

**Geologische Kartierung auf Blatt 4510 Witten im
Ostteil von Herdecke, am Nordufer des Hengsteysees
(Südliches Ruhrkarbon).**

Diplomkartierung
zur
Erlangung des Grades eines Diplom-Geologen
der
Hohen Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität
Bonn

vorgelegt von
Norbert Arndt
aus
Bonn

Bonn 2004

Hiermit erkläre ich, daß ich die vorliegende
Kartierung selbständig verfaßt und nur die angegebenen
Hilfsmittel verwendet habe.

Bonn, den 6. Juli 2004

Norbert Arndt

1	Einführung	3
1.1	Einleitung	3
1.2	Aufschlußverhältnisse	4
1.3	Lage und Abgrenzung des Kartiergebietes	4
1.4	Geographischer und Morphologischer Überblick	5
2	Geologischer Überblick über das Kartiergebiet	6
2.1	Paläogeographische Entwicklung des Ruhrkarbons	6
2.2	Sedimentäre Entwicklung der Subvariszischen Saumsenke	10
2.3	Entwicklung des Ablagerungsraumes	12
3	Stratigraphie des Kartiergebietes	14
3.1	Das Namur B und C.....	14
3.2	Das Namur B.....	14
3.2.1	Die Vorhalle-Formation (cnV)	14
3.3	Das Namur C.....	16
3.3.1	Die Sprockhövel-Formation (cnS).....	16
3.3.1.1	Der Grenzsandstein (GS).....	18
3.3.1.2	cnS	19
3.3.1.3	Der Kaisberg-Sandstein (KS)	20
3.3.1.4	Sengsbänksgen – Sandstein (SgS).....	22
3.3.1.5	Flöz Sengsbänksgen und Flöz Sengsbank	23
3.3.1.6	Bereich von Flöz Sengsbank bis Wasserbank-Sandstein.....	23
3.3.1.7	Wasserbank-Sandstein (WbS)	25
3.3.1.8	Das Hangende des Wasserbank-Sandsteins.....	25
3.4	Quartär	26
3.4.1	Pleistozän (Weichsel-Kaltzeit).....	27
3.4.1.1	Löß (Lö)	27
3.4.2	Holozän.....	27
3.4.2.1	Ablagerungen in den Nebentälern der Ruhr (Rinnenfüllungen) (qh)	27
3.4.2.2	Niedermoor (Hn)	28
3.4.2.3	Anthropogene Aufschüttungen.....	28

4	Tektonik	29
4.1	Falten	31
4.2	Bruchtektonik	34
4.2.1	Überschiebungen	35
4.2.2	Abschiebungen (Sprünge).....	36
4.2.3	Blattverschiebung.....	37
5	Lagerstätten	38
5.1	Steinkohle	38
5.2	Erze	42
5.3	Sandsteine.....	43
5.4	Tonstein	44
6	Literaturverzeichnis.....	45
7	Anlage.....	49
7.1	Liste der Aufschlüsse und strukturellen Schichtlagerung.....	49
7.2	Geologische Karte zur geologischen Kartierung auf Blatt 4510 Witten im Osten von Herdecke, am Nordufer des Hengsteysees (Südliches Ruhrkarbon) (Maßstab 1:10000). Alle Aufschlüsse und Strukturen sind in der Karte enthalten.	62
7.3	Geologische Karte zur geologischen Kartierung auf Blatt 4510 Witten im Osten von Herdecke, am Nordufer des Hengsteysees (Südliches Ruhrkarbon) (Maßstab 1:10000). Die Profile sind nicht überhöht.....	62

1 Einführung

1.1 Einleitung

Die hier vorgelegte Diplomkartierung wurde im südlichen Teil des Blattes 4510 Witten im Osten von Herdecke und im Südteil von Dortmund Löttringhausen am Nordufer des Hengsteysees durchgeführt. Als Grundlage der Kartierung diente die auf den Maßstab 1:10000 hochkopierte TK 25 Blatt 4510 Witten. Zur selben Zeit arbeitete mein Kommilitone Frank Hinz östlich von meinem Kartiergebiet im Raum Syburg-Westhofen (HINZ 2004). Das Gebiet von Herdecke wurde erstmals im Maßstab 1:25000 auf Blatt Witten von KRUSCH (1909) kartiert und von der Preußischen Geologischen Landesanstalt in Berlin herausgegeben (JANSEN 1980). Im Jahre 1934 erfolgte eine Kartierung der Karbonoberfläche von STAHL (1933/1934) im Maßstab 1:25000, die aber nicht veröffentlicht wurde. Durch genauere Verfolgung der die Flöze begleitenden Sandsteine konnte STAHL (1933/1934) die Unteren Sprockhövel-Schichten erstmals genau kartieren und somit die Flözsandsteine von den zum Flözleeren gehörenden trennen (JANSEN 1980). Aufgrund der Untersuchungen von STAHL (1933/1934) und aufgrund von Vermessungen aus dem Bergbau konnten mehrere Geologische Karten des Rheinisch Westfälischen Steinkohlengebietes im Maßstab 1:10000 (dargestellt an der Karbonoberfläche) erstellt werden (STAHL 1952), darunter auch das Blatt Herdecke. Im Jahre 1960 erschien eine Dissertation „Zur Stockwerktektonik des Gebietes zwischen Witten und Wetter a. d. Ruhr“ von ROSENFELD (1960), in der größere Teile des Blattes Witten neu kartiert wurden. Auf der Grundlage der Karten von STAHL (1952) und ROSENFELD (1960) wurde von JANSEN (1980) das Blatt 4510 Witten der Geologischen Karte von Nordrhein-Westfalen im Maßstab 1:25000 erstellt. Diese Karte wurde auch als Hilfsmittel für die hier vorgelegte Diplomkartierung benutzt. Desweiteren wurden auch noch unveröffentlichte Unterlagen „Bericht über eine Revision der Karbonologie zwischen Haßlinghausen und Herdecke“ (JUCH 2000) benutzt, die dankenswerter Weise von

Herrn Dr. Dierk Juch (Geologischer Dienst in Krefeld) zur Verfügung gestellt wurden. Im Rahmen dieser Diplomkartierung konnte auch der Stollen „Gotthilf“ befahren werden, was freundlicherweise von Herrn Walter Klisch ermöglicht wurde.

1.2 Aufschlußverhältnisse

Die Aufschlußverhältnisse zeigen in beiden Kartiergebieten eine deutliche Süd-Nord-Verteilung der Aufschlußhäufigkeit. Während im Süden des Kartiergebietes die Aufschlüsse noch recht zahlreich sind, nehmen sie im Norden des Kartiergebietes stark ab. Im nördlichen Kartiergebiet war es teilweise nur möglich, anhand der Morphologie wie z.B. Höhenrücken bestehend aus Kaisberg-Sandstein zu kartieren. Die Vorhalle-Formation ist im gesamten Kartiergebiet, außer an der Uferstraße des Hengsteysees bis zum Pumpspeicherwerk (E-Werk am Ufer des Hengsteysees), nahezu überhaupt nicht oder nur als Verwitterungshorizont aufgeschlossen.

1.3 Lage und Abgrenzung des Kartiergebietes

Das Kartiergebiet wird durch folgende Gauß-Krüger-Koordinaten begrenzt:

$r^{25}99000 h^{56}96970$ $r^{26}02450 h^{56}99180$
 $r^{25}99000 h^{57}02000$ $r^{26}02450 h^{57}01720$.

Nach Norden wird das Kartiergebiet durch die Autobahn A 45 begrenzt. Die westliche Grenze des Kartiergebietes verläuft vom südlichen Blattrand der TK 25 Blatt 4510 Witten über den zugeschütteten Steinbruch am Nacken ($r^{25}99000 h^{56}98450$) nach Norden bis zur Autobahn A 45. Die südliche Grenze des Arbeitsgebietes bildet der südliche Blattrand der TK 25 des Blattes 4510 Witten und der Hengsteysee.

Die Ostgrenze des Gebietes verläuft vom Hengsteysee ($r^{26}02450 h^{56}99180$) nach Norden durch den Steinbruch „Theodor Imberg“ am Klusenberg (Aufschluß 13 $r^{26}02450 h^{56}99600$) bis zur Autobahn A 45.

Um einen besseren Überblick über die Ostgrenze des Kartiergebietes zu bekommen wurde noch ein kleiner Teil des Kartiergebietes von Frank Hinz in der Darstellung der Karte übernommen. Profil 6 (K-L) liegt z.T. im Kartiergebiet von Frank Hinz und wurde von ihm übernommen.

1.4 Geographischer und Morphologischer Überblick

Das Kartiergebiet gehört zum Bergisch-Sauerländischen Gebirge. Hierzu gehört das Niederbergisch-Märkische Hügelland. Dieses besteht aus der Ardeyplatte westlich des Kartiergebietes und dem Ardeygebirge, welches nahezu das gesamte Kartiergebiet einnimmt (Abb. 1). Das Ardeygebirge ist ein NE-SW verlaufender Höhenrücken zwischen Witten, Dortmund-Kirchhörde, Schwerte, Herdecke und Wetter (Ruhr), aus dem des öfteren Sandsteinklippen herausgewittert sind. Die durchschnittliche Höhe des Gebietes beträgt ca. 195 m. Die Morphologie wird von vielen Sandsteinrücken bestehend aus den Schichten des Kaisberg-Sandsteins bestimmt, die als Härtlinge herausgewittert sind und so morphologisch als Rücken zu erkennen sind. Beispiele hierfür sind am Steinbruch „Theodor Imberg“ am Klusenberg (r²⁶02450 h⁵⁶99600) (Aufschluß 13) oder am Steinbruch „Grandi“ am Attenberg (r²⁶00020 h⁵⁶98330) (Aufschluß 2) zu beobachten. Die Niederungen des Gebietes werden von Ton und Siltsteinen gebildet, wie z.B. an der Eisenbahnstrecke in der Nähe des Gasthofs Wittbräucke an der Wittbräuckerstraße (B 54) (r²⁶00500 h⁵⁶99450). Den höchsten Punkt des Kartiergebietes bildet mit 262 m das RWE Pumpspeicherbecken (r²⁶00840 h⁵⁶98680) westlich des Hengsteysees.

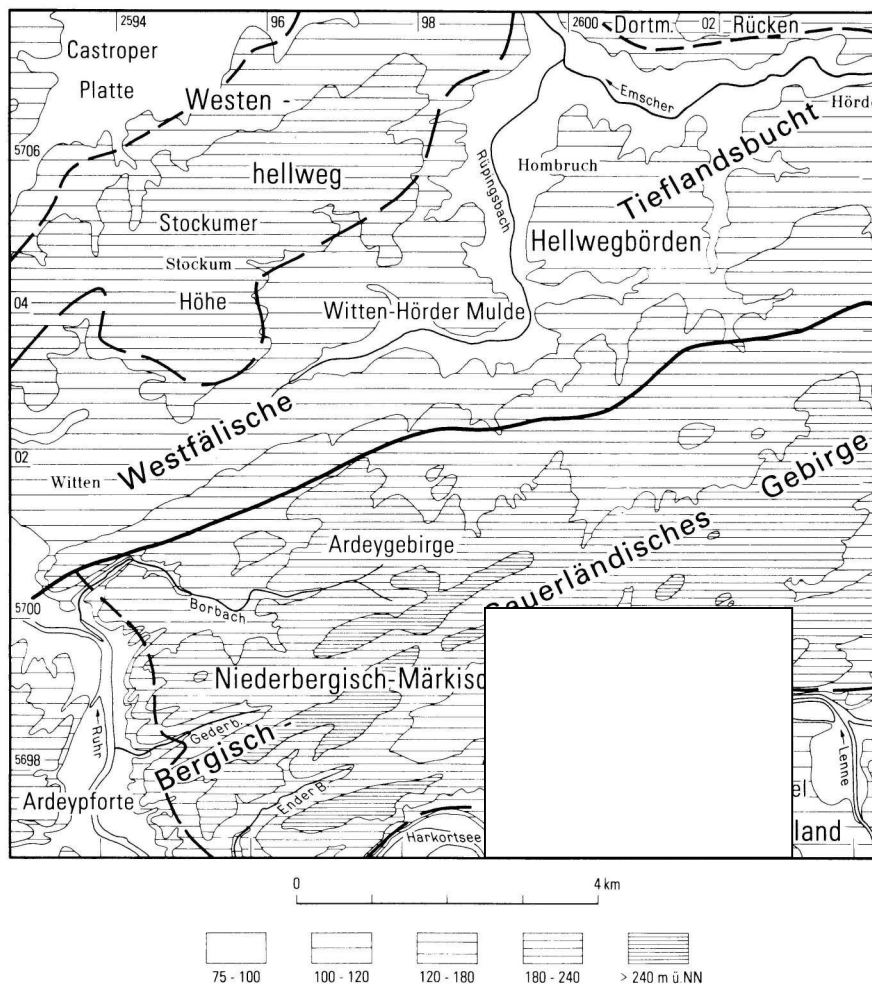


Abb. 1 : Naturräumliche Gliederung des Raumes Witten und Herdecke (aus: JANSEN 1980).

2 Geologischer Überblick über das Kartiergebiet

2.1 Paläogeographische Entwicklung des Ruhrkarbons

Das Kartiergebiet liegt im südöstlichen Teil des Ruhrbeckens. Dieses bildete sich im Vorland des Variszischen Gebirges, das sich vor der variszischen Deformationsfront über ganz Mitteleuropa erstreckte (SÜSS1996). Dieses Vorlandbecken wird auch als "Subvariszische Saumsenke" bezeichnet. Das parallel zum Varizikum streichende Sedimentbecken reichte vom nördlichen Rheinischen Schiefergebirge bis in die Deutsche Bucht und von Belgien bis Polen (BRAUKMANN et al. 1993). Es entwickelte sich auf kontinentaler Lithosphäre am Rande des

Laurussischen Kontinents, einem durch einen orogenen Gürtel vom Südkontinent Gondwana getrennten Superkontinent (SÜSS 1996). Das Ruhrbecken befand sich im Außenbereich des variszischen Orogens. Entlang dieses orogenen Gürtels erstreckte sich das mitteleuropäische variszische Vorlandbecken (SÜSS 1996). Das Ruhrbecken gehörte zu einem ausgedehnten Beckenbereich, der bis in die Nordsee reichte (SÜSS 1996). Weiter im Westen Mitteleuropas gelegene Becken bildeten sich hingegen in eng begrenzten Räumen zwischen kratonischen Hochgebieten und dem von Süden vorrückenden Orogen (SÜSS 1996). Dieses noch im Devon extensionale Regime blieb mit Unterbrechungen bis in das Visè aktiv und wurde durch die Kollision von Afrika mit dem Laurussischen Kontinent durch ein kompressives Regime abgelöst. Die weite Verbreitung mittel- bis oberdevonischer Riffe sowie der unterkarbonischen Kohlenkalke im Norden und Nordwesten der Rhenoharzynischen Zone belegen die Existenz eines weiten flachen Schelfgebietes und die kontinentale Natur ihres wahrscheinlich kaledonischen Fundaments (WALTER 1995). Das Schelfgebiet reicht bis nach Polen und wird daher als Norddeutsch-Polnischer Schelf bezeichnet. Im Süden wurde das Becken durch die variszische Front, im Norden durch das Fennoskandische Hoch begrenzt (Abb. 2). Möglicherweise bestand im Oberkarbon über den Oslo-Graben eine Verbindung zu den Becken der Moskauer Plattform im Osten und zu den Riffbecken Canadas im Westen (ZIEGLER 1990).

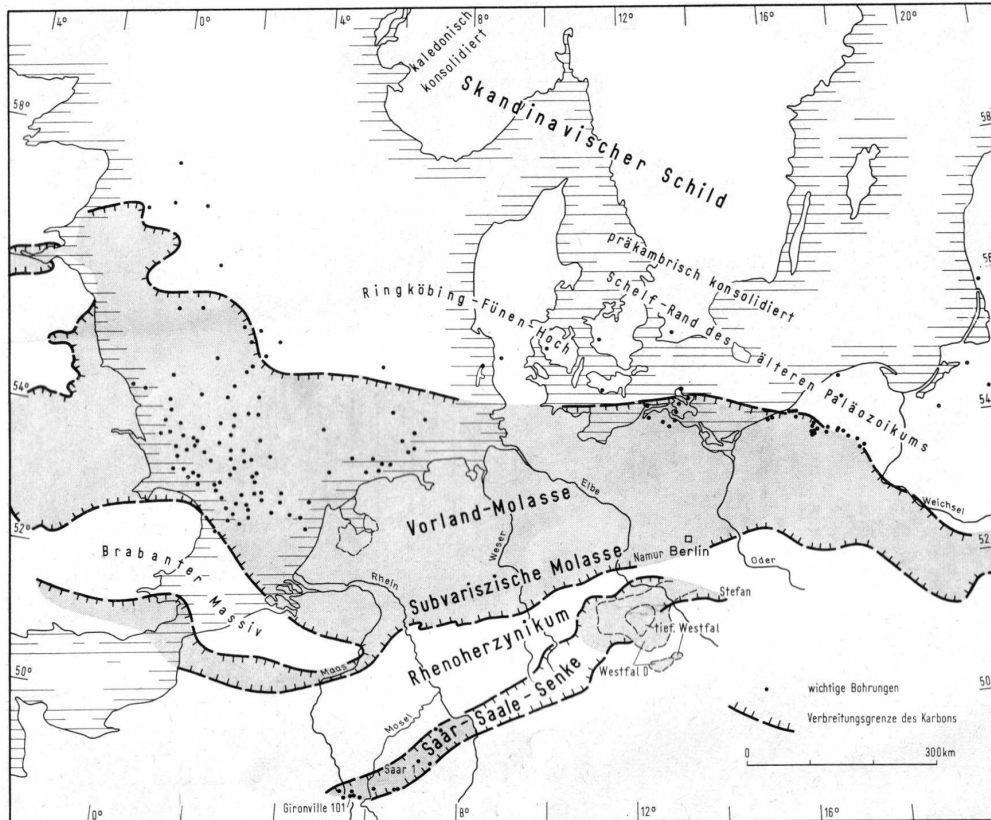


Abb. 2 : Das Oberkarbon in Mitteleuropa (aus: HEDEMANN & TEICHMÜLLER 1971).

Ebenfalls von Bedeutung sind die vermutlich bereits im Unterkarbon benachbarten Störungen im Bereich der Hessischen Senke und entlang der Naht zwischen linksrheinischem und rechtsrheinischem Schiefergebirge, die heute vom Mittelrhein eingenommen wird. Entlang dieser Lineamente konnten Seitenverschiebungen senkrecht zum Streichen des Orogens aktiv werden (SÜSS 1996).

Während im Tournais innerhalb des Rheinischen Schiefergebirges noch zeitweise Extension stattfand, war seit dem späten Visè der südliche Bereich des Rheinischen Schiefergebirges in die nach Süden gerichtete Subduktion Avalonias unter das Saxothuringikum mit einbezogen. Teile der Giessener Grauwacke und des Giessen-Lizzard-Ozeans wurden obduziert. Nach Norden gerichtete Deckenüberschiebungen im Schiefergebirge schufen im nördlichen Vorland zunächst ein Flyschbecken, das ebenfalls nach Norden wanderte. Dieses Becken wurde in mehreren Phasen von Süden her mit turbiditischen Grauwacken gefüllt (Abb. 3). Der im Oberdevon noch deutlich flachmarine Bereich des nördlichen Rechtsrheinischen Schiefergebirges östlich des Velberter Sattels ging im Unterkarbon schnell in eine Beckenfazies über, die ab dem Visè ebenfalls durch Kulm-Grauwacken gefüllt wurde

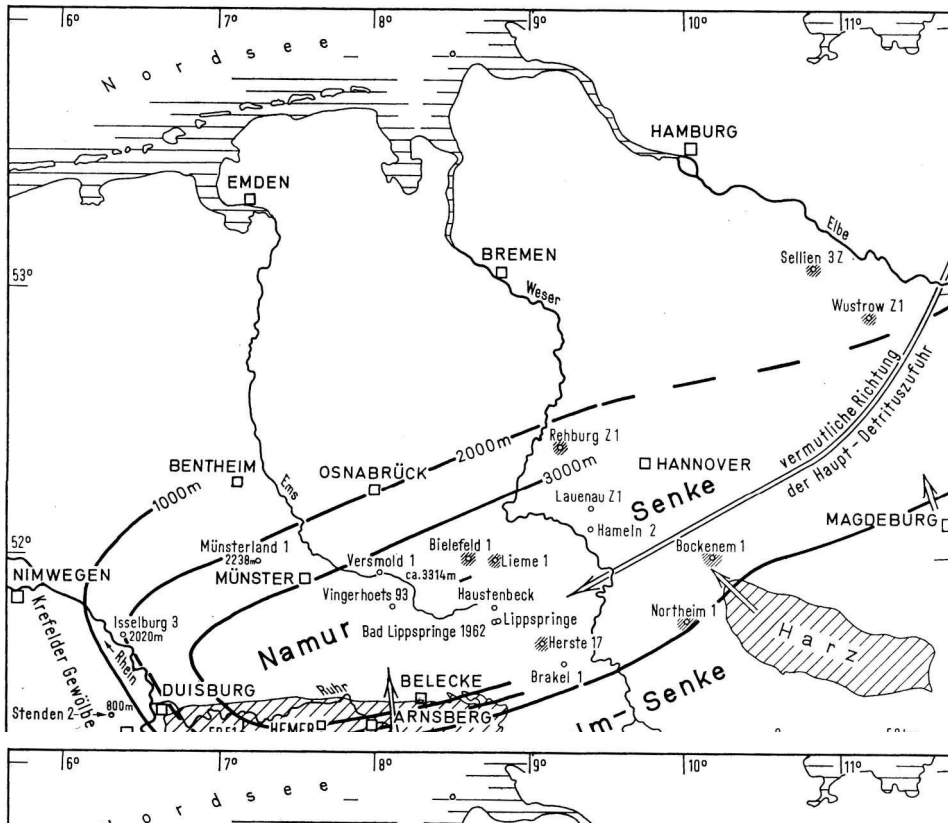


Abb. 3: Paläogeographie des nordwestdeutschen Namur-Beckens. Die Pfeile geben die vermuteten Schüttungsrichtungen an (aus: HEDEMANN & TEICHMÜLLER).

Die subvariszische Saumsenke besaß einen asymmetrischen Querschnitt, wobei der interne Rand steiler als der externe war und damit die Trogtiefe im Süden lag. An der Grenze vom Unter- zum Oberkarbon (Visé – Namur) verlagerte sich die Trogachse des Ruhrbeckens nach Nordwesten (Abb. 4).

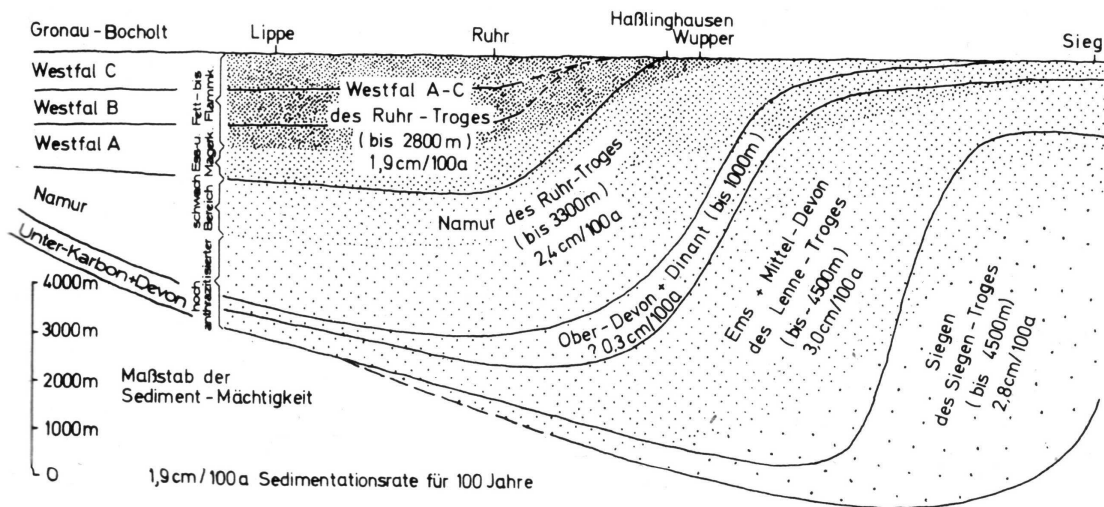


Abb. 4: Der asymmetrische Querschnitt der Subvariszischen Saumsenke (aus: Richter 1996)

Hierfür war die sudetische Phase der Variszischen Orogenese (Visé/Namur) verantwortlich. Während des unteren Namur wurden über 2000 m Flyschsedimente abgelagert. Etwa ab dem Namur B endete die Flyschsedimentation, und es begann im Namur C die Regression des Meeres und mächtige fluviatile Schüttungen schufen ein weit verzweigtes Deltasystem (BRAUKMANN et al. 1993). Während des gesamten Oberkarbons wurden aufgrund der hier sehr hohen Subsidenzraten über 3500 m molassoide Sedimente abgelagert (SÜSS 2000).

2.2 Sedimentäre Entwicklung der Subvariszischen Saumsenke

Während des Namurs ändert sich die Fazies von vollmarinen zu brackisch limnisch/fluviatilen (paralischen) Verhältnissen. Im Namur A und B überwiegen im südlichen Ruhrgebiet marine Sedimente (FÜCHTBAUER 1992). Vom Namur C bis Westfal B herrscht dort eine Untere Deltaebene. Ab dem Namur C kompensiert der Sedimenteintrag die Beckensubsidenz (BÜKER 1996).

Die Kohlebildung beginnt im belgisch-französischen Raum sowie im Aachener Revier während des Namur A. Im Ruhrgebiet beginnt die Kohlebildung erst einige Millionen Jahre später während des Namur C (DROZDEZEWSKI & WREDE 1994).

Die Kohlebildung erreichte innerhalb der subvariszischen Vortiefe ihr Maximum während des Westfal A und B und endete während des Westfals D. Insgesamt bildeten sich während des Oberkarbons etwa 250 Flöze, aber nur etwa 50 davon erlangten wirtschaftliche Bedeutung (DROZDEZEWSKI & WREDE 1994).

Die Isopachen der Schicht- und Kohlemächtigkeiten verlaufen im Ruhrkarbon in der Regel SW-NE und damit parallel zu den Faltenachsen (Abb. 5). Sowohl im Namur als auch im Westfal sank das Ruhrbecken im Südosten am Gebirgsrand am stärksten ab. Beobachtungen zur Verlagerung einer SW-NE verlaufenden Schwelle sowie der Kohlefazies lassen sich jedoch im Sinne einer nach Norden wandernden Faltung interpretieren. Maximale Namur-Mächtigkeiten betragen im Raum Wuppertal ca. 3 000 m, maximale Westfal-Mächtigkeiten etwa 4 000 m (Abb. 5) (DROZDEZEWSKI 1992).

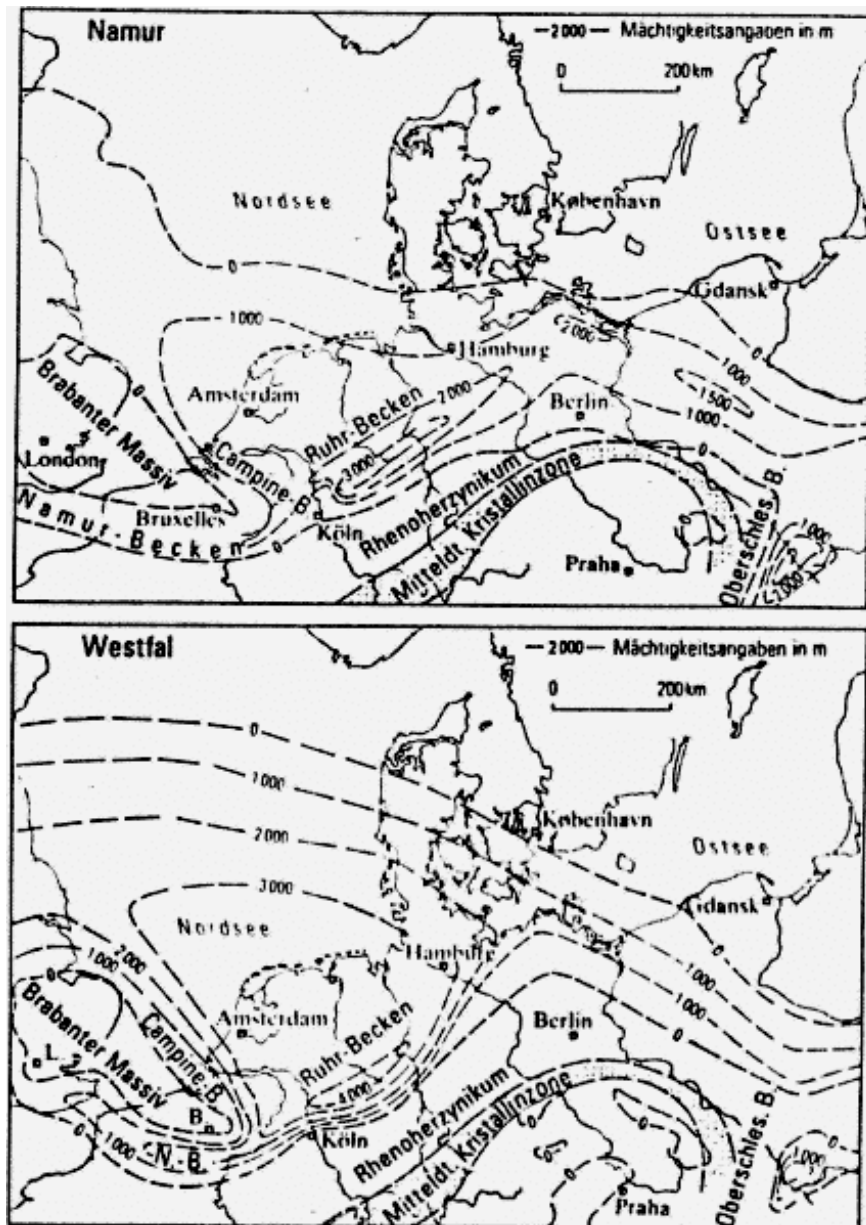


Abb. 5: Isopachenkarte des Namur und Westfal (aus: DROZDZEWSKI & WREDE 1994).

Die Schüttungsrichtung änderte sich von streng NE-SW im Namur A und B nach WSW im Namur C (HESEMANN 1975). Während des Namur C ist die Subsidenzrate mit 325 m/1000 Jahre im Süden des Beckens doppelt so gering wie im Westfal A mit 400-800 m/1000 Jahre (DROZDZEWSKI & WREDE 1994).

Ein großer Teil der Karbonsedimente stammt vermutlich von der Mitteldeutschen Kristallinschwelle (KRAFT 1992).

2.3 Entwicklung des Ablagerungsraumes

Im höheren Namur wurde der marine Einfluß vom wachsenden limnischen Einfluß, unter dem die mächtigen kohleführenden Molasse-Schichten des Oberkarbons entstanden, zurückgedrängt (RICHTER 1995). Kohleführende Becken werden oft als deltaisch, ähnlich wie das Mississippi-Delta, angesehen (SÜSS 1996). Ein deltaischer Ablagerungsraum wird von einigen Autoren bestritten, weil die hohen Subsidenzraten nur bedingt dazu geeignet sind, hochwertige Kohle zu erzeugen (Süss 1996). Es werden daher alternativ auch nicht fluviatile Modelle wie Lagunen oder Nehrungen angenommen (SÜSS 1996). Im Namur wechselte die Landschaft während der Sedimentation ständig (SÜSS 1996). Nach FÜCHTBAUER (1992) unterscheidet man im Oberkarbon flußabwärts:

1. Alluvialebene ohne Kohle (meist Rotsedimente)
2. Alluvialebene mit Kohle (graue Sedimente)
3. obere Deltaebene (mit Kohle)
4. untere Deltaebene (Häufig marine Einflüsse mit Gezeitenbildung).

Der Sedimentationsraum entwickelte sich von einem relativ offenen und tiefen Meeresraum, mit Flyschbildung im Unterkarbon, zu einem vom Meer weitgehend abgeschlossenen System aus Buchten und Lagunen, welches sich entlang der variszischen Front bildete. Es muß auch eine Veränderung der hydrodynamischen Strömungsverhältnisse in dem System stattgefunden haben (SÜSS 1996). SÜSS (1996) nimmt im Ruhrbecken seit dem Namur C ein fluvio-deltaisches relativ ruhiges Milieu an. Es treten Sedimentgefüge auf, die auf ein offenes Meer hindeuten. Beulenrippeln, Swals und die Existenz von Strandbarren zeigen an, daß sich hier eine Küste bilden konnte, in der Meeresströmungen und Sturmereignisse die Umlagerung der Sedimente dominierten (SÜSS 1996). Bis zum Beginn der Bochum-Formation im oberen Westfal A bildet sich ein marines Prodelta oder Schelf, danach dann eine Deltaebene (SÜSS 1996). Die wesentlichen Faktoren für die Sedimentation im Ruhr-Becken sind :

- die sich ändernde Verteilung und Größe der Subsidenzraten im Becken
- die Position des Hauptsedimenteintrags
- die Entwicklung des eustatischen Meeresspiegel.

Im höheren Oberkarbon (Bochum Formation) verlagert sich der Ablagerungsraum immer stärker in eine flachere Deltaebene .

Es werden nach SÜSS (1996) drei verschiedene Ablagerungsräume der Deltaebene unterschieden:

- die subaquatische Deltaebene
- die (subaerische) Deltaebene
- die obere Deltaebene

Die subaquatische Deltaebene liegt oberhalb der Deltafront der flachmarinen deltaisichen Küste. Sie besteht aus mächtigen deltaisichen Füllungen marin bis brackischer interdistributärer Buchten (SÜSS 1996).

Die Untere Deltaebene wird oft als der subaerische Teil des Deltas von Beckenprozessen, im allgemeinen den Gezeiten, beeinflusst (SÜSS 1996). Typisch für die Basis von Zyklen in der Unteren Deltaebene sind fluviatil dominierte, brackische Flachwasser-Deltas (bayhead - deltas), die sich zwischen den distributären Rinnen bilden (SÜSS 1996). Diese Buchten füllen sich recht schnell mit Kleindelta- und Überflutungssedimenten, dessen Top wahrscheinlich das Niveau der distributären Rinnen erreicht (SÜSS 1996).

Die Obere Deltaebene hingegen ist von Beckenprozessen unbeeinflusst und reicht bis zur Alluvialen Ebene. In der Oberen Deltaebene tritt die Häufigkeit ausgedehnter Flachwasser-Becken gegenüber den Sedimenten von ausgedehnten Überflutungsbecken und geringmächtigeren Überflutungsebenen zurück (SÜSS 1996). Hier kommen auch verstärkt gespaltene Flußrinnen vor (SÜSS 1996). Die meisten Flüsse fließen jedoch durch Teilerosionen der liegenden Sedimente in weit verzweigten Rinnen als verwilderte Flüsse (braided river) (FÜCHTBAUER 1992).

3 Stratigraphie des Kartiergebietes

3.1 Das Namur B und C

Die ältesten im Kartiergebiet vorkommenden Schichten sind die Schichten des Namur B. Das Namur B besteht aus der Arnsberg-Formation, Hagen-Formation (sensu PATTEISKY 1959) und der Vorhalle-Formation.

Die Arnsberg-Formation und die Hagen-Formation kommen im Kartiergebiet nicht vor und werden daher hier auch nicht behandelt.

3.2 Das Namur B

3.2.1 Die Vorhalle-Formation (cnV)

Als Vorhalle-Formation (früher Ziegelschiefer-Zone) werden die jüngsten Schichten des Namur B bezeichnet (JANSEN 1980). In der oberen Vorhalle-Formation kommen nach KRAFT (1992) Sturmsandlagen vor, deren Rippelgefüge ein küstennahes Milieu anzeigt.

Die Vorhalle-Formation ist nach einem berühmten Aufschluß in einer Ziegelgrube in Hagen-Vorhalle benannt. In dieser Ziegelgrube wurden auch fossile Arthropoden (Urnetzflügler, Tausendfüßler, Skorpione, Spinnen) (RICHTER 1995) gefunden, was ein küstennahes Milieu der Vorhalle-Formation unterstreicht.

Gesteine: Die Vorhalle-Formation besteht fast ausschließlich aus grauen bis grauschwarzen Ton- und Siltsteinen mit wechselndem Glimmergehalt. Bezeichnend ist das Auftreten von Tongallen. Untergeordnet sind sapropelische, bituminöse, schwefelkieshaltige Tonsteine (Alaunschiefer) eingelagert. Der Sandgehalt der Ton- und Siltsteine ist meist gering. Gelegentlich sind dünne, feinkörnige Sandsteinbänke von meist nur Dezimeterstärke eingeschaltet, die stets rasch auskeilen. Lediglich im unteren Drittel der Vorhalle-Formation ist nach PATTEISKY (1959) eine 2-6 m mächtige Sandsteinbank vorhanden. Die Ton- und Siltsteine verwittern leicht und sind meist braungrau gefärbt. Die Vorhalle-Formation ist im

gesamten Kartiergebiet eher schlecht aufgeschlossen. Lediglich am Schiffswinkel am Westufer des Hengsteysees längs der Uferstraße zum RWE- Speicherwerk (Abb. 6) von r ²⁶00940 h ⁵⁷96480 bis ca. r ²⁶01170 h ⁵⁶98340 ist die gesamte Schichtenfolge von der Vorhalle-Formation bis zum Kaisberg-Sandstein der Sprockhövel-Formation aufgeschlossen.

An dieser Uferstraße zum RWE-Speicherwerk sind auch ungefähr 55—60 m im Liegenden des Grenzsandsteins (r ²⁶00 920, h ⁵⁶98 575) mehrere unreine Kohleschmitzen innerhalb einer Wechsellagerung von sandigen Siltsteinen und dünnen Sandsteinbänken zu finden (ROSENFELD 1960).

Die Schichtung ist in den Ton- und Siltsteinen teils schlecht, teils gut ausgeprägt. Eine Schieferung ist nicht vorhanden.



Abb. 6: Aufgenommen an der Uferstraße des Hengsteysees westlich des Pumpspeicherwerk „Köpchen“ (r ²⁶01111 h ⁵⁶98307) mit Blick nach NW. Auf dem Foto zu sehen sind die grauen teilweise weißlich angewitterten Siltsteine der Vorhalle-Formation. Durchzogen werden die Schichten der Vorhalle Formation von einer für diese Formation typischen ca. 15 cm mächtigen Sandsteinbank (Aufschluß 6).

3.3 *Das Namur C*

3.3.1 Die Sprockhövel-Formation (cnS)

Die Schichten des Namur C werden im Ruhrkarbon als Sprockhövel-Formation (früher Magerkohleschichten) bezeichnet (JANSEN 1980). Während im Namur B noch hochmarine Fazies herrschte, wurde diese im Laufe des höheren Namurs vom wachsenden limnischen Einfluß zurückgedrängt, unter dessen Bedingungen die mächtigen kohlenführenden Molasse-Schichten des jüngeren Oberkarbon entstehen konnten. Es herrschten nun paralische (lagunäre) Verhältnisse in der Subvariszischen Saumtiefe, deren Senkung sich im rhythmischen Wechsel, manchmal schneller, manchmal langsamer, vollzog (RICHTER 1996). Die Flöze entstanden in den Zeiten des Stillstandes oder nur langsamen Sinkens mit Anstieg des Grundwassers, wodurch Waldsümpfe und Sumpfwälder ungestört in den Niederungen oder Mündungsgebieten großer Flüsse wachsen konnten. Wiederholt bildeten sich auch weit ausgedehnte flache Seen, in denen sich Brackwasser-Muscheln ansiedelten (RICHTER 1996). Bei starker Subsidenz, wenn die Zufuhr und Aufschüttung der Abtragungsmassen des variszischen Gebirges nicht mit der Subsidenz des Beckens Schritt hielten, kam es zur Überflutung und Absterben der Moorvegetation und selten auch zur marinen Ingression mit der Bildung von marinen Horizonten. Aus den Torfmassen der Moore bildeten sich durch Inkohlung bei der Diagenese Steinkohlen. Das flözführende Oberkarbon besteht aus einer Wechsellagerung von teils konglomeratischen Sandsteinen, Schiefertonen und Kohleflözen. Viele Sandsteine zeichnen sich durch einen hohen Gehalt an inkohlten Pflanzenresten aus, die sich häufig auf den Schichtflächen anlagern (RICHTER 1996). Schrägschichtungskörper sind sehr häufig. Die Schiefertone im Liegenden der Kohleflöze heißen Wurzelböden. Nach RICHTER (1995) ist der Sedimentationsumschlag vom grobkörnigen Sandstein zum feinkörnigen Wurzelboden-Tonstein durch Anstieg des Meerwasserspiegels erklärbar. Dieser Vorgang bewirkte einen Rückstau, so daß die im Hinterland befindlichen Sandmassen nicht mehr in den Ablagerungsraum gelangen konnten. Die zunächst durch den Anstieg des Grundwasserspiegels üppig wachsenden Moor- und Sumpfwälder ertranken später im Meer, welches in das Hinterland vorstieß. Daher gelangte jetzt gar kein Sand mehr und nur wenig feiner Schlamm in die Saumtiefe,

und das erklärt auch, warum schon dicht über den Flözen marine Faunen auftreten (RICHTER 1995). Anschließend begann der Wasserspiegel zu fallen und die gestauten Sandmassen gerieten in Bewegung zur Saumtiefe. Deshalb wurden die flöznahe Tone zum Hangenden hin immer sandstreifiger, bis schließlich nur noch Sand zur Ablagerung kam. Im Ruhrkarbon ist ein Sedimentationsrhythmus von Wurzelboden, Flöz, Tonstein, Sandstein, Wurzelboden häufig. Charakteristisch für die Sprockhövel-Formation sind mächtige Sandsteine, die teilweise konglomeratisch sind (JANSEN 1980). Einzelne Horizonte lassen sich häufig über mehrere Kilometer im Streichen verfolgen.

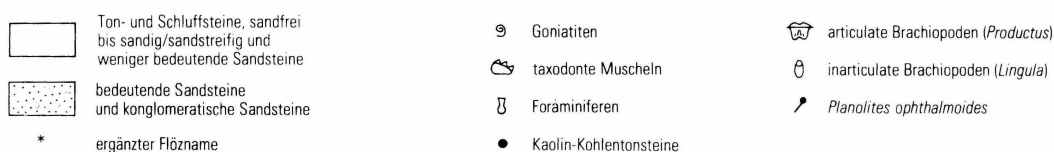
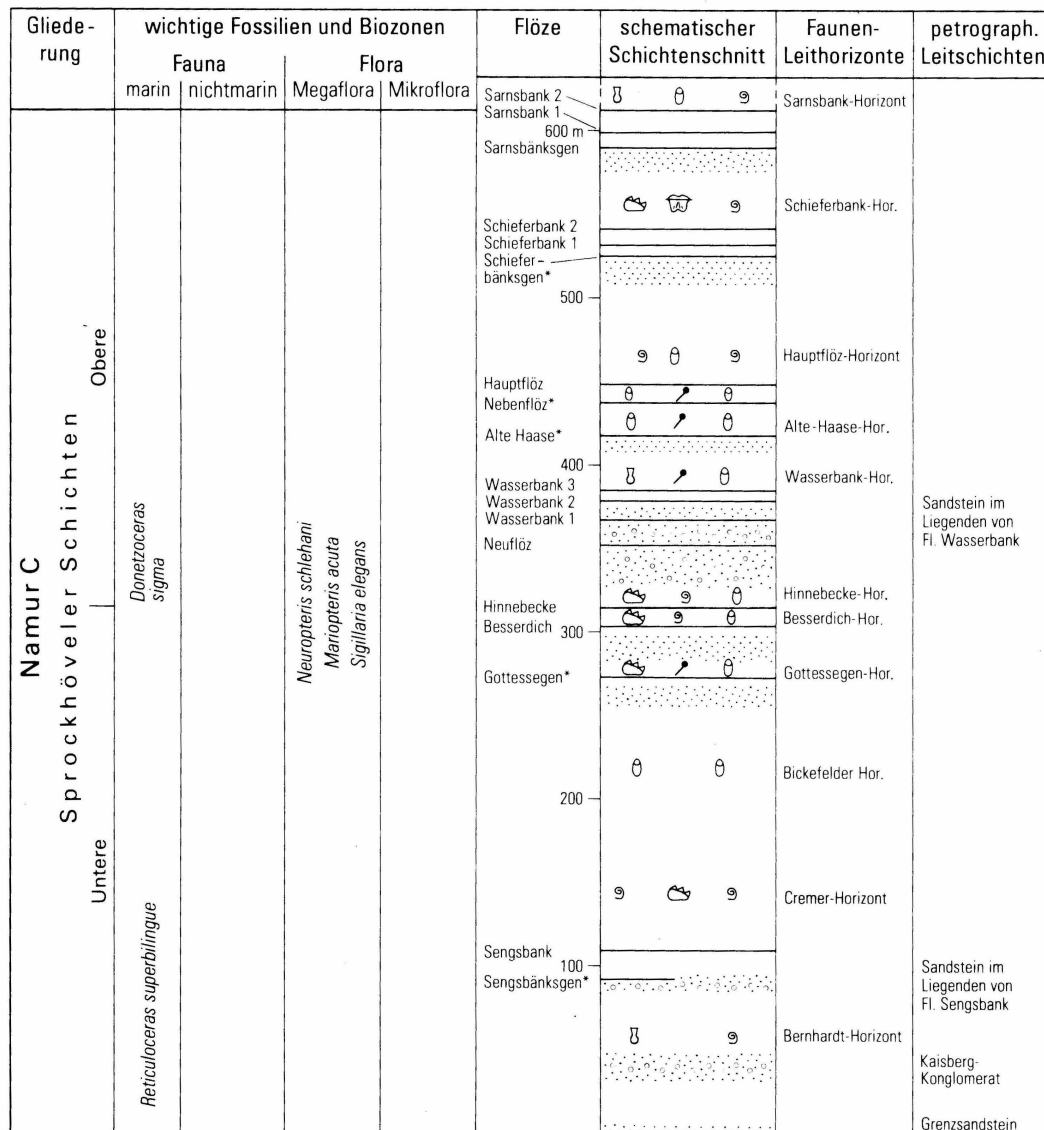


Abb. 7: Stratigraphische Übersicht der Sprockhövel-Formation (aus: JANSEN 1980).

3.3.1.1 Der Grenzsandstein (GS)

Die Sprockhövel-Formation beginnt mit dem Grenzsandstein (GS) (Abb. 7), auch liegender Sandstein genannt. Der Grenzsandstein wird von KRAFT (1992) als Strandbarre (beach barrier) angesehen. SÜSS et al. (2000) sehen den Grenzsandstein hingegen als Rinnensediment. Dieser läßt sich nach ROSENFELD (1960) dreigliedern, wie es am Aufschluß Schiffswinkel östlich von Herdecke (r²⁶00926 h⁵⁶97457) zu beobachten ist oder am Jollenstein an der Eisenbahnbrücke (Abb. 8) (r²⁵99741 h⁵⁶98730).

Über einer 1,40 m mächtigen Basisschicht aus fein- bis mittelkörnigen, quarzitischen, glimmerreichen Sandsteinen, die plattig geschichtet sind, folgen 6,15 m mittelkörnige, massige Sandsteine. Im oberen Drittel enthalten sie plattige Einlagerungen mit kohligen Resten, Driftpflanzen und einzelnen Geröllen. Den Abschluß bilden 2,35 m mittelkörnige, dünnbankige und unregelmäßig plattig geschichtete Sandsteine, die im oberen Meter Quarzgerölle führen (ROSENFELD 1967). Der Aufbau des Grenzsandsteins ist in allen Aufschlüssen sehr ähnlich. Es läßt sich demnach über einer plattig-bankigen Basis (mit häufigen Erosionsspuren) ein massiger Hauptteil von einer zum Teil gröberen, bankigen, plattigen und unruhig geschichteten oberen Partie unterscheiden.

Der Grenzsandstein tritt im Gegensatz zum Kaisberg-Sandstein morphologisch meist sehr schwach oder überhaupt nicht in Erscheinung. Teilweise mußte auf eine Auskartierung im Gelände verzichtet werden. Die Grenze gegen die Vorhalle-Formation wurde dann unter Annahme eines Abstandes Kaisberg-Sandstein-Vorhalle-Formation von 30 m konstruiert. Die Gesamtmächtigkeit des Grenzsandsteins beträgt 7-10 m und nimmt von Südosten nach Nordwesten ab.



Abb. 8: Silt- und Sandsteinwechselfolge (rechts im Bild) an der Eisenbahnbrücke (links im Bild) am Jollenstein (r²⁵99741 h⁵⁶98730), die dem Grenzsandstein zuzuordnen sind (Aufschluß 3).

3.3.1.2 cnS

Zwischen den Leithorizonten, die meist aus Sandsteinen bestehen, lagern immer wieder Ton- und Siltsteine. Sie sind teilweise mehr oder weniger sandig.

Zwischen den Ton- und Silsteinen liegen immer wieder marine Horizonte, wie z.B. der marine Bernhardt-Horizont, der sich am Top des Kaisberg-Sandsteins befindet.

Dieser Bernhardt-Horizont geht in eine interdistributäre Bucht (lagooned facies) über (KRAFT 1992). Die Ton- und Siltsteinfolgen zwischen den einzelnen

Sandsteinformationen wurden, da sie nur sehr schwer zu unterscheiden sind, bei dieser Kartierung unter dem Namen cnS zusammengefaßt. Diese sind nur sehr selten aufgeschlossen und lassen sich teilweise nur anhand von

Verwitterungshorizonten kartieren. Aufgeschlossen sind die Ton- und Siltsteinfolgen zwischen dem Grenzsandstein und dem Kaisberg-Sandstein z.B. am Schiffswinkel (r²⁶00915 h⁵⁶97150) oder an der Eisenbahnbrücke an der „Ladestraße“ (Aufschluß 5) nördlich des Bahnhofs Herdecke (r²⁵99651 h⁵⁶97473).

Diese Ton- und Siltsteinfolgen zwischen dem Grensanstein und dem Kaisberg-Sandstein gehören nach SÜSS (1996) in die untere Deltaebene. Der Bereich

zwischen dem Kaisberg-Sandstein dem Sengsbänksen-Sandstein ist hinter dem Herdecker Bahnhof (r ²⁵99633 h ⁵⁶97687) oberhalb des Kaisberg-Sandstein aufgeschlossen.

3.3.1.3 Der Kaisberg-Sandstein (KS)

20 m im Hangenden des Grenzsandsteins befindet sich der Kaisberg-Sandstein (KS). Der Kaisberg-Sandstein (KS), früher auch Kaisberg-Konglomerat oder Liegendes Konglomerat oder Sengsbank-Konglomerat oder auch Bernhardt-Sandstein genannt, besteht aus grauen bis braungrauen, teilweise fein- bis mittelkörnigen, überwiegend grobkörnigen, häufig schräggeschichteten Sandsteinen. Gerölle, die fast ausschließlich aus Quarz und selten aus Lyditen oder Feldspäten bestehen, finden sich als Lagen oder Nester. Nach den Untersuchungen von ROSENFELD (1967) läßt sich der Kaisberg-Sandstein in zwei bis drei Einheiten untergliedern. Über einer unteren Einheit A (6—13 m), die hellgrau, mittelkörnig und dickbankig bis massig ausgebildet ist, folgt die Einheit B (6—9 m), die grobkörniger, stärker geröllführend und sehr viel unruhiger geschichtet ist. Darüber ist noch gelegentlich eine Einheit C (2—4 m) entwickelt, in der feinkörnige, dünnbankig bis plattig geschichtete Sandsteine überwiegen. Die Mächtigkeit des Kaisberg-Sandsteins beträgt im bearbeiteten Kartiergebiet durchschnittlich 18-22 m, nach JANSEN (1980) südlich des bearbeiteten Gebietes zwischen dem Elektrizitätswerk Mark am Harkort-See und Wetter 30 m. SÜSS (1996) gibt sogar an anderen Stellen eine Mächtigkeit von bis zu 60 m an. Bei dieser Kartierung wurde eine durchschnittliche Mächtigkeit für den Kaisberg-Sandstein von ca. 25 m angenommen. Nach KRAFT (1992) besteht der Kaisberg-Sandstein aus mehreren ineinander gestapelten Flußrinnen und wird als Sandstein des Typus eines verflochtenen Flusses (braided river) beschrieben. Der Kaisberg-Sandstein schneidet sich mit einem erosiven Kontakt in ein interdistributäres Becken (interdistributary-bay, lagoon environment) ein (KRAFT 1992). Die in den Sedimentstrukturen festgestellten Paläo-Strömungsrichtungen deuten auf beckenachsenparallelen Sedimenttransport aus östlicher bis südöstlicher Richtung hin (RICHTER 1996). Der Kaisberg-Sandstein bleibt wegen seiner hohen Verwitterungsbeständigkeit als Geländerücken erhalten (s.o.). Der Kaisberg-Sandstein ist im Kartiergebiet in zahlreichen Steinbrüchen, wie z.B. im Steinbruch Grandi am Attenberg (r ²⁶02450 h ⁵⁶99510) oder im Steinbruch Imberg (Abb. 9) am

Klusenberg (r²⁶02450/h⁵⁶99510) und an Felshängen wie am Aussichtspunkt Teufelskanzel amWaldfriedhof (Aufschluß 4)(r²⁶00823 h⁵⁶97941) und hinter dem Bahnhof Herdecke (r²⁵99633 h⁵⁶97687) (Abb. 10) zu beobachten.



Abb. 9: Kaisberg-Sandstein im Steinbruch Imberg am Klusenberg (Aufschluß 13) (r²⁶02450 h⁵⁶99500). In Richtung Westen fotografiert



Abb. 10: Aufschluß hinter dem Bahnhof Herdecke (r ²⁵99633 h ⁵⁶97687) (Aufschluß 11) im unteren Bereich des Bildes ist der Kaisberg-Sandstein zu sehen, darüber befindet sich die als cnS bezeichnete Ton- und Siltsteinfolge.

3.3.1.4 Sengsbänksgen – Sandstein (SgS)

Etwa 30 m im Hangenden des Kaisberg-Sandsteins befindet sich der Sengsbänksgen- Sandstein. Nach KRAFT (1992) gehört der Senksbänksgen-Sandstein zu einem verflochtenem Flußsystem (braided river). Dieser Sandstein wurde früher als Sandstein im Liegenden von Flöz Sengsbank oder Oberer Sandstein oder Königsborner Konglomerat bezeichnet (ROSENFELD 1967). Nach KRAFT (1992) ist die Verbreitung des Sengsbänksgen-Sandsteins nicht flächenhaft, doch DROZDZEWSKI (in: BRAUKMANN et al. 1993) zeigt, daß dieser Sandstein am ganzen Südrand des Ruhr-Beckens auftritt. Der Sengsbänksgen-Sandstein ist ca. 6-20 m mächtig (JANSEN 1980). Die Mächtigkeit des Senksbängsgen-Sandsteines liegt im Kartiergebiet bei ca. 16-20 m . Er ist meist konglomeratführend und schneidet sich in das Liegende ein. Das Liegende des Sengsbänksgen-Sandsteins wird daher als sog. Sequenzgrenze im Sinne der Sequenzstratigraphie angesehen (SÜSS 1996). Nördlich von Herdecke im Kleff (r ²⁶00585 h ⁵⁶98948) (Aufschluß 25) besteht dieser Sandstein aus einer unteren Partie, die massig, quarzitisch, fest bis sehr hart ist und einer oberen Partie, die große Schrägschichtungskörper enthält und häufig

konglomeratisch ist. Im übrigen Gebiet ist der Obere Sandstein fein- bis mittelkörnig, grau, glimmerreich, regelmäßig dünnbankig bis plattig und hart.

Der Abstand dieses Sengsbänksgen-Sandsteins vom Kaisberg-Konglomerat beträgt nach ROSENFELD (1960) im Kleff (Aufschluß 25) (r²⁶00585 h⁵⁶98948) etwa 35 m, am Herdecker Bach (Aufschluß 20) etwa 33 m, auf dem Nacken 39 m.

3.3.1.5 Flöz Sengsbänksgen und Flöz Sengsbank

Unmittelbar am Top des Sengsbänksgen Sandsteins befindet sich das Flöz Sengsbänksgen. Etwa 15-20 m (JANSEN 1980) im Hangenden des Sengsbänksgen Sandstein liegt das Flöz Sengsbank, welches das Ausbreiten einer stabilen Landschaft anzeigt, die als Alluviale Ebene interpretiert wird (SÜSS 1996).

Die beiden Flöze sind entlang des Ausstriches der Sprockhövel-Formation nachgewiesen. Die Mächtigkeit des Flöz Sengsbänksgen beträgt ca. 20 cm, die von Flöz Sengsbank ca. 20-40 cm (JANSEN 1980). Flöz Sengsbank ist im Kartiergebiet z.B. im Stollen Gotthilf (r²⁶00920 h⁵⁶97300) aufgeschlossen.

3.3.1.6 Bereich von Flöz Sengsbank bis Wasserbank-Sandstein

Die Schichtenfolge über dem Sengsbänksgen-Sandstein bis zum Gottessegen-Sandstein ist im gesamten Kartiergebiet nicht aufgeschlossen. Auch aus dem Bergbau ist sie nicht bekannt, da hier keine Flöze vorkommen (JANSEN 1980). Auf Zeche Herbede (Bl. 4609) wird der Abstand von Flöz Sengsbank zum Flöz Gottessegen mit 162 m angegeben (JANSEN 1980). Hier wird etwa 10 m im Hangenden des bereits erwähnten Sandstein im Hangenden von Flöz Sengsbank ein weiterer 8 m mächtiger Sandstein beschrieben, der mit einer Brandschieferfolge von 5 cm beginnt (JANSEN 1980). Die weitere Schichtenfolge bis zum Sandstein im Liegenden von Flöz Gottessegen besteht aus Ton- und Siltsteinen mit zwei marinen Horizonten, dem Cremer- und dem Bickefelder Horizont (JANSEN 1980). Die Schichten werden als Deltaschüttungen betrachtet (SÜSS 1996). Darüber folgt der ca. 10-20 m mächtige **Gottessegen-Sandstein** (JANSEN 1980). Im Kartiergebiet ist dieser Sandstein nur im Bereich nördlich des nördlichen Ausganges des Ender Tunnels (Aufschluß 44) bis in Richtung der „Heller Straße“ (Aufschluß 26) (r

²⁶01458 h ⁵⁷01593) zu beobachten. Doch da sich der Gottessegen Sandstein im Gelände nicht eindeutig verfolgen läßt und auch nur schwer von dem Besserdich-Sandstein zu unterscheiden ist wurde dieser Sandstein mit der Schichtenfolge im Liegenden und derjenigen im Hangenden und dem Besserdich-Sandstein als cnS zusammengefaßt. Etwa 184 m im Hangenden des Sengsbänksgen-Sandsteins befindet sich das **Flöz Gottessegen**. Die Mächtigkeit des Flözes beträgt ca. 25 cm. Im Kartiergebiet ist dieses Flöz nicht eindeutig nachgewiesen. Ungefähr 20 m im Hangenden des **Gottessegen-Sandsteins** befindet sich der zwischen 16 und 26 m mächtige **Besserdich-Sandstein**. Dieser mittelkörnige Sandstein ist häufig schräggeschichtet (JANSEN 1980).

Im Steinbruch H.Rauen in Witten-Gedem (r ²⁴94400 h ⁵⁶99330) außerhalb des Kartiergebietes wird dieser Sandstein von SÜSS (1996) als Sandstein mit typischen Gezeitenbündeln (tidal bundles) beschrieben. Dieser Sandstein wird als strandnahe Bildung eines Gezeiten-dominierten, aber offenen Meeres gedeutet (Süss 1996). Diese Sandsteine sind im Kartiergebiet nur schlecht aufgeschlossen und lassen sich kaum im Gelände verfolgen und sind daher auch zur Einheit cnS zusammengefaßt worden. Etwa 4 m im Hangenden des Besserdich-Sandsteins folgt das **Flöz Besserdich** (JANSEN 1980). Dieses Flöz besteht aus zwei Bänken, einer ca.70 cm mächtigen Unterbank und einer geringmächtigen Oberbank. Bei diesen Flözen handelt es sich vermutlich um ein küstennahes Moor (SÜSS 1998).

Über dem Flöz folgen Tonsteine und sandige Siltsteine und auch das **Flöz Hinnebecke**, das aus der Zeche Gottessegen (r ²⁶01200 h ⁵⁷01930) beschrieben wird (JANSEN 1980). Nach dem **Flöz Hinnebecke** folgen wieder Ton und Siltsteine mit eingeschalteten mittelkörnigen Sandsteinen bis zum Wasserbank-Sandstein. Das Flöz Hinnebecke wird als Bildung der Unteren Deltaebene betrachtet (Süss 1998). Darüber folgt die obere Deltaebene (SÜSS 1998). Darüber folgt wieder eine tonig-siltige Sequenz, die durch den erosiv einschneidenden Neufköz-Sandstein abgeschlossen wird. Das Flöz Neufköz (Abb. 7) ist im gesamten Kartiergebiet nicht aufgeschlossen und wurde auch nicht in das Normalprofil aufgenommen. Für die Kartierung wurde die gesamte Schichtenfolge vom Sengsbänksgen-Sandstein bis zum Wasserbanksandstein als cnS zusammengefaßt und eine Mächtigkeit von 255 m für die gesamte Abfolge angenommen.

3.3.1.7 Wasserbank-Sandstein (WbS)

Unter diesem Namen wurden die ca. 50 m mächtigen Sandsteine im Hangenden von Flöz Neuflöz und die darüberliegenden Sandsteine der Wasserbank Flözgruppe (Abb. 7) zusammengefaßt. Es sind meist grobkörnige-konglomeratische Sandsteine die sich morphologisch im Gelände als kleine Bergrücken gut verfolgen lassen. Sie kommen im nördlichen Bereich des Kartenblattes nördlich des Ender Tunnels vor. Diese Sandsteine werden bis zum Flöz Neuflöz als braided river interpretiert (SÜSS 1998).

3.3.1.8 Das Hangende des Wasserbank-Sandsteins

Über dem „eigentlichen“ Wasserbank-Sandstein folgt ein Wurzelboden und das erste Flöz der Wasserbank Gruppe Flöz Wasserbank 1, welches früher Dreckbank genannt wurde. Dieses spaltet sich in 2 Teile auf, die durch einen ca. 3 m mächtigen Wurzelboden getrennt sind. Etwa 11 m im Hangenden von Flöz Wasserbank 1 folgt ein ca. 2 m mächtiger sandiger Wurzelboden und im Abstand von 3 m zwei weitere geringmächtige Flöze, die als Flöz Wasserbank 2 und Wasserbank 3 bezeichnet werden. Etwa 5 m im Hangenden von Flöz Wasserbank 3 folgt der marine Wasserbankhorizont. Die eben beschriebenen Schichtmächtigkeiten folgen aus Beobachtungen von JANSEN 1980 im Steinbruch H.Rauen in Witten Gedern (r²⁴94400 h⁵⁶99330). Oberhalb des Flözes Wasserbank 1 bildet sich eine fluviatil geprägte Alluvial-Ebene aus, in der sich das an der Basis gelegene Flöz Wasserbank mehrfach in mehrere Teile aufspaltet und wieder zu einem schart (SÜSS 1998). Teilweise folgen über dem Flöz Wasserbank noch einige Flöze, die aber nicht überall ausgebildet sind wie z.B. das Flöz Nebenflöz. Zwischen Flöz Wasserbank und Flöz Hauptflöz liegt eine Folge aus Ton- und sandigen Siltsteinen teilweise mit coarsening-upward Charakter.

Das **Flöz Hauptflöz** ist ein zweigeteiltes Flöz, welches aus Flöz Nebenflöz, daß früher als Hauptflöz 1 bezeichnet wurde, und aus Flöz Hauptflöz 2 besteht. Das Flöz Nebenflöz ist im Kartiergebiet nicht ausgebildet. Das Flöz Hauptflöz 2 wurde z.B. auf Zeche Gottessegen (r²⁶01200 h⁵⁷01930) abgebaut (JANSEN 1980). Es ist ein ziemlich reines Flöz mit einer maximalen Mächtigkeit von ca. 1 m bis 1,5 m.

Über dem Flöz folgen 20 m Ton- und Siltsteine, die nach oben sandiger werden. In ihnen befinden sich Grabgänge von *Planolites ophthalmoides* JESSEN und dazwischen Lagen von nichtmarinen Muscheln (JANSEN 1980). Im Hangenden folgt der eigentliche marine Horizont mit Toneisensteinlagen. Darüber folgen einige Sand und Siltsteine bis zum Flöz Schieferbänksgen und darüber folgt das **Flöz Schieferbank**. Das Flöz Schieferbänksgen wird als transgressives Flöz oberhalb der Hauptflöz Sequenz interpretiert (SÜSS1998). Oberhalb des Flözes Schieferbank befindet sich das **Flöz Sarnsbänksgen** und das **Flöz Sarnsbank**, das sich in 2 Flöze aufgliedert (Abb. 7). Über Flöz Sarnsbank zieht JANSEN (1980) die Grenze zum Westfal. SÜSS (1998) sieht die Grenze zum Westfal im marinen Sarnsbankhorizont mit dem ersten Auftreten von *Gastrioceras subcrenatum*. In den beschriebenen Schichten befinden sich noch mehrere Horizonte die sich im Rahmen der Kartierung aber nicht festlegen lassen. Für diese Kartierung wurden die Schichten vom Wasserbank-Sandstein bis zum Westfal A als cnS zusammengefaßt und eine Mächtigkeit von 150 m angenommen. Die Schichten des Westfals wurden nicht auskartiert.

3.4 Quartär

Die Ablagerungen des Quartärs bedecken die älteren Schichten des Karbons diskordant. Die quartären Lockergesteine bestehen meist aus Sanden, Schluffen und Tonen. Im Kartiergebiet treten quartäre Bildungen aus dem Jungpleistozän (Weichsel-Kaltzeit), Löß (Lö), im Holozän Ablagerungen (Rinnenfüllungen) (qh) in den Nebentälern der Ruhr auf, und es kommt ein Niedermoor (Hn) vor.

3.4.1 Pleistozän (Weichsel-Kaltzeit)

3.4.1.1 Löß (Lö)

Der Löß wurde hauptsächlich im Hochglazial von starken Winden abgelagert, die über fast vegetationslose, tiefgefrorene Flächen wehten und den feinkörnigen Anteil vor allem aus den Ablagerungen der Grundmoräne, dem älteren Löß und aus den Bach- und Flußablagerungen ausbliesen (Jansen 1980). Der gelbe, kalkhaltige Löß (bis 20% CaCO₃) liegt heute an der Oberfläche nirgends im frischen Zustand vor. Er ist vielmehr im Holozän zu kalkfreiem Lößlehm verwittert. Die Verwitterungstiefe beträgt durchschnittlich 2,5—3,5 m (JANSEN 1980). Nach der Kornzusammensetzung ist der Löß ein recht gut sortierter Grobschluff (>50% im Anteil von 0,02—0,063 mm) mit Anteilen von Mittelschluff und Ton (10—20%) und wenig Feinsand und Feinschluff (JANSEN 1980).

Die Mächtigkeit des Löß beträgt nach JANSEN (1980) zwischen 2 und 5 m. Sehr häufig ist dieser Löß auch durch periglaziale Solifluktion umgelagert worden. Aufgetaute, breiige Schichten können auf dem Dauerfrostboden schon bei 2° Hangneigung ins Fließen geraten und in Mulden und am Hangfuß als Solifluktionsbildungen (Fließerden) abgelagert werden (JANSEN 1980). Der umgelagerte Löß (Fließerde) wurde im Rahmen der Kartierung nicht von dem nicht umgelagerten Löß unterschieden und die Mächtigkeiten wurden von JANSEN (1980) übernommen, da der Löß nicht abgebohrt wurde.

3.4.2 Holozän

3.4.2.1 Ablagerungen in den Nebentälern der Ruhr (Rinnenfüllungen) (qh)

Die Ablagerungen der Nebentäler bestehen in den Lößgebieten fast ausschließlich aus gelbbraunem bis braunem, tonigem, zum Teil schwach feinsandigem Schluff (JANSEN 1980). Die petrographische Zusammensetzung des Löß ist weitgehend erhalten geblieben; durch die Umlagerung im Wasser ist häufig eine Kornsortierung und Entmischung eingetreten (JANSEN 1980), die sich durch eine Schichtung zu erkennen gibt. Bei diesen geschichteten Lößen handelt es sich um Schwemmlöß (JANSEN 1980).

Im Ardeygebirge sind die Talböden heterogener zusammengesetzt. Sie bestehen aus gelbbraunem bis braunem tonigem, meist feinsandigem Schluff

(vorwiegend umgelagerter Löß), der aber häufig grusig und an der Basis meist steinig ist. In den größeren Tälern, wie zum Beispiel im Tal des Herdecker Baches, treten auch Sand- und Kiesablagerungen auf (JANSEN 1980).

Die Mächtigkeit der Ablagerungen in den Nebentälern hängt von der Breite und dem Gefälle des Tales ab. Sie schwankt zwischen 1 und 4 m; in den Bachkerben des Ardeygebirges liegt die Mächtigkeit unter 1 m (JANSEN 1980).

3.4.2.2 Niedermoor (Hn)

Im Kartiergebiet liegt im Bereich östlich von Ahlenberg ein Niedermoor (r²⁶02190 h⁵⁷00350).

3.4.2.3 Anthropogene Aufschüttungen

Anthropogene Aufschüttungen sind im Kartiergebiet an 2 Stellen zu sehen, zum einen an einem Sportplatz Nördlich des Kallenberges (r 259960 h 5699350) und zum anderen am ehemaligen Steinbruch am Nacken am Westrand des Kartiergebietes (r 25999090 h 5698410), der komplett zugeschüttet und daher nicht mehr kartierbar ist.

4 Tektonik

Die ca. 2750—2850 m mächtige Schichtenfolge des Oberkarbons wurde in einem sich stetig senkenden Sedimentationstrog, der sogenannten Subvariszischen Saumsenke, abgelagert. Während des Westfals verlagerte sich die Achse des Namur-Beckens zunehmend nach Nordwesten in Richtung auf das Vorland (JANSEN 1980). Bereits während des Westfals B/C begann die Auffaltung und Heraushebung der oberkarbonischen Schichten (JANSEN 1980). Sie erreichte ihren Höhepunkt mit der asturischen Phase der variszischen Gebirgsbildung. Eine wichtige Größe, die Auswirkungen der Orogenese zu beurteilen, ist die querschlägige Einengung eines Gebirges. Als Einengung des Gebirges wird die quer zum Gebirgsstreichen gemessene prozentuale Verkürzung der ursprünglich flach lagernden Schichten verstanden, die durch Faltung und Überschiebungstektonik bewirkt wird. Um diese Größe zu bestimmen, muß die Länge einer bestimmten Schicht (z. B. eines Flözes) innerhalb eines Querschnittes bestimmt und mit dem horizontalen Abstand der Endpunkte der betreffenden Meßstrecke verglichen werden (DROZDZEWSKI & WREDE 1994). Für das westliche Ruhrgebiet gibt es Einengungswerte, die von 5 - 7 % im Norden auf ca. 35 % im Süden ansteigen, während für das östliche Ruhrgebiet die Angaben von 20 % im Norden bis 50 % im Süden reichen (DROZDZEWSKI & WREDE 1994). Die Werte für das gesamte Ruhrkarbon ergeben einen Gradienten der Zunahme der Einengung von ca. 1 bis 2 % pro Kilometer von Nordwesten nach Südosten (DROZDZEWSKI & WREDE 1994). Diese Einengung wird durch Faltungs- und Überschiebungstektonik bewirkt, hinzu kommen Quer- und Diagonalstörungen. Eine Schieferung tritt nicht auf (DROZDZEWSKI & WREDE 1994). In vertikaler Richtung ist der Faltenbau stark disharmonisch: Es lassen sich bei etwa gleicher Einengung in den einzelnen Tiefenstufen insgesamt drei tektonische Stockwerke unterscheiden (DROZDZEWSKI & WREDE 1994) (Abb. 11):

- Das oberste Stockwerk ist durch weitgespannte Trogmulden und schmale hohe Hauptsättel gekennzeichnet. Spezialfalten und Überschiebungen treten hier nur innerhalb der Hauptsättel auf (DROZDZEWSKI & WREDE 1994).

- Im zweiten Stockwerk sind innerhalb der Hauptmulden Spezialfalten und eine intensive Überschiebungstektonik zu beobachten (DROZDZEWSKI & WREDE 1994).
- Im dritten Stockwerk herrscht intensive Spezialfaltung mit geringeren Amplituden vor, die Überschiebungstektonik verliert an Bedeutung. Aufgrund der vermehrten Spezialfaltung lassen sich keine strukturellen Unterschiede mehr zwischen Hauptsätteln und Hauptmulden erkennen (DROZDZEWSKI & WREDE 1994).

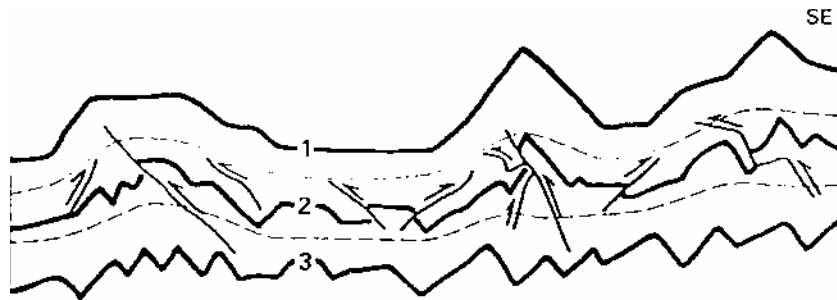


Abb. 11: Die 3 tektonischen Stockwerke des Ruhrkarbons am Beispiel eines Schnittes durch das mittlere Ruhrgebiet (DROZDZEWSKI & WREDE 1994).

Generell ist zu beobachten, daß mit der Tiefe die Anzahl der Falten deutlich zunimmt, die Amplituden und die Spannweiten der Falten aber abnehmen, so daß die Gesamteinengung in vertikaler Richtung sich nicht wesentlich ändert (DROZDZEWSKI & WREDE 1994). Der Stockwerkbau im Ruhrgebiet ist stratigraphisch nicht gebunden. Vielmehr können gleichalte Schichten in verschiedenen Teilen des Ruhrgebietes ganz verschiedenen Stockwerken angehören (DROZDZEWSKI & WREDE 1994). Durch das allgemeine Schichteinfallen der paläozoischen Gesteine in nördlicher Richtung werden im südlichen Teil des Falten-gürtels tiefere Stockwerke angeschnitten als weiter im Norden. Es läßt sich auch strukturell eine Gliederung des Falten-gürtels analog zum Stockwerkbau in drei Zonen vornehmen:

- Im Süden des Ruhrkarbons, wo mit den Schichten des Namurs (Namur A und B) sehr tiefe Stockwerke im heutigen Erosionsniveau liegen, ist ein ausgeprägter Spezialfaltenbau vorhanden, in dem der Überschiebungstektonik keine große Bedeutung zukommt (DROZDZEWSKI & WREDE 1994).

- Im mittleren Ruhrgebiet ist in den Schichten des Namur C bis Westfal B eine deutliche Gliederung in Antiklinorien und Synklinorien vorhanden. Bedeutende Überschiebungen treten hinzu (DROZDZEWSKI & WREDE 1994).
- Im nördlichen Ruhrgebiet und Münsterland überwiegen in den dort anstehenden Schichten des Westfals C und D breite, flache Trogmulden und relativ schmale, spitzgefaltete Antiklinorien, denen eine bedeutende Überschiebungstektonik fehlt (DROZDZEWSKI & WREDE 1994).

4.1 Falten

Der Faltenbau des Ruhrkarbons wird von WSW-ENE streichenden Sätteln und Mulden bestimmt, die sich zu großräumigen Antiklinorien und Synklinorien anordnen. Eine Systematik der vertikalen Abfolge der Faltenformen im Ruhrkarbon ist nicht zu erkennen :

Es sind sowohl Spitzfalten, die zum Faltenkern hin in Rundfalten übergehen, vorhanden, als auch der umgekehrte Fall, und auch Kofferfalten sind vertreten (DROZDZEWSKI & WREDE 1994).

Die Mechanik der Faltung im Subvariszikum läßt sich als Biegegleitfaltung beschreiben, bei der den Gleitvorgängen auf Schichtflächen eine entscheidende Bedeutung zukommt. Die Verteilung der Schichtharnische im Gestein ist aber insgesamt eher gering (DROZDZEWSKI & WREDE 1994).

Die Faltenhöhen (Abstand zwischen Sattel- und Muldenumbiegungen einer einzelnen Schicht) betragen in der Regel hundert bis einige hundert Meter. Darüber hinausgehende Faltenhöhen bis ca. 1 000 m sind recht selten, während noch höhere Werte zu den Ausnahmen gehören (DROZDZEWSKI & WREDE 1994).

Die Faltenbreiten (Abstand der Achsenflächen von Sattel zu Sattel oder Mulde zu Mulde) betragen in der Regel einige hundert Meter bis ca. 2000 m.

Die Vergenz der Faltenachsenflächen schwankt durchweg zwischen 0 und 23°, wobei Werte unter 10° überwiegen. Liegende Falten sind im Kartiergebiet nicht

vorhanden. Die Richtung der Vergenz ist regional unterschiedlich. Südvergenz tritt im Bereich Harkort-Sattel und nördliche Herzkämper-Mulde auf.

Eine leichte Nordvergenz liegt im Bereich der Kleff-Mulde und im Bereich Nördlich der Kleff-Mulde an der Herdecker Überschiebung. Hier wurde eine Änderung der Tektonik der amtlichen geologischen Karte vorgenommen, die später noch beschrieben wird. Die Sattel- und Muldenlinien verlaufen als gebogene Linien, die um wenige Grad um das Generalstreichen von 55—65° pendeln. Das Einsinken der Sattel- und Muldenlinien beträgt im Blattgebiet überwiegend 0—5° (JANSEN 1980), im gesamten Ruhrkarbon etwa 0-10°, lokal sogar über 20° (DROZDZEWSKI & WREDE 1994). Im Bereich des südlichen Eingangs des Ender Tunnels westlich des Großholthäuser Sprunges (r²⁶00890 h ⁵⁷00830 – r²⁶00591 h ⁵⁷00648) wird von JANSEN (1980) und ROSENFELD (1960) der Esborner Sattel beschrieben, in dessen Süden sich die Eborner Überschiebung befindet. JUCH (2000) sieht nach Untersuchungen vor allem westlich des Kartiergebietes den hier vorhandenen Sattel als eigenständigen Sattel und nicht als den Esborner-Sattel an. Die Identifizierung dieser Sattelstruktur als Esborner Sattel ist aufgrund der eingeschränkten Aufschlußverhältnisse und der flächenmäßig geringen Ausdehnung des Kartiergebietes nicht möglich. Daher bleibt dieser Sattel unbenannt. Auch sieht JUCH (2000) die von JANSEN (1980) beschriebene Esborner Überschiebung im Bereich des Kartiergebietes als nicht vorhanden an. Dieser Auffassung wurde in dieser Kartierung gefolgt, läßt sich aber aufgrund der sehr schlechten Aufschlußverhältnisse, besonders im Bereich der Vorhalle-Formation, im Rahmen dieser Kartierung nicht klären. Desweiteren beschreibt JUCH (2000) das plötzliche Auftreten von Kaisberg Sandstein nördlich des südlichen Eingangs des Ender Tunnels westlich des Großholthäuser Sprunges (Koordinaten s.o.) und das Auftreten einer nach Norden einfallenden Störung. Diese Sandsteine konnten im Rahmen meiner Kartierung nicht gefunden werden und daher wurde hier das Auftreten der Vorhalle-Formation angenommen. Eine Störung konnte hier westlich des Großholthäuser Sprunges auch nicht gefunden werden, daher wurde hier ein einfacher Koffersattel angenommen (Profil 3 und 4). Im Bereich östlich des Großholthäuser Sprunges kommen enger gefaltete Strukturen mit mehreren Störungen vor. Dies ist wahrscheinlich auf eine stärkere Einengung zurückzuführen.

Eine etwas stärkere Abweichung vom generellen Streichen kommt bei der Kleff-Mulde im Bereich vom Rehberg (r²⁶00140 h⁵⁶97920) mit 50° bis zum RWE Pumpspeicherbecken (r²⁶00930 h⁵⁶98710) am Hengsteysee vor. Dort wird sie von einer nordvergenten Überschiebung mit möglicherweise 100 m bankrechtem Verwurf abgelöst (JUCH 2000). Nach Westen läßt sich die Kleff-Mulde mit der Eulalia-Mulde in Verbindung bringen (JUCH 2000).

Einen starken Wechsel im Streichen gibt es am Voßkuhler Sattel, dessen Streichwerte zwischen 45° und 80° variieren

Im Allgemeinen kommen im Kartiergebiet sowohl Spitzfalten als auch Rundfalten und Kofferfalten sowie Übergangsformen vor. Ein besonders schönes Beispiel für eine Kofferfalte ist der Harkort Sattel (Abb. 12 und Profil 2), der am Hengsteysee (r²⁶00950 h⁵⁶97510) aufgeschlossen ist. Das Streichen der spitzgefalteten nördlichen Herzkämper-Mulde beträgt ca. 60°, während der Harkort-Sattel mit ca. 70° streicht (JUCH 2000).



Abb. 12: Spezialfalte im Kern des Hakort Sattels am Hengsteysee (r²⁶00950 h⁵⁶97510) in der besonders spezialgefalteten Vorhalle-Formation.

4.2 *Bruchtektonik*

Der tektonische Bau des Ruhrkarbons wird neben dem Faltenbau auch von einer starken Bruchtektonik bestimmt. Diese Bruchstrukturen haben in ihren Streichrichtungen eine enge Beziehung zum Streichen des Faltenbaus (DROZDZEWSKI & WREDE 1994). Die Störungen des Ruhrkarbons lassen sich nach Streichrichtungen in 3 Gruppen einteilen:

1. Überschiebungen, streichende Störungen mit einer Streichrichtung um 60° . Die Streichrichtungen sind demnach parallel zu den Faltenachsen.
2. Abschiebungen (bzw. Sprünge) mit Streichen von 140° - 150° .
3. Diagonalstörungen bzw. Diagonalstörungen mit:
 - a) überwiegend dextraler Bewegung mit einem Streichen von 95° - 120° und
 - b) überwiegend sinistraler Bewegung mit einem Streichen von 170° - 15° .

Flach gelagerte Schichten sind im Ruhrgebiet häufiger von Bruchstrukturen durchzogen als in intensiv gefalteten Schichten. Daher tritt im Norden des Ruhrgebietes, wo die Schichten flach gelagert sind, intensive Bruchtektonik auf, während im stark gefalteten Süden nur kleinräumigere Sprünge auftreten. In nördlicher Richtung ist mit einer Fortsetzung der intensiven Bruchtektonik zu rechnen, während im Süden die Bruchstrukturen auslaufen (DROZDZEWSKI & WREDE 1994). Entgegen früherer Annahmen, daß die Bruchtektonik prä- oder synorogen ist, konnte von DROZDZEWSKI & WREDE 1994 eine postvariszische Natur der heutigen Bruchtektonik nachgewiesen werden. Die frühesten tektonischen Bewegungen setzten vor Beginn der Zechsteinablagerungen, allerfrühestens mit Beginn des Westfal D ein (HEDEMANN & TEICHMÜLLER 1971; DROZDZEWSKI & WREDE 1994).

Die spät- und postvariszische Bruchtektonik des Ruhrkarbons ist in Zusammenhang mit dem Zerfall von Pangäa und der Öffnung des Nordatlantiks zu bringen. Die Ausdehnung in West-Ostrichtung, die das Ruhrkarbon erfuhr, beträgt ca. 5% (DROZDZEWSKI & WREDE 1994). Durch mehrphasige Bewegungen erhöhter tektonischer Aktivität der Rheinischen Masse kam es zu einer generellen

Schrägstellung der Karbonoberfläche um 5-7° nach Norden (DROZDZEWSKI & WREDE 1994).

4.2.1 Überschiebungen

Im Ruhrkarbon entstanden zeitgleich mit der Faltung nordwest-vergente Überschiebungen, welche alle Schichten bis in das tiefere Wetfal B betrafen (RICHTER 1995). Bei dieser Kartierung wurde nicht zwischen Überschiebungen (Einfallen < 45°) und Aufschiebungen (Einfallen > 45°) unterschieden. Es wurden alle Elemente der bruchhaften Einengungstektonik als Überschiebung bezeichnet. Die Überschiebungen des Ruhrkarbons streichen mehr oder weniger parallel zu den Faltenachsen (DROZDZEWSKI & WREDE 1994). Einige Überschiebungen werden im Streichen von Falten abgelöst und teilweise werden auch Falten von Überschiebungen abgelöst, was den genetischen Zusammenhang von Störungen und Falten zeigt (DROZDZEWSKI & WREDE 1994). Die meisten Überschiebungen verlaufen im Streichen der Schichten (JANSEN 1980). Auch die Vergenz der Überschiebungen steht im Zusammenhang mit dem Schichteinfallen. Bei flacher Schichtlagerung überwiegen mit ca. 62 % nordvergente Überschiebungen, bei steilerem Einfallen wächst der Anteil südvergenter Überschiebungen (DROZDZEWSKI & WREDE 1994). Bei einem Einfallen der Schichten von 50-60° ist das Verhältnis von nord- und südvergenten Störungen in etwa ausgeglichen (DROZDZEWSKI & WREDE 1994). Im gesamten Ruhrgebiet beträgt das Verhältnis von nord- und südvergenten Überschiebungen 60:40. Nach DROZDZEWSKI & WREDE (1994) sind bei der Entwicklung der Überschiebungen zuerst nordvergente Überschiebungen bei noch überwiegend flachem Einfallen entstanden. Bei zunehmendem Einfallen kamen dann auch mehr südvergente Überschiebungen hinzu (DROZDZEWSKI & WREDE 1994).

Das Einfallen der Störungen im Kartiergebiet beträgt überwiegend zwischen 55-70°. Die wichtigsten Überschiebungen im Kartiergebiet liegen östlich des Großholthäuser Sprunges. Hier sind besonders die Lamberger- und die Ostberger-Überschiebung zu erwähnen. Diese Überschiebungen lassen sich nach Osten recht gut verfolgen. Westlich des Großholthäuser Sprunges lassen sich die meisten Störungen in der Vorhalle-Formation meist nicht weiter verfolgen und wurden daher auch nach Westen weggelassen. Es ist auch fraglich, ob die oben schon

erwähnte zweigeteilte Sattelstruktur (r²⁶00863 h⁵⁷00659 und r²⁶00745 h⁵⁷00924) zum Esborner Sattel gehört (JUCH 2000). Begleitet werden diese beiden Sättel nach Osten auch von 2 Überschiebungen, die sich nach Osten verfolgen lassen, die aber westlich des Großholthäuser Sprunges nicht weiter verfolgt werden können. Generell ist fraglich, ob die Überschiebungen östlich des Großholthäuser Sprunges den Strukturen westlich und südwestlich von Herdecke entsprechen, nach denen sie benannt sind. Nach JUCH (2000) ist auch die Herdecker Überschiebung nicht von überregionaler Bedeutung. Eindeutig nachweisen läßt sich die Herdecker Überschiebung am Herdecker Bach (r²⁵99741 h⁵⁶98730 - r²⁵99742 h⁵⁶98462). Die Herdecker Überschiebung endet an einer Abschiebung ca. 1000 m westlich von Herdecke (r²⁵99008 h⁵⁶98314) und läßt sich vermutlich mit 400 m Versatz westlich des Kartiergebietes mit der Nordflanke des Esborner Sattels verbinden (JUCH 2000). Im Osten läuft die Herdecker Überschiebung östlich des Pumpspeicherbeckens (r²⁶01235 h⁵⁶99158) mit der bei der Beschreibung der Kleff-Mulde schon erwähnten Überschiebung zusammen und endet dort vermutlich (JUCH 2000). Östlich des Großholthäuser Sprunges läßt sich die Herdecker Überschiebung nicht weiter verfolgen. Die einzige nach Norden einfallende Überschiebung im Kartiergebiet ist die Überschiebung von Gottessegen. Die Schubweiten der Überschiebungen im Kartiergebiet betragen zwischen 30 m und ca. 400 m (JANSEN 1980).

4.2.2 Abschiebungen (Sprünge)

Die Abschiebungen des Ruhrkarbons verlaufen meist senkrecht oder diagonal zum Generalstreichen von 65° (DROZDZEWSKI & WREDE 1994). Die Streichwerte der Abschiebungen schwanken im Ruhrkarbon zwischen 120°-130° und sind somit herzynisch. Die meisten Abschiebungen des Ruhrgebietes haben starken Querstörungscharakter, mit einem Versatz der Schichtenfolgen um mehrere hundert Meter. Die horizontale Bewegungskomponente an den Abschiebungen des Ruhrreviers beträgt im Durchschnitt ein Drittel bis die Hälfte der vertikalen Bewegungskomponente (DROZDZEWSKI & WREDE 1994). Bei den größeren Störungen handelt es sich meist um „zusammengesetzte“ Störungen, da die Störungen den Kluft- und Störungszonen folgen. Das Störungsmuster des Ruhrkarbons spiegelt in seinen Streichrichtungen das Kluftinventar wider. Die Sprünge im Kartiergebiet fallen mit 60° bis 70° ein (JANSEN 1980).

Die wichtigsten Sprünge des Kartiergebietes sind der Rüdinger Sprung, der Großholthäuser Sprung und der „unbenannte Sprung“, der ca. 600 m östlich des Großholthäuser Sprunges fast parallel zu ihm östlich des Klusenberges (r²⁶02580 h 5699630) etwas östlich des Ahlenberges (r 2601914 h 5700494) weiter östlich des Ossenbrinks (r 2601100 h 5701400) bis nördlich der A45 (r 2600762 h 5701969) verläuft. Der Verlauf des Großholthäuser Sprunges läßt sich im Gelände morphologisch recht gut beobachten. Westlich des Großholthäuser Sprunges, besonders im Süden des Kartiergebietes am Hengsteysee ist das Gelände relativ flach und meist mit Feldern und Wiesen bewirtschaftet, während das Gelände östlich des Großholthäuser Sprunges bewaldet ist und sich durch steilere Sandsteinrücken auszeichnet. Die horizontalen Schubweiten der im Kartiergebiet vorkommenden Sprünge betragen zwischen 100-230 m und die seigere Sprunghöhe beträgt beim Großholthäuser Sprung bis zu 550 m und bei den anderen Sprüngen eher weniger (JANSEN 1980)

4.2.3 Blattverschiebung

Neben Querstörungen (Abschiebungen) treten weniger häufig auch Diagonalstörungen im Ruhrkarbon auf. Diese sind meist Blattverschiebungen mit mehr oder weniger horizontaler Komponente (DROZDZEWSKI & WREDE 1994). Eine eindeutige Trennung von Abschiebungen (Sprüngen) und Blattverschiebungen ist kaum möglich, weil einerseits fast alle Blattverschiebungen auch vertikale Bewegungskomponenten aufweisen und umgekehrt die meisten Sprünge auch horizontale Komponenten aufweisen (DROZDZEWSKI & WREDE 1994). Im Kartiergebiet wurden 3 Blattverschiebungen kartiert, eine am Pumpspeicherbecken (r²⁶00930 h⁵⁶98710) (JUCH 2000) und zwei weitere im Bereich Großholthäuser Mark (r²⁹9450 h⁵⁷01890). Die Blattverschiebungen in der Großholthäuser Mark, wie auch die am Speicherbecken, konnten nicht im Gelände entdeckt werden. Die Blattverschiebung am Speicherbecken ist aber aus Unterlagen vom Bau des Speicherbeckens bekannt, und die beiden Blattverschiebungen in der Nähe der Großholthäuser Mark sind aus dem Kohleabbau auf Zeche Gottesegen bekannt (JANSEN 1980). Die sölhigen Schubweiten liegen unter 100m (JANSEN 1980; JUCH 2000)

5 Lagerstätten

Die Steinkohlen des Ruhrkarbons werden mindestens seit dem 14. Jahrhundert bergmännisch abgebaut. Etwa 80% der gesamten Steinkohleförderung Deutschlands wurden und werden nach dem 2. Weltkrieg im Ruhrkarbon gewonnen, was ca. 2% der Weltförderung ausmacht (HENNIGSEN & KATZUNG 1998). Seit 1963 ist der Steinkohlebergbau im Kartiergebiet zum Erliegen gekommen (JANSEN 1980). Der Steinkohlenabbau im Kartiergebiet erfolgte nie wirklich wirtschaftlich gewinnbringend (KLISCH 1989). Das Ruhrgebiet ist auch als bedeutende Erzprovinz bekannt. Desweiteren wurden im Kartiergebiet auch Sandsteine für Haus und Straßenbau abgebaut und in sehr geringem Maße auch Tonsteine, die zur Ziegelproduktion genutzt wurden.

5.1 Steinkohle

Das flözführende Oberkarbon ist in einem „Steinkohlegürtel“ angeordnet, der sich von England über Nordfrankreich, Belgien über die südlichen Niederlande in das Gebiet von Aachen erstreckt und dann vom linken Niederrhein und dem Ruhrgebiet sowie Ibbenbüren und Osnabrück über die Lausitz bis nach Oberschlesien zu verfolgen ist (Abb. 13).

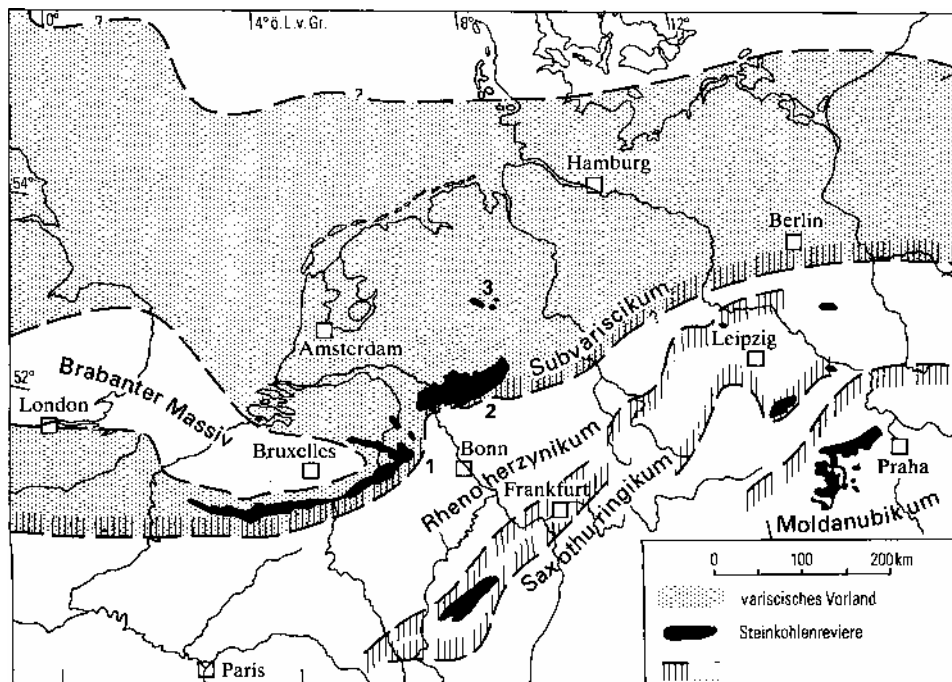
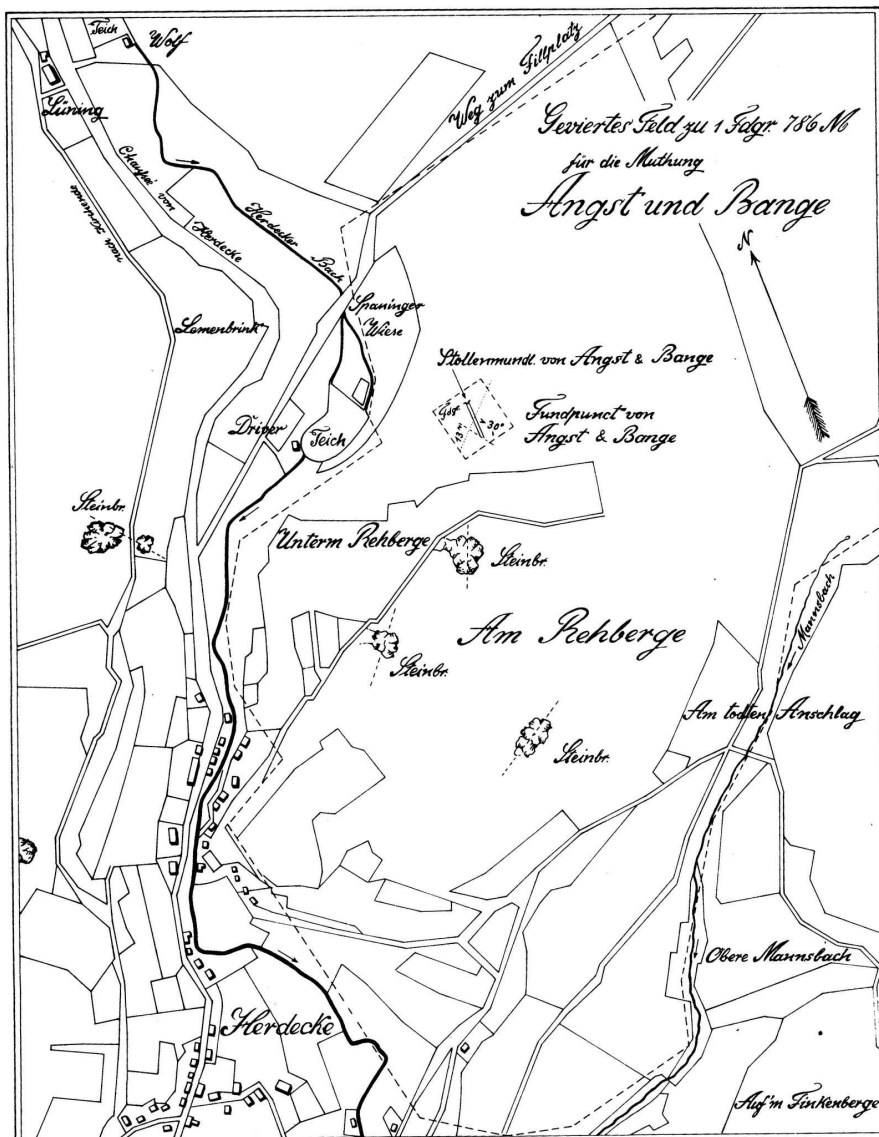


Abb. 13: Paläogeographie und Verbreitung des Oberkarbons Mitteleuropas (aus: GRABERT 1998). 1 : Revier Aachen, 2: Ruhrgebiet, 3: Ibbenbüren

Die Kohleflöze des Ruhrkarbons haben sich in Äquatornähe (HESEMANN 1975) unter tropisch-humidem, gewissermaßen jahreszeitlosem, ozeanischem Klima (KUKUK 1921) großteils aus ertrinkenden Mooren gebildet (SCHÖNENBERG & NEUGEBAUER 1997). Die Bildung von Kohlemooren ist empfindlich abhängig von der Höhe des Grundwasserspiegels (SÜSS 1996). In Zeiten des Stillstandes oder nur langsamen Sinkens der Landoberfläche mit Anstieg des Grundwasserspiegels (RICHTER 1995) bildeten sich Waldsumpfmoore, die große Schuttfächer umsäumten. HESEMANN (1975) beschreibt eine stetige Senkung, die von der Sedimentation und dem damit verbundenen Wachstum des Moores kompensiert wurde (SÜSS 1996), sodaß die Landoberfläche ständig in der Nähe des Meeresspiegels blieb. In und zwischen den Schuttfächern bildeten sich versumpfte Niederungen mit offenen Wasserflächen, in denen nichtmarine Tiere zeitweise leben konnten (HAHNE 1970). Fossilien wie Abdrücke von Insekten, Teichbewohnern, Bodenwühler sowie Amphibien belegen ein reiches Tierleben (HESEMANN 1975).

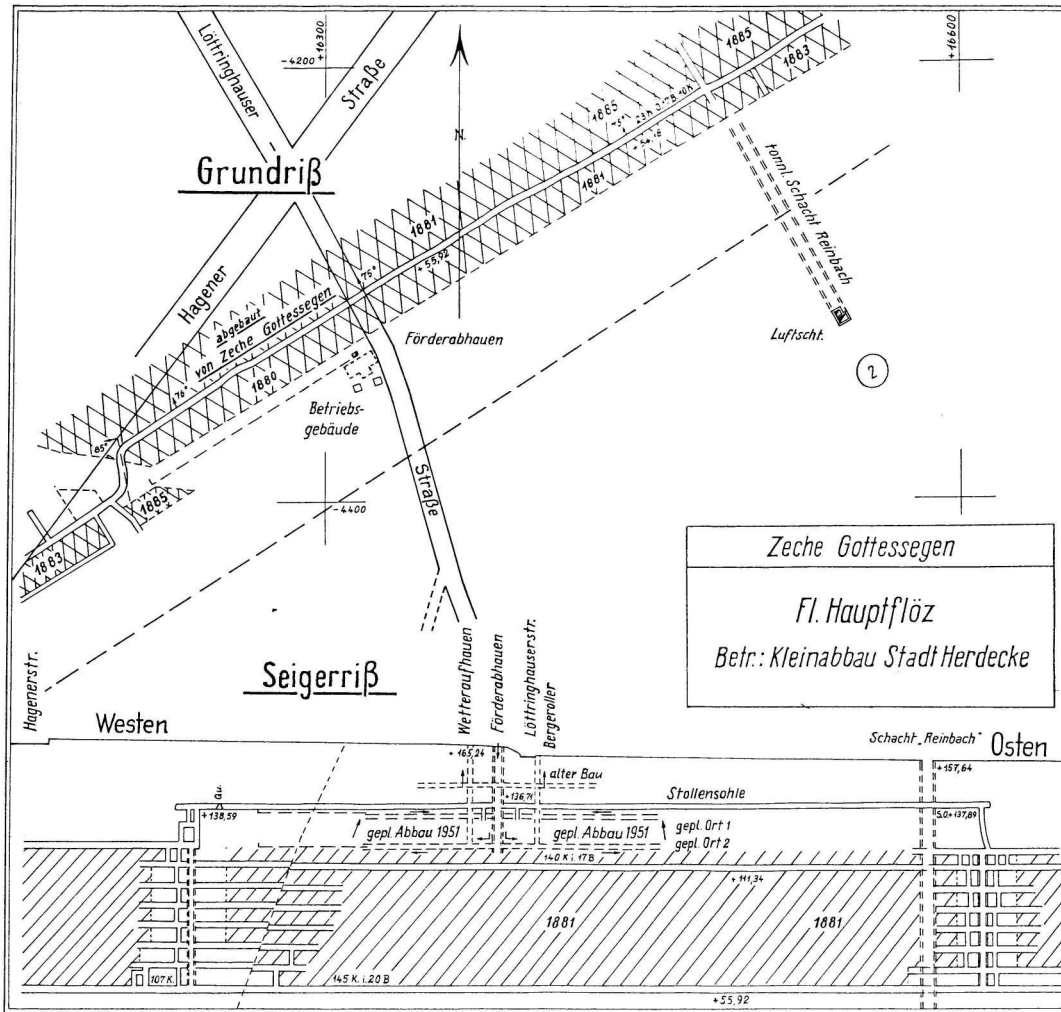
Bis ins 16. Jahrhundert wurde die Kohle in sogenannten Pingen gewonnen, das heißt, man baute die Flöze am Ausgehenden so tief ab, wie es die einfachen Fördereinrichtungen und das sitzende Wasser erlaubten (JANSEN 1980).

Die Kohlen der Sprockhövel-Formation sind meist Magerkohlen mit ca. 10-14 % flüchtigen Bestandteilen (JANSEN 1980), was ihr früher den Namen „Magerkohle-Schichten“ gab. Die im Kartiergebiet ausstreichenden Flöze des Namur C entstanden zu einer Zeit, als im heutigen Ruhrgebiet die Flözbildung gerade erst einsetzte. Daher sind die Flöze meist dünn und häufig sehr unrein (JANSEN 1980). Die Mächtigkeit der Flöze sind aus alten Grubenaufzeichnungen relativ gut bekannt (JANSEN 1980). Das einzige Flöz im Kartiergebiet, das in größerem Maßstab abgebaut wurde, ist Flöz Hauptflöz, das auf Zeche Gottessegen bis 1964 abgebaut wurde (Abb. 16). Es wurde aber auch in kleinerem Stile an zahlreichen Stellen Flöz Sengsbank abgebaut, wie z.B. in Steinkohlenlängenfeld Gotthilf (r²⁶00920 h⁵⁶97300) oder am Längenfeld Ölmühle am Attenberg (r²⁵99902 h⁵⁶98621) (Abb. 14) und Geviertefeld Angst und Bange (Abb. 15) (r²⁶00110 h⁵⁶97930).



Ausschnitt aus dem Belehungsgrundriß für die Mutung »Angst und Bange«, angefertigt vom Markscheider Krüger im November 1836. (Landesoberbergamt Dortmund A 28; Bearbeitung: Fritz Bock)

Abb. 15: Geviertfeld Angst und Bange (r²⁶00110 h⁵⁶97930). Schurf und Abbau von Flöz Sengsbank (aus: KLISCH 1989).



Lageplan bzw. Grund- und Seigerriß der Schürfstelle »Jupp I« aus dem Jahr 1951. Die Länginalen sind in westlicher Richtung orientiert.

Abb. 16: Schürfstelle Jupp I (r²⁶01200 h⁵⁷01930) gehörte zum Feld Gottessegen, die Schachanlage Gottessegen lag an der Hagener Straße (r²⁶01240 h⁵⁷02240) ca. 150 m weiter nördlich (aus: KLISCH 1989).

5.2 Erze

Wenig bekannt ist das Ruhrgebiet als recht bedeutende Erzprovinz. Seit weit über hundert Jahren werden im Ruhrgebiet auf speziellen Zechen Buntmetallerze mit Blei, Zink und Kupfer abgebaut (GRABERT 1998). Über hundert Vorkommen einer Buntmetallvererzung sind aus dem Ruhrgebiet bisher bekannt. Gangförmige Vererzungszonen mit Blei- und Zink-Mineralen befinden sich auf Querstörungen, vor allem aber an den Stellen, wo sich Querstörungen und Blattverschiebungen kreuzen. Im westlichen und südlichen Ruhrgebiet ist die Vererzung jedoch so dicht, daß man hier von einem hydrothermal durchtränkten und mineralisierten Stein-

kohlengebirge sprechen kann (GRABERT 1998). Im Kartiergebiet kommen vor allem so genannte Kohleneisensteine vor. Kohleneisensteine sind Mischgesteine aus Siderit, Kohle und pelitischem Detritus (JANSEN 1980). Sie treten zusammen mit Kohlenflözen auf und ersetzen diese über größere Areale ganz oder teilweise. Sie bildeten sich in Mooreseen, in die bei starker Verwitterung bikarbonatische eisenreiche Wässer gelangen. Die gleichzeitige Zersetzung pflanzlicher Reste aus der umgebenden Moorvegetation schafft ein stark reduzierendes Milieu. In diesem entsteht aus den eingespülten Verwitterungslösungen Siderit nach folgender Gleichung (JANSEN 1980):



Es kann heute als gesichert angesehen werden, daß die Kohleneisensteine in limnischem und nicht in marinem Milieu entstanden sind (JANSEN 1980).

Besonders reiche Kohleneisenstein-Vorkommen in oder anstelle von Kohle treten im Kartiergebiet in Flözen des Namurs C auf. Besonders zu erwähnen ist die Zeche Gottessegen (r²⁶01240 h⁵⁷02240), die lange Zeit einen umfangreichen Abbau von Eisenerz neben der Kohlenförderung hatte .

5.3 Sandsteine

Abbauwürdig sind im Kartiergebiet besonders der Kaisberg-Sandstein und der Wasserbank-Sandstein. Diese wurden und werden teilweise noch als „Ruhsandsteine“ abgebaut. Früher wurden die Sandsteine als Werkstein für Klöster, Kirchen, Burgen und Patrizierhäuser des Ruhrbezirks benutzt (JANSEN 1980). Der Ruhsandstein ist von psammitischem Detritus (Korngöße > 0,02 mm) mit den Hauptgemengteilen Quarz und Feldspat. Auch Gesteinsbruchstücke können hinzutreten. Nennenswerter Nebengemengteil ist der Hellglimmer Muskovit. Außerdem können Tonmineralien und Karbonate (Calcit, Dolomit, Ankerit, Siderit) in wechselnden Anteilen vorkommen. An akzessorisch auftretenden Schwermineralen werden Turmalin, Apatit, Rutil, Magnetit und Zirkon genannt Dillmann(2003). Der frische unverwitterte Ruhsandstein zeigt graue bis bläulichgraue Farbtöne. Durch die Verwitterung eisenhaltiger Karbonate wie Siderit und Ankerit (Braunspat) entsteht das Eisenhydroxid Limonit, das dem Gestein eine als warm empfundene gelbliche bis bräunliche Färbung verleiht. Diese Form der Oxydationsverwitterung schreitet stets von außen, von den Bankflächen und Klüften her, nach innen zum Kern eines Blockes vor.

Für die Druckfestigkeit senkrecht zur Schichtung (gegen das Lager) wird ein Mittelwert von 106,9 N/mm² angegeben, während für die Druckfestigkeit parallel zur Schichtung (mit dem Lager) ein Mittelwert von 80,4 N/mm² angegeben wird (Dillmann 2003). Im Kartiergebiet sind nur 2 Steinbrüche noch in Betrieb, zum einen der Steinbruch „Grandi“ am Attenberg (r²⁶02450 h⁵⁶99510) und zum anderen der Steinbruch „Theodor Imberg“ am Klusenberg (r²⁶02450 h⁵⁶99500). Im gesamten Kartiergebiet sind im Kaisberg-Sandstein zahlreiche stillgelegte Steinbrüche vorhanden und auch im nördlichen Kartiergebiet sind einige Abbauspuren von Wasserbank-Sandstein zu beobachten.

5.4 Tonstein

Im Kartiergebiet wurden auch in der Vorhalle-Formation Tonsteine abgebaut, die gemahlen und zu Ziegeln verarbeitet wurden. Dieser Abbau spielte aber keine größere wirtschaftliche Rolle.

6 Literaturverzeichnis

- BRAUCKMANN, C; SCHÄFER, A.; DROZDZEWSKI, G. & WREDE, V. (1993): Stratigraphie, Sedimentologie und Tektonik im Oberkarbon des Subvariszikums. - Berichtsband Exkursionsführer der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn, Exkursion A3, 25 - 40; Krefeld.
- BÜKER, C. (1996): Absenkungs-, Erosions- und Wärmeflußgeschichte des Ruhrbeckens und des nördlichen Rechtsrheinischen Schiefergebirges. - Berichte des Forschungszentrum Jülich, 3319, 212 S.; Jülich.
- DILLMANN, O. O. (2003): Sandsteinvorkommen in Deutschland (Ruhrsandstein), Geologischer Dienst NRW Krefeld, [<http://www.geodienst.de/ruhrsandstein.htm>].
- DROZDZEWSKI, G. (1992): Zur Faziesentwicklung im Oberkarbon des Ruhrbeckens, abgeleitet aus Mächtigkeitskarten und lithostratigraphischen Gesamtprofilen.- Z. angew. Geol., 38, 41 - 47; Krefeld.
- DROZDZEWSKI, G. & WREDE, V. (1994): Das Subvariszikum Nordwestdeutschlands.- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 38, 356 S.; Krefeld.
- FÜCHTBAUER R, H. (1992): Sedimentologie und Diagenese des Oberkarbons in NW-Deutschland. - Z. angew. Geol., 38, 37 - 40; Krefeld.
- GRABERT, H. (1998): Abriß der Geologie von Nordrhein-Westfalen. 251 S., 204 Abb., 11 Tab.; Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung; Stuttgart.
- HAHNE C. (1970): Zur Genese des Ruhrkarbons. - Mitteilungen der Westfälischen Berggewerkschaftskasse, 29, 5 - 27; Bochum
- HEDEMANN, H. & TEICHMÜLLER, R. (1971): Die paläogeographische Entwicklung des Oberkarbons. - In: Die Karbon-Ablagerungen in der Bundesrepublik Deutschland. Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 19, 129 - 142; : Geol. Landesamt NRW, Krefeld

HENNINGSSEN, D. & KATZUNG, G. (1998): Einführung in die Geologie Deutschlands, 244 S.; 5. Aufl., (Ferdinand Enke Verlag) Stuttgart.

HESEMANN, J (1975): Geologie Nordrhein-Westfalens. - Bochumer Geographische Arbeiten, Sonderreihe Bd. 2, 416 S.; Paderborn.

HINZ, F. (2004), Geologische Kartierung im Raum Syburg-Westhofen (Blätter 4510 Witten / 4511 Schwerte) im südlichen Ruhrkarbon. Dipl. Kart.- unveröffentlicht; Bonn

JANSEN, F. (1980): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Nordrhein-Westfalen, 1:25000 Blatt 4510 Witten - 176 S.; Krefeld.

JUCH, D. (2000) : Bericht über eine Revision Karbongeologie zwischen Hasslinghausen und Herdecke.- unveröffentlicht - 12 S; Geol. Dienst NRW, Krefeld

KLISCH, W. (1989): Herdecke, eine Stadt auf der Suche nach Kohle- Herdecker Hefte, 5, 190 S; (v.d. Linnepe Verlag), Hagen

KRAFT, T. (1992): Faziesentwicklung vom flözleeren zum flözführenden Oberkarbon (Namur B-C) im südlichen Ruhrgebiet.- DGMK-Berichte, Forschungsbericht 384:164 S..

Krusch, P. (1909): Erläuterungen zu Blatt Witten.-Geol. Kt. Preußen und benachbarte Bundesstaaten 1:25000: 74 S.; Berlin

KUKUK, P. (1921): Die geologischen Grundlagen der Kohlenentstehung.- Brennstoff-Chemie, 20, 8 S.; Essen.

PATTEISKY, K. (1959): Die Goniatiten im Namur des Niederrheinisch-Westfälischen Karbongebietes. - Mitt. Westf. Berggewerkschaftskasse, 14: 65 S., 18 Abb., 14 Taf.; Bochum.

RICHTER, D. (1995): Ruhrgebiet und Bergisches Land. Zwischen Ruhr und Wupper.- Sammlung geol. Führer, 55, 186 S., 3. Aufl.,; Berlin, Stuttgart.

ROSENFELD, U. (1960): Zur Stockwerktektonik des Gebietes zwischen Witten und Wetter a.d.Ruhr. - Forsch.Ber.Land Nordrh.-Westf., 754: 27 - 140, 39 Abb., 17 Prof., 1 Kt.; Köln.

ROSENFELD, U (1967): Zur Stratigraphie der Kaisberg-Schichten (oberes Namur) im Ruhr-Karbon (lithostratigraphische Untersuchungen in Sandsteinfolgen II). - Geol. Rdsch., 56: 494-520, 11 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

SCHÖNENBERG, R. & NEUGEBAUER, J. (1997): Einführung in die Geologie Europas.- 385 S., 7. Aufl., (Rombach Verlag) ; Freiburg im Breisgau.

SCHMIDT, K. & WALTER, R. (1990): Erdgeschichte.- 307 S.; 4. Auflage (de Gruyter) Berlin.

STAHL, A. (1933/1934): Geologische Kartierung SW- und SO-Teil Blatt Witten 1:2500.- 1 Kt.; Krefeld (Arch. Geol. L. Amt Nordrh.- Westf., Nr.GG 4510/010).- [Unveröff.].

Stahl, A (1952): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Rheinisch Westfälischen Steinkohlengebirges 1:10000, Blatt Herdecke.- Amt für Bodenforschung, Landesstelle NRW,29-39,Krefeld

SÜSS, M.P., SCHÄFER, A. & DROZDZEWSKI, G. (2000): Sequenzstratigraphie des kohleführenden Oberkarbons im Ruhr-Becken.- Geologisches Jahrbuch, A156: 45-106.

SÜSS, M.P., (1996): Sedimentologie und Tektonik des Ruhr-Beckens: Sequenzstratigraphische Interpretation und Modellierung eines Vorlandbeckens der Varisciden, Bonner Geowissenschaftliche Schriften, 20, 148 S.;Bonn.

WALTER, R. (1995): Geologie von Mitteleuropa.- 566 S.; 6. Aufl., E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung; Stuttgart.

ZIEGLER, P.A. (1990): Geological Atlas of Western and Central Europe.- 239 S.; 2.Auflage, (Shell) Den Haag.

7 Anlage

7.1 Liste der Aufschlüsse und strukturellen Schichtlagerung

Beschreibung der Aufschlüsse

Aufschluß Nr.	Koordinaten	Schicht- lagerung	Stratigraphie	Aufschlußbeschreibung
1	r ²⁶ 00680 h ⁵⁶ 98350	263/5 230/23 190/10	KS	<p>Steinbruch westlich des Waldfriedhofs</p> <ul style="list-style-type: none"> - aufgelassener Steinbruch ca. 10 Profil, heute mit Wasser vollgelaufen - dickbankiger, grobkörniger Sandstein mit trogförmiger Schrägschichtung
2	r ²⁶ 02450 h ⁵⁶ 99510	175/25	KS	<p>Steinbruch „Grandi“ am Jollenstein an der Abzweigung Attenbergstraße</p> <ul style="list-style-type: none"> - grobkörniges Sandsteinkonglomerat teilweise sind auch feinkörnigere Partien vorhanden. sowohl trogfömige als auch planare

				Schrägschichtung
3	r ²⁵ 99741 h ⁵⁶ 98730	180/25	GS	<p>Eisenbahnbrücke „Am Jollenstein“ Abzweigung am Herdecker Bach</p> <ul style="list-style-type: none"> - Aufschluß ca. 30m lang und mit ca. 1,5 m–2,5 m Profil an beiden Seiten der Straße - Sandbänke ca. 20 cm mächtig mit eingeschalteten Lagen aus siltig - tonigem Material.
4	r ²⁶ 00823 h ⁵⁶ 97941	197/15 285/15	KS	<p>Ausichtspunkt „Teufelskanzel“ am Waldfriedhof</p> <ul style="list-style-type: none"> - leicht verwitterter, flach einfallender, mittel-grobkörniger Sandstein dünnbankig <p>planare und trogförmige Schrägschichtung</p>
5	r ²⁵ 99651 h ⁵⁶ 97473	270/11	cnS östlich der Eisenbahnbrücke, KS westlich der Brücke.	<p>Ladestraße Bahnunterführung</p> <ul style="list-style-type: none"> - ca. 40 m langer westlich der Eisenbahnbrücke - ca. 2,5 m hoher Aufschluß - dünne, grobkörnige, rötlich verwitterte Sandsteinbänke - schräggeschichtet <p>östlich der Brücke ähnliche Sandsteine aber mehr eingeschaltete Siltsteine</p>

				Das Einfallen ist westlich und östlich der Brücke ähnlich.
6	r 2601110 h 5698310	180/15	CnV	Schiffswinkel kurz vor Köpchenwerk (E-Werk am Ufer des Hegsteysees) Felswände aus plattigen siltig, tonigen Gesteinen mit eingelagerten Dünnen Sandsteinbänken.
7	r ²⁶ 00800 h ⁵⁶ 97790	73/13	KS	Aufschluß an der Schutzhütte beim Waldfriedhof Steilwände, grobkörniger, schräggeschichteter Sandstein mit konglomeratischen Einschaltungen
8	r ²⁵ 99570 h ⁵⁶ 98740	162 /35	KS	Aufschluß östlich des Kallenbergs oberhalb der Tankstelle Aufschluß 4 m lang , 3 m Profil Wechselfolge von dickbankigen, grobkörnigen Sand und dünnlagigen Silt bis Feinsand Lagen die feinkörnigen Lagen sind unter 1 dm mächtig
9	r ²⁵ 99535 h ⁵⁶ 98711	190/42 150/20 173/45	KS	Kallenberg 10 m höher als Auschluß 8 ca 3,5 m Profil grauer, mittelkörniger

				Sandstein, relativ mächtige Bänke teilweise mit feinkörnigeren Einschaltungen
10	r ²⁵ 99440 h ⁵⁶ 98500	173/35	SgS	Kallenberg (Kohleabbaustelle östlich der „Jungferneiche“) - grob- bis mittelkörniger grauer Sandstein - planare Schrägschichtung
11.	r ²⁵ 99627 h ⁵⁶ 97687	170/3	KS und cnS	Auf der Rückseite des Herdecker Bahnhofs -ca. 10 m Profil, etwa 50 m aufgeschlossen Profil von unten nach oben: -ca. 3 m Feinsand 1,5 m siltige Partien 5,5 m grobkörniger Sandstein nach oben konglomeratischer
12	r 2602680 h ⁵⁶ 99240	325/25	GS ?	Im Osten des Hengsteysee unterer Weg an der Grenze zu Frank Hinz Kartiergebiet nördlich und ca. 150 m westlich der Spitze von der Insel im Hengsteysee plattiger Siltstein eingeschaltete Feinsandlagen im dm Bereich
13	r ²⁶ 02450 h ⁵⁶ 99500	348/10 im SE 215/5	KS	Steinbruch „Theodor Imberg“ am Klusenberg - ca. 20 m Profil

		E 285/10		<p>- mächtige grob- mittelkörnige Sandsteinbänke, teilweise mit Geröllen (Quarze, Lydit)</p> <p>- Schrägschichtungskörper (Rinnenfüllung) (Siehe auch Frank Hinz, Aufschluß Nr. 1)</p> <p>an der Nordwand des Steinbruchs Sandsteine von einem sapropelitischen Band durchzogen</p> <p>Driftstämme von Calamiten und Sigillarien</p>
14	r ²⁶ 02411 h ⁵⁶ 99336	363/3	KS	<p>an Waldweg südlich von Steinbruch Imberg am Klusenberg</p> <p>feinkörniger Sandstein untere Partien parallel geschichtet</p> <p>darüber Schrägschichtungskörper</p>
15	r ²⁶ 02340 h ⁵⁶ 99400	342/25	cnS	<p>Südwestlich des Steinbruchs Imberg im Wald</p> <p>- Siltsteine, teilweise mit eingeschalteten Sandsteinbänken</p>
(16)	r 2599729 h 5701650	263/25	Wittener Schichten Nicht	<p>Blickstraße nördlich Abzweigung Schalkensiepen an der</p>

			aukartiert	Straße plattiger, quarzreicher, feinkörniger Sandstein
17	r ²⁶ 00820 h ⁵⁶ 97636	303/12	KS	Etwas östlich von Haus Seeblick am Felsen - dickbankiger, grobkörniger Sandstein, rötlich grau gefärbt, schräggeschichtet, stark verwittert
18	r ²⁶ 00860 h ⁵⁶ 97636	350/65	cnS	ca. 40 m östlich von Aufschluß 17 östlich von Haus Seeblick plattiger, feinkörniger Sandstein, teilweise auch von Siltbändern durchzogen
19	r ²⁶ 00820 h ⁵⁶ 98020	290/35	KS	Am Waldfriedhof kleiner Aufschluß südlich der Strommasten auf kleinem Trampelpfad östlich des regulären Weges - mächtige Felswände - ca. 7 m Profil - grobkörniger Sandstein - mächtige Sandsteinbänke - trogförmige Schrägschichtung
20	r ²⁵ 99730 h ⁵⁶ 98670	165/35	cnS	ca. 90m südlich von Jollenstein östlich der Straße am Herdecker Bach ca. 3 m Profil Wechselfolgen von feinkörnigen Sandsteinen

				und Siltlagen
21	r ²⁵ 99737 h ⁵⁶ 98564	325/85	cnS	Gegenüber von Abzweigung Ender Talstraße am Herdecker Bach östlich der Eisenbahnschienen - steileinfallende, dünnplattige Tone und geringmächtige feinkörnige Sandsteine
22	r ²⁵ 99750 h ⁵⁶ 98550	148/60	cnS	wenige Meter weiter südlich kleine Abbaustelle ca. 2 m Profil Welchselfolgen von dickbankigen, fein- mittelkörnigen Sandsteinen und siltig, tonigen Lagen
23	r ²⁵ 99742 h ⁵⁶ 98462	170/30	cnS	ca. 100 m weiter südlich an der Bahnstrecke mächtige Sandsteinbänke mittel-feinkörnig leicht rötlicher Farbton teilweise stark angewittert
24	r ²⁶ 00531 h ⁵⁶ 98936	162/25	SgS	Ecke „Wittbräuker Waldweg“ „Im Kleff“ altes Abbauloch plattiger Sandstein feinkörnig rötlich gefärbt leicht angewittert
25	r ²⁶ 00585 h ⁵⁶ 98948	160/25	SgS	Steinbruch „Im Kleff“ - ähnlich wie Aufschluß 24

				- Sandsteinbänke jedoch etwas mächtiger
26	r ²⁶ 00026 h ⁵⁶ 98348	280/30	KS	Aufschluß im Norden von Steinbruch „Grandi“ - ca. 15 m Profil - grobkörniger Sandstein - planare Schrägschichtungskörper in den oberen Partien zunehmend konglomeratischer
27	r 2601387 h 5701511	185/40 165/50	KS	Hellerstraße Richtung Ossenbrink - grobkörniger Sandstein - dickbankig - grau-gelblich
28	r ²⁶ 01458 h ⁵⁷ 01593	322/45	CnS (Slgo)	Gleiche Stelle westlich der Heller Straße - kleines Abbauloch heller mittelkörniger Sandstein grob gebankt
29	r ²⁶ 01270 h ⁵⁷ 01650	163/23	CnS	Westlich der Hellerstraße ca. 60 m südlich der Autobahn an kleinem Fluß - ca. 2 m lang und 2 m hoch - plattiger Siltstein gräulich
30	r ²⁶ 01342 h ⁵⁷ 01681	340/60	CnS	An der Hellerstraße etwas südlich der Autobahn - kleines Abbauloch

				dünnbankiger mittel- feinkörnige Sandsteine dazwischen mächtige lagen von sandigen Siltsteinen - Sandstein gehört vermutlich zum Sandstein im Liegenden von Flöz Gottessegen, welches, da es kaum eindeutig eingegrenzt werden kann, als cnS kartiert wurde
31	r ²⁶ 00935 h ⁵⁷ 00450	Geschätz t 200/10	CnS	Etwas nördlich des südlichen Eingangs des Ender Tunnels, südöstlich eines kleinen Sees - unterhalb eines Baumstumpfes an einer kleinen Quelle feinplattige Sand- und Siltsteinwechselfolge
32	r ²⁶ 01040 h ⁵⁷ 00535	142/10		Etwas nordöstlich am Waldweg östlich des Sees dickbankiger, grobkörniger Sandstein teilweise trogförmige Schrägschichtung
33	r ²⁶ 00262 h ⁵⁷ 01088	202/90	CnS	Nördlicher Teil des Ender Tunnels nordwestlich der Bahnstrecke - dickbankiger Sandstein

				trogförmige Schrägschichtungskörper grobkörnig - Abbauspuren
34	r ²⁶ 01090 h ⁵⁷ 01570	14/75	Wbs	Zwischen Hagerer und Hellerstr. Etwas östlich der Hagererstr. altes Stollenloch - Kohle an einem Stollenloch - grobkörniger Sandstein in einer Schurfrinne
35	r ²⁶ 00920 h ⁵⁶ 97300	163/85	Flöz Sengsbank	Stollen Gotthilf ca. 20 m langes Flöz aufgeschlossen - nach 20 m folgt Störung
36	r ²⁶ 00240 h ⁵⁶ 97940	-	CnS	zwischen Rehbergstraße und am Pannenstil - fein – mittelkörnige Sandsteine und Siltsteine im Wald
37	r ²⁶ 02371 h ⁵⁶ 99168	350/!5 355/17	CnV	Aufschluß im Norden des Hengsteysees (siehe Aufschluß 10 Frank Hinz) dunkelgraue bis graublau Siltsteine mit geringmächtigen Feinsandlagen
38	r ²⁶ 02230 h ⁵⁷ 01205	150/55	CnS	Schurf in südlicher Wegböschung eines Hohlweges an der

				Viermärker Eiche Siltstein, sandig, hellgrau dünne Sandsteinbank, hellgrau-gelb, mittelkörnig siehe auch (Aufschluß 101 Frank Hinz)
39	r ²⁶ 02050 h ⁵⁷ 00300	-	KS	Altes Steinbruchgelände Sandsteine grobkörnig, gelblich-grau z.T. geröllführend
40	r ²⁶ 02190 h ⁵⁷ 00350	-	QHm	Niedermoor aus dem Holozän (Siehe Aufschluß 97 Frank Hinz)
41	r ²⁶ 02280 h ⁵⁷ 00344	-	KS	Anstehendes an der Wegböschung grobkörniger Sandstein, graugelb (siehe Frank Hinz Aufschluß 98)
42	r ²⁶ 02380 h ⁵⁷ 00390	-	KS	Geländerücken mit zahlreichen Lesesteinen (Siehe auch Aufschluß 99 bei Frank Hinz)
43	r ²⁶ 02190 h ⁵⁷ 01290	-	KS	Bergrücken Abbauspuren mit in der Nähe vom Rombergholz - Sandstein mit sehr grobkörnigen Klasten >3mm Quarz und Lyditgerölle (Siehe auch Frank Hinz Aufschluß Nr. 102)
44	r ²⁶ 00364 h ⁵⁷ 01161	170/87	CnS	An der Eisenbahnstrecke nördlich des Ender

				<p>Tunnels östlich der Gleise</p> <p>alte Halde</p> <p>plattige Siltsteine und Tone, teilweise auch dünne Sandsteinbänke</p> <p>Siltsteine gräulich, Sandsteine eher gelblich</p>
45	<p>r²⁶00379</p> <p>h⁵⁷01201</p>	2/75	cnS	<p>Nördlich des Ender Tunnels östlich der Bahngleise etwas nördlich von Aufschluß 44</p> <p>ähnlich wie Aufschluß 44</p> <p>Wechselagerung von tonig- siltigen Gesteinen und feinkörnigen dünnen Sandsteinlagen</p>
46	<p>r²⁶00394</p> <p>h⁵⁷01250</p>	315/70	cnS	<p>Nördlich des Ender Tunnels östlich der Bahngleise etwas nördlich von Aufschluß 45</p> <p>kleine Abbaustelle</p> <p>hier auch auch Wechsel von tonig-siltigen und Sandsteinlagen</p>
47	<p>r²⁶00346</p> <p>h⁵⁷01318</p>	330/70	cnS	<p>Nördlich des Ender Tunnels westlich der Bahngleise</p> <p>alte Abbaustelle</p> <p>auch hier gräuliche Siltsteine mit Einschaltungen von fein bis mittelkörnigen</p>

				Sandsteinen
48	r ²⁶ 00389 h ⁵⁷ 01414	342/80	cnS	Etwas nördlich von Aufschluß 47 wieder kleine Abbaustelle aber ähnlich wie Aufschluß 47
49	r ²⁶ 00237 h ⁵⁷ 01234	357/90	WbS	Am Weg am Fluß entlang Schalkenbergsiepen Richtung Ender Tunnel - Großholthäuser Mark Aufschluß in der Nähe von einer kleinen Pinge - gräuliche, glimmerreiche Sandsteinbänke im dm Bereich in Wechselfolge mit Silten
				Kein Aufschluß sondern übernommene Meßwerte von Jansen (1980).
50	r ²⁶ 00990 h ⁵⁶ 99930	152/25	cnV	Bahneinschnitt südlich des Ender Tunnels Meßwerte in den Vorhaller Schichten wurden aus JANSEN (1980) übernommen, da der Bahneinschnitt heutzutage nicht mehr begehbar ist und Meßwerte in den Vorhaller Schichten sehr selten sind
51	r ²⁶ 00970 h ⁵⁶ 99970	171/20	cnV	s.o.
52	r ²⁶ 00960 h ⁵⁷ 00040	143/45	cnV	s.o.

53	r ²⁶ 00920 h ⁵⁷ 00090	336/65	cnV	s.o.
54	r ²⁶ 00930 h ⁵⁷ 00180	161/49	cnV	s.o.
	r ²⁶ 00900 h ⁵⁷ 00290	170/75	cnV	s.o.

7.2 Geologische Karte zur geologischen Kartierung auf Blatt 4510 Witten im Osten von Herdecke, am Nordufer des Hengsteysees (Südliches Ruhrkarbon) (Maßstab 1:10000). Alle Aufschlüsse und Strukturen sind in der Karte enthalten.

7.3 Geologische Karte zur geologischen Kartierung auf Blatt 4510 Witten im Osten von Herdecke, am Nordufer des Hengsteysees (Südliches Ruhrkarbon) (Maßstab 1:10000). Die Profile sind nicht überhöht.

