Wasserhaushalts lautet:

$$N = A_o + A_u + V + (R - B)$$

Darin bedeuten:

- | | |
|----------------|--|
| N | Niederschlag (Regen, Schnee, Hagel, Nebel, Tau) |
| A _o | Oberirdischer Abfluß (in Bächen und Flüssen) |
| A _u | Unterirdischer Abfluß (Grundwasser) |
| V | Verdunstung (Evaporation und Evapotranspiration) |
| R | Rücklage (gespeichertes Wasser im Boden) |
| B | Aufbrauch der Rücklagen |

Rücklage und Aufbrauch können bei langjähriger Beobachtung vernachlässigt werden, da hier mit der Zeit ein Ausgleich stattfindet. Der Niederschlag und der oberirdische Abfluß sind relativ leicht zu messen. Schwierigkeiten bereitet dagegen die Messung der Verdun-

stung. Da sehr viele Faktoren bei diesen Messungen zu berücksichtigen sind, ist eine genaue Erfassung der Verdunstung meist nicht möglich. Im allgemeinen werden daher Mittelwerte nach meteorologischen und hydrologischen Daten errechnet. Nach SCHNELL (1955) beträgt die Höhe der mittleren jährlichen Verdunstung im Südwesten des Blattgebietes 425 mm und im Nordosten 475 mm. Die mittlere jährliche Abflußspende ($A_o + A_u$) erreicht im Nordosten des Blattgebietes $6 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$ und im Südwesten $11 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$. Meteorologische Daten für das Blattgebiet liegen von den Stationen Kall und Zingsheim vor. In Tabelle 6 sind die Niederschlagssummen der Station Kall für den Beobachtungszeitraum 1961 – 1980, eines trockenen und eines nassen Wasserwirtschaftsjahres angegeben. Im langjährigen Mittel sind die Monate Juli, November und Dezember sehr niederschlagsreich. In den Monaten November und Dezember ist die Verdunstung sehr gering, so daß ein relativ großer Anteil der Niederschläge der Grundwasserneubildung zugute kommt. Im trockenen Wasserwirtschaftsjahr 1958/59 lagen die Niederschläge des Monats Januar über dem Durchschnitt. Die meisten Monate dieses Jahres weisen ein erhebliches Defizit auf, wobei im Februar nur 4 mm und im September 6 mm an Niederschlag fielen. Im regenreichen Wasserwirtschaftsjahr 1965/66 weisen die Monate Dezember, März, Juni, Juli und Oktober weit überdurchschnittliche Regenmengen auf. Die niedrigsten Niederschläge fielen in diesem Jahr im September. Sowohl im trockenen als auch im regenreichen Wasserwirtschaftsjahr fiel ein Teil der höchsten Niederschläge im Winterhalbjahr, in der Zeit, in der die Verdunstung relativ niedrig ist. Somit kommt ein großer Teil dieser Niederschläge der Grundwasserneubildung zugute.

Tabelle 6
Monatliche Niederschlagssummen der Station Kall

Monat	Mittel des Beobachtungszeitraumes 1961 – 1980 (mm)	Wasserwirtschaftsjahr (1. November bis 31. Oktober)	
		1958/59 (mm)	1965/66 (mm)
November	73	48	93
Dezember	71	60	186
Januar	54	80	47
Februar	50	4	75
März	55	43	111
April	50	52	83
Mai	61	18	66
Juni	57	33	114
Juli	73	35	138
August	67	60	51
September	44	6	22
Oktober	44	41	96
Jahr	699	480	1082

Tabelle 7
Mittelwert der Jahresniederschläge 1968 – 1981

Niederschlagsstation	Niederschlag (mm)
Mechernich	601
Zingsheim	735
Hergarten	690
Roggendorf	630
Kall	683
Glehn	671
Gemünd/Malsbenden	752
Sistig	808

In Tabelle 7 sind die Mittelwerte der Jahresniederschläge 1968 – 1981 von Niederschlagsstationen, die teilweise außerhalb des Blattbereiches liegen, angegeben. In der Station Mechernich, die im Nordosten des Blattgebietes liegt, wurden in diesem Zeitraum 601 mm/a an Niederschlägen gemessen. In der Station Sistig, die im Südwesten außerhalb des Blattgebietes liegt, wurden im gleichen Zeitraum 808 mm/a an Niederschlägen gemessen. Daraus ist zu ersehen, daß entsprechend der Geländehöhe die Jahresniederschlagssumme von 600 mm im Nordosten auf ca. 800 mm im Südwesten ansteigt.

Die Niederschlagshöhe auf den Kalk- und Dolomitsteinen des Blattgebietes beträgt im Südwestteil 780 mm und im Nordostteil 680 mm. Für den gleichen Bereich beträgt die Verdunstung nach SCHNELL (1955) im Südwesten 425 mm und Nordosten 450 mm. Nach TURC (zitiert in GRAY 1970) ergibt sich unter Zugrundelegung der gleichen Niederschlagswerte und einer mittleren Jahrestemperatur von 8°C für den Südwestteil des Kalk- und Dolomitsteingebietes eine Verdunstung von 425 mm und für seinen Nordostteil eine Verdunstung von 443 mm. Bezugnehmend auf die Verdunstungswerte von SCHNELL ergibt sich ein Gesamtabfluß $A_u + A_o = N - V$ im Südwesten von 355 mm und im Nordosten von 230 mm. Geht man davon aus, daß der Oberflächenabfluß in den Kalk- und Dolomitsteinen ca. 5 % der Jahresniederschläge beträgt, so würde die Grundwasserneubildung für den Verbreitungsbereich dieser Gesteine zwischen 29 – 40 % der Niederschläge betragen. Dies entspricht einer Grundwasserspende von 6,2 – 10,1 l/s · km². Nach SPANGENBERG (1973) versickern in den verkarsteten Kalk- und Dolomitsteinen im Raum Aachen 43 % der Niederschläge. Im Buntsandstein des Saarlandes beträgt die Grundwasserneubildung nach EINSELE et al. (1969) je nach Ermittlungsmethode zwischen 28 und 47 % der Niederschläge. Für den Mittleren Buntsandstein des Mechernicher Raumes ist mit einer Grundwasserneubildung in gleicher Höhe zu rechnen. Im Oberen Buntsandstein ist eine Versickerungsrate der Niederschläge von 20 % als realistisch anzusehen. Für die anderen Gesteine im Blattgebiet muß teilweise mit einer geringeren Versickerungsrate der Niederschläge gerechnet werden.

7.4. Chemische Beschaffenheit des Grundwassers

Die Beschaffenheit des Grundwassers ist für die Trinkwasserversorgung von größter Bedeutung. Bestimmt wird der hydrochemische Charakter eines Grundwassers von der Art und Menge der in ihm gelösten Stoffe. Diese sind wiederum abhängig von der petrographi-

Tabelle 8
Grundwasseranalysen

Nr. ¹⁾	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Entnahmestelle	Bergbuir	Bergbuir	F.Wolfgarten	Schützen-dorf	Mecher-nich	Mecher-nich	Schützen-dorf	Gemünd	Strempt
entnommen aus	Quelle	Quelle	Quelle	Quelle	Brunnen	Brunnen	Brunnen	Quelle	Quelle
Lage R H	41 550 06 840	39 230 06 500	35 840 06 510	43 180 06 640	46 435 06 550	45 970 06 450	42 435 06 125	36 280 05 680	43 090 05 180
Tiefe (m)									
Geologie ²⁾	so	sm	demH+S	so	demK	so	so	demH+S	sm
Entnahmedatum	8.7.82	20.4.82	7.7.82	11.5.82	18.8.82	24.8.82	18.8.82	27.7.82	11.5.82
Temperatur (°C)	10,0	7,9	—	12,9	14,9	13,4	15,6	12,5	12,1
Leitfähigkeit (µ S/cm)	539	267	—	801	1 358	1 095	1 114	110	570
pH	7,6	5,5	6,8	8,2	7,7	7,9	7,3	7,6	7,9
Σ Erdalkalien (mmol/m³)	3 286	1 541	1 089	4 007	4 848	5 854	5 683	468	2 023
Gesamthärte (°d)	15,6	8,6	6,1	24,6	27,2	32,8	31,8	2,6	12,6
Härtebereich n. Waschmittelges.	3	2	1	4	4	4	4	1	2
Säurekap. bis pH 4,3 (mmol/m³)	3 120	90	606	4 570	6 900	6 500	5 210	870	3 740
Carbonathärte (°d)	8,7	0,3	1,7	12,8	19,3	18,2	14,6	2,4	10,5
Na ⁺ (mmol/m³) (mg/l)	501 12	261 6	1 306 30	392 9	3 943 91	2 048 47	946 22	96 2	1 106 25
K ⁺ (mmol/m³) (mg/l)	102 4	41 2	77 3	23 1	2 505 98	93 4	597 23	61 2	169 7
Mg ²⁺ (mmol/m³) (mg/l)	1 447 35	840 20	41 1	2 747 67	2 023 49	2 376 58	2 090 51	263 6	1 275 31
Ca ²⁺ (mmol/m³) (mg/l)	1 839 74	701 28	1 048 42	1 260 51	2 824 113	3 478 139	3 593 144	205 8	749 30
Mn, gesamt (mmol/m³) (mg/l)	0,036 0,002	2,439 0,134	7,645 0,42	1,656 0,091	0,146 0,008	1,893 0,104	0,164 0,009	11,649 0,640	13,706 0,753
Fe, gesamt (mmol/m³) (mg/l)	0,269 0,015	0,949 0,053	8,236 0,46	7,574 0,423	0,125 0,007	1,522 0,085	0,036 0,002	16,419 0,917	9,400 0,525
Cl ⁻ (mmol/m³) (mg/l)	1 250 44	840 30	2 002 71	1 050 37	4 479 159	2 340 83	1 660 59	200 7	450 16
NO ₃ ⁻ (mmol/m³) (mg/l)	798 50	1 258 78	419 26	1 303 81	1 091 68	1 551 96	2 764 171	31 2	150 9
HCO ₃ ⁻ (mmol/m³) (mg/l)	3 120 190	90 6	606 37	4 570 279	6 900 421	6 500 394	5 210 318	870 53	3 740 228
SO ₄ ²⁻ (mmol/m³) (mg/l)	370 36	505 49	187 18	890 86	1 449 139	1 142 110	1 343 129	119 12	689 66
gelöste feste Bestandteile (mg/l)	445	219,2	228,9	611,5	1 138	931,2	917	93,6	413,3

¹⁾ ausführendes Inst.: Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf. (3, 11, 16, 21, 22, 24, 26 – 31), nach HURDALEK (1982) (1, 2, 4 – 10, 12 – 15, 17 – 20, 23, 25)

²⁾ Erl. der Symbole s. geologische Karte

Tabelle 8 (Fortsetzung)

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
Wiels- pütz	Mauel	Voißel	Unterur- holz	Kalen- berg	Mauel	Anstois	Wallen- taler Höhe	Scheven	Anstois	Dottel	Weyer	Wintzen
Quelle	Quell- fassung	Brunnen	Quell- fassung	Brunnen	Quelle	Quelle	Brunnen	Quell- fassung	Quelle	Quell- fassung	Quelle	Quelle
40 145 05 070	36 880 04 820	39 815 04 020	44 370 03 785	42 570 03 635	37 250 04 260	36 430 02 510	40 505 02 395	41 540 01 975	37 190 01 700	42 370 01 730	46 340 00 530	36 340 99 640
sm	sm	sm	demH+S	so/sm	demH+S	demH+S	so	so	demH+S	sm	de-v	demH+S
8.7.82	7.7.82	18.8.82	18.8.82	18.8.82	27.7.82	7.7.82	18.8.82	8.7.82	3.5.82	20.4.82	8.7.82	7.7.82
13,8 508 6,0	— — 6,8	10,8 601 7,2	12,9 300 6,8	12,7 642 7,6	12,1 125 7,7	— — 6,8	13,7 761 7,7	12,7 654 8,4	6,7 154 6,3	7,6 316 6,1	— — 7,6	— — 7,1
1 854 10,4 2 310 0,9	241 1,4 1 393 1,1	1 839 10,3 2 980 2,7	1 535 8,9 2 950 2,7	2 704 15,2 3 2 340 6,6	550 3,1 1 610 1,7	687 3,9 1 803 2,3	4 096 23,0 4 5 550 15,6	4 606 25,8 4 4 300 12,0	514 2,9 1 148 0,4	950 5,3 1 370 1,0	2 831 15,8 3 5 392 15,1	1 539 8,6 2 1 295 3,6
1 197 28 872 34 748 18 1 105 44 1,147 0,063 0,501 0,028 2 442 87 983 61 310 19 382 37	435 10 <25 <1 41 1 200 8 3,276 0,18 2,865 0,16 395 14 226 14 393 24 31 3	1 217 28 1 657 65 588 14 1 271 51 0,073 0,004 1,737 0,097 1 660 59 1 841 114 980 60 644 62	335 8 87 3 581 14 954 38 0,127 0,007 0,555 0,031 680 24 764 47 950 58 285 27	1 061 24 319 13 1 249 30 1 456 58 0,073 0,004 0,573 0,032 1 950 69 1 335 83 2 340 143 544 52	218 5 82 3 251 6 299 12 0,218 0,012 2,471 0,138 250 9 162 10 610 37 164 16	261 6 <25 <1 288 7 399 16 <0,036 <0,002 <0,036 <0,002 395 14 290 18 803 49 104 10	769 18 160 6 1 863 45 2 233 90 0,400 0,022 1,415 0,079 1 060 38 819 51 5 550 339 878 84	684 16 133 5 1 809 44 2 797 112 0,200 0,011 2,005 0,112 1 250 44 610 38 4 300 262 793 76	261 6 49 2 165 4 349 14 6,844 0,376 2,954 0,165 280 10 108 7 148 9 489 47	392 9 194 8 391 10 559 22 <0,018 <0,001 <0,018 <0,001 680 24 1 245 77 370 23 520 50	653 15 26 1 1 316 32 1 497 60 <0,036 <0,002 <0,036 <0,002 395 14 468 29 5 392 329 219 21	348 8 51 2 740 18 798 32 0,895 0,05 <0,036 <0,002 310 11 226 14 1 295 79 697 67
328,1	74,3	453,1	220	472	98,2	120	671,1	597,2	99,5	223	501	231,1

— nicht nachweisbar

Tabelle 8 (Fortsetzung)

Nr. ¹⁾	23	24	25	26	27	28	29	30	31
Entnahme- stelle	Golbach	Broich	Sötenich	Zings- heim	Römer- quelle	Frohn- rath	Steinfeld	Frohn- rath	Gut Hirsch- berg
entnommen aus	Quelle	Brunnen	Quell- fassung	Quelle	Quell- fassung	Quelle	Quell- fassung	Quell- fassung	Brunnen
Lage R	37 170	35 710	37 960	46 980	43 150	36 240	36 850	37 070	46 090
Lage H	98 750	98 540	98 120	97 740	97 580	97 280	97 040	96 520	96 330
Tiefe (m)									
Geologie ²⁾	sm/ro?	demH+S	demK	demK	de-v	demK	demK	deJ	demK
Entnahmedatum	27.7.82	7.7.82	3.5.82	8.7.82	8.7.82	7.7.82	7.7.82	7.7.82	8.7.82
Temperatur (°C)	10,0	—	7,4	—	—	—	—	—	—
Leitfähigkeit (µS/cm)	440	—	182	—	—	—	—	—	—
pH	7,5	7,5	6,3	7,4	7,7	7,2	7,4	7,4	7,3
Σ Erdalkalien (mmol/m ³)	3 299	1 565	731	1 908	2 880	910	3 075	2 411	1 800
Gesamthärte (°d)	18,5	8,8	4,1	10,7	16,2	5,1	17,2	13,5	10,1
Härtebereich n. Waschmittelges.	3	2	1	2	3	1	3	2	2
Säurekap. bis pH 4,3 (mmol/m ³)	3 850	2 294	490	2 999	4 998	1 606	5 195	3 999	3 196
Carbonathärte (°d)	10,8	6,4	1,4	8,4	14,0	4,5	14,6	11,2	9,0
Na ⁺ (mmol/m ³) (mg/l)	287 7	871 20	148 3	697 16	174 4	348 8	348 8	348 8	1 219 28
K ⁺ (mmol/m ³) (mg/l)	44 8	256 10	49 2	205 8	26 1	51 2	26 1	26 1	128 5
Mg ²⁺ (mmol/m ³) (mg/l)	814 20	617 15	222 5	411 10	1 234 30	411 10	206 5	41 1	452 11
Ca ²⁺ (mmol/m ³) (mg/l)	2 485 100	948 38	509 20	1 497 60	1 647 66	499 20	2 869 115	2 370 95	1 347 54
Mn, gesamt (mmol/m ³) (mg/l)	0,855 0,047	8,202 1,0	<0,018 <0,001	<0,036 <0,002	<0,036 <0,002	8,009 0,44	0,910 0,05	<0,036 <0,002	<0,036 <0,002
Fe, gesamt (mmol/m ³) (mg/l)	3,599 0,201	<0,036 <0,002	<0,018 <0,001	<0,036 <0,002	<0,036 <0,002	<0,036 <0,002	<0,036 <0,002	<0,036 <0,002	<0,036 <0,002
Cl ⁻ (mmol/m ³) (mg/l)	780 28	790 28	450 16	395 14	310 11	395 14	395 14	395 14	987 35
NO ₃ ⁻ (mmol/m ³) (mg/l)	329 20	364 35	492 31	452 28	790 49	194 12	597 37	242 15	323 20
HCO ₃ ⁻ (mmol/m ³) (mg/l)	3 850 235	2 294 140	490 30	2 999 183	4 998 305	1 606 98	5 195 317	3 999 244	3 195 195
SO ₄ ²⁻ (mmol/m ³) (mg/l)	299 29	416 40	245 24	625 60	42 4	146 14	302 29	429 41	489 47
gelöste feste Bestandteile (mg/l)	447,3	327	131	379	470	178	526,1	419	395

schen Ausbildung der Schichten, in denen sich das Grundwasser bewegt. Auch weitere Faktoren, wie Ausbildung der Deckschichten, Bodennutzung, Düngung und Abwasserversickerung sowie die Verweildauer des Grundwassers im Gestein, der Einfluß von Uferfiltraten und aufsteigenden Tiefengrundwässern bestimmen die chemische und hygienische Qualität des Grundwassers nicht unwesentlich. Durch verschiedene chemische, physikalische und biologische Vorgänge, wie zum Beispiel Sulfatreduktion, Hydrolyse, Verdunstung, Ionenaustausch an Tonmineralen und Mischung mit Wässern aus anderen Herkunftsbereichen, wird die chemische Zusammensetzung der im Wasser gelösten Stoffe fortlaufend verändert.

Die Gefahr einer hygienischen Verunreinigung in einem Porengrundwasserleiter ist relativ gering, da er, bedingt durch die niedrige Grundwasserfließgeschwindigkeit und die damit verbundene relativ große Verweildauer des Wassers im Gestein, ein recht gutes Reinigungsvermögen besitzt. In Kluftwasserleitern dagegen ist die Gefahr einer Verunreinigung des Grundwassers eher gegeben. Offene Klüfte ermöglichen eine große Grundwasserfließgeschwindigkeit und besitzen nur ein geringes, zum Teil auch gar kein Reinigungsvermögen. Bedingt dadurch kann es in Kluftwasserleitern sehr schnell zu chemischen und hygienischen Verunreinigungen des Grundwassers kommen, insbesondere bei Karstwässern (vgl. BOLSENKÖTTER & HILDEN 1971). Um eine hydrochemische Beurteilung des Grundwassers im Blattgebiet vornehmen zu können, wurden Wasserproben entnommen, die im geochemischen Laboratorium des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen untersucht wurden. Weitere chemische Analysen des Grundwassers wurden aus einer Diplomarbeit (HURDALEK 1982) hierfür verwendet. Die Ergebnisse dieser Analysen sind in Tabelle 8 aufgeführt.

Die Grundwässer aus den Gesteinen der Sötenicher Kalkmulde enthalten zwischen 379 und 501 mg/l an gelösten Stoffen. Bei den Anionen ist hier ein relativ hoher Gehalt an HCO_3 zu verzeichnen. Zum Teil tritt auch ein erhöhter Gehalt an Mg auf. Die Wässer aus dem Mittleren Buntsandstein weisen eine geringere Mineralisation bis zu 453 mg/l auf, wogegen die Wässer aus dem Oberen Buntsandstein eine Mineralisation bis zu 931 mg/l zeigen. Der Eisen- und Mangangehalt ist in den Wässern aus dem Buntsandstein relativ hoch.

7.5. Wasserversorgung und Wasserreserven

Die Grundwassergewinnung im Blattgebiet erfolgt über sieben Wassergewinnungsanlagen. Zum Teil werden durch diese Wasserwerke auch Ortschaften, die außerhalb des Blattgebietes liegen, versorgt.

Die Grundwasserentnahme erfolgt sowohl aus den Kalk- und Dolomitsteinen des Devons als auch aus dem Mittleren und Oberen Buntsandstein (Tab. 9).

Die zur Zeit erteilten Wasserrechte für die Entnahme von Grundwasser aller Wassergewinnungsanlagen im Blattgebiet betragen zusammen 2,851 Mio. m^3/a .

Über die Grundwasserneubildung im Blattgebiet liegen keine Daten vor. Die ungenutzten Quellaustritte im Urfttal und die ungenutzten Grundwassermengen aus den Stollen zeigen jedoch, daß über die bereits geförderten Grundwassermengen hinaus noch relativ hohe Grundwasserreserven in den Gesteinen des Blattgebietes vorhanden sind.

Tabelle 9
Wassergewinnungsanlagen

Name	Lage	Grundwasser- leiter	Art der Fassung	Betreiber	erteiltes Wasserrecht in 1 000 m ³
Mechernich-Glehn, Quellen am Eselsbach	ca. 800 m östlich Bergbuir	Oberer Bunt- sandstein	Quellfassung	Verbandswasserwerk GmbH Euskirchen	201
Mechernich-Glehn, WGA Glehn 1	ca. 600 m nord- östlich Bleibuir	Mittlerer Buntsandstein	2 Brunnen	Verbandswasserwerk GmbH Euskirchen	750
Mechernich-Bleibuir	Bleibuir	Oberer Bunt- sandstein	Quellfassung	Stadtwerke Mechernich	32
Quelle Seebrecht	ca. 800 m nördlich Gemünd-Mauel	Mittlerer Buntsandstein	Quellfassung	WBV Olefthal	–
Kall-Anstois	ca. 700 m westlich Anstois	Mittlerer Buntsandstein	Quellfassung	WBV Olefthal	–
Kall, Brunnen	ca. 300 m nord- westlich Kall	Mittlerer Buntsandstein	2 Brunnen	WBV Olefthal	162
Mechernich-Weyer, Quellen und Brunnen bei Urfeý	ca. 600 m süd- westlich Urfeý	Devon	3 Quellfassungen 4 Brunnen	Stadtwerke Mechernich	1 520
Mechernich-Weyer, Quellen Hauser Benden	ca. 600 m östlich Weyer	Devon	3 Quellfassungen	WBV Hermesberg	186

7.6. Schutz des Grundwassers

Bei der Festlegung von Standorten für Wassergewinnungsanlagen ist außer hydrogeologischen Aspekten wie Klüftigkeit und Ausbildung der Gesteine, Höffigkeit und Mächtigkeit des Grundwasserleiters, auch der Schutz des zu fördernden Grundwassers zu berücksichtigen. Gefahrenherde für das Grundwasser sind unter anderem Mülldeponien, Tankstellen, Betriebe, die auslaugbare Stoffe herstellen oder verarbeiten, Lagerstellen von Düngemitteln (Nitrat), bewohnte Gebiete und Industrien. Für Wassergewinnungsanlagen der öffentlichen Versorgung werden daher Trinkwasserschutzgebiete nach der Verwaltungsvorschrift über die Festsetzung von Wasserschutzgebieten und Quellenschutzgebieten (DVGW, Arbeitsblatt W 101, 1975) ausgewiesen. In dieser Verwaltungsvorschrift werden Gefahrenherde für das Grundwasser sowie Handlungen, die in den einzelnen Schutzzonen genehmigungspflichtig oder verboten sind, aufgeführt. Bei der Ausweisung dieser Wasserschutzzonen ist das Geologische Landesamt aufgrund einer Verwaltungsvorschrift beteiligt.

8. Ingenieurgeologie (M. REINHARDT)

Die im folgenden gegebenen Hinweise auf das Verhalten des Untergrundes als Baugrund beruhen auf Beobachtungen an Einzelobjekten und geotechnischen Untersuchungen von Proben aus einzelnen Aufschlüssen. Mit herangezogen sind auch Erfahrungen aus anderen Gebieten mit ähnlichem Untergrundaufbau. Kartenmaßstab und geringe Aufschlußdichte erfordern Verallgemeinerungen, deshalb können die gemachten Angaben nur als Anhalt dienen und spezielle Beurteilungen des Baugrundes für konkrete Vorhaben nicht ersetzen.

Für eine geotechnische Übersicht bietet sich im Blattgebiet eine regionale Einteilung entsprechend den vorherrschenden geologischen Einheiten an (vgl. Kap. 4.):

- Unterdevon-Gebiete
- Sötenicher Mulde
- Mechernicher Trias-Senke

Die Felsgesteine dieser Einheiten sind weitgehend von quartärzeitlichen Lockergesteinen überlagert. Diese Lockergesteine weisen je nach Ursprungsgesteinen und Ablagerungsbedingungen sehr unterschiedliche Zusammensetzungen und Eigenschaften auf. Sie werden zusammen mit den im Kartenbild deutlich kenntlichen, ausgedehnten Auffüllungen (Hal-den) und dem Travertin des Kartsteins gesondert behandelt.

8.1. Unterdevon-Gebiete

Die Gesteine des Unterdevons setzen sich hauptsächlich aus einer Wechselfolge von Ton-, Schluff- und Sandsteinen zusammen. In den jüngeren Schichten des Unterdevons finden sich aber auch geschlossene Bankfolgen von quarzitischen Sandsteinen (Ems-Quarzit) und lagenweise höherer Kalkgehalt (Heisdorfer Schichten).

Die geotechnischen Eigenschaften der unterdevonischen Gesteine werden in erster Linie von der Stellung und der Ausbildung der Trennflächen (Schichtflächen, Kluftflächen, Störungen) im Gebirge und daneben auch von der Gesteinszusammensetzung, der Verwitterungsanfälligkeit und dem Verwitterungsgrad bestimmt. Aus der Wertigkeit und dem Zusammenwirken dieser Faktoren können im Einzelfall unter entsprechender Berücksichtigung der Beanspruchungen aus Bauwerken Beurteilungsmaßstäbe, zum Beispiel Gebirgsklassifizierungen und Verformungsprognosen, erstellt werden.

Schichtflächen sind insbesondere an den Grenzen zwischen tonig-schluffigen und stark sandigen Gesteinen und innerhalb von Sandsteinfolgen ausgeprägt. Die heute gebirgsmechanisch oft bedeutsame Wirksamkeit derartiger Schichtflächen ist durch die intensive Spezialfaltung der Schichten im Unterdevon-Gebiet und der damit verbundenen Ausglättung der Flächen (Harnische) verstärkt worden. Diese Spezialfaltung hat auch ein Schichtenstreichen in - von örtlichen Abweichungen abgesehen - Südwest - Nordost-Richtung hervorgerufen.

Deutliche und weiter aushaltende Kluftflächen mit nennenswerten Fugenöffnungen im Millimeter- bis Zentimeterbereich finden sich hauptsächlich in mehrere Meter dicken Sandsteinbankfolgen (z. B. Ems-Quarzit). In den tonig-schluffigen Gesteinen ist die Anzahl

von Klüften meist nicht geringer als in den Sandsteinen, die Deutlichkeit der Ausprägung jedoch schwächer.

Schieferflächen sind im Blattgebiet nur lokal deutlich ausgeprägt. Lediglich im Gebiet zwischen Gemünd und Nierfeld dürften sie von einiger geotechnischer Bedeutung sein.

Störungen mit größerem Schichtenversatz sind in der Karte dargestellt. Außer diesen muß aber örtlich mit weiteren, nicht eingezeichneten tektonischen Störungen gerechnet werden, die infolge der durch sie verursachten Gebirgsauflockerungen erhebliche geotechnische Bedeutung haben können.

Von der Verwitterung beeinflusst sind insbesondere die stärker kalkigen Gesteine (Heisdorfer Schichten). Durch Lösung des Kalks kann das Gestein weitgehend zersetzt, in den Lagen mit Anreicherungen von kalkschaligen Fossilresten auch löcherig bis kavernös sein. Derartige Zonen können etwa 5 – 8 m tief reichen, in tektonisch stärker beanspruchten Bereichen wegen der dadurch hervorgerufenen stärkeren Wasserdurchlässigkeit auch noch in Tiefen unter 10 m auftreten. Gesteinsveränderungen in Form von Auflockerungen und teilweisen Entfestigungen reichen in Gebieten mit Tonstein-Schluffsteinuntergrund etwa 5 m und solchen mit überwiegendem Sandsteinanteil etwa 3 m tief. Unter dieser oberflächennahen flächenhaften Verwitterung der Gesteine ist generell eine tieferreichende Trennfugenverwitterung des Gebirges mit Verfärbung, Entfestigung und in kalkigen Gesteinen auch Anlösung an Trennflächensäumen festzustellen. Diese Trennfugenverwitterung reicht etwa 20 – 60 m tief.

Für die Gebirgsfestigkeit können wegen der vielfältigen und in ihrer örtlichen Bedeutung sehr unterschiedlichen Einflußfaktoren nur überschlägige Anhaltswerte mitgeteilt werden. Die Elastizitätsmoduln liegen:

– in der oberflächennahen Verwitterungszone

Ton- und Schluffsteine, kalkige Gesteine	zwischen 100 und 500 MN/m ²
---	--

Sandsteine	zwischen 200 und 800 MN/m ²
------------	--

– in der Zone mit Trennfugenverwitterung

Ton- und Schluffsteine, kalkige Gesteine	zwischen 1 000 und 3 000 MN/m ²
---	--

Sandsteine	zwischen 2 000 und 5 000 MN/m ²
------------	--

Monolithische Gesteinsproben können um bis zu einer Zehnerpotenz höhere Werte besitzen; diese haben aber für die Abschätzung des Gebirgsverhaltens und möglicher Verformungen nur untergeordnete Bedeutung. Wichtig können solche Werte aber für die Beurteilung der Einsatzmöglichkeit gesteinslösender Geräte sein.

Die Standsicherheit von Felsböschungen wird von der Ausrichtung des Trennflächengefüges zu den Böschungflächen bestimmt. Hierbei sind besonders ausgeprägte und weit aushaltende Trennflächen zu beachten. Dies sind hier vor allem die Schichtflächen zwischen Sandsteinen und tonig-schluffigen Gesteinen. Deshalb sind die parallel zum Schichtenstreichen angelegten – in Südwest – Nordost-Richtung verlaufenden – Böschungen mit Unterschneiden der Schichtflächen oft als ungünstig anzusehen. Allerdings bilden nicht nur Schichtflächen potentielle Bewegungsbahnen für Rutschungen. Ebenfalls ungün-

stig können sich unterschrittene Störungs- und Großklüfftflächen auswirken. Böschungsausbrüche oder Steinschlag können auch durch Verschneidung verschiedenartiger Trennflächensysteme hervorgerufen werden. Besonderes Augenmerk ist auf Bereiche mit enger Spezialfaltung der Gesteinsschichten zu richten. In diesen können Stellung und Ausbildung der Trennflächen auf kurzer Erstreckung einem erheblichen Wechsel unterworfen sein. Notwendigkeit, Umfang und lokale Anordnung von Böschungssicherungen müssen sich auf Erfassung und Auswertung des vorhandenen Trennflächengefüges gründen.

Für Untertagebauten sind die tiefreichende Trennfugenverwitterung und das mögliche Vorhandensein von tektonischen Störungen zu beachten. In den Heisdorfer Schichten können infolge aushaltender angelöster Trennfugen Wasser- und Schlammaustritte erfolgen. Der Ems-Quarzit kann in Oberflächennähe wegen seiner starken Zerklüftung zu blockigen Nachbrüchen führen.

Die für die Anlage von Stauanlagen bedeutsame Wasserdurchlässigkeit des Gebirges ist in den tonig-schluffigen Gesteinen vergleichsweise gering. Mit höheren Werten und damit der Gefahr von Unterläufigkeiten muß aber in den kalksteinhaltigen Heisdorfer Schichten und in klüftigen Sandsteinen (besonders Ems-Quarzit) gerechnet werden. Diese Unterläufigkeit kann durch Injektionen des Untergrundes auf ein hinnehmbares Maß reduziert werden. Für Stauanlagen mit geringer Stauhöhe – bis etwa 5 m – kann eine Lehmabdeckung im Stauraum ausreichend sein. Als Schüttmaterial für Dämme mit höheren Qualitätsanforderungen kommen nur Sandsteine und sandreiche Schluffsteine in Betracht. Wegen der geringen Ausdehnung derartiger Gesteinsschichten und der meist engen Wechselagerung mit unbrauchbaren Gesteinen sind hier größere Schüttmaterialmengen nicht zu gewinnen.

8.2. Sötenicher Mulde

Kennzeichnend und auch für die ingenieurgeologische Bewertung bestimmend ist der in allen Schichtengliedern dieser geologischen Einheit hohe Kalk- und Dolomitsteinanteil. Auch die in verschiedenen Schichten nur einen geringen Anteil einnehmenden Ton-, Schluff- und Sandsteine sind immer kalkführend. Kennzeichnend für die geotechnische Bewertung ist die zwar unterschiedliche, durchweg aber deutliche und oft auch tiefgründige Verwitterung der Gesteine. Besondere Bedeutung kommt der Verkarstung zu, die durch die lösende Wirkung von im Gebirge zirkulierendem Wasser verursacht ist. Diese Verkarstung kann aus angelösten Trennfugen, röhrenförmigen Auswaschungen, dezimeter- bis meterbreiten Spalten und schließlich sogar aus Höhlen mit Nachbrüchen bis zur Erdoberfläche (Dolinen, Erdfälle) bestehen. Entsprechend der Ausdehnung tektonisch angelegter Trennflächen und Auflockerungszonen, an denen die Verkarstung ansetzt, können die genannten Verkarstungselemente sich mehr als 100 m weit erstrecken. Derartige Verbindungen, die insbesondere als Wasserwege im Gebirge dienen, reichen bei Benutzung verschiedener Systeme auch noch erheblich weiter (vgl. Kap. 7.). Die genannten Verkarstungsformen sind zwar besonders häufig in Oberflächennähe – bis etwa 20 m tief – anzutreffen, sie können aber auch noch erheblich unter die Sohlen heutiger Vorfluter hinabreichen. Örtlich sind die durch Verkarstung entstandenen Hohlräume durch aus der Lockergesteinsdecke eingeschwemmtes Feinmaterial verfüllt. Die Felsoberfläche der Kalksteine – meist durch die in einem folgenden Abschnitt beschriebenen quartärzeitlichen Lockergesteine bedeckt – ist

durch unregelmäßige Vertiefungen und Auswaschungen gekennzeichnet. Die weitverbreiteten Dolomitsteine sind infolge Verwitterung örtlich oberflächennah zu Dolomitsand entfestigt.

Für alle Bauvorhaben mit nennenswerter Belastung oder Beanspruchung des Baugrunds ist im Bereich der Sötenicher Mulde eine sorgfältige Erkundung unter Berücksichtigung möglicher Verkarstungserscheinungen ratsam.

Für die Bewertung von Trennflächen und deren Auswirkung auf die Anlage von Böschungen gilt das im Kapitel 8.1. Gesagte entsprechend. Erschwernisse können durch offene oder mit Lockergesteinen erfüllte Karsthohlräume eintreten. Diese werden dann örtliche Verplombungen in Verbindung mit Verankerungen bedingen.

Wegen der durchweg vorhandenen erheblichen Wasserdurchlässigkeit des Gebirges ist der Untergrund im Bereich der Sötenicher Mulde für die Errichtung von Stauanlagen nicht geeignet.

Die Anlage von Untertagebauten wird ebenfalls durch die Verkarstung ungünstig beeinflusst. Das unregelmäßige und recht ungeordnete Auftreten der Verkarstungsformen erschwert eine vollständige Gebirgserkundung. In den Verkarstungsbereichen können Wasser- und Schlammteinbrüche, Nachbrüche der Firste und Sackungen der Sohle eintreten. In wenig oder nicht verwitterten Kalk- und Dolomitsteinen sind dagegen die Voraussetzungen für den Bau von Hohlräumen als günstig anzusehen. Bei entsprechendem Querschnitt dürften auch maschinelle Auffahrungen möglich sein.

Die Gebirgsfestigkeiten schwanken im Verwitterungs- und Verkarstungsbereich in weiten Grenzen, sie werden örtlich sogar denen von Lockergesteinen entsprechen. Eine auch nur überschlägige Angabe von Zahlenwerten ist hierfür nicht möglich. Bereiche mit wenig oder gar nicht angewitterten Kalk- und Dolomitsteinen können Elastizitätsmoduln von mehr als 2000 MN/m² zugeordnet werden.

Als Schüttmaterial für Dammbauten können wenig angewitterte Kalk- und Dolomitsteine in Frage kommen. Bei Gewinnung von größeren Mengen kann es notwendig werden, das in Karsthohlräumen vorhandene ungeeignete Feinmaterial auszuwaschen.

8.3. Mechernicher Trias-Senke

Die in Kapitel 3. beschriebenen Vorkommen von Gesteinen des Perms und Muschelkalks haben im Blattgebiet so geringe Verbreitung, daß sie bei der ingenieurgeologischen Betrachtung vernachlässigt werden.

Die Gesteine des Mittleren und Oberen Buntsandsteins setzen sich aus einer Wechselfolge von Konglomeraten und Sandsteinen mit zwischengeschalteten Tonsteinlagen zusammen. Kennzeichnend ist die unterschiedliche Verfestigung der Gesteine. Im Einflußbereich der Verwitterung besitzen die Gesteine oft Lockergesteinseigenschaften. Insbesondere die Sandsteinpartien sind massig ausgebildet, und weiter aushaltende und ausgeprägte Schichtflächen finden sich nur an petrographischen Grenzen. Die Kluftdichte ist in den Gesteinen des Buntsandsteins zwar erheblich geringer als in den paläozoischen Gesteinen, immerhin kommen aber in den Sandsteinbänken weit aushaltende und – insbesondere an den Talflanken – auch geöffnete Kluffugen vor. In der direkten Nachbarschaft von Störungsflächen sind die Gesteine intensiv geklüftet.

Infolge der unterschiedlichen Verfestigung der Gesteine schwanken die Gebirgsfestigkeiten in weiten Grenzen. Für die Gesteine des Buntsandsteins können angenommen werden:

- | | |
|---|---------------------------------|
| - für das von der Verwitterung veränderte Gebirge | 10 bis 200 MN/m ² |
| - für das unveränderte Gebirge | 200 bis 1 000 MN/m ² |

Die Standsicherheit von Böschungen im Buntsandstein wird hauptsächlich durch Verwitterungsgrad und Verwitterungsanfälligkeit der anstehenden Gesteine bestimmt. Die Bedeutung der Trennflächen – nahezu ebene bis nur schwach geneigte Schichtflächen und steilstehende Kluftflächen – tritt demgegenüber stark zurück. Besondere Beachtung verdienen aber die in der Karte eingetragenen bedeutenden tektonischen Störungen. Bei deutlicher Verwitterung der Gesteine können Böschungsabflachungen bis ca. 30° nötig sein, wobei Partien mit deutlichem Tonsteinanteil einer sofort dem Freilegen folgenden Versiegelung und die über solchen Bereichen liegenden Böschungsabschnitte einer sorgfältigen Drainage bedürfen. Falls feste Sandsteinbänke vorkommen, empfiehlt sich an Straßenböschungen eine ihnen angepasste Gestaltung der Böschungsfläche mit Absätzen und Stufen. In Zonen mit ausgeprägter Schrägschichtung der Sandsteine kann es bei Unterschneidungen zu Böschungsausbrüchen (Steinschlag) kommen.

Der Bau von Stauanlagen im Buntsandstein ist wegen der oft hohen Wasserdurchlässigkeit und Verwitterungsanfälligkeit (Veränderungsmöglichkeit bei Wasserzutritt) der Gesteine problematisch. Untergründinjektionen verursachen bei Anwendung von höherem Einpreßdruck leicht erhebliche Anhebungen der flach lagernden Schichten mit daraus resultierenden Bauwerksbeschädigungen. Für Stauanlagen mit geringer Stauhöhe empfiehlt sich deshalb eine Beckendichtung aus bindigem Material. Für größere Objekte sind eingehende Untersuchungen unerlässlich.

Untertagebauten im Buntsandstein erfordern wegen der geschilderten Lagerungs- und Verwitterungsverhältnisse eine Gebirgssicherung – bei größeren Querschnitten zum Beispiel durch Systemankerung – und vollständigen Spritzbetonauftrag.

Als Schüttmaterial sind die Gesteine durchweg nicht geeignet. Lokale Bedeutung können entfestigte Sandstein- und Konglomeratlagen haben.

8.4. Quartärzeitliche Lockergesteine und Sinterkalkstein

Auffallend im Kartenbild sind mehrere ausgedehnte Flächen mit Auffüllungen. Hierbei handelt es sich um Halden des ehemaligen Bergbaus im Raum Mechernich, Kelde- nisch und Bescheid sowie um Abraum von Kalksteinbrüchen. Die Zusammensetzung der Auffüllungen kann sehr unterschiedlich sein.

Ausgedehnte Flächen nehmen die bei der Erzaufbereitung angefallenen Flotationssande ein. Es sind dies Fein- bis Grobsande, die auch einen gewissen Schwermineralgehalt aufweisen können. Neben derartigen Sanden kommen in den Auffüllungen grobe Gesteinsstücke und manchmal auch organische Bestandteile vor. Meist wurden die Auffüllungen nicht speziell verdichtet. Die heterogene Zusammensetzung beeinflusst die Eignung dieser Gebiete als Baugrund erheblich. Festigkeitswerte hierfür können auch nicht ansatzweise angegeben werden. Eine Nutzung als Baugelände bedarf einer sorgfältigen Erkundung auch für den Einzelfall.

Weit verbreitet im gesamten Blattgebiet sind die, im Gegensatz zu den von Menschenhand geschaffenen Auffüllungen, natürlich entstandenen Lockergesteine. Ingenieurgeologisch bedeutsam sind davon vor allem die Ablagerungen in den Fluß- und Bachtälern, den Trockentälern in der Sötenicher Mulde, die ausgedehnten Ablagerungen von Hang- und Hochflächenlehm im südlichen Ortsbereich von Mechernich und bei Kall sowie die Travertinbildungen bei Dreimühlen. Die in der Karte darüber hinaus dargestellten und in Kapitel 3.5. beschriebenen quartärzeitlichen Ablagerungen haben geringe Verbreitung und liegen außerhalb von Bebauungsgebieten. Sie werden deshalb hier nicht weiter behandelt.

Die Fluß- und Bachablagerungen erreichen in den Tälern von Urft, Olef, Kallbach, Bleibach und Veybach Mächtigkeiten bis zu mehreren Metern. Unter einer etwa 0,5–2,0 m mächtigen Decke aus Auenlehm folgen Schotterlagen im Wechsel mit Sand, Schluff und Ton in schichtiger oder linsenförmiger Anreicherung. An der Einmündung von Seitentälern können durch kolkartige Vertiefungen der Felsoberfläche und durch Auflagerung von Schwemmkegeln die Lockergesteinsmächtigkeiten deutlich zunehmen. Den im allgemeinen nur mäßig konsolidierten Talablagerungen werden folgende Elastizitätsmoduln zugeordnet:

- | | |
|--|-----------------------------------|
| – Auenlehm (wasser- und belastungsempfindlich) | etwa 8 bis 15 MN/m ² |
| – Schotterlagen mit Korn-an-Korn-Gefüge | etwa 80 bis 150 MN/m ² |

In der Auenlehmdecke können örtlich auch an der Geländeoberfläche nicht erkennbare, torfige oder anmoorige Bildungen vorkommen. Derartige, besonders belastungsempfindliche Ablagerungen sind als Baugrund ungeeignet. Für umfangreichere Bauvorhaben in den größeren Tälern empfehlen sich deshalb sorgfältige Baugrunduntersuchungen.

Die Ablagerungen in den Trockentälern sind wegen ihrer überwiegend feinkörnigen Ausbildung (Schluff, Ton, wenig Sand, vereinzelte Steine) belastungs-, frost- und wasserempfindlich. Ihre Elastizitätsmoduln liegen durchweg unter 15 MN/m². Sie können Mächtigkeiten von mehreren Metern erreichen.

Der Hang- und Hochflächenlehm setzt sich hauptsächlich aus Schluff mit Ton zusammen, örtlich, vor allem an Hangfüßen, enthält er auch einen gewissen Sand- und Steinanteil. Die Mächtigkeit dieser Ablagerungen beträgt meist weniger als 2 m. Diese frost- und belastungsempfindlichen Bildungen haben je nach Anteil der bindigen Bestandteile Elastizitätsmoduln zwischen 8 und 15 MN/m². Gründungen an Hängen sollten zur Vermeidung größerer ungleichmäßiger Setzungen auf gleichmäßigem Baugrund erfolgen (Bodenaustausch).

Als mögliches Schüttmaterial haben die quartärzeitlichen Lockergesteine praktisch keine Bedeutung. Die Bereiche mit ausgedehntem Hang- und Hochflächenlehm könnten nach entsprechender Erkundung als Gewinnungsstellen für Dichtungsmaterial (z. B. für kleinere Staubecken) in Erwägung gezogen werden. Die steilen Felsklippen und die beiden Höhlen im Travertin des Kartsteins bei Dreimühlen (s. Kap. 3.5.1.1.) wurden 1977 aufgrund einer vorausgegangenen ingenieurgeologischen Beurteilung durch umfangreiche technische Maßnahmen gesichert. Die Höhlen und Klippen werden wegen ihrer kulturhistorischen Bedeutung und bizarren Ausprägung von zahlreichen Besuchern begangen. Fortdauernde Verwitterung und Auflockerung des Gebirges, verstärkt durch frühere Werksteingewinnung und kriegsbedingte Nutzung der Großen Höhle, führten zu Steinschlägen und Felsstürzen. Wegen der Gefährdung der Besucher mußte deshalb die Große Höhle Anfang der siebziger Jahre gesperrt werden (JANSSEN & GREWE 1977). Gesichert wurde die Große Höhle durch

Pfeilerabstützungen und Unterfangungen, die Kleine Höhle durch Ankerung und zwei Klippenbereiche durch Stützmauer und Unterfangung (Abb. 13 u. 14). Bereits 1978 konnten die Höhlen und Klippen wieder dem öffentlichen Zugang freigegeben werden.

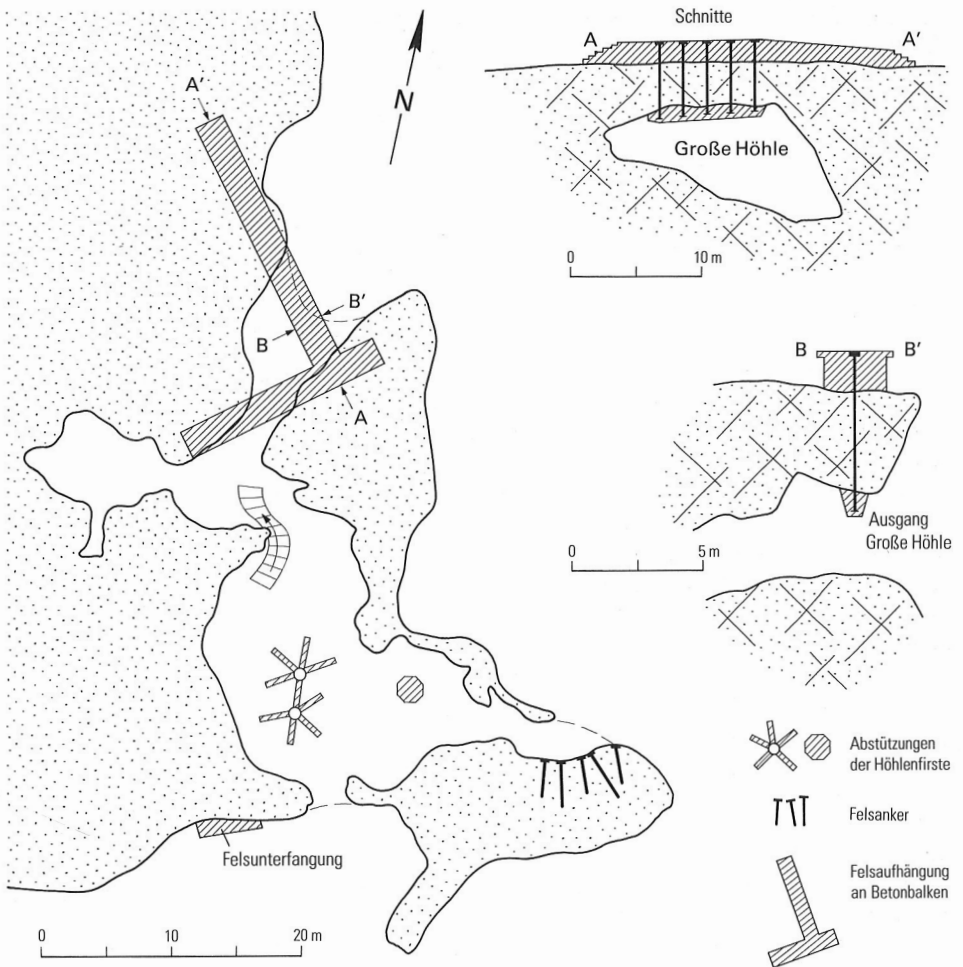


Abb. 13 Felsicherung im Bereich der Großen Höhle am Kartstein

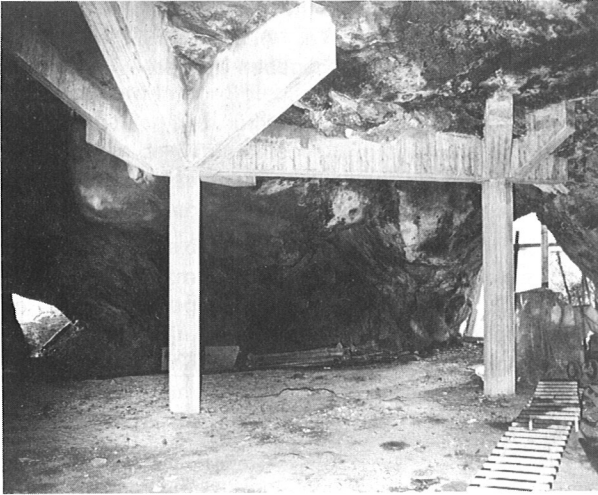


Abb. 14
Absicherung der Firste in der
Großen Höhle am Kartstein

8.5. Spezielle Hinweise

Über Jahrhunderte hinweg waren weite Bereiche des Blattgebietes Mechernich Ziele eines intensiven und ausgedehnten Bergbaus (vgl. Kap. 6.1.). Die seit längerer Zeit aufgegebenen Bergbauaktivitäten haben zahlreiche, durchweg nicht verfüllte Hohlräume hinterlassen, die Anlaß zu Bodensenkungen und auch Nachbrüchen der Erdoberfläche (Tagesbrüche) geben können. Betroffen davon sind insbesondere die Bereiche Mechernich, Bescheid, Kall, Keldenich und Sötenich. Auskünfte über vom Bergbau erfaßte Gebiete können bei dem zuständigen Bergamt Aachen eingeholt werden.

Von den in der Karte dargestellten tektonischen Störungen kommt aus ingenieur-geologischer Sicht insbesondere dem Holzheimer, Kallmuther und Dotteler Sprung eine gewisse Bedeutung zu. Diese drei Sprünge gehören zu dem System der südlichen Randstörungen der Niederrheinischen Bucht (vgl. Kap. 4.2.1. u. Abb. 11, S. 65). Bewegungen mit Schichtenversatz sind sicher noch im Tertiär erfolgt und werden zumindest auch noch im Quartär vermutet (KNAPP 1980). Wenn auch direkte Hinweise nicht bekannt sind, so können rezente Bewegungen oder Spannungsumlagerungen im Gebirge an diesen Störungen nicht ausgeschlossen werden. Ein gewisses Indiz hierfür dürften die Mechernicher Erdbeben von 1951 und 1957 sein. Die damals eingetretenen Schäden und die Nähe zu den weiter nördlich außerhalb des Blattgebietes vorhandenen, noch sicher fortlebenden Störungen fanden ihren Niederschlag in der DIN 4149 „Bauten in deutschen Erdbebengebieten“. Im Beiblatt 1 zu dieser Norm ist folgende Zuordnung zu den Erdbebenzonen eingetragen:

Gemeinde Mechernich	Zone 4
Gemeinden Kall, Nettersheim und Schleiden	Zone 1

Die Frosteintrittstiefe ist von zahlreichen lokalen Faktoren abhängig, sie kann aber bei ungünstigen Voraussetzungen bis 1,5 m betragen.

9. Böden (J. SCHALICH)

Die im Blattgebiet vorkommenden Böden sind hauptsächlich im Holozän und Pleistozän aus den Verwitterungsprodukten der anstehenden paläozoischen und mesozoischen Gesteine, stellenweise auch aus Löß oder Lößlehm (Pleistozän), hervorgegangen. Außerdem kommen Relikte fossiler Böden wie Kalkstein-Braunlehm, Kalkstein-Rotlehm und Graulehm vor. Umlagerungen und Vermischungen von Böden und lockerem Gesteinsmaterial haben hauptsächlich während des Pleistozäns unter periglazialen Klimabedingungen stattgefunden (Solifluktionsbildungen). Daneben kam es in den Talauen zur Ablagerung von Terrassenschottern und Auenlehmen. In Abbildung 15 sind die Böden und ihre Vergesellschaftungen zu Bodeneinheiten zusammengefaßt, die nach den vorherrschenden Bodentypen Rendzina, Braunerde, Podsol, Pseudogley und Brauner Auenboden benannt sind. Sie werden in den folgenden Abschnitten nach den vorherrschenden geologischen und morphologischen Gegebenheiten erläutert.

Im einzelnen sind die Bodenverhältnisse des Blattgebietes in Blatt 5504 Schleiden der Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000 dargestellt. Das Blatt befindet sich derzeit in Vorbereitung.

9.1. Böden aus Gesteinen des Unterdevons

In der Rureifel, im Mechernicher Bergland und im Zingsheimer Wald überwiegen lockere, schluffig-lehmige **Braunerden** mit einem unterschiedlichen Gehalt an Steinen und Grus. Flachgründige stark steinige Braunerden (Entwicklungstiefe 1 – 3 dm) sind auf den Kuppen und Rücken sowie an Steilhängen, mittel- bis tiefgründige (Entwicklungstiefe 3 – 7 dm) in allen Geländelagen und tiefgründige bis sehr tiefgründige (Entwicklungstiefe 7 – > 20 dm), durchweg aus kolluvial umgelagertem Bodenmaterial bestehende, am Hangfuß, an Unterhängen und in den Trockentälern anzutreffen. Die Böden werden hauptsächlich als Grünland oder Wald genutzt.

In der Rureifel und im Zingsheimer Wald gehen die Braunerden stellenweise in **Pseudogley** (Staunässeböden) über. In diesen Böden begrenzen dichtgelagerte tonreiche Graulehmrelikte den durchwurzelbaren Raum. Aufgrund dieser Gegebenheiten und der periodischen Vernässungen sind die Pseudogleye naturgegebene Standorte für Wald oder Grünland.

9.2. Böden aus Gesteinen des Mitteldevons

In den ebenen und weniger hängigen Lagen der Sötenicher Kalkmulde überwiegen mittel- und tiefgründige **Braunerden** aus tonreicheren Bodenarten (schluffig-toniger bis toniger Lehm). Sie gehen im Bereich der Kuppen, Rücken und steilen Hänge in flachgründige steinige Braunerden (Entwicklungstiefe 2 – 3 dm) über, die bei zunehmendem Erosionseinfluß mit **Rendzinen** und Braunerden aus schluffig-lehmigen bis lehmig-sandigen Bodenarten vergesellschaftet sind. Die Braunerden sind meist aus umgelagerten dunkelbraunen

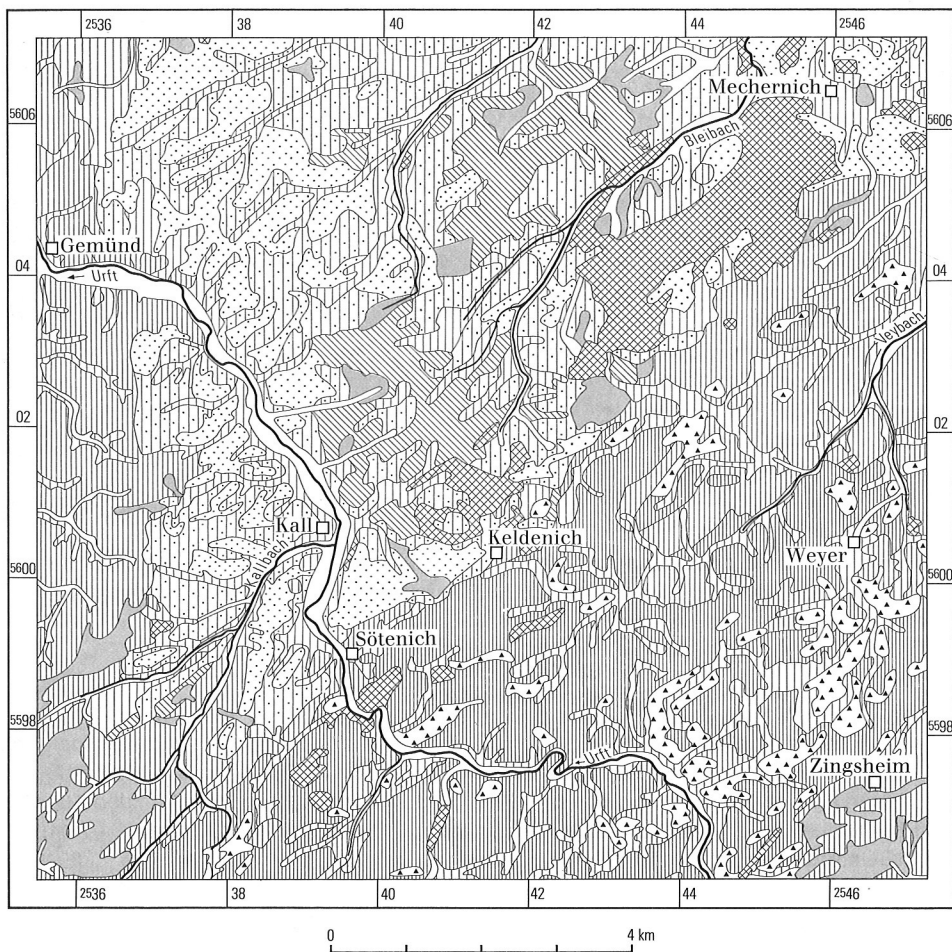


Abb. 15 Bodenkundliche Übersicht

Relikten der Kalkstein-Braunlehme entstanden. In den stark verkarsteten Dolomitsteinzonen überlagern die Braunlehmrelikte Dolomitsande, Solifluktionsschutt und daneben auch beigefarbene Tone, Kalkstein-Rotlehme und Kiese, die als Reste älterer Bodenbildungen und Sedimente (Pleistozän bis Alttertiär) aufzufassen sind.

Braunerden aus Kalkstein-Braunlehm werden hauptsächlich landwirtschaftlich genutzt. Bei der Ackernutzung handelt es sich meist um ertragreiche, aber schwer bearbeitbare Böden, die im Frühjahr schlecht abtrocknen und in den trockenen Jahreszeiten zur Rißbildung neigen. Die Rendzinen und ihre Vergesellschaftungen stellen dagegen ertragsarme, dürr empfindliche Wald- und Grünlandstandorte dar.



steiniger schluffiger Lehm, z.T. schluffig tonig, sandig oder kalkhaltig, stellenweise lehmiger Sand, 1 – 4 dm
Dolomit- und Kalkstein oder Steine, lehmig gebunden, z.T. Dolomitsand, örtlich Travertin



schluffig-toniger bis toniger Lehm, z.T. steinig, 2 – 7 dm
Steine, lehmig gebunden, bis Dolomitsand, stellenweise lehmiger Ton, örtlich Kies, z.T. Kalk-, Dolomit- oder Mergelstein



schluffiger bis sandiger Lehm, z.T. schwach steinig, 2 – 7 dm
toniger Lehm bis lehmiger Ton, z.T. sandig-steinig, 4 – > 15 dm
Tonstein oder toniger bis dolomitischer Sandstein, stellenweise kiesig-steiniger lehmiger Sand



steiniger schluffiger Lehm, z.T. grusig, stark steinig oder tonig, 2 – 7 dm
Sand-, Schluff-, Ton- oder Kalksandstein, z.T. Steine, lehmig gebunden oder steiniger toniger Lehm, örtlich Kalk- oder Dolomitstein



schluffiger Lehm, z.T. sandig, stellenweise lehmiger Sand, tiefhumos, kalkhaltig oder steinig, 7 – > 20 dm
steiniger schluffiger bis toniger Lehm oder Steine, lehmig gebunden, z.T. lehmiger Sand bis sandiger Lehm, stellenweise Gerölle, Steine oder Kies, z.T. kalkhaltig



stark lehmiger Sand bis stark sandiger schluffiger Lehm, z.T. kiesig-steinig, 3 – 8 dm
steinig-kiesiger lehmiger Sand bis Sand, z.T. sandiger Lehm mit tonigen Lagen oder Steine, 3 – > 15 dm
Sandstein oder Konglomerat, örtlich Tonstein



schwach lehmiger bis lehmig-schluffiger Sand, z.T. Sand, meist stark steinig-kiesig, 2 – 8 dm
steinig kiesiger lehmiger Schluff, 0 – 4 dm
steiniger Sand bis lehmiger Sand, z.T. Sandstein oder Konglomerat



schluffiger Lehm, stellenweise sandig, steinig oder tonig, 3 – 8 dm
steiniger toniger Lehm, stellenweise sandiger Lehm, 5 – > 15 dm
Ton-, Sand oder Schluffstein



schluffiger Lehm, z.T. stark sandig oder tonig, stellenweise kalkhaltig, ammoorig oder Sand, 5 – > 20 dm
sandiger Kies, Gerölle oder Steine, stellenweise schluffiger bis toniger Lehm oder Sand, örtlich Torfeinlagerungen



Rendzina, Braunerde und Kalkbraunerde

aus Dolomit- und Kalkstein (Devon) oder Solifluktionsschutt (Pleistozän)

Braunerde

aus umgelagertem Kalkstein-Braunlehm (Pleistozän) über Solifluktionsschutt (Pleistozän) oder Dolomitsand (Pleistozän und älter), stellenweise über Dolinenfüllungen (Pleistozän und älter), z.T. aus Kalk-, Dolomit- oder Mergelstein (Mitteldevon)

Braunerde, z.T. pseudovergleyt

aus Hang- oder Hochflächenlehm (Holozän, Pleistozän) über Solifluktions- oder Verwitterungsbildungen (Pleistozän und älter), darunter Ton- oder Sandstein (Buntsandstein)

Braunerde, z.T. pseudovergleyt, örtlich Ranker

aus Sand-, Schluff-, Ton- oder Kalksandstein (Devon), z.T. aus Solifluktionsbildungen (Pleistozän), örtlich aus Kalk- oder Dolomitstein (Devon), meist mit geringmächtiger Deckschicht aus Hang- oder Hochflächenlehm (Holozän, Pleistozän)

Braunerde, stellenweise Kolluvium, z.T. pseudovergleyt oder vergleyt, örtlich Gley oder Parabraunerde

aus Hang- oder Hochflächenlehm (Holozän, Pleistozän), örtlich aus Loß (Pleistozän) über Solifluktionsbildungen (Pleistozän) oder Auenablagerungen (Holozän bis Pleistozän)

Braunerde, z.T. podsolig oder pseudovergleyt

aus Hang- oder Hochflächenbildungen (Holozän, Pleistozän) über Solifluktions- oder Verwitterungsbildungen (Pleistozän und älter) über Sandstein oder Konglomerat (Perm, Buntsandstein oder Devon)

Podsol und Podsol-Braunerde

aus Solifluktionsschutt über Verwitterungsbildungen (Pleistozän und älter), z.T. über Sandstein oder Konglomerat (Buntsandstein)

Pseudogley, z.T. Braunerde-Pseudogley, stellenweise vergleyt

aus Hang- und Hochflächenlehm (Holozän, Pleistozän) über Solifluktionslehm mit Graulehmrelikten (Pleistozän), darunter Ton-, Sand- oder Schluffstein (Devon), z.T. Ton- und Sandstein oder Konglomerat (Buntsandstein)

Auengley, z.T. Gley oder Braunerde-Gley und Brauner Auenboden

aus Bachablagerungen (Holozän), örtlich mit Einlagerungen aus Niedermoortorf (Holozän) über Kies und Geröllen der Niederterrasse oder über Solifluktionsschutt (Pleistozän)

Künstliche Aufschüttung oder Auffüllung, Abgrabung

In den Trockentälern der Sötenicher Kalkmulde dominieren tiefgründige bis sehr tiefgründige Braunerden, die überwiegend aus umgelagertem Lößlehm entstanden sind. Sie gehen in den erosionsgeschützten Lagen der Kartsteinhöhe (Dolinenbereiche) örtlich in bis zu 1,5 m mächtige Lössen über, die als Reste einer ehemaligen Lößbedeckung der Eifel aufzufassen sind. Die daraus entstandenen *Para braunerden* zählen neben den Braunerden der Trockentäler zu den ertragreichsten Böden des Blattgebietes. Sie werden als Acker- oder Grünland genutzt.

9.3. Böden aus Buntsandstein

Böden aus Buntsandstein nehmen in der nordwestlichen Blatthälfte Bereiche des Mechnicher Berglandes, des Vlattener Hügellandes und beiderseits der Urft liegende Teile der Rureifel ein. Diese Böden bestehen in ihren unteren Profilbereichen meist aus unterschiedlich mächtigen Solifluktuations- und Verwitterungsbildungen, deren Herkunft noch deutlich an der Bodenart sowie an der gesteinstypischen Substratfarbe zu erkennen ist. Die darüber lagernde junge Deckschicht besteht aus sandigen bis tonigen Hang- oder Hochflächenbildungen, in denen die Dominanz von Lößlehm mehr oder weniger stark in Erscheinung treten kann.

In den bewaldeten kuppigen Erosionslagen der Rureifel und des Mechnicher Berglandes kommen weitverbreitet sandige bis steinige *Podsole*, ihre Übergänge zur Braunerde (*Podsol-Braunerde*, *Braunerde-Podsol*) und *Braunerden* vor. Sie stellen ertragsarme trockene Waldstandorte dar. In den ebenen und geneigten Lagen des Berg- und Hügellandes überwiegen mittel- bis tiefgründige Braunerden aus lehmig-sandigen bis sandig-lehmigen Bodenarten, deren Qualität von der Beimischung lehmiger Bestandteile abhängt. Dem entsprechend werden die sandreichen Varianten waldbaulich, die mehr lehmigen meist landwirtschaftlich genutzt. Die Böden sind teilweise mit Braunerden aus tonreichen Substraten (toniger Lehm) und deren Übergängen zum *Pseudogley* (*Braunerde-Pseudogley* und *Pseudogley-Braunerde*) vergesellschaftet. Aufgrund ihrer überwiegend schweren Bodenart zählen sie zu den „Minutenböden“, die im Frühjahr schlecht abtrocknen, einen erhöhten Arbeitsaufwand und gegebenenfalls Meliorationsmaßnahmen erfordern.

In den Trockentälern und Hangfußlagen kommen auch hier tiefgründige bis sehr tiefgründige Braunerden und Kolluvien aus umgelagertem Bodenmaterial vor. Sie sind stellenweise pseudovergleyt oder vergleyt. Korngrößenmäßige Unterschiede vom schluffigen Lehm bis zum lehmigen Sand ergeben sich aus der geologischen Situation. Die Böden sind in der Regel ertragreiche Acker-, Grünland- oder Waldstandorte.

9.4. Böden aus quartären Talablagerungen

Im Urft-, Veybach- und Bleibachtal sind unter dem Einfluß eines stark schwankenden Grundwassers und periodischer Überflutungen *Braune Auenböden* und *Auengleye* (Grundwasserstand 0–20 dm) entstanden. In den kleineren Tälern überwiegen typische *Gleye* (mittlerer Grundwasserstand 4–8 dm) und deren Übergänge zur Braunerde (*Braunerde-Gley* und *Gley-Braunerde*) sowie zum *Pseudogley* (*Pseudogley-Gley*). Bei den letzteren liegt der Grundwasserspiegel meist tiefer als 8 dm unter Flur. Stellenweise kommen auch Naß- und Anmoorgleye (mittlerer Grundwasserstand 0–4 dm) vor. In diesen Böden finden

sich gelegentlich auch Einlagerungen von Niedermoortorf. Die Talböden sind überwiegend aus Auenlehm oder Auensand entstanden. Sie werden im allgemeinen als Grünland oder forstwirtschaftlich genutzt.

9.5. Künstliche Aufschüttungen und Abgrabungen

Künstliche Aufschüttungen und Abgrabungen sind in weiten Bereichen des Blattgebietes als Folge des jahrtausendealten Erzbergbaus und seiner Hinterlassenschaften (Tagebaue, Pingen, Bergehalden, Bergsenkungsgebiete und Anspülungen von Flotationssand) verbreitet. Daneben gibt es eine Vielzahl kleinerer Flächen, die im Bereich von Steinbrüchen, Verhüttungsanlagen, Ziegeleigruben, Ortschaften und Betriebsanlagen entstanden sind. Die Aufschüttungen und Abgrabungen setzen sich aus unterschiedlich geartetem Fein- und Grobmaterial zusammen.

10. Verzeichnis der Schriften und Karten

Schriften

- AHORNER, L. (1962): Untersuchungen zur quartären Bruchtektonik der Niederrheinischen Bucht. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **13**: 24–105, 23 Abb., Taf. 2–5; Öhringen/Württ.
- AHRENS, W. (1955): GOTTHARD FLIEGEL. – Geol. Jb., **69**: IX–XXI, 1 Bild; Hannover.
- ALTMAYER, H. (1982): Feuersteinfunde in der südlichen und östlichen Eifel. – Aufschluß, **33**: 241–244, 1 Abb.; Heidelberg.
- ASSELBERGHS, E. (1912): Contribution à l'Étude du Dévonien inférieur du Grand Duché de Luxembourg. – Ann. Soc. géol. Belg., **39**: 25–112, 3 Abb., 3 Taf.; Liège.
- (1928): Le Dévonien inférieur de la Prusse Rhénane à l'Ouest des Bassins calcaires de l'Eifel. – Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain, **5** (1): 44 S., 2 Taf.; Louvain.
- (1941): Emsien et Koblenzschichten en Ardenne, dans l'Oesling et dans l'Eifel. – Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain, **13** (2): 63–89; Louvain.
- BALI, K. S. (1969): Hydrogeologie und Grundwasserkontamination in landwirtschaftlich genutzten Kalkgebieten (dargestellt am Beispiel der Blankenheimer und der Rohrer Kalkmulde/Eifel). – Geol. Mitt., **8**: 389–460, 12 Abb., 13 Diagr., 12 Tab., 6 Anal.-Verz., 3 Beil.; Aachen.
- BAYER, H., & NIELSEN, H., & SCHACHNER, D. (1970): Schwefelisotopenverhältnisse in Sulfiden aus Lagerstätten der Nordeifel im Raume Aachen – Stolberg und Maubach – Mechenich. – N. Jb. Mineral., Abh., **113**: 251–273, 9 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- BECKER, G. (1964): Palaeocopida (Ostracoda) aus dem Mitteldevon der Sötenicher Mulde (N-Eifel). – Senck. leth., **45**: 43–113, 10 Taf.; Frankfurt/M.
- BECKER, G., & MENTZEL, R. (1961): Untersuchungen im Unter-Devon des Hontheimer und Stadtkyller Sattels (Eifel). Zugleich ein Beitrag zur Gliederung der Klerfer Schichten der Eifeler Nordsüd-Zone. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **89**: 134–169, 6 Abb.; 1 Tab.; Wiesbaden.
- BEHREND, F. (1950): Die Blei- und Zinkerz führenden Imprägnationslagerstätten im Buntsandstein am Nordrand der Eifel und ihre Entstehung. – Symp. Geology, Paragenesis and Reserves of Ores of Lead and Zinc, XVIII internat. geol. Congr., London: 325–339, 2 Abb.; London.
- BERGER, L. (1909): Die Nordwesthälfte der Sötenicher Mulde, ihre Ausbildung in streichender Richtung von Sistig bis Keldenich auf der Grundlage des Urft-Profiles. – Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westf., **36**: 1–28, 2 Abb., 2 Taf.; Bonn.
- BEYRICH, E. (1837): Beiträge zur Kenntnis der Versteinerungen des Rheinischen Übergangsgebirges. – **1**: 1–44, 2 Taf.; Berlin (F. Dümmler).

- BIRENHEIDE, R. (1963): *Cyathophyllum*- und *Dohmophyllum*-Arten (Rugosa) aus dem Mitteldevon der Eifel. – Senck. leth., **44** (5): 363 – 458, 6 Abb., 4 Tab., 17 Taf.; Frankfurt/M.
- (1964): Die „*Cystimorpha*“ (Rugosa) aus dem Eifeler Devon. – Abh. senckenb. naturforsch. Ges., **507**: 120 S., 23 Abb., 2 Tab., 28 Taf.; Frankfurt/M.
- BLANCKENHORN, M. (1885): Die Trias am Nordrande der Eifel zwischen Commern, Zülpich und dem Roerthale. – Abh. geol. Spec.-Kt. Preußen u. thür. Staaten, **6** (2): 135 S., 3 Tab., 3 Taf.; Berlin.
- BOLSENKÖTTER, H. (1963): Ein Färbeversuch in der Rohrer Kalkmulde (Devon/Eifel). – Gas- u. Wasserfach, **104** (40): 1 156 – 1 158, 2 Abb.; München.
- BOLSENKÖTTER, H., & HILDEN, H. D. (1971): Die Grundwasserlandschaften und die Verschmutzungsgefährdung der Grundwasservorkommen in Nordrhein-Westfalen, dargestellt an zwei Karten im Maßstab 1 : 500 000. – Nachr. dt. geol. Ges., **4**: 66 – 74, 2 Abb.; Hannover.
- BOSINSKI, G. (1974): Der Kartstein. – Führer vor- und frühgesch. Denkmäler, **26**: 114 – 123, 2 Abb.; Mainz.
- (1984): Paläolithische Funde in den Höhlen Nordrhein-Westfalens. – Kölner geogr. Arb., **45**: 271 – 298, 11 Abb.; Köln.
- BOUCOT, A. J. (1963): The Globithyrid Facies of the Lower Devonian. – Senck. leth., **44** (1): 79 – 84, 1 Abb.; Frankfurt/M.
- BRUNNACKER, K., & HENNIG, G. J., & JUVIGNE, E., & LÖHR, H., & URBAN, B., & ZEESE, R. (1982): Der Kartstein-Travertin in der nördlichen Westeifel. – Decheniana, **135**: 179 – 204, 8 Abb.; Bonn.
- BYRA, H. (1978): Geologische Untersuchungen im Mittelteil des Nordflügels der Sötenicher Mulde, Eifel. – Dipl.-Arb. Univ. Frankfurt: 145 S., 11 Abb., 10 Tab., 3 Beil.; Frankfurt. – [Unveröff.]
- CLOOS, H. (1940): Über Achsenrampen. Bemerkungen zur Arbeit von CHANGSHOU-CHANG. – Geol. Rdsch., **31**: 227 – 229, 2 Abb.; Stuttgart.
- COPPER, P. (1966): Ecological distribution of devonian atrypid brachiopods. – Palaeo, **2**: 245 – 266, 7 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Amsterdam.
- DAHME-ARENS, H. (1965): Die Böden der Nordeifel und ihres Vorlandes. – Mitt. dt. bodenkundl. Ges., **4**: 105 – 112; Göttingen.
- DECHEN, H. VON (1857): Sitzungsberichte der niederrheinischen Gesellschaft für Natur- und Heilkunde. – Verh. naturhist. Ver. preuss. Rheinld. u. Westph., **14**: LXI – LXII; Bonn.
- (1872): Notiz über die interessante Bleierz-Lagerstätte im Eifelkalkstein vom Tanzberge bei Call. – Verh. naturhist. Ver. preuss. Rheinld. u. Westph., **29** (3): 103 – 104; Bonn.
- Deutscher Verein von Gas- und Wasserfachmännern (DVGW) (1975): Richtlinien für Trinkwasserschutzgebiete, Arb.-Bl. W 101. – 12 S.; Frankfurt/M. (DVGW).
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Rheingebiet, Abflußjahr 1980, Tl. 3 (1983); Düsseldorf (L.-Amt Wasser u. Abfall).
- DICKFELD, L. (1969): Stratigraphie und Fazies im Westteil der Sötenicher Mulde (Devon/Eifel). – Diss. Univ. Frankfurt: VIII u. 205 S., 25 Abb., 44 Taf., 3 Beil.; Frankfurt/M. – [Unveröff.]

- DIN 4149, Tl. 1, Bauten in deutschen Erdbebengebieten (1981). – 14 S., 6 Abb., 3 Tab., 1 Beibl.; Berlin, Köln (Beuth-Verl.).
- EINSELE, G., & BOZORGZAD-ARBAB, D., & HEITELE, H., & KLOCK, M., & SEILER, K.-P. (1969): Hydrogeologische Untersuchungen in der Buntsandsteinzone des südlichen Saarlandes. Allgemeiner Teil: Neubildung und Speicherung von Grundwasser. – Geol. Mitt., **9**: 1–74; Aachen.
- ELBERSKIRCH, W. (1938): Zur Tektonik der Trias der Eifelsenke. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **58**: 37–81, 21 Abb., 2 Taf.; Berlin.
- ELFERS, H. (1982): Die Ausbildung der Trias Schichtenfolge im Gebiet von Wallenthal. – Dipl.-Kart. RWTH Aachen: 139 S., 12 Abb., 3 Anl.; Aachen. – [Unveröff.]
- ESCHGHI, I., & KASIG, W. (1974): Emsium in Old-Red-Fazies am Nordrand des Stavelot-Venn-Massivs (Deutschland/Belgien). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **146** (2): 139–152, 3 Abb.; Stuttgart.
- FABER, P. (1980): Fazies-Gliederung und -Entwicklung im Mittel-Devon der Eifel (Rheinisches Schiefergebirge). – Mainzer geowiss. Mitt., **8**: 83–149, 31 Abb., 2 Tab.; Mainz.
- FABER, P., & VOGEL, K., & WINTER, J. (1977): Beziehungen zwischen morphologischen Merkmalen der Brachiopoden und Fazies, dargestellt an Beispielen des Mitteldevons der Eifel und Südmarokkos. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **154** (1): 21–60, 11 Abb., 5 Tab.; Stuttgart.
- FISCHER, P., & PAULUS, B. (1969): Spurenfossilien aus den Oberen Nohn-Schichten der Blankenheimer Mulde (Eifelium, Eifel). – Senck. leth., **50** (1): 81–101, 1 Abb., 3 Taf.; Frankfurt/M.
- FRIEDMAN, G. M., & SANDERS, J. E. (1967): Origin and Occurrence of Dolostones. – In: CHILINGAR, G. V., & BISSEL, H.-J., & FAIRBRIDGE, R. W.: Carbonate Rocks. – Developments in Sedimentology, **9A** (6): 267–348; New York (Elsevier).
- FUCHS, A., & WOLFF, W. (1910): Erläuterungen zu Blatt Euskirchen. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Bundesst. 1:25 000: 48 S., 6 Tab.; Berlin. – [2. Aufl.: Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25 000, Erl., **5306** Euskirchen: I–X, 1–47, 2 Abb., 1 Tab.; Krefeld 1981]
- FUCHS, G. (1980), mit Beitr. von MADER, D.: Fossilführender mariner Muschelkalk im Oberbettinger Triasgebiet (Westeifel). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1980** (11): 651–672, 4 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- (1982): Upper Siegenian and Lower Emsian in the Eifel Hills. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **55**: 229–256, 10 Abb.; Frankfurt/M.
- FUCHS, K., & GEHLEN, K. VON, & MÄLZER, H., & MURAWSKI, H., & SEMMEL, A. (1983): Plateau Uplift. The Rhenish Shield, a case history. – 411 S.; Berlin, Heidelberg, New York, Tokio (Springer-Verl.).
- FURTAK, H. (1965): Die Tektonik der unterdevonischen Gesteinsfolge im deutsch-belgisch-luxemburgischen Grenzgebiet. – Geol. Mitt., **4**: 273–322, 18 Abb., 1 Tab., 5 Beil.; Aachen.
- GLÄSSER, E. (1978): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 122/123 Köln–Aachen. Geographische Landesaufnahme 1:200 000, Naturräumliche Gliederung Deutschlands. – 52 S., 1 Abb., 2 Kt., 1 Beil.; Bonn–Bad Godesberg.

- GLINSKI, A. (1953): Die Freilinger Schichten der Rohrer Mulde (Devon, Eifel). Ein Beitrag zur Stratigraphie des unteren Givetiums der nördlichen Eifelmulden. – *Senckenbergiana*, **34** (1/3): 149–162, 3 Tab.; Frankfurt/M.
- (1955): Cerioide Columnariidae (Tetracoralla) aus dem Eiflium der Eifel und des Bergischen Landes. – *Senck. leth.*, **36** (1/2): 73–114, 27 Abb., 2 Taf.; Frankfurt/M.
- GOLDRING, R., & LANGENSTRASSEN, F. (1979): Open shelf and near-shore clastic facies in the Devonian. – *Spec. pap. Palaeont.*, **23**: 81–97, 10 Abb., 1 Taf.; London.
- GOSSELET, J. M. (1885): Aperçu géologique sur le terrain dévonien du Grand-Duché de Luxembourg. – *Ann. Soc. Géol. du Nord*, **12**: 260–300, 1 Taf.; Lille.
- GRAY, D. M. (1970): Handbook on the Principles of Hydrology. – Secretariat Canadian Nat. Com. for the Internat. Hydrological Decade; Ottawa.
- HABEREY, W. (1972): Die römischen Wasserleitungen nach Köln. – 2. Aufl., 157 S., 122 Abb., 1 Kt.; Bonn (Rheinland-Verl. GmbH).
- HAPPEL, L. (1930): Eineisenung und Vereisenung, abgegrenzt am Beispiel der devonischen Roteisenhorizonte der Eifel. – *Senckenbergiana*, **12**: 76–89, 11 Abb.; Frankfurt/M.
- (1932): Das Unterdevon der Prümer Mulde. – *Senckenbergiana*, **14**: 331–358, 12 Abb.; Frankfurt/M.
- HEIBEL, B. (1969): Zur Stratigraphie und Sedimentation des Oberemsiums der Gerolsteiner Mulde (Eifel). – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **16**: 529–576, 9 Abb., 4 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- HEITFELD, K. H. (1965): Hydro- und baugelologische Untersuchungen über die Durchlässigkeit des Untergrundes an Talsperren des Sauerlandes. – *Geol. Mitt.*, **5**: 210 S., 71 Abb., 18 Tab., 4 Beil.; Aachen.
- HENNEKE, J. (1977): Die bergwirtschaftliche Bedeutung der Blei-Zink-Erzlagerstätte Mechernich. – *Glückauf Forsch.-H.*, **38**: 9–18, 15 Abb., 3 Tab.; Essen.
- HENNICKE, U. (1972): Hydrogeologie der Sötenicher Mulde (Eifel/Rheinisches Schiefergebirge). – *Diss. RWTH Aachen*: 163 S., 25 Abb., 31 Tab., 3 Kt.; Aachen. – [Unveröff.]
- HENNIG, G.-D. (1979): Beiträge zur $\text{Th}^{230}/\text{U}^{234}$ -Altersbestimmung von Höhlensintern sowie ein Vergleich der erzielten Ergebnisse mit den anderen Absolut-Datierungsmethoden. – *Diss. Univ. Köln*; Köln. – [Unveröff.]
- HOLZAPFEL, E. (1910): Die Geologie des Nordabfalls der Eifel mit besonderer Berücksichtigung der Gegend von Aachen. – *Abh. kgl. preuß. geol. L.-Anst., N.F.*, **66**: 218 S., 15 Abb., 2 Taf., 1 Kt.; Berlin.
- HOTZ, E.-E. (1951): *Coelotrochium canis* n. sp. und seine Bedeutung für die Stratigraphie des Mitteldevons der Eifel. – *Senck. leth.*, **32** (1/4): 31–36, 2 Taf.; Frankfurt/M.
- HOTZ, E.-E., & KRÄUSEL, W., & STRUVE, W. (1955): Die Eifel-Mulden von Hillesheim und Ahrdorf. – In: KRÖMMELBEIN, K., & HOTZ, E.-E., & KRÄUSEL, W., & STRUVE, W.: *Zur Geologie der Eifeler Kalkmulden*. – *Beih. Geol. Jb.*, **17**: 45–192, 26 Abb., 1 Tab., 1 Beil.; Hannover.
- HURDALEK, H. (1982): Hydrochemische Untersuchungen im Triasdreieck (Maubach–Mechernich). – *Dipl.-Arb., Lehrstuhl Ing.-u. Hydrogeol. RWTH Aachen*: 112 S., 41 Abb., 12 Tab., 4 Anl., 1 Analysenbd.; Aachen. – [Unveröff.]

- JANSSEN, W., & GREWE, W. (1977): Die Kartsteinhöhle bei Mechernich-Weyer, Kreis Euskirchen, als Problemfall der Bodendenkmalpflege. – „Das Rheinische Landesmuseum Bonn“, Sonderh.: 17–23, 6 Abb.; Bonn.
- JUX, U. (1962): Atrypen mit erhaltener Bestachelung aus der Sötenicher Mulde (N.-Eifel). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1962** (10): 505–513, 1 Abb.; Stuttgart.
- (1964): Zur stratigraphischen Gliederung des Devonprofils von Bergisch-Gladbach (Rheinisches Schiefergebirge). – Decheniana, **117** (1/2): 159–174, 2 Abb., 1 Taf.; Bonn.
- JUX, U., & PFLUG, H. D. (1958): Alter und Entstehung der Triasablagerungen und ihrer Erzvorkommen am Rheinischen Schiefergebirge, neue Wirbeltierreste und das Chirotheriumproblem. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **27**: 50 S., 11 Abb., 3 Taf.; Wiesbaden.
- KAYSER, E. (1871): Studien aus dem Gebiete des Rheinischen Devon, Teil II: Die devonischen Bildungen der Eifel. – Z. dt. geol. Ges., **23**: 289–376, 1 Taf.; Berlin.
- KNAPP, G. (1961): Zur Stratigraphie und Paläogeographie des Hauptmuschelkalkes der Eifel. – Geol. Mitt., **2** (2): 107–160, 6 Abb., 1 Beil.; Aachen.
- (1976): Zur Geologie der Umgebung von Mechernich. – Die schöne Eifel, H. Mechernich: 44–58, 1 Abb.; Düren (Eifelverein).
 - (1980), mit Beitr. von HAGER, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der nördlichen Eifel 1: 100 000. – 3. Aufl.: 155 S., 9 Abb., 9 Tab., 1 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- KNAPP, G., & RICHTER, D. (1980): Gibt es im Gebiet von Gemünd (Nordeifel) Obersiegenium und tiefes Unteremsium in Klerfer Fazies? – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1980** (6): 342–360, 4 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- KNAUFF, W., & SCHRÖDER, E. (1962): Über die Verbreitung des Lias am nördlichen Eifelrande südlich Düren. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **6**: 231–238, 1 Abb.; Krefeld.
- KOCH, C. (1881): Über die Gliederung der rheinischen Unterdevon-Schichten zwischen Taunus und Westerwald. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst., **1**: 190–242, 1 Taf.; Berlin.
- KRAPP, H. (1944): Beiträge zur Erforschung der Mechernicher Bleierzlagerstätte. – Diss. Univ. Bonn: 77 S., 22 Abb., 7 Tab.; Bonn. – [Unveröff.]
- KRAUSE, P. G. (1912): Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der geologischen Aufnahmen im Jahre 1911 (Blatt Hitdorf und Mechernich). – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst., **32** (2): 421 S.; Berlin.
- (1917): Bericht über die Aufnahmen auf Blatt Mechernich im Jahre 1915. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst., **36** (2): 437–439; Berlin.
 - (1922): Über das Alter und die Entstehung der roten Kalkkonglomerate in der Eifel. – Verh. Geol.-Mijnb. Gen. Nederland, Geol. Ser., **6**: 153–171; s'Gravenhage.
 - (1927): Über *Ammonicrinus* aus dem Mitteldevon der Eifel. – Z. dt. geol. Ges., **79** (A): 448–456; Stuttgart.
- KREBS, W. (1971): Zur Paläogeographie des Eifeler Korallenmeeres. – Nachr. dt. geol. Ges., **1971** (4): 22–23; Hannover.
- KRÖMMELBEIN, K. (1952): Zur Geologie der Salmerwald- und Gerolsteiner Mulde (Devon, Eifel). – Z. dt. geol. Ges., **103**: 325–326; Hannover.

- (1955): Stratigraphie und Tektonik der Salmerwald-Mulde (Devon, Eifel). – In: KRÖMELBEIN, K., & HOTZ, E.-E., & KRAUSEL, W., & STRUVE, W.: Zur Geologie der Eifeler Kalkmulden. – Beih. Geol. Jb., **17**: 3–44, 8 Abb., 3 Taf., 1 Beil.; Hannover.
- KUCKELKORN, L. (1925): Die SW-Enden der Blankenheimer und Dollendorfer Mulde in der hohen Eifel. – Sitz.-Ber. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westf., **1924** (Abt. C): Ber. Versamml. niederrhein. geol. Ver., **1924**: 78–105, 1 Taf.; Bonn.
- KUCKELKORN, L., & VORSTER, H. (1926): Das Gebiet der Blankenheimer, Rohrer und Dollendorfer Mulde in der Eifel. – Geol. Rdsch., **17** (A): 512–543, 1 Abb., 3 Taf.; Berlin.
- KULMS, M., & FRIEDRICH, G. (1970): Geochemische Untersuchungen der Flußwässer und Flußsedimente im Triasdreieck von Maubach–Mechernich–Kall/Nordeifel. – Geol. Mitt., **10** (1): 1–40, 33 Abb., 6 Tab.; Aachen.
- KURTZ, E. (1938): Herkunft und Alter der Höhenkiese der Eifel. – Z. dt. geol. Ges., **90**: 133–144, 2 Abb.; Berlin.
- LIPPERT, H.-J. (1937): Unterkoblenz-Fundpunkte im Norden und Westen der Sötenicher Mulde. – Senckenbergiana, **19** (3/4): 282–288, 3 Abb.; Frankfurt/M.
- (1939): Geologie der Daleider Mulden-Gruppe. – Abh. senckenb. naturforsch. Ges., **445**: 66 S., 11 Abb., 4 Taf.; Frankfurt/M.
- LÖHR, H. (1974): Ein römischer Steinbruch in den Katzensteinen bei Satzvey–Firmenich. – Führer vor- u. frühgesch. Denkmäler, **26**: 134–139, 2 Abb.; Mainz.
- (1978): Vom Altpaläolithikum bis zum Mittelalter. Die Grabungen des Jahres 1977 am Kartstein, Gemeinde Mechernich, Kreis Euskirchen. – Ausgrab. Rheinld., Rhein. L.-Mus., Sonderh.: 40–46; Bonn.
- LORENZ, A. (1941): Die Grenzsichten zwischen Unter- und Mitteldevon im Oberbergischen. – Jb. Reichsst. Bodenforsch., **60**: 248–310, 8 Abb., 2 Taf.; Berlin.
- LÜTTE, B.-P. (1985): *Cyathophyllum* (*Cyathophyllum*) *arduum* n. sp. (Rugosa) aus der Sötenicher Mulde (Rheinisches Schiefergebirge, Nord-Eifel). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1985** (9): 542–552, 2 Abb.; Stuttgart.
- MADER, D. (1979): Stratigraphie und Faziesanalyse im Buntsandstein der Westeifel. – Diss. Univ. Heidelberg: X u. 293 S., 96 Abb., 5 Tab., 8 Taf.; Heidelberg. – [Unveröff.]
- (1980): Petrographie und Genese der Bröckelbänke im Oberen Buntsandstein der Westeifel. – Oberrhein. geol. Abh., **29**: 1–28, 6 Abb., 3 Tab., 3 Taf.; Karlsruhe.
- (1983): Aeolische und fluviatile Sedimentation im Mittleren Buntsandstein der Nordeifel. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **165**: 254–302, 6 Abb.; Stuttgart.
- MENTZEL, R. (1966): Das Unter-Devon des Schneifel-Gebietes (Rheinisches Schiefergebirge, Eifel). – Diss. Univ. Frankfurt: 125 u. XIII S., 14 Abb., 1 Beil.; Frankfurt/M. – [Unveröff.]
- MÜCKENHAUSEN, E. (1953): Fossile Böden in der nördlichen Eifel. – Geol. Rdsch., **41**: 253–268; Stuttgart.
- (1958): Bildungsbedingungen und Umlagerungen der fossilen Böden der Eifel. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **2**: 495–502; Krefeld.
- (1978): Rezente und fossile Böden (Paläoböden) der Eifel. – Kölner geogr. Arb., **36**: 7–35, 12 Abb.; Köln.

- MÜCKENHAUSEN, E., & BECKMANN, H., & SCHRÖDER, D., & STEPHAN, S. (1975): Relikte von Paläoböden, Spalten- und Dolinenfüllungen in carbonatischen Gesteinen der nördlichen Eifel. – *Catena*, **2**: 95–106, 3 Abb., 1 Tab.; Giessen.
- MÜHLHAN, G. (1926): Der Mechernicher Erzbergbau. – *Metall u. Erz*, **17**: 463–465; Berlin.
- MÜLLER, E. M. (1954): Beiträge zur Kenntnis der Stratigraphie und Paläogeographie des Oberen Buntsandsteins im Saar-Lothringischen Raum. – *Ann. Univ. Saravensis Scientia*, **1954**: 176–200, 6 Abb., 6 Taf., 6 Beil.; Saarbrücken.
- (1966): Über stratigraphische Fragen im linksrheinischen Buntsandstein. – *Z. dt. geol. Ges.*, **115**: 836–839; Hannover.
- MÜLLER, E. M., & SCHRÖDER, E. (1960), mit Beitr. von SCHMIDT, W.O.: Zur Gliederung und Altersstellung des linksrheinischen Buntsandsteins. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **88**: 246–265, 3 Abb.; Wiesbaden.
- OCHS, G., & WOLFAHRT, R. (1961): Geologie der Blankenheimer Mulde (Devon/Eifel). – *Abh. senckenb. naturforsch. Ges.*, **501**: 100 S., 16 Abb., 3 Tab., 5 Taf.; Frankfurt/M.
- OEYNSHAUSEN, C. VON, & DECHEN, H. VON (1825): Der Bleiberg bei Commern. – *Arch. Bergb. u. Hüttenwes. (Karstens Arch.)*, **IX**: 60–135, 1 Taf., ; Kt.; Berlin.
- PAULUS, B. (1956): Geologische Untersuchung des mittleren Teiles der Sötenicher Mulde (Devon, Eifel). – *Diss. Univ. Frankfurt*: 161 S., 31 Abb., 2 Tab., 1 Kt.; Frankfurt/M. – [Unveröff.]
- (1959): Der mittlere Teil der Sötenicher Mulde (Devon, Eifel). I. Unterdevon und tiefes Eifelium. – *Senck. leth.*, **40** (5/6): 333–365, 6 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Frankfurt/M.
- (1961 a): Der mittlere Teil der Sötenicher Mulde (Devon, Eifel). Nachtrag zu Teil I. – *Senck. leth.*, **42** (5/6): 411–415; Frankfurt/M.
- (1961 b): Der mittlere Teil der Sötenicher Mulde (Devon, Eifel). II. Das höhere Eifelium. – *Senck. leth.*, **42** (5/6): 415–452, 1 Abb., 3 Tab., 2 Taf.; Frankfurt/M.
- (1961 c): Das Urfttal-Profil in der Sötenicher Eifelkalkmulde (Devon). – *Aufschluß, Sonderh.*, **10**: 26–40, 5 Abb., 1 Tab., 4 Taf.; Heidelberg.
- PICARD, K. (1950): Sedimentationsverhältnisse des Hauptbuntsandsteins in der Bucht von Mechernich–Nideggen. – *Geol. Jb.*, **64**: 331–347, 6 Abb.; Hannover, Celle.
- (1954): Beiträge zur Erforschung der Bleierzlagerstätte bei Mechernich (Eifel). – *Geol. Jb.*, **69**: 653–680, 11 Abb.; Hannover.
- PUFFE, E. (1953): Die Blei-Zink-Erzlagerstätte der Gewerkschaft Mechernicher Werke in Mechernich in der Eifel. – *Erzmetall*, **6**: 302–310, 10 Abb.; Stuttgart.
- QUESTER, H. (1954): Die Schwermineralgesellschaften im Paläozoikum und Buntsandstein des Hohen Venn und seiner Randgebiete. – *Diss. Univ. Köln*: 73 S., 9 Abb., 23 Tab., 1 Taf.; Köln. – [Unveröff.]
- QUIRING, H. (1913): Eifeldolomit und alttriadische Verebnung. – *Cbl. Mineral., Geol., Paläontol.*, **1913**: 269–272; Stuttgart.
- (1914 a): Zur Stratigraphie und Tektonik der Eifelkalkmulde von Sötenich. – *Jb. preuß. geol. L.-Anst.*, **34** (2): 81–223, 23 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- (1914 b): Die Eifelkalkmulde von Ahrdorf. – *N. Jb. Mineral., Geol., Paläont.*, **1914** (1): 61–92, 2 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.

- (1915): Über das Alter des Eifelgrabens und der Nord-Süd-Verwerfungen in der Eifel. – Z. dt. geol. Ges., **66** (B): 277–283; Berlin.
 - (1935 a): Gutachten über die im Soetenich – Keldenicher Hauptstollenfeld und Erweiterungsfeld vorhandenen Eisensteinvorkommen. – Gutachten preuß. geol. L.-Anst.: 31 S., 12 Anl.; Berlin. – [Unveröff.]
 - (1935 b): Gutachten über das Manganeisenerzlager von Kall-Golbach, mit 4 Nachträgen 1938 und 1939. – Gutachten preuß. geol. L.-Anst.: 22 u. 8 S., 9 Abb., 1 Kt., 10 u. 3 Anl.; Berlin. – [Unveröff.]
- QUITZOW, H.W. (1978): Der Abfall der Eifel zur Niederrheinischen Bucht im Gebiet der unteren Ahr. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **28**: 9–50, 4 Abb., 2 Taf.; Krefeld.
- RAMROOP, CL. (1977): Geochemische und kohlentpetrographische Untersuchungen an karbonischen und devonischen Karbonatgesteinen der Eifel. – Dipl.-Arb. RWTH Aachen: 120 S., 29 Abb., 2 Anl.; Aachen. – [Unveröff.]
- REULING, H. TH. (1931): Dolomit-Studien im Devon der Eifel. – Senckenbergiana, **13** (5/6): 271–298, 6 Abb.; Frankfurt/M.
- (1937): Zur Sedimentation des Unter-Devons der Prümer Mulde. – Senckenbergiana, **19** (1/2): 61–69, 3 Abb.; Frankfurt/M.
- RIBBERT, K.-H. (1983), mit Beitr. von GRÜNHAGE, H., & SCHALICH, J., & WOLF, M.: Erläuterungen zu Blatt 5505 Blankenheim. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1: 25 000, Erl., **5505** Blankenheim: 101 S., 18 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- RICHTER, D. (1962): Die Hochflächen-Treppe der Nordeifel und ihre Beziehungen zum Tertiär und Quartär der Niederrheinischen Bucht. – Geol. Rdsch., **52**: 376–404, 6 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.
- (1969): Aachen und Umgebung. Nordeifel und Nordardennen mit Vorland. – Slg. geol. Führer, **48**: 208 S., 34 Abb., 7 Tab., 8 Taf., 1 Beil.; Berlin, Stuttgart.
- RICHTER, D. K. (1974): Entstehung und Diagenese der devonischen und permotriadischen Dolomite der Eifel. – Contr. Sediment., **2**: 1–101, 48 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- RICHTER, RUD. (1919): Zur Stratigraphie und Tektonik der Ösling-Eifel-Mulde. 1. Über den Muldenabschnitt südlich der Schneifel. – Cbl. Mineral., Geol., Paläont., **1919**: 44–62, 1 Abb, 1 Tab.; Stuttgart.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1974): Stratigraphische Synopsis des deutschen Buntsandsteins. – Geol. Jb., **A 25**: 127–132, 1 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- ROEMER, C. F. (1844): Das Rheinische Übergangsgebirge. Eine paläontologisch-geognostische Darstellung. – VIII u. 96 S., 6 Taf.; Hannover (Hahn).
- SCHALICH, J., & SCHNEIDER, F. K., & STADLER, G. (1986): Die Bleierzlagerstätte Mechernich – Grundlage des Wohlstandes, Belastung für den Boden. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **34**: 11–91, 25 Abb., 5 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- SCHENK, E. (1938): Die Tektonik der mitteldevonischen Kalkmuldenzone in der Eifel. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **58**: 1–36, 15 Abb., 4 Taf.; Berlin.
- SCHMIDT, H. (1926): Schwellen- und Beckenfazies im ostrheinischen Paläozoikum. – Z. dt. geol. Ges., Mber., **77**: 226–234, 3 Abb.; Berlin.

- (1935): Die bionomische Einteilung der fossilen Meeresböden. – Fortschr. Geol. Paläont., **12**: 154 S., 24 Abb.; Berlin.
- SCHMIDT, H., & TRUNKO, L. (1965): Die Basis des Givet im Bereich der Lenneschiefer. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **9**: 807–876, 8 Abb., 6 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- SCHMIDT, W. E. (1936): Die Schichtenfolge des Devons bei Sötenich in der Eifel. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **56**: 292–323, 1 Taf.; Berlin.
- (1944): Klerfer Schichten und Berleer Quarzit der Eifel. – Jb. Reichsanst. Bodenforsch., **63**: 95–123, 6 Abb.; Berlin.
- SCHMIDT, W. O. (1956): Neue Ergebnisse der Revisionskartierung des Hohen Venns. – Beih. Geol. Jb., **21**: 146 S., 8 Abb., 5 Taf.; Hannover.
- (1961): Neue Vertebraten-Faunen in den Laucher und den Oberen Nohner Schichten (Devon, Eifelium) der Eifel. – Senck. leth., **42** (3/4): 255–264, 1 Abb.; Frankfurt/M.
- SCHMIDT, W. O., & SCHRÖDER, E. (1962): Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte der nördlichen Eifel 1: 100 000. – Hochschul-Umgebungskarte Aachen, 1. Aufl.: 110 S., 12 Abb.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- SCHNEIDERHÖHN, H. (1928): Konzentrationslagerstätten in arid-terrestrischen Schuttgesteinen. – Ber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., **27**: 8–20; Freiburg.
- (1953): Konvergenzerscheinungen zwischen magmatischen und sedimentären Lagerstätten. – Geol. Rdsch., **42**: 34–43; Stuttgart.
- SCHNEIDERHÖHN, H., & MORITZ, H. (1938): Nachtragsgutachten über die Eisenerzlagertstätten im Nordwestteil der Soetenicher Mulde in der Eifel. – Gutacht. preuß. geol. L.-Anst.: 18 S., 2 Anl.; Berlin. – [Unveröff.]
- SCHNELL, K. (1955): Gewässerkundliche Karten von Nordrhein-Westfalen. – 3 Kt., viele Tab.; Düsseldorf (Minist. Ernähr., Landwirtsch. u. Forsten, Land Nordrh.-Westf.).
- SCHÖMER, R. (1939): Chirotherien-Fährten aus dem Buntsandstein von Mechernich (Eifel). – N. Jb. Mineral., Beil., **82** (B): 155–159, 2 Tab., 1 Taf.; Stuttgart.
- SCHRADER, E. (1983): Ein Sedimentationsmodell der Trias in der Eifeler Nord-Süd-Zone. – Diss. RWTH Aachen: 300 S., 144 Abb., 10 Tab.; Aachen. – [Unveröff.]
- SCHROÉ, G. (1980): Faziesabhängigkeit von Schwermetallmineralisationen und Spurenelementen im Buntsandstein des Mechernicher Triasdreiecks. – Dipl.-Arb. Univ. Köln: 201 S.; Köln. – [Unveröff.]
- SCHRÖDER, E. (1938), mit Beitr. von PFEFFER, P.: Erläuterungen zu Blatt Zülrich. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder 1: 25 000: 65 S., 2 Abb., 12 Tab., 1 Taf.; Berlin. – [2. Aufl.: Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1: 25 000, Erl., **5305** Zülrich: IX u. 65 S., 4 Abb., 11 Tab., 1 Taf.; Krefeld 1979]
- (1954): Zur Paläogeographie des Mittleren Buntsandsteins bei Mechernich/Eifel. – Geol. Jb., **69**: 417–428, 6 Abb.; Hannover. – [Erscheinungsjahr des Bandes: 1955]
- SCHULZ, E. (1883): Die Eifelkalkmulde von Hillesheim. Nebst einem paläontologischen Anhang. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst., **3**: 158–250, 5 Taf.; Berlin.
- (1914): Über einige Leitfossilien der Stringocephalenschichten in der Eifel. – Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westf., **70**: 335–385, 2 Abb., 3 Taf.; Bonn.

- SKALA, W. (1974): Sedimentologische Untersuchungen an den Heisdorf-Schichten (Unter-Devon, Ober-Emsium) der Eifeler Kalkmulden-Zone. – Senck. leth., **55** (1/5): 259–323, 15 Abb., 3 Tab.; Frankfurt/M.
- SÖLTER, W. (1974): Archäologische Untersuchungen zur antiken Wirtschaft und Technik in der Nordeifel. – Führer vor- u. frühgesch. Denkmäler, **25** (1): 50–68, 3 Abb.; Mainz.
- (1976): Die roten „Katzenköpfe“, ein römischer Steinbruch an den Katzensteinen bei Mechernich-Katzvey, Kreis Euskirchen. – Kat. rhein. Ausgrab., Rhein. Landesmus. Bonn, Sonderh., **1976**: 114–116; Bonn.
- SOLLE, G. (1937): Geologie der mittleren Olkenbacher Mulde. – Abh. senck. naturforsch. Ges., **436**: 72 S., 4 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Frankfurt/M.
- (1972): Abgrenzung und Untergliederung der Oberems-Stufe, mit Bemerkungen zur Unterdevon-/Mitteldevon-Grenze. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **100**: 60–91, 2 Abb.; Wiesbaden.
 - (1976): Oberes Unter- und unteres Mitteldevon einer typischen Geosynklinal-Folge im südlichen Rheinischen Schiefergebirge. Die Olkenbacher Mulde. – Geol. Abh. Hessen, **74**: 264 S., 11 Abb., 2 Taf., 1 Kt.; Wiesbaden.
- SPANGENBERG, H.-D. (1973): Die Grundwasserverhältnisse im Einzugsgebiet der Wasserwerke der Stolberger Wasserwerks-Gesellschaft bei Breinigerberg/Stolberg (Rhld.). – Diss. RWTH Aachen: III u. 230 S., 20 Abb., 12 Anl.; Aachen. – [Unveröff.]
- STICKEL, R. (1927): Zur Morphologie der Hochflächen des linksrheinischen Schiefergebirges und angrenzender Gebiete. – Beitr. Landeskde. Rheinld., **5**: 104 S., 1 Beil.; Leipzig.
- STOLTIDIS, I., & KRAPP, L. (1977): Grundwasserverhältnisse in den Kalkmulden der Nord-Eifel. – Decheniana, **130**: 299–315, 11 Abb., 2 Tab.; Bonn.
- STRUVE, W. (1952): Zum Problem der Eifler Dolomite. – Senckenbergiana, **33**: 135–145, 3 Abb., 1 Tab.; Frankfurt/M.
- (1961 a): Zur Stratigraphie der südlichen Eifler Kalkmulden (Devon: Emsium, Eifelium, Givetium). – Senck. leth., **42** (3/4): 291–345, 1 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Frankfurt/M.
 - (1961 b): Das Eifeler Korallenmeer. – Aufschluß, Sonderh., **10**: 81–107, 12 Abb., 1 Tab.; Heidelberg.
 - (1963): Das Korallen-Meer der Eifel vor 300 Millionen Jahren. Funde, Deutungen, Probleme. – Natur u. Museum, **93** (6): 237–276, 23 Abb.; Frankfurt/M.
 - (1976): Unterarten von *Retzia prominula* im Mittel-Devon der Eifel. – Senck. leth., **57** (2/3): 225–247, 11 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Frankfurt/M.
 - (1982): The Eifelian within the Devonian frame, history, boundaries, definitions. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **55**: 401–432, 6 Abb.; Frankfurt/M.
- TEICHMÜLLER, M., & TEICHMÜLLER, R. (1952): Zur Fazies und Metamorphose der „Kohlen“ im Devon des Rheinischen Schiefergebirges. – Z. dt. geol. Ges., **103**: 219–232; Hannover.
- , & – (1979): Ein Inkohlungsprofil entlang der linksrheinischen Geotraverse von Schleiden nach Aachen und die Inkohlung der Nord-Süd-Zone der Eifel. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **27**: 323–355, 6 Abb., 3 Tab.; Krefeld.
- URBAN, B. (1978): Der holozäne Kalktuff bei Eiserfey/Westeifel. – Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln, **33**: 21–28; Köln.

- VOGLER, H. (1977): Nutzbare Festgesteine in Nordrhein-Westfalen. – 65 S., 11 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- VOIGT, A. (1951): Die Bleizinkerzvorkommen im Buntsandstein und Unterdevon der Nordeifel. – Geol. Jb., **66**: 1 – 13, 1 Abb.; Hannover.
- (1959): Eisengewinnung und -verarbeitung zur Römerzeit im Gebiet der Erzprovinz um das Hohe Venn. – Stahl u. Eisen, **79**: 1359 – 1361; Düsseldorf.
 - (1961): Bergbau und Hüttenwesen in der Geschichte des Dürener Landes. – Dürener Geschichtsbl., **25**: 489 – 528, 9 Abb.; Düren.
 - (1982): Beiträge zur Archäologie, Siedlungs- und Montangeschichte des Düren-Nord-eifeler Wirtschaftsraumes. – 253 S.; Düren. – [nachgelassene Arbeit]
- VORSTER, H. (1918): Zur Kenntnis der Dollendorfer, Rohrer und Blankenheimer Mulde. – Sitz.-Ber. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westf., **1916**, (Abt. C): Ber. Versamml. niederrhein. geol. Ver., **1916**: 10 – 21, 1 Abb., 1 Taf.; Bonn.
- WALKER, T. R. (1976): Diagenetic Origin of continental Red Beds. – In: FALKE, H. [Hrsg.]: The continental Permian in Central, West and South Europe. – Nato advanc. Stud. Inst. Ser., Proc.: 240 – 282, 26 Abb.; Dordrecht (Reidel).
- WEMMER, M. (1909): Die Erzlagerstätten der Eifel mit Ausschluß der näheren Umgebung von Aachen. – Diss. Univ. Münster: VII u. 28 S., 1 Kt.; Iserlohn.
- WERNER, R. (1969): Ober-Ems und tiefstes Mitteldevon am N-Rand der Prümer Mulde (Devon, Eifel). – Senck. leth., **50** (2/3): 161 – 237, 7 Abb., 6 Tab., 7 Taf.; Frankfurt/M.
- (1972): Zur Ausbildung der Heisdorf-Schichten in der Hillesheimer und Ahrdorfer Mulde (Devon, Eifel). – Senck. leth., **53** (5): 439 – 454, 2 Abb.; Frankfurt/M.
- WERNER, R., & ZIEGLER, W. [Hrsg.] (1982): Proposal of a Boundary-Stratotype for the Lower/Middle Devonian Boundary (partitus-Boundary). – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **55**: 13 – 83, 17 Abb., 2 Taf.; Frankfurt/M.
- WINTER, J. (1969): Stratigraphie und Genese der Bentonitlagen im Devon der Eifeler Kalkmulden. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **16**: 425 – 472, 10 Abb., 5 Tab., 6 Taf.; Krefeld.
- (1977): Fazies und Paläogeographie des Eifeler Mitteldevons mit Exkursionsbeispielen aus der Hillesheimer Mulde. – In: MEYER, W., & STOLTIDIS, I., & WINTER, J.: Geologische Exkursion in den Raum Weyer – Schuld – Heyroth – Niederehe – Üxheim-Ahütte. – Decheniana, **130**: 322 – 334, 4 Abb.; Bonn.
- WITTE, G. DE (1957): Über die Entstehung der Mechernicher Bleierze. – N. Jb. Mineral., Mh., **1957**: 121 – 128; Stuttgart.
- WUNSTORF, W. (1931): Über das Unterdevon auf dem Südflügel des Venn-Sattels. – Sitz.-Ber. preuß. geol. L.-Anst., **6**: 157 – 168, 1 Abb.; Berlin.
- (1934): Bericht über die Exkursion durch das Cambrium, Silur und Unterdevon auf dem Südflügel des Venn-Sattels am 22. und 23. Mai 1932. – Sitz.-Ber. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westf., **1932/33** (C): 112 – 119; Bonn.
 - (1943), mit Beitr. von PFEFFER, P.: Erläuterungen zu den Blättern Rötgen-Eupen und Nideggen. – Geol. Kt. Dt. Reich 1:25000: 76 S., 4 Abb., 12 Tab., 1 Kt.; Berlin.
- ZEESE, R. (1978): Der präpleistozäne Formenschatz in der Rureifel und seine Beziehung zur Tektonik. – Kölner geogr. Arb., **36**: 121 – 128, 1 Abb.; Köln.

Karten

Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.

Blatt L 5504 Schleiden, Bearb. SCHALICH, J. [In Vorbereitung.]

Bodenübersichtskarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 300 000 (1953). – Hrsg. Amt f. Bodenforsch.; Hannover, Bearb. MÜCKENHAUSEN, E., & WORTHMANN, H.

Geologische Übersichtskarte von Deutschland, Abteilung Preußen und Nachbarländer 1 : 200 000. – Hrsg. Preuß. Geol. L.-Anst.; Berlin.

Blatt 122/123 Aachen – Köln (1939), Bearb. SCHRIEL, W.

Geologische Übersichtskarte der nördlichen Eifel 1 : 100 000 (Hochschul-Umgebungskarte Aachen) (1962). – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld, Bearb. SCHMIDT, W.O., & SCHRÖDER, E. – [2. Aufl. 1978, 3. Aufl. 1980: Geol. Kt. nördl. Eifel 1 : 100 000. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld, Bearb. KNAPP, G.]

Hydrologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000. – Hrsg. L.-Amt Wasser u. Abfall Nordrh.-Westf.; Düsseldorf.

Blatt 5405 Mechernich (1976), Bearb. STOLTIDIS, J., & KRAPP, L.

Karte der Verschmutzungsgefährdung der Grundwasservorkommen in Nordrhein-Westfalen 1 : 500 000 (1980). – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Bearb. BOLSENKÖTTER, H., & HILDEN, H. D.; Krefeld. – [2. Aufl.]

Klima-Atlas von Nordrhein-Westfalen (1960): 77 Kt., 10 Taf., mit Erl.; Offenbach/M. (Dt. Wetterdienst).