

scriptum

78. Tagung

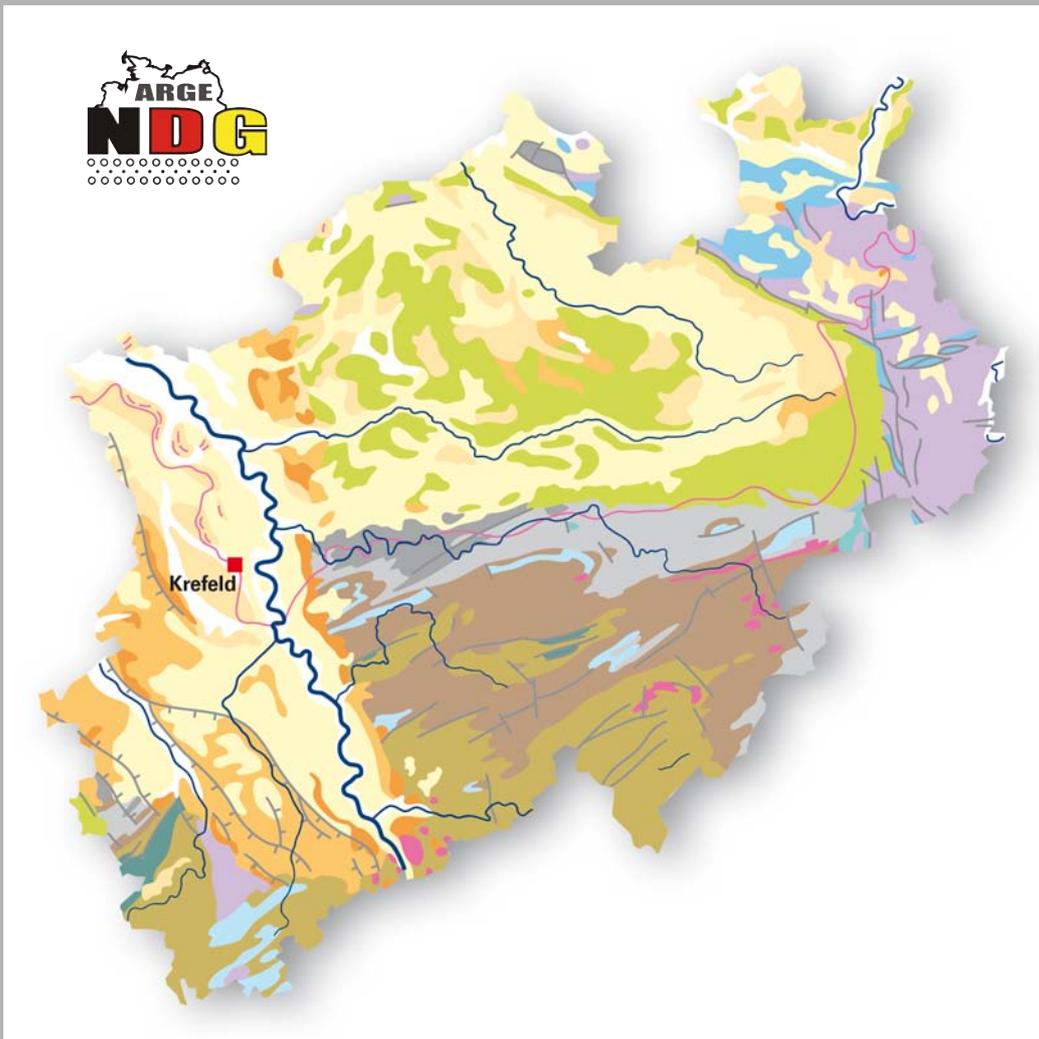
der Arbeitsgemeinschaft
Norddeutscher Geologen

vom 21. bis 23. Mai 2013 in Krefeld

22

Erweiterte Fassung

Vorträge · Poster · Exkursionen



Impressum

© 2014 Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen
De-Greiff-Straße 195 · 47803 Krefeld
Postfach 10 07 63 · 47707 Krefeld
Telefon 02151 897-0 · Fax 02151 897-505
poststelle@gd.nrw.de
www.gd.nrw.de

bearbeitet und herausgegeben von

Klaus Steuerwald, Hans Baumgarten, Gaby Kamp

Bildbearbeitung

Ursula Amend, Marion Heiss, Ulrike Lux

Layout

Ursula Amend

Grußworte des Direktors zur 78. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Norddeutscher Geologen 2013



Sehr geehrte Damen und Herren, liebe Tagungsteilnehmerinnen und -teilnehmer!

Als Leiter des Geologischen Dienstes NRW und als Repräsentant der Landesverwaltung NRW möchte ich Sie recht herzlich in Krefeld willkommen heißen. Die Teilnehmerzahl signalisiert mir das große Interesse an der 78. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Norddeutscher Geologen in einer geologisch hochinteressanten Region Deutschlands.

Wie Sie wissen, stehen zurzeit viele geologische Themen, wie die Suche nach unkonventionellem Erdgas, die möglichen Explorationsmethoden, Fragen zur unterirdischen Raumplanung oder Fragen zum Bergrecht im Focus der Öffentlichkeit.

Hier sind wir alle als Geowissenschaftlerinnen und Geowissenschaftler aufgefordert, uns immer wieder auf den aktuellen Wissensstand zu bringen, die Öffentlichkeit weitab von politisch motivierten Zielen sachlich, neutral und verständlich zu informieren. Wir als Geologinnen und Geologen treten immer an, unserem Lande die Nutzung unserer Erde nach Recht und Gesetz und im Einklang mit Umweltschutz und Nachhaltigkeit mithilfe unserer guten Ausbildung und einer langjährigen Praxis zu ermöglichen.

Schon in der Historie waren es die Geognosten, die die Überbringer von guten Informationen an die Herrschenden waren. Sie haben viele Bereiche erforscht und exploriert. Sie trugen zur Sicherung der Lebensgrundlage und zum Aufblühen der Länder bei. Sie haben Karten erstellt, guten Boden und reines Wasser gefunden, Baumaterialien von Holz bis Stein aufgeschlossen. Geologisches Wissen ermöglicht die Exploration von schwarzem Gold – der Kohle –, der Braunkohle, Salzen, Erzen und Gesteinen hier in NRW, die Basis von Wirtschaft, Handel und Handwerk sowie unserem Wohlstand.

Die Tagung trägt auch dazu bei, das Wissen zu mehren und den Nutzen zu erhöhen. Sie werden mit Vorträgen, Postern und Fachgesprächen dazu beitragen, dass auch das eigene Wissen vergrößert wird. Sie stehen als Multiplikator in der Öffentlichkeit, um die Bedeutung des Untergrundes als wirtschaftlichen und ökologischen Faktor besser erklären zu können.

Die Exkursionsziele ermöglichen Ihnen einen Einblick in die vielfältige Geologie des Landes Nordrhein-Westfalen – je nach Interesse im Bereich der Locker- oder der Festgesteine und im geohistorischen Bereich des Ruhrgebietes, das sich in den letzten Jahrzehnten stark gewandelt hat. Hier sind für die Geowissenschaftlerinnen und Geowissenschaftler in der ausgehenden Bergbauzeit neue Aufgaben entstanden. Sie betreffen die Fragen zur Nach-Bergbauzeit, aber auch didaktische Aufgaben. Die nachfolgenden Generationen sollen die Entstehung der Region, die Methoden der Kohlegewinnung und die Bewahrung der bergbaulichen Einrichtungen verstehen lernen.

Ich wünsche Ihnen einen persönlichen Zugewinn an Wissen, eine gelungene Tagung, gute Gespräche und einen humorvollen Austausch mit den offenen, liebenswürdigen Rheinländern.

Ihr

Professor Dr. Josef Klostermann
Direktor des Geologischen Dienstes Nordrhein-Westfalen

scriptum 22

78. Tagung

der Arbeitsgemeinschaft
Norddeutscher Geologen
vom 21. bis 23. Mai 2013 in Krefeld

Erweiterte Fassung

Vorträge · Poster · Exkursionen

Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen

Treffpunkt Krefeld – 78. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Norddeutscher Geologen



Der Geologische Dienst Nordrhein-Westfalen in Krefeld war vom 21. bis 23. Mai 2013 Treffpunkt von über 100 Experten aus vielen geowissenschaftlichen Forschungszweigen. Die 78. Tagung Norddeutscher Geologen widmete sich praxisrelevanten Fragen und aktuellen Bezügen innerhalb der Geowissenschaften. Es ist seit vielen Jahren ein Bedarf an Geo-Daten festzustellen. Besonders deutlich wird dies durch Diskussionsthemen wie Fracking, Endlagerung, Trassenplanungen, alternative Energiekonzepte, unterirdische Raumplanungen und Einrichtung von Monitoring- und Schlichtungsstellen. Der länder- und fachgebietsübergreifende Expertenaustausch war nicht nur eine interne fachliche Fortbildung, sondern ein bedeutender Impuls für die Weiterentwicklung von sachkundiger Öffentlichkeitsarbeit zu Geo-Themen. Der Band trägt den Diskussionsbeiträgen während der Tagung Rechnung.

Das von der Tagungsleitung zusammengestellte Programm mit Vorträgen, Posterausstellung und wissenschaftlichen Exkursionen reichte von modernen Verfahren der Datenerhebung über die Modellierung bis hin zur Darstellung und Diskussion aktueller Ergebnisse. Der erste Themenblock widmete sich der geowissenschaftlichen Landesaufnahme und Kartierung. Die Datenerhebung von unterschiedlichen Gesteinen und Böden in NRW ist nach wie vor die Basis für analoge und digitale Produkte. Die gute methodische Arbeit im Gelände bleibt auch im Computer-Zeitalter unentbehrlich. Die Geländebefunde liefern mit fortentwickelten Computerauswertungen neue Sichtweisen und Interpretationen.

Einen entsprechend breiten Raum nahmen daher auch dreidimensionale Konstruktionen des geologischen Untergrundes ein. 3D-Modelle machen das räumliche Gefüge verschiedener Gesteinsschichten und tektonischer Elemente verständlicher. Geologen leiten zum Beispiel Entstehungsprozesse ab oder können die im Untergrund ablaufenden Szenarien bewerten. Mittlerweile haben die 3D-Modelle auch eine große wirtschaftliche Bedeutung. Die Fachleute nutzen sie bei der Suche nach alternativen Energien, wichtigen Rohstoffen oder nach Grundwasserreserven. Eine mögliche Ausbreitung von Schadstoffen im Untergrund kann mithilfe der Modelle prognostiziert und vermindert werden und zu Problemlösungen beitragen.

Vier Exkursionen gingen in die geologisch interessanten Regionen Niederrheinische Bucht, Ruhrgebiet, Münsterland und Bergisches Land. Der Steinbruch Hagen-Vorhalle beeindruckte mit seinen überwältigenden, steil stehenden Gesteinsfalten und seiner bedeutenden Fundstelle von Fossilien aus der Karbon-Zeit. Immer wieder eindrucksvoll ist das Tertiär der Niederrheinischen Bucht, imposant aufgeschlossen im Braunkohlentagebau Garzweiler. Die quartären Ablagerungen im Bereich der Bönninghardt boten Gelegenheit zu Diskussionen über die eiszeitliche Genese der entstandenen Gesteine am Niederrhein. Zu guter Letzt erlebten die Teilnehmer der NDG-Exkursion im GeoPark Ruhrgebiet den Wirtschaftswandel im Revier beim Besuch der Zeche Zollverein in Essen hautnah.

Als Tagungsleiter und Leiter des Geschäftsbereichs „Geowissenschaftliche Landesaufnahme“ im GD NRW danke ich allen Teilnehmerinnen und Teilnehmern, denn gerade die sich schnell entwickelnde Informationstechnik ermöglicht uns Geowissenschaftlern, die Daten über den Untergrund immer besser und verständlicher für die Anwender aufzubereiten. Die Geländedaten, die Modellierung und die intensive Diskussion zwischen den Kollegen sind für alle Beteiligten äußerst gewinnbringend. Eine Tagung dieser Art steigert das Geo-Bewusstsein.



Klaus Steuerwald

Inhalt

Grußworte des Direktors	3
Treffpunkt Krefeld	6
Vorträge	
Geowissenschaftliche Kartierung in Nordrhein-Westfalen	
URSULA PABSCH-ROTHER Integrierte geologische Landesaufnahme aktueller Projekte	9
INGO SCHÄFER Rohstoffkarte für Locker- und Festgesteine in NRW als Basis für ein Abgrabungsmonitoring	10
DIRK ELHAUS Karte der Erosionsgefährdung von Ackerböden in NRW	16
REINHOLD ROTH Gebietsmonographie „Die Böden im Sauer- und Siegerland“ – Ergebnisse von über 50 Jahren bodenkundlicher Landesaufnahme	20
Quartär in Norddeutschland	
ALF GRUBE Aktuelle Themen aus der Landesaufnahme Schleswig-Holsteins	21
AXEL HEINZE, MARTINA TAMMEN Pingo-Ruinen in NW-Niedersachsen (Geotop – Biotop – Bodendenkmal)	22
MANFRED FRECHEN, Team Garding Die quartäre Abfolge der Forschungsbohrung Garding aus Schleswig-Holstein	26
Zur Geologie am Niederrhein und seiner Umgebung	
FRITZ JANSEN, GEORG SCHOLLMAYER Die Mittelterrassen des Rheins zwischen Bonn und Bocholt	27
KLAUS SKUPIN, JANINE MEINSEN Reichswald- und Bönninghardt-Sander und ihre moränen Deckschichten (Linker Niederrhein) ..	33
DIERK JUCH, GÜNTER DRODZEWSKI Oberdevonzeitliche Tektonik und Verkarstung im Wülfrather Massenkalk	45
Methoden in der Geologie	
MARTIN HISS Die Datenbank „LithoLex“, ein Lexikon lithostratigraphischer Einheiten in Deutschland	63
MICHAEL NAUMANN, JOACHIM FRITZ, CARSTEN SCHWARZ Ableitung von Korngrößenverteilungen aus textbasierten Bohrgutbeschreibungen zur flächenhaften Abschätzung von Rohstoffvorkommen und Baugrundeigenschaften	65
3D-Modellierung	
MARK-FABIAN SLABY, RÜDIGER REIMANN 3D-PDF – Frei zugängliches Mittel zur Publizierung von geologischen Objekten am Beispiel des GTA3D ..	68
CAROLIN SCHMIDT, KATRIN LADEMANN Das 3D-Modell des tieferen Untergrundes vom „Entenschnabel“ (Deutsche Nordsee)	69
SILVIO JANETZ, RICARDA ENDLER, CHRISTOPH JAHNKE Ein geologisch-hydrogeologisches 3D-Großraummodell des Känozoikums und Mesozoikums von Ostbrandenburg und Ergebnisse hydrogeologischer Untersuchungen und Modellierungen der Süß-Salzwasserdynamik	70
CHRISTIAN HOSELMANN, ROUWEN LEHNÉ Neue Lithostratigraphie und ein geologisches 3D-Modell des nördlichen Oberrheingrabens	71

Poster

KONRAD SCHUBERTH

Ergebnisse der Neuaufnahme der Geologischen Karte von Sachsen-Anhalt (GK 25) Blatt 4635 Querfurt 72

K.-JÖRG HARTMANN, STEFAN WANSA

Die Erstellung der digitalen Geologischen Übersichtskarte von Sachsen-Anhalt auf Basis der GÜK 200. . . 74

LJUBA STOTTMEISTER, INES HEIBERT

Das neue Blatt 3135 Leppin (Altmark) der Geologischen Karte 1 : 25 000 von Sachsen-Anhalt 77

HERBERT RÖHM

Kernbohrungen für die 3D-Modellierung in Ostfriesland 81

MELANIE WITTHÖFT

Hydrogeologische Karte von Niedersachsen 1 : 50 000 – Lage der Grundwasseroberfläche 82

JÖRG ELBRACHT, GABRIELE ERTL, NICO DEUS, JENNIFER KLIMKE, HELGA WIEDERHOLD

3D-Modellierung quartärzeitlicher Lockersedimente und Abgrenzung von Grundwasserversalzung in Niedersachsen mithilfe geophysikalischer Befliegungsdaten. 83

ANGELIKA KÖTHE, HERBERT RÖHM, MELANIE THOMAS

Das Pliozän ist nicht zu fassen! 87

JANINE MEINSEN, KERSTIN FISCHER, RÜDIGER KOCH, ASDIS OELRICH, GUNTRAM HERRENDORF, WOLFGANG POSSIN, CARSTEN SCHWARZ

Bohrprogramm Lockergesteine und Quartärbasis Niedersachsen: Ein Aufgabenfeld der geologischen Landesaufnahme. 89

MANFRED DÖLLING, ANDREAS LENZ, LUDGER KRAHN

Spuren des Strontianit-Abbaus im Münsterland (ein weitgehend vergessenes Montanerbe birgt aktuelle Georisiken) 91

ANDREAS BÖRNER, VINCENT RINTERKNECHT, DIDIER BOURLÈS, RÉGIS BRAUCHER

Expositionsdatierung von Geschieben in Nordostdeutschland mit kosmogenem Beryllium-10 92

HANS BAUMGARTEN

Faszination Rheingerölle 93

K. M. COHEN, E. STOUTHAMER, W. Z. HOEK, A. H. GEURTS, H. J. PIERIK, L. J. TAAL, M. JANSSENS, C. KASSE, F. S. BUSSCHERS, M. P. HIJMA, G. ERKENS

Palaeogeographical reconstruction of the valley evolution since LGM and evolution of the Holocene Rhine-Meuse delta, The Netherlands 94

Exkursionen

Exkursion A

MARTIN SALAMON, CHRISTOPH HARTKOPF-FRÖDER

Tertiär (Paläogen und Neogen) in der Niederrheinischen Bucht

Stratigraphie · Paläontologie · Paläontologische Bodendenkmalpflege · Befahrung Braunkohlentagebau · Lagerstätte . . . 97

Exkursion B

KLAUS SKUPIN, GEORG SCHOLLMAYER, JANINE MEINSEN

Quartär am Niederrhein

Die pleistozäne Landschaftsentwicklung am Niederrhein – Einblicke in die Vergangenheit einer Eiszeitlandschaft . . . 112

Exkursion C

VOLKER WREDE, MATTHIAS PIECHA

Vom Devon ins Karbon

Regionale Geologie des Ruhrgebiets · Stratigraphie · Tektonik · Geotope 118

Exkursion D

VERA BARTOLOVIĆ, ULRIKE STOTTROP, UDO SCHEER, MICHAEL PETERS

Reise in den Nationalen GeoPark Ruhrgebiet

Weltkulturerbe Zeche Zollverein · Infozentrum GeoPark Ruhrgebiet · Industriemuseum Zeche Nachtigall 139

Geowissenschaftliche Kartierung in Nordrhein-Westfalen

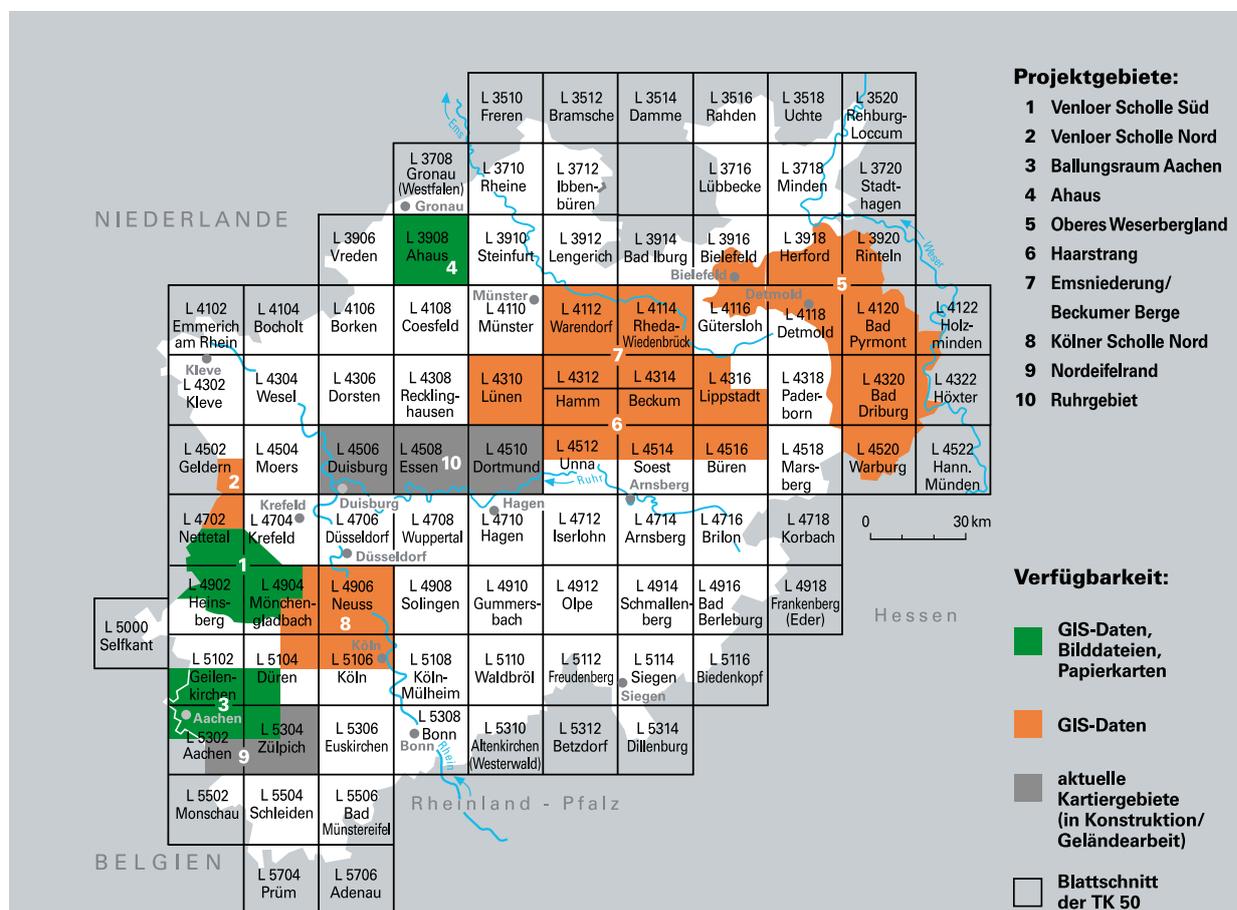
Integrierte geologische Landesaufnahme aktueller Projekte

URSULA PABSCH-ROTHER

Zentrale Aufgabe des GD NRW ist es, die geowissenschaftlichen Daten über den Untergrund landesweit nach einheitlichen Kriterien zu erheben, auszuwerten und für vielseitige Fragestellungen in kundenorientierten Formaten bereitzustellen. Dies gewährleistet methodisch die integrierte geologische Landesaufnahme im Planungsmaßstab 1 : 50 000. Sie liefert:

- die eigens auf den Projektraum zugeschnittene, standardisierte und zeitgleiche Erfassung von relevanten Geodaten zu Geologie, Rohstoff-, Hydro- und Ingenieurgeologie, Georisiken und Geothermie
- die Erkundung der Gesteinsverhältnisse bis in Tiefenbereiche, die für die Nutzung des Untergrundes relevant sind
- die Daten zur Bereitstellung und Auswertung in modernen Informationssystemen
- die Erstellung praxis- und nutzerbezogener digitaler Karten

Bisher sind zehn Projektgebiete nach diesem Verfahren bearbeitet worden (s. Abb.). Davon sind drei Projekte abgeschlossen und die Ergebnisse liegen als GIS-Datensätze vor. Zu den Standardthemen Geologische Detaildarstellung, Lithologie, Quartär-Basis und Präquartärer Untergrund können wahlweise auch Plots oder Bilddateien bezogen werden. Von fünf weiteren Projekten sind GIS-Dateien vorhanden. Die Projekte „Nord-eifelrand“ und „Ruhrgebiet“ werden zurzeit aktuell kartiert. Damit wurde rund ein Drittel der Landesfläche aktuell überarbeitet. In den anderen Landesteilen kann auf bestehende Kartenbestände zurückgegriffen werden.



Rohstoffkarte für Locker- und Festgesteine in NRW als Basis für ein Abgrabungsmonitoring

INGO SCHÄFER

1 Rohstoffsicherung – Nordrhein-Westfalen setzt Maßstäbe

Nicht nur die energetischen Rohstoffe wie Öl, Gas und Kohle bestimmen unsere Welt. Auch die mineralischen Rohstoffe, die sogenannten „Steine-und-Erden-Rohstoffe“, beeinflussen unser Leben. Das bevölkerungsreiche Nordrhein-Westfalen steht neben Bayern an der Spitze des Rohstoffbedarfs. Der vielfach weit fortgeschrittene Abbau der zur Gewinnung genehmigten Flächen einerseits und der zunehmende öffentliche Druck auf Politik und Genehmigungs- und Aufsichtsbehörden andererseits engen die volkswirtschaftlich notwendigen und rechtlichen Spielräume ein. Wegen der Transportkostenempfindlichkeit und des gleichzeitig hohen Bedarfsvolumens ist die Gewinnung für eine Rohstoffsicherung aus verbrauchsnahe Lagerstätten jedoch unerlässlich. Die Versorgungsnotwendigkeit mit mineralischen Rohstoffen ist im Gegensatz zur Versorgung mit den energetischen und metallischen Rohstoffen erst in den letzten Jahren in das Bewusstsein der Öffentlichkeit gerückt. Um diesen Konflikt für alle Interessensvertreter zufrieden stellend lösen und die vorhandenen Rohstoffe nachhaltig nutzen zu können, muss man die Rohstoffvorkommen und ihre Eigenschaften und Wertigkeiten genau kennen. Unter der Leitung von Prof. Dr. JOSEF KLOSTERMANN hat der Geologische Dienst NRW entscheidende Konzepte zur Unterstützung der Rohstoffsicherung auf den Weg gebracht. Hierzu zählen die Rohstoffkarten für Locker- und Festgesteine, die als Grundlage für Planungs- und Genehmigungsentscheidungen dienen, und die das Abgrabungsmonitoring ermöglichen. Die Auswertung von hochauflösenden Luftbilddaten ist die Grundlage zur zeitnahen Erfassung der aktuellen Abgrabungssituation in NRW.

2 Bedarf an Rohstoffen

Ebenso wie die Energierohstoffe unterliegen auch die mineralischen Rohstoffe einer begrenzten Verfügbarkeit. Die augenscheinlichste Begrenzung ist sicherlich die geologische Verfügbarkeit. Im Gegensatz zu nachwachsenden Rohstoffen aus pflanzlicher oder tierischer Produktion sind mineralische Rohstoffe in sehr langen (geologischen) Zeiträumen gebildet worden. Sie sind damit in der Menge begrenzt, nicht vermehrbar und absolut standortgebunden.

Neben der geologischen Verfügbarkeit sind konkurrierende Nutzungsinteressen, meist ökologischer Art, von großer Bedeutung. Bereits im Vorfeld einer Flächensicherung zur Rohstoffgewinnung werden Nutzungskonflikte, welche durch die Sicherung anderer Allgemeingüter, wie Grundwasser, schutzwürdige Landschaften oder Lebensräume seltener Fauna- und Floraarten, hervorgerufen werden, berücksichtigt.

Weitere Einschränkungen für die Gewinnung von mineralischen Rohstoffen sind rechtliche, wirtschaftliche und technische Verfügbarkeiten. Die Überwindung all dieser Beschränkungen macht aus einem Rohstoffvorkommen eine Lagerstätte, aus welcher ein Rohstoffbedarf gedeckt werden kann. Denn erst ein Rohstoffvorkommen, welches nach Ausdehnung, Menge und Qualität so beschaffen ist, dass nach dem gegenwärtigen Stand der Technik, den infrastrukturellen und rechtlichen Voraussetzungen und unter Berücksichtigung der mittel- bis langfristigen Bedarfsentwicklung eine wirtschaftliche Gewinnung über längere Zeiträume möglich ist, wird schließlich zu einer Lagerstätte.

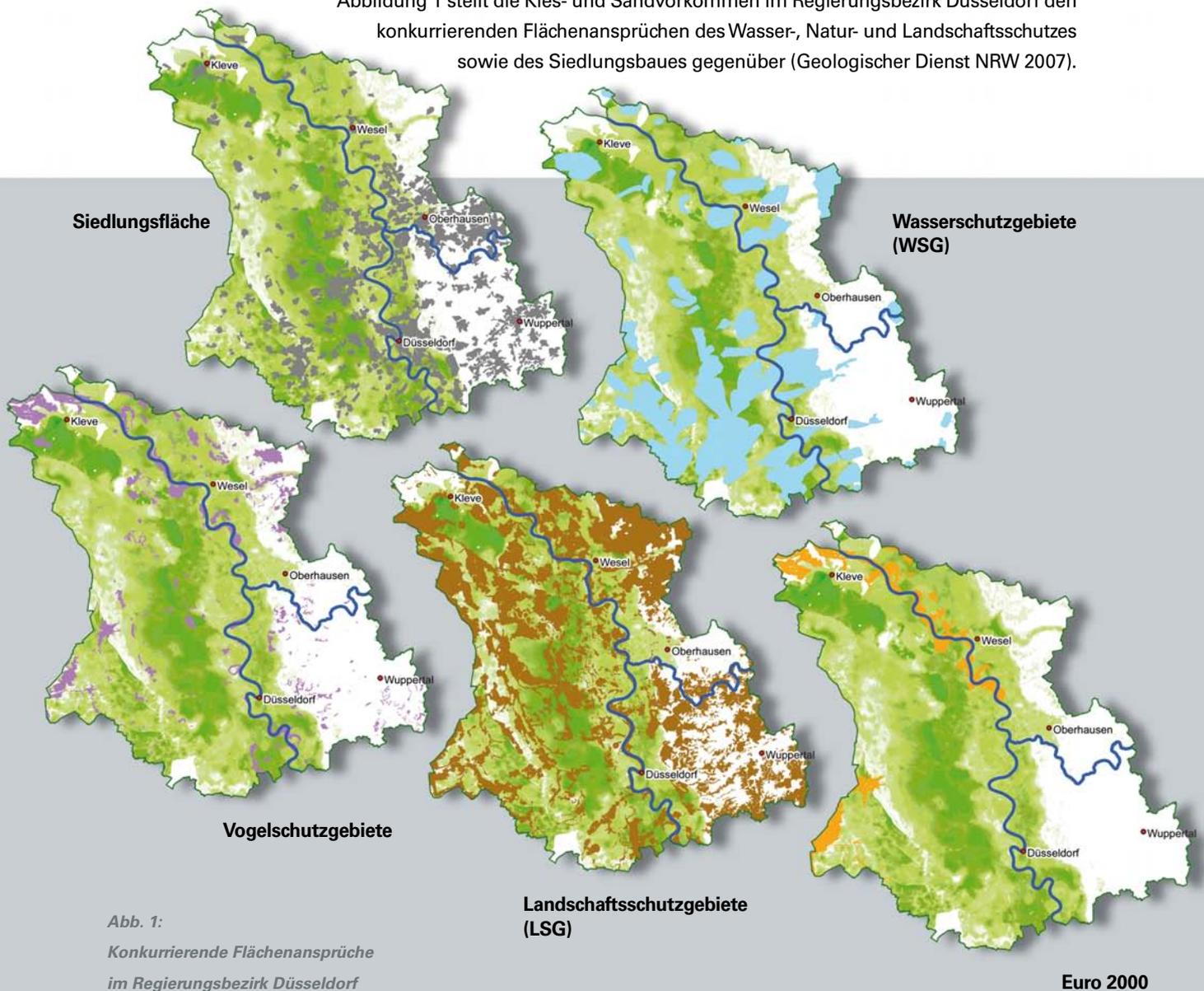
Die Bedarfs- bzw. Marktentwicklung, wechselhafte Anforderungen in Bezug auf die Gesteinsqualitäten und die Entwicklung der Abbautechniken und Aufbereitung erschweren lagerstättenkundliche Prognosen. In Nordrhein-Westfalen werden derzeit rund 120 Mio. t mineralische Rohstoffe pro Jahr gefördert. Dies entspricht einem Anteil von knapp 20 % der bundesweiten Förderung. Über die Hälfte dieser Produktion entfällt auf Lockergesteine wie Kies, Sand und Ton (Ministerium für Wirtschaft, Mittelstand und Energie NRW 2005).

3 Ressourcenschutz und Naturschutz

Nordrhein-Westfalen ist mit 18 Millionen Einwohnern ein dicht besiedeltes Bundesland. Hieraus resultieren wirtschaftliche, soziale und ökologische Flächenansprüche, die mit den potenziellen Kies- und Sandlagerstätten in vielfältiger Nutzungskonkurrenz stehen. Die Endlichkeit des Rohstoffes, die fortschreitende Flächeninanspruchnahme, die Änderungen wirtschaftlicher und demografischer Rahmenbedingungen und die unabdingbare Notwendigkeit des Erhalts der natürlichen Lebensgrundlagen müssen daher mit den Interessen einer ausreichenden Rohstoffversorgung in Einklang gebracht werden.

Die Gewinnung mineralischer Rohstoffe stellt in der Regel einen nicht unerheblichen Eingriff in die Umwelt mit unterschiedlichen ökonomischen, ökologischen und sozialen Auswirkungen in der Region dar. Solche Eingriffe können, je nach persönlicher Sichtweise, sowohl positiv als auch negativ bewertet werden. Der Rohstoffabbau nimmt innerhalb der unterschiedlichen Flächennutzungsformen jedoch eine Sonderstellung ein. Zum einen ist der durch die Rohstoffgewinnung entstehende Eingriff in Natur und Landschaft zeitlich begrenzt. Zum anderen besteht im Rahmen einer Folgenutzung die Möglichkeit einer strukturellen Neugestaltung bis hin zur Verbesserung bzw. Aufwertung der vor der Rohstoffgewinnung vorhandenen Situation.

Abbildung 1 stellt die Kies- und Sandvorkommen im Regierungsbezirk Düsseldorf den konkurrierenden Flächenansprüchen des Wasser-, Natur- und Landschaftsschutzes sowie des Siedlungsbaues gegenüber (Geologischer Dienst NRW 2007).



Grundwasserschutz: Rohstoffabbau und Wasserwirtschaft sind aus geologischen Gründen häufig Nutzungskonkurrenten. Sande und Kiese sind als Schichteinheiten generell wichtige Grundwasserleiter für die Wasserwirtschaft im Niederrheingebiet, das zu über einem Drittel mit Trinkwasserschutzgebieten bedeckt ist. Potenzielle Lagerstätten treten daher sehr häufig mit dem Grundwasserschutz in direkte Konkurrenz. Aber auch außerhalb von ausgewiesenen Schutzzonen kann ein Nutzungskonflikt mit dem Wasserschutz bestehen, da Rohstoffabbau und Verfüllungsmaßnahmen Einfluss auf bestehende Gewässer oder Grundwasserleiter haben können. Nach den Grundsätzen der Europäischen Wasserrahmenrichtlinie gilt bei Abbauvorhaben ein sogenanntes „Verschlechterungsverbot“ des Zustandes des Grundwassers bzw. eines oberirdischen Gewässers. Eine Studie (KaBa-Projekt) des Landesamtes für Umweltschutz Baden-Württemberg (1997) kommt zu dem Ergebnis, dass die Befürchtung einer generell nachteiligen Auswirkung von Nassabgrabungen auf die Qualität des Grundwassers jedoch nicht zutrifft.

Natur- und Landschaftsschutz: Ein weiterer Nutzungskonflikt besteht zwischen Rohstoffgewinnung und dem Natur- und Landschaftsschutz. Dies liegt nicht zuletzt an den zahlreichen Meldungen von Natura-2000-Gebieten am Niederrhein. Hierzu zählen sowohl die Fauna-Flora-Habitat- als auch Vogelschutzgebiete entlang der Rheinauen und Rheinaltarme. Werden eingereichte Meldungen durch die EU-Kommission bestätigt, gilt für diese Gebiete das herrschende Naturschutzrecht. Am Niederrhein stehen die Ausweisungen zu schützender Lebensräume und Arten nach der FFH-Richtlinie in den Auenbereichen in direktem Bezug zu den Nassauskiesungen der geologischen Rohstoffvorkommen in den Nieder- und Mittelterrassen.

Bebauung und Infrastruktur: Bebauung und Infrastrukturelemente wie Gewerbegebiete und Straßen machen eine nachträgliche Rohstoffnutzung in den meisten Fällen unmöglich. Bei Infrastrukturmaßnahmen sollte daher darauf geachtet werden, Trassenführungen zu bündeln, um so eventuell unnötige Flächenzerschneidungen zu vermeiden. Bei der Ausweisung neuer Baugebiete könnten im Vorfeld der Planung schon bedeutende Rohstoffvorkommen berücksichtigt werden.

Ebenso geraten die in den letzten Jahren expandierenden Windenergieparks zunehmend mit der Rohstoff-sicherung in Konflikt. Betrachtet man nach Abzug der Flächen mit konkurrierender Nutzung die geologischen Vorkommen an Kies und Sand am Niederrhein, erkennt man schnell die begrenzte Verfügbarkeit des Rohstoffes (Abb. 2).



Abb. 2:
Rohstoffvorkommen Kies und Sand ohne konkurrierende Ansprüche im Regierungsbezirk Düsseldorf

Abb. 3:
Ausschnitt aus der Rohstoffkarte NRW 1 : 50 000, Bislich (grün: Rohstoffmächtigkeit, rot: Mächtigkeit der Überlagerung)

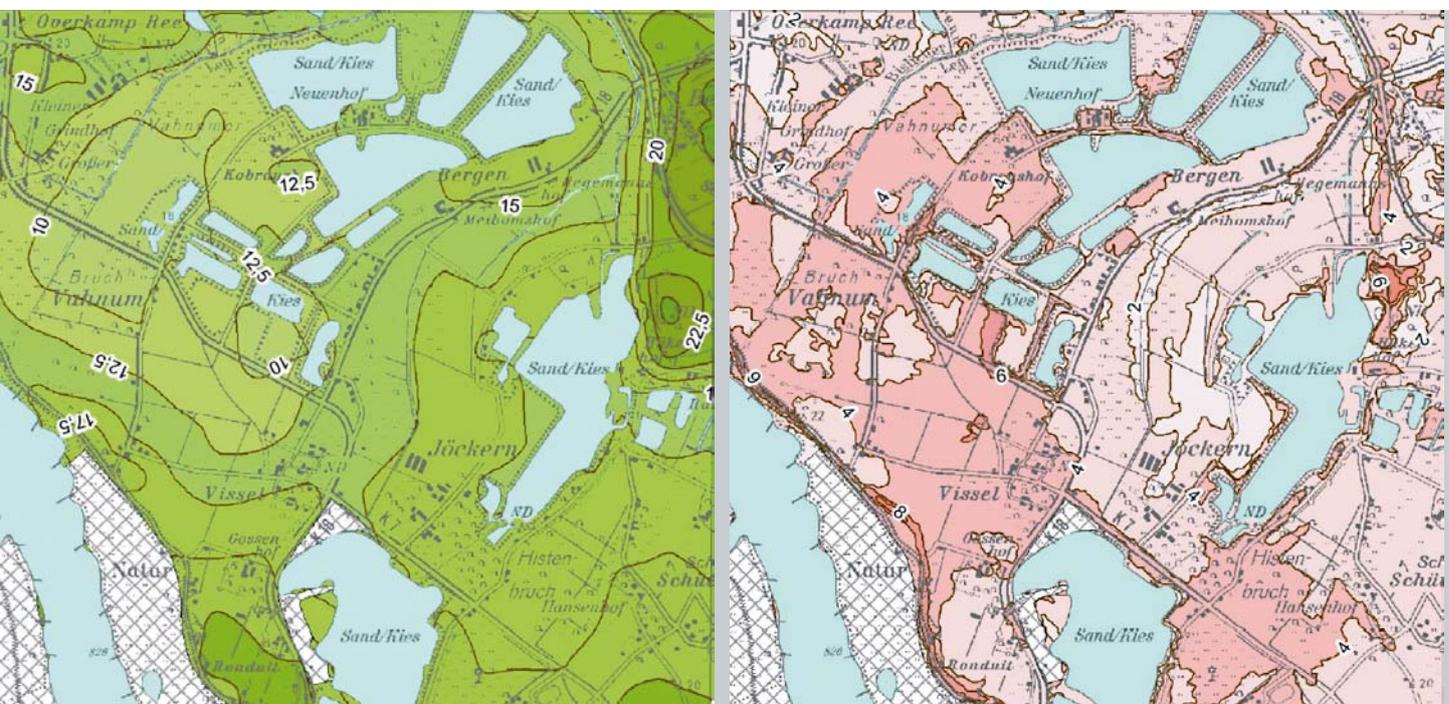
4 Alles eine Frage der Geologie

Bei Kies und Sand handelt es sich um frachtkostenempfindliche Massengüter. Unter wirtschaftlichen, insbesondere aber auch unter Umweltgesichtspunkten sind große Transportentfernungen zum Verbraucher zu vermeiden. Da eine dezentrale Versorgung der Bauindustrie mit Rohstoffen Transportwege und daher unerwünschte Umweltbelastungen minimiert, macht es Sinn, Kies und Sand regional, d. h. möglichst verbrauchernah, zu gewinnen und zu verarbeiten. Gleichzeitig ist es unabdingbar, die Effizienz eines Rohstoffes, also die Mächtigkeit und die Qualität des Vorkommens, zu berücksichtigen. Bereits die Auswahl und Ausweisung von Sicherungsflächen nach geologisch (rohstoffkundlich) sinnvollen Kriterien, aber auch die vollständige Nutzung der gesamten Lagerstättenmächtigkeit sowie die Verwendung von Begleitrohstoffen tragen bei gleichen Fördermengen zu einer deutlichen Verringerung der Flächeninanspruchnahme durch den Rohstoffabbau bei.

Für eine kompetente Rohstoffsicherung ist es unabdingbar, dass der Planungsträger in die Lage versetzt wird, Gebietsmeldungen seitens der Wirtschaft in ihrem Verhältnis zu konkurrierenden Nutzungen angemessen zu gewichten und erforderlichenfalls standörtliche Alternativen zu bedenken.

Aus diesem Grund untersucht der Geologische Dienst NRW die Vorkommen „nichtenergetischer oberflächennaher Rohstoffe“ Nordrhein-Westfalens. Ziel des Projektes ist es, die vorhandenen und auf absehbare Zeit wirtschaftlich relevanten Potenziale oberflächennaher Rohstoffe zu erfassen, in einem Informationssystem zu bündeln und auf themenbezogenen Rohstoffkarten darzustellen. Die Karten geben einen Überblick über die Verbreitung und Mächtigkeit sowie über die Qualität der verschiedenen Rohstoffe. Neben diesen Karten wurden auch solche mit Informationen zur Mächtigkeit der Überlagerungen und zu den Vorkommen von Zwischenmitteln erstellt. Die gewonnenen Daten werden in der Datenbank „Nichtenergetische oberflächennahe Rohstoffe“ zusammengeführt und dokumentiert. In einer ersten Phase wird derzeit das „Informationssystem Rohstoffe NRW“ für die Lockergesteinsrohstoffe „Kies/Kiessand“, „Sand“ und „Ton/Schluff“ erarbeitet. Abbildung 3 zeigt den Inhalt und Aufbau der Rohstoffkarte im Ausschnitt im Überblick.

Im Unterschied zu den Flächendarstellungen der Raumordnungspläne nimmt die ausschließlich aus rohstoffgeologischer Sicht erstellte Karte keine Abwägung mit anderen Belangen der Oberflächennutzung vor. Das System bietet allerdings Möglichkeiten einer grafischen Verschneidung mit konkurrierenden Nutzungen und Funktionen, etwa Wasserschutzgebieten, FFH-Flächen o. Ä. Die Karte gibt die Rohstoffpotenziale insgesamt wieder und informiert alle Planungs- und Entscheidungsträger umfassend über die Rohstoffsituation in NRW.



5 Abgrabungsmonitoring NRW

Für die Gewinnung von „oberflächennahen nichtenergetischen Bodenschätzen“ sind Genehmigungsverfahren auf Basis unterschiedlicher Gesetze durch die zuständigen Behörden notwendig. Die Genehmigungsbescheide für die Gewinnung von Rohstoffen unterliegen unterschiedlichen Rechtsvorschriften in Abhängigkeit von der jeweiligen Rohstoffart und der Abbaumethode. Hier sind unter anderem das Bergrecht, das Abgrabungsrecht sowie das Wasserrecht zu nennen. Die dezentral verteilten Zuständigkeiten von den Bergbehörden bis zu den Kreisordnungsbehörden sind Grund für nicht immer lückenlos zur Verfügung stehende Abgrabungsdaten. Eine landesweite, einheitliche und abgestimmte Erfassung der Abgrabungssituation wird seitens der Kreise und der Bezirksregierungen derzeit nicht durchgeführt. Dadurch kommt es zu unterschiedlichen Einschätzungen und Bewertungen der Rohstoffsituation bis hin zur fehlenden Möglichkeit einer belastbaren Aussage über die tatsächliche Situation. Daher wurde vom Geologischen Dienst NRW, neben der Erstellung der digitalen Rohstoffkarte NRW, ein Konzept zu einem landesweiten begleitenden Rohstoffmanagement erarbeitet.

Es ist jedoch unbedingt notwendig, eine Monitoringmethode zu etablieren, die sich langfristig als Standardverfahren anwenden lässt. Nur dann werden die Verfahren und ihre Ergebnisse übertragbar, transparent und akzeptabel für Behörden und Wirtschaft sein. Von einem Monitoring werden Angaben sowohl zu der noch zur Verfügung stehenden Restflächengröße bzw. zur Flächeninanspruchnahme als auch zum noch gesicherten Rohstoffrestvolumen bzw. zur Menge der bisherigen Rohstoffgewinnung innerhalb der in den Regionalplänen festgesetzten „Bereiche für die Sicherung und den Abbau von oberflächennahen Bodenschätzen“ (BSAB) gefordert.

Die beim Geologischen Dienst NRW entwickelte Methode basiert ausschließlich auf neutralen und transparenten Daten. Dies sind im Einzelnen Luftbilder von Geobasis NRW, das Fachinformationssystem Rohstoffe NRW sowie die zum Zeitpunkt der Erfassung aktuellen und gültigen BSAB der Gebietsentwicklungs- bzw. Regionalpläne. Sämtliche Basis- und Fachdaten, auf denen die Monitoringauswertung basiert, sind veröffentlicht bzw. frei zugänglich.

Um Aussagen über die aktuelle Rohstoffsituation, über die für die Rohstoffgewinnung gesicherte Restflächengröße sowie über den Versorgungszeitraum mit Rohstoffen machen zu können, werden sämtliche aktiven Gewinnungsflächen anhand von Luftbildzeitreihen identifiziert und digitalisiert. Die Luftbilder ermöglichen eine sichere Inventarisierung der zeitlichen Entwicklung der aktiven „Abgrabungsflächen“ in den einzelnen Regionen (Abb. 4).

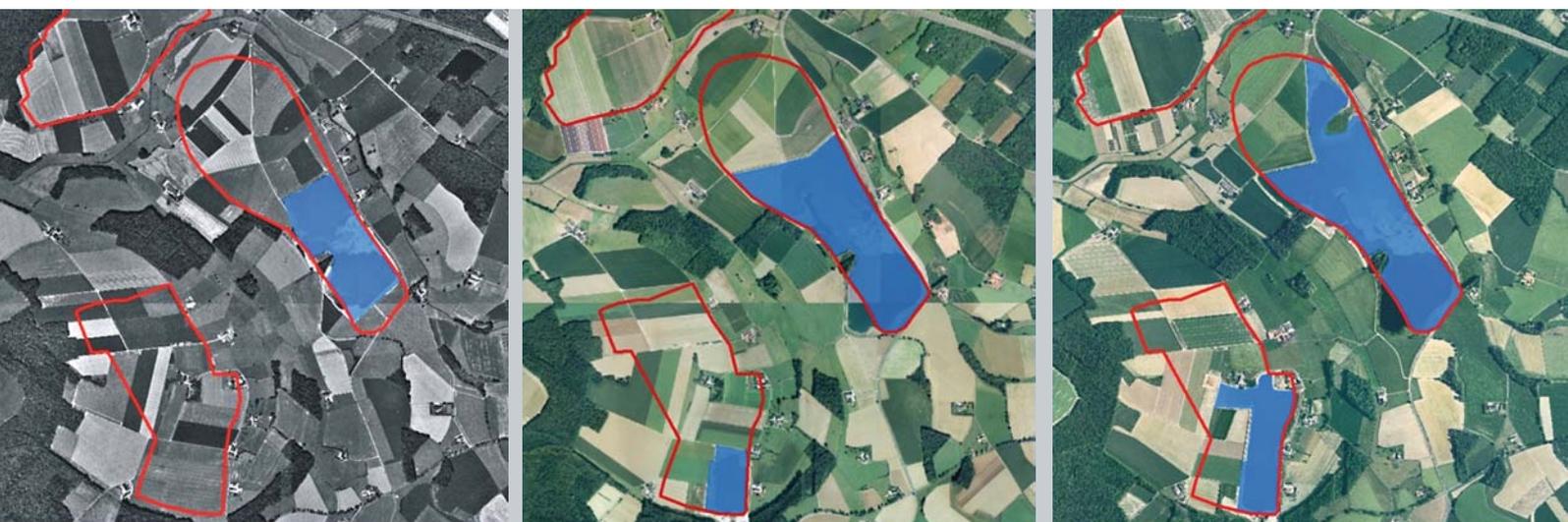


Abb. 4:

Entwicklung von „Abgrabungsflächen“ (rot) 1997, 2002 und 2006 (von links nach rechts)

Die Auswertung der Luftbilder ermöglicht in Kombination mit den Mächtigkeitenangaben der Rohstoffkarte NRW die Berechnung des in den genehmigten Flächen zur Verfügung stehenden Restrohstoffvolumens. Dies erlaubt eine Aussage über die Versorgungssicherheit. Die Berücksichtigung von Schutzstreifen und Böschungswinkeln, welche beim Betrieb einer Gewinnungsstelle eingehalten werden müssen, trägt dazu bei, dass realistische Versorgungszeiträume berechnet werden.

Nur eine lückenlose und einheitliche Aufnahme und Dokumentation der Abgrabungssituation in Form eines Abgrabungsmonitorings ermöglicht eine sachgemäße und angemessene Rohstoffsicherung im Rahmen einer nachhaltigen und konfliktärmeren Landesplanung.

6 Ende gut, alles gut?

Seit Anfang der 1970er-Jahre ist jedes Unternehmen, das Kies und Sand abbaut, verpflichtet, während des Abbaus bzw. spätestens nach Beendigung der Abgrabungstätigkeiten das in Anspruch genommene Gelände wieder herzurichten. Damit gehört die Kies- und Sandgewinnung zu den wenigen Flächennutzungen, die nicht endgültig, sondern vorübergehend sind. Eine verantwortungsvolle „Rekultivierung“ kann als ökologische Chance für unterschiedliche Lebensgemeinschaften von Tieren und Pflanzen gesehen werden. Eine gut durchdachte Folgenutzung hingegen kann als landschaftliche Bereicherung und neues Angebot für den Menschen verstanden werden. In der „Zeit danach“ stellen sich auf den Flächen in Jahren oder Jahrzehnten, sich selbst überlassen oder gesteuert, neue Lebensräume ein. Je nachdem, wie die Folgenutzung geplant wird, können Räume für neue Biotopbereiche, aber auch für die Naherholung bis hin zum Freizeittourismus geschaffen werden. Beispiele hierfür sind am Niederrhein die Xantener Nord- und Südsee, die Gravinsel, die Weseler Aue, der Diersfordter Waldsee oder die Duisburger „6-Seen-Platte“, in der bereits seit 1912 Kies gewonnen wird. Das Abbaugelände ist durchweg bewaldet. Seit mehr als 80 Jahren entwickelt sich die Abgrabung von Norden nach Süden. Die Größe des Gebietes erlaubt eine großzügige Planung. In Absprache mit dem Eigentümer und der Stadt Duisburg bewirtschaftet die Abbaufirma nur 50 – 60 % der Fläche. Das Ergebnis sind abwechslungsreiche Seeflächen, die sowohl den Ansprüchen an Biotopneugestaltung als auch der extensiven Erholung am Seeufer und dem Wassersport genügen. Mittlerweile haben sich seltene Vogelarten, wie zum Beispiel der Eisvogel, angesiedelt und den Lebensraum aus zweiter Hand für sich erobert. Nicht selten sind Naturschutzverbände und Hochschulen an diesen neuen Lebensräumen interessiert. Sie nutzen sie als wissenschaftliche Objekte für Forschung und Lehre (STEIN 2000).

Die Neuschaffung von Lebensräumen darf nicht als Begründung für den Abbau von Rohstoffen gelten, wenn aber Betreiber, Eigentümer, Behörden und Kommunen gut vernetzt sind und die Folgenutzung verantwortungsvoll planen, erfährt die Rohstoffsicherung vielleicht eine höhere Akzeptanz bei den Betroffenen und hinterlässt verträglichere Einschnitte in die Landschaften.

7 Literatur

Geologischer Dienst NRW (2005): Steine-und-Erden-Rohstoffe in NRW : Geologische Vorkommen, Eigenschaften und Verwendung, Geowissenschaftliche Begriffe; Anh. A. – In: Ministerium für Wirtschaft, Mittelstand und Energie NRW (2005): Rohstoffsicherung in Nordrhein-Westfalen – Arbeitsbericht: A1 – A 36; Düsseldorf [www.mweimh.nrw.de].

Geologischer Dienst NRW (2007): Fachinformationssystem Rohstoffe von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000; Krefeld. Landesamt für Umweltschutz Baden-Württemberg (1997): Pilotprojekt „Konfliktarmer Baggersee (KaBa). – Bericht; Karlsruhe.

Ministerium für Wirtschaft, Mittelstand und Energie NRW (2005): Rohstoffsicherung in Nordrhein-Westfalen – Arbeitsbericht: 29 S., Anh. A – D; Düsseldorf.

STEIN, V. (2000): ... die Zeit danach – Kies und Sand : Rekultivierung – Renaturierung. – 163 S., zahlr. Abb.; Duisburg (Bundesverband der Kies- und Sandindustrie e. V. [Hrsg]).

Karte der Erosionsgefährdung von Ackerböden in NRW

DIRK ELHAUS

Hintergrund

Im Rahmen der Umsetzung der Agrar-Umweltmaßnahmen fordert die EU, Direktzahlungen an Landwirte an die Einhaltung von Umwelt-Mindeststandards zu knüpfen. In diesem Kontext spielt die Vermeidung von Boden-erosion eine zentrale Rolle. Die Landeserosionsschutzverordnung NRW (LESchV) regelt die rechtsverbindliche Einteilung landwirtschaftlich genutzter Flächen nach dem Grad der Erosionsgefährdung durch Wasser. Sie richtet sich an Betriebsinhaber, die auf erosionsgefährdeten Ackerflächen für die Dauer des Bezugs von Direktzahlungen oder sonstigen Stützungszahlungen den Verpflichtungen zur Erosionsvermeidung gemäß der Direktzahlungen-Verpflichtungenverordnung unterliegen.

Das Umweltministerium beauftragte 2008 den Geologischen Dienst NRW, die natürliche Erosionsgefährdung der Ackerflächen in NRW nach einheitlichen Kriterien möglichst parzellenscharf zu beurteilen, damit jedem Landwirt, der Direktzahlungen beantragt, mitgeteilt werden kann, wie seine Ackerflächen hinsichtlich der Erosionsgefährdung eingestuft sind und mit welchen Nutzungsaufgaben (z. B. Pflugverbot, Mulchsaat) er bei der Gewährung von Direktzahlungen zu rechnen hat.

*Abb. 1:
Erosionsgraben
in der Nähe von Krefeld*



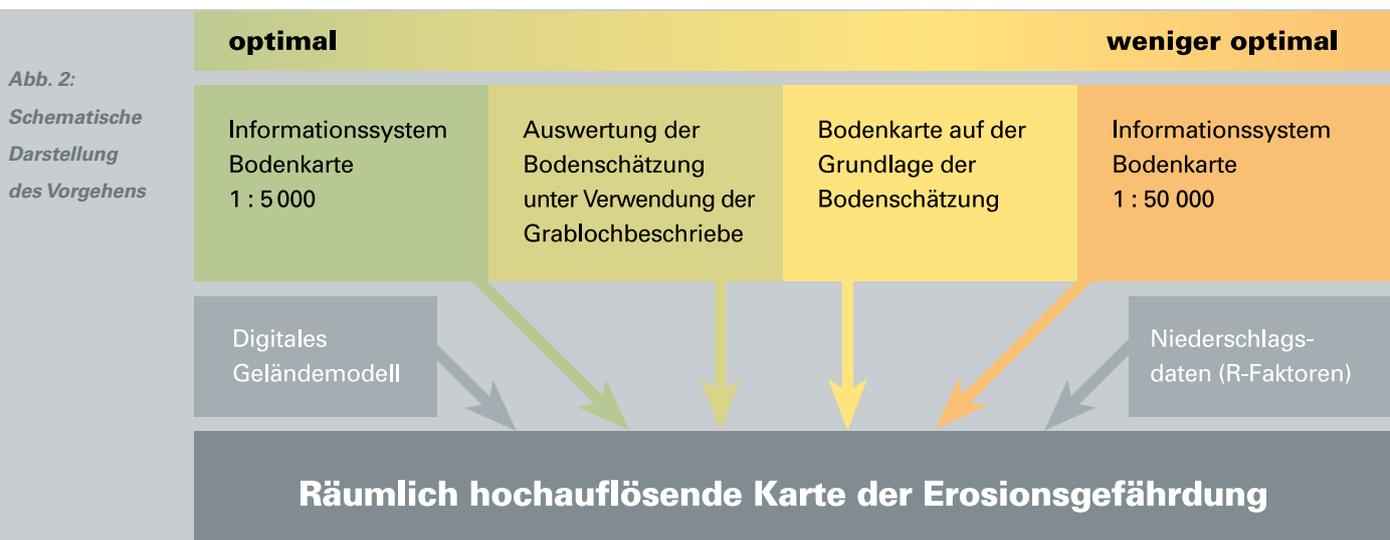
Datenmaterial

Seit dem Jahr 2000 werden im Geologischen Dienst NRW die bodenkundlichen Neukartierungen digital vorgehalten. Diese Kartierungen wurden vorrangig bei der Beurteilung der Erosionsgefährdung berücksichtigt. Ältere großmaßstäbige Kartierungen liegen in der Regel als handkolorierte Manuskriptkarten vor. Sie wurden zum Teil für die Abschätzung der Erosionsgefährdung digitalisiert.

Um den Umfang abschätzen zu können, in welchen Gebieten großmaßstäbige Bodenkartierungen zu digitalisieren sind, wurden auf der Grundlage des Informationssystems Bodenkarte 1 : 50 000 (IS BK 50), digitaler Geländedaten und Daten zur Niederschlagscharakteristik die Regionen gekennzeichnet, in denen mit einem erhöhten Erosionsrisiko zu rechnen ist. Für diese Schwerpunktgebiete wurden dann die Kartenarchive des Geologischen Dienstes nach großmaßstäbigen Bodenkarten zur landwirtschaftlichen Standorterkundung durchsucht. So konnte für die Beurteilung der Erosionsgefährdung festgelegt werden, in welcher Reihenfolge vorhandene analoge Karten zu digitalisieren sind und wie hoch der Finanzbedarf dafür ist. Auch aus personellen Gründen konnte man in der Kürze der zur Verfügung stehenden Zeit nicht sämtliche analogen Karten digitalisieren. Das Konzept sah ein gestuftes Vorgehen vor:

- wo vorhanden, werden digitale Bodenkarten im Maßstab 1 : 5 000 ausgewertet oder es werden Auswertungen der Bodenschätzung unter Verwendung von Grablochbeschrieben verwendet
- in den übrigen Schwerpunktgebieten sind analog vorliegende Kartierungen zu digitalisieren
- in den Gebieten, für die bei den Katasterverwaltungen bereits digitale Daten der Bodenschätzung vorliegen, werden diese verwendet (Kreise Paderborn, Dortmund, Hamm, Soest, Höxter, Lippe, Gütersloh)
- in den übrigen Gebieten wird auf die BK 50 zurückgegriffen

Abbildung 2 veranschaulicht das Vorgehen.



Methode

Methodisch basiert die Beurteilung der Erosionsgefährdung auf der Allgemeinen Bodenabtragungsgleichung (ABAG) (s. Abb. 3). Entsprechend wurden die bodenkundlichen, morphologischen und klimatischen Daten aufbereitet und miteinander verknüpft. Bei der Klassifikation nach LESchV werden nur die Faktoren K und S miteinander verknüpft. Die anschließende Einteilung der Flächen hinsichtlich der Erosionsgefährdung folgt den Vorgaben der Anlage 1 in der Landeserosionsschutzverordnung und dient als Schlüssel für die Zuweisung der Direktzahlungen. Bei der Beurteilung der natürlichen Erosionsgefährdung nach DIN 19708 wird zusätzlich der R-Faktor berücksichtigt. Eine entsprechende Einteilung der Flächen nach DIN 19708 liegt ebenfalls vor. Die übrigen Faktoren der ABAG bleiben einer einzelfallbezogenen Betrachtung vorbehalten.

Allgemeine Bodenabtragungsgleichung nach DIN 19708: 2005-02

$$A = R \cdot K \cdot L \cdot S \cdot C \cdot P$$

- A** langjährig zu erwartender mittlerer Bodenabtrag in t/(ha · a)
- R** Oberflächenabfluss- und Regenerositätsfaktor in N/(h · a)
- K** Bodenerodierbarkeitsfaktor in (t · h)/(ha · N)
- L** Faktor zur Berücksichtigung der erosionswirksamen Hanglänge
- S** Hangneigungsfaktor
- C** Bodenbedeckungs- und Bearbeitungsfaktor
- P** Faktor zur Berücksichtigung von Erosionsschutzmaßnahmen

Abb. 3:
Die einzelnen Faktoren
der Allgemeinen
Bodenabtragungsgleichung
(ABAG)

Ergebnisse

Abbildung 4 zeigt beispielhaft einen Ausschnitt aus der Karte der Erosionsgefährdung landwirtschaftlicher Flächen nach LESchV.



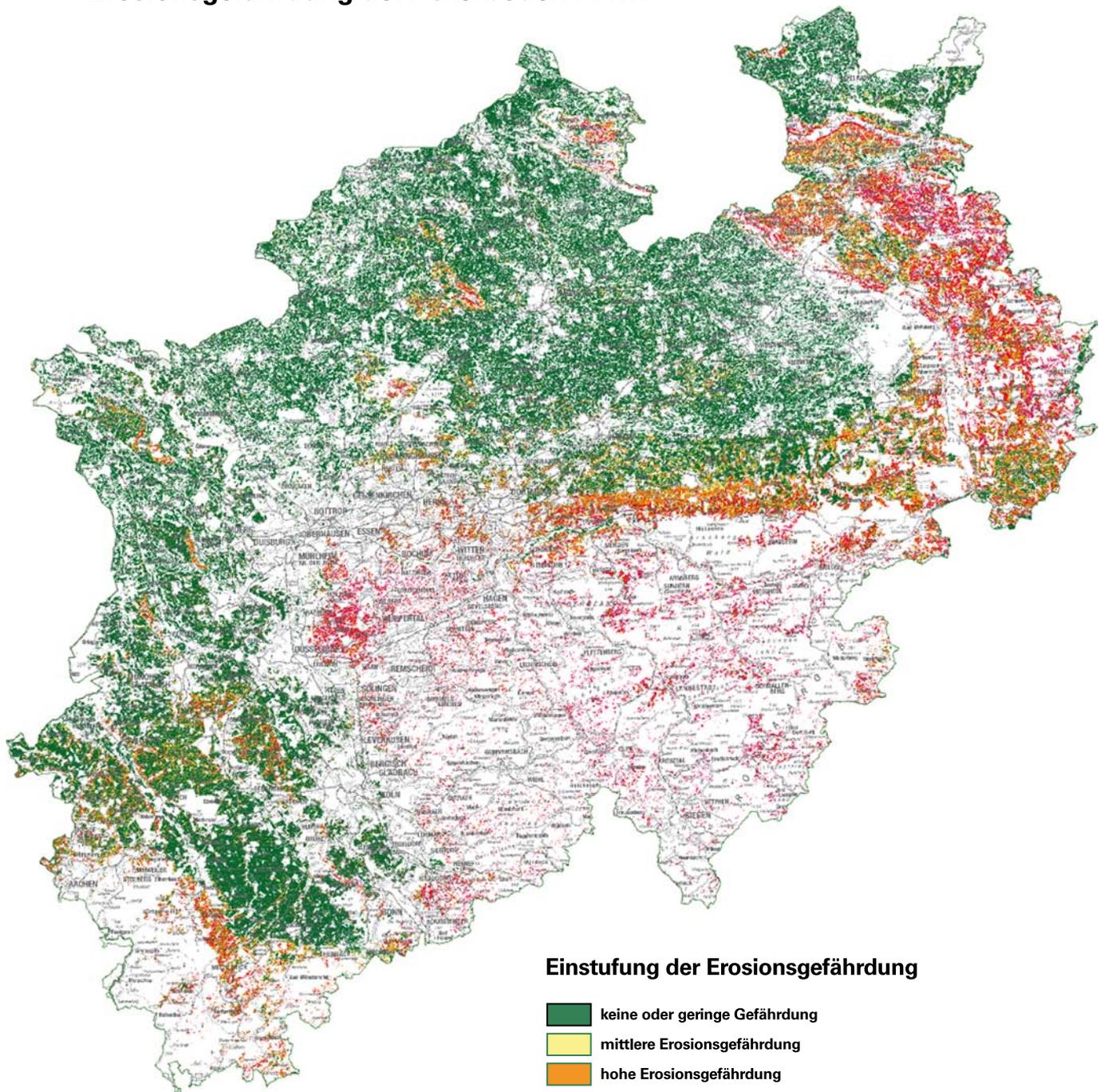
Abb. 4:
Kartenausschnitt zur
Erosionsgefährdung

Die Ergebnisse sind im Internet unter der folgenden Adresse veröffentlicht:
www.gd.nrw.de/l_beklww.htm

Weitere Informationen finden sich unter www.erosion.nrw.de

Eine landesweite Übersicht der natürlichen Erosionsgefährdung der Ackerböden nach DIN 19708 findet sich in Abbildung 5.

Erosionsgefährdung der Ackerböden in NRW



Einstufung der Erosionsgefährdung

- keine oder geringe Gefährdung
- mittlere Erosionsgefährdung
- hohe Erosionsgefährdung
- sehr hohe Erosionsgefährdung
- extreme Erosionsgefährdung

Erläuterung

Die Erosionsgefährdung der Böden durch Wasser wird mit der Allgemeinen Bodenabtragsgleichung als Produkt aus der Erodierbarkeit der Böden, der Erosivität der Niederschläge und der Hangneigung berechnet. Die Erosionsgefährdung prognostiziert, von welchen Standorten der Boden abgetragen wird, nicht, wohin der Boden abgetragen wird.

Betrachtet werden nur solche Flächen, die im ATKIS-Datenbestand als Ackerflächen gekennzeichnet sind.

Die Klasseneinteilung der Erosionsgefährdung in "sehr gering" und "gering" wird in der Karte nicht differenziert dargestellt.

Abb. 5:

Natürliche Erosionsgefährdung
der Ackerböden in NRW nach DIN 19708

© 2007 Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen - Landesbetrieb
De-Greif-Strasse 195, 47803 Krefeld

Gebietsmonographie „Die Böden im Sauer- und Siegerland“ – Ergebnisse von über 50 Jahren bodenkundlicher Landesaufnahme

REINHOLD ROTH

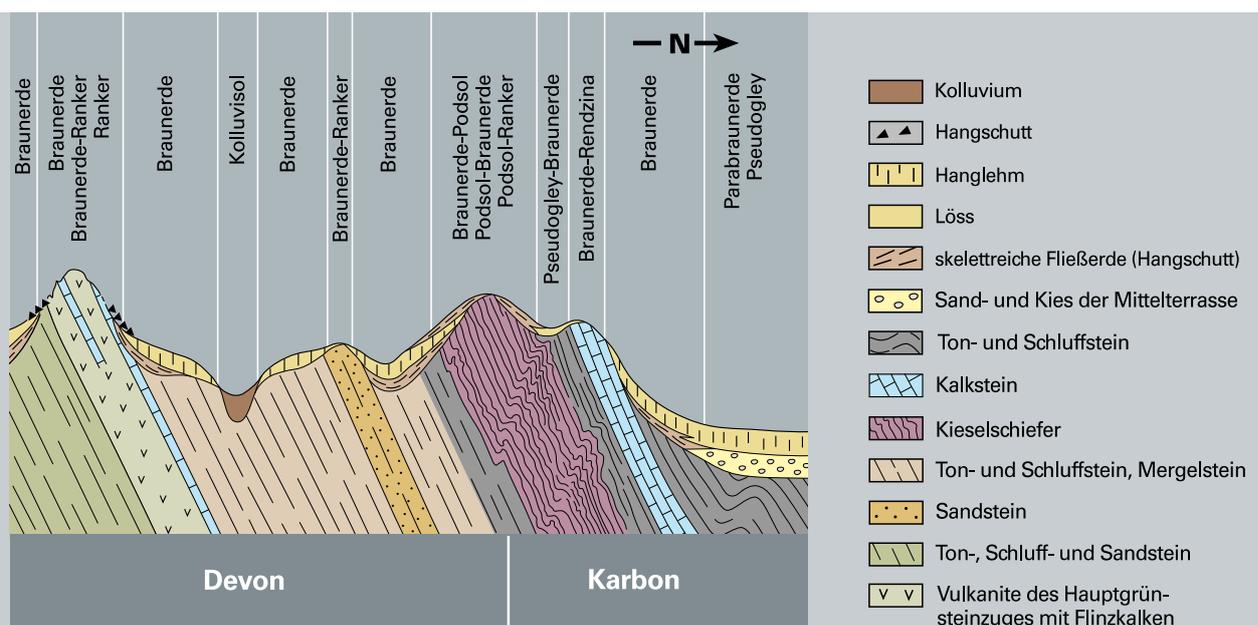
Sauer- und Siegerland sind als Teil des Rheinischen Schiefergebirges seit vielen Jahren das Ziel bodenkundlicher Kartierungen und mittlerweile vollständig durch die Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen im Maßstab 1 : 50 000 abgedeckt. Allerdings fehlte bislang eine zusammenfassende Darstellung der Bodenverhältnisse. Diese Lücke deckt eine Gebietsmonographie ab, die demnächst als Download auf der Website des Geologischen Dienstes NRW bereitstehen wird.

Neben einer Einführung in den Landschaftsraum und die Bodenentwicklung auf den verschiedenen Substraten steht eine eingehende Beschreibung der Böden und ihrer Verbreitung auf Grundlage der Aggregierungsstufen der Bodenkundlichen Kartieranleitung (AG Boden 2005: 326 f.). Schwerpunkt ist dabei die Beschreibung der Leitbodengesellschaften (LBG) mit den wichtigsten Leitbodenformen, ihrer physikochemischen Eigenschaften sowie ihrer Nutzung und Bedeutung für den Natur- und Umweltschutz. Zusätzlich werden zu jeder LBG typische Bodenprofile vorgestellt. Für ergänzende Kennwerttabellen wurden die Laborergebnisse von etwa 1300 Aufgrabungen ausgewertet. Kapitel zu aktuellen Bodenschutzfragen und Übersichtskarten zu verschiedenen Bodeneigenschaften runden die Arbeit ab.

Das Schiefergebirge hatte lange Zeit den Ruf eines „Braunerdelandes“. Nach dem heutigen Wissensstand ist das Spektrum der Böden jedoch erheblich weiter, wie nachstehende Abbildung zeigt.

Literatur

AG Boden (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung, 5. Aufl. – 438 S., 39 Abb., 101 Tab.; Hannover.



Böden und Substrate zwischen Hauptgrünsteinzug und Hellefelder Kalk, schematischer Schnitt im Bereich Berge/Wennemen südlich des Ruhrtales, ohne Maßstab

Aktuelle Themen aus der Landesaufnahme Schleswig-Holsteins

ALF GRUBE

Im Rahmen der geologischen Landesaufnahme und der Neubearbeitung des Geotop-Katasters des Landes Schleswig-Holstein wurden verschiedene, auch aus wissenschaftlicher Sicht interessante Detailbearbeitungen durchgeführt. Hierzu zählen z. B. die Bereiche Verkarstung von Schreibkreide, Quellkalkbildungen, periglaziäre und äolische Formen sowie neue Aufschlüsse älterer Interglaziale. Als Neuerscheinung ist die Geologische Übersichtskarte 1 : 250 000 (H. KAUFHOLD) zu erwähnen, die 2012 fertig wurde.

Fossile Höhlenbildungen mit einem Volumen von mehreren tausend Kubikmetern wurden in der Schreibkreide der Struktur Krempe-Lägerdorf (SW-Schleswig-Holstein) dokumentiert. Die Oberkreide auf der Struktur Krempe-Lägerdorf, die hier in Schreibkreidefazies auftritt, bildet den Großteil des Deckgebirges der Struktur. Die Schreibkreide wird von wenige Meter mächtigen quartären Gesteinen der Elster-Kaltzeit, des Drenthe- und des Niendorf-Stadiums der Saale-Kaltzeit sowie der Weichsel-Kaltzeit bedeckt. Die kartierte Füllung der ehemaligen Hohlräume im Bereich der Kreidegrube Heidestraße bestand aus teilweise humosem Sand, Kies-Sand, Till, Ton und Schluff, muddenartigem Material sowie vereinzelt kristallinen Geschieben mit bis zu mehr als 0,5 m Durchmesser. Der Fund belegt eine intensive prä-holozäne Verkarstung innerhalb der Schreibkreide, die Subrosion war noch subrezent aktiv (GRUBE et al. in Vorber.).

Quellaustritte stark gespannten Grundwassers führen örtlich zur Bildung von morphologischen Kuppen und Wällen aus vorwiegend Kalkablagerungen und Quelltorfen. Derartige morphologische Formen treten sowohl im Jung- als auch im Altmoränenbereich auf. Quelhügel sind vorwiegend hydrogeologisch bedingte Erscheinungen, die mit dem örtlich begrenzten vertikalen Zutritt von gespanntem Grundwasser oder lateral zutretendem Grundwasser zusammenhängen. An solchen Standorten kommt es neben der dominierenden limnisch-telmatischen auch zur Sedimentation von kalkreichen Quellablagerungen bis hin zu Travertin. Die gebildeten Vollformen können Dimensionen von 150 m Durchmesser und 3 m Höhe erreichen. Entsprechende Vollformen sind nicht selten, wurden jedoch durch Entwässerungsmaßnahmen stark dezimiert. Ausgewählte Objekte wurden näher untersucht. Die Genese der Formen wird u. a. durch den Zutritt von artesisch gespanntem Grundwasser gesteuert. Dabei wird Prozessen der Glazialtektonik und der Wirkung des Permafrostes eine besondere Bedeutung zugeschrieben. Es wurden auch vermutete Eem-Ablagerungen, darunter Quellkalke, erbohrt (GRUBE & USINGER in Vorber.). Somit kommt diesen Formen eine Rolle bei der Nutzung als Klimaarchiv zu.

Während der Sanierung eines Raffineriegeländes in Wedel/SW-Holstein wurden ungewöhnliche periglaziäre Strukturen beobachtet. Die in Aufsicht polygonalen, rinnenartigen Strukturen auf der Oberfläche eines bindigen und kalkreichen, saalezeitlichen Tills der Niendorf-Formation sind im Querschnitt symmetrisch halbkreisförmig ausgebildet. Sie sind mit kalkhaltigen, schluffigen Sanden gefüllt, die als umgelagerter Till mit aus den hangenden Sanden vermischtem Material bzw. äolischen Komponenten interpretiert werden können. An der Unterseite der Rinnenstrukturen setzen häufig glazitektonisch angelegte Klüfte an, die bis zu wenigen Zentimetern breit sind und über mehrere Meter Tiefe bis an die Sohle der Auskofferung zu verfolgen waren. Die Genese der Strukturen, u. a. ein möglicher Zusammenhang mit dem glazitektonischen Klufnetz in den liegenden Tills, wird diskutiert.

Ein kartiertes Dünengebiet bei Großenaspe, in dem die Vollformen eine maximale Höhe von nahezu 10 m erreichen, zeigt eine deutliche Abhängigkeit der Bildung von Binnendünen vom liegenden glazigenen Untergrund selbst, außerhalb der benachbarten Schmelzwasserrinne. In mehreren kleinen Hohlformen wurden vermutlich eemzeitliche Ablagerungen im Liegenden mehrerer Meter mächtiger Sande erbohrt. An einem Standort wurden vermutete mächtigere limnisch-telmatische Holstein- und Eem-Ablagerungen in Superposition erbohrt.

Literatur:

GRUBE et al. in Vorbereitung

GRUBE & USINGER in Vorbereitung

KAUFHOLD, H. (2012): Geologische Übersichtskarte 1 : 250 000 – Landesamt f. Landwirtschaft, Umwelt u. ländl. Räume [Hrsg.]

Pingo-Ruinen in NW-Niedersachsen (Geotop – Biotop – Bodendenkmal)

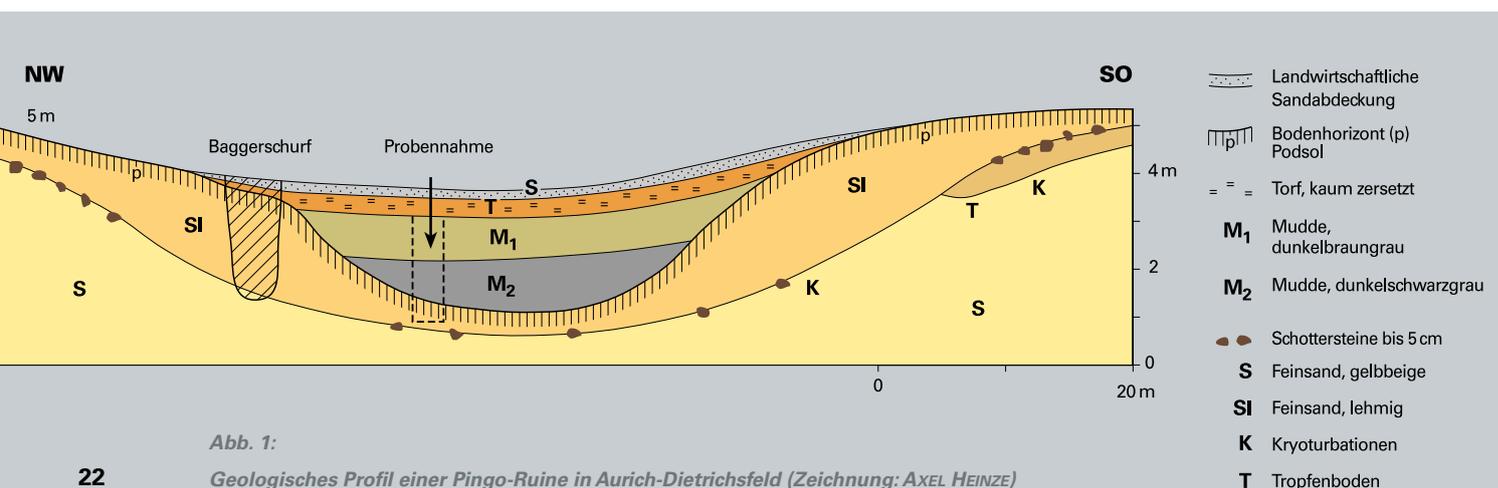
AXEL HEINZE, MARTINA TAMMEN

Pingo-Ruinen sind die Spuren von weichselzeitlichen Pingos im ehemaligen Periglazial. Obwohl GARLEFF (1968) bereits auf umfangreiche Vorkommen im nördlichen Niedersachsen hingewiesen hat, haben sie in der Forschung keinen großen Stellenwert erreicht. Dabei eignen sie sich neben ihren Funktionen als Archiv der holozänen Klimaentwicklung und Messlatte für fossile Grundwasserstände hervorragend als Anschauungsobjekte für den Erdkundeunterricht als Beispiele periglazialer Dynamik und damit der eiszeitlichen Entwicklung des Niedersächsischen Flachlandes.

Geotop

Eine Projektgruppe des Niedersächsischen Internatsgymnasiums setzt sich seit 2009 mit diesem Phänomen auseinander. Dabei gelang der Nachweis einer großen Dichte von Pingo-Ruinen in der Umgebung von Esens. Exkursionen in das weitere Niedersachsen und die benachbarten Niederlande haben erwiesen, dass es sich dabei nicht um eine lokale Besonderheit handelt, sondern um ein Phänomen, das aufgrund seiner geringen Größenordnung bei den geologischen Kartierungen nicht die notwendige Aufmerksamkeit gefunden hat. Zudem zeigen unsere Feldarbeiten, dass es zahlreiche Merkmale bei den Pingo-Ruinen gibt, die nicht mit den bisher üblichen Theorien der Pingo-Entstehung vereinbar sind. Diese Theorien sind an aktuellen Pingos im Periglazial entwickelt worden, die Merkmale von Pingo-Ruinen wurden dabei nicht beachtet.

Nach dem heutigen Wissensstand handelt es sich bei uns ausschließlich um Pingos des offenen Systems, die eine unbegrenzte Wasserzufuhr von unten aus dem Grundwasser unterhalb des Permafrostes erhalten haben. Die nachgewiesenen Pingo-Ruinen in unserem Raum ragen jedoch in mehreren Fällen in massiven Geschiebelehm oder Lauenburger Ton, was solch eine Wasserzufuhr von unten mit großer Wahrscheinlichkeit ausschließt. Die Tiefe von Pingo-Ruinen soll von der Mächtigkeit des Permafrostes abhängen. Die Untersuchungen hier zeigen allerdings, dass benachbarte Pingo-Ruinen extrem unterschiedliche Tiefen aufweisen. Fast alle Autoren verlangen für Pingo-Ruinen einen ausgeprägten Randwall, der wohl im aktiven Periglazial häufig zu beobachten ist. Pingo-Ruinen hier weisen zumeist nur schwach entwickelte scheinbare Randwälle auf, die sich bei genauerer Betrachtung zumeist als jüngere Dünen-Entwicklung entpuppen. Ein wesentlich sichereres Kriterium erscheint nach unseren Ergebnissen die Existenz einer Abflussrinne weit oberhalb der Basis der Pingo-Mulde, die vermutlich im Verlauf des Abschmelzprozesses entstanden ist. Die Reliefform der Mulden von Pingo-Ruinen lässt unterschiedliche Formen erkennen, die sich durch die gängigen Hypothesen der Pingo-Entstehung nicht erklären lassen.



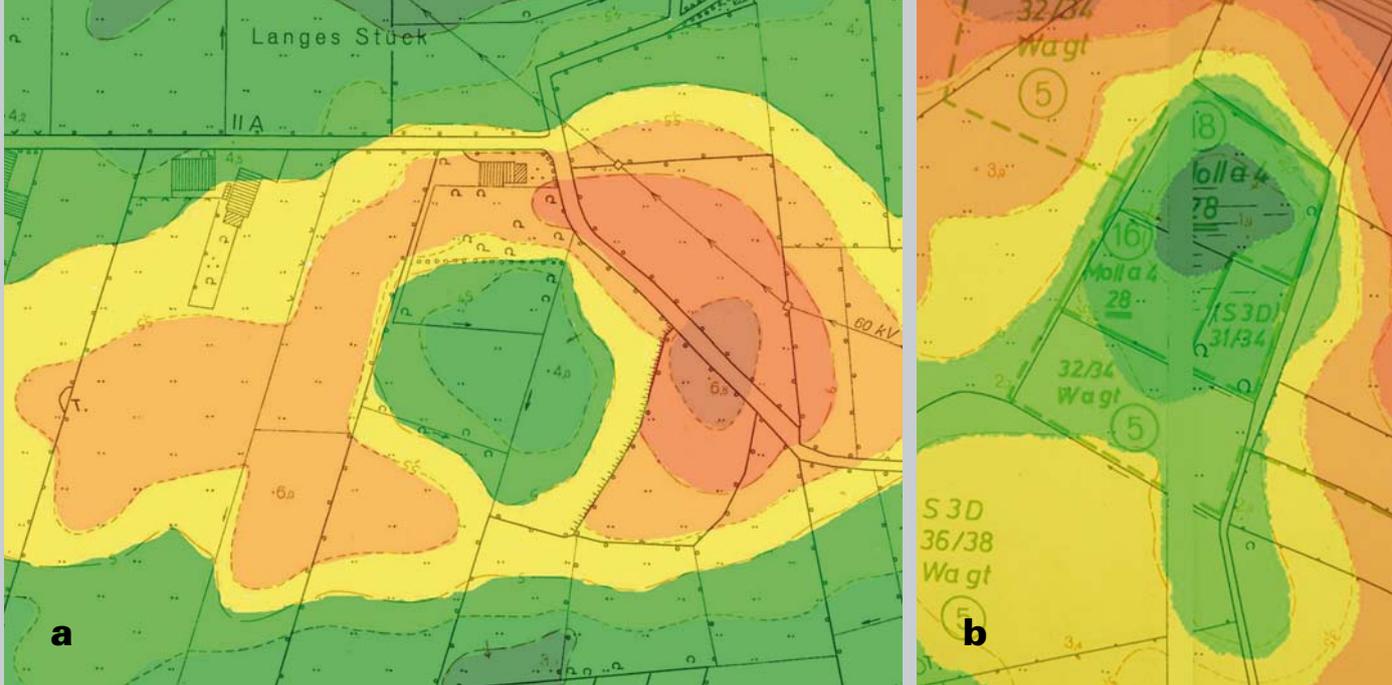


Abb. 2:

Höhenschichtenkarten von Pingo-Ruinen a) südlich von Aurich und b) südöstlich von Esens (Zeichnung: AXEL HEINZE)

Diese Situation hat bereits Niederschlag in zwei morphologischen Masterarbeiten der Universität Utrecht gefunden (RUITER 2012, DE BRUIN 2012). Dabei wurden allerdings die geologischen Faktoren des Umfeldes weitgehend ausgeklammert. Eine zurzeit laufende geologische Dissertation setzt sich mit diesen Fragestellungen auseinander, behandelt allerdings nur eine sehr geringe Anzahl von Pingo-Ruinen im Raum Timmel, sodass Verallgemeinerungen kaum möglich sein werden. Die Ergebnisse unserer Projektarbeit wurden bereits auf einem Poster in Cottbus (77. NDG-Tagung 2011) vorgestellt und sind im Internet unter www.pingos-neu.kge-mediaworld.de abrufbar. Zudem werden sie im Museum „Leben am Meer“ in Esens dargestellt.

Biotop

Neben den geologischen Merkmalen weisen Pingo-Ruinen besondere Merkmale als Biotop auf. Sie stellen im naturnahen Zustand bedeutende Feuchtbiotope dar, die zur Biodiversität der Landschaft beitragen können. In vielen Fällen sind sie mit einfachen Mitteln zu renaturieren, auch wenn sie bereits durch eine landwirtschaftliche Kultivierung überprägt wurden. Eine Bedeutung für die agrarische oder forstwirtschaftliche Nutzung ist in aller Regel nicht gegeben. Aus diesem Grunde sind sie hervorragend geeignet, als Kleinmoore wieder renaturiert zu werden oder sie als Feuchtwiesenbiotope weiterzuentwickeln. Damit stellen sie eine bedeutende Bereicherung der Landschaft im Bezug auf die Biodiversität dar, bieten sich aber auch als sinnvoller Ausgleichsbiotop für andere Baumaßnahmen an.

Eine besondere mögliche Form der Nutzung besteht in der Anlage einer Natureisbahn, wie es die Gemeinde Großefehn in Bagband im Rahmen einer Flurbereinigung geleistet hat. Die dazu notwendige extensive Pflege und winterliche Überstauung hat zu einem besonderen Feuchtwiesenbiotop mit rund 120 Pflanzenarten geführt, darunter zahlreiche Arten der Roten Liste. Gleichzeitig erfüllt die Fläche damit preiswert eine bedeutende soziale Funktion in der Gemeinde. Pingo-Ruinen waren bereits früher die Orte, an denen die Bevölkerung problemlos diesem Sport frönen konnte.

Eine Diplomarbeit in Landschaftsökologie an der Uni Münster setzt sich zurzeit mit der ökologischen Wertigkeit von Pingo-Ruinen im Raum Ostfriesland auseinander. Die Ergebnisse werden hoffentlich Hinweise auf das Potenzial dieser Ruinen aus der Sicht des Naturschutzes aufzeigen.

Abb. 3:
Artefakte des
Mesolithikums
vom Randwall
einer Pingo-Ruine
(Foto: AXEL HEINZE)



Bodendenkmal

Darüber hinaus weisen zahlreiche archäologische Befunde darauf hin, dass Pingo-Ruinen von der Steinzeit bis zur Gegenwart in der Entwicklung der Kulturlandschaft eine besondere Rolle gespielt haben, die bisher kaum untersucht ist. Auf den Randwällen von Pingo-Ruinen finden sich hier in Ostfriesland häufig Artefakte aus der Steinzeit. Diese Randwälle oder Randdünen boten in der damaligen Situation mehrere Gunstfaktoren für die Nutzer dieser Landschaft. Ein gut erreichbares offenes Gewässer ermöglichte die Wasserversorgung, Fischfang und Vogeljagd. Der Randwall gewährte aufgrund der mangelnden Drainage in der weitgehend vernässten und vermoorten Landschaft trockene Lagermöglichkeiten an einem leicht erhöhten Standort, der zusätzlich in der baumarmen Landschaft einen hervorragenden Überblick bot. Auch für Hügelgräber der Bronzezeit scheint man solche Standorte bevorzugt ausgewählt zu haben.

Im zentralen Bereich einer Pingo-Ruine in der Nähe von Esens wurden beim Bohren zufällig zwei Keramik-Gefäße der Römischen Kaiserzeit entdeckt, die offenbar kurz nach Christi Geburt in diesem Moor deponiert und dort an Ort und Stelle zerschert wurden. Diese Situation lässt vermuten, dass es sich um Opfergaben handelt. Pingo-Ruinen sind daher auch grundsätzlich als hochpotenzielle Bodendenkmale anzusehen. Zwei frühmittelalterliche Dorfanlagen in Ostfriesland wurden nach unseren Ergebnissen um Pingo-Ruinen errichtet. Diese haben also auch bei der Standortwahl der mittelalterlichen Besiedlung eine Rolle gespielt. Selbst der mittelalterliche Versammlungsplatz der Friesen am Upstalsboom in Rahe bei Aurich wurde auf dem Randwall einer Pingo-Ruine angelegt (FREUND 1995). Auch mittelalterliche Klöster und Höfe wurden an solchen Standorten errichtet. Alle nutzten die Gunstfaktoren dieser Situation. Da das Phänomen hier bisher kaum bekannt war, konnte auch niemand diese Zusammenhänge bemerken.

Auch in jüngerer Zeit haben die Pingo-Ruinen eine Rolle in der Landeskultur gespielt. Im Rahmen der Gemeinteilung ab dem 18. Jahrhundert gelangten sie oft in bäuerlichen Besitz. Die Landwirtschaft musste daraus dann in irgendeiner Form Ertrag erzielen. Im Regelfall wurde der Grundwasserspiegel abgesenkt und die Moorfläche mächtig übersandet, sodass sie als Feuchtgrünland nutzbar wurde. In manchen Fällen erfolgt

Abb. 4:
Keramik der
Römischen Kaiserzeit
aus einer Pingo-Ruine
südöstlich von Esens





Abb. 5:
Hochmoor in der gering gestörten Pingo-Ruine „Wrokmoor“ in Friedeburg (Foto: AXEL HEINZE)

bei einer Überdeckung mit mehr als 50 cm Sand sogar eine Ackernutzung. Diese staunassen und wenig tragfähigen Böden sind allerdings mit den heutigen Maschinen nur noch bedingt nutzbar und fallen daher oft brach. In anderen Fällen wurden die Pingo-Ruinen durch die Anlage eines rechteckigen Gewässers als Flachsroste genutzt. Sie waren dafür offenbar hervorragend geeignet. Stellenweise wurde der Torf für die Eigennutzung oder den Verkauf als Brennmaterial abgebaut, was allerdings eine weitere Nutzung, mit Ausnahme der Anlage eines Fischteiches, ausschloss. Dies ist auch in jüngerer Zeit noch passiert. Mit Aufforstungen des 19. Jhdts. wurde ebenso versucht, diese Standorte auszutrocknen und zu bestocken, was aber in aller Regel misslang. Für die moderne Forstwirtschaft sind diese Standorte uninteressant und damit hervorragend zur Renaturierung geeignet, wie das Hohehahner Moor im Wittmunder Wald bezeugt.

Bei einer Flächennutzungsplanung können die Pingo-Ruinen durch ihre völlig andersartigen Standortbedingungen böse Überraschungen bereiten. Ihre beste Nutzung besteht offenbar in der Anlage von Ausgleichsbiotopen. Eine Erfassung dieser Geotope wäre sicherlich für jede Planung sinnvoll.

Fazit

Für Lehre, Forschung und Planung bieten Pingo-Ruinen offensichtlich genügend Ansatzpunkte. Auch für den Einsatz in der Schule sind sie sehr geeignete Objekte. Schülerinnen und Schüler können hier Fragen stellen und Antworten suchen und dabei ein Verständnis für die Prozesse des Periglazials entwickeln, die auch normalerweise Unterrichtsthema sind, aber sonst nur nach Bildern und Zeichnungen abgehandelt werden können. Zudem ist die Dichte der Pingo-Ruinen in Ostfriesland so groß, dass im Umkreis von wenigen Kilometern jeder Schule auf der Geest ein geeignetes Anschauungsobjekt zu finden ist. Man sollte ihnen mehr Aufmerksamkeit widmen.

Literatur

- BRUIN, R. DE (2012): Pingo remnants in the northern Netherlands and adjacent north-western Germany. – zahlr. Abb. u. Tab.; Utrecht. – [<http://igitur-archive.library.uu.nl/student-theses/2012-1219-200533/MSthesisDeBruijn2012.pdf>]
- FREUND, H. (1995): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetations- und Siedlungsentwicklung im Moor am Upstalsboom, Ldkr. Aurich (Ostfriesland, Niedersachsen). – In: Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet, **23**: 117 – 152; Oldenburg.
- GARLEFF, K. (1968): Geomorphologische Untersuchungen an geschlossenen Hohlformen (Kaven) des Niedersächsischen Tieflandes. – Göttinger geogr. Abh., **44**: 142 S., 13 Abb., 1 Beil.; Göttingen.
- RUITER, A. (2012): Relict pingos and permafrost: zahlr. Abb. u. 2 Tab.; Utrecht. – [<http://igitur-archive.library.uu.nl/student-theses/2012-0828-200750/Ruiter%2c%20A.S%20-%20ThesisSecondVersion.pdf>]

Die quartäre Abfolge der Forschungsbohrung Garding aus Schleswig-Holstein

MANFRED FRECHEN

Team Garding: HERMANN BUNESS, CHRISTIAN ROLF, SUMIKO TSUKAMOTO, HELGA WIEDERHOLD, THOMAS WONIK, JINGRAN ZHANG, ALF GRUBE, CHRISTEL ADAMS, FRANK SIROCKO, MARIA SEKAR Proborukmi, BRIGITTE URBAN

Der Gardinger Tertiär-Trog auf der Eiderstedter Halbinsel in Schleswig-Holstein beinhaltet ein terrestrisches Sedimentarchiv, welches von besonderer Bedeutung für die stratigraphische Korrelation sowie die paläoklimatische Rekonstruktion des Pliozäns/Pleistozäns in Nord- und Mitteleuropa ist. Die Beckenentwicklung steht in direktem Zusammenhang mit der Randsynklinale des Salzdiapirs Oldenswort. Für den Gardinger Tertiär-Trog werden die höchsten Subsidenzraten des Norddeutschen Beckens vermutet, somit ist hier eine der kontinuierlichsten känozoischen Sedimentsukzessionen in Superposition wahrscheinlich. Die Bohrung lieferte sehr gute Kernqualität von 239 m Länge und verfügt über viele vermutlich vollständige, vor allem sehr gut erhaltene frühpleistozäne warmzeitliche Abfolgen, die palynologisch zur Rekonstruktion der Landschafts- und Vegetationsgeschichte detailliert untersucht werden.

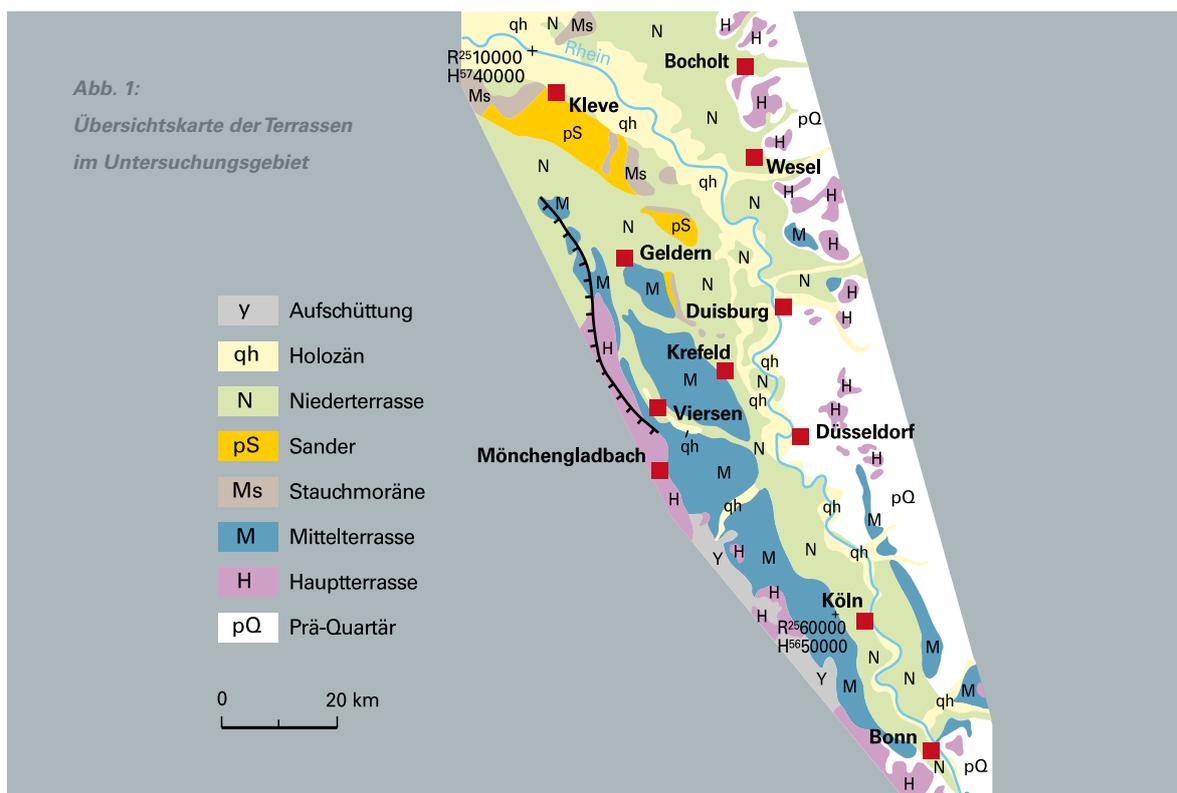
Die Bohrlokalität wurde geophysikalisch untersucht, unter anderem seismisch und mithilfe von SkyTEM. Im Bohrloch wurde eine detaillierte Bohrlochgeophysik durchgeführt, inklusive der Messung der magnetischen Suszeptibilität. Die ersten lithostratigraphischen Untersuchungen erlauben folgende vorläufige stratigraphische Interpretation: mächtige (> 20 m) holozäne Ablagerungen, für die bereits ein hochauflösender chronologischer Rahmen mittels ¹⁴C- und Optisch Stimulierter Lumineszenz (OSL)-Datierungen vorliegt, weichsel- und saalezeitliche Ablagerungen, Drenthe-Till, mächtige organikreiche Ablagerungen der frühen Saale- und der Holstein-Zeit, Elster-Till, eine mächtige sehr detaillierte frühpleistozäne Abfolge mit zahlreichen organikreichen Horizonten (Interstadiale/Interglaziale), eine ausgedehnte Sequenz frühpleistozäner und pliozäner Sande (die Pliozän/Pleistozän-Grenze wurde tentativ bei einer Kerntiefe von 180 m angesetzt) sowie fein- bis grobkörnige sandige Ablagerungen mit zwischengeschalteten Lignitlagen, die mit dem Pliozän/Miozän korrelieren.

Die Mittelterrassen des Rheins zwischen Bonn und Bocholt

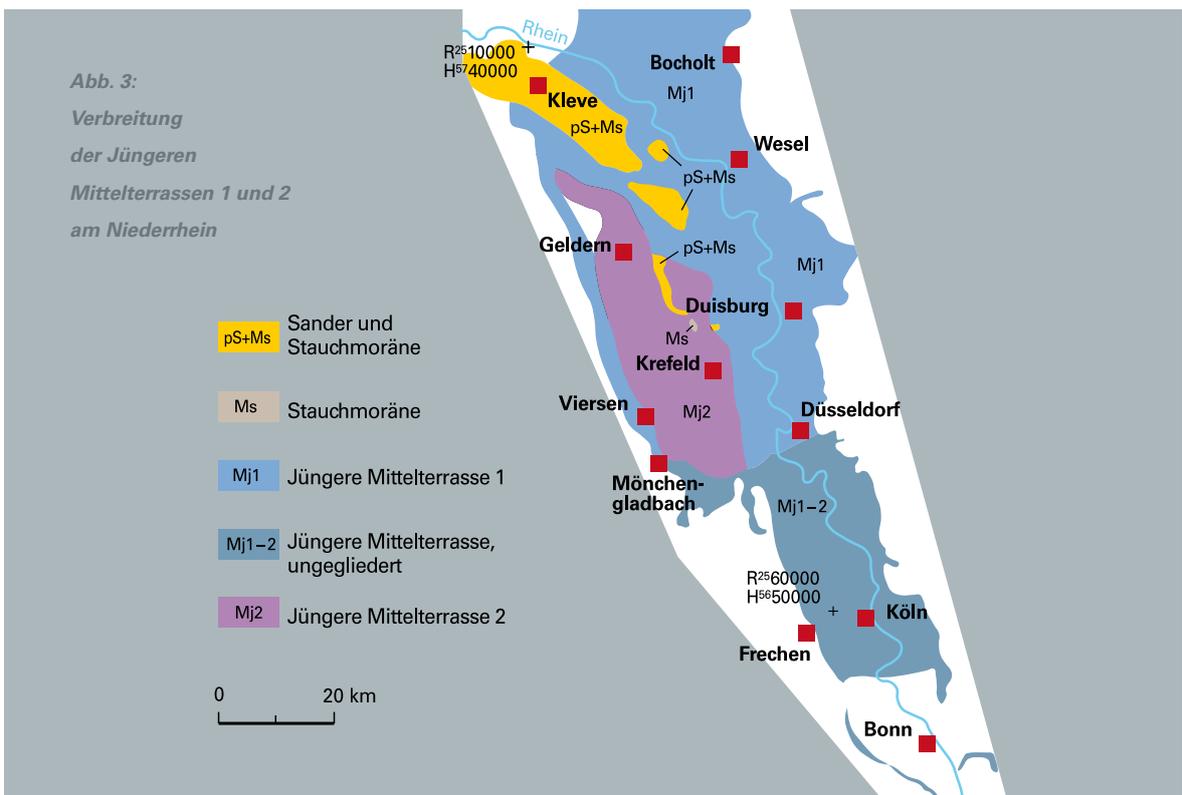
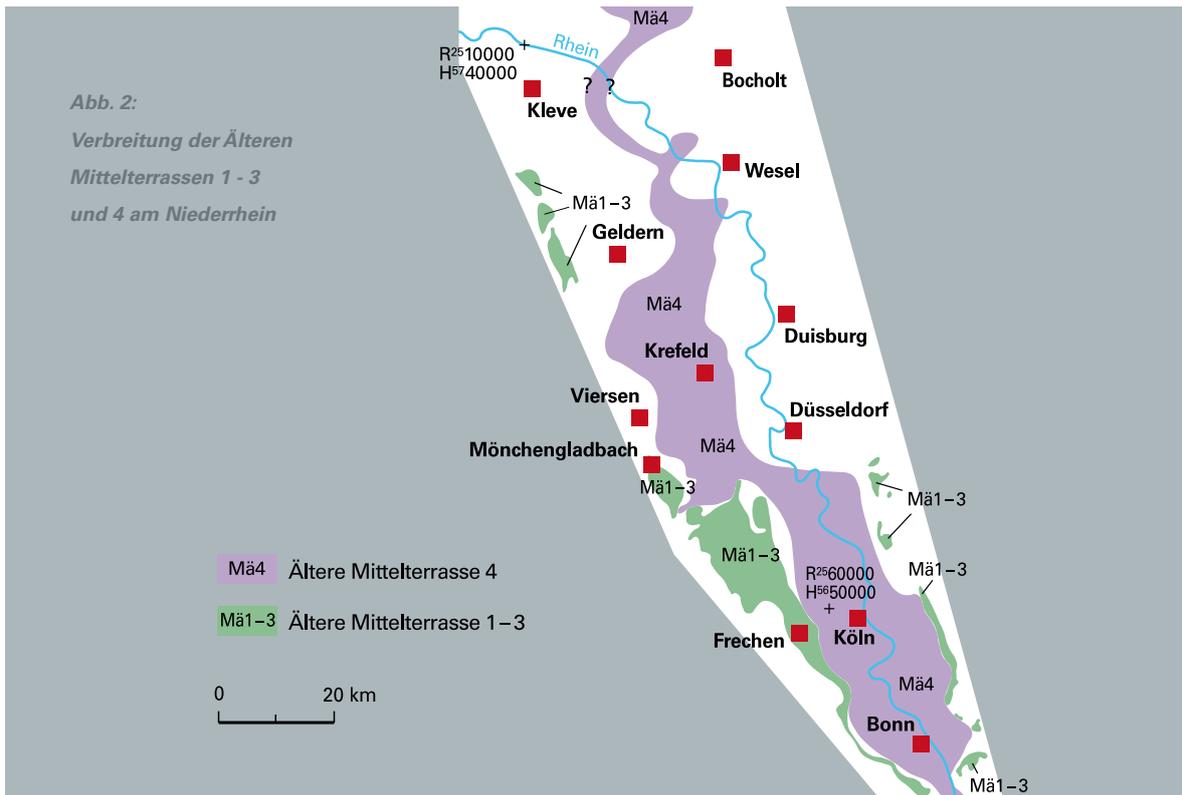
FRITZ JANSEN, GEORG SCHOLLMAYER

Im Rahmen der Geologischen Landesaufnahme des Geologischen Dienstes NRW wurden in den letzten 25 Jahren unter anderem 132 Rammkernbohrungen aus dem Verbreitungsgebiet der Mittelterrassen niedergebracht. Hinzu kommen tausende weiterer Bohrungen, die in der Datenbank des Geologischen Dienstes NRW gespeichert sind. Auf der Basis der vorliegenden Unterlagen bot es sich an, die Mittelterrassen des Rheins am Niederrhein zu bearbeiten (JANSEN & SCHOLLMAYER 2009, 2013). Die Ergebnisse dieser Untersuchungen werden in Form von Karten, Schnitten (vgl. Abb. 6), Bohrlochmessungen, Schwermineraldiagrammen und Pollenanalysen vorgelegt.

Das Untersuchungsgebiet (Abb. 1) umfasst den östlichen Teil des Niederrheins, der geologisch Teil der Niederrheinischen Bucht und des Niederrheinischen Tieflandes ist. Die Niederrheinische Bucht greift als tektonisches Senkungsgebiet keilförmig bis südlich von Bonn in das Rheinische Schiefergebirge hinein. Der Übergang von der östlichen in die westliche Niederrheinische Bucht wird im tertiären Untergrund durch NW – SE streichende Störungssysteme gebildet, die teilweise heute noch aktiv sind.



Die Mittelterrassen lassen sich aufgrund ihrer Höhe und ihrer Schwermineralzusammensetzung in die Älteren Mittelterrassen 1, 2, 3 und 4 und die Jüngeren Mittelterrassen 1 und 2 untergliedern. Zwischen den Älteren und den Jüngeren Mittelterrassen sind interglaziale Ablagerungen, die Krefeld-Schichten, eingeschaltet. Die Älteren Mittelterrassen 1 - 3 haben ihre größte zusammenhängende Verbreitung nordwestlich von Köln, zwischen Frechen und Mönchengladbach (Abb. 2). Sie sind dort fast vollständig von bis zu 29 m mächtigen Ablagerungen aus Löss und Fließerde überlagert. Die Ältere Mittelterrasse 4 nimmt mit einer Breitenausdehnung von durchweg 10 – 15 km den zentralen Teil des Niederrheins ein. Sie wird durchgehend von jüngeren Flussablagerungen überlagert.



Die Älteren Mittelterrassen 1, 2, 3 und 4 bilden eine Terrassentreppe. Die Höhenunterschiede zwischen der Basis der einzelnen Terrassen betragen nordwestlich von Köln 12 – 25 m (Abb. 4). Voraussetzung für deren Entstehung war eine phasenweise Hebung des Rheinischen Schiefergebirges im Mittelrheintal. Um das stärkere Gefälle auszugleichen, war der Rhein gezwungen sich tiefer in den Untergrund einzuschneiden. Die Änderung des Flussgefälles dürfte zusätzlich durch Schwankungen des Meeresspiegels gesteuert worden sein; deren Ausmaß ist allerdings nicht bekannt.

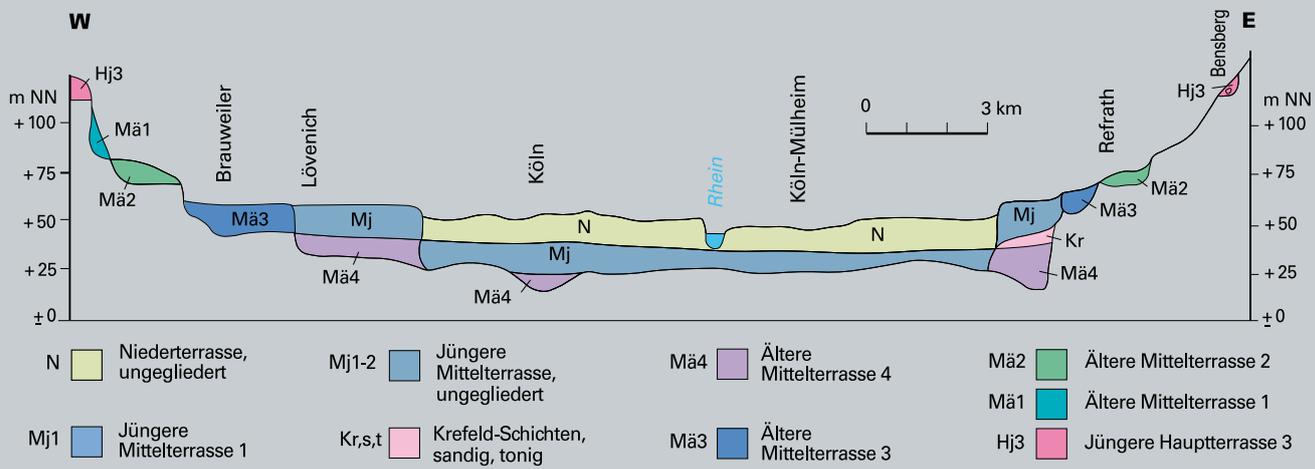
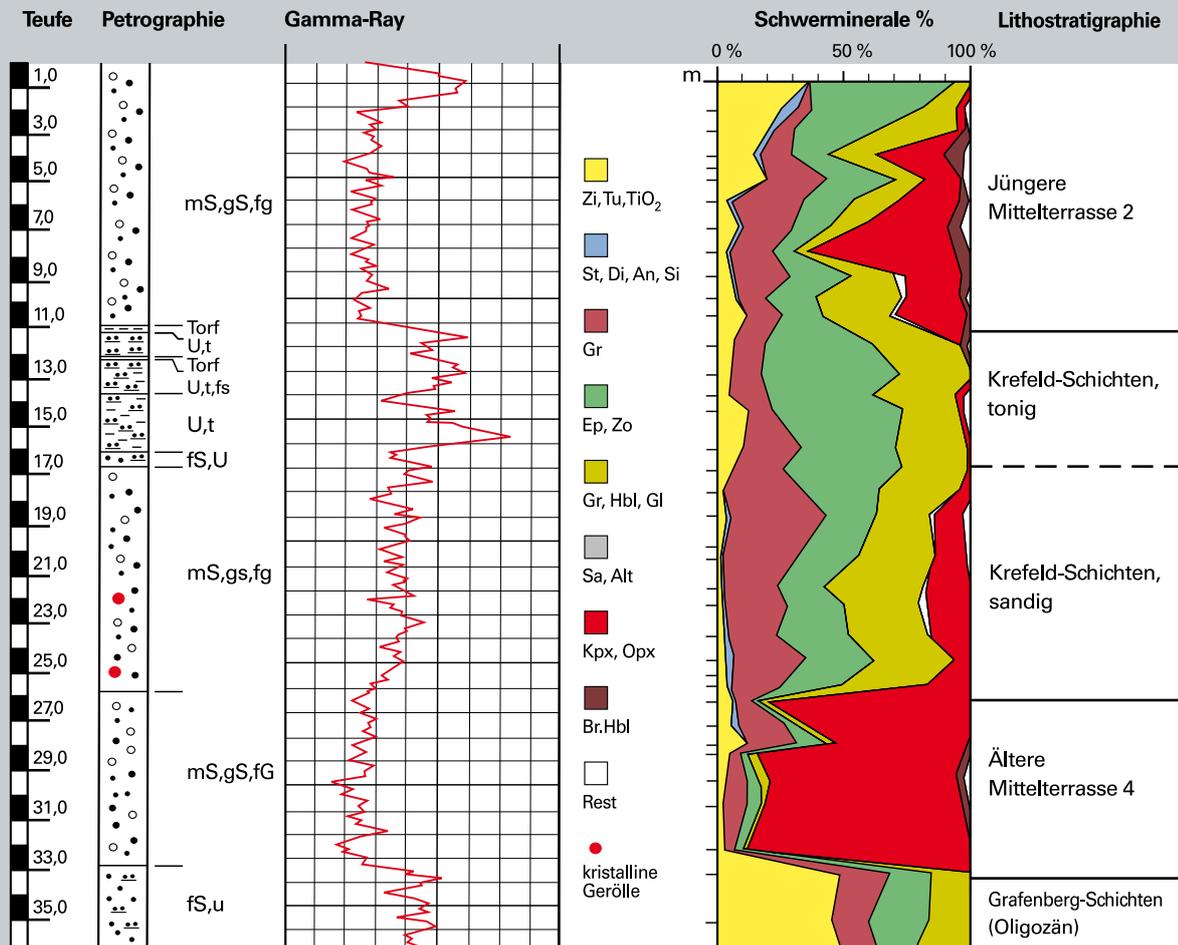


Abb. 4:
Entwicklungsreihe der Mittelterrassen am Niederrhein (bezogen auf ein W-E-Profil im Raum Köln)

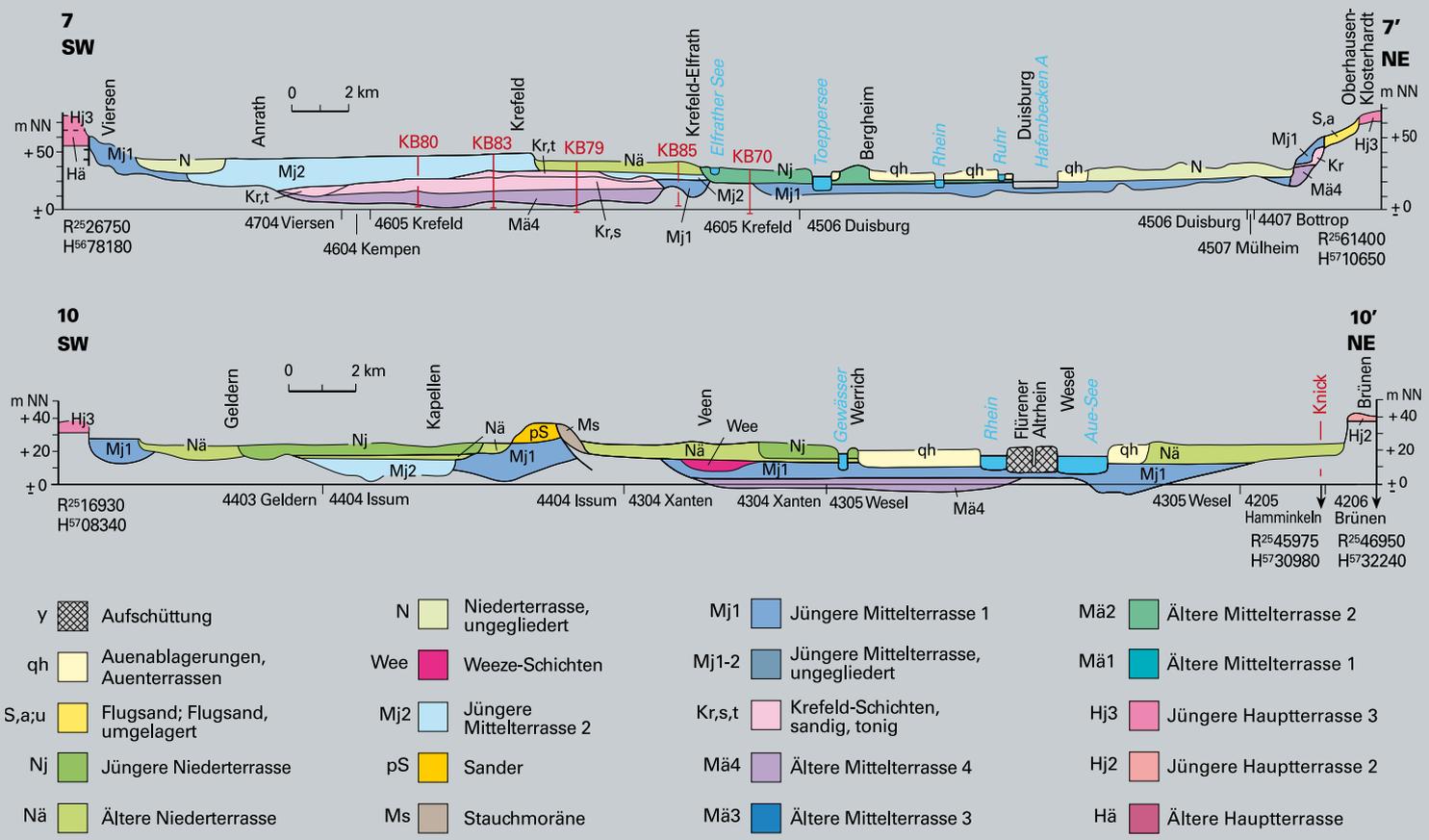
Die Älteren Mittelterrassen unterscheiden sich von den Jüngeren Hauptterrassen durch ihre tiefere Geländedeposition, durch ihren Quarzanteil und vor allem durch ihre Schwermineralzusammensetzung (BRUNNACKER et al. 1978). Charakteristisch für die Älteren Mittelterrassen ist das erstmalige Auftreten vulkanischer Schwerminerale in größeren Mengen. Letztere stammen aus den Bimseruptionen der Osteifel-Vulkanfelder (VAN DEN BOGAARD & SCHMINCKE 1990). Leitmineral für die Älteren Mittelterrassen 1 und 2 ist die braune Hornblende. In den Älteren Mittelterrassen 3 und 4 ist das vorherrschende Mineral der Klinopyroxen (Abb. 5).

Abb. 5:
Säulenprofil
KB 83
(Krefeld)



Eine sichere stratigraphische Einstufung der Älteren Mittelterrassen 1, 2 und 3 ist nicht möglich. Durch das erstmalige Auftreten von vulkanischen Schwermineralen ist, wie bereits erwähnt, zumindest ein jüngerer Alter als die Jüngere Hauptterrasse 4 belegt. Da Letztere von den meisten Autoren in die Sauerstoffstufe 16 des Cromers eingestuft wird, kommt nur ein jüngerer Alter, entsprechend der Sauerstoffstufen 14 und 12 des Cromers, infrage (BOENIGK & FRECHEN 2006). Eine indirekte zeitliche Einstufung des Frimmersdorf-Interglazials (Tab. 1), das im Tagebau Garzweiler Nord in die Ältere Mittelterrasse 3 eingeschaltet war, lässt sich über die Gleichstellung mit dem Ariendorf-Interglazial durchführen (Tab. 1). Letzteres konnte bei Ariendorf mit einem Alter von 410 000 – 451 000 Jahren absolut datiert werden (VAN DEN BOGAARD & SCHMINCKE 2006). Dieses Alter stimmt gut mit der Sauerstoffstufe 11 des Cromers überein. Der jüngere Teil der Älteren Mittelterrasse 3 im Hangenden des Frimmersdorf-Interglazials sowie die Ältere Mittelterrasse 4 (Tab. 1) gehören folglich in die Sauerstoffstufe 10 des Elsters.

Im Unterschied zu den Älteren Mittelterrassen liegen die Krefeld-Schichten und die Jüngeren Mittelterrassen in gestapelter Lagerung vor. Die Krefeld-Schichten sind stark erodiert und nur noch in wenigen zusammenhängenden Bereichen vorhanden. Sie sind in ihrem höheren Teil meist schluffig-tonig und im tieferen Teil sandig ausgebildet. Das Schwermineralspektrum ist gekennzeichnet durch das Vorherrschen von Epidot und Grüner Hornblende. Die Gehalte an Klinopyroxen schwanken zwischen 5 und 32 % (Abb. 5). Für die Einstufung der Krefeld-Schichten in das Holstein sprechen das gleichmäßige Vorkommen von Kiefer, Erle, Tanne und Fichte, der Nachweis von Eibe, Lärche, Hemlocktanne, von Flügelnuss, Hickorynuss, des Wasserfarns Azolla sowie das Auftreten von Tertiär-Elementen wie Sequoia und Taxodium. Das Holstein wird von verschiedenen Autoren der Sauerstoffstufe 9 zugeordnet (GEYH & MÜLLER 2005; BOENIGK & FRECHEN 2006).



- | | | | | | | | |
|-------|---------------------------------|-----|----------------------------|--------|------------------------------------|-----|-------------------------|
| Y | Aufschüttung | N | Niederterrasse, ungliedert | Mj1 | Jüngere Mittelterrasse 1 | Mä2 | Ältere Mittelterrasse 2 |
| qh | Auenablagerungen, Auenterrassen | Wee | Weeze-Schichten | Mj1-2 | Jüngere Mittelterrasse, ungliedert | Mä1 | Ältere Mittelterrasse 1 |
| S,a,u | Flugsand; Flugsand, umgelagert | Mj2 | Jüngere Mittelterrasse 2 | Kr,s,t | Krefeld-Schichten, sandig, tonig | Hj3 | Jüngere Hauptterrasse 3 |
| Nj | Jüngere Niederterrasse | pS | Sander | Mä4 | Ältere Mittelterrasse 4 | Hj2 | Jüngere Hauptterrasse 2 |
| Nä | Ältere Niederterrasse | Ms | Stauchmoräne | Mä3 | Ältere Mittelterrasse 3 | Hä | Ältere Hauptterrasse |

Abb. 6:
SW-NE-Schnitte 7 – 7', 10 – 10'

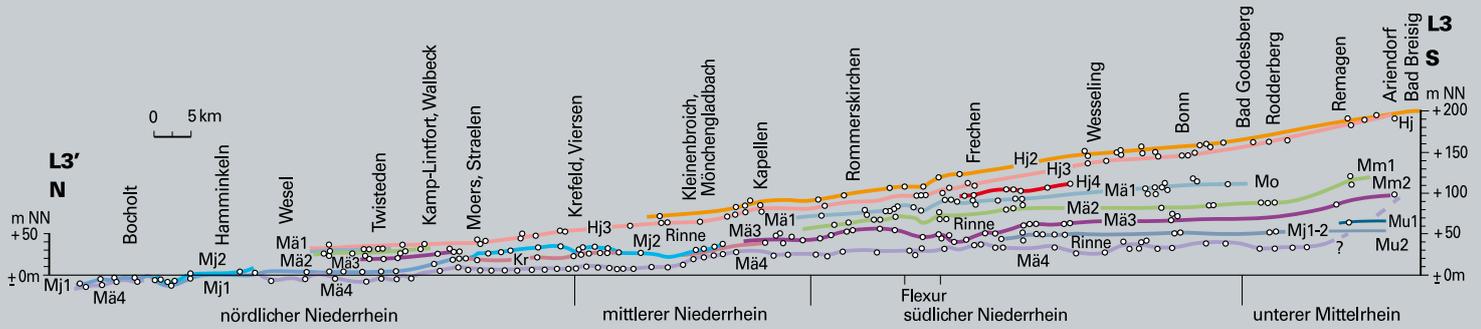


Abb. 7:
Gefälleschnitt L3 – L3'

Vor der Ablagerung der Jüngeren Mittelterrassen wurden im zentralen Rheintal die Krefeld-Schichten größtenteils und die Ältere Mittelterrasse 4 teilweise erodiert (Abb. 4). Im Raum Köln konnten Erosionsbeträge bis 20 m ermittelt werden. Nachdem die Rinnen aufgefüllt waren, erweiterte der Rhein sein Bett und lagerte die Jüngeren Mittelterrassen ab (Abb. 3). Letztere lassen sich am nördlichen Niederrhein mithilfe der Schwerminerale in die Jüngeren Mittelterrassen 1 und 2 untergliedern.

Das Schwermineralspektrum der Jüngeren Mittelterrasse 1 ist gekennzeichnet durch relativ niedrigere Werte des Klinopyroxen. Letzterer ist mit Anteilen von 5 – 35 % deutlich niedriger vertreten als in der Jüngeren Mittelterrasse 2, wo Werte bis 70 % auftreten (Abb. 5), die allerdings starken Schwankungen unterworfen sind. Die Jüngere Mittelterrasse 1 umfasst den größten Teil des Saale-Glazials (Tab. 1). Sie wurde in ihrem höheren Teil zeitgleich mit dem Vorstoß des Inlandeises aufgeschüttet. Die Jüngere Mittelterrasse 2 ist erst während des endgültigen Rückzugs der Gletscher, in der späten Saale-Kaltzeit abgelagert worden (Tab. 1).

Das Gefälle der einzelnen Mittelterrassen zeigt keine deutlichen Unterschiede und liegt durchweg zwischen 0,02 und 0,06 % (Abb. 7: Schnitt L3 – L3'). Störungen mit erkennbaren Verwurfbeträgen treten nur im Nordwesten des Untersuchungsgebietes am Viersener Sprung auf. Zwischen Kettwig und Oberhausen ist die Jüngere Hauptterrasse an einer Flexur um etwa 20 m nach Norden abgesunken. Wegen fehlender Aufschlüsse konnte die Flexur in den Älteren Mittelterrassen nicht beobachtet werden.

In der Tabelle 1 sind alle am Niederrhein vorkommenden Mittelterrassen sowie die zwischengeschalteten interglazialen Ablagerungen aufgelistet. Ferner ist eine Korrelation mit den entsprechenden Terrassen am unteren Mittelrhein dargestellt. Für das Verständnis erschwerend ist dabei, dass von anderen Bearbeitern, wie hier dargestellt von BOENIGK & FRECHEN (2006), eine andere Nomenklatur verwendet wird. Die Ältere Mittelterrasse 3 des Niederrheins lässt sich sehr gut über die Terrassenbasis mit der Mittleren Mittelterrasse 2 des unteren Mittelrheins parallelisieren (Tab. 1).

Tabelle 1 Korrelation der Mittelterrassen am Niederrhein und Unteren Mittelrhein					
Chrono- stratigraphie		Unterer Mittelrhein	Niederrhein	Unterer Mittelrhein	Niederrhein
		n. JANSEN & SCHOLLMAYER (2013)		BOENIGK & FRECHEN (2006)	
MITTELPLEISTOZÄN	Saale	Untere Mittelterrasse	Jüngere Mittelterrasse 2	Untere Mittelterrasse 2	Mittelterrasse 6
			Jüngere Mittelterrasse 1	Untere Mittelterrasse 1	Kempen-Krefeld- Schichten Mittelterrasse 5
	Holstein	Kärlicher Interglazial 2	Krefeld-Schichten	Kärlicher Interglazial 2	Kempen-Krefeld- Schichten
	Elster	Mittlere Mittelterrasse 2	Ältere Mittelterrasse 4 Ältere Mittelterrasse 3	Mittlere Mittelterrasse 2	„Rinnenschotter“
	Cromer	Kärlicher Interglazial 1 Ariendorf- Interglazial Mittlere Mittelterrasse 2	Frimmersdorf-Interglazial Ältere Mittelterrasse 3	Kärlicher Interglazial Ariendorf-Interglazial	Mittelterrasse 4 Frimmersdorf- Interglazial Mittelterrasse 3
			Ältere Mittelterrasse 2 Niederaußem-Interglazial Ältere Mittelterrasse 2	Mittlere Mittelterrasse 1	Mittelterrasse 2 Niederaußem- Interglazial
		Obere Mittelterrasse	Ältere Mittelterrasse 1	Obere Mittelterrasse	Mittelterrasse 1

Hinzu kommt der hohe Anteil an Klinopyroxen in beiden Terrassen. Die Ältere Mittelterrasse 4 ist am unteren Mittelrhein nur bis 1,5 km südlich von Remagen sicher nachgewiesen. Da weiter südlich nur die Älteren Mittelterrassen 1 - 3 vorkommen, muss die Ältere Mittelterrasse 4 eine Verbindung zur Älteren Mittelterrasse 3 (= Mittlere Mittelterrasse 2) gehabt haben. In Ariendorf fehlt der jüngere, elsterzeitliche Teil der Mittleren Mittelterrasse 2 (Tab. 1), sodass angenommen werden kann, dass die Abtrennung weiter südlich erfolgt sein muss.

Literatur

- BOENIGK, W.; FRECHEN, M. (2006): The Pliocene and Quaternary fluvial archives of the Rhine system. – Quart. Sc. Rev., **25**: 550 – 575, 9 Abb.; s'Gravenhage.
- BOGAARD, P. VAN DEN; SCHMINCKE, H.-U. (1990): Die Entwicklungsgeschichte des Mittelrheinraumes und die Eruptionsgeschichte des Osteifel-Vulkanfeldes. – Tag. dt. Quart-Ver., **25**: Exk.-Führer: 166 – 190, 17 Abb.; Düsseldorf.
- BRUNNACKER, K.; BOENIGK, W.; DOLEZALEK, B.; KEMPF, E.; KOCI, A.; MENTZEN, H.; RAZI RAD, M.; WINTER, K. P. (1978): Die Mittelterrassen am Niederrhein zwischen Köln und Mönchengladbach. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **28**: 277 – 324, 16 Abb., 4Tab., 1Taf.; Krefeld.
- GEYH, M.; MÜLLER, H. (2005): Numerical ²³⁰Th/U dating and a palynological review of the Holsteinian/Hoxian Interglazial. – Quaternary Sci. Rev., **24** (16 – 17): 1861 – 1872, 4 Abb., 3Tab.; Oxford.
- JANSEN, F.; SCHOLLMAYER, G. (2009): Die Mittelterrassen des Rheins zwischen Kamp-Lintfort, Viersen und Kaarst. – Natur am Niederrh., **24** (1): 50 – 61, 7 Abb., 2Tab.; Krefeld.
- JANSEN, F.; SCHOLLMAYER, G. (2013): Die Mittelterrassen des Rheins zwischen Bocholt und Bonn. – 78. Tag. Norddt. Geol., Tag.-Bd.: 16 – 17, 1 Abb.; Krefeld.

Reichswald- und Bönninghardt-Sander und ihre moränenen Deckschichten (Linker Niederrhein)

KLAUS SKUPIN, mit einem Beitrag von JANINE MEINSEN

1 Vorbemerkungen

In den vergangenen Jahren wurde im Bereich der linksrheinischen Stauchmoränenlandschaft eine Reihe sedimentpetrographischer, schwermineralogischer und geschiebekundlicher Untersuchungen durchgeführt. Sie lassen erkennen, dass der äußere Stauchmoränenwall (östliche Veluwe, Kleve-Kranenburg-Lobus, Louisendorf- und Moyland-Staffel, Sonsbecker Lobus) zusammen mit den Flächensandern des Reichswaldes und der Bönninghardt einer älteren bzw. 1. Eismasse mit südschwedischer Geschiebevormacht (Heerenveen-Gruppe) zuzuordnen ist (KLOSTERMANN 1992; SKUPIN & ZANDSTRA 2006, 2010). Hierbei werden sowohl Reichswald- als auch Bönninghardt-Sander von einer grau und rot gefärbten Moräne bzw. moränenartigen Ablagerungen überlagert (HEINE 1983, SIEBERTZ 1983). Die glaziäre Abfolge lässt Ähnlichkeiten mit den Moränenabfolgen im deutsch/niederländischen Grenzgebiet des Emslandes und der Hondsrug erkennen. Dort sind die roten Moränen allerdings nicht durch eine Geschiebegemeinschaft aus dem östlichen Mittelschweden, sondern durch eine ostfennoskandische Geschiebeführung (Assen-Gruppe) gekennzeichnet, die dort von einem jüngeren 2. oder 3. Eisvorstoß zurückgelassen wurde (RAPPOL et al. 1989; KLUIVING et al. 1991; DUPHORN et al. 1973; K.-D. MEYER 1982, 2005; SPEETZEN & ZANDSTRA 2009). Neuere Untersuchungen in den darunterliegenden Schmelzwassersedimenten (Sander) beschäftigten sich mit der Faziesarchitektur und den internen Deformationsstrukturen dieser Eisrandablagerungen (LANG & WINSEMANN 2013).

Anlässlich der 78. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Norddeutscher Geologen in Krefeld 2013 wurden die Schichtenfolgen des Reichswald- und Bönninghardt-Sanders im Rahmen einer Exkursion besucht und deren Beschaffenheit und Genese diskutiert (SKUPIN et al. 2013). Daraus ergaben sich neue Überlegungen zur Zusammensetzung und Entstehung der einzelnen Ablagerungskörper.

2 Geologische Übersicht

Die linksrheinischen Stauchmoränen zwischen Krefeld und Nimwegen (Nijmegen) bilden innerhalb des Landes Nordrhein-Westfalen den Westrand der saalezeitlichen Inlandvereisung. Sie wurden vor ca. 200 000 – 250 000 Jahren während des frühen Drenthe-Stadiums (= Hauptdrenthe) vom skandinavischen Inlandeis zurückgelassen und werden dabei an ihrem Westrand teilweise von ausgedehnten Sanderflächen begleitet, deren Sedimente aus Sand und Kies mit ca. 1 – 3° nach Nordwesten, Westen oder Südwesten einfallen. Sie wurden von den im (inglazial) oder unter dem Eis (subglazial) oft unter hydrostatischem Druck fließenden Schmelzwasserbächen längs des Eisrandes an Gletschertoren in Form von einzelnen Schwemmkegeln oder Schwemmfächern abgelagert, die sich in Richtung Vorland zu einer weiten Schotterflur zusammenschließen.

Die beiden bedeutendsten Flächensander dieser Region sind der Reichswald-Sander zwischen Kleve und Goch sowie der Bönninghardt-Sander zwischen Sonsbeck und Kamp-Lintfort. Sie werden jeweils von Moränen bzw. moränenartigen Ablagerungen überdeckt, die ein erneutes Vorrücken des nordischen Inlandeises in das Vorland über den äußeren Stauchmoränenzug hinweg erkennen lassen.

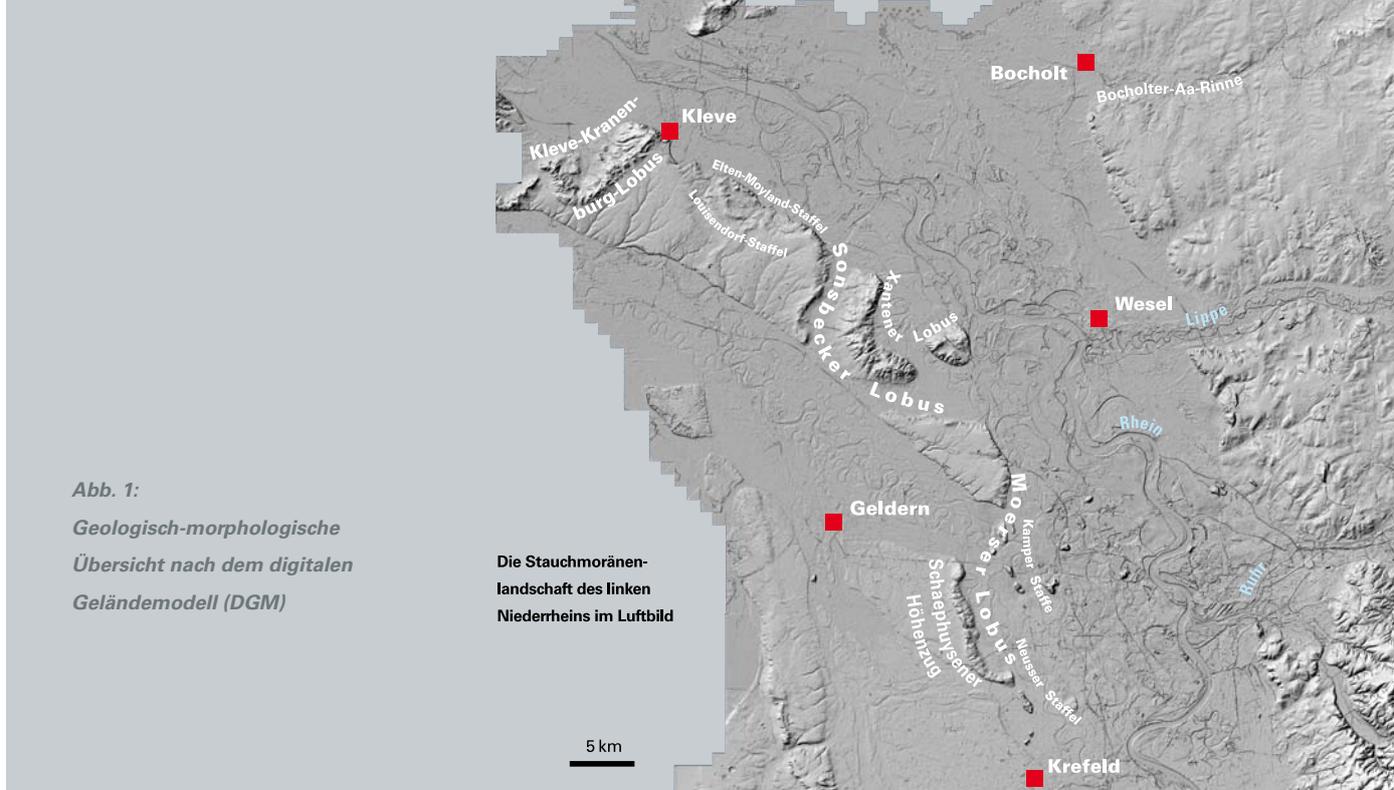


Abb. 1:
Geologisch-morphologische
Übersicht nach dem digitalen
Geländemodell (DGM)

Die Stauhmoränen-
landschaft des linken
Niederheins im Luftbild

3 Reichswald-Sander

Der Reichswald-Sander ist von den Stauwallbildungen der Moyland- und der Louisdorf-Staffeln abzuleiten, die an dessen Nordostrand als halbkreisförmige Geländerücken in Erscheinung treten und beim Vorstoß bzw. Rückzug des ersten saalezeitlichen Inlandeises gebildet wurden. Hierbei werden die beiden östlich gelegenen Stauhmoränenwälle der sogenannten Moyland-Staffel mit zwei Moränenablagerungen (Moylandstaffel I und II), die beiden westlich vorgelagerten Erhebungen bei Louisdorf und Schneppenbaum der sogenannten Louisdorf-Staffel (Louisdorf-Staffel I und II) zugerechnet. Des Weiteren ist bei Pfalzdorf ein weiterer schmaler, halbkreisförmiger Höhenrücken ausgebildet, der vermutlich ebenfalls als Moränenwall anzusprechen ist und der den äußersten Rand des saalezeitlichen Eises markiert (SKUPIN & ZANDSTRA 2010).

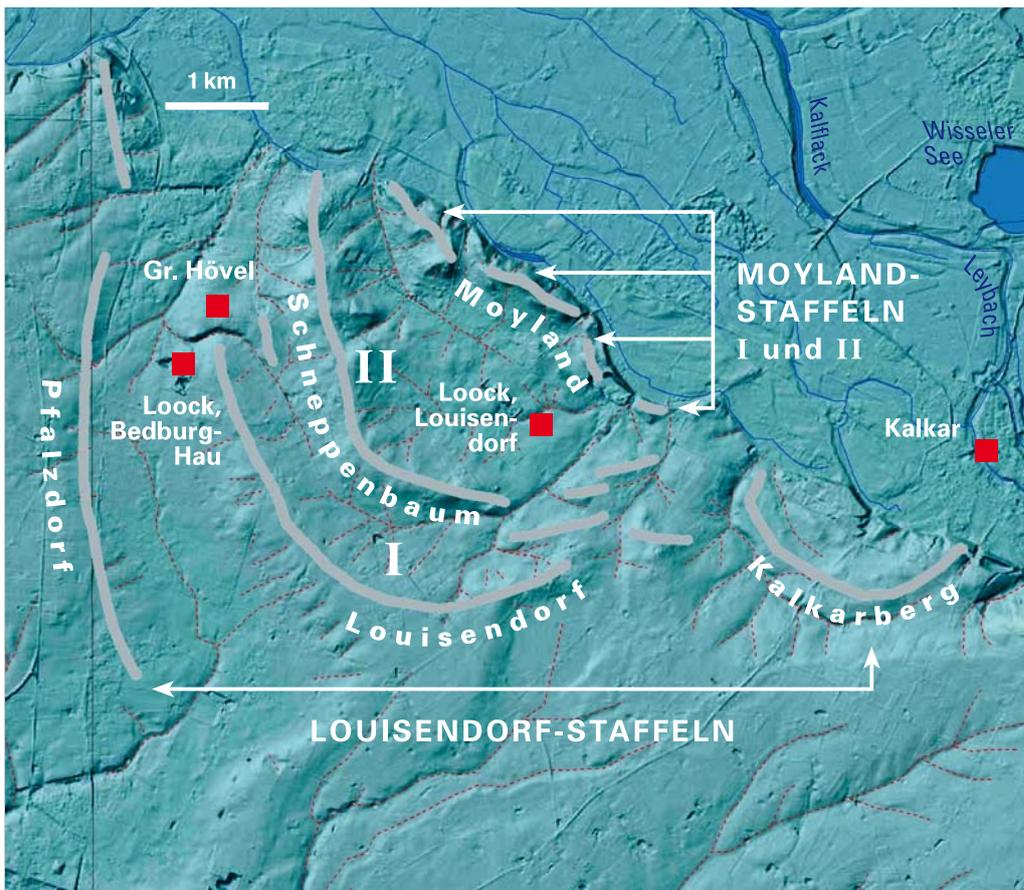


Abb. 2:
Reichswald-Sander
mit Louisdorf-
und Moyland-Staffeln

3.1 Abgrabung Look

Die Kenntnis über den Aufbau des Reichswald-Sanders geht bis in die 2. Hälfte des 20. Jahrhunderts zurück. Hierbei war es zunächst die Kiesgrube von Steengracht unweit von Moyland, die Einblick in die Schichtenfolge zwischen dem Stauchwall und dem Reichswald-Sander gewährte (BRAUN 1964, 1978). Wenige Jahre später war es der Anfang der 1980er-Jahre zwischen Moyland und Louisendorf angelegte, heute in seinem Südteil verfüllte Aufschluss der Deponie Look (TK 25: Blatt 4203 Kalkar, R ²⁵15 375, H ⁵⁷34 200), der weitere Erkenntnisse zur Schichtenfolge und zum Eisvorstoß in diesen Raum lieferte (HEINE 1983, SIEBERTZ 1986). Danach handelt es sich bei den ältesten Ablagerungen des Reichswald-Sanders um grobkörnige glazifluviatile Sande und Kiese (Sander 1) der Louisendorf-Staffel I. Sie wurden beim nachfolgenden Eisvorstoß der Louisendorf-Staffel II unter Bildung eines Zungenbeckens bis auf geringe Reste ausgeräumt und die entstandene Hohlform nachfolgend von glazilimnischen, glazifluviatilen und glaziären Sedimenten verfüllt. Diese sind vom letzten Eisvorstoß in diesen Raum, den sogenannten Moyland-Staffeln (Moyland-Staffel I und II) abzuleiten. Neben zwei Stauchmoränenrücken sind sie im westlichen Vorland durch zwei petrographisch und farblich unterschiedliche Moränen gekennzeichnet, was auf eine Oszillation des Eisrandes schließen lässt (SKUPIN & ZANDSTRA 2010: 54).

Die vorliegenden Beschreibungen fanden sich durch die aktuellen Aufschlussverhältnisse in dem ca. 5 – 6 m tiefen Aufschluss im Wesentlichen bestätigt. Danach bestehen die Schmelzwasserablagerungen des Jüngeren Sanders (= Sander II) aus einer Wechsellagerung von flach nach Osten einfallenden Schichten aus grauem Sand und Kies (Abb. 3), die stellenweise durch Kletterrippeln, loadcasts (s. Kap. 3.2) und Entwässerungskanäle (Fluidgänge, s. Abb. 4) gekennzeichnet sind.

Eine Schwermineralanalyse ergab für die Sedimente einen hohen Prozentsatz an stabilen Mineralen (54 %), der mehr als doppelt so hoch ist wie bei der auflagernden roten Moräne. Bei den instabileren Mineralen herrscht Epidot mit 25 % vor. Granat ist mit 0,5 % kaum vertreten.



*Abb. 3:
Reichswald-Sander
mit Deckschichten
aus grauer und
roter Moräne*



*Abb. 4:
Entwässerungskanal
(Fluidgang) im
Reichswald-Sander*

Der Sander wird von zwei unterschiedlich gefärbten Moränen überlagert (Abb. 5). Hierbei besteht die untere Moräne der Moyland-Staffel I aus einem ca. 0,6 m mächtigen Paket aus grauem bis gelblich grauem oder rostbraunem, schwach sandigem, schwach tonigem Schluff mit etwas Fein- und Mittelkies, stellenweise Grobkies. Das Kiesmaterial wurde beim Vorrücken aus den vom Eis überfahrenen Haupt- und Mittelterrassen des Rheins aufgenommen und ist z. T. so zahlreich, dass die Moräne als sandig-kiesige Lokalmoräne anzusprechen ist. Nach den daran vorgenommenen petrographischen Untersuchungen handelt es sich hierbei hauptsächlich um Quarz, Quarzit, quarzitischen Feinsandstein, Lydit, Feuerstein und Maaseier (vgl. rote Moräne). In der Fraktion 3 – 5 mm (Untersuchungen J. G. ZANDSTRA) wurde außerdem aufgearbeitetes Material frühpleistozäner Flusssande der Harderwijk-Formation nachgewiesen.

Die graue Moräne wird wiederum überlagert von einem insgesamt 1,4 m mächtigen Paket aus rötlich grauem bis braunrotem, schluffig-tonigem Sand oder mittelbraunem, sandig – schwach tonigem Schluff mit einem geringen bis mäßig hohen Kiesanteil, der stellenweise lagenartig verstärkt ist. Er ist wie bei der grauen Moräne von Material der Rhein-Haupt- oder Mittelterrasse abzuleiten, sodass auch die Moräne der Moyland-Staffel II als Lokalmoräne anzusprechen ist. Eine daran durchgeführte Kiesanalyse anhand der Grobkiesfraktion (20 – 63 mm) ergab 58,8 % Quarz, 20,4 % verschiedenfarbigen Quarzit, 8,3 % Lydit, 2,0 % Feuerstein, 0,5 % Maaseier, 7 % quarzitischen Feinsandstein, 1,5 % Revin-Quarzit (Pyrit-Quarzit) und 1,5 % nordisches Kristallin. Die Feuersteinzahl lag bei 4. Zwei weitere Kiesanalysen an einer innerhalb der roten Moräne vorhandenen sandigen Kieslage von wenigen Zentimetern bis > 1 m Dicke und mehreren Metern Breite (Abb. 6) sowie an einer an der Oberkante der Moräne entwickelten Steinsohle ergaben ähnliche Ergebnisse wie für das eigentliche Moränenmaterial.

Abb. 5:

Graue Moräne (unten links), zusammen mit auflagernder roter Moräne. Letztere kryoturbat in die graue Moräne eingetieft

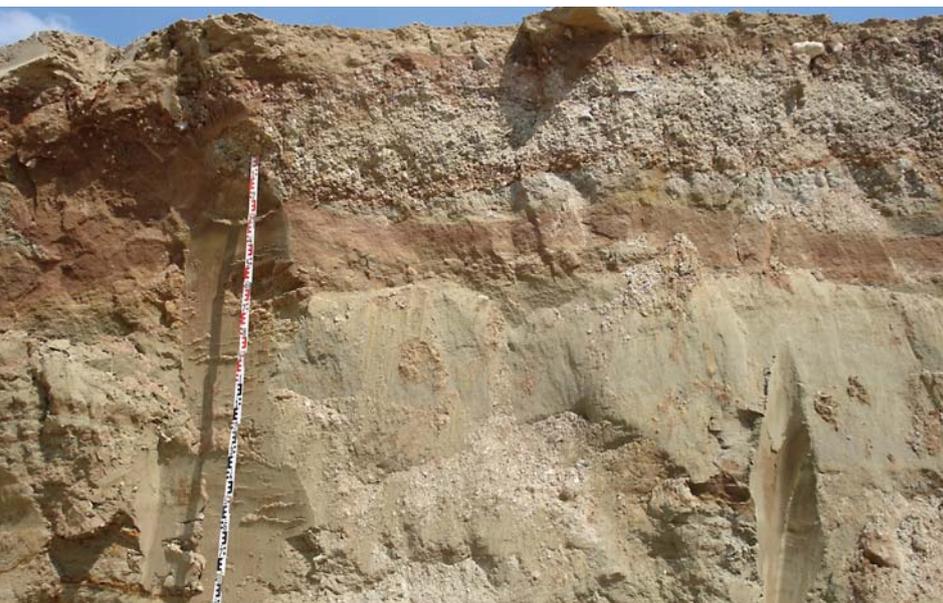


Abb. 7:

Eiskeil mit Füllung aus rotem Moränenmaterial, im oberen Teil stärker kiesig

Abb. 6:

Rote Moräne mit Kieseinschlüssen

Danach besteht die Kieslage innerhalb der Grobkiesfraktion (20 – 63 mm) aus 58,3 % Quarz, 10,8 % verschiedenfarbigem Quarzit, 7,5 % Lydit, 1,0 % Feuerstein, 2,3 % Maaseier, 16,8 % quarzitischem Feinsandstein, 1,8 % Revin-Quarzit (Pyrit-Quarzit), 0,5 % Roteisenstein und 1 % nordischem Kristallin. Feuersteinzahl: 5,5. Für die Steinsohle ergaben sich 57,0 % Quarz, 13,5 % verschiedenfarbiger Quarzit, 9,3 % Lydit, 3,0 % Feuerstein, 2,4 % Maaseier, 11,9 % quarzitischer Feinsandstein, 1,0 % Revin-Quarzit (Pyrit-Quarzit), 0,5 % Roteisenstein und 1,4 % nordisches Kristallin. Feuersteinzahl: 9,6.

Nach den geschiebekundlichen Analysen liegt der Kristallinanteil lediglich zwischen 1 und 1,5 % mit einer überwiegend aus Südschweden (Småland) stammenden Zufuhrgemeinschaft sowie einem innerhalb der roten Moräne erhöhten Anteil kristalliner Leitgeschiebe aus dem östlichen Mittelschweden und dem Ostseegebiet (Dalarna). Danach ist die Bildung der grauen Moräne als Bildung des ersten fröhrenthezeitlichen Eisvorstoßes, die Bildung der roten Moräne als seine Nachphase aufzufassen. Entsprechend den Vorkommen einer fröhrenthezeitlichen roten Moräne bei Bronkhorst im Raum Nimwegen wird sie als Nijmegen-Morärentyp bezeichnet (SKUPIN & ZANDSTRA 2006, 2010). Die rote Färbung wird dort auf den erhöhten Anteil an paläozoischen Sandsteinen (Dala-Sandstein, Old-Red-Sandstein) und Kalken zurückgeführt. Im vorliegenden Fall sind die Kalke durch die Verwitterung allerdings völlig aufgelöst und davon nur die für die Rotfärbung verantwortlichen Eisenoxyde (Hämatit, Fe_2O_3) erhalten.

Eine Schwermineralanalyse ergab im Vergleich zu den Sanderablagerungen eine Kombination von viel Epidot (32 %) und Granat (20,5 %). Daneben sind grüne Hornblende (9,5 %), etwas Alterit (6,0 %) und Klinopyroxen (0,5 %) vertreten. Die Summe der stabilen Minerale beträgt 25 %, ist also nur halb so hoch wie bei den Sanderablagerungen. Eine derartige Zusammensetzung lässt Anklänge an die Ablagerungen der Älteren Hauptterrasse erkennen und schließt eine Herkunft aus präkambrischem Dalarna-Sandstein oder mesozoischem Buntsandstein aus. Aufgrund kryoturbater Vorgänge im Permafrostklima der ausgehenden Saale-Kaltzeit oder der nachfolgenden Weichsel-Kaltzeit ist der oberflächennahe Untergrund durch wiederholtes Gefrieren und Auftauen weitflächig durchmischt mit Frosttaschen und Eiskeilen (Abb. 7), die teilweise 1 – 2 m tief in die darunterliegende graue Moräne sowie Schmelzwassersande und Beckensedimente des Sanders II hineinreichen.

3.2 Abgrabung Schmitz (J. MEINSEN)

Die Abgrabung Schmitz befindet sich wie die Abgrabung Look im Gebiet des Reichswald-Sanders, ca. 8 km südwestlich von Kalkar (TK 25: Blatt 4203 Kalkar, R ²⁵12 630, H ⁵⁷31 350). Dort sind heute von der ehemals 8 – 9 m hohen, NW – SE streichenden Aufschlusswand nur noch die untersten 5 m aufgeschlossen.

Danach bestehen die zuunterst aufgeschlossenen glazifluviatilen und glazilakustrinen Ablagerungen des jüngeren Sanders in ihrem basalen Teil aus Feinsand, schluffigem Feinsand und Schluff, in denen charakteristische Sedimentstrukturen wie Kletterrippeln und Entwässerungsstrukturen zu beobachten sind. Darüber folgt bis zur Oberkante des Aufschlusses eine Einheit von horizontal-laminiertem Feinsand und Schluff. Die eingemessenen Paläoströmungsrichtungen zeigen nach Westen bzw. Nordwesten, was auf eine Strömung aus östlicher Richtung hindeutet. Die ehemals im Hangenden vorhandene, 3 – 4 m mächtige Überdeckung aus Kies und Sand ist nicht mehr erhalten. Nordisches Material wurde nicht beobachtet. Sedimente mit Kletterrippeln (Abb. 8) sind charakteristisch für Ablagerungen von abnehmenden, turbulenten Strömungen mit geringer Energie und hohen Sedimentationsraten (ASHLEY et al. 1982). Die Steigung der Rippeln ist abhängig vom Verhältnis der Suspensionsfracht zur Bodenfracht. Sie werden häufig in einem glazilakustrinen Milieu gebildet.

Gleichzeitig deuten mächtige Ablagerungen mit Kletterrippeln auf Strömungen hin, die einen hydraulischen Sprung durchlaufen und so einen raschen Verlust der Transportkraft erlebt haben. In der Abgrabung Schmitz sind an der Basis subkritische (Typ A) und am Top superkritische (Typ B) Kletterrippeln erhalten, was auf steigende Suspensionsraten in der Strömung zurückzuführen ist (Abb. 9).

Eine weitere Besonderheit in der Abgrabung Schmitz sind die häufigen „soft sediment deformation structures“. Diese Strukturen werden durch unterschiedliche Prozesse hervorgerufen, die zu Änderungen der Schichtlagerung kurz nach der Ablagerung führen. Die dominierenden Prozesse sind Verflüssigung („liquefaction“), Fluidisierung („fluidization“) und „loading“. Typische Strukturen im Aufschluss Schmitz sind Diapire („dykes“), Belastungsmarken („loadcasts“; s. Abb. 10; „flame structures“) und Wickelstrukturen („convolute bedding“).

4 Bönninghardt-Sander

Innerhalb des linksrheinischen Stauchmoränengebietes bildet der Bönninghardt-Sander eine schwach nach Westen abfallende Hochfläche am Rande der Sonsbecker und der Moerser Stauchmoräne, die sich vom Tüschental bei Sonsbeck bis zum Waldgebiet der Leucht bei Kamp-Lintfort erstreckt. Hierbei wird der Nordteil genetisch dem Sonsbecker Lobus, der Südteil dem Moerser Lobus zugerechnet (Abb. 11). Die Grenze zwischen den beiden Schüttungskörpern wird hierbei ungefähr in der Mitte der Bönninghardt angenommen und macht sich im Gelände in Form einer schwachen Geländedepression bemerkbar (THOME 1984: 48). Die Genese erfolgte wie beim Reichswald-Sander in einem sehr flachen, verwilderten Stromsystem, wobei die Sedimente nach ihrem Austritt aus dem Eisrand weitflächig über den Untergrund ausgebreitet wurden.



Abb. 8:
Sanderablagerungen mit Kletterrippeln

Abb. 9:
Unterschiedliche Typen von Kletterrippeln
in Abhängigkeit vom Verhältnis Suspensions-
fracht/Bodenfracht (ASHLEY et al. 1982: Abb. 2)

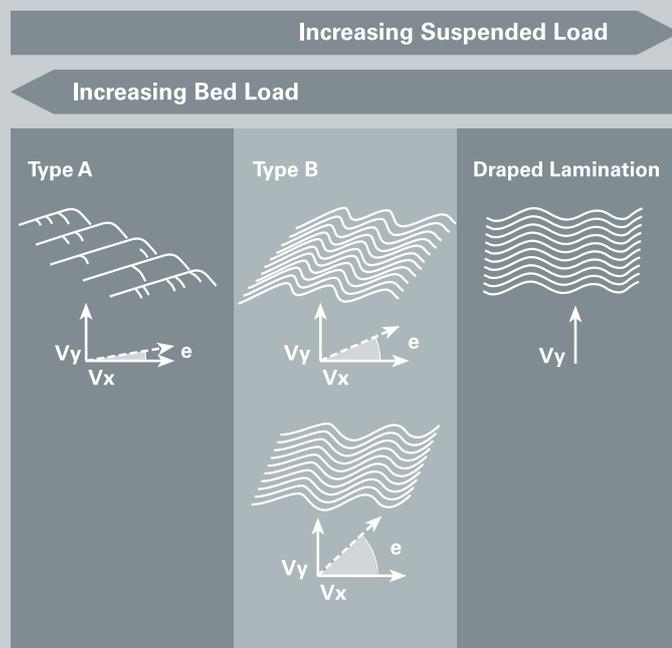
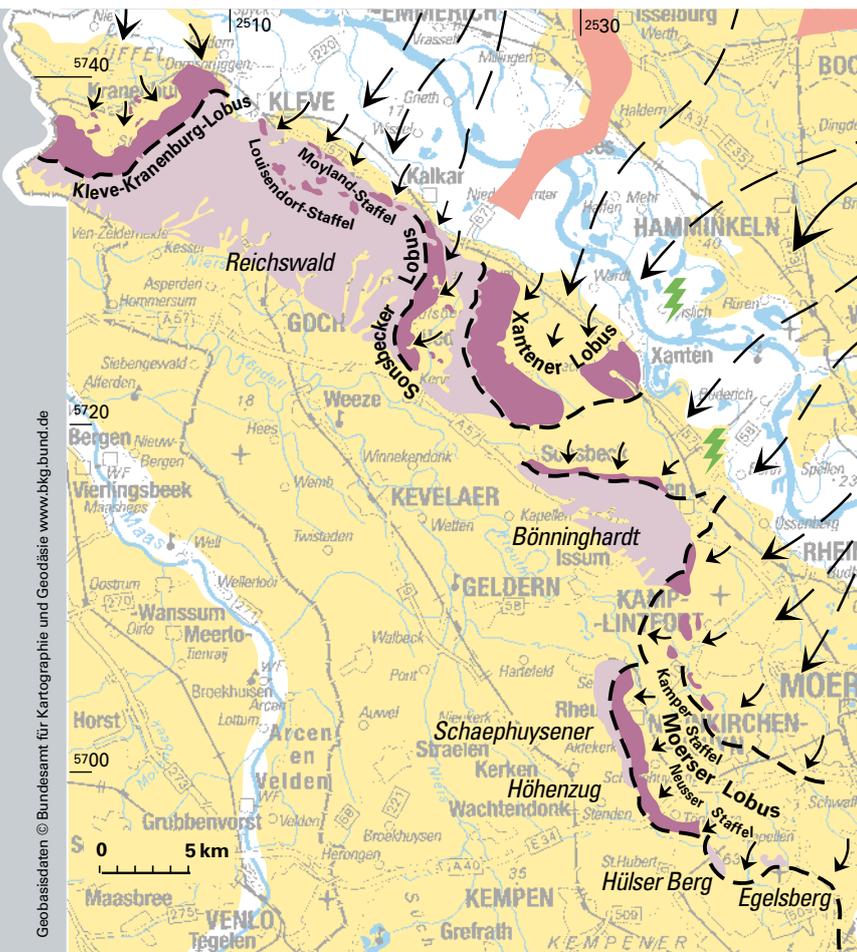




Abb. 10:
Belastungsmarken
(loadcasts)

Infolge der rasch wechselnden Strömungsgeschwindigkeit sind die Sedimente teils grob, teils fein geschichtet mit einer Schräg- bis Horizontalschichtung (KLOSTERMANN 1986: Abb. 6). Daneben sind auch in größerer Entfernung vom Eisrand immer wieder Erosionsrinnen anzutreffen, die mit von unten nach oben feiner werdenden Sedimenten ausgefüllt sind (KLOSTERMANN 1986: Abb. 7, KLOSTERMANN 1988: Abb. 22 – 23). Darüber ist im Nordostteil der Bönninghardt – ähnlich den Verhältnissen im Reichswald – eine Abfolge aus Grundmoräne und Fließmoräne vorhanden.



Geologische Formationen
 [white box] junge Ablagerungen in den Auen
 [yellow box] Quartär, ungliedert

Glaziale Ablagerungen
 [red box] Oser
 [pink box] Sander
 [purple box] Stauchmoräne

Glaziale Formen
 [lightning bolt symbol] Stauchungen und Verschuppungen, überdeckt

[dashed line with arrows symbol] Eisrandgrenze mit Vorstoßrichtung des Eises

Abb. 11:
Bönninghardt-Sander
mit Sonsbecker und
Moerser Lobus



Abb. 12:
*Bönninghardt-Sander
 mit Moränen- und
 Fließmoränenbedeckung*

4.1 Abgrabung Scholten

Die Sandgrube Scholten (GK 25: Blatt 4404 Issum, R ²⁵28 600, H ⁵⁷16 800) befindet sich im Nordostteil der Bönninghardt, einer überwiegend aus schräg- und horizontal geschichteten, sandigen und kiesigen Sedimenten zusammengesetzten Sanderschüttung am Rande des saalezeitlichen Inlandeises.

Bei dem zuunterst anstehenden Sander handelt es sich um mittel- bis feinkörnige Sande und Kiese, die im obersten Abschnitt aus horizontal geschichteten, gelb- bis grünlich gefärbten feinkiesigen Sanden mit einzelnen, z. T. nordischen Blöcken und Steinen (vgl. ehem. Sandgrube Bothen, Bönninghardt, R ²⁵33 320, H ⁵⁷16 700; KLOSTERMANN 1986: Abb. 10) bestehen (Abb. 12). Die darüber folgende, 1,5 – 2 m mächtige Grundmoräne ist stark lokal geprägt und besteht aus gelben bis rostfarbenen, schwach grobsandigen, schwach schluffigen bis schluffigen Fein- und Mittelsanden, in denen größere Blöcke aus Granit und Gneis enthalten sind. Charakteristisch für die Moräne sind zahlreiche Kryoturbastrukturen (Abb. 13).

Eine anhand der Grobkiesfraktion (20 – 63 mm) durchgeführte Kiesanalyse ergab 49,0 % Quarz, 11,5 % verschiedenfarbigen Quarzit, 8,2 % Lydit, 5,7 % Feuerstein, 2,2 % Maaseier, 16,0 % quarzitisches Feinsandstein, 1,4 % Revin-Quarzit (Pyrit-Quarzit), 1,9 % Tonschiefer und 4,1 % nordisches Kristallin. Die Feuersteinzahl lag bei 16. Das Verhältnis Feuerstein/Maaseier lag bei ca. 2,5 : 1. Mit einem Quarzgehalt von 49 % und einer Feuersteinzahl von 16 entspricht die Zusammensetzung einer Rhein-Terrasse mit einem mäßigen Maaseinfluss (Rhein-/Maas-Mischfazies). Die obersten Lagen bestehen aus 0,2 – 0,4 m mächtigen grauen bis hellgrauen oder rötlich grauen, schwach grobsandigen Sanden und Kiesen mit zahlreichen Quarzen und Lyditen einer Fließmoräne, die von einzelnen Frosttaschen und Frostspalten durchsetzt sind, in denen die Kieskomponenten vertikal verstellt sind (Abb. 13 u. 14).



Abb. 13:
*Grundmoräne
 über Sander*



Abb. 14:
Grundmoräne mit sandigen Deckschichten (flow-till, Nijmegen-Moräne), stellenweise kryoturbat verwürgt (Frosttasche mit rötlich gefärbtem Material, darunter Sanderablagerungen)

Petrographisch wird der Gesteinsanteil in den vorliegenden Schichten durch die Bestandteile der Haupt- und Mittelterrassen sowie den Anteil an nordischem Kristallin bestimmt. Eine daran durchgeführte Kiesanalyse anhand der Grobkiesfraktion (20 – 63 mm) ergab 53,0 % Quarz, 20,9 % verschiedenfarbigen Quarzit, 7,6 % Lydit, 1,4 % Feuerstein, 2,5 % Maaseier, 12,0 % quarzitisches Feinsandstein, 0,8 % Revin-Quarzit (Pyrit-Quarzit), 0,4 % Roteisenstein und 1,4 % nordisches Kristallin. Die Feuersteinzahl lag bei 7.

Zur quantitativen Erfassung des nordischen Kristallins und der Leitgeschiebe wurden hierbei die Methoden HESSE-MANN*) (1930) und ZANDSTRA**) (1983, 1987, 1988) angewandt.

Sie ergaben folgendes Ergebnis (s. JANSEN et al. 2008: 247 ff.):

1. Fließmoräne: HZ = 2260, KL = 17
2. Grundmoräne: HZ = 3160, KL = 27
3. Stauchmoräne: HZ = 3160, KL = 27 (Haagscher Berg, Stebbigsberg, Schmitteberg am Ostrand des Bönninghardt-Sanders)

Danach handelt es sich in Korrelation zu den Ergebnissen in den Niederlanden und im Münsterland (ZANDSTRA 1987, SKUPIN et al. 1993) um die Geschiebefracht des ersten Eisvorstoßes (= Heerenveen-Moränengruppe) der Hamelner Phase, bei dem der Sander vom Eis überfahren wurde, ohne Stauchungserscheinungen zu erzeugen. Das Gleiche gilt im Großen und Ganzen auch für die Leitgeschiebeführung des „Geschiebedecksandes“ oder der Fließmoräne. Allerdings ist dort der Anteil von Geschieben aus dem östlichen Mittelschweden leicht erhöht, was auf eine Subphase des ersten smålandreichen Eisvorstoßes hinweist. Diese Leitgeschiebevergesellschaftung wird, bezogen auf die rotbraunen bis graubraunen Geschiebemergel des Bereichs Bronkhorst bei Nijmegen, als Nijmegen-Morärentyp bezeichnet (SKUPIN & ZANDSTRA 2006, 2010).

5 Ergebnisse

Das Auftreten einer Moräne im Hangenden des Reichswald- und des Bönninghardt-Sanders entspricht den heutigen Erkenntnissen, dass Sander häufig nachträglich vom Eis überfahren werden (EHLERS 1994: 82). Markantestes Beispiel hierfür ist die nachträgliche Überführung der Rehburger Endmoräne (MEYER 1980). Vorkommen einer hauptdrenthezeitlichen roten Moräne sind schon seit längerem aus dem Noord-Oost-Poldergebiet an der Ostseite des IJsselmeeres von der Ortschaft de Voorst in Form der roten Schollenkeillehne bekannt (DE WAARD 1949). Diese Schollenkeillehne sind dort in einen südschwedisch geprägten Geschiebelehm eingelagert.

Die weitaus meisten Vorkommen stammen jedoch aus den östlichen Niederlanden und dem westlichen Niedersachsen. In den Niederlanden sind es die Vorkommen bei Assen und Emmen (Emmerschans) an der Ostseite des Drenthe-Plateaus im Bereich der Hondsrug sowie bei De Lutte in der Nähe von Oldenzaal, im Emsland die Vor-

kommen bei Lingen, Herzlake und Emsbüren (DUPHORN et al. 1973; K.-D. MEYER 1982, 2005; SPEETZEN & ZANDSTRA 2009). Hierzu gehören auch die Vorkommen im südlichen Oldenburg (HÖFLE 1979), im Raum Hamburg (EHLERS 1981, 1992) und Schleswig-Holstein (STEPHAN 1980, 1998).

Allen gemeinsam ist eine ostfennoskandische Geschiebefracht aus Åland-Kristallin und Rotem Ostseequarporphyr. Dabei werden die Vorkommen nach der niederländischen Moränentypologie aufgrund der unterschiedlichen lithologischen Beschaffenheit als Voorst-, Emmen- und Assen-Moräne bezeichnet, wobei die Voorst-Moräne tonreicher, die Emmen- und die Assen-Moräne sandreicher ausgebildet ist. Die Assen-Moräne ist wiederum feuersteinreich, die Emmen-Moräne feuersteinarm. Die rote Färbung ist wahrscheinlich auf den erhöhten Anteil an jotnischem Sandstein des Präkambriums sowie Sandsteine (Old-Red-Sandstein), Kalksteine und Dolomite des Paläozoikums zurückzuführen.

Aufgrund der ostbaltischen Geschiebeführung sind die roten Moränenablagerungen sehr wahrscheinlich dem Eis der 3. fründrenthezeitlichen Phase oder Hondsrug-Moerser Phase zuzuordnen, das im Ostbaltikum (Südwestfinnland) seinen Anfang nahm und von dort in einem weiten Bogen über die östlichen Niederlande bei Groningen, den Hondsrug am Ostrand des Drenthe-Plateaus und das Emsland bis nach Moers und das Ruhrgebiet floss (= Hondsrug-Eisstrom) (RAPPOL et al. 1989; KLUIVING et al. 1991) (Abb. 15). Nach neueren Untersuchungen dürfte dieser Gletscher jedoch nicht über Dänemark hinweg in die Nordsee und von dort nach Süden, sondern von der Ostsee aus über Nordwestdeutschland hinweg bis ins deutsch-niederländische Grenzgebiet geflossen sein (K.-D. MEYER 2012). Hierbei wird infolge des lückenhaften Vorkommens und des Fehlens von Merkmalen eines zwischenzeitlichen Eisrückzuges auf der unterlagernden grauen Moräne nicht ein eigenständiger Eisstrom, sondern ein inglazialer Transport von rotem Material angenommen (K.-D. MEYER 2005, 2012, im Druck).

Schwache Rotfärbungen im Bereich Kirchhellen und Dortmund (FRECHEN et al. 2009, SKUPIN & ZANDSTRA 2010) gehören der 2. Eismasse mit einer Geschiebefracht aus dem westlichen Mittelschweden (= Dalarna) an (Abb. 15).

Abb. 15:
Vorkommen roter Moränen im Verbreitungsgebiet der fründrenthezeitlichen Inlandvereisung (Niederlande, NW-Deutschland)



Vorkommen:

1. Eismasse

- 1 De Voorst
- 5 Cloppenburg
- 9 Leuth b. Nijmegen
- 10 Louisendorf
- 11 Bönninghardt

2. Eismasse

- 12 Kirchhellen
- 13 Dortmund

3. Eismasse

- 2 Assen
- 3 Emmerschans
- 4 Herzlake
- 6 Lingen
- 7 Emsbüren
- 8 De Lutte b. Oldenzaal

Moränengruppe/Morärentyp

Voorst-Moränengruppe

- a) (De Voorst, Cloppenburg, Emsbüren, De Lutte)

Assen-Moränengruppe

- jüngerer Teil b) Emmen-Typ (Emmerschans, Herzlake, Lingen)
- älterer Teil c) Assen-Typ (Assen, Emmerschans, De Lutte)

Heerenveen-Moränengruppe

- jüngerer Teil d) (Kirchhellen, Dortmund)
- e) Nijmegen-Typ (Leuth, Louisendorf, Bönninghardt)

↑ zunehmender Tongehalt
 ↑ Zunahme ostfennoskandischer Leitgeschiebe

6 Schriften und Karten

6.1 Schriften

- ASHLEY G. M.; SOUTHARD, J. B.; BOOTHROYD, J. C. (1982): Deposition of climbing-ripple beds: a flume simulation. – *Sedimentology*, **29**: 67 – 79, 7 Abb., 1 Tab.; Oxford.
- BRAUN, F. J. (1964): Endmoränen-Stauchwall und Eisrandbildungen bei Moyland/Ndrh., aufgeschlossen in der Kiesgrube Von-Steengracht. – *Niederrhein*, **31** (2): 58 – 63, 7 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- BRAUN, F. J. (1978): Geschiebekundliche und mineralogisch-petrographische Besonderheiten im Endmoränen-Stauchwall von Moyland bei Kalkar/Ndrh. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **28**: 325 – 333, 2 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- DUPHORN, K.; GRUBE, F.; MEYER, K.-D.; STREIF, H.; VINKEN, R. (1973): Area of the Scandinavian Glaciation. – 1. Pleistocene and Holocene. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **23/24**: 222 – 250, 1 Abb.; Öhringen/Württ.
- EHLERS, J. (1981): Problems of the Saalian Stratigraphy in the Hamburg area. – *Meded. Rijks geol. Dienst*, **34** (5): 26 – 29, 1 Abb.; Haarlem.
- EHLERS, J. (1992): Origin and distribution of red tills in North Germany. – *Sveriges geol. Unders., Ser. Ca*, **81**: 97 – 105, 4 Abb., 1 Tab.; Stockholm.
- EHLERS, J. (1994): Allgemeine und historische Quartärgeologie. – 358 S., 176 Abb.; Stuttgart (F. Enke).
- FRECHEN, M.; LENZ, A.; SKUPIN, K.; STRITZKE, R.; ZANDSTRA, J. G. (2008): Ein bemerkenswertes Pleistozänprofil im Bereich Dortmund-Brechten (südliches Münsterland). – *scriptum*, **18**: 29 – 43, 7 Abb., 4 Tab.; Krefeld
- HEINE, K. (1983): Der Vorstoß des nordeuropäischen Inlandeises am Niederrhein (Raum Kleve – Kalkar – Goch). – *Abh. z. rhein. Landeskd.* **51** (Beitr. Quartär nördl. Rheinld.): 39 – 49, 3 Abb., 1 Beil.; Bonn.
- HESEMANN, J. (1930): Wie sammelt und verwertet man kristalline Geschiebe? – *Sitz. Ber. Geol. L.-Anst.*, **5**: 188 – 196; Berlin.
- JANSEN, F.; HOPP, H.; SCHOLLMAYER, G.; SKUPIN, K. (2008): Quartär und Tertiär im nordwestlichen Ruhrgebiet und am nördlichen Niederrhein (Exk. E am 27. März 2008). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F.*, **90**: 223 – 253, 14 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- KLOSTERMANN, J. (1986), mit Beitr. von NÖTTING, J.; PAAS, W.; REHAGEN, H.-W.: Erläuterungen zu Blatt 4404 Issum. – *Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>*, Erl., **4404**: 120 S., 15 Abb., 9 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- KLOSTERMANN, J. (1988): Quartär. – In: *Geologie am Niederrhein*, 4. Aufl.: 40 – 63, 11 Abb., 2 Tab.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- KLOSTERMANN, J. (1992): Das Quartär der Niederrheinischen Bucht. – 200 S., 30 Abb., 8 Tab., 2 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- KLUIVING, S.; RAPPOL, M.; WATEREN, D. VAN DER (1991): Till stratigraphy and ice movements in eastern Overijssel, The Netherlands. – *Boreas*, **20**: 193 – 205, 15 Abb.; Oslo.
- LANG, J.; WINSEMANN, J. (2013): Lateral and vertical facies relationships of bedforms deposited by aggrading supercritical flows: From cyclic steps to humpback dunes. – *Sedim. Geol.*, **296**: 36 – 54, 12 Abb., 2 Tab.; Amsterdam.
- MEYER, K.-D. (1980): Zur Geologie der Dammer und Fürstenauer Stauchendmoränen (Rehburger Phase des Drenthe-Stadiums). – In: *Festschrift GERHARD KELLER*: 83 – 104, 3 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Osnabrück (Wenner).
- MEYER, K.-D. (1982): On the stratigraphy of the Saale glaciation in northern Lower Saxony and adjacent area. – In: EASTERBROOK, D. J.; HAVLICEK, P.; MEYER, K.-D.; JÄGER, K.-D.; SHOTTON, F. W. [Hrsg.]: *IUGS-Unesco International Correlation Program, Project 73-1-24 "Quaternary glaciations in the Northern Hemisphere"*, Report 7 on the session in Kiel, September 18 – 23, **1980**: 155 – 165, 1 Tab.; Praha.
- MEYER, K.-D. (2005): Zur Stratigraphie des Saale-Glazials in Niedersachsen und zu Korrelationsversuchen mit Nachbargebieten. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **55**: 25 – 42, 4 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- MEYER, K.-D. (2012): Sieben Jotnische Sandstein-Geschiebe, Strand von Sierksdorf, Schleswig-Holstein. – *Geschiebekde. akt. (Werner-Schulz-Festschrift)*, **28** (3/4): 70 – 91, 6 Abb.; Hamburg/Greifswald.
- MEYER, K.-D. (im Druck): Die ostbaltischen roten Geschiebemergel in Norddeutschland – Ablagerungen von Eisströmen? – *Geol. Jb.*; Hannover.

- RAPPOL, M.; HALDORSEN, S.; JORGENSEN, P.; MEER, J. J. M. VAN DER; STOLTENBERG, H. M. P. (1989): Composition and origin of petrographically-stratified thick till in the northern Netherlands and a Saalian glaciation model for the North Sea Basin – Meded. Werkgr. tertiaire en kwataire Geol., **26**: 31 – 64; Leiden.
- SIEBERTZ, H. (1983): Sedimentologische Zuordnung saalezeitlicher Gletscherablagerungen zu mehreren Vorstößen am unteren Niederrhein. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **33**: 119 – 132, 6 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- SIEBERTZ, H. (1986): Neue Befunde über den Verlauf der saalezeitlichen Eisrandlagen im Niederrheingebiet. – Decheniana, **139**: 375 – 383, 6 Abb., 1 Tab.; Bonn.
- SKUPIN, K.; SPEETZEN, E.; ZANDSTRA J. G. (1993): Die Eiszeit in Nordwestdeutschland : Zur Vereisungsgeschichte der Westfälischen Bucht und angrenzender Gebiete. – 143 S., 49 Abb., 24 Tab., 2 Taf., 2 Kt.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- SKUPIN, K.; ZANDSTRA, J. G. (2006): Die Entstehung der Stauchmoränen des linken Niederrheins aufgrund der sedimentpetrografischen Zusammensetzung und der Leitgeschiebeführung. – In: Tagungsband und Exkursionsführer / 73. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Norddeutscher Geologen: S. 72; Halle/Saale. – [Tag. Arbeitsgem. Norddt. Geol. <73., 2006, Halle/Saale>]
- SKUPIN, K.; ZANDSTRA, J. G. (2010): Gletscher der Saale-Kaltzeit am Niederrhein : Untersuchungen zur Petrografie und Leitgeschiebeführung der Stauchmoränen des Niederrheins und deren Anbindung an die Moränen des Münsterlands. – 117 S., 30 Abb., 16 Tab.; 3 Bildtafeln; Anh. 1 – 7, 3 Taf. i. d. Anl.; Krefeld (Geol. Dienst NRW).
- SKUPIN, K.; SCHOLLMAYER, G.; MEINSEN, J. (2013): Die pleistozäne Landschaftsentwicklung am Niederrhein – Einblicke in die Vergangenheit einer Eiszeitlandschaft. – In: Tagungsband und Exkursionsführer/ 78. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Norddeutscher Geologen: S. 56 – 61; Krefeld. – [Tag. Arbeitsgem. Norddt. Geol. <78., 2013, Krefeld>]
- SPEETZEN, E.; ZANDSTRA, J. G. (2009): Elster- und Saale-Vereisung im Weser-Ems-Gebiet und ihre kristallinen Leitgeschiebesellschaften. – Münster. Forsch. Geol. u. Paläont., **103**: 113 S., 11 Abb., 18 Tab., 7 Anl.; Münster/Westf.
- STEPHAN, H.-J. (1980): Glazialgeologische Untersuchungen im südlichen Geestgebiet Dithmarschens. – Schr. Naturw. Ver. Schlesw.-Holst., **50**: 1 – 36, 17 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Kiel.
- STEPHAN, H.-J. (1998): Geschiebemergel als stratigraphische Leithorizonte in Schleswig-Holstein. – Meyniana, **50**: 113 – 135, 5 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Kiel.
- THOME, K. N. (1984): Bönninghardt. – In: Erläuterungen zu Blatt C 4702 Krefeld. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 100 000>, Erl., **C 4702**: 47 – 49, 1 Abb.; Krefeld.
- ZANDSTRA, J. G. (1983): Noordelijke kristallijne zwerfstenen uit een zuigpot te Bommel (Betuwe). – Grondboor en Hammer, **40**: 55 – 59, 1 Abb., 1 Tab.; Oldenzaal.
- ZANDSTRA, J. G. (1987): Explanation to the map "Fennoscandian crystalline erratics of Saalian age in The Netherlands". – In: MEER, J. J. VAN DER [Hrsg.]: Tills and Glacitectonics: 127 – 132, 2 Abb., 3 Tab., 1 Beil.; Rotterdam (Balkema).
- ZANDSTRA, J. G. (1988): Noordelijke kristallijne gidsgesteenten. Een beschrijving van ruim 200 gesteentetypen (zwerfstenen) uit Fennoscandinavië. – 469 S., 83 Abb., 43 Tab., 1 Taf.; Leiden (Brill).
- WAARD, D. de (1949): Glacigeen Pleistoceen. Een geologisch detailonderzoek in Urkerland (Nordoostpolder). – Verhand. nederlandsch geol. mijnbouwk. Genootschap, Geol. Serie, **XV**: 70 – 246, 125 Abb., 5 Kt.; 's-Gravenhage.

6.2 Karten

- Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen <1 : 100 000>, mit Erl. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.
- Blatt C 4302 Bocholt (1968), Bearb. BRAUN, F. J.
- Blatt C 4302 Bocholt (1997), 2. Aufl., Bearb. KLOSTERMANN, J.
- Blatt C 4306 Recklinghausen (1975), Bearb. BRAUN, F. J.
- Blatt C 4306 Recklinghausen, 2. Aufl. (1987), Bearb. BOSCH, M. VAN DEN; BRAUN, F. J.
- Blatt C 4702 Krefeld (1984), Bearb. KLOSTERMANN, J.; THOME, K. N.

Oberdevonzeitliche Tektonik und Verkarstung im Wülfrather Massenkalk

DIERK JUCH, GÜNTER DROZDZEWSKI

1 Einleitung

Rasche laterale Fazieswechsel des oberdevonischen Massenkalks und seiner Hangendschichten im Bergischen Land sind seit längerem bekannt (PAECKELMANN 1928, 1934; BREDDIN 1934; KARREBERG 1954, 1965; HOENEN 1972, STÄDTER 1989; RIBBERT & LANGE 1993), ohne dass sie jedoch mit devonzeitlichen tektonischen Vorgängen in Verbindung gebracht wurden. Die fortgeschrittene Abbautätigkeit im Steinbruch Rohdenhaus-Nord südlich von Velbert (Abb. 1) führte in den letzten Jahren zu ausgedehnten Aufschlüssen auch im Hangenden und Liegenden des Massenkalks. Die dabei angetroffenen ungewöhnlichen Strukturen des Karstes und der Tektonik lassen sich mit konventionellen geologischen Modellen nur schwer erklären. Dies betraf bereits Phänomene eines hydrothermalen Tiefenkarstes, die erstmals im Steinbruch Rohdenhaus-Süd beobachtet wurden (DROZDZEWSKI et al. 1998).

Im Steinbruch Rohdenhaus-Nord ist auf der Westseite an der Basis des Massenkalks der steil aufgerichtete, W – E streichende Schieferkeil-Sattel mit starkem Abtauchen nach E aufgeschlossen (Abb. 2 – 4). Auf der Ostseite des Steinbruchs herrscht dagegen im Massenkalk weitgehend flache Lagerung mit Einfallen bis zu 40° nach ESE vor. Dieser offensichtlich stark disharmonische Faltenbau gehört regionalgeologisch zum Rützkause-Sattel, dem nördlichsten Teilsattel des Velberter Sattels (Abb. 1).

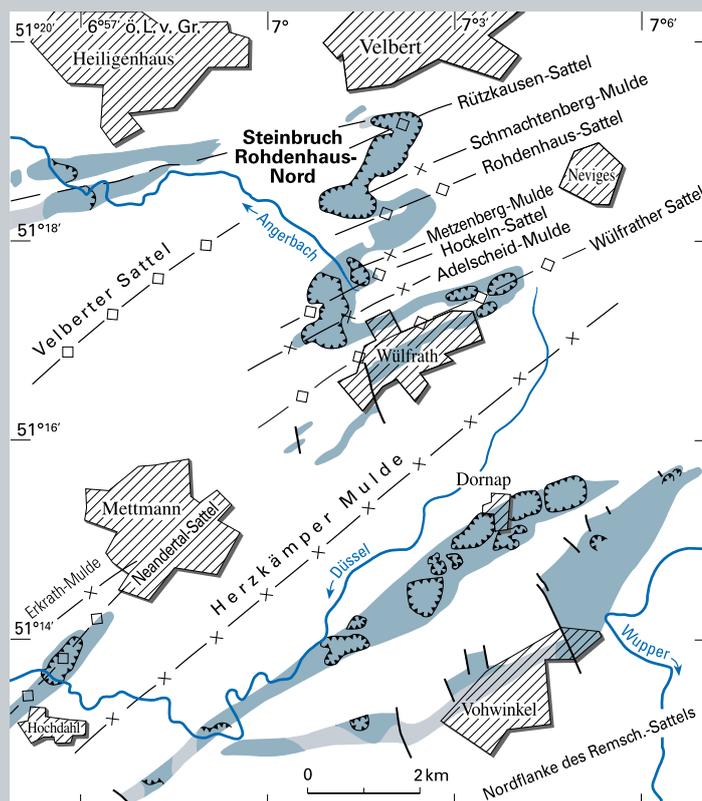


Abb. 1:
Geologische Übersicht,
Verbreitung des devonischen
Massenkalks im Velberter Sattel
und Lage des Steinbruchs
Rohdenhaus
(nach DROZDZEWSKI 2007)

Kalk- und Dolomitstein

anstehend

durch Bohrungen nachgewiesen

Steinbruch

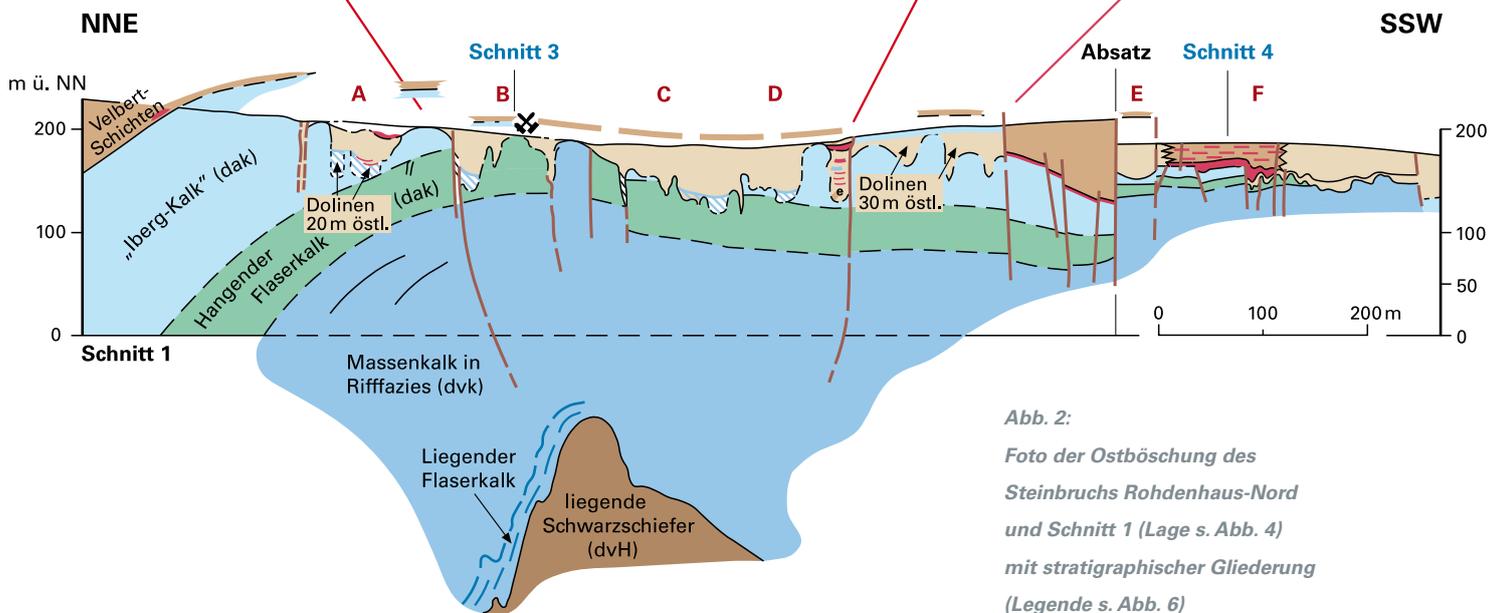


Abb. 2:
Foto der Ostböschung des
Steinbruchs Rohdenhaus-Nord
und Schnitt 1 (Lage s. Abb. 4)
mit stratigraphischer Gliederung
(Legende s. Abb. 6)

An der über 1 km langen Ostböschung lassen sich starke Mächtigkeitsschwankungen am Top der Riffkalke beobachten. Im nördlichen Abschnitt treten an der Basis der darüber folgenden Velbert-Formation großvolumige Karstbildungen auf, die eng mit E – W verlaufenden tektonischen Störungen, Klüften und zahlreichen schmalen „neptunian dykes“ im Massenkalk verbunden sind. Über dem Sattelpunkt (Abb. 2, Dolinen B – E) lassen sich die Karstbildungen zeitlich nicht sicher fixieren, d. h. sie können oberdevonischen oder postvariszischen Alters sein. Hauptursache dafür ist die tief greifende mesozoisch-tertiäre Verwitterung (FELIX-HENNINGSSEN 1990), im Folgenden kurz MTV genannt. Sie führte zu weiß und gelblich verwitterten und stark entfestigten, tonig-schluffigen Oberflächengesteinen.

Im Südteil des Profils (Abb. 6) hingegen gibt es deutliche Hinweise auf einen sehr frühen Beginn der Verkarstung und Dolinenbildung. Hier lässt sich ein gut aufgeschlossenes stratigraphisches Profil vom oberen Abschnitt des Massenkalks (Adorf-Stufe, Frasnium) zu überlagernden Kalkknotenschiefern der Nehden- und Hemberg-Stufe (Unter- und Mittel-Famennium) beobachten und z. T. mit Leitfossilien belegen. Dieses Schichtenpaket ist räumlich eng verbunden mit oberdevonzeitlichen E – W verlaufenden Dolinenstrukturen.

Nach flächendeckender geologischer Aufnahme und Analyse in den neu aufgeschlossenen Abschnitten des Steinbruchs Rohdenhaus-Nord zeichnet sich jetzt ein umfassendes geologisch-tektonisches Erklärungsmodell ab. Neben der Vorstellung dieses Modells bietet der vorliegende Beitrag auch die Möglichkeit, einen kleinen Teil der nur kurzfristig aufgeschlossenen, vielfältigen geowissenschaftlichen Basisdaten zu dokumentieren. Daher und auch zum besseren Verständnis des gesamten Modells wird zunächst der örtliche Schichtenaufbau beschrieben.

2 Stratigraphie

Im Steinbruch Rohdenhaus-Nord ist im Wesentlichen oberdevonischer Massenkalk aufgeschlossen (Abb. 2). Das Liegende bilden pyritreiche **Schwarzschiefer** des Mitteldevons, die geschiefert und spezialgefaltet im sogenannten Schieferkeil-Sattel auftreten. In der früheren Literatur wurden sie als Liegende oder Untere Flinzschiefer (PÄECKELMANN 1924, 1942; KARRENBERG 1954) oder Honseler-Schichten (RIBBERT & LANGE 1993) bezeichnet. Im Hangenden folgt mehr oder weniger abrupt der **Massenkalk in Rifffazies** in Form von Stromatoporen-Tabulaten-Riffkalksteinen. An der Basis schalten sich auch mehrere Meter mächtige, schwarzgraue **Liegende Flaserkalke** mit einer Korallenfauna ein, die aufgrund von Conodonten nach M. PIECHA/Krefeld und R. T. BECKER/Münster in das tiefste Frasnium gehören. Einige Zehnermeter darüber können noch ein oder zwei gering mächtige dunkle Schiefer- bzw. Mergellagen auftreten. Der Massenkalk umfasst zeitlich die gesamte Frasnium-Stufe, ist ca. 300 m mächtig und besteht aus zahlreichen Mikrofaziestypen, die sich allerdings lateral nur schwer verfolgen lassen (NOWAK 2012).

Innerhalb des Massenkalks reicht das Riffwachstum bis in das Niveau eines 10 – 60 m mächtigen dunklen, tonsteinreichen **Hangenden Flaserkalks** (PÄECKELMANN 1924), im Betriebsjargon ironischerweise auch als „Schwarzes Gold“ bezeichnet. Diese Al_2O_3 und SiO_2 -reiche Karbonatgesteinsfolge mit stellenweise eingeschalteten Tonschieferlagen lässt sich aufgrund der deutlich ausgebildeten Schichtung und Bankung sowie ihres petrographischen Erscheinungsbildes über die gesamte Ostböschung verfolgen. Es sind graue bis dunkelgraue, mergelige Kalksteine. Örtlich reichen die Tonschiefer einschaltungen an ihrer Basis spaltenartig dezimetertief in den Kalkstein hinein (Abb. 7). Stellenweise konnte eine W-E-Ausrichtung dieser Spalten beobachtet werden. Die jeweilige Hangendgrenze der Tonschiefer einschaltungen ist hingegen eben ausgebildet.

Stratigraphisch gehört der Hangende Flaserkalk nach M. PIECHA/Krefeld in das Niveau der Kellwasserkalke (Späte *rhenana*-Zone). Im Bereich der Nordflanke des nach NE abtauchenden Rützkausen-Sattels hat der Hangende Flaserkalk die Höchstmächtigkeit von 60 m und weist dort auch den höchsten Tonanteil in Form von mehreren bis zu 10 cm mächtigen Tonschieferlagen auf, die stellenweise eine Summenmächtigkeit von 5 m erreichen. Der Hangende Flaserkalk stellt einen bedeutenden Kartierhorizont dar, da er sich zumeist als gut gebankt innerhalb der massig ausgebildeten Kalksteine zu erkennen gibt. Nach Süden geht seine Mächtigkeit zurück. Gleichzeitig vermindert sich sein Tongehalt. Bemerkenswert ist in diesem Abschnitt eine flache, schwellenartige Aufsattelung des Hangenden Flaserkalks über dem Schieferkeil-Sattel und die Einschaltung zahlreicher steiler, W – E streichender neptunian dykes, die auch den darunterliegenden Massenkalk durchziehen (Abb. 8). Weiter im Süden (im Bereich der Dolinen E – F) reduzieren sich sein Tongehalt und zugleich seine Mächtigkeit bis auf 10 m (vgl. BECKERT 2010).



Abb. 3:
*Schieferkeil-Sattel
auf der Westseite
des Steinbruchs
Rohdenhaus-Nord*

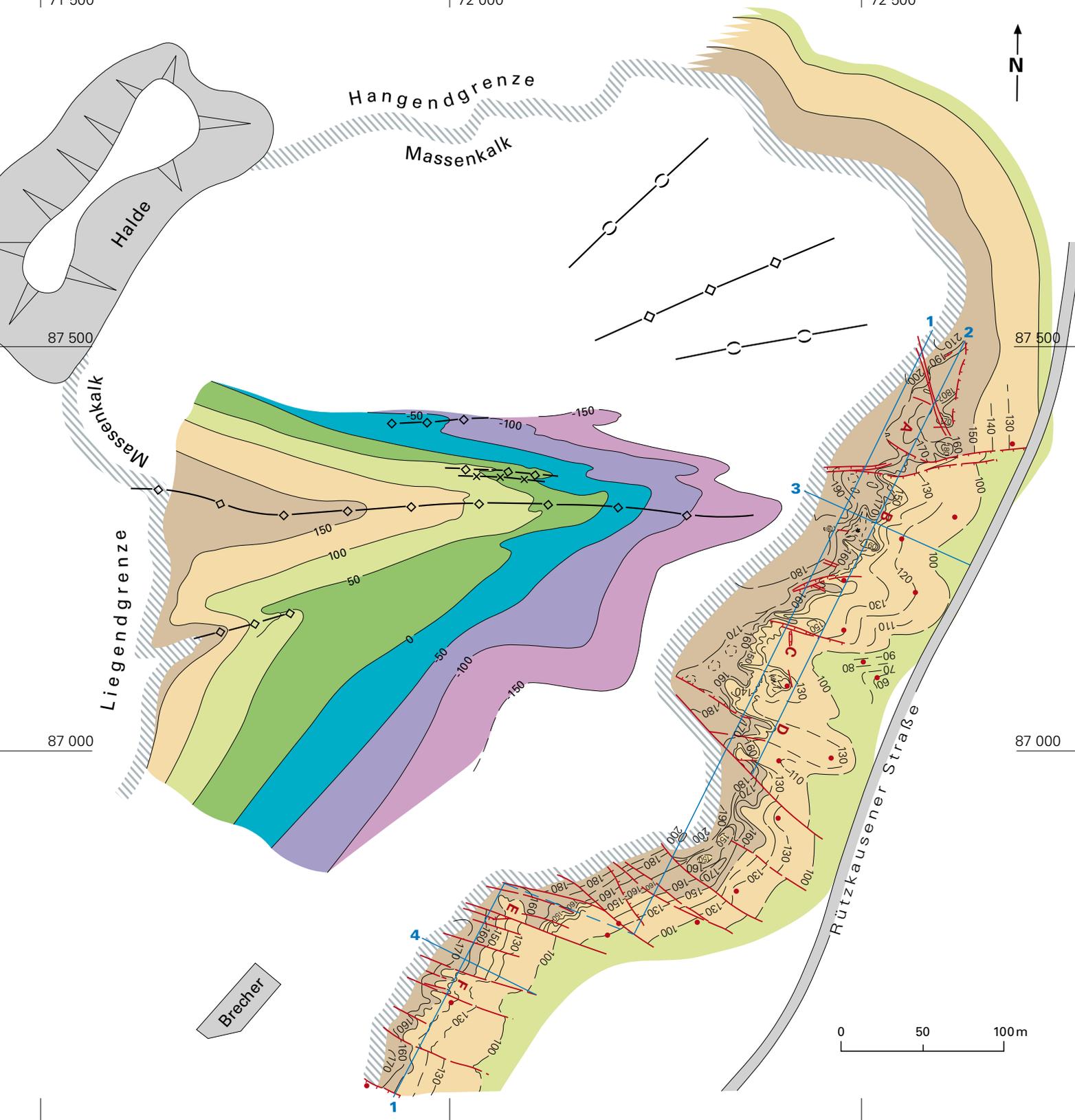
Auf der Ostseite des Steinbruchs Rohdenhaus-Nord treten in der streichenden Fortsetzung des Rützkausen-Schieferkeil-Sattels auf ca. 150 m Breite zahlreiche steil stehende, zentimeter- bis dezimeterbreite neptunian dykes auf. Sie sind randlich mit Faserkalkziten ausgekleidet und mit schwarzen, pyritreichen, mergeligen Tonschiefern gefüllt. Eine Datierung im Steinbruch Rohdenhaus-Nord gelang bislang nur an einer vergleichbaren schichtparallelen Spaltenfüllung auf der überkippten NW-Flanke. Sie erbrachte ein unteres Famennium-Alter (untere Nehden-Stufe, tiefere *crepida*- bis Untere *rhomboidea*-Zone, M. PIECHA/Krefeld). Bei den neptunian dykes im südlich benachbarten Steinbruch Prangenhause liegt nach M. PIECHA/Krefeld hingegen ein höchstes Frasnium-Alter (*linguiformis*-Zone) vor: „Der auffällig hohe Anteil an Palmatolepiden weist auf einen Bildungsraum der Sedimente im tieferen Wasser hin.“ (Mitt. M. PIECHA)

Oberhalb des Hangenden Flaserkalks folgen Kalksteine der „Schlupkothens-Subfazies“ der Iberg-Fazies (KREBS 1968), die hier in Anlehnung an PAECKELMANN (1924) als „Iberg-Kalk“ bezeichnet werden. Typisch für seine Fazies sind längliche, stromatactisartige sowie unregelmäßig geformte Hohlräume, die mit grobem, weißem Faserkalkziten gefüllt sind. Bereichsweise treten als Fossilien im Kalkstein Crinoidenstielglieder und Brachiopoden auf. Altersmäßig gehört dieser Kalkstein nach M. PIECHA/Krefeld und R.T. BECKER/Münster in die Späte/Obere *rhenana*- und in die *linguiformis*-Zone, kann also bis an die Frasnium/Famennium-Grenze reichen. Die Conodontenfaunen sind für einen Rifffkomplex ungewöhnlich reichhaltig und belegen sein deutliches Absinken im Ober-Frasnium. Die Mächtigkeit des „Iberg-Kalks“ schwankt außerordentlich stark. Im Bereich der östlichen Fortsetzung des Schieferkeil-Sattels (Abb. 2 u. 5; zwischen Dolinen B u. D) ist er gering mächtig, stark verkarstet und fällt vermutlich örtlich auch primär aus (s. Kap. 3.1). Er wird oft unmittelbar von zersetzten Siliziklastika der Velbert-Formation überdeckt.

Nördlich des Sattelbereichs schwillt der „Iberg-Kalk“ auf über 150 m an und auch südlich davon auf bis zu ca. 100 m. Dieser Verbreitungsbereich des „Iberg-Kalks“ wird im SW bei Doline E durch eine bedeutende Bruchtektonik mit Horizontalverschiebungen begrenzt (vgl. Abb. 6). In der südlich anschließenden Scholle (zwischen den Dolinen E u. F) ist auf 90 m Breite ein durch größere Karstformen ungestörtes Profil aufgeschlossen. Hier sind sowohl der Hangende Flaserkalk wie auch der „Iberg-Kalk“ nur jeweils etwa 5 – 10 m mächtig. Die nördlich davon in Schnitt 1 (Abb. 6) dargestellten relativ kontinuierlichen lateralen Übergänge zu den erheblich größeren Mächtigkeiten konnten nicht direkt mittels Aufschlüssen belegt werden.

Zwischen den Dolinen E und F folgen im Hangenden des „Iberg-Kalks“ ca. 5 – 10 m mächtige, fossilreiche, dunkle Tonschiefer mit Kalkknollen und -lagen (Abb. 9 – 10). Sie vertreten vermutlich die *triangularis*- und *crepida*-Zone (Mitt. M. PIECHA, K.-H. RIBBERT/Krefeld) und werden hier als **Schwarze Nehden-Schiefer** bezeichnet. Biostratigraphisch entsprechen sie den „Oberen Flinzschiefern“ bei KARRENBURG (1954), da sie hier erneut eine *Cheiloceras*-Fauna der unteren Nehden-Stufe lieferten (Abb. 9 e). An verschiedenen Stellen wurde auch ZnS als schicht-spezifisches Merkmal beobachtet.

Darüber liegen mit einer flachen Diskordanz ca. 50 m **Kalkknotenschiefer**, die von PAECKELMANN (1924, 1928) irreführend den Matagne-Schichten des Frasniums zugeordnet wurden. An der Basis liegen im Allgemeinen z. T. kompakte, mittel- und hellgraue Kalke mit Goniaticen (*Praemeroceras*, R.T. BECKER/Münster), gefolgt von überwiegend rot gefärbten Kalkknotenschiefern, welche Bänke von Kramenzelkalk führen. Die Goniaticen charakterisieren den höchsten Teil der unteren Nehden-Stufe (*petterae*-Zone, BECKER 1993). Die spärlichen bisherigen Conodonten sprechen für den Abschnitt *rhomboidea*-/*marginifera*-Zone (NOWAK 2012 und Neufunde, R.T. BECKER & S. HARTENFELS/Münster). In der oberen Hälfte folgen noch Schiefer mit einzelnen Kalkbänken bzw. -knollen als lithologische Übergangsschichten zu den mächtigen siliziklastischen Velbert-Schichten. Lithologie und Mächtigkeit der Kalkknotenschiefer weisen große Ähnlichkeit mit der Schichtenfolge auf, die HOENEN 1972 im Wülfrather Sattel beschreibt und in die Nehden- und unterste Hemberg-Stufe datiert.



Rohdenhaus-Nord

Grenzhorizonte Massenkalk

[m]	Lgd. West	Hgd. Ost
150		
100		
50		
0		
-50		
-100		
-150		

- Bohrungen
- 1 Schnittlinien 1/2/3/4
- Grenze Grundhöcker/ Tiefenkarst, bzw. Ausstrich der Massenkalkgrenzen an der (ursprünglichen) TOB
- A - F Dolinen (s. Text)
- Störungen
- ◇ Sattellinie
- x Muldenlinie
- Schichtgrenze

Abb. 4:
Geologische Projektionen der Liegend- und Hangendgrenzen des Massenkalks, mit Höhenlinien in 50-m-Intervallen, im Bereich des Steinbruchs Rohdenhaus-Nord

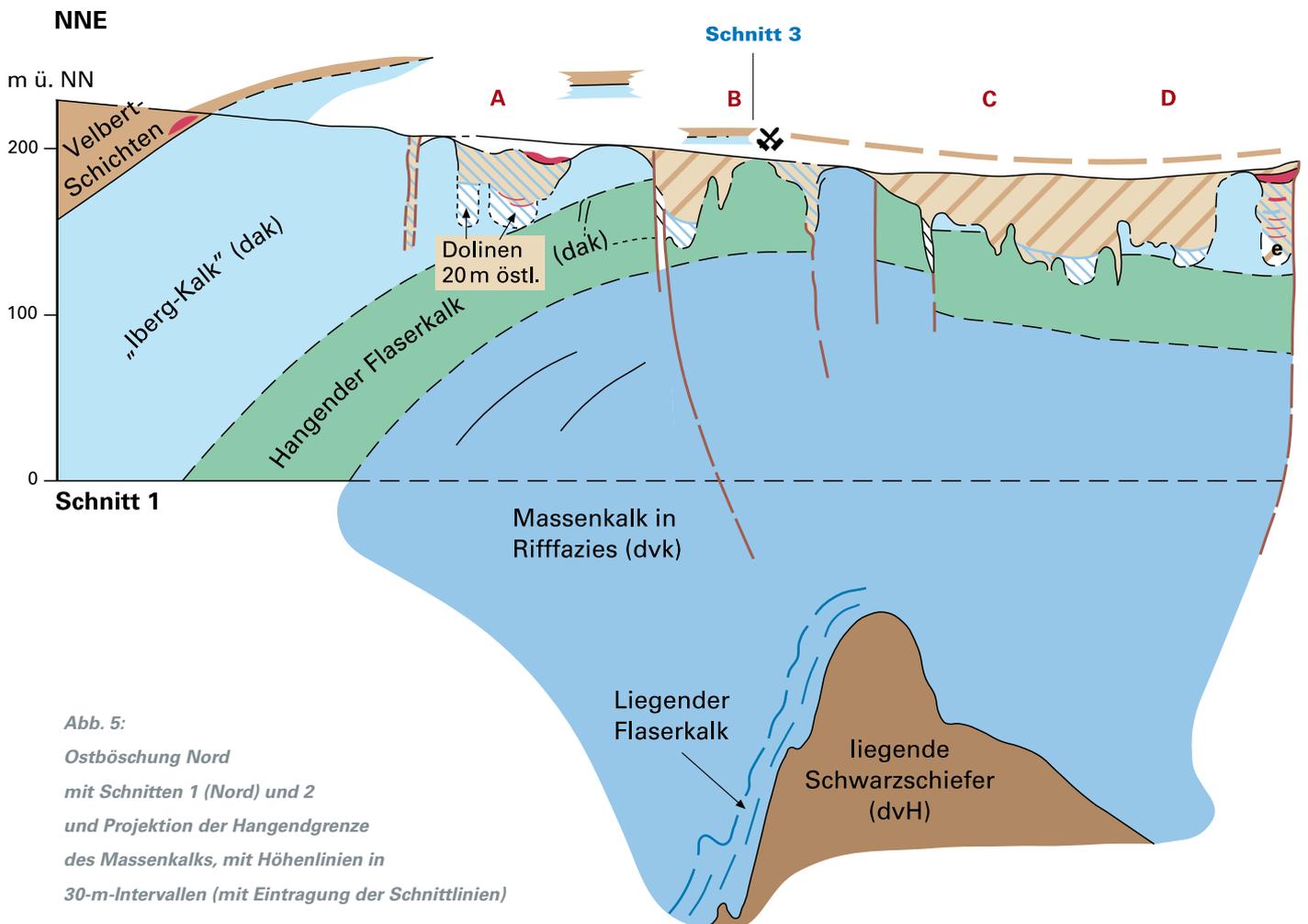
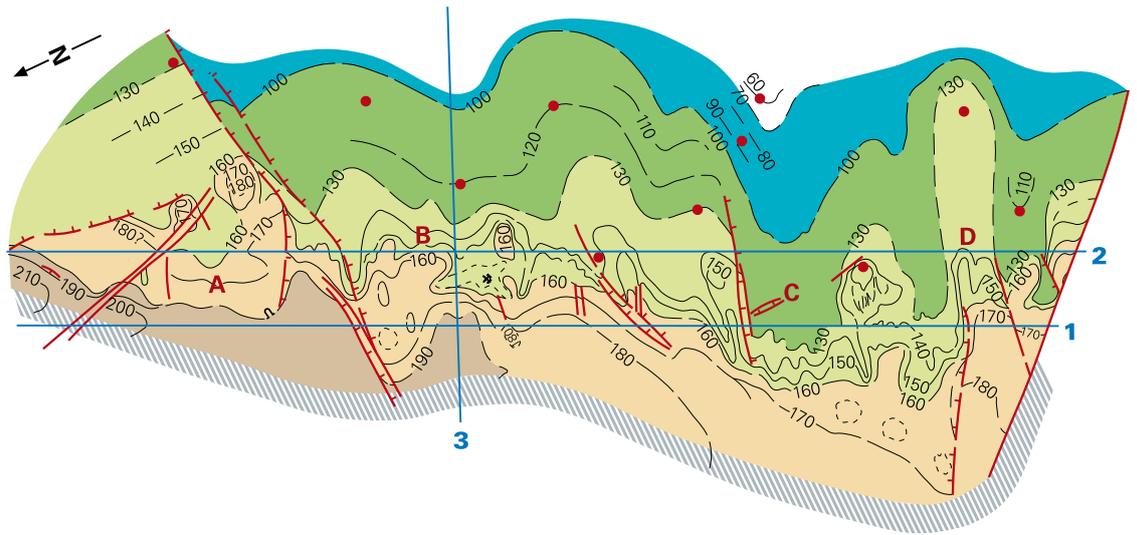
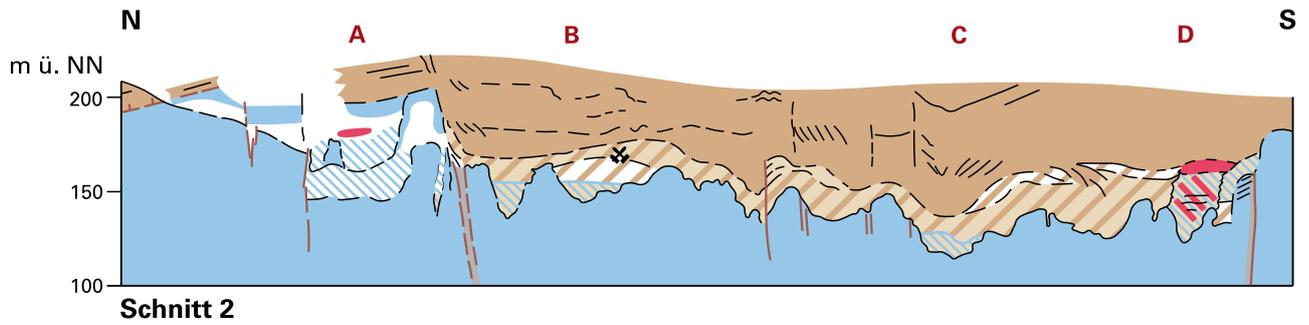
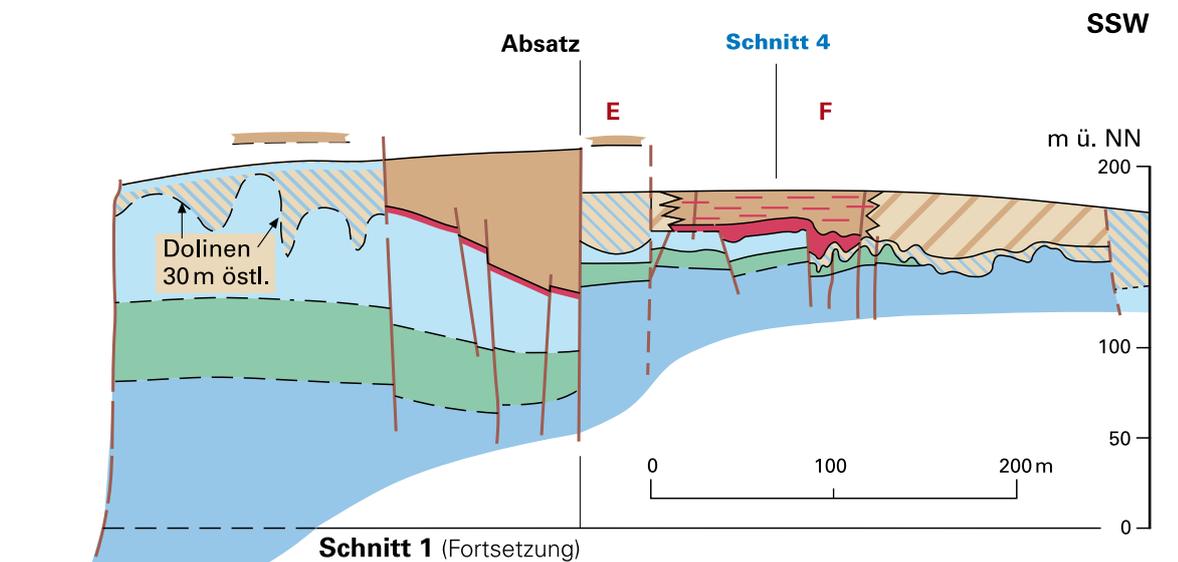
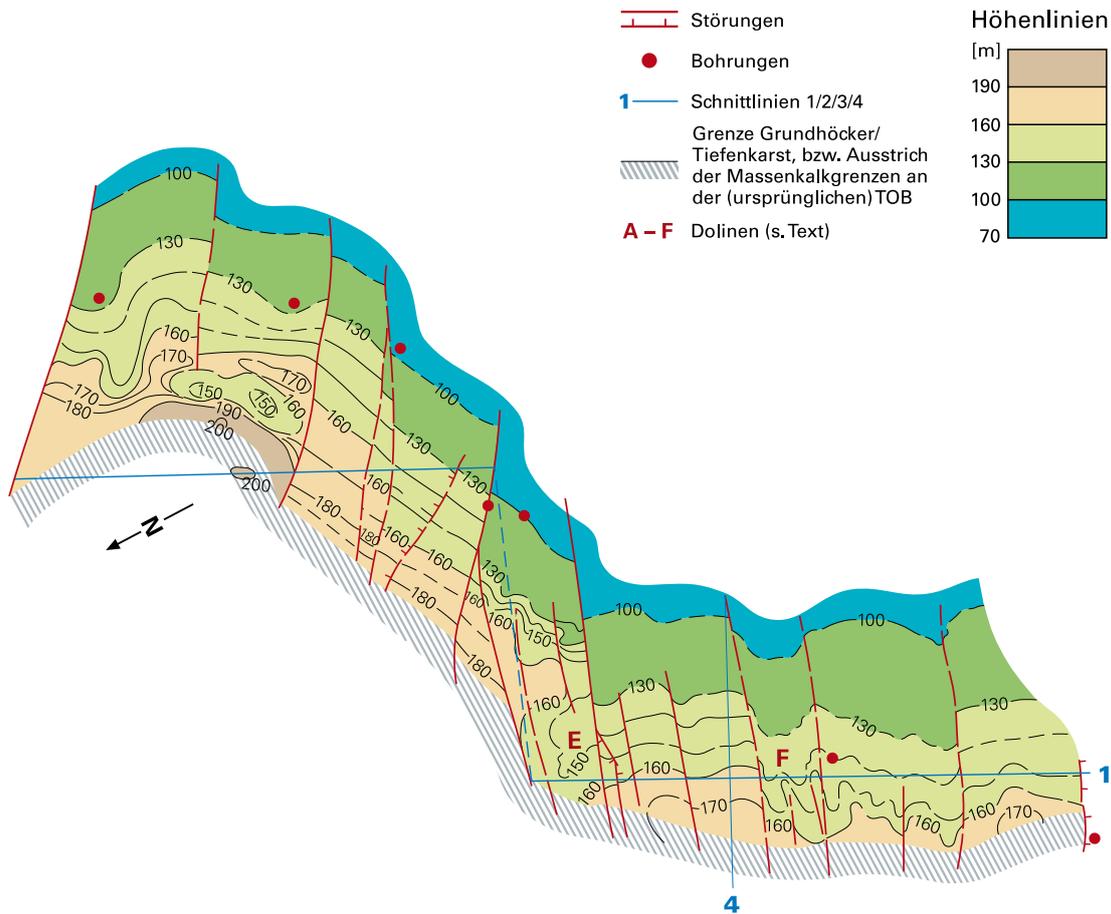


Abb. 5:
Ostböschung Nord
mit Schnitten 1 (Nord) und 2
und Projektion der Hangendgrenze
des Massenkalks, mit Höhenlinien in
30-m-Intervallen (mit Eintragung der Schnittlinien)



- Legende**
- | | |
|-------------------------|--|
| „bunter“ Tonstein | graue Kalkknotenschiefer (dn) |
| weißer Tonstein | rötliche Kalkknotenschiefer (mit Kramenzelkalk) (dn) |
| Karst-Lehm u. a. | Schwarze Nehden-Schiefer (dn) |
| entfestigter Kalk | „Iberg-Kalk“ (dak) |
| Velbert-Schichten (doV) | Hangender Flaserkalk (dak) |
| | Massenkalk in Riffazies (dvk) |
| | liegende Schwarzschiefer (dvH) |

Abb. 6:
Ostböschung Süd mit Schnitt 1 (Süd)
und Projektion der Hangendgrenze
des Massenkalks, mit Höhenlinien
in 30-m-Intervallen

Am fossilreichen Übergang „Iberg-Kalk“ mit dem Oberen Kellwasser-Horizont zu den Schwarzen Nehden-Schiefern weisen mit Tonstein gefüllte Spalten im Kalkstein und eine unregelmäßige Kontaktfläche auf eine submarine Verkarstung im Bereich W – E verlaufender Bruchtektonik und eine Schichtlücke über dem Niveau des Oberen Kellwasser-Horizonts hin (Abb. 9 a – 9 c). In den vergangenen Jahren wurde diese Frasnium/Famennium-(„F/F“)Schichtlücke hier und nördlich der Doline A anhand von Conodonten nachgewiesen (Mitt. M. PIECHA, K.-H. RIBBERT/Krefeld). Nach S reichen die Schwarzen Nehden-Schiefer über dem „Iberg-Kalk“ nur bis zum Südrand der Doline F, nach NE setzen sie sich jedoch vermutlich noch ca. 200 – 300 m fort. Weiter nördlich ist ihre Verbreitung nur noch an zwei Stellen durch entsprechende Funde belegt (s. auch Abb. 5 u. 13, Schnitte 1 und 2, Dolinen A u. D). Diese Lückenhaftigkeit des Auftretens hängt wahrscheinlich mit dem unregelmäßigen Karstrelief vor der Ablagerung der Hangendschichten des Massenkalks zusammen.

Belegt wird das u. a. durch die enge Nachbarschaft von Schwarzen Nehden-Schiefern in der nördlichsten großen Doline (A) auf der Ostböschung mit dem ungestörten sedimentären Übergang von den Schiefern der Velbert-Schichten zum Top des Massenkalks, hier wahrscheinlich „Iberg-Kalk“. Im Kontext von schwarzen, stark zersetzten Tonsteinen fand sich ein in hellgrauem Kalk erhaltener Goniatiten-Steinkern von *Praemerocheras petterae* (Abb. 9 d, det. R. T. BECKER/Münster), dem Zonenfossil des Oberdevon II-E (*rhomboidea*-Zone der Conodonten-Abfolge, BECKER 1993) bzw. aus dem unmittelbar Hangenden der Schwarzen Nehden-Schiefer.

Ca. 150 m weiter südlich, zwischen den Dolinen B und C wurden an der Hangendgrenze des Massenkalks schwer deutbare Lagerungsverhältnisse beobachtet: In enger Nachbarschaft und z. T. unter gering mächtigem, gut geschichtetem Kalkstein mit flachem Einfallen nach ESE steht auf ca. 30 m Breite ein ebenfalls geschichteter Kalkstein mit Zebrakalk-Strukturen in steiler Lagerung und bisweilen enger Kleinfaltung an. Er enthält einen Leit-Conodonten (*Ancyrodella ioides*), der auf Ober-Frasnium etwas unterhalb des Niveaus des unteren Kellwasser-Horizontes hinweist (R. T. BECKER/Münster). Offenbar verzahnen sich in diesem Zeitabschnitt Hangender Flaserkalk und Zebrakalk lateral.

Südlich von Doline F (s. Abb. 6 u. 10 b) ist das zuvor beschriebene „ungestörte“ stratigraphische Profil offenbar infolge sekundärer Zersetzungseffekte (MTV) nicht mehr erkennbar. Hier folgen über dem Massenkalk mehr als 30 m mächtige, gelbe, zersetzte Tonsteine, die auch weiter südlich in einer großen Doline im Verlauf der Schmachtenberg-Mulde und im Steinbruch Silberberg anstehen. Misst man dieser umfassenden gelben Zersetzung einen gewissen lithostratigraphischen Leitcharakter bei, dann kann eine weitere primäre Verbreitung der Kalkknoten-Schiefer auch weiter nördlich, im Umfeld der Dolinen B – D, nicht ausgeschlossen werden (vgl. Abb. 13).

3 Tektonik und Verkarstung

3.1 Nördlicher Abschnitt, Tektonik

Auf der Westseite des Steinbruchs Rohdenhaus-Nord wird der Rützkausen-Sattel als Schieferkeil-Sattel bezeichnet, da in seinem Kern Schwarzschiefer – von der Erdoberfläche bis zur + 50-m-Sohle abtauchend – keilartig im Massenkalk auftreten (Abb. 3). Der mit 70 – 80° steil einfallenden Flanken ausgebildete, leicht nordvergente, überkippte Sattel taucht mit ca. 30° nach E ab. Aufgrund von im Massenkalk angesetzten Bohrungen lässt er sich in dieser Richtung bis an den Fuß der Ostböschung des Steinbruchs als steile Sattelstruktur im Basisbereich des Massenkalks verfolgen (Abb. 4).

Die Fortsetzung der steilen Sattelgeometrie ins Hangende ist aufgrund einer fehlenden Schichtung in den hier aufgeschlossenen Abschnitten des Massenkalks nicht erkennbar (Abb. 5). Stattdessen lässt sich lediglich eine wenige Zehnermeter breite Zone mit stark zerscherten und kleintektonisch gefalteten Strukturen bis zum Top des Massenkalks verfolgen. Erst in höheren Abschnitten, insbesondere im Hangenden Flaserkalk, ist aufgrund gut ausgebildeter Bankung zu beobachten, dass über die gesamte Ostböschung in NNE-SSW-Richtung eine breite und flache schwellenartige Sattelaufwölbung ausgebildet ist. Sie taucht mit 30 – 40° Schichteinfallen nach E ab. Am Nordende der Böschung dreht sich das Einfallen kontinuierlich über die Ost- bis in die Nordrichtung, die dann auf der gesamten Nord-Wand des Steinbruchs vorherrscht. Am Südende der Ostböschung (südlich von Doline D) dreht es sich recht rasch in die SSE-Richtung (s. Kap. 3.3).

Insgesamt ergibt sich hieraus eine breite und flache, schwellenartige Sattelaufwölbung (Abb. 2, 4 u. 5). Sie lässt sich aufgrund folgender Kriterien als oberdevonische Struktur identifizieren:

- Die Mächtigkeiten des Hangenden Flaserkalks wie des „Iberg-Kalks“ sind noch vor Ablagerung der Hangendschichten im Top der Struktur gegenüber den Flanken deutlich reduziert. Dies dürfte teils synsedimentär, teils erosiv abgelaufen sein.
- Der Top der Struktur an der Ostseite des Steinbruchs wird auf etwa 150 m Breite durch eine Vielzahl von 90 – 100° streichenden, steil nach S einfallenden neptunian dykes durchzogen. Nördlich dieses Bereichs treten noch vereinzelt Faserkalkzitgänge mit einem Streichen zwischen 60 und 80° auf. Die neptunian dykes, die mit schwarzen, pyritreichen und mergeligen Tonschiefern gefüllt sind, lassen sich auf allen Sohlen in der streichenden Fortsetzung des Schieferkeil-Sattels als zentimeter- bis dezimeterbreite Gänge beobachten (Abb. 8). Wo auf der Nordflanke des Sattels eine Bankigkeit des Kalksteins entwickelt ist, kann man ihre nahezu bankrechte Orientierung beobachten. D. h., bei nach N zunehmendem Schichteinfallen nimmt das S-Einfallen der neptunian dykes und ähnlich orientierter Strukturen und Klüftgefüge ab.
- Zwei entgegengesetzt auf den Schieferkeil-Sattel zu einfallende Störungen bei den Dolinen B und D bilden eine keilartige Struktur, die wahrscheinlich im Bewegungssinne eines Scheitelgrabens bei der Bildung der schwellenartigen Aufwölbung angelegt wurde. Vermutlich überwiegend jüngeren Alters sind noch folgende Merkmale: Die am Nordrand gelegene W-E-Störung weist im oberen Teil starke Abschiebungs- und im unteren starke Blattverschiebungsmerkmale auf. Bei der am Südrand gelegenen NW – SE verlaufenden Störung wurden ein steiles nördliches Einfallen und deutliche Blei-Verzerrung beobachtet.
- Eine intensive W – E streichende Klüftung innerhalb dieses Bereichs führte im gesamten Massenkalk zu einer Verkarstung. Sie ist infolge erhöhter Wasserwegsamkeiten im Massenkalk deutlich erkennbar als Verbraunung des Kalksteins sowie einer intensiven Spaltenbildung mit nachfolgender Verfüllung mit Lehmen und Sanden. An der Massenkalk-Hangendgrenze selbst bildeten sich mehrere bis 60 m tiefe Dolinen mit unterschiedlich alten Füllungen (vgl. Kap. 3.2; Abb. 5 u.13), die vor dem Abbau von mehrere Zehnermeter mächtigen Velbert-Schichten überlagert wurden.

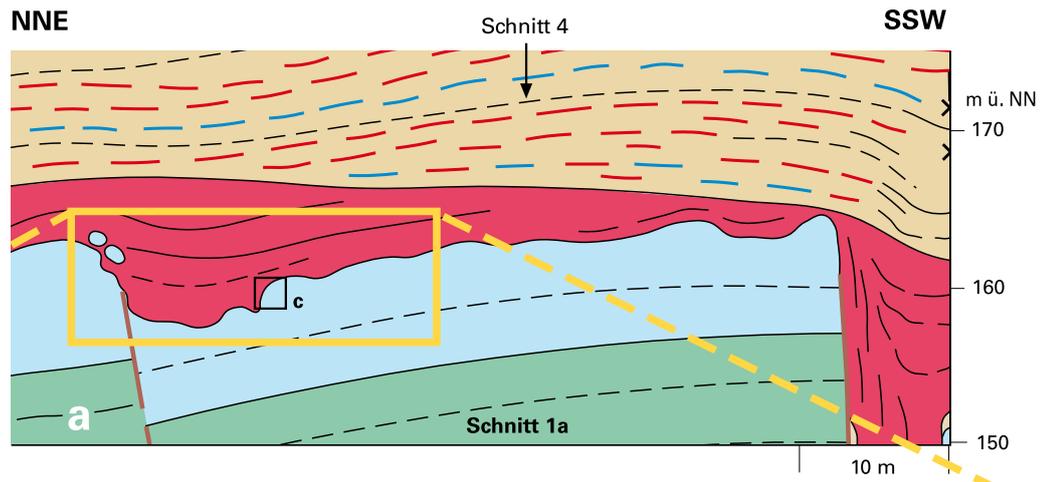


Abb. 7:
*Tonschieferlagen und Spalten
im Hangenden Flaserkalk*



Abb. 8:
neptunian dykes

Abb. 9:
 Aufschlüsse zwischen den
 Dolinen E und F im Top des
 Massenkalks (a: Schema-Skizze;
 b, c: Aufschluss-Fotos; Fossil-Fotos
 d: *Praemerocheras petterae*,
 e: *Cheiloceras sacculum subplanatum*,
 beide bestimmt von BECKER, Münster)



Der Massenkalk ist im Hangenden eines W – E streichenden, steil aufgerichteten Sattels schwellenartig schichtreduziert (vgl. Kap. 2). Eine Anlage dieser Aufwölbung aus der ursprünglichen Riffgeometrie lässt sich zwar nicht ausschließen, es gibt hierfür bislang jedoch keine konkreten Hinweise. Unabhängig von dieser Frage ist jedoch das in diesem Bereich (Dolinen B – D) gehäufte Auftreten der beschriebenen EW bis 70° nahezu parallel zueinander und nahezu bankrecht angelegten Strukturelemente zu bewerten. Es weist auf eine starke (lokale) Dehnungsspannung in N-S-Richtung am Ende der Riffbildung hin. Möglicherweise handelt es sich um eine antithetische Flexur (Rollover). D. h. sie könnte während des Oberdevons als nach N einfallende Flexur angelegt und während der variszischen Einengungstektonik in überkippte Lagerung und eine nordvergente Überschiebung an der Nordflanke des Rützkauen-Sattels transformiert worden sein. Vergleicht man die Ausbildung des Rützkauen-Sattels an der Basis und am Top des Massenkalks, von der Westseite bis zur Ostseite des Steinbruchs, dann erscheinen diese auf den ersten Blick wie zwei verschiedene Sättel mit unterschiedlichem Streichen: Oben lässt sich eine breite Sattelumbiegung mit ca. WSW-ENE-Verlauf beobachten, die sich auch im geologischen Kartenbild gut erkennen lässt (Abb. 4). Das führte in der Vergangenheit zur Ansprache des Rützkauen-Sattels als typische variszische Faltenstruktur. Unten weist der eng gefaltete Schieferkeil-Sattel jedoch ein deutlich ausgeprägtes W-E-Streichen auf, was im Widerspruch zum regionalen Bild des variszischen Faltenbaus steht.

Das scheinbare Paradoxon zweier um ca. 30° unterschiedlich streichender Sattelachsenrichtungen in ein und derselben Faltenstruktur hängt mit engräumiger Stockwerktektonik zusammen und lässt sich faltengeometrisch folgendermaßen lösen: Es liegt eine einheitlich stark nach E abtauchende Sattelstruktur vor, deren Nordflanke im oberen Teil, am Top des Massenkalks, die Geometrie einer weit gespannten Koffersattel-Umbiegung hat. Nach unten und zum Liegenden des Massenkalks hin geht diese Flanke teils kontinuierlich, teils disharmonisch in eine steile bis überkippte Lagerung über, wie sie auch am Schieferkeil-Sattel beobachtet wurde. Konstruiert man in diese stark nordvergente „Koffersattel-Umbiegung“ eine Achsenebene, so ergibt sich ein Verlauf von deren Streichrichtung in ENE-WSW-Richtung aufgrund des starken östlichen Abtauchens der gesamten aufrecht stehenden E-W-Faltenstruktur (Abb. 4).

Dies ist ein Schnitteffekt unterschiedlich einfallender Umbiegungsachsen mit der Horizontalen bei einer Falte, die achsial stärker abtaucht. Diese Geometrie scheinbar divergierender Faltenachsen lässt sich bei achsial stärker abtauchenden Koffersätteln und ausgeprägter Stockwerktektonik gut beobachten. Da bislang hauptsächlich Mächtigkeitsschwankungen einzelner Schichtpakete nur in einem N-S-Profil beobachtet werden konnten, fehlen konkrete Aufschluss-Hinweise auf entsprechende stärkere Mächtigkeitsänderungen auch in anderen Richtungen (z. B. E-W). Allerdings gibt es bislang keinerlei konkreten Beleg auf eine Fortsetzung des Massenkalk-Vorkommens in W-Richtung zum Angertal (Hofermühle, LANGE 1993) hin, was sich bei erneuter Kartierung (PUCK 2012) bestätigte. Inwieweit ein solcher örtlicher Ausfall des gesamten 300 m mächtigen Massenkalk-Schichtpaketes die beobachteten disharmonischen Faltenstrukturen beeinflusst haben könnte, lässt sich mangels genauerer räumlicher Differenzierungshinweise nur schwer beurteilen und wird daher hier auch nicht weiter erörtert.

3.2 Nördlicher Abschnitt, Verkarstung und Lagerung in den Hangendschichten

Beim Aufschluss des Steinbruchs Rohdenhaus-Nord in früheren Jahren trat flächendeckend ein Grundhöcker-Karst mit einer nur begrenzten Zahl von größeren Dolinen auf, die selten mehr als 20 m Tiefe hatten. Beim Erreichen des Gebietes mit stark zunehmender Mächtigkeit der hangenden Velbert-Schichten auf der Ostböschung vertieften und vergrößerten sich die Dolinen auf den heute erreichten Aufschlussstand (vgl. Abb. 11 – 13). Im Hinblick auf die weitere tektonische Analyse und eine schlüssige Kartendarstellung der Hangendgrenze des Massenkalks wurde daher aus älteren Unterlagen eine grobe Grenze zwischen dem Grundhöcker- und dem Dolinen-Karst rekonstruiert und in den Abbildungen 4 – 6 dargestellt.

Die gesamte Ostböschung über dem Schieferkeil-Sattel ist im Hangenden außerordentlich stark verkarstet sowie durch tief reichende Dolinen gegliedert. In der Regel wird das Karstrelief von den mächtigen Velbert-Schichten überlagert (Abb. 5, Schnitte 1 u. 2), die jedoch (zwischen den Dolinen A u. B) nur an einer Stelle unmittelbar auf dem Kalkstein liegen (s. Kap. 2).

Gefüllt sind diese Dolinen meist mit unterschiedlich farbigen („bunt“, meist rot, braun, gelb) oder weißen kaolinitischen Tonsteinen, vermutlich Verwitterungs- und/oder Zersetzungsprodukte aus den Velbert-Schichten (vgl. RIBBERT 2011: S. 29). Vielfach wurde an der Basis und an Dolinenwänden auch weißer, entfestigter Kalk unterschiedlicher Dicke beobachtet. In einer großen Doline über der Verlängerung des Schieferkeil-Sattels war im weißen Tonstein ein Vorkommen von Bleiglanz aufgeschlossen, das im Mittelalter abgebaut wurde (Abb. 11; DROZDZEWSKI et al. 2012). Im engeren Kontakt zu den Velbert-Schichten bilden die bunten Tonsteine meist breite Aureolen, die die Umrisse der darunterliegenden Kalkstotzen zwischen den Dolinen markieren (Abb. 5: Schnitt 2 u. Abb. 13).

Die darüberliegenden, wenig zersetzten Velbert-Schichten fallen überwiegend mit ca. 30 – 40° nach E ein. Im nördlichsten Abschnitt, nördlich von Doline A, biegt ihr Schicht-Streichen kontinuierlich von NNW-SSE auf NNE-SSW um. Die Umbiegung des Streichens hat hier eine etwas andere Lage und auch einen engeren Radius als im westlich darunterliegenden Massenkalk (s. Kap 3.1). Diese Abweichung könnte sowohl auf eine leichte Winkeldiskordanz zwischen beiden Einheiten als auch auf disharmonische variszische Faltung zurückgeführt werden. Weiter südlich wurden einige kleinere Faltenstrukturen, Schichtverstellungen und Schieferungsflächen beobachtet, die sich mit ca. 70° streichenden Faltenachsen eindeutig der variszischen Faltung zuordnen lassen.

Die größte in den Velbert-Schichten nachweisbare Faltenstruktur hat hingegen mehr einen E-W- bis WNW-ESE-Verlauf. Unmittelbar über der Doline C ist sie als Spitzmulde mit 100°-Streichen aufgeschlossen und setzt sich – abgeflacht nach oben bzw. in der Böschung – noch auf ca. 100 m nach ESE fort. Nördlich dieser Mulde wurden eine größere und mehrere kleinere Flexuren mit denselben Richtungstendenzen beobachtet (s. Abb. 5: Schnitt 2). Die Schieferungsrichtung in diesen Strukturen pendelt zwischen E-W und ENE-WSW. Nach Bohrungsergebnissen scheint die Hangendgrenze des Massenkalks an dieser Stelle ebenfalls ungewöhnlich stark nach S abzufallen (s. Karte in Abb. 5).

Der vor allem hinsichtlich der Streichrichtungen relativ regelmäßige tektonische Bau der bisher beschriebenen Strukturen steht in starkem Gegensatz zu einigen Aufschlüssen, die engräumig (Meter bis Zehnermeter) stark wechselnde Schicht- und Schieferungsflächen aufweisen. Sie treten in der Nachbarschaft von den größeren Störungen auf (zwischen den Dolinen A und B sowie im Südteil von Doline D; Abb. 13). Weitere, mehr brekziöse Strukturbilder lassen sich wiederholt in den „bunten“ Tonsteinen der Dolinenfüllungen beobachten, wo Funde von Braunkohle, Feuersteingeröllen (RIBBERT 2011) u. a. die jüngeren Verkarstungsvorgänge belegen.

Nicht zuletzt dieser Vergleich der eingangs beschriebenen Strukturen mit den eindeutig jungen Verkarstungs- und Störungselementen legt die Deutung einer frühen Anlage dieser Strukturen und späteren Überprägung durch die variszische Faltung sowie durch jüngere Verkarstung und Störungen nahe.

3.3 Südlicher Abschnitt und oberdevonischer Karst

Südlich des bisher beschriebenen engeren Einflussbereichs des Rützkause-Sattels (südl. von Doline D; Abb. 6) ändern sich Tektonik und Verkarstung im Vergleich zum nördlichen Abschnitt stark. Zunächst biegt hier das Schichtstreichen an der Hangendgrenze des Massenkalks aus der NNE-SSW- in die WSW-Richtung um. Gleichzeitig nehmen die Verkarstung bzw. der Dolinenkarst erheblich ab, sodass hier ein primärer Kalk-Schiefer-Kontakt besteht. Leider konnten die Aufschlüsse im NE-Teil dieses Abschnitts nur sehr lückenhaft beobachtet werden. Auffällig sind zwei WNW-ESE-Störungen im Abstand von 100 m mit größerem dextralem Versatz der Hangendgrenze des Kalks als Blattverschiebungen und/oder als Südabschiebungen.

Die südliche dieser Störungen begrenzt nach S eine 30 – 40 m breite Scholle mit weiteren ähnlich streichenden, z. T. bleivererzten Störungen und ausgeprägten Dolinenkarst-Strukturen (Doline E). Zugleich tritt hier auch eine starke Entfestigung auf, die nicht nur große Teile der höheren Einheiten (Hangender Flaserkalk, „Iberg-Kalk“) betrifft, sondern auch die hangenden Schiefer am Nordrand der südlich anschließenden Scholle.

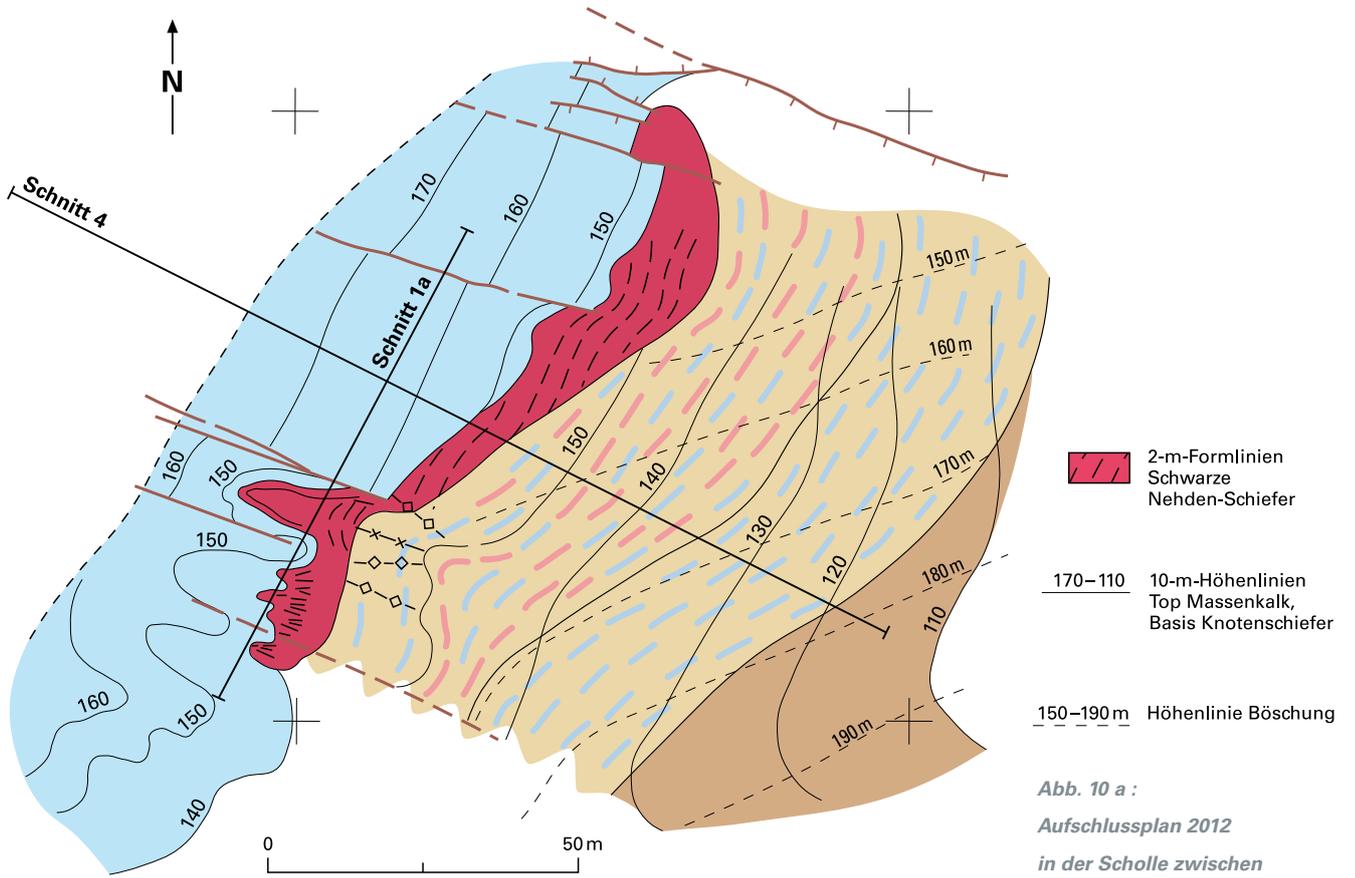


Abb. 10 a :
 Aufschlussplan 2012
 in der Scholle zwischen
 den Dolinen E und F
 (nähere Erläuterungen
 s. Kap. 3.3)

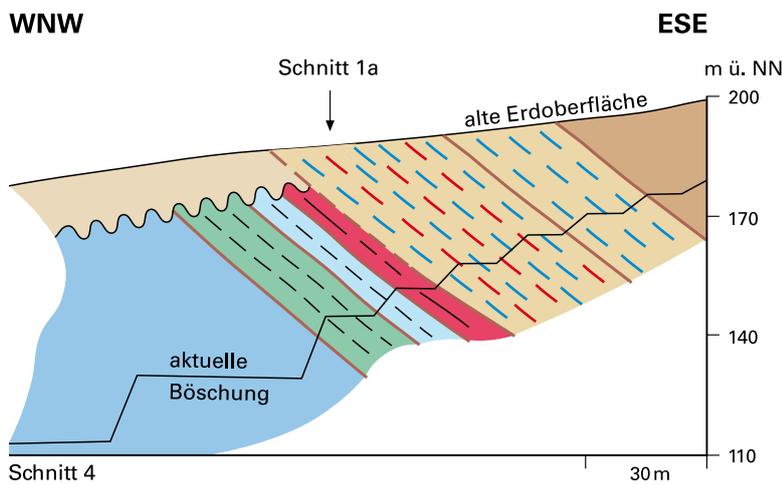
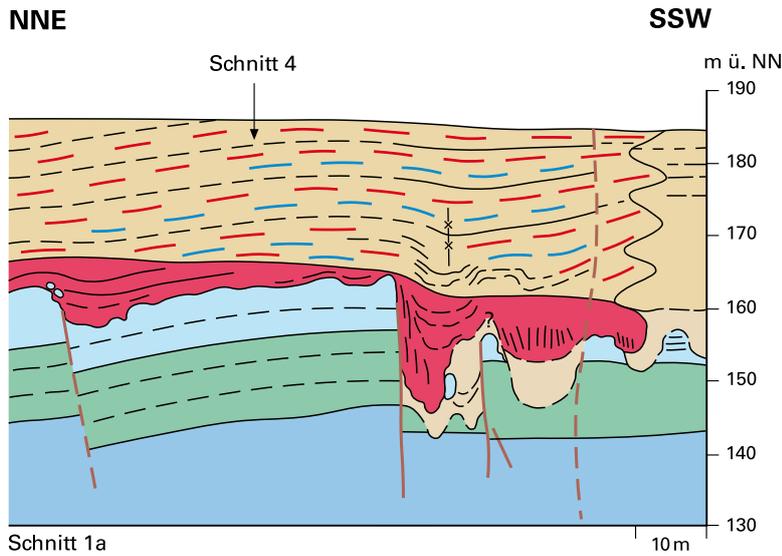


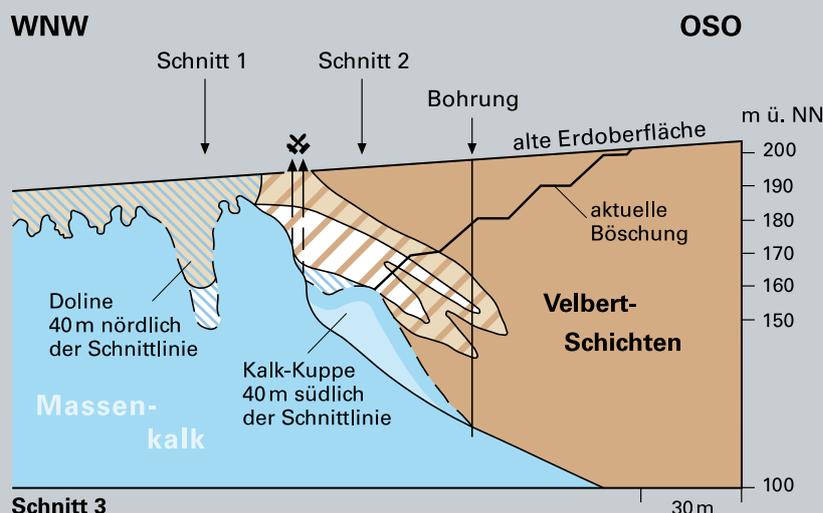
Abb. 10 b:
 Schnitte 1a und 4
 in der Scholle zwischen
 den Dolinen E und F

Hier biegt das Schichtstreichen wieder in die NNE-SSW-Richtung mit einem Einfallen von 30 – 40° nach ESE. Mit 90 m Breite ist die ganze südliche Scholle tektonisch nur sehr wenig gestört und zur Tiefe hin kaum verkarstet. Wie im N wird sie auch im S von einer 30 m breiten, WNW – ESE verlaufenden gestörten Zone begrenzt, die jedoch hauptsächlich Paläokarst-Merkmale aufweist (Doline F, s. im Folgenden). Daran schließt sich nach S ein bis zum südlichen Aufschlussende am Süden des Schnitts 1 (Abb. 6) durchgehend „jung“ verkarsteter Bereich an, da offenbar nur Grundhöcker-Karst auftritt.

Auch in der dazwischenliegenden alt angelegten Doline F reicht die hier untergeordnet auftretende junge Verkarstung nicht in größere Tiefe (Abb. 6 u. 10 b). Wie die meisten der anderen beobachteten Dolinen wird diese Struktur durch steile ESE – WNW streichende Störungs- oder Klufflächen seitlich begrenzt. Im Vergleich zu den nördlich anschließenden Verhältnissen hat der Kalkstein im Bereich der Doline dieselben Lagerungsverhältnisse (ca. 30 – 40° Einfallen nach ESE). Er wurde hier durch den Verkarstungsprozess auf 30 m Breite bis ca. 10 und 20 m Tiefe unter der ursprünglichen Hangendgrenze herausgelöst. In der entstandenen Lücke finden sich jetzt hauptsächlich stark zersetzte, z. T. auch silifizierter Tonschiefer mit meist entfestigten dünnen Kalkbänken bzw. -linsen. Daneben treten vor allem talwärts nach W zunehmend auch jüngere Karstmerkmale wie Lehm, heller Sand u. a. auf.

Die Tonschiefer weisen überwiegend steile Lagerung mit ESE-WNW-Streichen auf (s. Abb. 10). An der nördlichen Grenzfläche geht die steile Lagerung nach oben in einen kleinen flexurartigen Sattel über und verbindet sich auf diese Weise geometrisch mit den „normalen ungestörten“ Lagerungsverhältnissen auf der Nordscholle. Auch aufgrund dieses räumlichen Zusammenhangs handelt es sich bei diesen zersetzten Schiefen wahrscheinlich um die Schwarzen Nehden-Schiefer. Südlich an diesen Sattel anschließend, scheinen die Strukturen in den Tonschiefern die unregelmäßige Morphologie des darunterliegenden Karsts nachzuzeichnen. In den darüber folgenden Kalkknotenschiefern wurden noch zwei kleine E – W streichende Mulden und ein Sattel beobachtet.

Zur Verdeutlichung der räumlichen Zusammenhänge wurde die im Jahre 2012 z. T. großmaßstäbig aufgenommene Aufschlussituation detailliert dargestellt. Im Lageplan (Abb. 10 a) werden die damalige flächige Verbreitung bzw. der Ausstrich des Massenkalks und der hangenden stratigraphischen Einheiten im Niveau der Sohle zwischen 145 und 155 m im NW sowie an der Böschung im SE, deren Morphologie mittels gestrichelten Höhenlinien angedeutet ist, dargestellt. Zur Dokumentation der unterschiedlichen Lagerungsverhältnisse in den einzelnen lithostratigraphischen Einheiten wurden Höhenlinien der Hangendgrenze des Massenkalks und der Grenzfläche zwischen Schwarzem Nehden-Schiefer und Kalkknotenschiefer eingetragen. Sie wurden aus den Aufschlüssen und den gemessenen tektonischen Einzelwerten der Schichtung rekonstruiert und im Schwarzen Nehden-Schiefer um entsprechende Formlinien mit 2-m-Intervallen (nach MEYER 1982) ergänzt. Dementspre-



214
 Abb. 11 :
 Schnitt 3 (Lage s. Abb. 5),
 Geologie im Bereich des
 mittelalterlichen Bergwerks
 (Legende s. Abb. 6)

chend wurde auch die Lagerung in den Schnitten 1 a und 4 aus den flächigen aktuellen Aufschlüssen heraus nach oben konstruiert (Abb. 10 b). Dabei wurden insbesondere die in der Schnittlinie 1 b aufgeschlossenen Faltenstrukturen in den unteren Kalkknotenschiefern berücksichtigt.

Nach oben verflachen die tiefer beobachteten Faltenstrukturen innerhalb weniger Zehnermeter und schließen sich vollkommen an die ruhige Lagerung in der nördlichen Scholle (zwischen den Dolinen E und F) an. Das Streichen der beobachteten Falten pendelt um die E-W-Richtung, die Schieferung hat jedoch in ihnen eine flächendeckend einheitliche variszische 70°-Richtung, wie auch in der weiteren Umgebung dieser Aufschlüsse. Eine schwache Überprägung der „alten Karsttektonik“ durch die jüngere kompressive variszische Faltung, z. B. in Form von Kleinfalten, konnte am Kalk/Schiefer-Kontakt auf der „ruhigen“ Nordscholle beobachtet werden (Abb. 9). Ähnliche Tendenzen zeigen sich auch in den neuen Aufschlüssen am Schieferkeil-Sattel im Liegenden des Massenkalks.

Jüngste Aufschlüsse zeigten im November 2013 an der Basis der unteren Kalkknotenschiefer einen gering mächtigen (1 m), etwas zersetzten Tonsteinhorizont mit z. T. lagigen Quarzanreicherungen, der den Übergang von der Nordscholle zur Doline F flach nach oben abschloss. Dabei wurde auf der Nordscholle eine flache Winkeldiskordanz zu den Schwarzen Nehden-Schiefern, die auf die Dolinenstörung zu nach S fast vollständig auskeilen, deutlich. Südlich der Dolinenstörung begrenzt dieser Horizont die steile Lagerung der Schiefer im Liegenden gegen die flachwellige Faltung der Kalkknotenschiefer im Hangenden (Abb. 10 b: Schnitt 1a).

Die Nordgrenze der Doline F ist auf mindestens 10 m Höhe zwischen Kalk und dunklem Tonstein als sehr ebene, steil nach S einfallende Fläche (mit einem Versatz von einigen Metern) ausgebildet und endet an jenem zersetzten Tonsteinhorizont ohne irgendwelche Fortsetzung nach oben. Die Südgrenze hingegen weist eine sehr unregelmäßige Karstmorphologie auf, die an verschiedenen Stellen ebenfalls durch dunklen Tonstein ausgekleidet bzw. gefüllt ist. Die ursprünglich auch als parallel zur Nordgrenze verlaufende Störung gedeutete Südgrenze ist anscheinend nur als Kluftsystem ausgebildet, das im Kalk durch jüngere Verkarstungsflächen und in den hangenden, unterschiedlich zersetzten Tonsteinen durch Quarzmineralisierung geprägt wurde.

Insgesamt bestätigen diese Beobachtungen die Entstehung der nördlichen Grenzstörung der Doline F noch vor der Ablagerung der Kalkknotenschiefer und auch die Verkarstung und Füllung der nach S abgesunkenen Scholle mit älteren Schiefen, wahrscheinlich Schwarze Nehden-Schiefer. Gleichzeitig wird hier aber auch deutlich, wie eine alte angelegte Struktur lateral nach S in ein jüngeres KarstszENARIO übergehen kann (Abb. 10 b: Schnitt 1 a).



*Abb. 12:
Grundhöcker- und
Dolinen-Karst,
Steinbruch
Rohdenhaus-Nord
im Jahre 2002;
Blick nach Westen*



Abb. 13:
Dolinenkarst auf
der Ostböschung,
Doline D mit
Schwarzen
Nehden-Schiefern

4 Schlussfolgerungen

Der im Steinbruch Rohdenhaus-Nord aufgeschlossene Rützkausen-Sattel ist seit langem als Teilsattel des Velberter Sattels bekannt. Die dabei aufgeschlossenen geologischen Strukturen ließen sich jedoch im Detail mit dem bekannten regionaltektonischen Strukturbild nur schwer in Einklang bringen. Der im oberen Teil des Massenkalks weitspannig ausgebildete, nach ENE abtauchende Sattel geht im Liegenden in einen fast isoklinalen Spitzsattel über, der mit ca. 30° nach E abtaucht und damit einen anderen, nämlich einen E – W gerichteten Verlauf hat. Darüber hinaus treten in diesem Bereich unter den hangenden Velbert-Schichten ungewöhnlich zahlreiche E – W streichende, steil einfallende Störungen, Spalten und Kluffflächen auf, an die große Dolinen mit sehr unterschiedlichen Füllungen gebunden sind.

Mit dem folgenden geologischen Modell wird versucht, die scheinbar schlecht zueinander passenden Beobachtungen in einen gemeinsamen kausalen Zusammenhang zu bringen: Während und gegen Ende der Riffbildung im Oberdevon bildete sich eine sattelförmige Aufwölbung mit E – W bis 110° streichendem Verlauf. Sie führte auf der Nordflanke zu erhöhter Ablagerung des Hangenden Flaserkalks und des „Iberg-Kalks“. Nach den bisherigen Beobachtungen lässt sich daraus eine Verkippung dieser Flanke im Oberdevon vor Ablagerung der Velbert-Schichten um bis zu ca. 15° ableiten. Vermutlich primäre Mächtigkeitsschwankungen im oberen Abschnitt des Massenkalks treten wahrscheinlich auch auf der Südflanke auf, lassen sich dort jedoch wegen fazieller Änderungen lithostratigraphisch nicht sicher ansprechen.

Die tektonische Mechanik einer oberflächennahen Dehnung dieser Sattelaufwölbung spiegelt sich auch im gehäuftem Auftreten von parallel verlaufenden neptunian dykes in der engeren Sattelzone wider: Das erste Aufreißen von E-W-Spalten der oberdevonischen Sattelaufwölbung begann bereits gegen Ende der Riffbildung in der späten Adorf-Stufe bzw. im Frasnium, als der Riffkomplex absank bzw. im Zuge der Ober-Frasnium-Transgressionen überflutet wurde. Es setzte sich bis in die tiefere Nehden-Stufe fort. Gegen Ende der Sattelaufwölbung in der oberen Nehden-Stufe öffneten sich neben den Längsklüften auch Schichtfugen zwischen einzelnen Kalkbänken, die nachfolgend mit Sedimenten gefüllt wurden. Darüber hinaus kann auch synsedimentäre Kleintektonik in Zebrakalk-Bänken des tieferen Massenkalks auf frühe tektonische Bewegungen hinweisen. Ob und in welchem Ausmaß die tektonisch gedeutete Aufwölbung auch durch das Relief des Riffs beeinflusst wurde, bleibt mangels konkreter Hinweise derzeit noch offen.

Eine räumliche und zeitliche genaue Fixierung tektonischer Aktivität mit Spaltenbildung in WNW-ESE-Richtung und Verkarstung an der Frasnium/Famennium-Grenze bieten hingegen die Aufschlüsse im Süden der Ostböschung (südlich von Doline E): Der Massenkalk weist hier in den obersten Abschnitten starke Schichtenreduktionen auf und schließt am Top mit einer welligen Schichtlücke über dem Oberen Kellwasser-Horizont ab. In diesem Zeitraum entstand die tektonisch kontrollierte und begrenzte Doline F und füllte sich mit Schwarzem Nehden-Schiefer. Die darüber folgenden regressiven Bänke mit *Praemeroceles* und die Kalkknotenschiefer überlagern diese Struktur teilweise diskordant und belegen damit ihr rein oberdevonisches Entstehungsalter. Bei diesem Prozess entstanden an der Basis der Kalkknotenschiefer Kleinfalten, die später variszisch noch geringfügig überprägt wurden.

Bei allen anderen großen Dolinen war eine so sichere Ansprache nicht möglich, da hier an den alten Kluft- und Störungsflächen vielfach auch jüngere tektonische Bewegungen stattfanden. Die Verkarstungsvorgänge wiederholten sich zu unterschiedlichen Zeiten, besonders an den tektonisch vorgezeichneten Stellen, z.T. verstärkt durch hydrothermale Prozesse. Es gibt jedoch verschiedene indirekte Hinweise auf eine ebenfalls frühe Anlage der großen Dolinen und eine erosiv bedingte unruhige Morphologie in diesem Bereich der Sattelaufwölbung. So deuten bei der großen Doline D der in WNW-ESE-Richtung der lineare Mulden-Charakter und die sehr geringen Abweichungen der Schieferung von der 70°-Streichrichtung auf eine überwiegend prävariszische Anlage dieser Struktur hin.

Das lokale Auftreten der Schwarzen Nehden-Schiefer in den Dolinen A und D sowie der Kalk/Schiefer-Kontakt zwischen den Dolinen A und B weisen auf eine größere lithostratigraphische Schichtlücke über dem damaligen Sattelhöchsten hin. Rekonstruiert man die Hangendgrenze des Massenkalks in der Sattelumbiegung von der steilen in die flache Lagerung nach Süden (Abb. 2 u. 5: Schnitt 1), so ergibt sich sogar ein theoretischer synsedimentärer und/oder erosiver Schichtausfall von ca. 100 m. Diese Tendenz spiegelt sich möglicherweise auch in dem zwischen den Dolinen B und C festgestellten engen Kontakt zwischen dem hier spezialgefalteten Liegenden des Hangenden Flaserkalks und einer obersten Kalkbank wider. Ob diese Konstellation auch ein Hinweis auf eine sehr frühe kompressive Komponente bei der Entstehung der örtlichen Faltenstrukturen sein könnte, lässt sich aus den bisherigen Aufschlüssen (noch) nicht ableiten.

Die erosiven Effekte und die (submarine?) Verkarstung hängen vermutlich mit der anzunehmenden Landnähe nördlich des Wülfrather Riffes während des Oberdevons zusammen, wobei übergeordnete Trans- und Regressionsphasen (z. B. Phasen der Kellwasser- und Condroz-Events; z. B. BECKER 1993, CHEN & TUCKER 2004, PIECHA 2002) deutliche Effekte bewirkten. Die Landnähe belegen Autobahnaufschlüsse an der im Bau befindlichen A 44 in Heiligenhaus-Hülsbeck (5 km östlich vom Stbr. Rohdenhaus), wo am Top des Massenkalks in größerem Umfang Quarzgeröll führende Kalksteine auftreten (s. auch RIBBERT 1998, RIBBERT & PIECHA im Druck). Aus der Landnähe kann auf Zuflüsse von Süßwasser in die randmarinen Karbonatgesteine geschlossen werden, die zu einer Verkarstung führen können (BONEM 1988).

Die oberdevonischen, W – E streichenden Störungen und neptunian dykes im Steinbruch Rohdenhaus-Nord haben überregionale Analogien im östlichen Rheinischen Schiefergebirge. Im Briloner Riff (BRINCKMANN et al. 2014) und im Warsteiner Riff (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984, 1989) folgen die Rifffazien einem W – E gerichteten Schollenmuster, das offensichtlich von synsedimentären Störungselementen gesteuert wurde. Auch die spätere Ausgestaltung bei der variszischen Faltung führte z. B. im Briloner Sattel mit nahezu isoklinaler Faltung an der Massenkalkbasis und flacher Struktur im hangenden Massenkalk (BRINCKMANN et al. 2014) zu Faltenbildern, die stark an den disharmonischen Faltenbau im Wülfrather Rützkause-Sattel erinnern.

Zusammenfassend kann man feststellen: Der Rützkause-Sattel wurde im Oberdevon (Grenzbereich Frasnium/Famenium) als sattelförmige Aufwölbung angelegt. Dabei sind zahlreiche E – W bis WNW – ESE streichende, steil einfallende tektonische Flächen (Spalten, Klüfte, Störungen) entstanden. Dieser tektonische Akt wurde von Sedimentations- und Verkarstungsprozessen in der finalen und post-Riff-Zeit begleitet und vor Ablagerung der Velbert-Schichten abgeschlossen. Die meisten jüngeren tektonischen Bewegungen haben anscheinend hauptsächlich die alt angelegten Strukturelemente reaktiviert oder verstärkt. Bei der variszischen Hauptfaltung wirkte die Sattelaufwölbung an der Massenkalkbasis als lineare Schwächezone und damit als Vorprägung für die heutige disharmonische Sattelform. Auch im weiteren Verlauf der Erdgeschichte dürfte diese Struktur ihre besondere Bedeutung behalten haben. So ist es wohl kein Zufall, dass genau im östlichen Fortstreichen des Sattels im stark verkarsteten Hangendkontakt des Massenkalks eine intensive Bleivererzung stattfand.

Dank: Ein besonderer Dank gilt der Betriebsführung und den Mitarbeitern der Fa. Rheinkalk für die Genehmigung sowie die informelle und praktische Unterstützung der geologischen Aufnahmen im Steinbruch Rohdenhaus. Herzlich möchten wir auch den Kollegen und Kolleginnen des Geologischen Dienstes NRW für manche fachliche und auch praktische Hilfe, Hinweise, Fossilbestimmungen und Diskussionen ebenso wie anderen fachlich interessierten Personen danken. Stellvertretend seien genannt: Prof. Dr. R. T. BECKER und Dr. M. PIECHA.

5 Literatur

- BECKER, R. T. (1993): Stratigraphische Gliederung und Ammonoiten-Faunen im Nehdenium (Oberdevon II) von Europa und Nord-Afrika. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenb., **155**: 405 S.
- BECKERT, J. (2010): Conodonten-Biostratigraphie und Dünnschliffanalyse oberdevonischer Karbonate des Rheinischen Schiefergebirges. – Bakkalaureatsarbeit, Bergakademie Freiberg.
- BONEM, R. M. (1988): Effects of submarine karst development on reef succession. – Proc. 6th International Coral reef Symp., Australia, **1988**: Vol. 3: 419 – 423.
- BREDDIN, H. (1934): Mittel- und Oberdevon im Gebiete des Velberter Sattels. – N. Jb. Min., Geol. u. Paläont., Beil.-Bd., **B 71**: 339 – 369; Stuttgart.
- BRINCKMANN, J.; STOPPEL, D.; LUPPOLD, F. W. (2014): The geology of the Brilon Reef Complex, Rhenish Schiefergebirge, Germany. – Geol. Jb., **16**; Hannover.
- CHEN, D.; TUCKER, M. (2004): Palaeokarst and its implication for the extinction event at the Frasnian-Famennian boundary (Guilin, South China). – J. Geol. Soc., **161**: 895 – 898; London.
- CLAUSEN, C.-D.; LEUTERITZ, K. (1984), mit Beitr. von ERKWOH, F.-D.; KAMP, H. VON; REHAGEN, H.-W.; WEBER, P.; WOLF, M.: Erläuterungen zu Blatt 4516 Warstein. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4516**: 155 S., 20 Abb., 14 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- CLAUSEN, C.-D.; LEUTERITZ, K. (1989): Spalten und ihre Füllungen in den Carbonatgesteinen des Warsteiner Raumes (nordöstliches Rheinisches Schiefergebirge). – Fortschr. Geol. Rhld. u. Westf., **35**: 309 – 391; Krefeld.
- DROZDZEWSKI, G.; HARTKOPF-FRÖDER, CHR.; LANGE, F.-G.; OESTERREICH, B.; RIBBERT, K.-H.; VOIGT, ST.; WREDE, V. (1998): Vorläufige Mitteilung über unterkretazischen Tiefenkarst im Wülfrather Massenkalk (Rheinisches Schiefergebirge). – Mitt. Verb. dt. Höhlen- u. Karstforsch., **44**: 53 – 66; München.
- DROZDZEWSKI, G. (2007): Lagerstätten nutzbarer Festgesteine in Nordrhein-Westfalen. – 163 S., 74 Abb., 10 Tab., 1 Kt.; Krefeld (Geol. Dienst NRW).
- DROZDZEWSKI, G.; JUCH, D.; HECKMANN, H. (2012): Hochmittelalterliches Bergwerk in Wülfrath-Rützkausen entdeckt. – Archäologie im Rheinland, **2011**: 162 – 164; Bonn.
- FELIX-HENNINGSSEN, P. (1990): Die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke (MTV) im Rheinischen Schiefergebirge. – Relief, Boden, Paläoklima, **6**: 192 S.; Berlin, Stuttgart.
- HOENEN, K. (1972): Fazielle, stratigraphische, tektonische und paläogeographische Untersuchungen im nordöstlichen Wülfrather Sattel. – Dipl.-Arb.: 72 S., 10 Anl.; Braunschweig. – [unveröff.]
- KARRENBERG, H. (1954): Zur Stratigraphie und Tektonik des Velberter Sattels. – Geol. Jb., **69**: 11 – 26; Hannover.
- KARRENBERG, H. (1965): Das Alter der Massenkalk im Bergischen Land und ihre fazielle Vertretung. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **9**: 695 – 722; Krefeld.
- KREBS, W. (1968): Facies types in Devonian backreef limestones in the eastern Rhenish Schiefergebirge. – In: MÜLLER, G.; FRIEDMANN, G. M. [Hrsg.]: Recent developments in carbonate sedimentology in central Europe: 186 – 195, 1 Abb., 2 Tab., 2 Taf.
- LANGE, G. (1993): Revisionskartierung der GK25, 4607. – Archiv des GLA NRW: **G E 4607/001**, Krefeld.
- MEYER, W. (1982): Geologisches Zeichnen und Konstruieren. – Clausthaler Tektonische Hefe, **17**: VIII + 90 S., 60 Abb., 1 Beil., Clausthal.
- NOWAK, H. (2012): Paläoökologie und Faziesanalyse des devonischen Riffkomplexes von Wülfrath. – Masterarbeit, Uni Münster. – [unveröff.]
- PAECKELMANN, W. (1924): Der geologische Bau des Velberter Sattels in der Gegend von Wülfrath (Rheinl.). – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **44**: 243 – 279; Berlin.
- PAECKELMANN, W. (1934): Kritische Bemerkungen zu den Ausführungen von Hans Breddin über „Mittel- und Oberdevon im Gebiete des Velberter Sattels“. – N. Jb. Min., Geol. u. Paläont., Beil.-Bd., **B 73**: 312 – 340; Stuttgart.
- PAECKELMANN, W. (1942): Die Flinzschiefer des Bergischen Landes und ihre Beziehungen zum Massenkalk. – Decheniana, **101**: 108 – 116; Bonn.
- PAECKELMANN, W. (1928): Blatt Velbert. – Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Lief. 274, Nr. 2650, 109 S.; Berlin.
- PIECHA, M. (2002) A considerable hiatus at the Frasnian/Famennian boundary in the Rhenish shelf region of northwest Germany. – Palaeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **181**: 195 – 211
- PUCK, N. (2012): Geologische Kartierung im Bereich der Riffe von Hofermühle (Blatt Heiligenhaus, Bergisches Land, NRW). – B.Sc.-Abschlussarbeit, WWU Münster: 40 S. + 4 Kt. – [unveröff.]
- RIBBERT, K.-H. (1998): Die grobklastische und karbonatische Sedimentation im tiefen Oberdevon am Nordrand des Velberter Sattels. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **37**: 381-391; Krefeld
- RIBBERT, K.-H. (2011): Sedimente des Paläokarsts im devonischen Massenkalk von Wülfrath. – scriptum, **20**: 64 S., 41 Abb., 5 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- RIBBERT, K.-H.; LANGE, F.-G. (1993): Klastika und Carbonate im Mittel- und Oberdevon des Velberter Sattels. – Dt. geol. Ges., 145. Hauptversamml., Exkursionsführer: 5 – 16; Krefeld.
- RIBBERT, K.-H.; PIECHA, M. (im Druck): Stromatolites from a near-shore Late Devonian carbonate platform in the northwestern part of the Rheinisches Schiefergebirge (Velbert Anticline, Germany). – Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments.
- STÄDTER, T. (1989): Mikrofazies, Strukturverhältnisse und Diagenese der Wülfrather Kalksteinlagerstätte (Devon, Rheinisches Schiefergebirge). – FACIES, **21**: 57 – 98; Erlangen.

Die Datenbank „LithoLex“, ein Lexikon lithostratigraphischer Einheiten in Deutschland

MARTIN HISS

LithoLex ist eine dynamische Datenbank, in der Beschreibungen lithostratigraphischer Einheiten in Deutschland erfasst und über das Internet einem breiten Nutzerkreis zugänglich gemacht werden. Länderübergreifende Geoinformationen für Deutschland vorzuhalten ist eine der Aufgaben der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), die daher auch die LithoLex-Datenbank pflegt und im Internet bereitstellt. Sie ist über folgenden Link erreichbar: <http://www.bgr.bund.de/litholex>. Fachlich wird LithoLex von der Deutschen Stratigraphischen Kommission (DSK) betreut. Die jeweils zuständigen stratigraphischen Subkommissionen koordinieren die Bearbeitung und Erfassung einzelner Beiträge. Hier erfolgen auch die inhaltliche und die formale Prüfung sowie die Freigabe.

LithoLex startete im Sommer 2006 mit zunächst nur 80 Datensätzen. Seitdem ist der Datenbestand stark gewachsen. Er wird auch weiterhin ausgebaut und ständig aktualisiert. Mit Stand von Februar 2014 sind 636 Datensätze aus allen Erdzeitaltern und aus allen Regionen Deutschlands vorhanden (Abb. 1). Das ist bisher etwas weniger als die Hälfte der in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland (STD 2002) verzeichneten Einheiten. Weitere Beschreibungen sind in Bearbeitung. Im Endausbau sollen möglichst alle allgemein

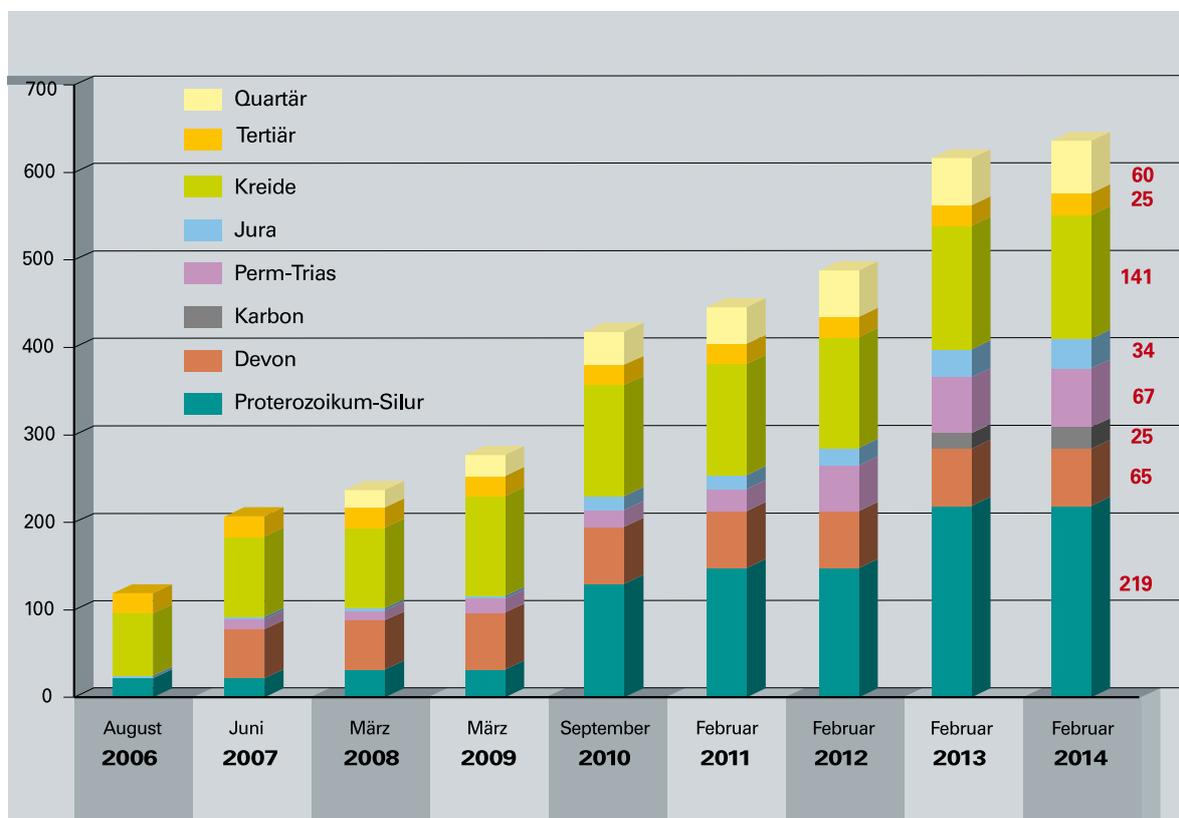


Abb. 1:

Seit 2006 ist die Zahl der Datensätze in LithoLex stetig gewachsen. Heute sind Beschreibungen lithostratigraphischer Einheiten aus allen Systemen vorhanden (Aktuelle Zahlen in Rot).

gebräuchlichen Einheiten bis zum Formationsrang (Gruppen, Subgruppen, Formationen) in jeweils eigenen Datensätzen erfasst sein, wobei Untereinheiten (Subformationen und Bänke) in der Regel zusammen mit der übergeordneten Formation beschrieben werden. Ziel ist es, den derzeitigen Status quo der lithostratigraphischen Einheiten darzustellen, die als Kartiereinheiten in geologischen Karten verwendet werden, auch wenn ihre formale Festlegung noch aussteht und sie derzeit nur informellen Charakter haben oder sich in einem revisionsbedürftigen Zustand befinden.

Grundlage für die Beschreibungen in LithoLex sind die bereits gedruckten beziehungsweise in Arbeit befindlichen Bände der „Stratigraphie von Deutschland“, die Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002 und die zugehörigen Erläuterungen sowie weiterführende regionalgeologische Literatur, insbesondere Erläuterungen zu geologischen Karten. Die Bearbeitung und Erfassung der Beiträge erfolgt zunächst dezentral, ehe diese dann in der eigentlichen Internet-Datenbank zusammengeführt und veröffentlicht werden. Die Datensätze sind einheitlich strukturiert und enthalten sowohl Pflicht- und fest vorgegebene Auswahlfelder als auch die Möglichkeit, freie Texte einzugeben. Zusätzlich kann auch eine Anlagedatei mit Abbildungen angefügt werden.

Die Internet-Datenbank ermöglicht über verschiedene Such- und Auswahlmenüs rasches, komfortables Recherchieren und Nachschlagen und liefert die vorhandenen Informationen zu den Einheiten. Es besteht uneingeschränktes Leserecht für alle freigegebenen Datensätze. Ausdrucken ist möglich, alle Daten sind zitierfähig. Die monatlichen Internet-Zugriffe auf LithoLex belegen die Akzeptanz und intensive Nutzung dieser Datenbank (Abb. 2).

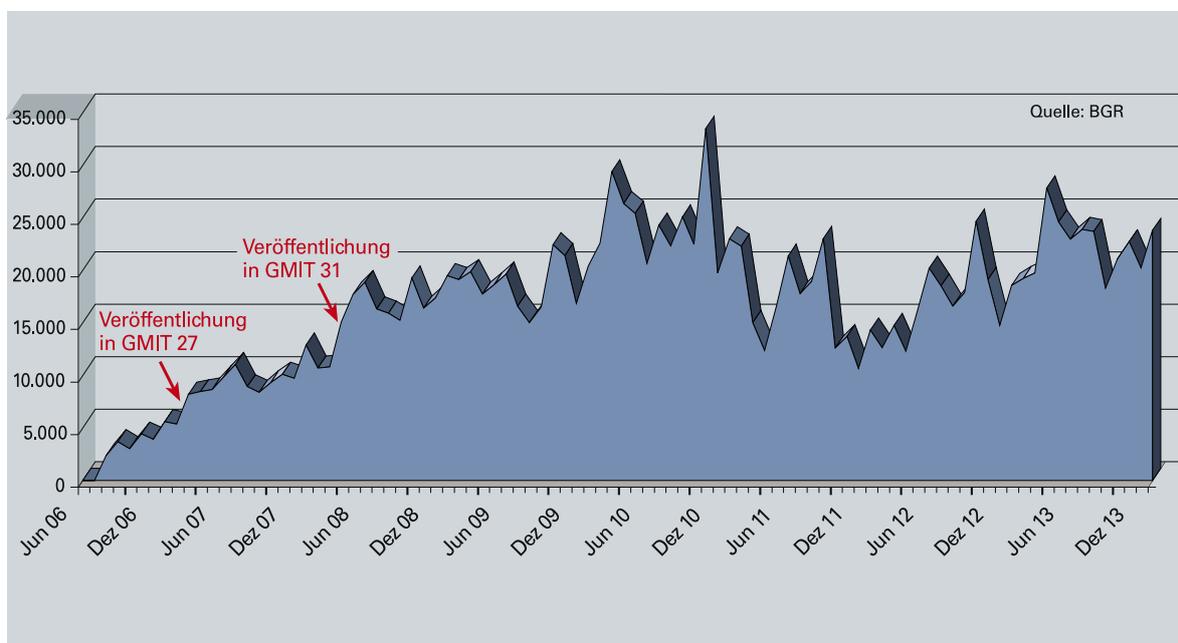


Abb. 2:
Die Zahlen der monatlichen Internetzugriffe auf LithoLex zeigen die Akzeptanz der Datenbank.

Ableitung von Korngrößenverteilungen aus textbasierten Bohrgutbeschreibungen zur flächenhaften Abschätzung von Rohstoffvorkommen und Baugrundeigenschaften

MICHAEL NAUMANN, JOACHIM FRITZ, CARSTEN SCHWARZ

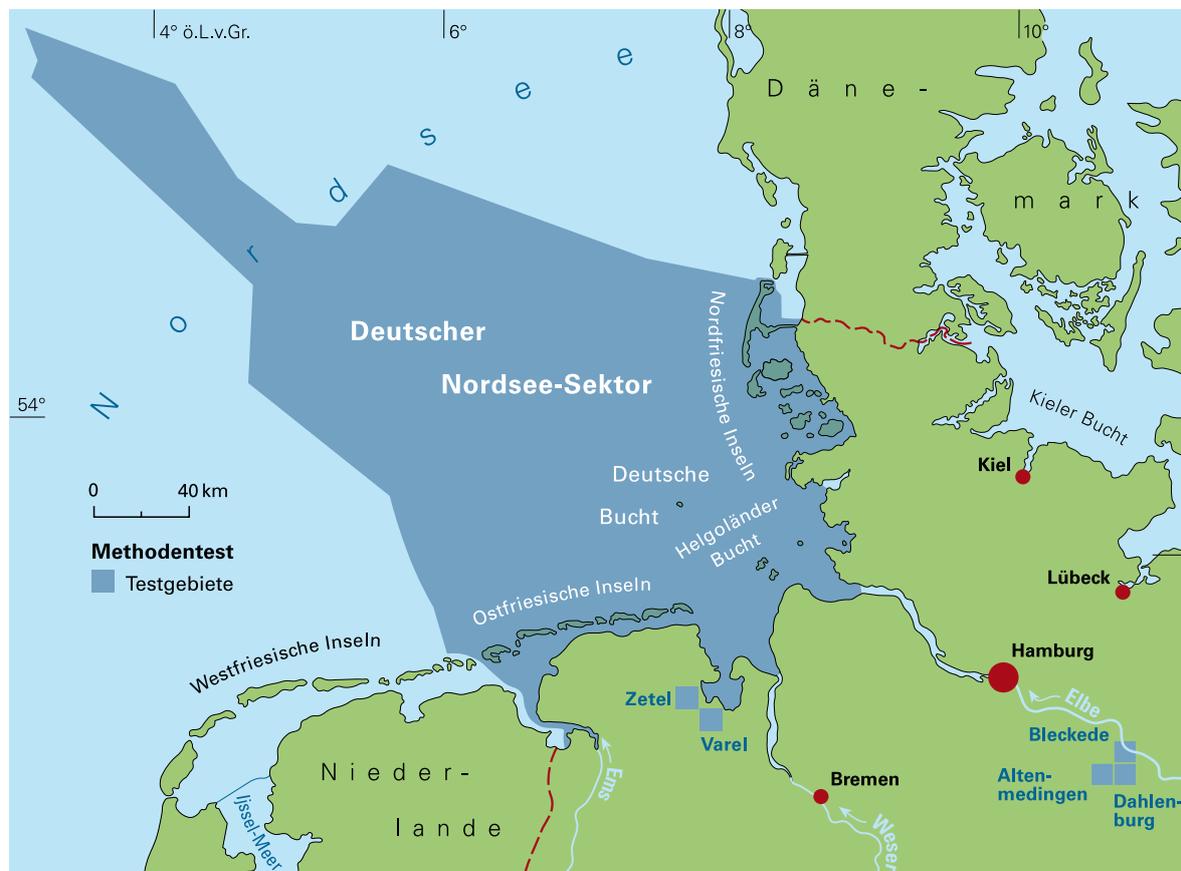
Im Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG) werden Angaben zu Korngrößen und Gemengeanteilen von in Bohrungen erkannten Schichteinheiten entweder in laborbasierten Korngrößenanalysen oder aufgrund von makroskopischer Abschätzung („Fingerprobe“) während der Geländearbeit ermittelt. Die Ergebnisse werden entweder als Laborbefund oder als in Kürzeln verschlüsselte textbasierte Beschreibungen in Datenbanken (z. B. Bohrdatenbank, Labordatenbank) gespeichert. Für eine systematische Zusammenführung und Nutzung der Ergebnisse aus diesen beiden Bestimmungsverfahren zu Korngrößenanteilen und Materialzusammensetzung von Sedimentproben wurde eine Methode zur Ableitung von Korngrößenverteilungen entwickelt (NAUMANN et al. eingereicht). Diese Methode wandelt die in Kürzeln verschlüsselte makroskopische Bohrgutbeschreibung in berechenbare Gemengeanteile um, die anschließend in eine Beziehung zu den laborbasierten Korngrößenanteilen gesetzt werden können. Sie bietet einen Lösungsansatz, um aus regional verfügbaren geologischen Punktinformationen einen interoperablen Datensatz für Kartierungsprozesse und flächenhafte Auswertungen zu generieren. Ein weiterer wesentlicher Nutzungsaspekt ist die zeiteffiziente Auswertungsmöglichkeit von großen Bohrdatenbeständen.

Der Bedarf dieser methodischen Entwicklung ergab sich aus der Aufgabenstellung, im Rahmen des Verbundprojektes Geopotenzial Deutsche Nordsee (GPDN) eine flächendeckende Karte der Sedimentverteilung am Meeresboden des deutschen Nordseeanteils zu erstellen. Dafür mussten bisher nicht erfasste Gebiete im nordwestlichen Teil der deutschen Ausschließlichen Wirtschaftszone (AWZ), die etwa 1/3 der Gesamtfläche umfassen, kartiert werden. Für diese Gebiete stellte die verhältnismäßig gute Bohrdatenbelegung die einzig vorhandene und zu diesem Zweck auswertbare Informationsgrundlage dar. Die meisten Bohrkerne aus diesem Gebiet stehen jedoch nicht mehr für eine Nachbeprobung zur Verfügung. Daher mussten die in der Bohrungsdatenbank erfassten textbasierten petrographischen Schichtbeschreibungen als Basis dienen und in Korngrößenverteilungen überführt werden, um entsprechende Sedimentklassifikationen darauf anwenden zu können.

Für die Konzeption lieferte ein unveröffentlichter Archivbericht von Voss (1982) wesentliche Grundlagen. Er beschäftigte sich mit der Qualitätssicherung von Sedimentansprachen einer Vielzahl kartierender Bodenkundler sowie Geologen und entwickelte eine Formel, um die Beschreibungen von Testproben mit den Siebergebnissen der Korngrößenanalysen abgleichen zu können. Voss hatte erkannt, dass in den Schichtbeschreibungen der Geländekartierer und der Umsetzung dieser Beschreibungen in ein Kürzelsystem der Anteil von Nebengemengeanteilen oft überbewertet wurde. Die von ihm daraufhin entwickelte Formel korrigiert diese Überbewertung, indem Nebengemengeanteile ins Verhältnis zum Hauptgemenge gesetzt werden, sodass im aufaddierten Gesamtergebnis aller beschriebenen Fraktionen der Wert von 100 % nicht überschritten wird. Dieser Berechnungsansatz wurde nunmehr aufgegriffen, getestet und erweitert.

Anschließend wurde der optimierte Algorithmus zur Auswertung umfangreicher Bohrdatenbestände nach selektierbaren Teufenintervallen erweitert. Die datenverarbeitungstechnische Umsetzung erfolgte basierend auf dem Symbolschlüssel Geologie (PREUSS et al. 1991) und dem strukturellen Aufbau der Bohrdatenbank Niedersachsen (BDN). Diese Grundlagen sind zwischen zahlreichen Staatlichen Geologischen Diensten der Bundesländer abgestimmt, normiert und werden zusätzlich in weiteren Bohrdatenbanksystemen von Forschungseinrichtungen und Universitäten genutzt. Eine Anpassung dieser Methodik beispielsweise an DIN 4022 (1998) oder DIN EN ISO 14688-1 (2003) ist möglich und sichert den vielfältigen Nutzen des methodischen Ansatzes auch für Daten, die nach anderen Regelwerken bzw. Beschreibungsgrundsätzen als dem Symbolschlüssel Geologie (PREUSS et al. 1991) erfasst wurden.

Die Genauigkeit des Berechnungsansatzes von Korngrößenverteilungen aus textbasierten petrographischen Schichtbeschreibungen wurde an einem Datensatz von 1.300 Referenzproben aus dem deutschen Nordseesektor untersucht und bewertet. Es konnten dabei eine ausreichende Genauigkeit für bestimmte Anwendungen nachgewiesen sowie potenzielle Fehlerquellen aufgezeigt werden. Unter genereller Berücksichtigung der Streubreite von Ungenauigkeiten im Vergleich von makroskopisch beschriebenem Bohrgut zu Laboranalysen der Korngrößenverteilung bietet dieser neue methodische Ansatz entscheidende Vorteile für Kartierungsprozesse. Beispielsweise wird die Integration von allen verfügbaren sedimentologisch-petrographischen Datenbeständen in Auswertungen wesentlich vereinfacht sowie eine zeitsparende und maßgeschneiderte Analyse von umfangreichen Bohrdatensätzen ermöglicht. Da mit der Berechnungsmethode generell jede auf Korngrößenverteilungen basierende Klassifikation vorgenommen werden kann, eignet sie sich für die Bearbeitung einer Vielzahl von praxisnahen Fragestellungen.



Testgebiete in Niedersachsen sowie in der deutschen Nordsee, in denen die entwickelte Methode zur Auswertung von Bohrungsdaten erprobt wurde

In der Entwicklungsphase wurde die Methodik an Bohrungsdaten in terrestrischen und marinen Testgebieten erprobt (Abb. 1). Auf fünf Blättern der Topographischen Karte 1 : 25 000 in verschiedenen Regionen Niedersachsens (TK 25: Varel, Zetel, Altenmedingen, Dahlenburg, Bleckede) stand der Abgleich von Ergebnissen der Bohrdatenanalyse, die im GIS räumlich verschnitten wurden, mit der regionalgeologischen Situation im Vordergrund. Im Küstengebiet (Raum Varel – Zetel) wurde die räumliche Verteilung verschiedener Fraktionen, besonders von Tonvorkommen, untersucht. In diesem Raum wird toniges Material der Lauenburger Fazies abgebaut, das als Rohstoff für Ziegeleierwerke dient. Im Gebiet der Lüneburger Heide (TK 25: Altenmedingen, Dahlenburg, Bleckede) wurde mit verschiedenen Parametereinstellungen der Berechnungen versucht, Vorkommen von Geschiebemergel zu rekonstruieren. Die Testergebnisse aus beiden Gebieten wurden mit den Angaben aus der Geologischen Karte von Niedersachsen im Maßstab 1 : 50 000 (GK50) abgeglichen und mit den regional tätigen Kartierern der geologischen und bodenkundlichen Landesaufnahme des LBEG diskutiert. Parallel wurden diese Auswertungsmethoden an etwa 10 000 Bohrungen aus dem Gebiet der deutschen Nordsee erprobt, um einen Eindruck zur benötigten Rechenleistung/-geschwindigkeit für die Bearbeitung umfangreicher Bohrdatensätze zu bekommen.

Im deutschen Nordseeraum wurde die Methode erstmals für die Erstellung einer Reihe angewandter geologischer Kartenwerke eingesetzt. Die Kartierung der Sedimentverteilung am Meeresboden nach den leicht divergierenden Klassifikationen von FOLK (1974) sowie FIGGE (1981) stellt hier nur ein Beispiel zur Anwendung der Berechnungsmethode dar. Die Auswertung der oberflächennahen Schichten in Bohrungen nach DIN 18311 – Nassbaggerarbeiten (2010) oder eine Klassifikation kritischer Korngrößenverteilungen für den Effekt der Bodenverflüssigung nach STUDER & KOLLER (1997) sind weitere Anwendungsbeispiele, die einen engen Praxisbezug zur Erstellung von Planungsgrundlagen für die Seekabel- und Pipelineverlegung haben. Zusätzlich können mit der neuen Methode Auswertungen zur potenziellen Verbreitung mineralischer Rohstoffe schnell und umfassend durchgeführt und darauf aufbauend der Nachweis beispielsweise von Kiesvorkommen beziehungsweise potenzieller Spülsande geführt werden.

Literatur

- DIN 4022 (1998): Baugrund und Grundwasser – Benennen und Beschreiben von Boden und Fels, Teil 1 & 3. – In: DIN Deutsches Institut für Normung e. V. [Hrsg.]: DIN-Taschenbuch 113 – Erkundung und Untersuchung des Baugrundes: S. 153 – 171 / 177 – 180; Berlin (Beuth Verlag GmbH).
- DIN 14688-1 (2003): Geotechnische Erkundung und Untersuchung – Benennung, Beschreibung und Klassifizierung von Böden – Teil 1: Benennung und Beschreibung (EN ISO 14688-1:2002). – In: DIN Deutsches Institut für Normung e. V. [Hrsg.]: DIN-Taschenbuch 113 – Erkundung und Untersuchung des Baugrundes: 15 S.; Berlin (Beuth Verlag GmbH).
- DIN 18311 (2010): VOB Vergabe- und Vertragsordnung für Bauleistungen – Teil C: Allgemeine Technische Vertragsbedingungen für Bauleistungen (ATV) – Nassbaggerarbeiten. – DIN Deutsches Institut für Normung e. V. [Hrsg.]; Berlin (Beuth Verlag GmbH).
- FIGGE, K. (1981): Sedimentverteilung in der Deutschen Bucht (Blatt: 2900, Maßstab: 1 : 250 000). – Deutsches Hydrographisches Institut; Hamburg.
- FOLK, R. L. (1974): Petrology of Sedimentary Rocks. – Austin (Hemphill Publishing Co.).
- NAUMANN, M.; WALDECK, A.; POSSIN, W.; SCHWARZ, C.; FRITZ, J. (2014): Ableitung von Korngrößenverteilungen aus textbasierten petrographischen Bohrgutbeschreibungen. – Z. dt. Ges. Geowiss.; – (German J. Geosci.), **165** (2): 275 bis 286; Stuttgart.
- PREUSS, H.; VINKEN, R.; VOSS, H.-H. (1991): Symbolschlüssel Geologie – Symbole für die Dokumentation und automatische Datenverarbeitung geologischer Feld- und Aufschlußdaten. – 328 S.; Hannover (Niedersächs. L.-Amt Bodenforsch. u. B.-Anst. Geowiss. u. Rohstoffe).
- STUDER, J. A.; KOLLER, M. G. (1997): Bodendynamik – Grundlagen, Kennziffern, Probleme. – 262 S.; Berlin (Springer Verlag).
- VOSS, H.-H. (1982): Unterlagen über Material und Methoden zur Vereinheitlichung der Korngrößenansprache bei der geologischen und bodenkundlichen Landesaufnahme. – [unveröffentl. Archivbericht Nr. **010930** des ehem. NLFb (heute LBEG); Hannover.]

3D-PDF – Frei zugängliches Mittel zur Publizierung von geologischen Objekten am Beispiel des GTA3D

MARK-FABIAN SLABY, RÜDIGER REIMANN

In der Geologie hat die 3D-Modellierung inzwischen starke Bedeutung. Wo früher zweidimensionale Daten wie Isolinien, Bohrprofile und daraus hergeleitete Schnitte zur Darstellung der Geologie des Untergrundes verwendet wurden, lassen sich inzwischen auch komplexe virtuelle 3D-Modelle erstellen. Diese Modelle werden mit Spezialsoftware wie beispielsweise GOCAD® modelliert. Die Betrachtung der Modelle ist häufig auch nur über diese Software oder durch vom Hersteller bereitgestellte Viewer möglich.

Zur Anschauung und Weitergabe von Texten, Grafiken und Bildern hat sich das plattformunabhängige Format PDF (Portable Document Format) von Adobe durchgesetzt. Dieses Format wurde ständig weiterentwickelt. Inzwischen lassen sich auch CAD-Daten in einer Adobe 3D-PDF-Datei darstellen und mit dem kostenlosen Adobe Reader (ab Version 7) anzeigen.

In einem 3D-PDF ist ein 3D-Modell frei drehbar und kann aus mehreren Objekten bestehen, die somit von allen Seiten auch einzeln betrachtet werden können. Darüber hinaus lassen sich unter anderem verschiebbare Querschnitte (Profilschnitte) erzeugen oder Transparenzen den Objekten zuweisen.

Angelehnt an Industriestandard-CAD-Software lassen sich bereits aus einer großen Anzahl an Formaten 3D-PDFs generieren, teilweise sogar direkt aus der Software exportieren.

In der Geoinformatik gibt es inzwischen unterschiedliche Ansätze zur Erstellung von 3D-PDFs. Die Ansprüche des Landesamtes für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG) um einen freien Zugang zu den Modellen des Geotektonischen Atlas 3D (GTA3D) ließen sich durch den Einsatz von Standardsoftwarelösungen nicht realisieren. Ein eigens entwickeltes Programm konvertiert die 3D-Objekte in das VRML-Format (Virtual Reality Modelling Language). VRML zählt zu den wenigen Formaten, die Bilddateien (Karten) als Texturen zulassen und Farben sowie Geometrien korrekt darstellen. Die Dateien wurden in Acrobat X Pro zusammengeführt und zu einem 3D-PDF generiert. Zur Orientierung dienen eine topographische Karte, die Anzeige der Himmelsrichtungen und horizontale beziehungsweise vertikale Skalen.

Das 3D-Modell des tieferen Untergrundes vom „Entenschnabel“ (Deutsche Nordsee)

CAROLIN SCHMIDT, KATRIN LADEMANN

Im Rahmen des Verbundprojektes „Geopotenzial Deutsche Nordsee“ (GPDN), an dem die Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), das LBEG sowie das Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) beteiligt sind, wird derzeit ein geologisches 3D-Modell vom tieferen Untergrund des deutschen Nordsee-Sektors erstellt.

Die Modellierung des tieferen Untergrundes für den zentralen Teil der deutschen Nordsee ist bereits im Projekt fertiggestellt. Die Grundlage für dieses 3D-Modell ist der Geotektonische Atlas von Nordwestdeutschland und dem deutschen Nordsee-Sektor (GTA) (KOCKEL et al. 1995, BALDSCHUHN et al. 2001). Hier wurden die 14 stratigraphischen Einheiten des GTA von der Basis des Zechsteins bis in das Tertiär mit der Modelliersoftware GOCAD® (Fa. Paradigm) in ein raumfüllendes geologisches 3D-Modell überführt. Über den Kartenserver des LBEG (<http://nibis.lbeg.de/cardomap3>) besteht bereits jetzt die Möglichkeit, Auswertungen des 3D-Modells in Form von virtuellen Bohrungen, frei wählbaren geologischen Profilschnitten und 3D-PDFs durchzuführen.

Für den nordwestlichen Teil des deutschen Nordsee-Sektors, den sogenannten „Entenschnabel“, liegen keine Daten aus dem GTA vor. Hier wird auf Grundlage von 2D-, 3D-Seismik und Bohrungen der geologische Untergrund modelliert. Hierzu werden unter anderem die zahlreichen Salzstrukturen und generalisierten Störungssysteme erfasst. Um einen nahtlosen Übergang zum 3D-Modell der zentralen deutschen Nordsee zu gewährleisten, werden die gleichen stratigraphischen Horizonte wie im GTA herausgearbeitet. Aus diesen drei interpretierten Elementen wird ein trianguliertes raumfüllendes 3D-Modell für den Entenschnabel aufgebaut. Durch die Möglichkeit der 3D-Sicht von den Daten bis zum fertigen Modell können Störungssysteme, Salzstrukturen sowie Horizonte auch bei komplexen strukturellen Verhältnissen räumlich erfasst werden. Dies ermöglicht eine weitgehend widerspruchsfreie Modellierung im Bereich des „Entenschnabels“.

Literatur

- BALDSCHUHN, R.; BINOT, F.; FLEIG, S.; KOCKEL, F. (2001): Geotektonischer Atlas von Nordwestdeutschland und dem deutschen Nordsee-Sektor: Strukturen, Strukturentwicklung, Paläogeographie. – Geol. Jb., **A 153**: 88 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- KOCKEL, F.; BALDSCHUHN, R.; BEST, G.; BINOT, F.; FRISCH, U.; GROSS, U.; JÜRGENS, U.; RÖHLING, H.-G.; SÄTTLER-KOSINOWSKI, S. (1995): Structural and palaeogeographical development of the german north sea sector. – Beiträge zur Regionalen Geologie der Erde: 96 S.; Berlin, Stuttgart (Bornträger).

Ein geologisch-hydrogeologisches 3D-Großraummodell des Känozoikums und Mesozoikums von Ostbrandenburg und Ergebnisse hydrogeologischer Untersuchungen und Modellierungen der Süß-Salzwasserdynamik

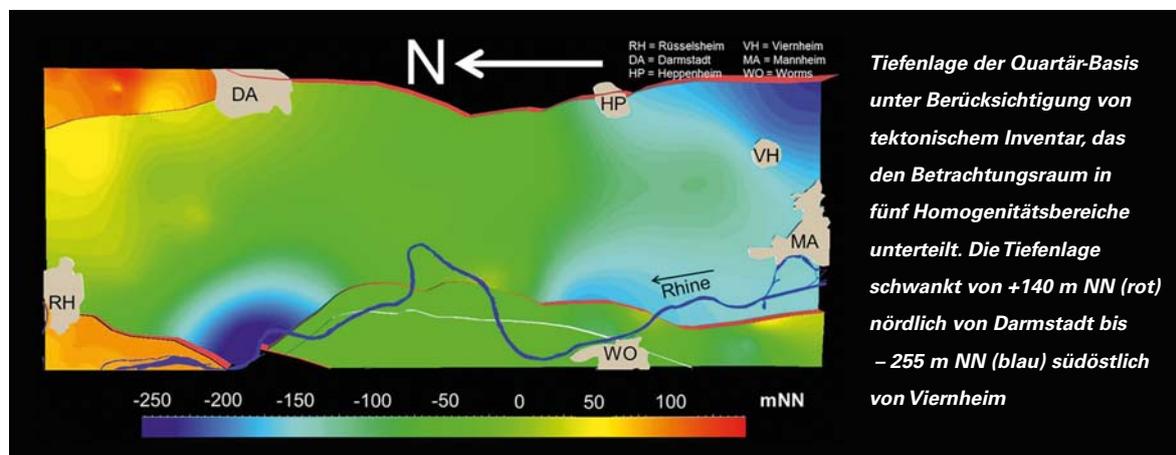
SILVIO JANETZ, RICARDA ENDLER, CHRISTOPH JAHNKE

Im Rahmen einer Studie wurden die hydrodynamischen Wechselwirkungen zwischen den Süß- und Salzwasser führenden Grundwasserleiterkomplexen in Ostbrandenburg durch hydrogeologische Felduntersuchungen und Modellierungen analysiert. Der 85 x 74 km große Untersuchungsraum ist durch känozoische Lockergesteine mit Mächtigkeiten bis > 300 m, die das Süßwasserstockwerk bilden, und unterlagernde mesozoische, Salzwasser führende Festgesteine gekennzeichnet. Die Lagerungsverhältnisse im Mesozoikum und auch noch im Paläogen/Neogen sind stark durch Salzdiapirismus und Störungssysteme geprägt. Im Untersuchungsraum treten in mehreren Regionen oberflächennahe, zum Teil oberflächliche Grundwasserversalzungen („Salzstellen“) auf, die einen intensiven Austausch zwischen den Süß- und Salzwasseraquiferen belegen. Es wurde ein detailliertes geologisch-hydrogeologisches Großraummodell des Untersuchungsraumes entwickelt, das die känozoischen Lockersedimente und die mesozoischen Festgesteine bis in Tiefen > 2,5 km umfasst. Auf der Basis dieses Modells erfolgten Dichte-gekoppelte Strömungs- und Transportmodellierungen über Zeiträume von mehreren tausend Jahren. Die natürlichen, langfristigen Prozesse sind durch eine räumlich sehr differenzierte Austauschdynamik zwischen den verschiedenen Stockwerken mit tiefer Infiltration von Neubildungswässern ins Mesozoikum und aufsteigenden, vielfach versalzten Tiefenwässern geprägt. Migrationswege der Salzwässer aus dem tieferen Untergrund in oberflächennahe Bereiche bilden dabei vorhandene Störungszonen im mesozoischen Deckgebirgskomplex, die zum Teil bis ins Miozän hineinwirken, sowie quartäre Erosionsrinnen, die den oligozänen Rupelton und miozäne Braunkohlen, die wichtigsten Barrieren zwischen den Süßwasser und den Salzwasser führenden Grundwasserleiterkomplexen, durchtrennen. Parallel erfolgten zur Untersuchung der Prozesse umfangreiche Grundwasserbeprobungen und hydrochemische Analysen von Haupt- und Spurenstoffen, stabilen Isotopen sowie Radioisotopen in den Grundwässern bis in Teufen >1000 m. Die stabilen Isotope ^{18}O und ^2H im Wasser liefern Informationen zu den Infiltrations- und Bildungsbedingungen der Grundwässer, Schwefel- und Strontium-Isotope zu möglichen Quellen, Reaktionsprozessen und Migrationswegen der gelösten Inhaltsstoffe. Altersdatierungen mit Radioisotopen (^3T , ^3He , ^{14}C) ermöglichen ein besseres Verständnis der Strömungs- und Transportvorgänge in ihrer Zeitskala.

Neue Lithostratigraphie und ein geologisches 3D-Modell des nördlichen Oberrheingrabens

CHRISTIAN HOSELMANN, ROUWEN LEHNÉ

Im nördlichen Oberrheingraben (NORG) wurden seit 2000 sowohl in Hessen als auch in den benachbarten Bundesländern eine Vielzahl neuer Bohrungen geologisch aufgenommen und interpretiert. Dazu gehörten einige Forschungsbohrungen, wobei die Forschungsbohrung Heidelberg UniNord mit einer Endteufe von 500 m die größte Schichtenfolge durchteuft hat. Insbesondere die Bohrung Heidelberg UniNord, die Forschungsbohrung Viernheim mit einer Endteufe von 350 m sowie drei Bohrungen im Bereich Ludwigshafen-Parkinsel mit Endteufen von jeweils 300 m wurden systematisch sedimentologisch, sedimentpetrographisch und paläontologisch untersucht. Sämtliche Ergebnisse dieser Arbeiten sind in ein neues lithostratigraphisches Konzept für den nördlichen Oberrheingraben eingegangen. Die Definitionen für die Iffezheim-, Viernheim-, Ludwigshafen- und Mannheim-Formation des Pliozäns und Pleistozäns sind in das Lithostratigraphische Lexikon (LithoLex) eingearbeitet worden (www.bgr.bund.de/litholex). Der petrographische Aufbau der pleistozänen Füllung im NORG wird durch eine Wechselfolge von grobklastischen Sanden und Kiesen sowie feinklastischen Tonen, Schluffen und Torfen gekennzeichnet. Die Verbreitung und Lage dieser Horizonte ist insbesondere für angewandte geologische Fragestellungen von großer Bedeutung. Für die Verbreitung und Raumlage dieser Schichten/Sedimente ist eine 3D-Modellierung der geologischen Körper eine wichtige Grundlage zur Beurteilung der regionalen geologischen Situation.



Anhand von rund 10 000 qualitätsgeprüften Bohrungen und Informationen aus der Kohlenwasserstoffexploration konnten Erkenntnisse zur Tiefenlage der Quartär-Basis abgeleitet werden, die eine Modifikation der bisher angenommenen Geometrie des quartären Sedimentkörpers erfordern. Demnach ist die Quartär-Basis tektonisch beeinflusst, was die Unterteilung des NORG in mindestens fünf Homogenitätsbereiche erlaubt (s. Abb.). Unter Berücksichtigung des tektonischen Inventars zeigt sich weiterhin, dass die Quartär-Basis insgesamt deutlich tiefer liegt als bisher angenommen und nach Westen durch Störungen treppenartig versetzt ist. Damit haben die neuen Erkenntnisse zur Geometrie des Quartärs einen großen Einfluss auf aktuelle Fragestellungen, insbesondere im Bereich Grundwasser und in den damit in Verbindung stehenden hydrogeologischen Modellierungen. Alle Ergebnisse des noch laufenden Projektes stehen dem HLOG auf verschiedenen Plattformen (GeODin, ArcGIS, GOCAD) in unterschiedlichen Datenformaten zur Verfügung und sollen das Tagesgeschäft im Hinblick auf den zunehmenden Nutzungsdruck auf den oberflächennahen Untergrund und die daraus resultierenden Nutzungskonflikte unterstützen.

Ergebnisse der Neuaufnahme der Geologischen Karte von Sachsen-Anhalt (GK 25) Blatt 4635 Querfurt

KONRAD SCHUBERTH

Die geologische Landesaufnahme von Sachsen-Anhalt im Maßstab 1 : 25 000 konzentrierte sich nach 1990 zunächst auf „weiße Flecken“ im Raum Schwarze Elster/Mittlere Elbe (Landkreis Jessen) sowie im Gebiet der Altmark (Arendsee, Oebisfelde). Ab 1997 wurde mit Revisionskartierungen im südlichen Sachsen-Anhalt begonnen, das durch eine große Wirtschaftsdynamik und zahlreiche Umweltprobleme gekennzeichnet war. Etliche der dort vorliegenden GK-25-Blätter stammen aus der Zeit vor 1900. Sie basieren lediglich auf Geländebegehungen und Oberflächenbefunden. Ihre Tiefenaussage ist gering, die stratigraphische Nomenklatur veraltet. Blatt Querfurt schließt im Westen an das 2003/2004 erschienene Blatt Mücheln (Geiseltal) an. Im Zuge der Neukartierung wurde durch mehr als 7 000 Peilstangensondierungen, zahlreiche Aufschlussaufnahmen und Laboranalysen sowie durch die Auswertung von Altbohrungen (vor allem der Kalisalzsuche, Grundwassererschließung, Baugrunderkundung) der geologische Kenntnisstand wesentlich erweitert (Abb. 1).

Der präkänozoische Untergrund wird von der Lage des Blattes am Rand der Querfurt-Mulde bestimmt. Der Mittlere Buntsandstein konnte in Formationen untergliedert werden (Detfurt-, Hardeggen- und Solling-Formation). Die zum Teil hervorragenden Aufschlussverhältnisse im Oberen Buntsandstein ermöglichten die flächenhafte Darstellung sämtlicher sechs Subformationen (Typlokalität der Vitzenburg-Subformation im Blattgebiet). Dies ist insbesondere zur Einschätzung der Erdfallgefährdung von hoher praktischer Relevanz. Die Aufschlussverhältnisse im Muschelkalk haben sich seit der Erstkartierung drastisch verschlechtert. Anhand von Bohrungen und einzelnen Oberflächenbefunden gelang eine flächenhafte Differenzierung des Unteren Muschelkalks (Wellenkalk, Bankzonen). Die über zum Teil subrodiertem Mittlerem Muschelkalk erhaltenen tertiären Bildungen wurden früher abgebaut (Braunkohletiefbau, Sand, Kies) und sind nur noch an wenigen Stellen zugänglich. Mittels geoelektrischer Profilsondierungen (I. RAPPILBER, LAGB) wurde der Kenntnisstand zum Niveau der Tertiär-Basis sowie zur Verbreitung und Mächtigkeit der känozoischen Sedimente verbessert. Anhand von Geschiebe- und Geröllanalysen konnten der über das Blattgebiet verlaufende Außenrand des saalezeitlichen Inlandeises präzisiert und fragliche elster-kaltzeitliche Bildungen aufgespürt werden. Besondere Aufmerksamkeit galt der Verbreitung der „Karsdorfer Sande“, einem Gemenge aus Schottern der Hauptterrasse der Unstrut und früh-saale-kaltzeitlichen Hangsedimenten. Neben der Grundkarte wird eine abgedeckte Karte ausgeliefert. Drei Beikarten (Geophysik, Rohstoffe und Baugrund) liefern Informationen zu Belangen der angewandten Geologie.

Literatur

SCHUBERTH, K.; RADZINSKI, K.-H. (2013, im Druck): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Sachsen-Anhalt 1 : 25 000, Blatt **4635** Querfurt: ca. 175 S., 2 Kt. 1 : 25 000, 3 Beikt. 1 : 50 000, 1 CD ROM; Halle.

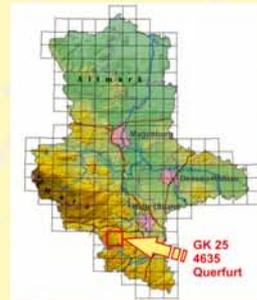
Einige Ergebnisse der Neuaufnahme der Geologischen Karte von Sachsen-Anhalt 1:25.000
4635 QUERFURT



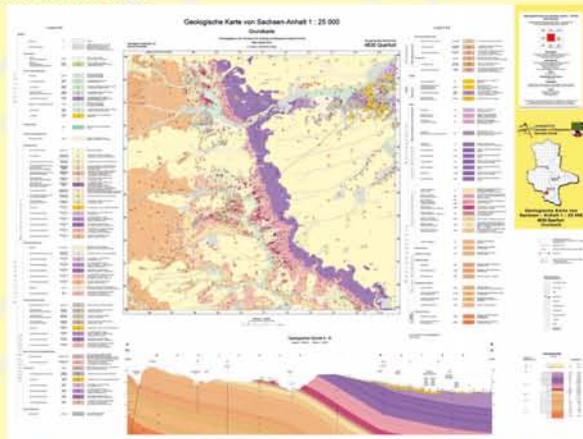
Die geologische Landesaufnahme von Sachsen-Anhalt im Maßstab 1:25.000 konzentrierte sich nach 1990 zunächst auf „weiße Flecken“ im Raum Schwarze Elster / Mittlere Elbe (Landkreis Jessen) sowie im Gebiet der Altmark (Arendsee, Oebisfelde). Ab 1997 wurde mit Revisionskartierungen im südlichen Sachsen-Anhalt begonnen, das durch große Wirtschaftsdynamik und zahlreiche Umweltprobleme gekennzeichnet war. Etliche der dort vorliegenden GK 25 - Blätter stammen aus der Zeit vor 1900. Sie basieren lediglich auf Geländebegehungen und Oberflächenbefunden. Ihre Tiefenaussage ist gering, die stratigraphische Nomenklatur veraltet.

Blatt Querfurt schließt im Westen an das 2003/2004 erschienene Blatt Mücheln (Geiseltal) an. Im Zuge der Neukartierung wurde durch mehr als 7.000 Peilstangensondierungen, zahlreiche Aufschlüssen und Laboranalysen sowie durch die Auswertung von Altbohrungen (vor allem der Kalisalzsuche, Grundwassererschließung, Baugrunderkundung) der geologische Kenntnisstand wesentlich erweitert.

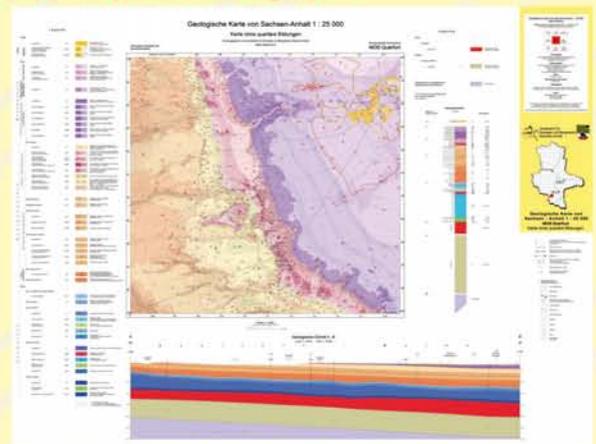
Erstkartierung 1882 (OSCAR SPEYER)



Grundkarte 2012



Karte ohne quartäre Bildungen 2013



sm Der Mittlere Buntsandstein konnte in Formationen untergliedert werden (Detfurth-, Hardegsen- und Solling-Formation).

so Die z. T. hervorragenden Aufschlussverhältnisse im Oberen Buntsandstein ermöglichten die Darstellung sämtlicher sechs Subformationen. Die Karsdorf-Subformation konnte nach den Gliederungen von JUBITZ (1959) und POMPER (1962) weiter unterteilt werden (Untere Violettfolge, Rote Werksfolge). Die Feingliederung ist insbesondere zur Einschätzung der Erdfallgefährdung von hoher praktischer Relevanz.

m Die Aufschlussverhältnisse im Unteren Muschelkalk haben sich seit der Erstkartierung drastisch verschlechtert. An Hand von Bohrungen und einzelnen Oberflächenbefunden gelang dennoch eine flächenhafte Differenzierung in Wellenkalke und Bankzonen sowie die Grenzziehung zum, partiell subrosionsanfalligen, Mittleren Muschelkalk.

Die über z. T. ausgelagtem Mittleren Muschelkalk erhaltenen tertiären Bildungen wurden früher abgebaut (Braunkohle im Tiefbau, Sand, Kies) und sind nur noch an wenigen Stellen zugänglich. Mittels geoelektrischer Sondierungen (I. RAPPILBER, LAGB) wurde der Kenntnisstand zum Niveau der Tertiärbasis sowie zur Verbreitung und Mächtigkeit kanozoischer Sedimente verbessert.

Mit Hilfe von Geschiebe- und Geröllanalysen konnten der über das Blattgebiet verlaufende Außenrand des saalezeitlichen Inlandeis präzisiert und fragliche elster-kaltzeitliche Bildungen aufgespürt werden. Besondere Aufmerksamkeit galt der Verbreitung der „Karsdorfer Sande“, einem Gemenge aus Schottern der Hauptterrasse der Unstrut und früh-saalezeitlichen Hangsedimenten.

Bibliographischer Hinweis

SCHUBERTH, K. & RADZINSKI, K.-H. (2013, im Druck): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Sachsen-Anhalt 1:25.000, Blatt 4635 Querfurt. - ca. 175 S., 2 Karten 1:25.000, 3 Beikarten 1:50.000 (Geophysik, Rohstoffe, Baugrund), 1 CD-ROM; Halle (LAGB Sachsen-Anhalt).

Dank

Unter den an der Revisionskartierung beteiligten Kollegen seien besonders hervorgehoben: A. BURMEIER, Dr. K.-H. RADZINSKI, Dr. I. RAPPILBER, L. STOTTMAYER, UND Dr. ST. WANSA.

78. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Norddeutscher Geologen, Krefeld, 21.-23.05.2013 (Poster: Kurzzusammenfassung im Tagungsbund)



Die Erstellung der digitalen Geologischen Übersichtskarte von Sachsen-Anhalt auf Basis der GÜK 200

K.-JÖRG HARTMANN, STEFAN WANSA

Bislang lag für die Fläche des Landes Sachsen-Anhalt keine Geologische Übersichtskarte im Maßstab 1 : 200 000 vor. Es gibt die Geologische Übersichtskarte von Sachsen-Anhalt im Maßstab 1 : 400 000 (GÜK 400, KNOTH 1993) sowie die seitens der BGR in Zusammenarbeit mit den Staatlichen Geologischen Diensten der Länder herausgegebene GÜK 200 von Deutschland. Sachsen-Anhalt wird auf den GÜK-200-Blättern Magdeburg und Leipzig sowie zu kleineren Teilen auf Hamburg-Ost, Wittenberge, Braunschweig, Goslar, Berlin, Riesa und Zwickau abgebildet. Einzelne gedruckte Blätter unterscheiden sich im Legendenaufbau (Kürzelkombinationen und Schichtbeschreibungen) und weisen an den Blattgrenzen „Verwerfungen“ auf. Von der BGR wurden zu den GÜK-200-Blättern digitale Datensätze übernommen, die zum Teil eine inhaltliche Weiterentwicklung gegenüber den analogen Karten aufweisen. Darüber hinaus hat die BGR die Legendensyles zur digitalen Kartendarstellung entwickelt und für die Nachnutzung bereitgestellt. Die bestehende Heterogenität der Legenden und die Anpassungsprobleme der Kartenblätter wurden bislang nicht behandelt.

Ziel des Projektes war es, für die Fläche des Landes Sachsen-Anhalt auf Grundlage der von der BGR zur Verfügung gestellten digitalen Unterlagen eine weitgehend homogene blattschnittfreie GÜK 200 zu erzeugen. Dies erforderte folgende Bearbeitungsschritte:

1. Zusammenführen der einzelnen Blattschnittdigitalisierungen (9 GÜK-200-Blätter)
(40 226 Polygone, 1 100 Kürzelkombinationen, 368 Schichten)
2. Ausschneiden der Landesfläche als Bearbeitungsgebiet (knapp 30 % der Gesamtfläche)
(10 668 Polygone, 344 Kürzelkombinationen, 197 Schichten)
3. Geometrischer Abgleich der Blattrandpolygone: Aufgrund der Einzelblattdigitalisierung passten die Polygone der einzelnen Blätter nicht direkt zusammen. Es gab Lücken und Überlagerungen, die beseitigt werden mussten.
4. Inhaltlicher Abgleich (im Ergebnis 10 282 Polygone, 339 Kürzelkombinationen, 196 Schichten)
Die fachlich-inhaltliche Bearbeitung lässt sich in zwei Punkten zusammenfassen:
 - Nomenklatorische Vereinheitlichung von Inhalten an Blattgrenzen
 - Einheitliche Beschreibung der Schichten für die Felder Stratigraphie, Petrographie und Genese entsprechend dem Symbolschlüssel Geologie (LBEG 2013).

Der Symbolschlüssel umfasst nicht alle in den Legenden verwendeten Begriffe und bedarf für die petrographische Beschreibung einer Erweiterung. Unter anderem erwies sich die Verschlüsselung folgender Begriffe als problematisch: phyllitisch, mikropegmatitisch, glaukonitisch, Mikrogranit, Kalksandstein, Trümmerkalkstein.

Im Folgenden wird die fachliche Bearbeitung an zwei Beispielen kurz erläutert.

Beispiel A: Inhaltliche Blattrandanpassung und neue Grenzlinien

Auf dem analogen Blatt Braunschweig ist im Großen Bruch „Anmoor über fluviatilen Ablagerungen“ eingetragen. In der breiten Bode-Niederung bei Oschersleben grenzen diese Bildungen auf Blatt Goslar an „fluviatile Ablagerungen“, die zwar keine Anmoor-Bedeckung aufweisen, aber nach der petrographischen Beschreibung anmoorige Bildungen beinhalten. Diese stärker generalisierte Darstellung entspricht den realen Verhältnissen in den Harztälern von Bode, Selke und Holtemme. Mit dem Eintritt der Bode in die breite Niederung südlich von Oschers-



Abb. 1 a:
 Das Bodetal bei Oschersleben und benachbartes Gebiet,
 Grenzbereich der digitalen GÜK-200-Blätter Braunschweig und Goslar;
 nicht maßstabsgetreu

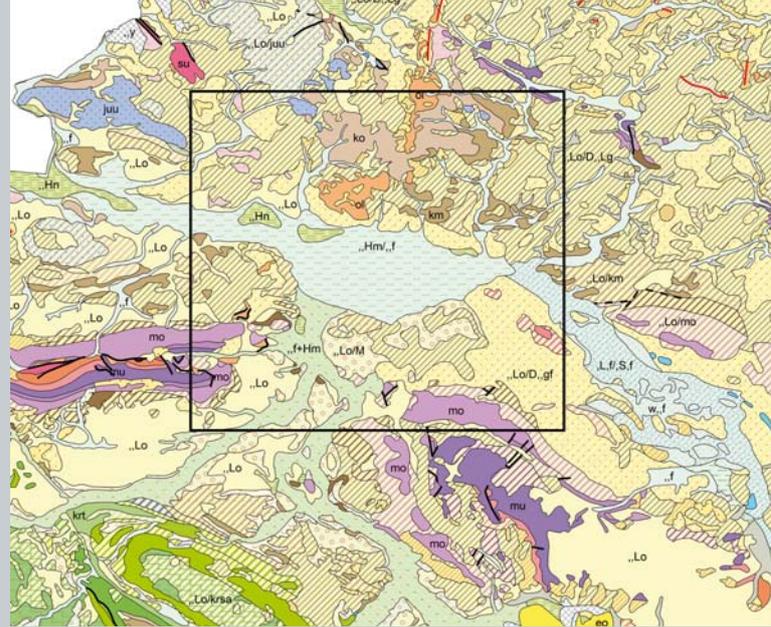


Abb. 1 b:
 Das Bodetal bei Oschersleben und benachbartes Gebiet,
 Ausschnitt aus der GÜK 200 Sachsen-Anhalt, nicht maßstabsgetreu
 (umrahmte Fläche entspricht etwa Abb. 1 a)

leben tritt Anmoor als bedeckende Schicht in großer Verbreitung auf, was die Übernahme der Darstellung aus dem Großen Bruch für die gesamte breite Niederung rechtfertigt. Die Grenze zwischen den beiden Kartiereinheiten wurde deshalb an den Eintritt der Bode in die Niederung verlegt. Dies ist einer der seltenen Fälle, wo im Rahmen der Blattrand-Anpassung eine Grenzlinie geändert wurde (Abb. 1 a und 1 b).

Beispiel B: Formale Blattrandanpassung

Im Fläming werden verbreitet drenthezeitliche Sedimente von warthezeitlichen überlagert. Die flächenhafte Abgrenzung der verschiedenen alten saalezeitlichen Bildungen ist bisher nicht überall mit hinreichender Sicherheit möglich. An der Grenze der analogen GÜK-200-Blätter Magdeburg und Leipzig stoßen daher insbesondere Schmelzwassersande und -kiese der beiden saalezeitlichen Vereisungsphasen aneinander. Diese Blattrand-Grenzen sind durch Zusammenfassung der betreffenden Flächen formal beseitigt worden. Den zusammengefassten Flächen wurden in der Regel die Inhalte des aktuelleren Blattes Magdeburg zugewiesen (Abb. 2 a und 2 b).

Abb. 2 a:
 Saalezeitliche Bildungen im Fläming, Grenzbereich der digitalen
 GÜK-200-Blätter Magdeburg und Leipzig; nicht maßstabsgetreu

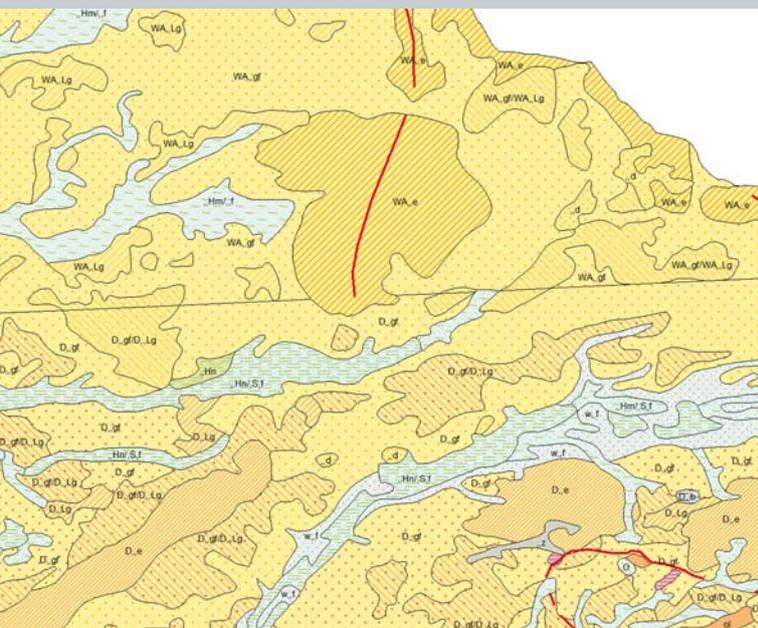
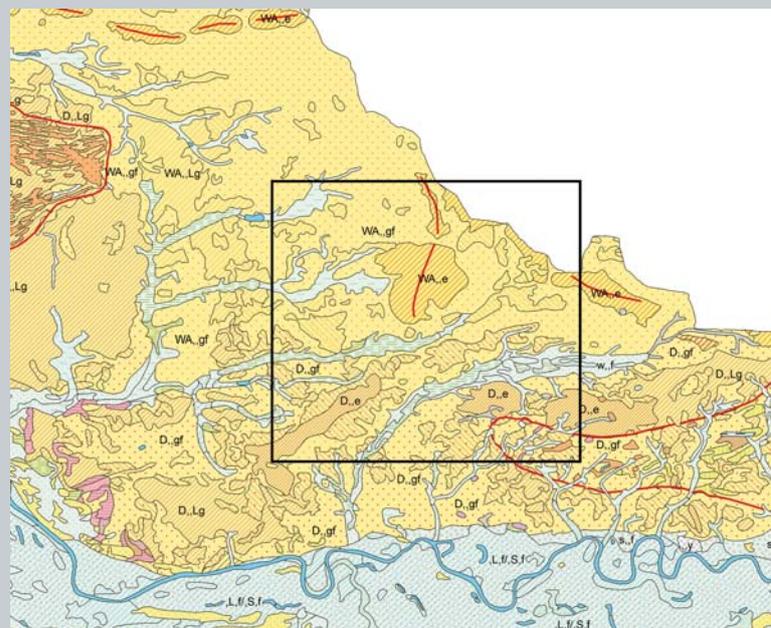


Abb. 2 b:
 Saalezeitliche Bildungen im Fläming, Ausschnitt aus der GÜK 200 Sachsen-
 Anhalt; nicht maßstabsgetreu (umrahmte Fläche entspricht etwa Abb. 2 a)



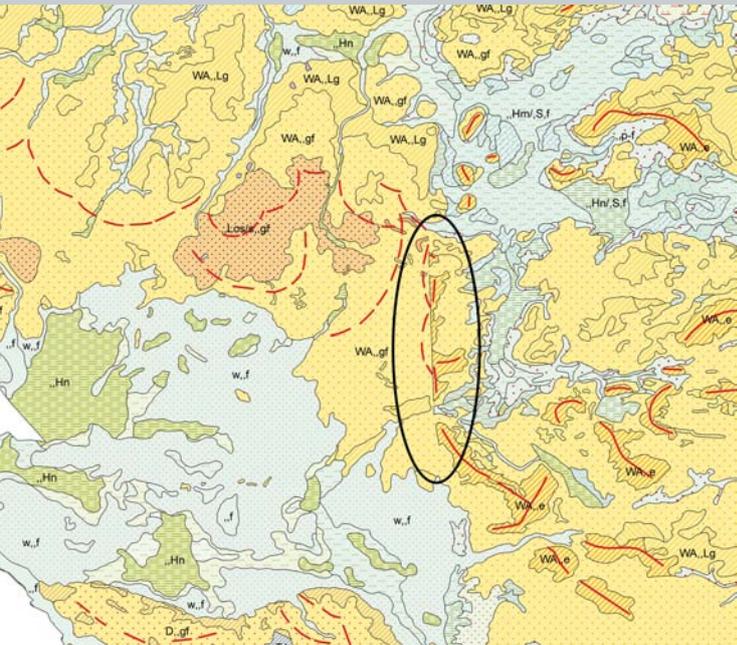


Abb. 3:
*„Blattrand-Verwerfungen“ an
 Endmoränen in der Altmark, Ausschnitt
 aus der GÜK 200 Sachsen-Anhalt;
 nicht maßstabsgetreu (Grenzbereich
 der digitalen GÜK-200-Blätter
 Braunschweig und Magdeburg)*

In wenigen Abschnitten konnten die Diskrepanzen an den Rändern der analogen Kartenblätter nicht beseitigt werden. Abbildung 3 zeigt eine „Blattrand-Verwerfung“, die aus unterschiedlichen Darstellungsweisen von Endmoränen resultiert. Auf Blatt Braunschweig (von 1974) sind die Endmoränenzüge lediglich durch eine rote Liniensignatur veranschaulicht, während auf dem moderneren Blatt Magdeburg (von 2000) zusätzlich Flächeneinheiten ausgehalten sind. Die Anpassung der Darstellungsweise von Blatt Braunschweig an die von Blatt Magdeburg ist mit höherem Aufwand verbunden und bleibt einer späteren Bearbeitung vorbehalten.

Die dargestellte Vorgehensweise bei der Homogenisierung von GÜK-200-Blättern ist grundsätzlich auf andere Bundesländer übertragbar. Aktuell erfolgt in Zusammenarbeit mit der Thüringer Landesanstalt für Umwelt und Geologie der Abgleich der Kartiereinheiten an der Landesgrenze.

Literatur/Quellen

KNOTH, W. (1993): Geologische Übersichtskarte von Sachsen-Anhalt 1 : 400 000. – Geologisches Landesamt Sachsen-Anhalt, Halle.

LBEG (2013): Symbolschlüssel Geologie, 4. Aufl. der digitalen Fassung aus der Master-Datenbank des LBEG mit Ergänzungen der Staatlichen Geologischen Dienste Deutschlands.

Geologische Übersichtskarte 1 : 200 000, hrsg. von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe in Zusammenarbeit mit den Staatlichen Geologischen Diensten der Bundesrepublik Deutschland und benachbarter Staaten:

- Blatt CC 3926 Braunschweig (1974). – Bearbeiter: DUPHORN, K.; LANG, H. D.; LOOK, E. R.; MENGELING, H.; MEYER, K.-D.; SCHNEEKLOTH, H.; VINKEN, R.; Hannover.
- Blatt CC 3934 Magdeburg (2000). – Bearbeiter: KNOTH, W.; MARTIKLOS, G.; LIPPSTREU, L.; Hannover.
- Blatt CC 4726 Goslar (1986). – Bearbeiter: WALDECK, H.; Hannover.
- Blatt CC 4734 Leipzig (1998). – Bearbeiter: KRIEBEL, U.; MARTIKLOS, G.; STANDKE, G.; Hannover.

Digitale Datensätze der aufgeführten GÜK 200-Blätter.

Das neue Blatt 3135 Leppin (Altmark) der Geologischen Karte 1 : 25 000 von Sachsen-Anhalt

LJUBA STOTTMEISTER, INES HEIBERT

Die geologische Landesaufnahme in der Altmark hat das Ziel, die Lücken im geologischen Kartenwerk zu schließen und einem breiten Nutzerkreis moderne Geoinformationen über das nördliche Sachsen-Anhalt zur Verfügung zu stellen. Derzeit konzentrieren sich die Arbeiten auf die Aktualisierung und Veröffentlichung von archivierten Kartierungsunterlagen. Die über 50 Jahre alten Manuskriptkarten werden mit minimalem Geländeaufwand, mithilfe von Luftbildauswertungen und unter Berücksichtigung aller verfügbarer Archivdaten (Berichte, Bohrungen, Bauprojekte, Laboranalysen) überarbeitet und vervollständigt sowie an die moderne Topographie angepasst. Grafikprogramme ermöglichen die Aufbereitung der überarbeiteten Karten, der Legenden und der Schnitte bis zu einem druckfertigen Layout. Die neuen Karten werden außerdem in die digitale, blattschnittfreie GK 25 eingepflegt.

Das 2012 gedruckte Blatt 3135 Leppin ist die zweite von insgesamt neun Manuskriptkarten aus der nördlichen Altmark, die auf diese Weise bearbeitet werden; das westlich anschließende Blatt 3134 Arendsee erschien 1998 als Komplettausgabe mit Erläuterungen (Abb. 1). Das Gebiet wurde 1965 – 1966 von B. MARCINKOWSKI geologisch aufgenommen. Es liegen Schichtenverzeichnisse von 998 Peilstangensondierungen bis 2 m Teufe vor (Abb. 2), die sehr ungleichmäßig auf dem Gelände verteilt sind.

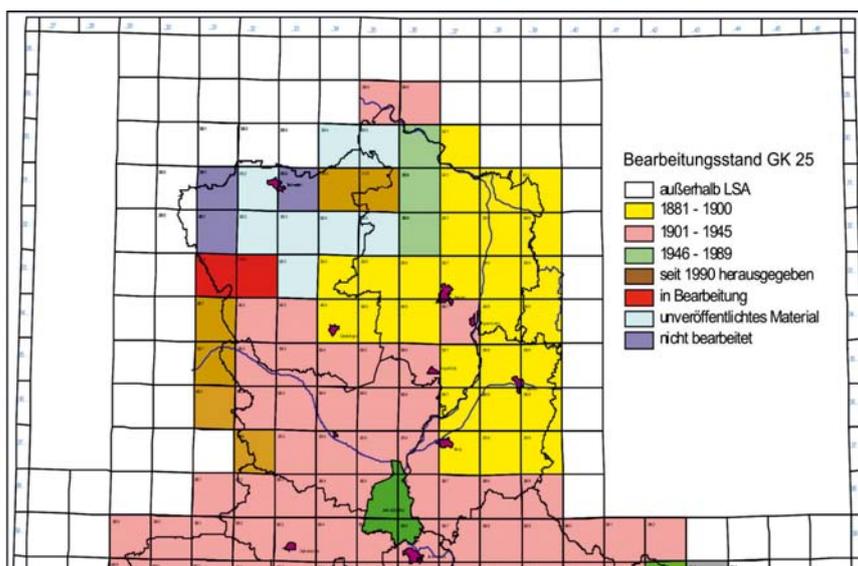


Abb. 1:
Blattübersicht der GK 25 von Sachsen-Anhalt

Blatt: *Leppin*

Abteilung: *NO 63*

Nr.	Profil	Farbe	Bemerkung	Formation	Nr.	Profil	Farbe	Bemerkung	Formation
1.	H.L.S. 9 m.S. 16	gl glt	des		9.	H.L.S. 5 m.S. 15	glt	des	
2.	H.L.S. 9 m.S. 16	gl glt	des		10.	H.L.S. 5 m.S. 6	glt	des	
3.	H.L.S. 5 B.m.S. 15	glt	des		11.	H.L.S. 5 S.L. 15	glt	des	
4.	H.L.S. 5 E.m.S. 9	glt	des		12.	H.L.S. 5 S.L. 9	glt	des	
5.	H.L.S. 4 m.S. 10	glt	des		13.	H.L.S. 5 m.S. 15	glt	des	
6.	H.L.S. 4 m.S. 10	glt	des		14.	H.L.S. 4 S.L. 18	glt	des	
7.	H.L.S. 10 m.S. 10	glt	des						
8.	H.L.S. 7 m.S. 13	glt	des						

Abb. 2:
Schichtenverzeichnis
dem Feldbuch von 1965/66

Durch geomorphologische Kartierungen, Aufschlussbegehungen und 283 neue Peilstangensondierungen gelang es, in nur 18 Geländetagen im Jahr 2009 die Unsicherheiten und Probleme in den vorliegenden Manuskriptkarten zu klären. Örtlich musste die Kartendarstellung revidiert werden. Die Schichtenverzeichnisse der alten Bohrungen wurden geprüft, die Bezeichnung der anstehenden Sedimente an die aktuelle lithologische und stratigraphische Nomenklatur angepasst und eine neue Legende erstellt.

Das Blattgebiet befindet sich im Norden der Altmark-Fläming-Scholle, die aufgrund ihrer tektonisch bedingten Tiefenlage eine Art geologisches Archiv bildet. Die Nähe zu den schollenbegrenzenden Tiefenstörungen (Arendsee- und Salzwedel-Störung, Abb. 3), verbunden mit der Nachbarschaft zu mehreren Salzstrukturen wie Arendsee, Wittenberge, Meseberg und Messdorf, lässt eine mächtige Quartärabfolge im Untergrund vermuten. Die Geländeoberfläche am Südwestrand der Elbtal-Niederung bilden saale-kaltzeitliche (warthestadiale) Ablagerungen, die während der Weichsel-Kaltzeit periglazial modifiziert und im Holozän weiter überprägt wurden. Die südöstliche Hälfte des Gebietes wird von der Grundmoräne beherrscht, die durch etwa parallel von SSW nach NNE verlaufende Abflussbahnen zerschnitten ist (Abb. 4). Diese wurden am Ende der Saale-Kaltzeit im Zusammenhang mit dem Zerfall des Warthe-Eises und dem Durchbruch der Elbe nach Norden angelegt. Innerhalb des Toteises erfolgte eine generelle Richtungsänderung des Schmelzwasserabflusses zur Elbe als Vorfluter. Im westlichen Teil des Blattgebietes befindet sich ein S – N gerichteter Höhenzug, der aus zum Teil sehr groben, am Ende des Warthe-Stadiums in einer Eisspalte geschütteten glazifluvialen Sedimenten besteht (Kames?).

Das Blatt „Geologische Schnitte“ veranschaulicht in vier geologischen Schnitten die Lagerungsverhältnisse im Untergrund (Abb. 5). Die Schnitte basieren auf ca. 450 meist flachen Brunnen-, Baugrund-, Ton-, Kies- und Eisenerzkundungs-Bohrungen aus der LAGB-Bohrdatenbank. Den wichtigsten Beitrag zur Rekonstruktion der nahezu vollständigen quartären Abfolge lieferten 28 mehr als 100 m tiefe Bohrungen (darunter 8 Kartierungs- und 7 Erdölbohrungen). Die tiefste Erdölbohrung wurde mit 4 745 m im Unterrotliegend eingestellt. Die Quartär-Basisfläche und der Verlauf einer über 250 m tiefen quartären Rinne sind im Wesentlichen mithilfe tiefenseismischer Profile aus der Zeit der Erdölsuche ermittelt worden.

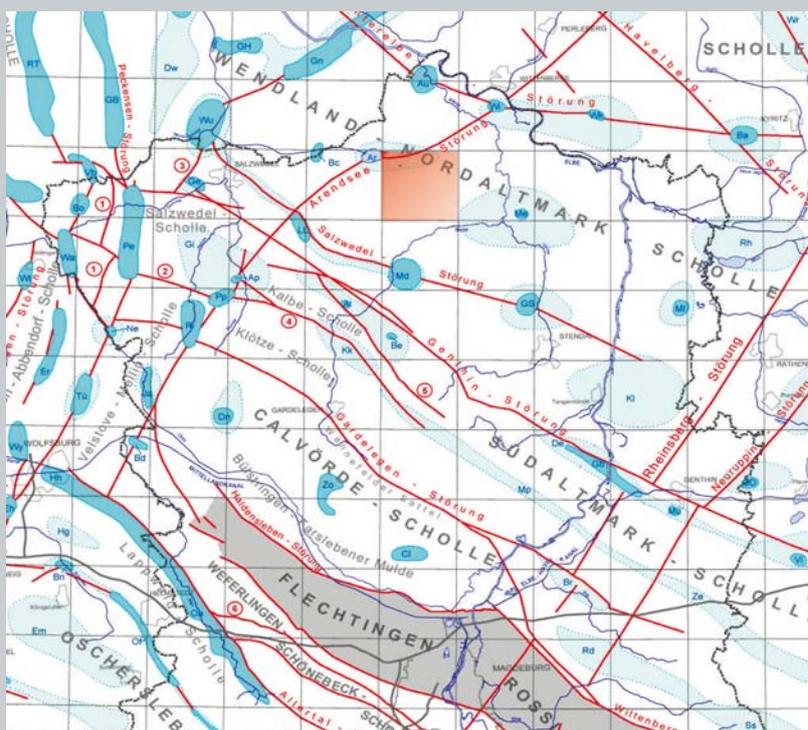


Abb. 3:
Lage des Blattgebietes auf der
Tektonischen Übersichtskarte
von Sachsen-Anhalt
(MARTIKLOS et al. 2001)

Geologische Karte von Sachsen-Anhalt 1 : 25 000

Grundkarte

Geologisch bearbeitet von Ljuba Stottmeister, 2010
unter Verwendung geologischer Aufnahmen
von Bruno Marcinkowski (1965-1966)

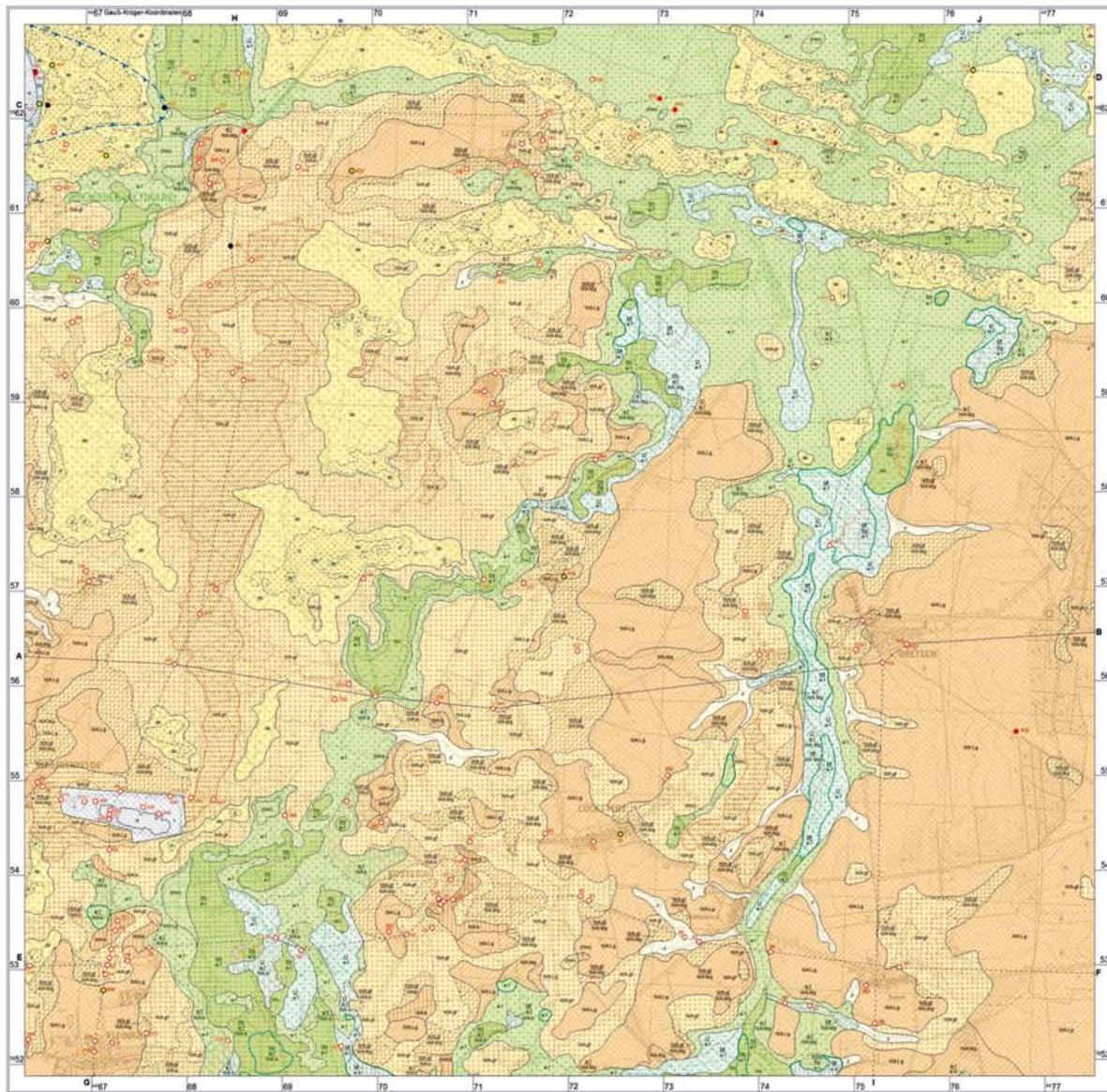
Herausgegeben vom Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt

Halle (Saale) 2012

1. Auflage

Bundesrepublik Deutschland

3135 Leppin



Geologischer Schnitt A - B
Längen 1: 25 000 Höhen 1: 2 000

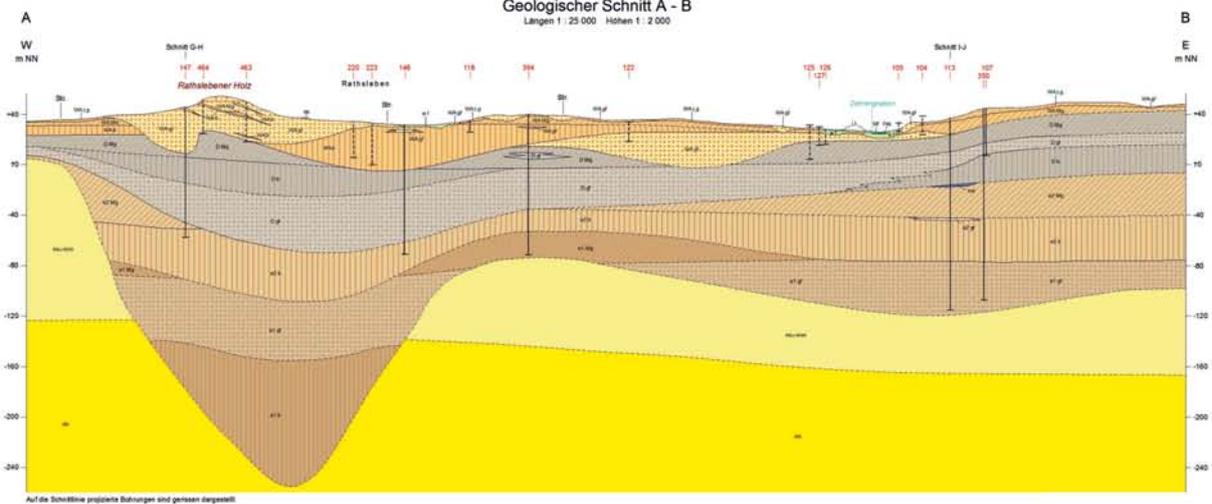


Abb. 4:

GK 25 von Sachsen-Anhalt, Blatt 3135 Leppin; Grundkarte und Geologischer Schnitt A - B

Kernbohrungen für die 3D-Modellierung in Ostfriesland

HERBERT RÖHM

Für das geologische 3D-Strukturmodell in Ostfriesland werden alle verfügbaren geologischen Informationen ausgewertet und, basierend auf einem Konzeptmodell der Stratigraphie und genetischen Entwicklung, in sich konsistent und widerspruchsfrei zusammengeführt. Hauptinformationsquelle ist dabei die „Bohrdatenbank Niedersachsen“, wobei allerdings nur ein Bruchteil der vorhandenen Bohrungsbeschreibungen detaillierte Angaben zur Stratigraphie beinhaltet. Die Angaben gehen selten über „Quartär“ oder „Pleistozän“ hinaus. Da auch „Leithorizonte“ nicht überall verbreitet sind (RÖHM & WITTHÖFT 2009), besteht der dringende Bedarf an zusätzlichen Daten zur Geologie und insbesondere zur stratigraphischen Einstufung. In den Jahren 2010 und 2011 hat die hydrogeologische Landesaufnahme des LBEG daher 5 Kernbohrungen abteufen lassen, um spezielle Fragen zur Alterseinstufung, Sedimentherkunft und Geochemie zu klären. Die Bohrungen hatten Teufen von 55 – 75 m mit insgesamt 335 Kernmetern.

3 Bohrungen erreichten das Pliozän, die beiden anderen endeten in elsterzeitlichen Sedimenten. Neben der üblichen Schichtenbeschreibung wurden Proben für Korngrößenanalysen (Abb. 1), Schwermineralbestimmungen (Abb. 2), geochemische sowie mikropaläontologischen Untersuchungen gewonnen. Der Kiesanteil (Fraktion > 2 mm) wurde geröllanalytisch ausgewertet (Abb. 3).

Literatur

RÖHM, H.; WITTHÖFT, M. (2009): Verbreitung von Elster-Grundmoräne und Lauenburger Ton in NW-Niedersachsen – Leithorizonte für die 3D-Modellierung? – In: WESTERHOFF, W. E.; ELSING, M. L. [Hrsg.]: 76. Tagung Arbeitsgemeinschaft Norddeutscher Geologen, 2. – 5. Juni 2009 in Utrecht (NL), Tagungsband und Exkursionsführer; Utrecht (NL).

Abb. 1:

Marcardsmoor:

Elsterzeitliche Grundmoräne

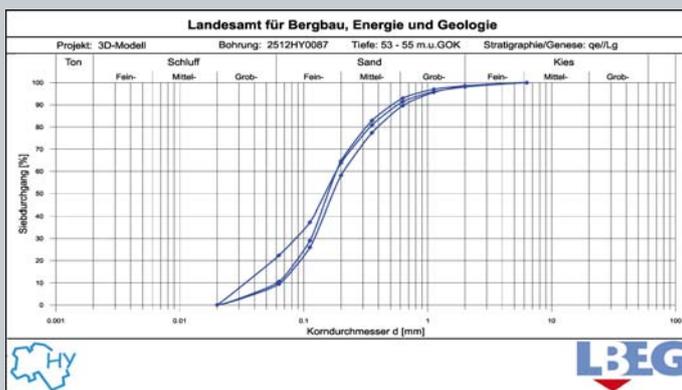
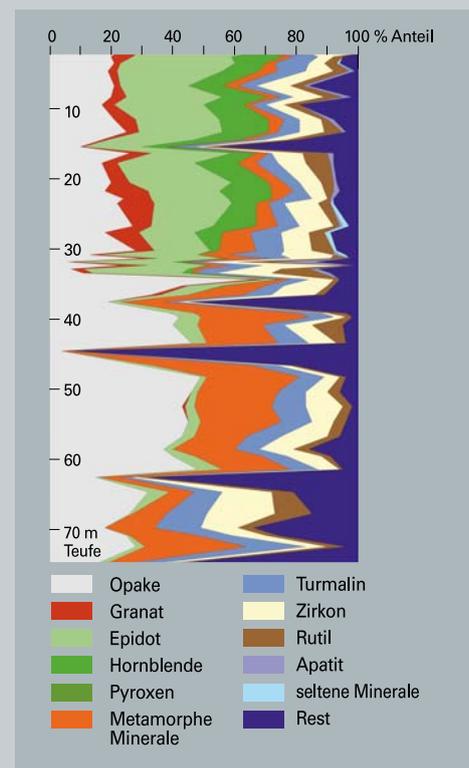


Abb. 3:

Negenmeerten: Mittelkies; links Pleistozän, rechts Pliozän

Abb. 2:

Negenmeerten: Schwermineralzusammensetzung, Analytik: I. Bitz



Hydrogeologische Karte von Niedersachsen 1 : 50 000 – Lage der Grundwasseroberfläche

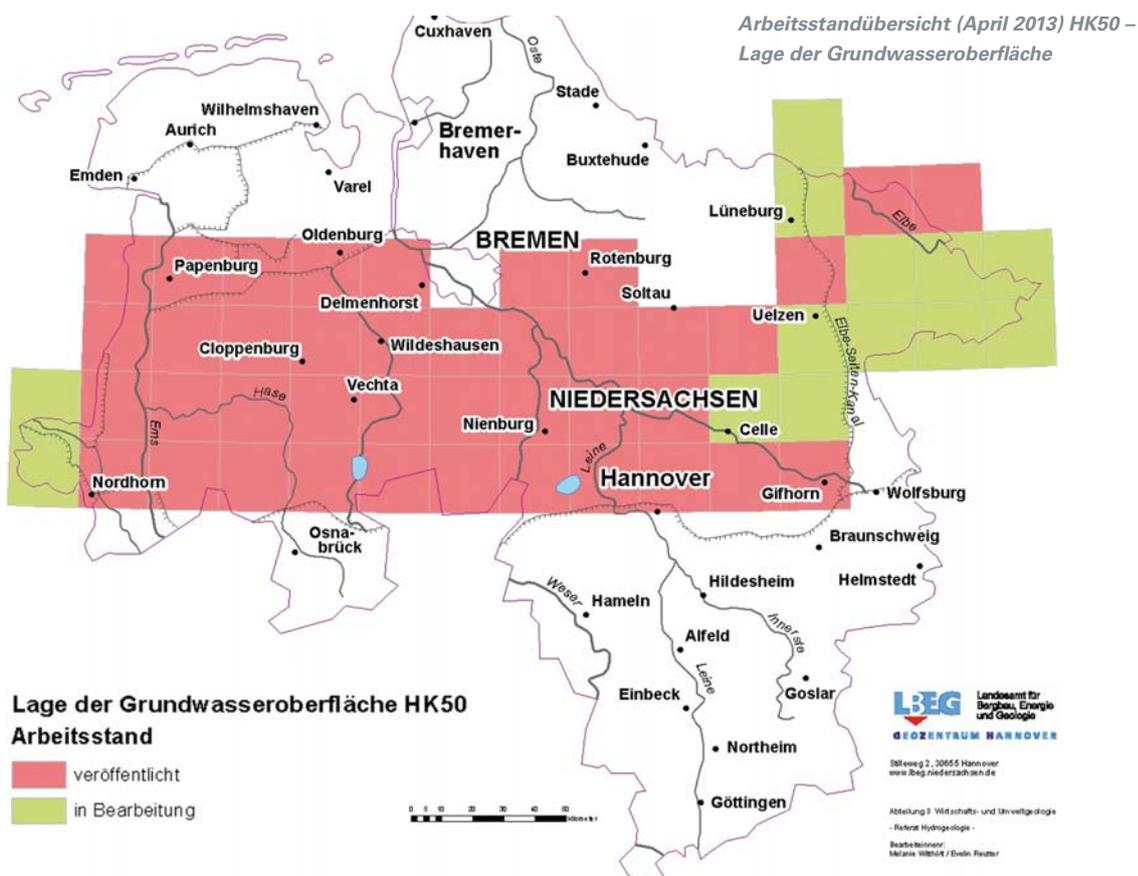
MELANIE WITTHÖFT

Für verschiedenste Fragestellungen seitens der Bürger, öffentlicher Einrichtungen und wirtschaftlicher Betriebe wird die Information über die Lage der Grundwasseroberfläche und die Grundwasserfließrichtung benötigt. Um Fragen zum Beispiel aus den Bereichen Trinkwasserversorgung, Grundwasserschutz, Beregnung und Geothermie im hydrogeologischen Kontext sinnvoll diskutieren zu können, wird im Rahmen der Erarbeitung der Hydrogeologischen Karte von Niedersachsen (1 : 50 000) zurzeit die Karte der Lage der Grundwasseroberfläche erstellt. Die Grundwasseroberfläche wird im Lockergesteinsgebiet von Niedersachsen mittels Grundwasserhöhengleichen im 2,5-m- (teils auch im 1-m-) Abstand für den oberen Hauptaquifer dargestellt. Als Grundlage zur Konstruktion der Grundwasserhöhengleichen dienen Bohrungs- und Grundwassermessstellen-Informationen aus der Bohrdatenbank des Landes Niedersachsen. Zunächst erfolgt die Zuordnung von Grundwassermessstellen zu den lokalen Aquiferen. Anhand dieser Zuordnung werden geeignete Grundwassermessstellen ausgewählt und ausgewertet. Die Grundwasserstandsdaten stammen aus dem Landesmessnetz und von Wasserversorgern oder anderen Messstellenbetreibern.

Um einen mittleren Grundwasserstand darzustellen wird als Stichtagsmonat der Januar 1993 genommen. Andere Grundwasserstandsdaten werden bei Bedarf nach Einzelfallprüfung im hydrogeologischen Kontext mit ausgewertet, um eine möglichst gute Belegpunktdichte zu gewährleisten.

Zur Beurteilung der lokalen hydrogeologischen Situation werden neben Schichtenverzeichnissen auch geologische Karten und geologische Schnitte ausgewertet beziehungsweise erstellt.

Als weiteres Thema der Hydrogeologischen Karte von Niedersachsen wird eine Karte zur Schwankungsbreite des Grundwasserstandes erarbeitet. Das LBEG stellt Daten und Karten auf dem NIBIS® KARTENSERVER und per WMS-Dienst frei verfügbar und kostenfrei zur Verfügung. Dort können die aktuell fertiggestellten Kartenblätter (s. Abb.) zur Lage der Grundwasseroberfläche eingesehen werden. Kartenplots und Shape-Dateien können über das LBEG kostenpflichtig bezogen werden (Kontakt unter www.lbeg.niedersachsen.de).

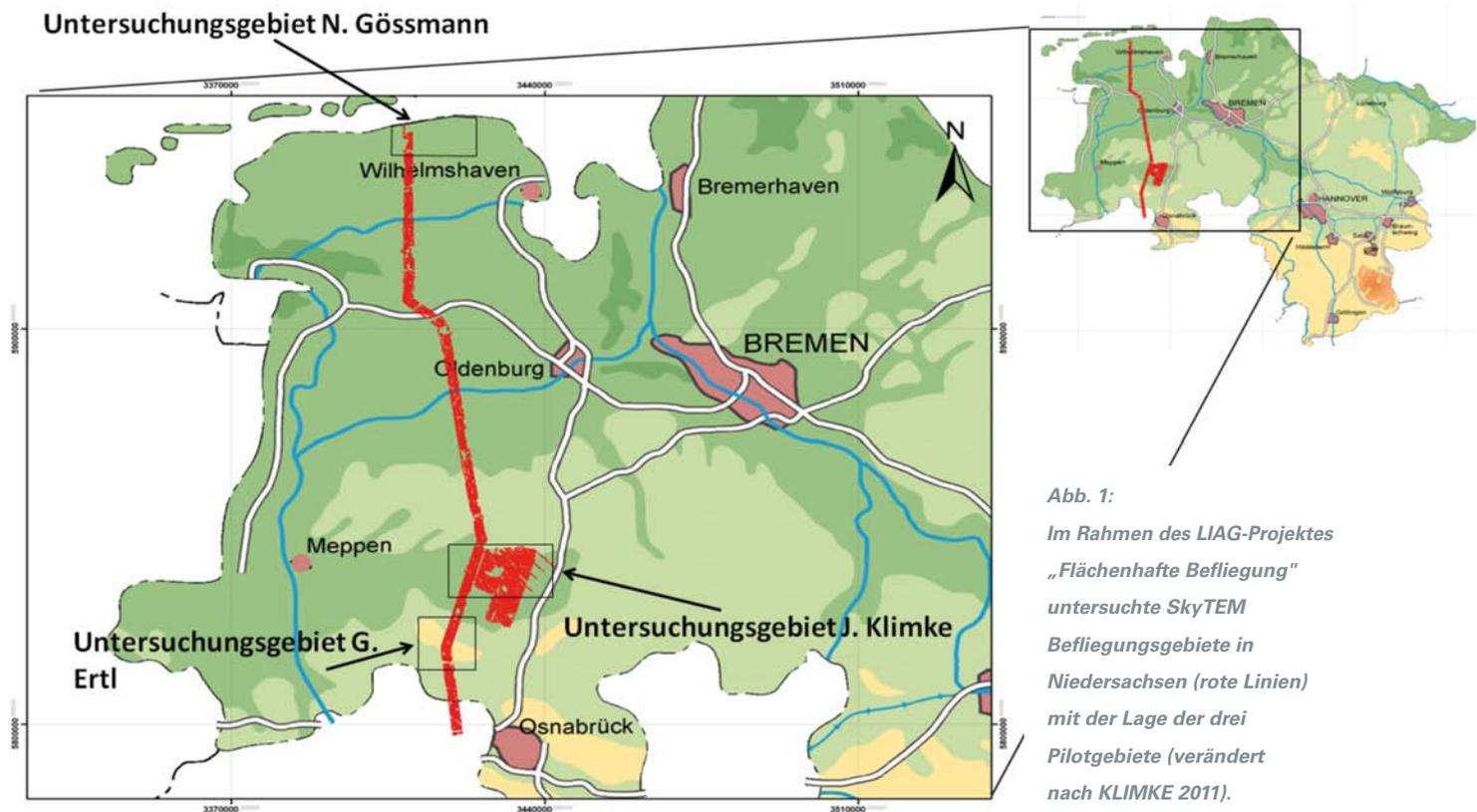


3D-Modellierung quartärzeitlicher Lockersedimente und Abgrenzung von Grundwasserversalzung in Niedersachsen mithilfe geophysikalischer Befliegungsdaten

JÖRG ELBRACHT, GABRIELE ERTL, NICO DEUS, JENNIFER KLIMKE, HELGA WIEDERHOLD

Aus der öffentlichen Wasserversorgung werden ca. 8 Mio. Einwohner Niedersachsens mit Trinkwasser versorgt. Da das Trinkwasser zu etwa 86 % dem Grundwasser entnommen wird, sind für eine dauerhafte Sicherung der Trinkwasserversorgung fundierte Kenntnisse über den Aufbau der Grundwasserleiter sowie die Beschaffenheit des Grundwassers erforderlich. Dabei hat sich gezeigt, dass die bislang vorliegenden Informationen besonders für Gebiete mit glazitektonischer Beanspruchung oder geogen versalzene Grundwasser als Planungs- und Bewirtschaftungsgrundlage oft unzureichend sind. Um das Informationsangebot zu verbessern, wurde in einem Pilotvorhaben getestet, ob die bislang vorhandenen Kenntnisse durch die Verwendung geophysikalischer Befliegungsdaten verbessert werden können.

Im Rahmen des LIAG-Projektes „Flächenhafte Befliegung“ wurde 2009 ein 2 km breiter und 160 km langer Streifen Niedersachsens mit dem transientelektromagnetischen System SkyTEM vermessen (Aarhus Geophysics 2009). Ziel der Befliegung war die Untersuchung eines typischen Querschnitts des Untergrundes Niedersachsens von der Küste bis ins Osnabrücker Bergland und einer bekannten binnenländischen Grundwasserversalzung im Quakenbrücker Becken, um die Möglichkeiten des Einsatzes der geophysikalischen Befliegung im Rahmen der hydrogeologischen Landesaufnahme zu testen. Vor diesem Hintergrund wurden die SkyTEM-Daten in Zusammenarbeit mit der Universität Hannover für die Bearbeitung von drei Projektgebieten verwendet (KLIMKE 2011, ERTL 2012, GÖSSMANN 2012).



Ergebnisse

Im Quakenbrücker Becken wurde von KLIMKE (2011) die Füllung eines drenthezeitlichen Gletscherzungenbeckens modelliert. Das 3D-Modell wurde auf der Basis von Bohrungsdaten aus der Bohrdatenbank Niedersachsen und daraus erstellten Profilschnitten konstruiert. Anschließend wurden SkyTEM-Daten integriert und dadurch das Modell verbessert. Die Interpretation der SkyTEM-Daten erfolgte mithilfe von Bohrlochwiderstandsmessungen, woraus sich eine Korrelation zwischen spezifischen elektrischen Widerständen und Korngrößen ableiten ließ. Dadurch konnten die meisten stratigraphischen Einheiten im Modellgebiet anhand ihrer jeweiligen charakteristischen Widerstände im süßwassergesättigten Bereich abgebildet werden. Zusätzlich konnten mithilfe der SkyTEM-Daten detaillierte Informationen zu Ausdehnung und Tiefenlage einer binnenländischen Grundwasserversalzungszone gewonnen werden.

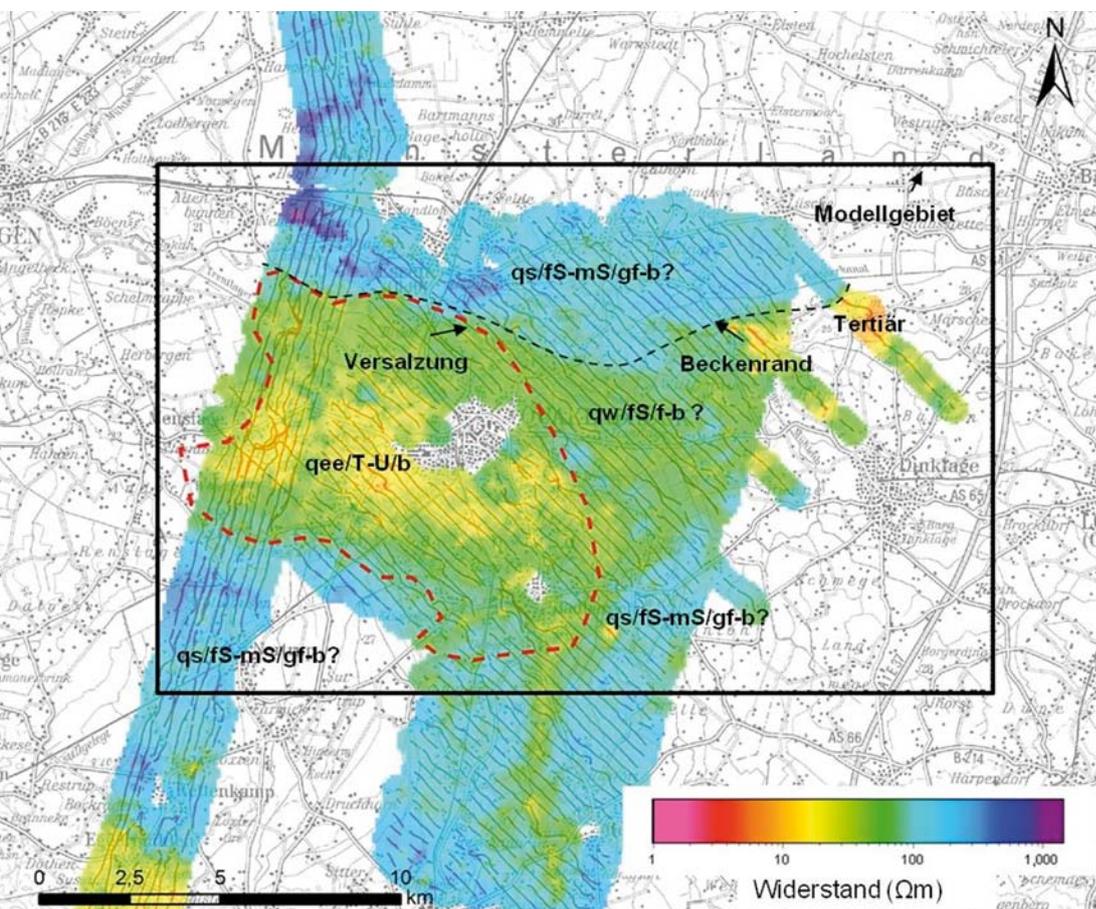


Abb. 2:
Auswertung der SkyTEM-Daten für das Untersuchungsgebiet im Tiefenbereich von 0 bis +10 m NN (KLIMKE 2011)

dünne blaue Linien =
SkyTEM-Datenpunkte

blaue Flächen =
drenthezeitliche
Schmelzwasser-
Ablagerungen

grüne und gelbe Flächen =
eem- und weichselzeitliche
Beckenfüllung

rot-gestrichelte Linie =
Versalzungsgrenze

Im Bereich der Ankumer Höhen, die zusammen mit den Dammer Bergen als Stauchendmoränen des drenthezeitlichen Gletschers südlich des Quakenbrücker Beckens interpretiert werden, wurden die Kenntnisse zum Internbau mithilfe der SkyTEM-Daten deutlich verbessert (ERTL 2012). Dazu wurden die charakteristischen Widerstände aus den SkyTEM-Daten der drenthezeitlichen Schmelzwasser-Ablagerungen, des drenthezeitlichen Tills und der unterlagernden Tertiär-Schichten mithilfe von Bohrlochwiderstandsmessungen korreliert. Die interpretierten SkyTEM-Daten lieferten hochauflösende Informationen zur Verbreitung der stratigraphischen Einheiten und deren Lagerungsverhältnissen, sodass der Aufbau des glazitektonisch verformten Höhenzuges detailliert modelliert werden konnte.

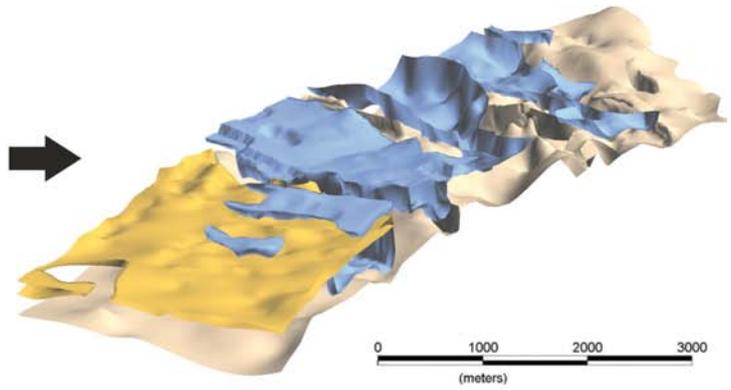
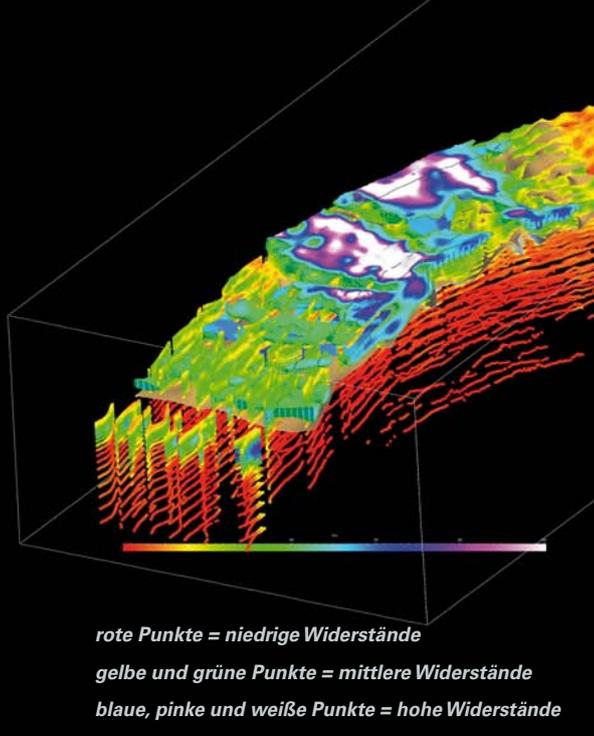


Abb. 3:

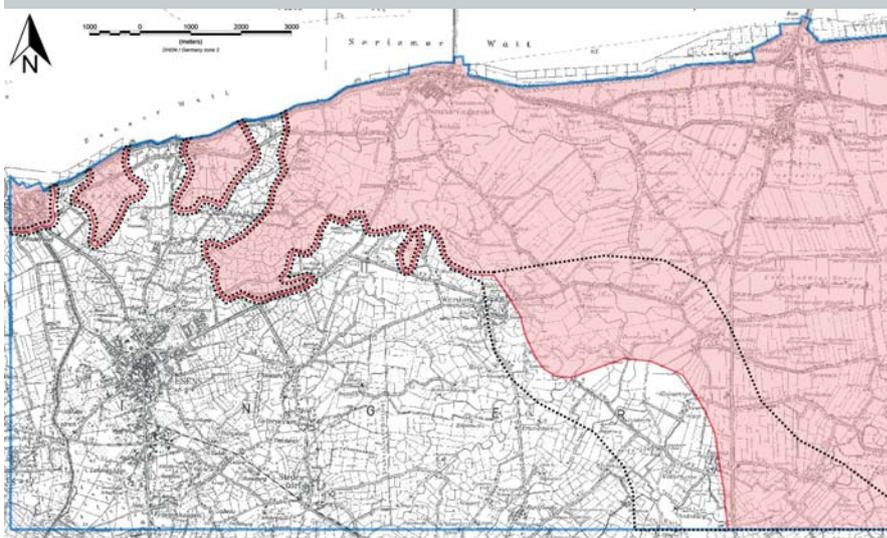
Links: SkyTEM-Daten als PointSet in GOCAD, auf deren Basis das 3D-Modell aufgespannt wurde.

Rechts: Mit GOCAD bearbeitetes 3D-Modell des Untersuchungsgebietes (5-fach überhöht) im Bereich der Ankumer Höhen (beides ERTL 2012)

Im Bereich der Nordseeküste bei Esens konnten von GÖSSMANN (2012) die Position und die Tiefenlage der Salz-/Süßwassergrenze mithilfe von geophysikalischen Befliegungsdaten detailliert beschrieben werden. Ein Ziel dieser Arbeit war es, eine Methode zur Nutzung von geophysikalischen Befliegungsdaten für hydrogeologische Fragestellungen am Beispiel der Kartierung einer Grundwasserversalzungszone zu erarbeiten. Hierfür wurde zuerst ein 3D-Modell der quartärzeitlichen Schichten auf Basis von Bohrungen und 2D-Profileschnitten erstellt, um eine Verwechslung der Widerstandssignaturen von Tonschichten und Versalzungsbereichen ausschließen zu können.

Abb. 4:

Lage des Grundwasserversalzungsbereiches im Untersuchungsgebiet. Im östlichen Teil des Gebietes wurden zur Abgrenzung der Versalzungszone lediglich Grundwasserbeschaffenheitsdaten ausgewertet. Im westlichen Teil lagen zusätzlich geophysikalische Befliegungsdaten (SkyTEM- und HEM-Daten) vor, sodass der Grenzverlauf detaillierter kartiert werden konnte (GÖSSMANN 2012).



blaue Linie =
Untersuchungsgebiet

rot =
Versalzungsgebiet

gestrichelte Linie =
Fehlerbereich bei der
Bestimmung der
Versalzungsgrenze

Neben den SkyTEM-Daten wurden für die Kartierung der Salz-/Süßwassergrenze zusätzlich elektromagnetische Daten der BGR (HEM-Daten), geoelektrische Sondierungen und Grundwasserbeschaffenheitsdaten verwendet. Die Arbeit hat gezeigt, dass die aerelektromagnetischen Daten nur in Kombination mit einem detaillierten geologischen Modell, basierend auf Bohrungen und Profilschnitten, zu nutzen sind, da eine ausschließlich auf den Widerständen der elektromagnetischen Messungen basierende, geologische Interpretation oft fehlerbehaftet ist.

Fazit

Die Ergebnisse der drei vorgestellten Arbeiten haben gezeigt, dass geophysikalische Befliegungsdaten (SkyTEM) wertvolle Eingangsdaten für die Kartierung von Grundwasserversalungen und die geologische 3D-Modellierung in glazitektonisch intensiv beanspruchten Gebieten sind.

Literatur

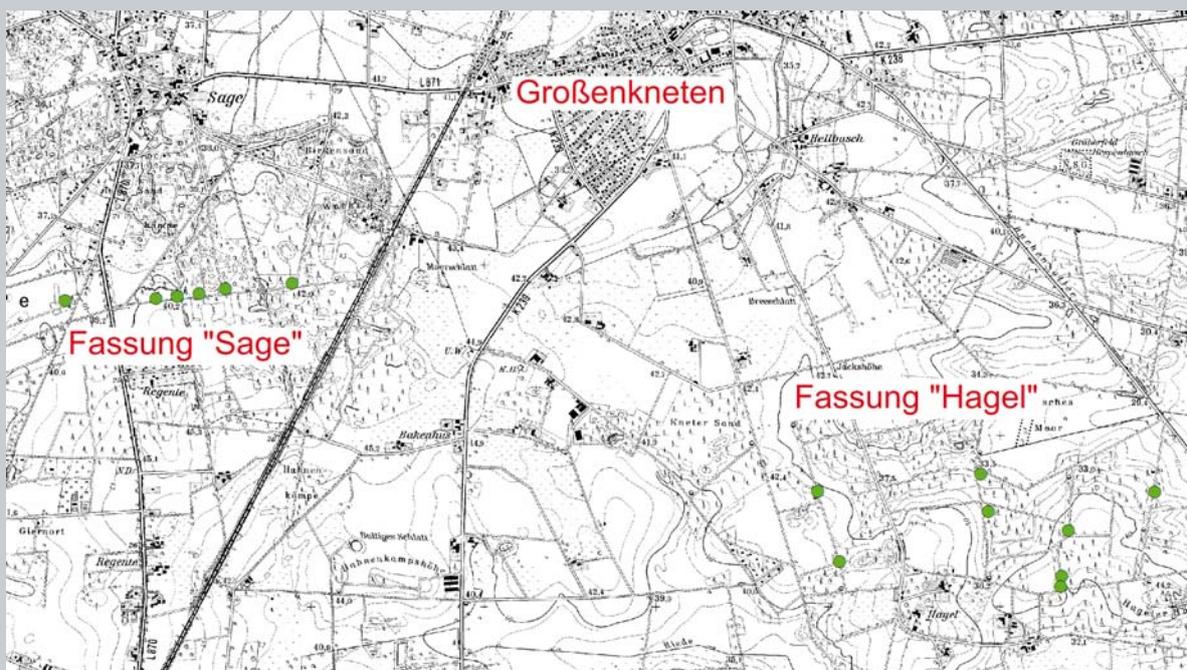
- Aarhus Geophysics (2009): Processing and inversion of SkyTEM Data for LIAG. – 95 S. – [unveröff. Projektbericht]
- ERTL, G. (2012): 3D-Detailmodellierung der Ankumer Höhen-Stauchmoräne mittels SkyTEM-Daten. – Tagung FH-DGG, SDGG, **78**: S. 200; Hannover.
- GÖSSMANN, N. (2012): Kartierung der Küstenversalzung mit Hilfe geophysikalischer Daten und 3D-Modellierung im Raum Esens (Ostfriesland). – 92 S.; Hannover. – [unveröff. Masterarb. Univ. Hannover]
- KLIMKE, J. (2011): Erstellung eines geologisch-geophysikalischen Untergrundmodells für den Bereich des pleistozänen Quakenbrücker Beckens in Niedersachsen. – 100 S.; Hannover. – [unveröff. Masterarb. Univ. Hannover]

Das Pliozän ist nicht zu fassen!

ANGELIKA KÖTHE, HERBERT RÖHM, MELANIE THOMAS

Das Untersuchungsgebiet befindet sich nahe der ca. 40 km westlich von Bremen gelegenen Ortschaft Großenkneten (s. Abb.). Der Oldenburgisch-Ostfriesische Wasserverband (OOWV) betreibt hier das Wasserwerk Großenkneten mit den Brunnenfeldern „Sage“ und „Hagel“. Im Rahmen weiterer Erkundungsarbeiten wurden zahlreiche Bohrungen teilweise im Kernbohrverfahren abgeteuft, an denen Proben für hydrogeologische Untersuchungen durch das LBEG gewonnen werden konnten, bei denen auch palynologische Methoden zur Altersbestimmung zum Einsatz kamen. Hierbei wurden aus 14 Bohrungen (6 im Bereich „Sage“ und 8 im Bereich „Hagel“) insgesamt 114 Proben aus Schluff- und Tonlagen mikropaläontologisch im Labor aufbereitet und anschließend untersucht. Das Ziel dieser Analyse war die Bestimmung der Miozän/Pliozän- und der Pliozän/Pleistozän-Grenze.

Seit den ersten Erkundungsarbeiten für das Wasserwerk (JOSOPAIT et al. 1973) war bekannt, dass unter den pleistozänen Sedimenten feinkörnige weiß- bis hellgraue Sande folgen, die mangels Untersuchungsmöglichkeiten grob als „Pliozän bis Prä-Elster“ eingestuft wurden. Die darunter folgenden dunkelgrauen/grüngrauen Glaukonit führenden Tone, Schluffe und Feinsande wurden aufgrund der überregionalen Kenntnis dem Miozän zugeordnet. Altersbestimmungen lagen für das Untersuchungsgebiet bisher nicht vor.



Untersuchungsgebiet mit Lage der probierten Bohrungen

Als erstes wurden die vorab sedimentologisch als marines Miozän eingestuft Proben auf Dinozysten untersucht, wobei die biostratigraphische Einstufung der verwendeten Dinozysten-Zonierung KÖTHE (2012) folgt. Zusätzlich wurden die vermutlich aus dem Pliozän bis Pleistozän stammenden Sedimente auf Pollen und Sporen durchgesehen. Insgesamt konnten jedoch von den 114 Proben lediglich 43 biostratigraphisch eingestuft werden, weswegen die Resultate beider Methoden nur wenig Klarheit in die anfangs gesetzte Fragestellung brachten. Dabei machte die oftmals sehr geringe Anzahl enthaltener Florenelemente in Verbindung mit den teilweise großen Probenabständen eine exakte biostratigraphische Einstufung mittels Pollenanalyse nahezu unmöglich. Hingegen gelang es, zumindest für einige Bohrungen, anhand von Dinozysten ein sicheres Ober-Miozän zu bestimmen. Da mithilfe der palynologischen Analysen keine eindeutig ins Pliozän oder Pleistozän zu stellenden Sedimente nachgewiesen wurden, konnte keine sichere Grenzziehung der einzelnen Serien gewährleistet werden, was eine Beantwortung der zu Anfang gestellten Hauptfrage nicht ermöglichte.

Ergebnisse

(alle Teufenangaben in m u. GOK):

Im Fassungsbereich „Sage“ liegt die GOK bei 40,5 – 41,5 m NN. Es wurde erst ab 40 m gekernt und somit wurden pleistozäne Schichten nicht erfasst. Die Pliozän/Pleistozän-Grenze ist hier nicht ermittelbar gewesen. Da pliozäne Sedimente nicht nachgewiesen wurden, bleibt als einziges Ergebnis, dass der Top gesicherten Miozäns bei -20 bis -25 m NN liegt. Der palynologische Befund ist wie folgt:

- GWM 431: Ober-Miozän ab 64,10 m
- GWM 439: Ober-Miozän ab 63,15 m
- GWM 441: Ober-Miozän ab 64,55m
- GWM 443: Ober-Miozän ab 62,40 m, pliozäne Sedimente nicht nachgewiesen
- GWM 445: Ober-Miozän ab 61,00 m, pliozäne Sedimente nicht nachgewiesen
- GWM 447: nur umgelagerte Sedimente

Weiter östlich, im Fassungsbereich „Hägel“ fällt das Gelände nach N und E hin bis auf 34 m NN ab. Zudem ist eine (vermutlich elsterzeitliche) Rinne vorhanden, da in diesen Bohrungen oft pleistozänes Material erbohrt wurde (gekernt ab 30 – 50 m bis Endteufe).

- GWM 412: pliozäne Sedimente nicht nachgewiesen, Ober-Miozän ab 79 m
- GWM 451: Pleistozän bis 83 m, Pliozän nicht nachgewiesen, Ober-Miozän ab 94,80 m
- GWM 453: Pleistozän bis 104 m, Pliozän nicht nachgewiesen, Ober-Miozän ab 119,70 m
- GWM 455: Pleistozän bis 52 m, Pliozän nicht nachgewiesen, Ober-Miozän ab 83,5 m
- GWM 457: Pleistozän bis 54 m, Ober-Miozän ab 77,45 m
- GWM 459: Pleistozän bis 36,7 m, pliozäne Sedimente nicht nachgewiesen, Ober-Miozän ab 77,70 m
- GWM 460: Pleistozän bis Endteufe (100 m)
- GWM 461: Pleistozän bis 46,9 m, pliozäne Sedimente nicht nachgewiesen, Ober-Miozän ab 82,20 m

Literatur

JOSOPAIT, V.; GERHARDY, H.; GIESEL, W.; DÜRBAUM, H.-J. (1973): Gutachtlicher Bericht über die hydrogeologischen Gegebenheiten im Bereich des Wasserwerks Großenkneten – Oldenburgisch-Ostfriesischer Wasserverband. Archivbericht **0020032**, Niedersächs. L.-Amt Bodenforsch., Hannover. – [unveröff].

KÖTHE, A. (2012): A revised Cenozoic dinoflagellate cyst and calcareous nanoplankton zonation for the German sector of the southeastern North Sea Basin. – Newsletter on stratigraphy, **45/3**: 189 – 220; Stuttgart.

Bohrprogramm Lockergesteine und Quartärbasis Niedersachsen: Ein Aufgabenfeld der geologischen Landesaufnahme

JANINE MEINSEN, KERSTIN FISCHER, RÜDIGER KOCH, ASDIS OELRICH, GUNTRAM HERRENDORF, WOLFGANG POSSIN, CARSTEN SCHWARZ

Das „Bohrprogramm Lockergesteine und Quartärbasis Niedersachsen“ dient der kontinuierlichen Verdichtung des Bohrnetzes in Niedersachsen, um geologische Informationen des mitteltiefen Untergrundes zu gewinnen, aufzubereiten und für die weitere Auswertung bereitzustellen. Mithilfe der LBEG-eigenen mobilen Bohranlage WD 500 (Abb. 1) sind die Mitarbeiter der integrierenden geologischen Landesaufnahme seit vielen Jahren im gesamten Jahresverlauf in ganz Niedersachsen unterwegs, um Grundlagendaten für die Fachbereiche Hydrogeologie, Geothermie, Baugrund, Rohstoffsuche etc. zur Verfügung zu stellen. Die durchgeführten Bohrungen im Trockenbohrverfahren mit der Endlosschnecke, im Bohrverfahren „Schneiden-Ziehen“ sowie teilweise durch Rammkernbohrungen haben maximale Teufen von 99 m. Ziel ist es, die quartären und tertiären Schichten zu erschließen bzw. das unterlagernde Festgestein zu erreichen. Aktuell liegen die Informationen über den geologischen Untergrund in Niedersachsen in unterschiedlicher räumlicher Verteilung vor. Erkannte „Lücken“ in der flächenhaften Verteilung der Daten werden im Rahmen des Bohrprogramms kontinuierlich geschlossen.

Die aktuellen Bohrkampagnen der Jahre 2012/2013 (s. Abb. 2) betreffen sowohl das niedersächsische Bergland (Osnabrücker Bergland, Großes Bruch), das Tiefland (Fürstenau, Raum Sögel und LK Heidekreis) als auch das Küstengebiet (Ostfriesische Inseln und Raum Otterndorf/Unterelbe). Im Osnabrücker Land bei Fürstenau und bei Hasbergen wurden 2012 vier Bohrungen für die geologische Landesaufnahme abgeteuft. Dabei ist im Bereich von Hasbergen das Festgestein, Oberer Münder Mergel (joOM 5), nachgewiesen worden (HEUNISCH 2012). Der Mergel stellt den Übergang zwischen Jura und Kreide dar und wird, der aktuellen Forschung entsprechend, schon zum Berrias und somit zur Unteren Kreide gezählt. Im Bereich Fürstenau wurden quartäre und tertiäre Schichten erbohrt, wobei das Tertiär dem Eozän zuzuordnen ist (KÖTHE 2012).

Im Großen Bruch, einer Ost – West gerichteten, ca. 40 km langen und 2 – 3 km breiten Abflussrinne von Schmelzwässern der Drenthe-Vereisung im nördlichen Harzvorland, wurden während 2 Kampagnen 2012 und 2013 bereits 11 Bohrungen bis 75 m Tiefe abgeteuft. Weitere Bohrungen sind geplant. Mit Profilschnitten sowie stratigraphischen und petrographischen Analysen werden Materialspektrum, Mächtigkeit, Alter und Genese der Füllung dieser markanten Talung untersucht, die heute keine natürliche Entwässerung mehr besitzt. Das angewandte und im Rahmen der laufenden Bohrprojekte optimierte Bohrverfahren „Schneiden-Ziehen“ mit der Endlosschnecke erlaubt hierbei eine relativ schnelle und präzise Erfassung von Schichten und Schichtgrenzen sowie eine teufengerechte Entnahme von Proben.

Abb. 1:

Die LBEG-eigene Bohranlage WD 500



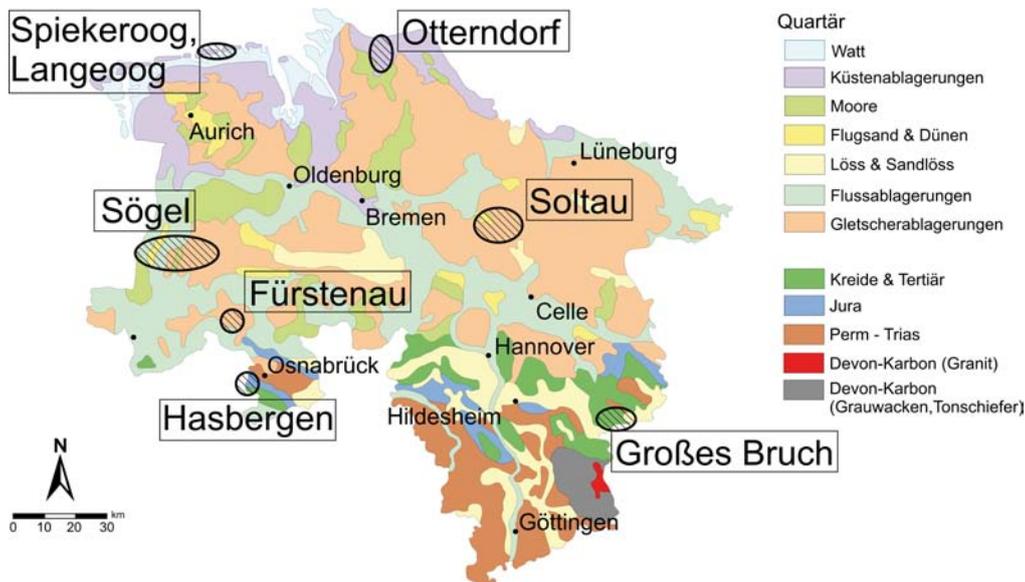


Abb. 2:
 Geologische Übersichtskarte
 von Niedersachsen (verändert
 nach HEUNISCH et al. 2007) mit
 Lage der aktuellen Einsatzorte
 (2012/2013) der integrierenden
 geologischen Landesaufnahme
 im „Bohrprogramm Lockerge-
 steine und Quartärbasis
 Niedersachsen“

Um „Lücken“ in der flächenhaften Verteilung der Bohrdaten zu schließen, wurden im Raum Sögel bisher 52 Bohrungen abgeteuft. Dabei wurden bereits Bohrungen bis zur Quartär-Basis abgeschlossen, mit Proben- daten hinterlegt und Ergebnisse von „Altbohrungen“ durch nachvollziehbare Proben- daten in ihrer Qualität auf- gewertet. Im Landkreis Heidekreis wurden im Jahr 2012 insgesamt 14 Drillbohrungen durchgeführt. Weitere 8 Bohrungen folgen in 2013. Ziel ist hier die Erkundung der quartären Schichtfolge und die Erstellung vernetz- ter Schnitte. Zur Bestimmung des Geschiebespektrums in den angetroffenen Moränenablagerungen werden an Proben, die im Verfahren „Schneiden-Ziehen“ gewonnen werden, Feinkiesanalysen durchgeführt.

Auf den niedersächsischen Barriereinseln in der Nordsee dienen die bisher im Rahmen des Bohrprogramms der Landesaufnahme abgeteuften 27 Drill- und Kernbohrungen dem Verständnis zur quartären Entstehungsgeschichte der Inseln, liefern Informationen über Süßwasserlinsen im Untergrund sowie für Küstenschutz Zwecke. Sie bilden eine gesicherte Nahtstelle zur Geologie zwischen Festland und Nordsee und bieten damit wichtige Entschlei- dungshilfen, z. B. beim Interessenskonflikt Schutz des Wattenmeeres kontra Energietransport (Leitungstrassen) von Offshore-Windkraftanlagen an die Küstenlinie.

An der Unterelbe, im Raum Otterndorf, östlich von Cuxhaven, wurden bislang 15 Drillbohrungen bis zu einer Teufe von 99 m abgeteuft. Weitere Bohrungen werden kontinuierlich folgen. Im Untersuchungsgebiet liegen zurzeit nur sehr wenige, zum Großteil stratigraphisch nicht eingeordnete Bohrungen vor, die oft nur holozänzeitliche Ablage- rungen und Bildungen erfassen. Ein Ziel ist es daher, die vollständige holozäne und pleistozäne Schichtfolge bis zum Tertiär zu erbohren. Resultierend aus dem neuen Kenntnisstand sollen Kartenwerke zur Lage der Holozän- und Pleistozän-Basis erstellt bzw. modifiziert werden. Erste Ergebnisse zeigen, dass die Lage der Holozän-Basis und der Verlauf glazialer Rinnensysteme in diesem Gebiet wesentlich komplexer ausgebildet sind als bisher ange- nommen wurde. Die Schichtenverzeichnisse aller Bohrungen werden in die Bohrdatenbank Niedersachsen (BDN) des LBEG überführt und stehen damit der Nutzung und weiterführenden Auswertung durch alle Fachbereiche des LBEG zur Verfügung. Über den Kartenserver auf der Internetseite des LBEG (www.lbeg.niedersachsen.de) sind die Bohrungen, ebenso wie alle anderen Produkte und Dienstleistungen des LBEG, für jeden einsehbar.

Literatur:

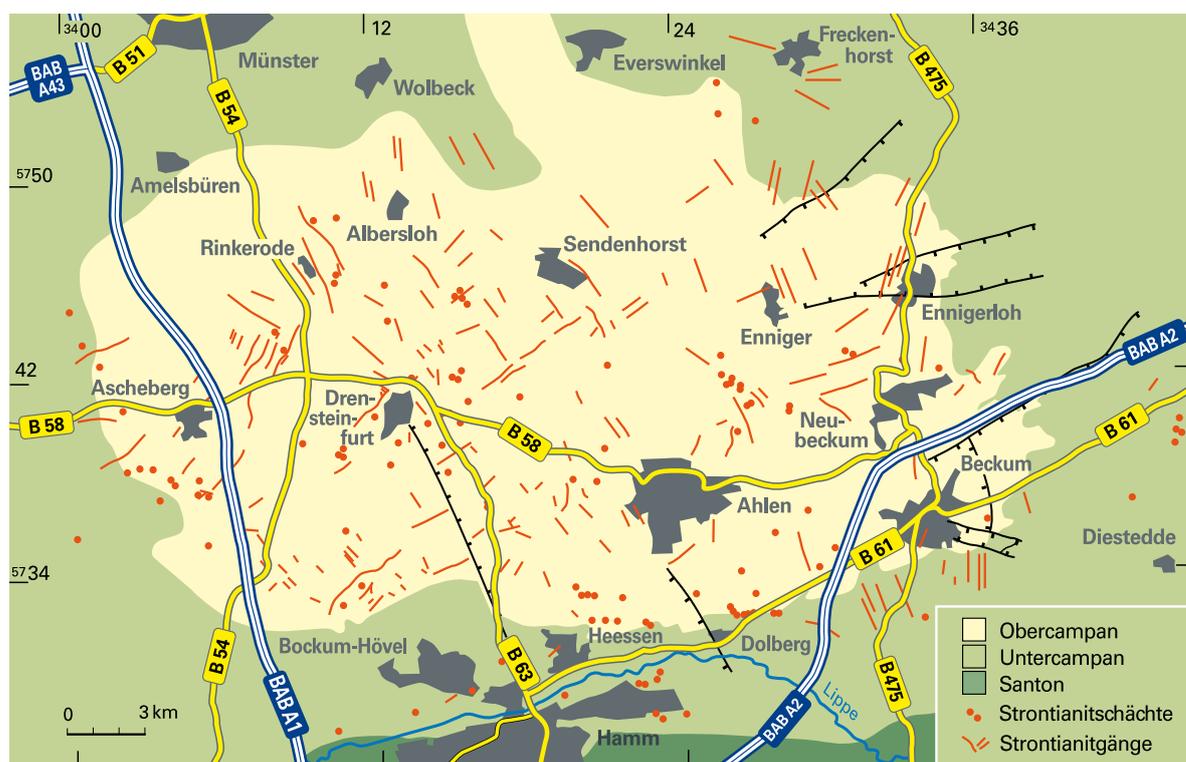
- HEUNISCH, C.; CASPERS, G.; ELBRACHT, J.; LANGER, A.; RÖHLING, H.-G.; SCHWARZ, C.; STREIF, H. (2007): Erdgeschichte von Niedersachsen – Geologie und Landschaftsentwicklung. – GeoBerichte, **6**: 85 S., 57 Abb., 18 Tab.; Hannover.
- HEUNISCH, C. (2012): Mikropaläontologischer Untersuchungsbericht der Bohrung Nollmannsberg 2, PaStraLa-Nr.: 4951_6466; (Archivbericht LBEG). – [unveröff.]
- KÖTHE, A. (2012): Mikropaläontologischer Untersuchungsbericht der Bohrung Osteroden Seefeldberg, PaStraLa-Nr.: 6774_8299; (Archivbericht LBEG). – [unveröff.]

Spuren des Strontianit-Abbaus im Münsterland (ein weitgehend vergessenes Montanerbe birgt aktuelle Georisiken)

MANFRED DÖLLING, ANDREAS LENZ, LUDGER KRAHN

Wird in Westfalen von Bergbau gesprochen, so ist im Allgemeinen der Abbau von Steinkohle gemeint. Beinahe vergessen ist hingegen die bergmännische Gewinnung des Minerals Strontianit (SrCO_3) im Münsterland. Das Strontianitvorkommen des Münsterlandes ist mit einer Ausdehnung von ca. 1700 km² und einem geschätzten Vorrat von 150 000 t eines der größten der Erde. Strontianit ist im Münsterland auf meist steilen bis saigeren, Nordwest – Südost und Nordost – Südwest streichenden Gängen von durchschnittlich 0,3 m, örtlich von bis zu 2,5 m Mächtigkeit und einer Erstreckung von wenigen 100 m bis zu 10 km Länge verbreitet. Die Gänge reichen etwa 100 – 200 m in die Tiefe und treten im Wesentlichen in den Gesteinsfolgen des Campans auf (vgl. Abb.).

Das Mineral wurde im Münsterland mit Unterbrechungen von etwa 1840 bis 1945 zuerst im Tagebau, ab 1874 auch bergmännisch im Firstenbau gewonnen. Als im Jahr 1945 der letzte Abbau stillgelegt wurde, waren bis dahin schätzungsweise rund 700 Tage- und Tiefbaue aufgefahren, meist Klein- bis Kleinstbetriebe, und knapp 93 000 t Strontianit im Münsterland abgebaut worden. Hauptabnehmer waren die Zuckerindustrie – sie benötigte das Mineral zum Entzuckern der Melasse – sowie die Stahl-, Glas-, Pharma- und Pyrotechnikindustrie. Da der Strontianitbergbau nicht der Bergaufsicht unterlag, gibt es aus dieser Zeit nur von den großen Betrieben Abbaupläne und Risswerke. Eine ordnungsgemäße Absicherung der aufgefahrenen Strecken und Schächte unterblieb meist, sodass vielfach bis heute die Gefahr von Tagesbrüchen besteht. Geologische Kartierungen – in Verbindung mit montanhistorischen und bergbehördlichen Unterlagen – unterstützen und erleichtern das Lokalisieren und Sichern solcher Hohlräume maßgeblich.



Verbreitung der Strontianitgänge im zentralen Münsterland (nach VENATOR 1882, MICKLINGHOFF 1942 und GESING 1995)

Expositionsdatierung von Geschieben in Nordostdeutschland mit kosmogenem Beryllium-10

ANDREAS BÖRNER, VINCENT RINTERKNECHT, DIDIER BOURLÈS, RÉGIS BRAUCHER

Von den 23 beprobten Geschieben wurden drei Geschiebe von weiteren statistischen Berechnungen ausgeschlossen. Die statistisch gemittelten Expositionsalter sind als Mindestalter anzusehen, da sie die ermittelte ^{10}Be -Konzentration unter Einberechnung einer ^{10}Be -Halbwertszeit von 1,36 Ma präsentieren. Mit einer konservativen ^{10}Be -Produktionsrate von 4,26 Atomen pro Gramm und pro Jahr ($\text{at gr}^{-1} \text{a}^{-1}$; BALCO et al. 2008) beträgt das im Lm-Scaling unkorrigierte Minimalalter der Pommern-Phase $15,6 \pm 0,6$ ^{10}Be ka ($n = 12$) und erhöht sich unter Einberechnung der Korrekturfaktoren auf $15,9 \pm 0,6$ ^{10}Be ka. Mit einer für NE-Nordamerika ermittelten Produktionsrate von 3,88 $\text{at gr}^{-1} \text{a}^{-1}$ (NENA; BALCO et al. 2009) liegt das unkorrigierte Minimalalter der Pommern-Phase im Lm-Scaling Verfahren um $17,6 \pm 0,6$ ^{10}Be ka und erhöht sich unter Einberechnung der Korrekturfaktoren auf $18,0 \pm 0,7$ ^{10}Be ka. Eine subjektiv gemittelte Altersbestimmung für die Deglaziation der Pommern-Phase würde aufgrund der vorgestellten Berechnungsschwankungen um 17 ^{10}Be ka liegen. Mit einer Produktionsrate von konservativen 4,26 $\text{at gr}^{-1} \text{a}^{-1}$ beträgt das im Lm-Scaling unkorrigierte Minimalalter von fünf Proben aus der jüngsten Grundmoräne (Mecklenburg-Phase) $13,7 \pm 0,6$ ^{10}Be ka ($n = 5$) und erhöht sich unter Einberechnung der Korrekturfaktoren auf $13,9 \pm 0,7$ ^{10}Be ka. Mit einer Produktionsrate von 3,88 $\text{at gr}^{-1} \text{a}^{-1}$ liegt das unkorrigierte Minimalalter der Mecklenburg-Phase im Lm-Scaling Verfahren um $15,4 \pm 0,7$ ^{10}Be ka und erhöht sich mit Korrekturfaktoren auf $15,7 \pm 0,8$ ^{10}Be ka. Eine subjektiv gemittelte Altersbestimmung für die Deglaziation der Mecklenburg-Phase würde aufgrund der Berechnungsschwankungen bei ca. 15 ka liegen, was gut mit Lumineszenz-datierten Rückschmelzablagerungen aus dem benachbarten Schleswig-Holstein korreliert (PREUSSER 1999). Die vorgestellten Daten werden ausführlich in einer Publikation von RINTERKNECHT et al. (in Vorber.) veröffentlicht.

Literatur

- BALCO, G.; STONE, J. O.; LIFTON, N. A.; DUNAI, T. J. (2008): A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ^{10}Be and ^{26}Al measurements. – *Quaternary Geochronology*, **3**: 174 – 195.
- BALCO, G.; BRINER, J.; FINKEL, R. C.; RAYBURN, J. A.; RIDGE, J. C.; SCHAEFFER, J. M. (2009): Regional beryllium-10 production rate calibration for late-glacial northeastern North America. – *Quaternary Geochronology*, **4**: 93 – 107.
- PREUSSER, F. (1999): Lumineszenzdatierung fluviatiler Sedimente; Fallbeispiele aus der Schweiz und Norddeutschland. – *Kölner Forum Geol. u. Paläont.*, **3**: 1 – 62.
- RINTERKNECHT, V.; BÖRNER, A.; BOURLÈS, D.; BRAUCHER, R. (in Vorber.): Cosmogenic ^{10}Be dating of ice sheet marginal belts in Mecklenburg-Vorpommern, Western Pomerania (northeast Germany). – *Quaternary Geochronology*.

Faszination Rheingerölle

HANS BAUMGARTEN

Herkunft und Vielfalt

Unglaubliche Gesteinsvielfalt und Geologie für die Westentasche – das gibt es am Rheinufer! Von der Quelle in den Schweizer Alpen bis zur Mündung im Rhein-Maas-Delta in den Niederlanden sind es 1233 Flusskilometer, auf denen der Rhein Gesteine aller Art und Herkunft transportiert. Die Steine sind so vielfältig wie die von ihm und seinen Nebenflüssen durchflossenen Landschaften. Manche Gerölle sind groß und schwer, andere klein und leicht wie Sandkörner. Es gibt weiße, dunkelrote, hellgrüne, pechschwarze, graue, bunt gesprenkelte, gestreifte; Gerölle vulkanischen Ursprungs, Sedimentgesteine mit Fossilien, Mammutzähne, Edelsteine, manchmal sogar Goldflitter und viele andere mehr: Ein außergewöhnliches Spektrum an Gesteinsarten, Formen und Farben.

Edel und gar nicht so selten

Unscheinbar liegen sie da – und sind gar nicht so selten: Edelsteine und Schmucksteine in den Schottern des Niederrheins! Achat, Jaspis, Amethyst, Bergkristall. Es gibt aber noch viele andere Besonderheiten im Kies. Reste von historischen Holzschiffen, große Fossilien wie Backenzähne ausgestorbener Mammuts, Rückenwirbel von Walen, Haizähne und manchmal sogar steinzeitliche Faustkeile!

Fundplätze und Gesteinsbestimmung

Die wichtigsten Orte fürs Sammeln von Rheingeröllen liegen direkt am Ufer und sind gut zu erreichen. Auch bieten die zahlreichen Kiesgruben am Niederrhein hervorragende Möglichkeiten zum Sammeln – mit Betretungsgenehmigung und entsprechender Vorsicht. Hilfreich sind Bestimmungsbücher. Aufmerksames Betrachten reicht aber meist aus, um die häufigsten Gerölle sicher zu identifizieren: Quarze und Quarzite, Sand- und Tonsteine, Grauwacken, Lydite, rote Eisenkiesel, Hornsteine, Feuersteine, „Maaseier“, Achate, Basalte, Bims, Porphyre, Granite und Gneise, Konglomerate und Brekzien ...



Abb. 1 bis 12:

Die attraktiven Exponate stammen von Privatsammlern und wurden zwischen Bonn und Kleve am Rheinufer und in rheinnahen Kiesgruben gesammelt. Die Gerölle wurden für die Ausstellung „Rheingerölle“ 2011 von zahlreichen Leihgebern freundlicherweise zur Verfügung gestellt.

Palaeogeographical reconstruction of the valley evolution since LGM and evolution of the Holocene Rhine-Meuse delta, The Netherlands

K. M. COHEN, E. STOUTHAMER, W. Z. HOEK, A. H. GEURTS, H. J. PIERIK, L. J. TAAL, M. JANSSENS, C. KASSE, F. S. BUSSCHERS, M. P. HIJMA, G. ERKENS

1 Introduction

In the Holocene Rhine-Meuse delta, the geography, architecture and chronology of the channel belts and their flood basins is known in exceptional high detail. This is due to a long history of intensive geological, geomorphological and archeological research by various academic and knowledge institutes and archaeological consultancy companies. A first reconstruction showing the build-up and palaeogeographical development of the delta in 500 year time-slices was published by BERENDSEN & STOUTHAMER 2001.

The mapping and the GIS to maintain it turned out to be of great value for academic and applied studies in archaeology, hydrology and sedimentary geology. Now, more than a decade later, knowledge of the evolving delta river network has majorly grown in both coverage and accuracy. This was reason to majorly update and expand the reconstruction and GIS database of the Rhine-Meuse delta (Fig.). Based on this, the reconstruction of the palaeogeographical development and avulsion history have been updated and expanded. Our contribution shows the new reconstruction and embedded avulsion history, and highlights the most important controls and lessons learned since 2001.

2 Revision of mapping and database

The reconstruction now covers the Valley evolution of the Rhine since the LGM, continuous in space and time from upstream reaches in the German Lower Rhine Embayment, through the Dutch-German border area, the central delta to the present river mouth and beyond. To produce the map, we filled a digital catalogue documenting each mapped element (paleomeanders, terrace-fragments) in the valley. Reconstruction of reworking as part of the valley evolution is an intrinsic part of the encoding in the GIS. Both the catalogue containing the descriptions of the individual channel belts and the digital mapping of channel belt fragments has been majorly revised. Revision included: a) significant extension of the mapped area to the west (transgressive systems and high stand coastal barrier) and northeast (avulsive re-annexation of the IJssel Valley), and the east into Germany; b) improved dating of the terrace deposits in the valley with combined ¹⁴C, OSL and geomorphology; c) improved dating of especially Late Holocene channel belts owing to geoarcheological and other applied mapping studies, availability of digital elevation data and merging of institutional borehole databases; d) greatly improved mapping of the Middle Holocene channel belts in the lower delta; e) inclusion of sandy lake fills, and f) more detail to issues of channel belt inheritance and stage-wise abandonment.

The reconstruction of valley-to-delta evolution is continuous through all stages of delta development: from valley inheritance and transgression to human-impacted high stand situation.

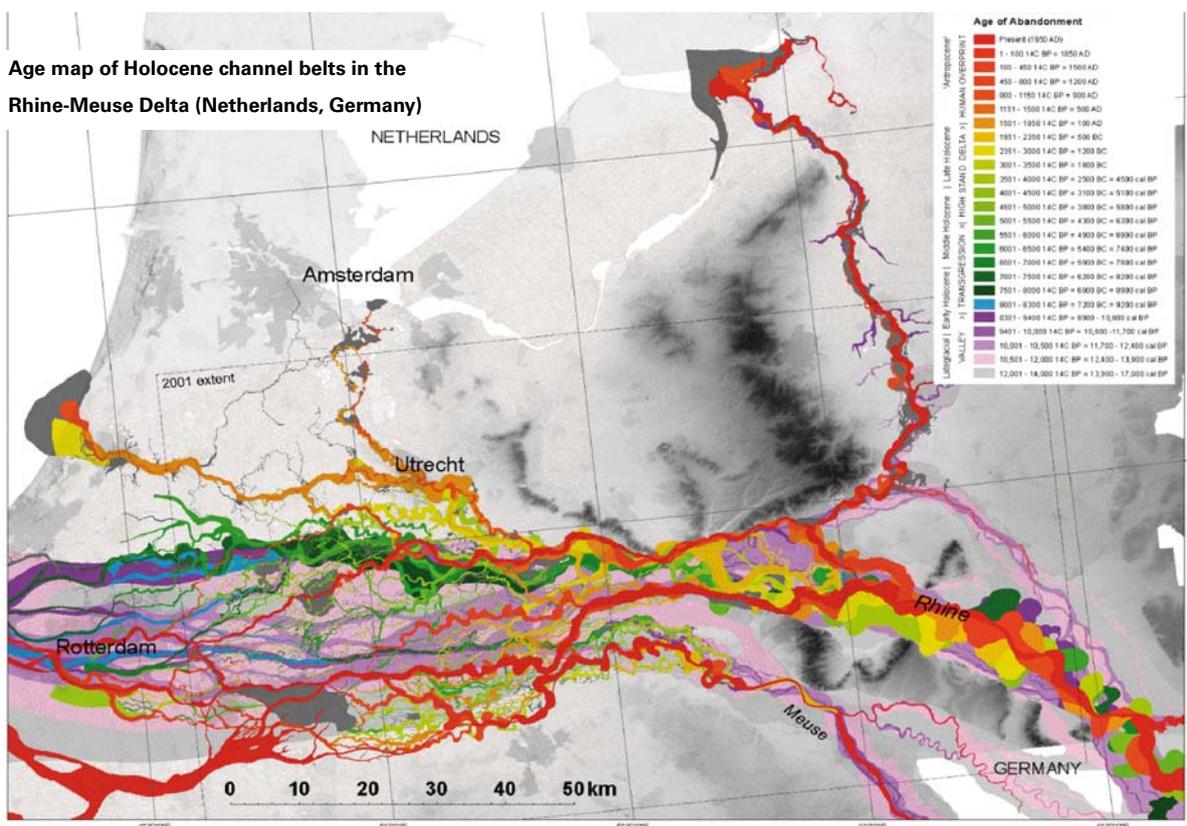
3 Palaeogeography and avulsion history

Aggradation of the Rhine-Meuse delta began slowly in the period 10 – 9 ka, and then accelerated as the area was transgressed. It transformed the drowning palaeovalley into a wide but shallow tidally-affected basin, with multiple river mouths. In the central and lower delta, avulsion of secondary channels into lakes and freshwater tidal floodbasins created relative large sandy splays at this stage. The transgressive aggradations of the delta are otherwise of organo-clastic dominated facies. The presence of these sands – at a position in the subsurface that is otherwise dominated by organo-clastic floodbasin facies – affects channel bed, bank stability of our present day rivers.

Stepwise northward avulsion of the river Rhine, slowing sea level rise and reworking of substrate in the coastal zone in the period 7.5 – 6.3 ka ago coastline retrogradation stopped and tidal inlets started to silt up. Fluvio-deltaic aggradation continued to occur in the now more protected backbarrier environment. Relative sea level rise at a modest rate continued to provide accommodation space, but in the lower and central delta it was mainly wetland peat that filled it. Clastic floodbasin deposition was relative restricted to the direct vicinity of channels and the upstream parts of the delta.

4 Conclusions

Digital map data and descriptive catalogues give overview and enable broad usage and exploration at an increased level of knowledge. It allows for further scientific exploration into the genesis of deltas and cross-border (valley) river systems. It also allows applied research on e.g., the gradual hydrological and compaction effects in polders, the assessment of dike-safety in relation to subsurface sand-bodies and archaeological prediction and site-distribution analysis. Lastly, it allows both types of usage to learn and profit from each other. The dataset is made publically available at <http://easy.dans.knaw.nl>.



The channel belt age and Lower Rhine valley map (COHEN et al., 2012; updating BERENDSEN & STOUTHAMER, 2001).

Major contraction of flow and modest incisional response to post LGM climatic amelioration begins ca. 15 ka (cal BP) and takes the whole of the Lateglacial and a good part of the Early Holocene to complete and result in a single meander belt for the Lower Rhine. The new integrated mapping incorporates the KASSE et al. 2005; BUSSCHERS et al. 2007; GOUW & ERKENS 2007; HIJMA et al. 2009; HIJMA & COHEN 2011; ERKENS et al. 2011 and JANSSENS et al. 2012 studies.

Literatur

- BERENDSEN, H. J. A. and STOUTHAMER, E. (2001). Palaeogeographic development of the Rhine-Meuse delta, The Netherlands. Assen, Van Gorcum, 270 p.
- BERENDSEN, H. J. A., COHEN, K. M. and STOUTHAMER, E. (2007). The use of GIS in reconstructing the Holocene palaeogeography of the Rhine-Meuse delta, The Netherlands. *Int. J. of GIS*, **21**: 589-602.
- BOS, I. J. and STOUTHAMER, E. (2011). Spatial and temporal distribution of sand-containing basin fills in the Holocene Rhine-Meuse delta, the Netherlands. *The J. of Geol.*, **119**: 641-660.
- BUSSCHERS, F. S., KASSE, C., VAN BALEN, R. T., VANDENBERGHE, J., COHEN, K. M., WEERTS, H. J. T., WALLINGA, J., JOHNS, C., imprints of climate change, sea-level oscillations and glacio-isostasy. *Quat. Sc. Rev.*, **26**: 3216-3248.
- COHEN, K. M., Stouthamer, E., PIERIK, H. J. and A. H. GEURTS (2012) Rhine-Meuse Delta Studies' Digital Basemap for Delta Evolution and Palaeogeography. Dept. Physical Geography. Utrecht University. Digital Dataset. Pers. Ident. urn:nbn:nl:ui:13-nqjn-zl
- COHEN, K. M., HOEK, W.Z., STOUTHAMER, E., GEURTS, A. H., JANSSENS, M., KASSE, C., BUSSCHERS, F. S., HIJMA, M. P., ERKENS G. (2013) Valley evolution of the Lower Rhine in LGM, Lateglacial and Early Holocene. ICFS 10, Leeds, extended abstract.
- COHEN, K. M., STOUTHAMER, E., PIERIK, H. J. and A. H. GEURTS (2012) Rhine-Meuse Delta Studies' Digital Basemap for Delta Evolution and Palaeogeography. Dept. Physical Geography. Utrecht University. Digital Dataset. Pers. Ident. urn:nbn:nl:ui:13-nqjn-zl
- ERKENS, G. and COHEN, K. M. (2013) The Rhine-Meuse delta: a record of intra-Holocene variable sediment delivery. ICFS 10, Leeds, extended abstract.
- ERKENS, G., HOFFMANN, T., GERLACH, R. and KLOSTERMANN, J. (2011) Complex fluvial response to Lateglacial and Holocene allogenic forcing in the Lower Rhine Valley (Germany). *Quat. Sc. Rev.*, **30**: 611-627.
- GOUW, M. J. P. and ERKENS, G. (2007) Architecture of the Holocene Rhine-Meuse delta (the Netherlands) – A result of changing external controls. *Netherlands Neth. J. of Geosc.*, **86**: 23-54.
- HIJMA, M. P., COHEN, K. M., HOFFMANN, G., VAN DER SPEK, A. J. F. and STOUTHAMER, E. (2009). From river valley to estuary: the evolution of the Rhine mouth in the early to middle Holocene (western Netherlands, Rhine-Meuse delta). *Neth. J. of Geosc.*, **88**: 13-53.
- HIJMA, M. P. and COHEN, K. M. (2011). Holocene transgression of the Rhine river mouth area, The Netherlands/Southern North Sea: palaeogeography and sequence stratigraphy. *Sedimentology* **58**: 1453-1485.
- HIJMA, M. P., COHEN, K. M., ROEBROEKS, W., WESTERHOFF, W. E. and BUSSCHERS, F. S. (2012) Pleistocene Rhine-Thames landscapes: geological background for hominin occupation of the southern North Sea region. *J. of Quat. Sc.*, **27**: 17-37.
- JANSSENS, M. M., KASSE, C., BOHNCKE, S. J. P., GREAVES, H., COHEN, K. M., WALLINGA, J. and HOEK, W. Z. (2012) Climate-driven fluvial development and valley abandonment at the last glacial-interglacial transition (Oude IJssel-Rhine, Germany). *Neth. J. of Geosc.*, **61**: 37-62.
- KASSE, C., HOEK, W. Z., BOHNCKE, S. J. P., KONERT, M., WEIJERS, J. W. H., CASSEE, M. L. and VAN DER ZEE, R. M. (2005) Late Glacial fluvial response of the Niers/Rhine (western Germany) to climate and vegetation change. *J. of Quat. Sc.*, **20**: 377-394
- STOUTHAMER, E., PIERIK, H. J. and COHEN, K. M., (2011a). Substrate geology affecting local erodibility in the bed of the river Lek (Rhine delta, Netherlands). *Conf. Proc. NCR-Days 2011*: 46-47.
- STOUTHAMER, E., COHEN, K. M. and GOUW, M. J. P. (2011b). Avulsion and its implications for fluvial-deltaic architecture, insight from the Rhine-Meuse delta. *Society for Sedimentary Geology*. In: DAVIDSON, S. K., LELEU, S., North, C.P. (Eds.). *From River to Rock Record: The preservation of fluvial sediments and their subsequent interpretation*. *Soc. for Sed. Geol., Spec. Pub.*, **97**: 215-231.

Exkursionen

Exkursion A

Tertiär (Paläogen und Neogen) in der Niederrheinischen Bucht

Stratigraphie · Paläontologie · Paläontologische Bodendenkmalpflege · Befahrung Braunkohlentagebau · Lagerstätte

MARTIN SALAMON, CHRISTOPH HARTKOPF-FRÖDER

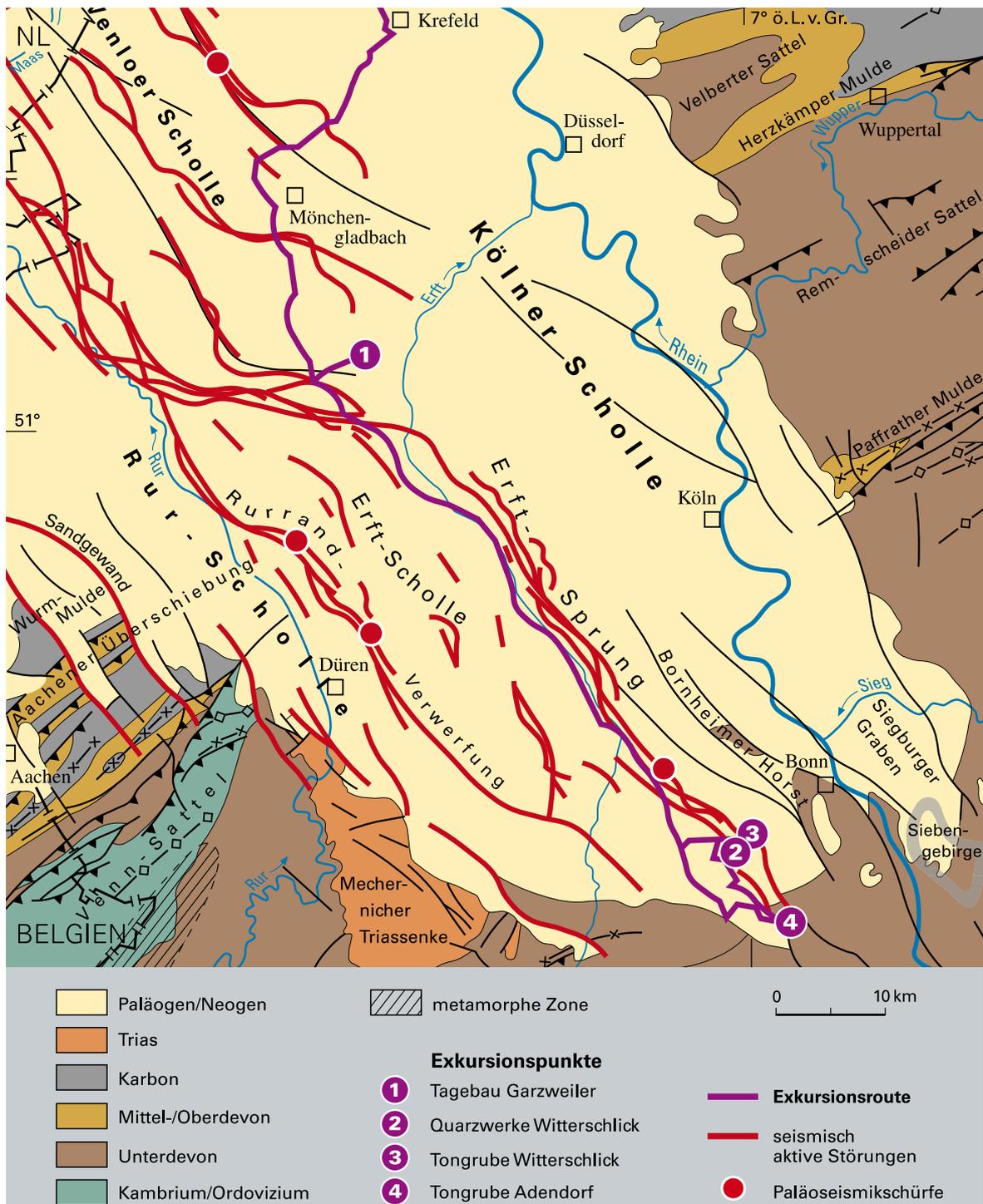


Abb. 1:
Exkursionsroute, Tertiär, Niederrheinische Bucht

Einleitung

Die Niederrheinische Bucht ist ein aktives intrakontinentales Riftbecken, das sich seit ca. 34 Mio. Jahren (seit dem Oligozän) einsenkt. Dabei kam es zur Ablagerung von bis zu 1 400 m mächtigen Sedimentabfolgen des Tertiärs, die Maximalmächtigkeit quartärer Ablagerungen liegt bei ca. 120 m. Geprägt ist die Abfolge durch mächtige Braunkohlenflöze, die aktuell in den Tagebauen Garzweiler, Hambach und Inden gewonnen werden. In der südlichen Niederrheinischen Bucht werden hochwertige Tone und Quarzkiese des Tertiärs abgebaut. Die Ton- und Quarzkies-Abbaustellen bieten zusammen mit den riesigen Braunkohlentagebauen die einmalige Möglichkeit, einen Einblick in die tertiären Ablagerungen der Niederrheinischen Bucht zu gewinnen. Die Exkursion beginnt im Tagebau Garzweiler und führt dann in die südliche Niederrheinische Bucht, wo die Möglichkeit besteht, in den beiden direkt benachbarten Gewinnungsstellen „Tongrube Witterschlick“ und „Quarzwerte Witterschlick“ völlig unterschiedliche tertiäre Schichtfolgen auf zwei verschiedenen tektonischen Großstrukturen zu untersuchen. Den Abschluss bildet die Tongrube des Töpferdorfs Adendorf, hier sind die südlichsten Äquivalente der Braunkohlenflöze der Niederrheinischen Bucht aufgeschlossen.

Strukturelle Gliederung der Niederrheinischen Bucht

Die Niederrheinische Bucht wird durch große Störungssysteme in mehrere Schollen zerlegt. Diese Störungssysteme sind heute noch aktiv und treten als deutliche morphologische Elemente in Erscheinung (s. Abb. 2).

Die westlichste Scholle ist die Rur-Scholle, ein Halbgraben, der im Westen durch die Verbreitungsgrenze tertiärer Schichten und im Osten durch die große Rur-Rand-Störung begrenzt wird (der Tagebau Inden befindet sich in der Rur-Scholle). Östlich der Rur-Rand-Störung schließt sich die Erft-Scholle an, ein weiterer nach Nordosten verkippter Halbgraben; hier befindet sich Hambach, der größte Braunkohlentagebau. Die Erft-Scholle wird nach Osten, zum Schollentieferen hin, durch das Erft-Sprungsystem begrenzt. Diese Störungszone macht sich morphologisch bemerkbar und ist bei unserer Fahrt vom Tagebau Garzweiler nach Süden als Höhenrücken östlich der Autobahn gut erkennbar. Östlich der Erft-Scholle liegt die Kölner Scholle, sie wird nach Osten und Süden durch die Verbreitungsgrenze tertiärer Sedimente begrenzt. Das Tertiär-Gebiet des Siebengebirges bildet den südlichsten Teil der Kölner Scholle. Diese wird morphologisch durch das Rheintal geprägt. Die sogenannte Ville-Teilscholle ist ein morphologischer Höhenrücken im Westen der Kölner Scholle. Hier war das Hauptflöz der Ville-Formation oberflächennah aufgeschlossen und wurde in den ehemaligen Tagebauen Vereinigte Ville, Bergheim, Frechen und Fortuna abgebaut. Der deutliche Anstieg von der zentralen Kölner Scholle zur Ville hin ist nicht tektonisch bedingt, sondern durch die Erosion des Rheins. Nach Norden hin ist die Kölner Scholle nicht tektonisch begrenzt. Sie geht im Nordwesten in die Venloer Scholle über und im Nordosten in die Krefelder Scholle. Die Grenze zwischen der Venloer und der Krefelder Scholle bildet der Viersener Sprung, der in seinem nördlichen Teil sehr hohe Verwurfbeträge zeigt und als seismisch aktiv bewertet ist. In der Venloer Scholle befindet sich der dritte Braunkohlentagebau: Garzweiler. Er bildet die Verlängerung der Braunkohlevorkommen der Ville-Teilscholle in die Venloer Scholle hinein.

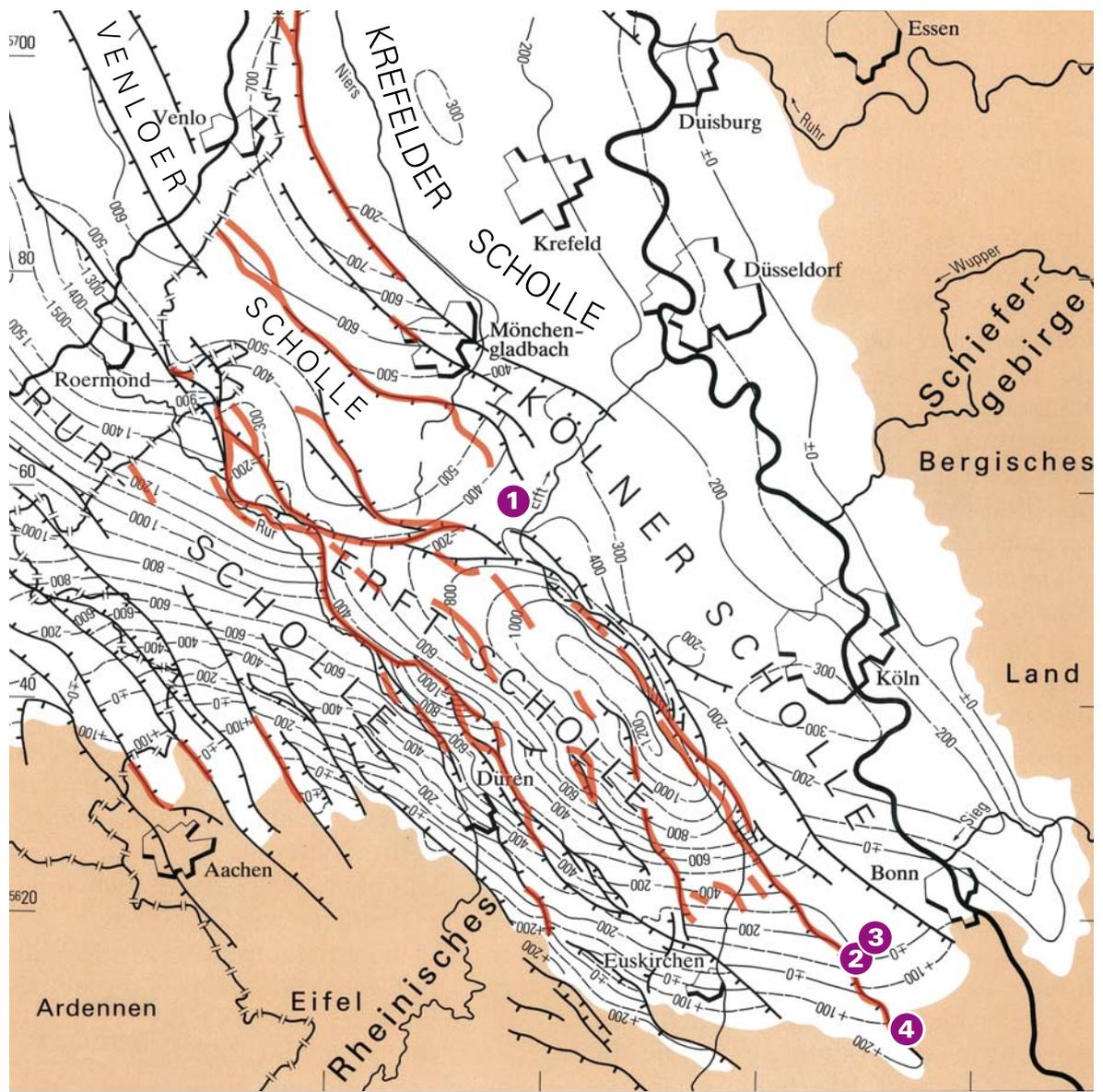
Die Exkursionsroute führt vom Tagebau Garzweiler in der Venloer Scholle durch die Erft-Scholle an die Grenze zwischen Erft-Scholle und Kölner Scholle (Quarzwerte und Tongrube Witterschlick). Die Tongrube Adendorf bildet das südlichste Tertiär-Vorkommen in der Erft-Scholle überhaupt.

Aktive Tektonik und Erdbeben in der Niederrheinischen Bucht

Die großen Störungssysteme der Niederrheinischen Bucht sind fortlebende Störungen, an denen auch heute noch Bewegungen und Erdbeben stattfinden. In der Niederrheinischen Bucht sind über 900 Störungen bekannt, die eine Gesamtlänge von über 3 300 km besitzen. Ein großer Teil dieser Störungen versetzt auch quartäre Schichten. Die Niederrheinische Bucht als aktives Riftbecken ist Teil eines intrakontinentalen Riftsystems auf der Eurasischen Kontinentalplatte. Dabei verursacht die Drift des Afrikanischen Kontinents nach Norden und die Spreizung des Mittelatlantischen Rückens nach Südosten eine Schwächezone quer durch Mitteleuropa. Die Einsenkung der Niederrheinischen Bucht und die damit verbundene Bewegung an den Verwerfungen begann bereits mit dem Oligozän vor etwa 34 Mio. Jahren und hält bis heute an. Aus geologischen Untersuchungen an Bohrkernen auf unterschiedlichen Seiten einzelner Verwerfungen kann eine durchschnittliche Bewegungsrate von etwa 0,05 mm pro Jahr seit dem Pleistozän festgestellt werden.

(z. B. VAN DEN BERG 1994, Zusammenstellung in LEHMANN et al. 2001). Die Ergebnisse der paläoseismischen Untersuchungen in der Niederrheinischen Bucht belegen ähnliche Bewegungsraten. Im Gegensatz zu einigen Zentimetern pro Jahr, die an aktiven Plattengrenzen gemessen werden, sind diese Bewegungen im globalen Maßstab als relativ gering anzusehen.

Das jüngste Beispiel für ein Schadenbeben ist das in einem weiten Umfeld verspürte Erdbeben von Roermond vom 13. April 1992 mit einer Magnitude von 5,9 auf der Richter-Skala (z. B. PELZING 1992). 30 Verletzte allein auf dem Gebiet von Deutschland und ein geschätzter Gesamtschaden von etwa 200 Mio. Euro durch Schäden an Gebäuden und Infrastruktur veranschaulichen die Bilanz. Das Beben von Alsdorf am 22. Juli 2002 mit einer Magnitude von 4,8 rief dagegen zwar großen Schrecken hervor, hatte aber lokal nur geringe Schäden an Gebäuden zur Folge (LEHMANN & SALAMON 2012).



- prätertiäre Umrahmung der Niederrheinischen Bucht
- Unterfläche des Tertiärs, dargestellt in Linien gleicher Höhe in Metern, bezogen auf NN
- Abschiebung
- seismisch aktive Störungen
- Exkursionspunkte

0 10 km

Abb. 2:
Schollengliederung der Niederrheinischen Bucht, Tiefenlage der Tertiär-Basis

Stratigraphie des Tertiärs in der südlichen Niederrheinischen Bucht

Das Tertiär wird als System/Periode international nicht mehr verwendet.

(s. z. B. <http://www.stratigraphy.org/index.php/ics-chart-timescale>). In Deutschland, unter anderem auch im Bergbau, ist der Begriff aber noch weit verbreitet. Zur Vereinfachung benutzen wir hier den Begriff „Tertiär“ im Sinne von „Paläogen und Neogen“. Die Schichtfolge des Tertiärs in der südlichen Niederrheinischen Bucht wird weitgehend durch miozäne und oberoligozäne zyklische Ablagerungen der Inden-, Ville- und Köln-Formation geprägt, sie bilden den größten Teil der tertiären Ablagerungen und sind durch den Braunkohlentagebau gut erforscht. Die Braunkohle der obermiozänen Inden-Formation wird im Tagebau Inden abgebaut, die mittel- und untermiozäne Ville-Formation bildet das mittlerweile abgebaute Hauptflöz in der Ville-Teilscholle, ihre Kohle wird in den Tagebauen Garzweiler und Hambach abgebaut. Das Liegende dieser Kohle bildet die weitgehend oberoligozäne Köln-Formation.

Stratigraphie des Tertiärs in der Niederrheinischen Bucht

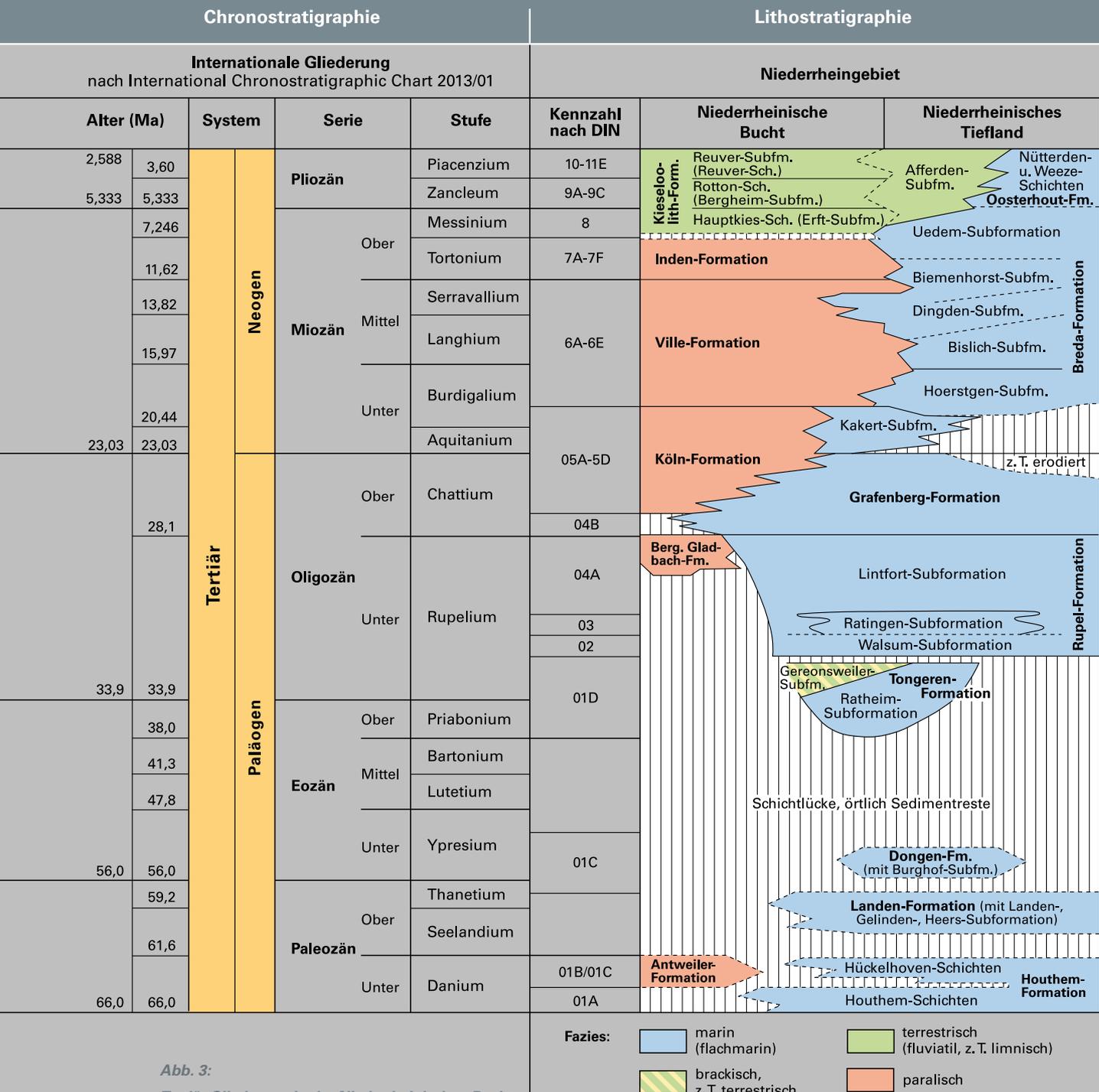


Abb. 3: Tertiär-Gliederung in der Niederrheinischen Bucht (Quelle: Geologischer Dienst NRW, Hiss 2008)

Fazies: ■ marin (flachmarin) ■ terrestrisch (fluviatil, z. T. limnisch)
 brackisch, z. T. terrestrisch ■ paralisch

geändert nach Hiss, Litholex Online-Datenbank, 23. 05. 2013

Formation. Auch hier wurde, vor allem im Siebengebirge, Braunkohle in geringerem Umfang gewonnen (Horizont 1, Flöz Weiden). In der südlichen Kölner Scholle verzahnt sich die Köln-Formation mit Trachyttuffen des Siebengebirgsvulkanismus. Kennzeichnend für die Inden-, Ville- und Köln-Formation ist ein zyklischer Wechsel zwischen marinen Sanden und limnisch-terrestrischen Tonen, Schluffen und Braunkohlen.

Überlagert wird diese Abfolge von obermiozänen bis pliozänen Schichten der Kieseloolith-Formation. In diesen ebenfalls zyklisch aufgebauten Sedimenten wechseln sich jetzt fluviatile Quarzkiese und -sande mit limnisch-terrestrischen Tonen, Schluffen und untergeordnet Braunkohlen ab. Die Kieseloolith-Formation umfasst die Hauptkies-, die Rotton- und die Reuver-Schichten.

Unterlagert wird die Gruppe der Inden-, Ville- und Köln-Formation von marinen oligozänen Sanden (Grafenberg-Formation) und marinen feinsandigen Tonen und Schluffen (Lintfort-Subformation). Die Köln-Formation geht nach Norden auch lateral in die Grafenberg-Formation über (der marine Einfluss nimmt nach Norden hin zu). In der südlichen Niederrheinischen Bucht liegt dann meist die tonige Lintfort-Subformation der Tertiär-Basis auf. In der südlichen Kölner Scholle treten im Liegenden der Köln-Formation statt der marinen Lintfort-Subformation noch einmal mächtige Braunkohlen zusammen mit Quarzkiesen auf, sie werden mit der Bergisch Gladbach-Formation parallelisiert, die am Ostrand der Kölner Scholle zutage tritt. Unterlagert werden die tertiären Ablagerungen der südlichen Niederrheinischen Bucht durch unterdevonische bis mitteldevonische Gesteine. Sie sind in der südlichen Niederrheinischen Bucht durch eine mesozoisch-känozoische Verwitterung tief greifend entfestigt und verwittert. Diese fossile Bodenbildung kann bis über 100 m tief in den devonischen Fels hinein reichen. Verwitterte devonische Ton- und Schluffsteine werden häufig mit tertiären Tonen verwechselt, können aber durch palynologische Untersuchungen meist sicher eingestuft werden. In der nördlichen Niederrheinischen Bucht ist diese Verwitterungsrinde nicht vorhanden. Eine Besonderheit für die Stratigraphie in der Niederrheinischen Bucht ist eine Gliederung der Schichtfolge in Grundwasserstauer und Grundwasserleiter, die Einzug in eine DIN gefunden hat – die Gliederung der Schichtfolge nach SCHNEIDER & THIELE 1965 in Horizonte. Sie bildet die Basis der Stratigraphie im Braunkohlentagebau und in der Wasserwirtschaft.

Paläontologische Bodendenkmalpflege im Paläogen und Neogen der Niederrheinischen Bucht

Seit vielen Jahren werden vom Geologischen Dienst Nordrhein-Westfalen auch Arbeiten für die paläontologische Bodendenkmalpflege durchgeführt. Grundlage hierfür ist das Gesetz zum Schutz und zur Pflege der Denkmäler im Lande Nordrhein-Westfalen (Denkmalschutzgesetz – DSchG), in dem es in § 2 Abs. 5 heißt: „Bodendenkmäler sind bewegliche oder unbewegliche Denkmäler, die sich im Boden befinden oder befanden. Als Bodendenkmäler gelten auch Zeugnisse tierischen und pflanzlichen Lebens aus erdgeschichtlicher Zeit, ferner Veränderungen und Verfärbungen in der natürlichen Bodenbeschaffenheit, die durch nicht mehr selbständig erkennbare Bodendenkmäler hervorgerufen worden sind, sofern sie die Voraussetzungen des Absatzes 1 erfüllen.“

Schwerpunkte waren in den letzten Jahren das Mittel- und Oberdevon des Bergischen Landes und der Eifel, das flözführende Oberkarbon des westlichen Ruhrgebietes, kretazische Höhlenfüllungen im Raum Wülfrath-Wuppertal und das Paläogen und Neogen der Niederrheinischen Bucht (z. B. HARTKOPF-FRÖDER et al. 2010, 2012). Die Arbeiten werden vom Geologischen Dienst Nordrhein-Westfalen als Dienstleistung für das LVR-Amt für Bodendenkmalpflege im Rheinland sowie für Auftraggeber meist großer Bauvorhaben durchgeführt. Dabei profitiert die paläontologische Bodendenkmalpflege ganz wesentlich von den gewachsenen Strukturen der archäologischen Bodendenkmalpflege, die Großgrabungen im Zusammenhang mit Bauvorhaben seit Jahrzehnten durchführt. Oberstes Ziel aller Maßnahmen der paläontologischen Bodendenkmalpflege ist der Erhalt der Fossilien im Gesteinsverband. In der Regel ist dies jedoch nicht realisierbar, sodass nur sachgerechte Bergung und Dokumentation der Fundumstände eine weitgehende Sicherung des paläontologischen Erbes ermöglichen. Dies ist allerdings nur der erste Schritt: Dauerhafte Archivierung der Fossilien, wissenschaftliche Bearbeitung und die Vorstellung der Funde in der Öffentlichkeit sind ebenfalls Bestandteil der paläontologischen Bodendenkmalpflege. Daher wurden bereits sehr früh ehrenamtliche Helfer und externe Spezialisten von Universitäten und Forschungsinstituten in die Bearbeitung der Funde eingebunden. Außerdem bestehen enge Kooperationen mit freiberuflich arbeitenden Paläontologen, die einen Teil der Aus-

grabungen und der wissenschaftlichen Bearbeitung übernehmen. In der Regel verbleiben die Funde vorerst in der Sammlung des Geologischen Dienstes Nordrhein-Westfalen. Nach Abschluss des Projekts, das heißt in der Regel nach der abschließenden Publikation, erfolgt die dauerhafte Unterbringung aller Funde aus Grabungen der paläontologischen Bodendenkmalpflege des Rheinlandes im Ruhr Museum Essen.

Aktuelle Projekte im Paläogen und Neogen der Niederrheinischen Bucht konzentrieren sich auf die sehr fossilreichen marinen Sedimente des Oligozäns und Miozäns sowie auf das Miozän der südlichen Niederrheinischen Bucht und der Braunkohlentagebaue der RWE Power AG. Die oligozänen marinen Sedimente stehen nur in sehr wenigen, meist schon stark verfallenen Aufschlüssen überwiegend im Raum Düsseldorf-Gerresheim und Erkrath an. Sie sind hier entkalkt und führen nur Steinkerne und Abdrücke, überwiegend von Mollusken (z. B. VIEHOFEN 1997). Auch Aufschlüsse in marinen miozänen Ablagerungen sind im Rheinland ausgesprochen selten. Bohrungen und einige Aufschlüsse haben aber eine außerordentlich gut erhaltene und artenreiche Fauna geliefert (z. B. REINECKE et al. 2008, SCHWARZHANS 2010, WIENRICH et al. 2012). Fundmöglichkeiten durch tief reichende Bauvorhaben und insbesondere durch die neuerdings sehr zahlreichen Geothermiebohrungen haben daher eine besondere Bedeutung bekommen. Hier zeigen sich allerdings auch die finanziellen Einschränkungen, denen auch die paläontologische Bodendenkmalpflege unterliegt: Bei weitem nicht alle Bohrungen können beprobt und dokumentiert werden. Sollte dies angestrebt werden, müssten die finanziellen Mittel mindestens verdreifacht und zusätzliches Personal eingestellt werden. So konzentrieren wir uns auf Bohrungen mit selten angetroffenen Schichteinheiten oder auf Gebiete, in denen es an Aufschlüssen mangelt.

Aufgrund der großräumigen Aufschlussbedingungen bieten die Tagebaue der RWE Power AG regelmäßig sehr gute Fundmöglichkeiten. Zu nennen sind insbesondere Blatt- und Karpofloren (zuletzt BURGH 2012, LIEVEN et al. 2012, LIEVEN et al. 2013 sowie zahlreiche weitere Publikationen) aber auch Charophyten (SCHWARZ & MÖRS 2000), Spurenfossilien (überwiegend *Ophiomorpha*, s. LIEVEN 2005), Mollusken (z. B. SCHLICKUM & STRAUCH 1979) sowie eine biostratigraphisch und paläoökologisch bedeutende Vertebratenfauna (z. B. MÖRS 2002, GEE et al. 2003, DALSAÄT et al. 2006). Einen aktuellen Überblick über Florentwicklung und Paläoökologie der Braunkohlensumpfmoores bieten GOSSMANN et al. (2006). Diese geologisch/paläontologischen Arbeiten in den Braunkohlentagebauen sind nur durch umfangreiche logistische Unterstützung, bis hin zum Anlegen von Schürfen, seitens der RWE Power AG möglich – ein hervorragendes Beispiel dafür, dass die Interessen eines Wirtschaftsunternehmens und der paläontologischen Bodendenkmalpflege durchaus im Einklang stehen können.

Auch wenn der Geologische Dienst Nordrhein-Westfalen die Arbeiten zur paläontologischen Bodendenkmalpflege ausschließlich als Dienstleister durchführt, so kommen doch die Ergebnisse aus diesen Projekten den laufenden Arbeiten der integrierten geologischen Landesaufnahme zugute – also eine klassische win-win-Situation.

Ziel dieser Exkursion ist, die Grundlagen der integrierten geologischen Landesaufnahme und die Prinzipien der paläontologischen Bodendenkmalpflege am Beispiel einiger aktueller Projekte im Bereich der südlichen Niederrheinischen Bucht vorzuführen.

Tagebau Garzweiler

Lage: Bei R ²⁵ 36 700, H ⁵⁶ 58 700 (UTM East 32326400 UTM North 5659700)
(Zentralkoordinaten), TK 25: Blätter 4904 Titz und 4905 Grevenbroich

Tektonische Einheit: Venloer Scholle

Aufgeschlossene Schichtfolge: Quartäre Hauptterrassen, Reuvertone (Pliozän), Rottone (Pliozän), Hauptkies-Schichten (Miozän), Ville-Formation (Flöze Garzweiler, Frimmersdorf und Morken) (Miozän)

Zwischen den Städten Köln, Düsseldorf und Aachen lagern die größten Braunkohlevorkommen Europas. In den drei Tagebauen Garzweiler, Hambach und Inden fördert RWE Power mit den größten Schaufelradbaggern der Welt ca. 95 – 100 Mio. Tonnen Braunkohle, die fast ausschließlich zur Stromerzeugung genutzt werden; damit werden rund 15 % des Strombedarfs in Deutschland gedeckt.

Der Tagebau Garzweiler liegt im Süden der Venoler Scholle in der nördlichen Verlängerung der Kölner Scholle. Aufgeschlossen ist eine Schichtfolge von der oberen Köln-Formation bis ins Pleistozän. Es folgt eine Schichtbeschreibung der Abfolge im Tagebau Garzweiler nach GROSS & LIEVEN (2006): Die Köln-Formation ist im tiefsten Teil des Tagebaues aufgeschlossen (Liegendensand 5B). Es sind marine, schichtparallel oder schräg geschichtete Fein- bis Mittelsande, die das Spurenfossil *Ophiomorpha nodosa* (SEIDEL 1956, REINECK & SINGH 1980, LIEVEN 2005) führen. Sie sind durch Humusstoffe stark braun gefärbt. Häufig treten bis zu 2 m mächtige Feuersteinlagen auf (Uferwälle der tertiären Nordsee). Auf die Köln-Formation folgt die Ville-Formation mit ihren Braunkohlenflözen. Sie beginnen mit dem Flöz Morken I (Hor. 6A), das 3 – 17 m mächtig ist und häufig brikettfähige Kohle enthält. Auf das Flöz Morken I folgt der Frimmersdorf-Sand (6B) mit 15 – 35 m Mächtigkeit. Der Frimmersdorf-Sand ist ein mariner, brauner bis weißer Mittel- bis Feinsand mit Schrägschichtung, Entwässerungsstrukturen und Pflanzenresten. Auch hier treten Wohnbauten von Krebsen auf (*Ophiomorpha*). Überlagert wird er vom Flöz Frimmersdorf (Hor. 6C), das 5 – 18 m mächtig wird. Im Unterschied zu Flöz Morken I zeigt es häufig Sandeinlagerungen und Erosionsrinnen, als Besonderheit können am Top von Flöz Frimmersdorf „vergoldete“ Feuersteingerölle auftreten, die mit einer dünnen Schicht Pyrit/Markasit überzogen sind. Im Liegenden des Flözes kann eine 1 – 3 m mächtige Tonlage auftreten. Überlagert wird das Flöz Frimmersdorf vom marinen Neurather Sand (Hor. 6D), der im Tagebau 60 m Mächtigkeit erreicht. Es sind dunkelgraue bis graugrüne Mittel- bis Feinsande, mit einem teilweise hohen Schluffanteil. Kennzeichnend sind die starke Bioturbation und häufige Pyritanreicherungen. Zum Hangenden wird der Neurather Sand zunehmend grobsandiger und kiesiger. Hier zeigt er gelbbraune Farben und eine ausgeprägte Schrägschichtung. Den Abschluss der Ville-Formation bildet Flöz Garzweiler (Hor. 6E). Es ist nicht im ganzen Abbaugebiet ausgebildet und erreicht eine Mächtigkeit von 1 – 16 m.



Abb. 4:
Aktuelles Luftbild des Tagebaus Garzweiler (Quelle RWE Power AG)

Die obermiozäne bis pliozäne Kieseloolith-Formation beginnt mit den Hauptkies-Schichten (Hor. 8). Die Hauptkies-Schichten überlagern die Neurather Sande und das Flöz Garzweiler erosiv und sind im Tagebau 0 – 20 m mächtig. Sie werden aus weißlich grauen bis gelblichen Grobsanden mit Kieslagen aufgebaut, die ausgeprägte Trogschrägschichtung und convolute bedding zeigen. Die Gerölle bestehen fast ausschließlich aus Quarz (Gangquarze und Kieselschiefer). Namegebend für die Kieseloolith-Formation ist ein verkieselter Oolith, der wahrscheinlich aus dem lothringischen Jura stammt (KLOSTERMANN 1992). Die Ablagerungen sind durch mäandrierende und verflochtene Flüsse entstanden (BOERSMA et al. 1981, GROSS 1986).

Nur bereichsweise sind die jüngeren Schichten der Kieseloolith-Formation aufgeschlossen (Rotton-Schichten (Hor. 9A – 9C) und Reuver-Schichten (Hor. 10 und 11).

Paläontologische Bodendenkmalpflege im Tagebau Garzweiler

Beim Abbau werden immer wieder paläontologisch hoffige Horizonte angeschnitten, die überwiegend reiche Makroflora liefern. Bei regelmäßigen Befahrungen solcher Horizonte wird ausreichend Material geborgen und langfristig eingelagert, selbst wenn kurzfristig keine wissenschaftliche Bearbeitung möglich ist.

Die riesigen Abbaufelder ermöglichen auch Funde, die in kleineren Aufschlüssen üblicherweise nicht entdeckt werden können. Holzstämmen kommen regelmäßig in den Flözen und Sanden vor, sie erreichen aber nur selten eine Länge von deutlich über 2 m. Spektakulär war daher der Fund eines riesigen Baumstamms, der im April 2011 gelang (Abb. 5). Der Baumstamm war durch einen Schaufelradbagger freigeschnitten worden und



Abb. 5:

Baumstamm (Taxodioxydon germanicum) aus dem Tagebau Garzweiler: a) Fundsituation des Baumstamms, b) geborgener Baumstamm auf der 5. Sohle, c) nach Dreiteilung des Stammes Verladung der mit Spanngurten stabilisierten Stücke, d) Zuschneiden von Scheiben im Sägewerk (aus LIEVEN & HARTKOPF-FRÖDER 2012; Fotos ULI LIEVEN, RWE Power AG) weitere Informationen zu dem Fund s. http://www.geo-lieven.com/garz_geo_info/8/8ggi.htm

lag nur etwa 2 m unterhalb von Flöz Frimmersdorf in hellen, marinen Sanden. Mit einer Länge von 9,50 m, einem Durchmesser von 0,8 m und einem geschätzten Gewicht von ca. 4,5 t ist er der größte bisher dokumentierte Baumstamm aus dem Rheinischen Braunkohlerevier (LIEVEN & HARTKOPF-FRÖDER 2012, mit detaillierten Angaben zur Bergung und Präparation des Stammes). Der aufmerksamen Beobachtung durch Tagebau-Mitarbeiter und der großzügigen Unterstützung der RWE Power AG ist es zu verdanken, dass das einmalige Objekt gesichert werden konnte.

Paläontologisch interessant sind fluviatile Abfolgen, in denen lokal Holzreste zusammen mit Früchten und Samen angereichert sein können. Typisch für solche Konzentrationen ist, dass nur widerstandsfähige, holzige Reste vorkommen; Blätter, Blüten und andere fragile Pflanzenteile, die einen weiten Transport nicht überstehen, fehlen dagegen. Wichtige, zum Teil noch reichere Karpofloren-Konzentrationen dieses Typs kommen in den Inden-Schichten in den Horizonten 7E und 7F sowie in den Rotton-Schichten (Horizonte 9A und 9B) der Tagebaue Inden und Hambach vor (GEE 2005). Eine reiche Flora, überwiegend Blätter, wurde im Laufe der letzten Jahre aus dem pliozänen Reuerton aufgesammelt (Abb. 6, 7).

Aus den Braunkohlenflözen wurden in den letzten Jahren neben Palmenresten (Abb. 8) immer wieder Holzkohlestücke (Fusit) geborgen, die Waldbrände in den Braunkohlensumpfmooeren belegen. Teilweise sind zahlreiche Holzkohlestücke in dünnen Lagen im Flöz angereichert. Auch wenn diese Lagen über mehrere Meter zu verfolgen sind, scheinen die Holzkohlen nicht autochthon zu sein. Holzkohlen sind unter paläobotanischen Gesichtspunkten aus zwei Gründen von Interesse. Die Feinstrukturen sind fast immer exzellent erhalten, sodass anatomische Details schnell und einfach mit dem SEM studiert werden können. Da außerdem die Reflexion im polierten Anschliff abhängig von der Waldbrandtemperatur ist, ermöglichen Holzkohlen detaillierte feuerökologische Rückschlüsse.

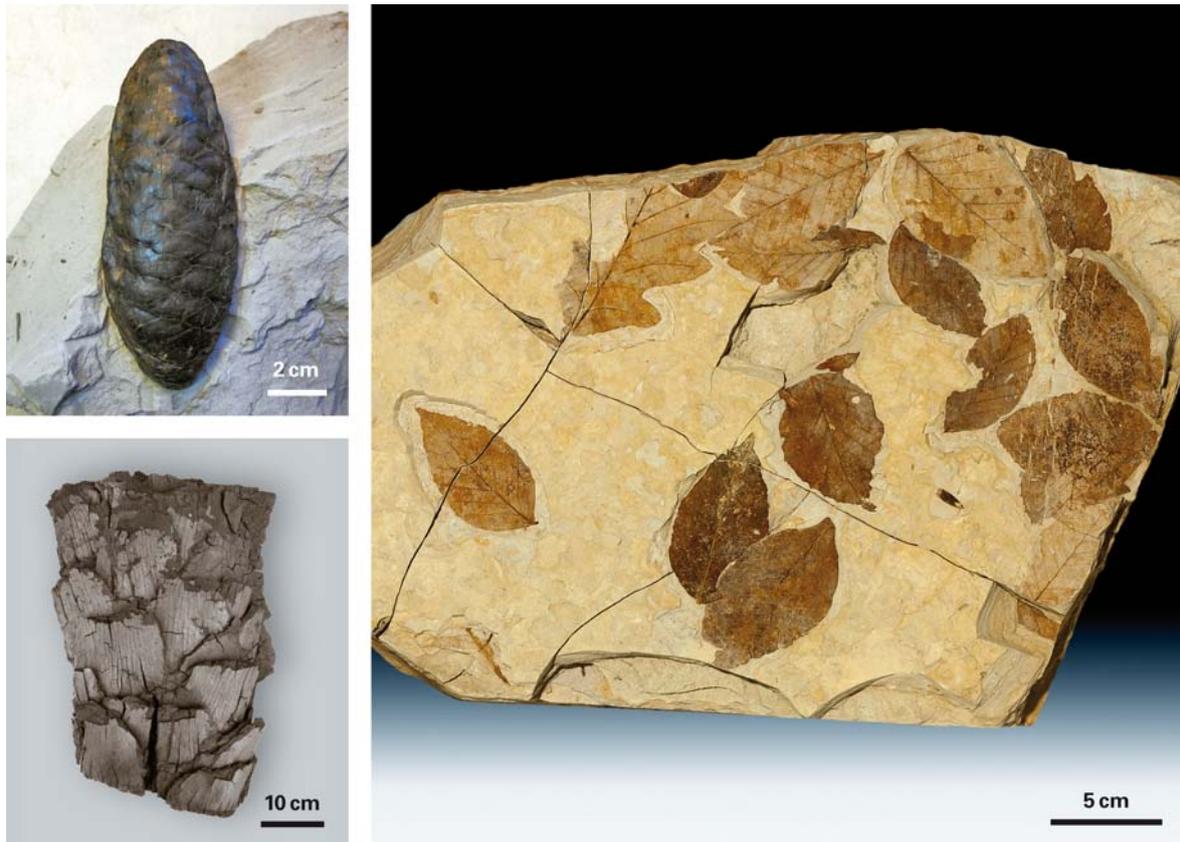


Abb. 6: links *Picea latisquamosa* aus dem pliozänen Reuerton, Braunkohlentagebau Garzweiler, 1. Sohle (Sammlung MICHAEL THOLEN, Geilenkirchen; Foto ULI LIEVEN, RWE Power AG); Abb. 7 rechts: Blattflore (*Fagus haidingeri*, Buche, und *Quercus roburoides*, Eiche) aus dem pliozänen Reuerton, Braunkohlentagebau Garzweiler, 1. Sohle. Die artenreiche Flora wurde vermutlich in einem Altwasserarm abgelagert. (Sammlung ULI LIEVEN, RWE Power AG; Foto Georg OLESCHINSKI, Steinmann-Institut für Geologie, Mineralogie und Paläontologie der Universität Bonn); Abb. 8 unten links: Palmenrest, basale Blattscheiden (*Palmoxylon bacillare*), Braunkohlentagebau Garzweiler, Flöz Frimmersdorf, Mai 2011 (Sammlung und Foto ULI LIEVEN, RWE Power AG)

Tongrube Witterschlick Lage: Bei R²⁵ 71 200, H⁵⁶ 16 900 (UTM East 32359400 UTM North 5616700)
(Zentralkoordinaten), TK 25: Blatt 5308 Bonn-Bad Godesberg
Tektonische Einheit: Kölner Scholle
Aufgeschlossene Schichtfolge: Quartäre Hauptterrassen, Köln-Formation
(Horizont 1, Horizont 3)

Die Tongrube Witterschlick ist geologisch wenig erforscht, sie bietet einen guten Einblick in die Schichtfolge der Köln-Formation in der südlichen Kölner Scholle. Aufgeschlossen sind die oberoligozänen Tone des Horizontes 3 und des Horizontes 1 der Köln-Formation (s. Abb. 10). Damit schließt die Schichtfolge an die liegenden Schichten im Tagebau Garzweiler an. Im tiefsten Teil des Aufschlusses ist die Braunkohle des Horizontes 1 aufgeschlossen, das Flöz Weiden. Wenige 100 m nach Westen liegen die Quarzwerke Witterschlick auf der Erft-Scholle. Dort werden pliozäne Quarzkiese der Kieseloolith-Formation abgebaut. Der dazwischen liegende Kottenforst-Sprung versetzt den in der Tongrube Witterschlick aufgeschlossenen Horizont 1 der Köln-Formation und die Tertiär-Basis um über 150 m nach unten.

Abgebaut wird in der Tongrube Witterschlick ein sehr hochwertiger Feuerfestton mit der Bezeichnung „Witterschlick Blau“. Dabei handelt es sich um einen fetten blaugrauen Ton des Horizontes 1 direkt über Flöz Weiden.

Quarzwerke Witterschlick Lage: Bei R²⁵ 70 900, H⁵⁶ 16 800 (UTM East 32358900 UTM North 5615500)
(Zentralkoordinaten), TK 25: Blatt 5308 Bonn-Bad Godesberg
Tektonische Einheit: Erft-Scholle
Aufgeschlossene Schichtfolge: Quartäre Hauptterrassen (Ältere und Jüngere Hauptterrasse, Tegelenton), Rotton-Sand (Horizont 9B, Pliozän), Unterer Rotton (Horizont 9A, Pliozän); Hauptkies-Schichten (Horizont 8, Miozän)

Die Quarzwerke Witterschlick befinden sich wenige 100 m östlich der Tongrube Witterschlick und liegen nicht mehr auf der Kölner Scholle, sondern schon auf der Erft-Scholle. Dazwischen verläuft der Kottenforst-Sprung mit Verwurfhöhen an der Tertiär-Basis von über 150 m, die Quartär-Basis wird um ca. 14 m nach unten versetzt.

Im Norden der Quarzwerke werden die Kiese und Sande der Älteren und Jüngeren Hauptterrasse trocken abge-

Abb. 10:

Abbauwand der Tongrube Witterschlick mit den Horizonten 3 und 1 der Köln-Formation



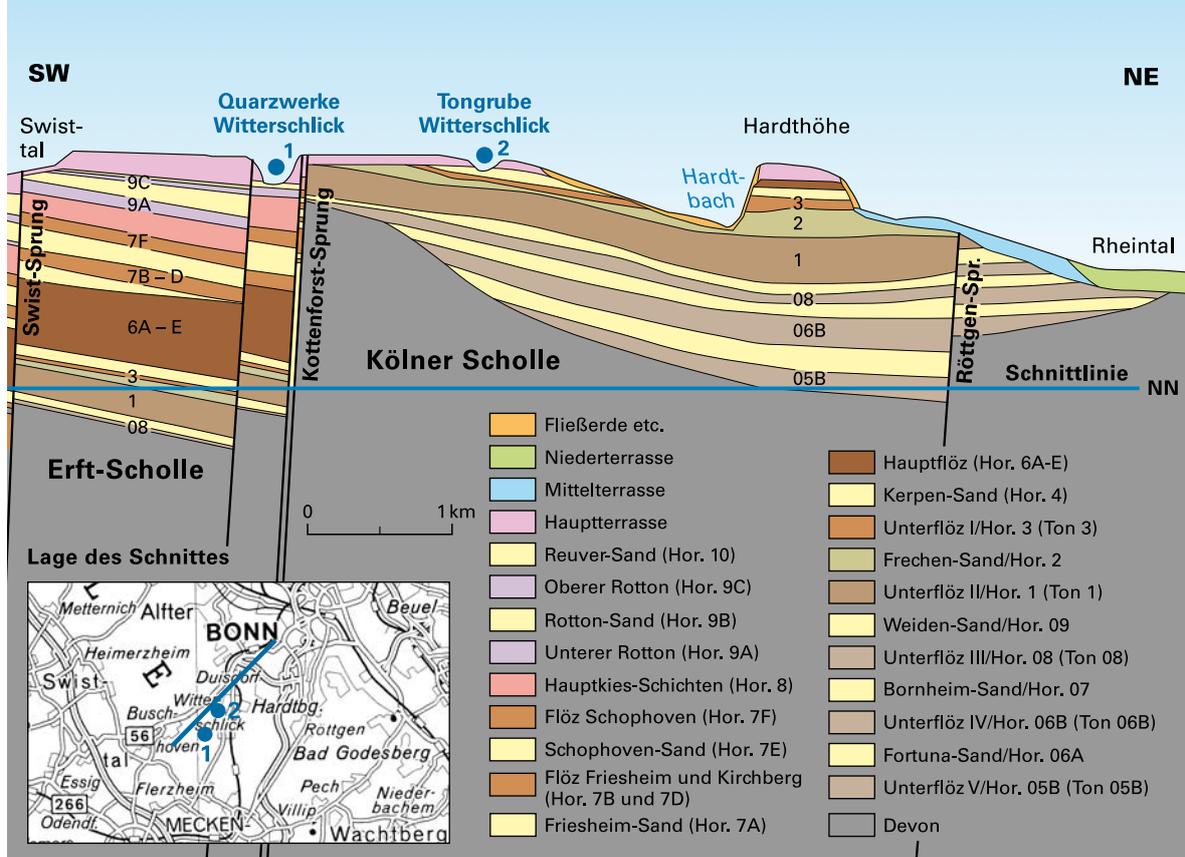


Abb. 9:
Geologischer Schnitt durch die Quarzwerke Witterschlick und die Tongrube Witterschlick

baut, der trennende Tegelen-Ton (Hor. 13) ist teilweise reliktsch an der Basis der Jüngeren Hauptterrasse erhalten geblieben. Noch an der Abbauwand (über dem Seespiegel, s. Abb. 11) lassen sich die weißen Sande des Horizontes 9B erkennen, darunter folgt der wenige Meter mächtige Untere Rotton (Hor. 9A). Die darunter folgenden Hauptkies-Schichten werden mit Schwimmbaggern abgebaut und liefern einen hochreinen Quarzkies, der überwiegend als Filterkies Verwendung findet.

Abb. 11:
Nördliche Abbauwand der Quarzwerke Witterschlick mit der Älteren und Jüngeren Hauptterrasse, dem Rotton-Sand (Hor. 9B), dem Unteren Rotton (Hor. 9A) und den Hauptkies-Schichten (Hor. 8)



Tongrube Adendorf

Lage: Bei R ²⁵ 75 050, H ⁵⁶ 08 550 (UTM East 32362700 UTM North 5608000),
TK 25: Blatt 5308 Bonn-Bad Godesberg

Tektonische Einheit: Erft-Scholle

Aufgeschlossene Schichtfolge: Quartäre Hauptterrassen, Ville-Formation

Die Tongrube Adendorf bildet den südlichsten Aufschluss tertiärer Schichten innerhalb der Erft-Scholle (s. Abb. 12). Nach bisherigen Erkenntnissen aus den Grundwassermodellen der Erft-Scholle sind dort die Inden- und die Ville-Formation aufgeschlossen, die direkt auf tiefgründig verwittertem Unterdevon aufliegen. Paläontologische Befunde deuten aber auf ein mittelmiozänes Alter hin (WITTKÉ & ASHRAF 1987). Daher ist es wahrscheinlich, dass es sich ausschließlich um die Ville-Formation handelt. Die Schichtfolge stellt damit ein landnahes Äquivalent der Flöze, wie sie im Tagebau Garzweiler aufgeschlossen sind, dar.

Zurzeit sind in der Grube Adendorf überwiegend hellgraue schluffige Sande bis Tone aufgeschlossen, die verwittertem Devon aufliegen. Nach einer von TEICHMÜLLER & ASHRAF (1987) beschriebenen Bohrung beträgt die Tertiär-Mächtigkeit ca. 46 m. Generell ist zum Hangenden hin eine Kornvergrößerung festzustellen. In der unteren Hälfte des Aufschlusses fallen zwei ca. 30 cm mächtige Braunkohlenhorizonte auf, die durch den gesamten Aufschluss zu verfolgen sind. Eingeschaltet sind gelegentlich auch dünne, dunkelgraue, C_{org}-reiche Lagen. In der oberen Hälfte kommen gelegentlich auch Kieseinschaltungen vor.

Sedimentologisch wurde der Aufschluss zuletzt durch WINTERSCHIED (1990) bearbeitet. Die damaligen Aufschlussverhältnisse waren deutlich besser. Ein im Liegenden der zurzeit anstehenden Abfolge vorkommendes, 1,7 m mächtiges Braunkohlenflöz liegt jetzt unterhalb des Wasserspiegels des Klärteiches. Außerdem beschreibt WINTERSCHIED (1990) zahlreiche Rinnensysteme mit ausgeprägten Erosionsdiskordanzen sowie lagen- und linsenförmige Konzentrationen von Pflanzenresten, darunter auch Samen, Früchte, Blätter und Koniferenzapfen. Diese Ablagerungen werden als Spülsäume im Bereich mäandrierender Flüsse interpretiert (WINTERSCHIED 1990: 51, 170).

Die reiche Makroflora aus der Tongrube Adendorf wurde insbesondere von GOSSMANN (1989) und WINTERSCHIED (1990) bearbeitet; ca. 80 Arten konnten nachgewiesen werden (GEE & GOSSMANN 2007). Die Pflanzen lassen sich dabei einem artenreichen Lorbeer-Mischwald zuordnen, während auf Sandbänken Kiefern und Lorbeerwaldelemente wesentlich artenärmere Bestände bildeten (GEE & GOSSMANN 2007). Der größte Teil der Funde stammt aus den als Spülsäume gedeuteten Anreicherungen. Hier kommen Holzstämme mit bis zu einigen Metern Länge vor sowie die Zapfen, Früchte und Samen. Sehr häufige Elemente sind *Pinus* sp. (*Pinaceae* = Kieferngewächse), *Trigonobalanopsis exacantha* (*Fagaceae* = Buchengewächse), *Tectocarya lusatica*, *Mastixia* spp. (beide *Mastixiaceae*), *Leucothoe narbonnensis* (*Ericaceae* = Heidekrautgewächse), *Sphenotheca incurva* und *Symplocos* spp. (beide *Symplocaceae*). Die Flora aus den grobklastischen Rinnen ist dagegen sehr viel artenärmer und besteht aus größeren Resten (*Pinus*-Zapfen und *Mastixiaceen*). Auch aus den beiden Braunkohlenflözen konnte eine artenarme Flora gewonnen werden, in der *Carpolithus hafniensis* am häufigsten ist (*Carpolithus* ist eine Sammelgattung für systematisch nicht zuzuordnende Früchte oder Samen). Die Art kommt im Rheinland häufig in Braunkohlenflözen oder stark kohligem Sedimenten vor und gilt als typisch für Torfmoor- und Sumpfbiotope. Aufgrund der Häufigkeit von *Mastixiaceen* und *Symplocaceen* wird die Adendorfer Makroflora als jüngere *Mastixiaceen*-Flora miozänen Alters klassifiziert (alle Angaben aus WINTERSCHIED 1990; für einige repräsentative paläobotanische Funde aus der Tongrube Adendorf siehe Abbildungen 13 – 15).

Palynologische Bearbeitungen des Adendorfer Profils stammen von SCHÜNEMANN (1958), VON DER BRELIE (1968) und WITTKÉ & ASHRAF (1987). Zurzeit wird das gesamte Profil hochauflösend durch V. L. NITZ (Westfälische Wilhelms-Universität Münster) im Rahmen einer MSc-Arbeit untersucht. Im Vordergrund steht eine paläoökologische Analyse, basierend auf palynologischen Daten. Ein kleiner Abschnitt des Profils wurde bereits von NITZ (2012) bearbeitet. Im Rahmen der Arbeiten zur paläontologischen Bodendenkmalpflege wird die Grube Adendorf aufgrund ihrer paläobotanischen Bedeutung regelmäßig besucht und beprobt.

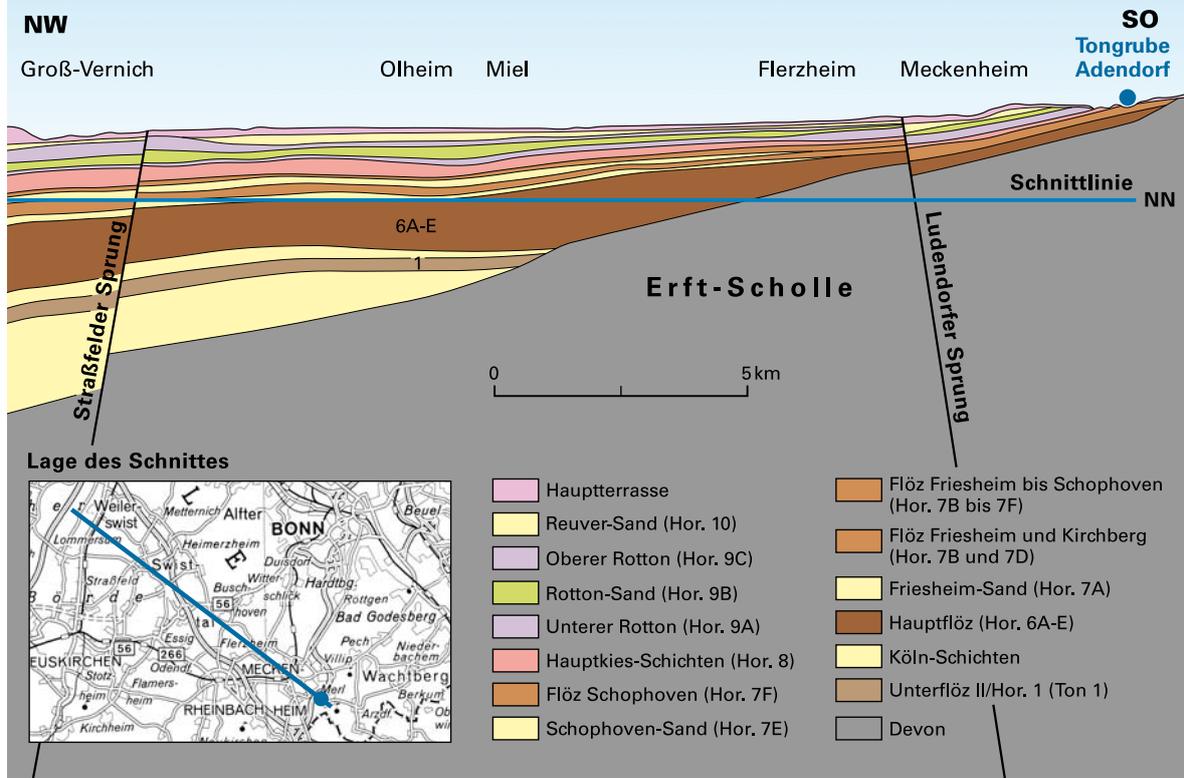


Abb. 12: Geologischer Längsschnitt durch die südliche Erft-Scholle und die Tongrube Adendorf



Abb. 13 oben: *Cathaya bergeri*, Tongrube Adendorf. Von dieser Koniferengattung leben heute noch etwa 2000 Bäume in Gebirgsregionen Chinas. Sammlung ROLF GOSSMANN, Bonn; Foto GEORG OLESCHINSKI, Steinmann-Institut für Geologie, Mineralogie und Paläontologie der Universität Bonn; Abb. 14 rechts: Palmholz (*Palmoxylon bacillare*) aus einem Braunkohlenhorizont der Tongrube Adendorf. Sammlung und Foto ULI LIEVEN, Bedburg; Abb. 15 unten: *Mastixia div. sp.*, Steinkeme, Tongrube Adendorf. Die Gattung kommt heute noch in malaiischen Bergwäldern vor. Sammlung ROLF GOSSMANN, Bonn; Foto GEORG OLESCHINSKI, Steinmann-Institut für Geologie, Mineralogie und Paläontologie der Universität Bonn

Literatur

- BOERSMA, J. R.; GELDER, A.; GROOT, T.; PUIGDEFABREGAS, C. (1981): Formen fluvialer Sedimentation in neogenen und jüngerer Ablagerungen im Braunkohlentagebau Frechen (Niederrheinische Bucht). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **29**: 275 – 307, 10 Abb., 7 Taf.; Krefeld.
- BRELIE, G. VON DER (1968): Mikroflora aus der Tongrube Adendorf (Miozän, Rheinland). – Z. dt. geol. Ges., **118**: 186 – 191, 1 Tab.; Hannover.
- BURGH, J. VAN DER (2012): Leaves of Lauraceae in the Inden series (Miocene) from the Lower Rhenish basin, Germany (open pits Hambach and Frechen). – Documenta naturae, **189**: 1 – 19, 4 Taf.; München.
- DALSÄTT, J.; MÖRS, T.; ERICSON, P. G. P. (2006): Fossil birds from the Miocene and Pliocene of Hambach (NW Germany). – Palaeontographica, **A 277**: 113 – 121, 1 Taf.; Stuttgart.
- GEE, C. T. (2005): The genesis of mass carpological deposits (bedload carpodeposits) in the Tertiary of the Lower Rhine Basin, Germany. – Palaios, **20**: 463 – 478, 6 Abb., 8 Tab.; Tulsa/Okla.
- GEE, C. T.; GOSSMANN, R. (2007): Die Tongrube Adendorf. – In: KOENIGSWALD, W. VON; SIMON, K. F. [Hrsg.]: Georallye – Spurensuche zur Erdgeschichte: 166 – 170; Bonn (Bouvier).
- GEE, C. T.; SANDER, P. M.; PETZELBERGER, B. E. M. (2003): A Miocene rodent nut cache in coastal dunes of the Lower Rhine Embayment, Germany. – Palaeontology, **46**: 1133 – 1149, 4 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; London.
- GOSSMANN, R. (1989): Tongrube Fischer bei Adendorf. – Arbeitskreis für Paläobotanik und Palynologie, Jahrestagung 1989 in Krefeld, **Exk. 2**, Tertiär der Niederrheinischen Bucht: 17 S., 11 Abb.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). – [als Mskr. gedr.]
- GOSSMANN, R.; GREGOR, H.-J.; LIEVEN, U. (2006): Die Niederrheinische Bucht und ihre Tertiärablagerungen (Braunkohlen, Kiese, Sande, Tone). – Documenta naturae, **SB 43**: 1 – 26, 2 Abb.; München.
- HARTKOPF-FRÖDER, C.; WEBER, H. M.; GERLACH, R. (2010) mit Beitr. von GOSNY, O.: Field trip E12: Field trip guide to sites of geological and palaeontological conservation in the Rhineland area, western Germany. – Schr.-R. dt. Ges. Geowiss., **66**: 212 – 225, 19 Abb.; Hannover.
- HARTKOPF-FRÖDER, C.; WEBER, H. M.; GERLACH, R. (2012): Paläontologie und paläontologische Bodendenkmalpflege im Rheinland – Ergebnisse und Perspektiven. – In: KUNOW, J. [Hrsg.]: 25 Jahre Archäologie im Rheinland 1987 – 2011: 306 – 311, 7 Abb.; Stuttgart (Theiss).
- KLOSTERMANN, J. (1992): Das Quartär der Niederrheinischen Bucht: Ablagerungen der letzten Eiszeit am Niederrhein. – 200 S., 30 Abb., 8 Tab., 2 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- LEHMANN, K.; SALAMON, M. (2012): Erdbeben und seismisch aktive Verwerfungen in der Niederrheinischen Bucht. – Glückauf: Bergbau und Energie, **36**: 4 – 15, 2 Abb., 1 Tab.; Alsdorf.
- LEHMANN, K.; KLOSTERMANN, J.; PELZING, R. (2001): Paleoseismological investigations at the Rurrand Fault, Lower Rhine Embayment. – Netherl. J. Geosci. (Geol. en Mijnb.), **80** (3 – 4): 139 – 154; Dordrecht.
- LIEVEN, U. (2005): *Ophiomorpha* im Miozän der Niederrheinischen Bucht. – Fossilien, **2005** (2): 110 – 115, 7 Abb.; Wiebelsheim.
- LIEVEN, U.; GREGOR, H.-J.; PINGEN, M.; LIEVEN, L. (2012): Neufunde fossiler Pflanzen aus der Hauptflözgruppe der Niederrheinischen Braunkohle (mittl. Miozän) im Tagebau Garzweiler (RWE Power AG). – Documenta naturae, **190**: 1 – 47, 4 Abb., 7 Tab., 6 Taf.; München.

- LIEVEN, U.; HARTKOPF-FRÖDER, C. (2012): Mammutbaum und Kegelquarzite: neue Großfunde im Tagebau Garzweiler. – In: KUNOW, J. [Hrsg.]: 25 Jahre Archäologie im Rheinland 1987 – 2011: 44 – 46, 2 Abb.; Stuttgart (Theiss).
- LIEVEN, U.; GREGOR, H.-J. PINGEN, M. SCHMITT, H. (2013): Die jungtertiäre Otzenrath-Flora (Blätter, Früchte und Samen) aus dem Tagebau Garzweiler der RWE Power AG. – *Documenta naturae*, **194**: 107 S., 7 Abb., 12 Tab., 20 Taf.; München.
- MÖRS, T. (2002): Biostratigraphy and paleoecology of continental Tertiary vertebrate faunas in the Lower Rhine Embayment (NW-Germany). – *Netherl. J. Geosci. (Geol. en Mijnb.)*, **81**: 177 – 183, 1 Abb.; Dordrecht.
- NITZ, V. L. (2012): Palynology and stratigraphy of a profile in the Miocene of the clay open-cast mine Adendorf, Germany. – BSc-Arbeit Westfälische Wilhelms-Universität Münster: 47 S., 4 Abb., 3 Tab., 5 Taf.; Münster/Westf.
- PELZING, R. (1992): Das Erdbeben von Roermond, 13. April 1992. – 16 S.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- REINECKE, T.; HOCHT, F. VON DER; GÜRS, K. (2008): Die Elasmobranchier des Vierlandiums, Unteres Miozän, im Nordwestdeutschen Becken aus Bohrungen und glaziofluviatilen Geröllen („Holsteiner Gestein“) der Vierlande-Feinsande (Holstein) und der Kakert-Schichten (Niederrhein). – *Palaeontos*, **14**: 1 – 54, 7 Abb., 4 Tab., 8 Taf.; Antwerpen.
- SCHLICKUM, W. R.; STRAUCH, F. (1979): Die Land- und Süßwassermollusken der pliozänen Deckschichten der rheinischen Braunkohle. – *Abh. Senckenb. naturforsch. Ges.*, **536**: 144 S., 1 Tab., 11 Taf.; Frankfurt/M.
- SCHNEIDER, H.; THIELE, S. (1965): Geohydrologie des Erftgebietes. Düsseldorf: Ministerium für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten. – 185 S., 75 Abb., 2 Taf.; Düsseldorf.
- SCHÜNEMANN, H. W. (1958): Zur Stratigraphie und Tektonik des Tertiärs und Altpleistozäns am Südrand der Niederrheinischen Bucht. – *Fortschr. Geol. Rheinld. Westf.*, **2**: 457 – 472, 9 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- SCHWARZ, J.; MÖRS, T. (2000): Charophyten aus dem oberpliozänen Reuerton des Braunkohlen-Tagebaus Hambach (Niederrheinische Bucht, Deutschland). – *N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh.*, **215**: 297 – 319, 6 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- SCHWARZHANS, W. (2010): The otoliths from the Miocene of the North Sea Basin. – VIII + 352 S., 23 Abb., 4 Tab., 120 Taf.; Leiden (Backhuys).
- TEICHMÜLLER, R.; ASHAUER, W. (1968): Exkursionen am 18. und 21. Mai 1966, **Exk. D.** Tonlagerstätten am Südrand der Niederrheinischen Bucht. – *Z. dt. geol. Ges.*, **118**: 8 – 13, 3 Abb.; Hannover.
- VIEHOFEN, A. (1997): Die oberoligozäne Fauna aus der Grabung Erkrath-Pimpelsberg. – *Decheniana*, **150**: 373 – 416, 4 Abb., 1 Tab., 4 Taf.; Bonn.
- WIENRICH, G.; JAGD, J.; JANSSEN, R. (2012): Die Fauna des marinen Miozäns von Kevelaer (Niederrhein): **6.** Arthropoda, Echinodermata, Planta, Ichnofossilia, Indet, Stratigraphie: S. 1231 – 1344; Leiden u. a.
- WINTERSCHIED, H. (1990): Geologie der Umgebung von Adendorf/Rheinland und die allochthone Miozän-Flora aus der Tongrube „Fischer“. – *Dipl.-Arb. Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn*: 205 S., 37 Abb., 4 Tab., 11 Taf., 4 Anl.; Bonn.
- WITTKÉ, H. W.; ASHRAF, A. R. (1987): Schichtenfolge, Sedimentanalyse und Palynoflora im Miozän des Tontagebaus Fischer, Adendorf (Bl. 5308 – Bad Godesberg). – *Abh. Akad. Wiss. Lit., math.-naturwiss. Kl.*, **1987** (2): 27 S., 2 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Mainz.

Exkursionen

Exkursion B

Quartär am Niederrhein

Die pleistozäne Landschaftsentwicklung am Niederrhein – Einblicke in die Vergangenheit einer Eiszeitlandschaft

KLAUS SKUPIN, GEORG SCHOLLMAYER, JANINE MEINSEN

Geologie

Halt 1: Abgrabung Scholten – Bönninghardt-Sander im Vorfeld des Sonsbecker Lobus

Halt 2: Abgrabung Look – Louisendorf- und Moyland-Staffel am Nordostrand des Reichswald-Sanders

Halt 3: Abgrabung Schmitz – Reichswald-Sander, Pfalzdorf

Geologie und Lagerstätten

Halt 4: Lehrpfad und Findlingsweg Sonsbeck – geologische Landschaftsentwicklung am linken Niederrhein

Mittagspause

Halt 5: Kieswerk Hülskens, Wesel-Ginderich

Archäologie

Halt 6: Archäologischer Park und RömerMuseum Xanten

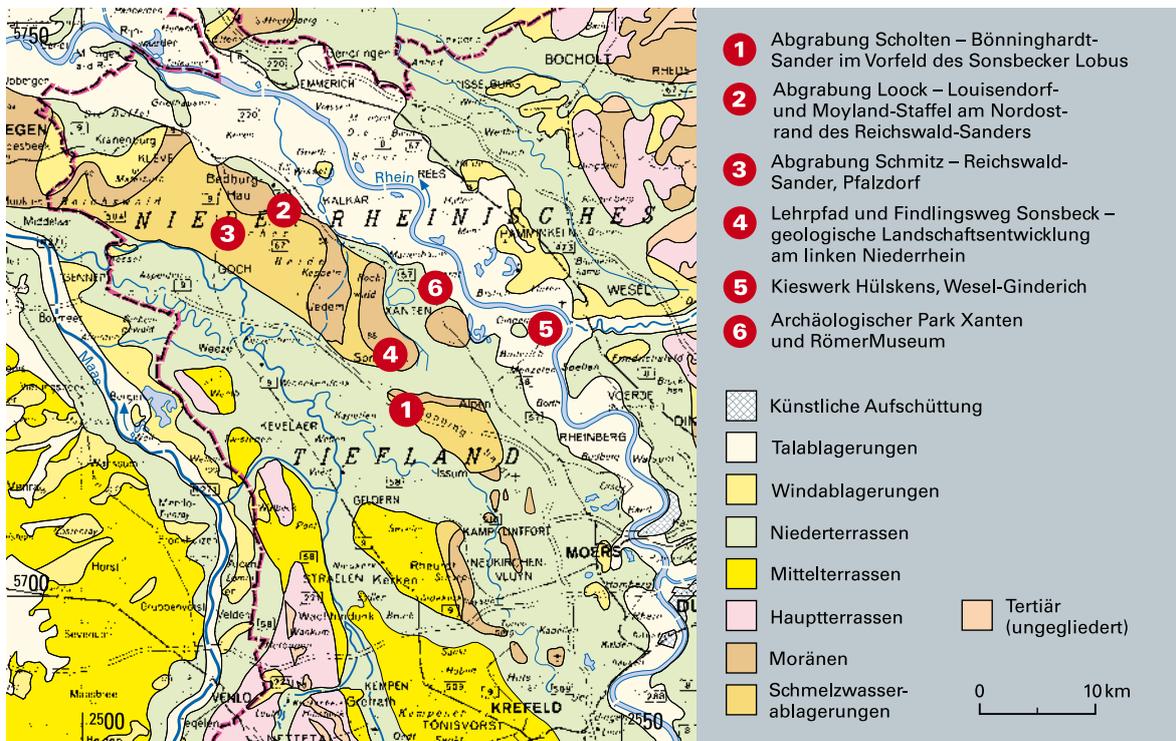


Abb. 1: Geologische Karte mit der Lage der Haltepunkte (vgl. JANSEN et al. 2008: Abb. 1)

Geologie

Halt 1: **Abgrabung Scholten, Bönninghardt** (GK 25: Blatt 4404 Issum; R²⁵ 28 600, H⁵⁷ 16 800);

(K. SKUPIN, Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen)

Die Sandgrube Scholten befindet sich im Nordostteil der Bönninghardt, einer im Untergrund überwiegend aus schräg- und horizontal geschichteten sandigen und kiesigen Sedimenten zusammengesetzten Sander-schüttung (= Bönninghardt-Sander) am Rande des saalezeitlichen Inlandeises. Eine Besonderheit stellt dabei die im Hangenden des Sanders vorhandene Abfolge aus Grund- und Fließmoräne im Vorfeld des Sonsbecker Lobus dar. Bei dem basalen Sander handelt es sich um mittel- bis feinkörnige Sande und Kiese, die im obersten Abschnitt aus gröberen Ablagerungen mit einzelnen nordischen Blöcken und Steinen bestehen. Die darüber folgende 1,5 – 2 m mächtige Grundmoräne ist stark lokal geprägt und besteht aus gelben bis rostfarbenen, schwach grobsandigen, schwach schluffigen bis schluffigen Fein- und Mittelsanden, in denen größere Blöcke aus Granit und Gneis anzutreffen sind. Charakteristisch für die Moräne sind zahlreiche Kryoturbationsstrukturen. Den Abschluss nach oben bilden 0,2 – 0,4 m mächtige hellgraue bis rötlich graue, schwach grobsandige Sande und Kiese mit zahlreichen Quarzen und Lyditen einer Fließmoräne, die von einzelnen Frosttaschen und Frostspalten durchsetzt ist.

Leitgeschiebeuntersuchungen nach den Methoden HESEMANN*) (1930) und ZANDSTRA**) ergaben folgendes Ergebnis:

1. Fließmoräne: HZ = 2260, KL = 17

2. Grundmoräne: HZ = 3160, KL = 27

Danach handelt es sich in Korrelation zu den Ergebnissen in den Niederlanden und im Münsterland zuunterst um die Hinterlassenschaften des ersten Eisvorstoßes (= Heerenveen-Moränengruppe, älterer Teil). Das Gleiche gilt im Großen und Ganzen auch für die Leitgeschiebeführung der auflagernden Fließmoräne. Allerdings ist dort der Anteil von Geschieben aus dem östlichen Mittelschweden leicht erhöht, was auf eine Subphase des ersten småländischen Eisvorstoßes (= Heerenveen-Moränengruppe, jüngerer Teil) hinweist (s. Halt 2).

Halt 2: **Abgrabung Loock, Louisendorf** (TK 25: Blatt 4203 Kalkar; R²⁵ 15 375, H⁵⁷ 34 200);

(K. SKUPIN, Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen,

J. MEINSEN, Landesamt für Bergbau, Energie u. Geologie Niedersachsen)

Das Gebiet des Reichswald-Sanders westlich von Kalkar wird von ausgedehnten Sanderterrassen eingenommen. Sie sind von den Stauchwallbildungen der Moyland- und Louisendorf-Staffel abzuleiten, die beim Vorstoß des ersten fröhndrenthezeitlichen Inlandeises gebildet wurden. Zwei mehr oder weniger vollständig entwickelte glaziäre Serien und Zyklen im Zuge der Louisendorf- (Louisendorf-Staffel I u. II) und der Moyland-Staffel (Moyland-Staffel I u. II) lassen dabei erkennen, dass das Eis kurzfristig zurückschmolz und wieder vorstieß.

In dem vorliegenden, ca. 4 – 5 m tiefen Aufschluss sind von der insgesamt 7 – 8 m mächtigen Schichtenfolge nur die hangenden Sedimente der Moyland-Staffel aufgeschlossen. Sie bestehen zuunterst aus einem ca. 0,6 m mächtigen Paket aus schwach tonigem Schluff, der Moräne der Moylandstaffel I. Über dieser unteren „grauen“ Moräne folgt ein Sand-Kiespaket (= Sander II) mit mehreren 5 – 7 cm dicken Lagen aus rötlich grauem Schluff, die von der Moyland-Staffel II abzuleiten sind. Die Mächtigkeit des Sand-Kies-Paketes nimmt nach Süden rasch zu und ist dort rinnenförmig in den Sander I eingetieft. Nach der Leitgeschiebeführung sind die Sedimente vom ersten fröhndrenthezeitlichen Eisvorstoß mit einer südschwedischen Geschiebevormacht (Småland) (= Heerenveen-Moränengruppe, älterer Teil) abzuleiten.

Der oberste Abschnitt der Schichtenfolge wird wiederum von einem 0,4 m mächtigen Moränenpaket aus rötlich grauem bis braunrotem schluffig-tonigem Sand beziehungsweise sandig-tonigem Schluff mit einem geringen Anteil an Fein-, Mittel- und Grobkies (z.T. Flint oder nordisches Kristallin) eingenommen. Diese rote Moräne ist der Moyland-Staffel II zuzuordnen und wurde nachfolgend durch periglaziale Vorgänge der ausgehenden Saale-Zeit beziehungsweise der Weichsel-Kaltzeit stark kryoturbat überprägt. Geschiebekundlich ist sie gegenüber der unteren grauen Moräne durch einen erhöhten Anteil kristalliner Leitgeschiebe aus dem östlichen Mittelschweden und dem Ostseegebiet (Dalarna) geprägt und ist als Nachphase des ersten fröhndrenthezeitlichen Eisvorstoßes aufzufassen. Entsprechend dem Vorkommen einer fröhndrenthezeitlichen roten Moräne bei Bronkhorst im Raum Nimwegen wird sie als Nijmegen-Moränentyp bezeichnet. Die rote Färbung ist wahrscheinlich auf den erhöhten Anteil an paläozoischen Sandsteinen (Dala-Sandstein) und Kalken zurückzuführen.

Halt 3: **Abgrabung Schmitz, Pfalzdorf** (TK 25: Blatt 4203 Kalkar; R²⁵ 12 630, H⁵⁷ 31 350)

(J. MEINSEN, Landesamt für Bergbau, Energie u. Geologie Niedersachsen)

Die Abgrabung Schmitz befindet sich, wie die Abgrabung Look, im Gebiet des Reichswald-Sanders, ca. 8 km südwestlich von Kalkar. Dort sind von der ehemals 8 – 9 m hohen Aufschlusswand nur noch die untersten 5 m aufgeschlossen. Die glazifluviatilen und glazilakustrinen Ablagerungen bestehen in ihrem basalen Teil aus Feinsand, schluffigem Feinsand und Schluff, in denen charakteristische Sedimentstrukturen wie Kletterrippeln und Entwässerungsstrukturen zu beobachten sind. Darüber folgt bis zur Oberkante des Aufschlusses eine Einheit von horizontal-laminiertem Feinsand und Schluff. Die eingemessenen Paläoströmungsrichtungen zeigen nach Westen beziehungsweise Nordwesten, was auf eine Strömung aus östlicher Richtung hindeutet. Die ehemals im Hangenden vorhandene, 3 – 4 m mächtige Überdeckung aus Kies und Sand ist nicht mehr erhalten. Nordisches Material wurde nicht beobachtet. Sedimente mit Kletterrippeln sind charakteristisch für Ablagerungen von abnehmenden, turbulenten Strömungen mit geringer Energie und hohen Sedimentationsraten (ASHLEY et al. 1982). Die Steigung der Rippeln ist abhängig vom Verhältnis der Suspensionsfracht zur Bodenfracht. Sie werden häufig in einem glazilakustrinen Milieu gebildet. Gleichzeitig deuten mächtige Ablagerungen mit Kletterrippeln auf Strömungen hin, die einen hydraulischen Sprung durchlaufen und so einen raschen Verlust der Transportkraft erlebt haben. In der Abgrabung Schmitz sind an der Basis subkritische (Typ-A) und am Top superkritische (Typ-B) Kletterrippeln erhalten, was auf steigende Suspensionsraten in der Strömung zurückzuführen ist. Eine weitere Besonderheit in der Abgrabung Schmitz ist das zahlreiche Auftreten von „Soft sediment deformation structures“. Diese Strukturen werden durch unterschiedliche Prozesse hervorgerufen, die zu Änderungen der Schichtlagerung kurz nach der Ablagerung führen. Die dominierenden Prozesse sind Verflüssigung („liquefaction“), Fluidisierung („fluidization“) und „loading“. Typische Strukturen im Aufschluss Schmitz sind Diapire („dykes“), Belastungsmarken („load casts“, „flame structures“) und Wickelstrukturen („convolute bedding“).

Geologie und Lagerstätten

Halt 4: **Lehrpfad und Findlingsweg Sonsbeck** – geologische Landschaftsentwicklung am linken Niederrhein, Sonsbeck am Fuße des Balbergs

(GK 25: Blatt 4304 Xanten; R²⁵ 26 300, H⁵⁷ 20 480)

(G. SCHOLLMAYER u. K. SKUPIN, Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen)

Station 1

Zwischen der Stadt Xanten, der römischen „Colonia Ulpia Traiana“ und dem Wallfahrtsort Kevelaer verläuft bei der Ortschaft Sonsbeck ein ca. 1,5 km langer geologischer Wanderweg. Er wurde am 2.10.1984 vom Heimat- und Verkehrsverein Sonsbeck in Zusammenarbeit mit dem Kommunalverband Ruhrgebiet und mit der Unterstützung des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen, Krefeld, sowie der Gemeinde Sonsbeck eröffnet. Er erschließt in sechs Stationen – Bild-/Text-Tafeln, Bohrprofile und typische Gesteine – die Erd- und Landschaftsgeschichte. Im Jahre 2012 wurde der Geopfad durch einen Findlingsweg ergänzt. Daran entlang sind eine Reihe von Kristallingesteinen aus Skandinavien (Gneise, Granite) sowie Driftblöcke aus Sedimentärgestein des Rheineinzugsgebietes (devonische Quarzite, Buntsandstein, tertiäre Braunkohlenquarzite) aufgestellt (SKUPIN 2012).

Station 2 (Paläozoikum – Mesozoikum)

Nach den bei Sonsbeck sowie im weiteren und näheren Umkreis niedergebrachten Bohrungen wird die Schichtenfolge im tieferen Untergrund von den Gesteinen des **Devons und Karbons** aus dem mittleren **Paläozoikum** (Erdaltertum; 417,5 – 296 Mio. J. v. h.) eingenommen. Sie sind Teil des variszischen Faltengebirges, das sich vom Sauerland über das Bergische Land und die Eifel bis zum Brabanter Massiv erstreckte. Zu dieser Zeit lag der Bereich der Niederrheinischen Bucht noch am Äquator und wurde durch ein feuchtheißes Klima bestimmt. Während der **Oberkarbon-Zeit** (ca. 320 – 296 Mio. J. v. h.) wich das Meer mehr und mehr zurück und im nördlichen Gebirgsvorland entwickelten sich ausgedehnte Waldmoore mit Schachtelhalmen, Schuppen- und Siegelbäumen, Baumfarne und Bärlappgewächsen, die mächtige Torflager hinterließen, aus denen im Laufe der Erdgeschichte die Steinkohlenflöze des Ruhrgebietes hervorgingen. Die Steinkohlenvorkommen des Karbons reichen vom Ruhrgebiet aus bis westlich des Rheins und bilden zusammen mit den Vorkommen des Ruhrgebiets das Niederrheinisch-Westfälische Steinkohlenrevier.

Mit Beginn des **Zechsteins** (258 – 251 Mio. J. v. h.) stieß das Meer erneut kurzfristig über die Weser-Ems-Senke bis in das Niederrheingebiet vor und bildete dort eine etwa 30 – 50 km breite Lagune (Niederrheinische Salzpflanne), in der es bei einem ariden Klima – die Niederrheinische Bucht lag damals im nördlichen Wüstengürtel – zur Ausscheidung von bis zu 200 m mächtigen chemischen Sedimenten (Karbonate, Anhydrite und Salze) kam. Letztere werden heute bei Borth östlich des Rheins in einer Tiefe von 700 – 800 m abgebaut. Neben dem untertägigen Abbau wird das Salz seit 1977 auch in Form von Sole gewonnen. Die dabei entstehenden Kavernen werden heute zur Speicherung von Erdgas genutzt.

Von den nachfolgenden Schichtgliedern **Trias, Jura** und **Kreide** des **Mesozoikums** (Erdmittelalter; 251 – 65 Mio. J. v. h.) sind am Niederrhein nur Reste in tiefer gelegenen Bereichen (in tektonischen Gräben wie Bislicher und Dinslake-ner Graben) erhalten. In den höher gelegenen Horstgebieten wurden sie weitgehend abgetragen.

Darüber wurden mit Beginn der **Erdneuzeit** die Schichten des **Tertiärs** (65 – 2,6 Mio. J. v. h.) abgelagert. Die Schichtenfolge des Tertiärs umfasst im vorliegenden Raum die Abschnitte Oligozän, Miozän und Pliozän und ist geprägt durch ein wiederholtes Vordringen und Zurückweichen der Nordsee in die Niederrheinische Bucht. Dementsprechend bestehen die Schichten aus einer Wechselfolge von marinen Sanden, Schluffen und Tonen, denen sich im Süden die küstennahen Deltaabsätze des Rheins anschließen. Dort existierten in der flachen, sumpfigen Landschaft tropische Urwälder, aus denen sich nach ihrem Absterben bis zu 100 m mächtige Torflager bildeten. Sie wurden nachfolgend unter der Auflast der darüber lagernden marinen und terrestrischen Sedimente von Rhein und Maas zu Braunkohle umgewandelt und werden heute in der südlichen Niederrheinischen Bucht zur Stromgewinnung abgebaut.

Stationen 3 und 4 (Quartär)

Im **Quartär** (2,6 Mio. Jahre – heute) setzte eine bedeutsame Klimaänderung ein. Die schon am Ende des Tertiärs sinkenden Temperaturen gingen weiter zurück und in Skandinavien bildeten sich in den Kaltzeiten mächtige Gletscher, die zum Teil weit nach Süden vordrangen. Während dem Drenthe-Stadium, der maximalen Vereisung der Saale-Kaltzeit (300 000 – 130 000 J. v. h.), der vorletzten Kaltzeit, stieß das Eis über die Ost- und Nordsee bis an den Niederrhein vor. Es dürfte dort noch eine Dicke von etwa 50 – 100 m gehabt haben und schob den sandigen und kiesigen Untergrund des Rheins an seinem Rande zu mächtigen Stauchwällen, den sogenannten Stauchendmoränen, auf. Diese lassen sich von Krefeld über Sonsbeck bis nach Nimwegen verfolgen und haben eine Länge von ca. 70 km. Außerhalb des Vereisungsgebietes werden die marinen Sedimente des Tertiärs von den jungpleistozänen Terrassen des Rheins überlagert. In diesen Ablagerungen sind vereinzelt große Granit- und Gneisblöcke (Findlinge) anzutreffen, die vom Eis aus Skandinavien mitgebracht und nachfolgend umgelagert wurden. Die Blöcke aus Sedimentgestein stammen aus dem Einzugsgebiet des Rheins und wurden, auf Eisschollen treibend, als sogenannte Driftblöcke bis an den Niederrhein transportiert.

Station 5 (Holozän)

Vor etwa 10 000 Jahren begann mit dem Holozän die heutige Warmzeit. Durch die Erwärmung des Klimas zogen sich die Gletscher der letzten Kaltzeit, der Weichsel-Kaltzeit, aus Norddeutschland zurück und leiteten damit eine grundlegende Veränderung der Flora und Fauna ein. Die Flüsse und Bäche veränderten ihr Abflussverhalten ebenfalls grundlegend. Bestand während der Kaltzeiten ein weit verzweigtes Wildwassersystem mit einzelnen sommerlichen Hochwasserspitzen, bildete sich während des Holozäns bei ansteigendem Meeresspiegel ein auf wenige Stromrinnen (Rhein, Maas) reduziertes Abflusssystem heraus, das die Landschaft in großen Windungen, sogenannten Mäandern, durchzieht und sich dabei kräftig in den Untergrund einschneidet. Durch diese Tätigkeit ist die Terrassenlandschaft im Niederrheinischen Tiefland in große und kleine Platten (Donken) mit dazwischen liegenden ehemaligen Abflussrinnen (Altarme = Kendel) untergliedert.

Von den nicht energetischen Rohstoffen werden im Bereich Sonsbeck nur noch Sand und Kies des Bönninghardt-Sanders abgebaut. Die Gewinnung von Lehm und Ton für die Herstellung von Töpferwaren sowie die Gewinnung von Raseneisenerz sind nur noch von historischem Interesse.

Station 6

Untergrund und Rohstoffe im Raum Sonsbeck

Halt 5: **Kieswerk Hülskens, Wesel-Ginderich** (GK 25: Blatt 4305 Wesel; R²⁵ 39 550, H⁵⁷ 22 800);
(G. SCHOLLMAYER, Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen,
J. REICHELT, Kieswerk Hülskens)

Zwischen Xanten und Wesel hat der Rhein im Holozän eine 6 – 10 km breite Verebnungsfläche geschaffen, die meist zwischen + 18 und + 21 m NN liegt und 2 – 5 m in die Niederterrasse eingetieft ist. Im Bereich der Aue stehen bis zu 3 m mächtige Auenablagerungen an, unter denen bis zu 20 m mächtige Auenkiese vorhanden sind, die während der letzten 10 000 Jahre abgelagert wurden. Sie bestehen aus verschiedenen alten Auen- oder Reihenterrassen, hervorgerufen durch einen häufigen Wechsel zwischen Erosion und Akkumulation, wiederum verursacht durch eine ungleichmäßige Zunahme der Temperatur beziehungsweise einen Anstieg des Meeresspiegels. Mithilfe verschiedener Datierungsmethoden (Pollenanalyse, Dendrochronologie, ¹⁴C-Analyse, Archäologie, Bodenkunde, historische Karten) konnten auf den Blättern 4304 Xanten und 4305 Wesel der Geologischen Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000 sieben verschieden alte holozäne Terrassen ausgeschieden werden. Aus dem Altholozän (10 000 – 5 000 J. v. h.) stammen die Auenterrassen 1 und 2, aus dem Mittelholozän (5 000 – 2 000 J. v. h.) die Auenterrasse 3 und aus dem Jungholozän (2 000 J. v. h. bis heute) die Auenterrassen 4 – 7.

Die Genese warmzeitlicher Sedimentfolgen wird durch die seitliche Verlagerung der Hauptstromrinne verursacht. Im Bereich der eigentlichen Stromrinne werden grobe Sande und Kiese (Rinnensedimente) sedimentiert. Vom Rinnentiefsten aus in Richtung Gleithang nimmt die Strömungsgeschwindigkeit ab und es werden dort zunehmend sandige und feinkörnige Schluffe und Tone, die sogenannten Uferbanksedimente, abgelagert. Durch die seitliche Verlagerung der Stromrinne bedingt, lagern sich die gleichen Korngrößen dabei immer etwa im gleichen Höhengniveau ab. Eine Schichtsequenz beginnt somit an der Basis stets mit groben Sedimenten, die nach oben zu stetig feinkörniger werden. Die Schichtung wechselt von einer großbogigen Schrägschichtung zu einem schichtungslosen Schluff und Ton.

In diesen Ablagerungen sind vereinzelt große Granit- und Gneisblöcke (Findlinge) anzutreffen, die vom Eis aus Skandinavien mitgebracht und nachfolgend umgelagert wurden. Die Blöcke aus Sedimentgestein (Quarzit, Grauwacke-Sandstein, Sandstein) stammen aus dem Einzugsgebiet des Rheins (Hunsrück, Taunus, Siebengebirge) und wurden, auf Eisschollen treibend, als sogenannte Driftblöcke bis an den Niederrhein transportiert. Sie sind entlang des Findlingsweges Sonsbeck zu betrachten.

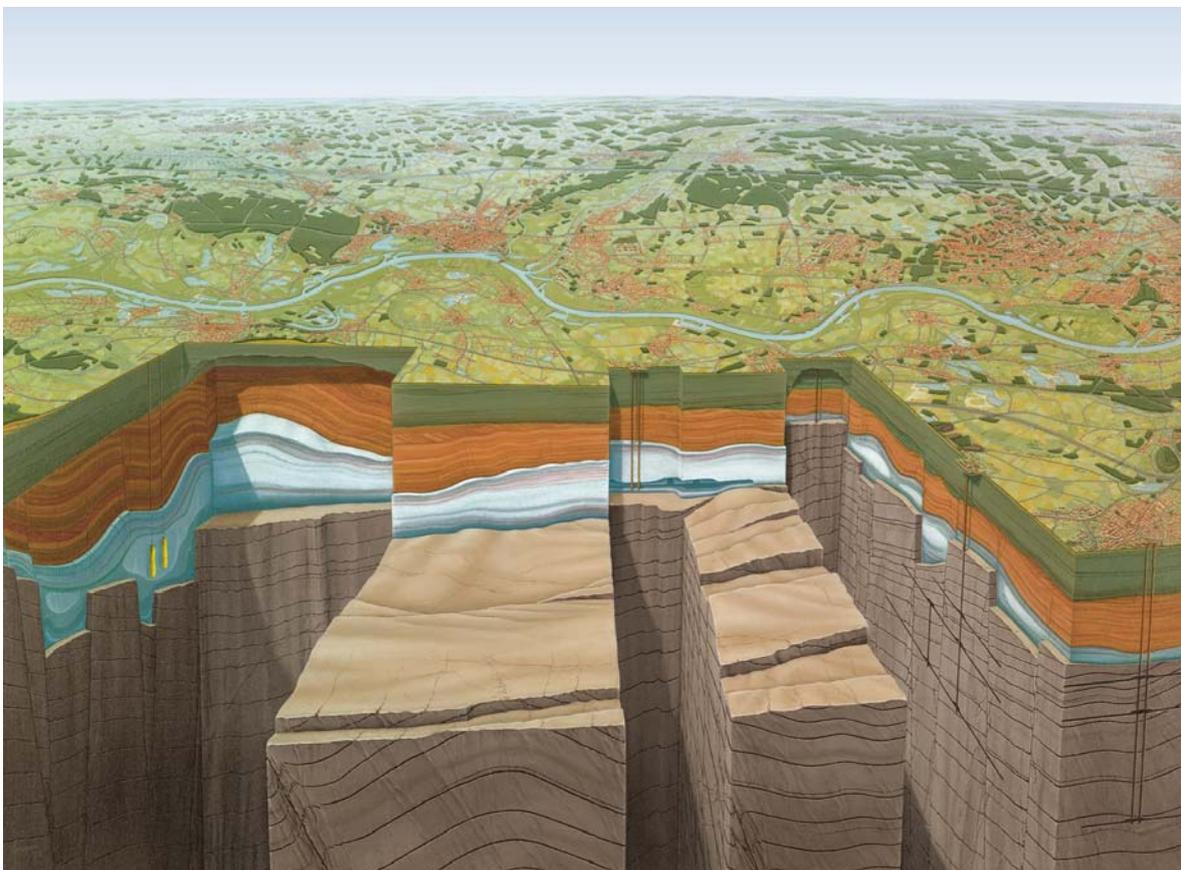


Abb. 2:

Poster des Geologischen Dienstes Nordrhein-Westfalen, geologischer Untergrund am Niederrhein bei Wesel

Archäologie

Halt 6: Archäologischer Park und RömerMuseum Xanten

Der Archäologische Park Xanten (APX) ist ein Freilichtmuseum mit auf Original-Fundamenten rekonstruierten römischen Bauten der **Colonia Ulpia Traiana** (s. Abb. 3). In den Park ist das LVR-RömerMuseum Xanten integriert. 1975 begonnen, wurde der südöstliche Teil des Parks (Bereich des Amphitheaters) am 8. Juni 1977 eröffnet. Die Erweiterung auf den gesamten Ostteil der Römischen Stadt erfolgte bei der Landesgartenschau 1980. Der Park steht unter der Trägerschaft des Landschaftsverbandes Rheinland und bietet neben rekonstruierten antiken Bauten auch ein Restaurant in der ebenfalls rekonstruierten Herberge und weite Grünflächen. Das dem Park angeschlossene LVR-RömerMuseum Xanten hieß bis 2006, als es sich noch in der Xantener Innenstadt befand, Regionalmuseum. Heute ist es in einem gläsernen Schutzbau untergebracht, der über den ausgegrabenen Fundamenten der großen Thermen errichtet wurde und die Dimensionen des Gebäudes nachahmt. Die Großen Thermen werden derzeit in den Park integriert. Die Bundesstraße B 57, die das Areal der Römerstadt etwa in der Mitte teilte und so die Thermen auf ihrer Westseite vom Archäologischen Park auf der Ostseite abschnitt, wurde verlegt. Die Erweiterung des Parks auf das komplette Areal der ehemaligen Colonia wird, ebenso wie der dafür erforderliche Rückbau der Straßen, bereits durchgeführt. Dafür wurden in den Jahren 2011 und 2012 über 450 Linden gepflanzt, die den antiken 3 km langen Straßenverlauf in der Erweiterung des APX nachzeichnen.

Die 73 Hektar und etwa 10 000 Einwohner umfassende **Colonia Ulpia Traiana**, auf deren Überresten der Park erbaut wurde, war eine der zentralen Städte der Provinz Niedergermanien. Wenige Jahre v. Chr. als Kolonie des römischen Militärlagers Vetera I gegründet, verlieh ihr ungefähr um 110 n. Chr. der römische Kaiser Trajan die Stadtrechte und gründete so die **Colonia Ulpia Traiana**. Die Bevölkerung wuchs auf über 10 000 Bewohner und war bald die drittgrößte Stadt in der Provinz Niedergermanien. Gegen 275 n. Chr. wurde sie beinahe vollständig von Franken zerstört. Die Bewohner errichteten daraufhin auf dem Gebiet der Colonia mit der Siedlung „**Tricensimae**“ das bedeutendste Festungswerk am Niederrhein. Zu Beginn des 5. Jahrhunderts nahmen die Überfälle durch germanische Stämme jedoch dermaßen zu, dass die Siedlung endgültig aufgegeben wurde.

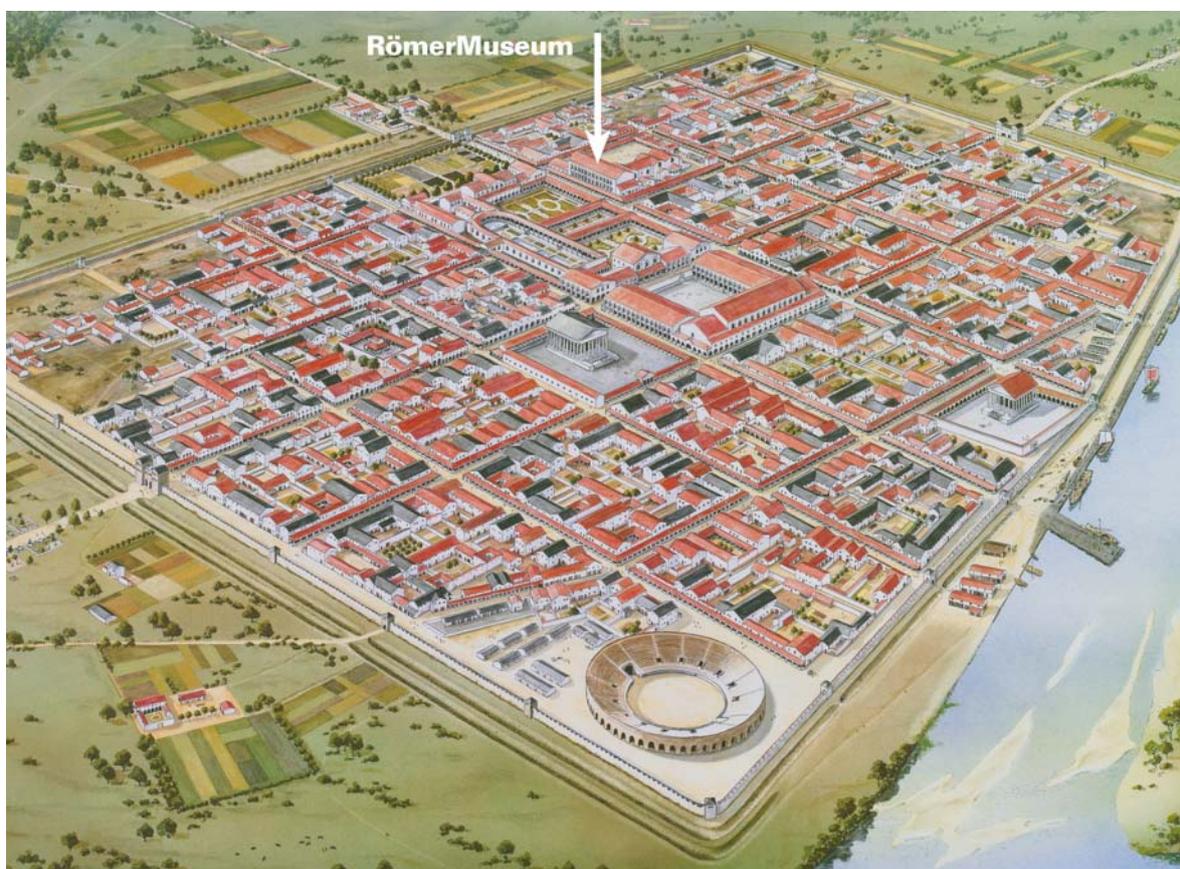


Abb. 3:

Rekonstruktion der Colonia Ulpia Traiana (Zeichnung HORST STELTER, LVR-Archäologischer Park Xanten)

Exkursion C

Vom Devon ins Karbon

Regionale Geologie des Ruhrgebiets · Stratigraphie · Tektonik · Geotope

VOLKER WREDE, MATTHIAS PIECHA

Textteile und Abbildungen zum Exkursionsführer wurden teilweise aus VON KAMP & RIBBERT (2005), PIECHA, RIBBERT & WREDE (2008), PIECHA & RIBBERT (2010) sowie WREDE (2010) entnommen.

Fahrtroute Krefeld – Hagen-Ambrock – Iserlohn – Iserlohn-Letmathe – Iserlohn-Stübbeken – Hagen-Vorhalle – Herdecke – Witten – Krefeld

Top./Geol. Karten Geol. Karte von Nordrh.-Westf. 1 : 100.000, C 4710 Dortmund, C 4706 Düsseldorf-Essen; TK 25 und GK 25: Bl. 4510 Witten, 4611 Hagen-Hohenlimburg, 4612 Iserlohn

Einführung

Das Exkursionsgebiet liegt zwischen den Städten Hagen, Iserlohn und Witten im Übergangsbereich vom südöstlichen Ruhrgebiet zum nördlichen Sauerland. Hier ist das paläozoische Grundgebirge des Ruhrgebiets in zahlreichen Aufschlüssen zu beobachten. Weiter im Norden wird es dagegen vom kreidezeitlichen Deckgebirge verhüllt (Abb. 1). Die aufgeschlossene Schichtenfolge reicht vom höchsten Unterdevon im Kern des Remscheid-Altener Sattels bis zum Westfalium A (Silesium/Oberkarbon) des Ruhrbeckens (s. Tab.). Die variszisch gefalteten Schichten werden bei Menden lokal diskordant von Sedimenten des Perms (Rotliegend) überlagert.

Der Vorschlag der Stratigraphischen Kommissionen, die lithostratigraphischen Einheiten wie „Schichten“ etc. durch „Formation“ etc. zu ersetzen, wurde im Paläozoikum Nordrhein-Westfalens bislang nur im Prädevon und im Oberkarbon (Silesium) umgesetzt. Für das Unterkarbon gibt es erste Vorschläge (KORN 2003, 2006), die aber teilweise noch in der Diskussion stehen.

Prädevon und Devon

Prädevon

Die geologische Dokumentation der paläozoischen Erdgeschichte beginnt im nordwestlichen Rheinischen Schiefergebirge mit den Kernschichten des Remscheid-Altener Sattels bei Solingen und Remscheid, südwestlich des Exkursionsgebiets. Dort sind in kleinen, tektonisch isolierten Vorkommen tonsteindominierte Schichten der Herscheid-Gruppe aufgeschlossen (EISERHARDT et al. 2001). Sie gehören dem Mittel- bis Oberordovizium (Llanvirn- bis Caradoc-Stufe) an und stoßen zum Hangenden hin mit einer ausgeprägten Schichtlücke an obersilurische Schichten. Die ordovizisch-silurische Schichtlücke könnte – in Analogie zu den Verhältnissen an der Stavelot-Venn-Antiklinale – einen Einfluss der kaledonischen Orogenese dokumentieren. Für eine kaledonische Faltung liegen aber keine konkreten Hinweise vor (Winkeldiskordanz, Basiskonglomerat des Silurs, Metamorphosesprung, radiometrische Daten). Die fossilreiche, kalkig-tonmergelige Schichtenfolge gehört zur Köbbinghausen-Formation, die nach ihrer Neudefinition auch die sehr ähnlichen Ockrigen Kalke umfasst (EISERHARDT & RIBBERT 2006). Die Systemgrenze Silur/Devon findet sich faunistisch belegt im oberen Teil dieser Schichten.

Devon

Das Unterdevon und das tiefere Mitteldevon sind teilweise noch terrestrisch oder küstennah (Delta) entwickelt, höheres Mitteldevon und Oberdevon sind dagegen durchgehend marin ausgebildet.

Die Außengrenze zwischen dem Flachscliff (Rheinische Fazies) im Nordwesten und den tieferen Beckenbereichen (Herzynische Fazies) im Südosten verlagerte sich während des höheren Devons und auch noch im tieferen Unterkarbon (Dinantium) weiter nach Nordwesten, sodass bei ständig schwankendem Meeresspiegel ein genereller Trend zu einer Vertiefung des Beckens vorherrschte. Im Exkursionsgebiet sind die Sedimente des Devons geprägt durch wechselnde tonig-sandige und kalkige Abfolgen mit Riffkomplexen im höheren Mitteldevon. Vulkanite fehlen hier. Einen Überblick über die devonischen (und karbonischen) Fossilien in dieser Region gibt KOCH (1984).

Unterdevon

Der Rheinische Trog, der sich im Süden des kaledonisch konsolidierten Old-Red-Kontinents gebildet hat, ist von nun an Sedimentationsbecken für die devonischen Ablagerungen. Während die frühgedinnischen Huinghausen-Schichten mit einer karbonatisch-siliziklastischen Sedimentation noch stärker marinen Charakter zeigen, sind die sandig-konglomeratischen Deltaschüttungen der jüngeren Bredeneck-Schichten immer stärker terrestrisch geprägt. Insgesamt ist die unterdevonische Sedimentation des Rheinischen Trogs von fossilarmen, küstennahen Deltaschüttungen dominiert.

Die Sedimentationsgeschichte des Unterdevons am Remscheid-Altenaer Sattel verläuft sehr wechselhaft. Über den Bredeneck-Schichten folgt die weitgehend terrestrische Abfolge der noch mangelhaft datierten Bunte-Ebbe-Schichten. Sie ist reich an Rotschiefern und umfasst gemeinsam mit den darüber folgenden Rimmert-Schichten große Teile des oberen Gedinniums, des Siegeniums und des unteren Emsiums. Die quarzitisch-konglomeratischen Rimmert-Schichten stehen am Beginn einer transgressiven Entwicklung, die mit den marinen Ton- und Schluffsteinen der oberemsischen Remscheid-Schichten ihren vorläufigen Höhepunkt findet.

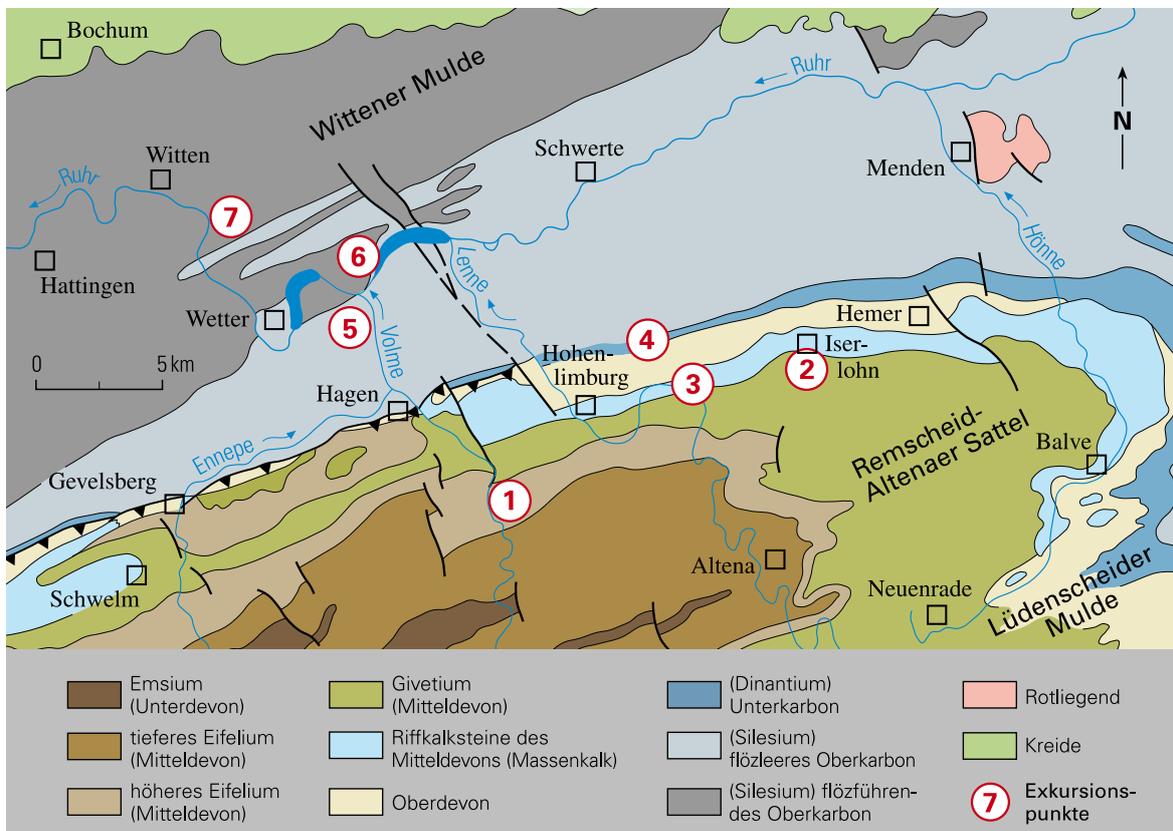


Abb. 1:
Geologische Übersicht des Exkursionsgebiets mit Lage der Ziele

Mitteldevon

Im Übergangsbereich Unter-/Mitteldevon liegen die an Rotschiefern reichen Hohenhof-Schichten, die noch einmal eine kurzzeitige Regression anzeigen, bevor sich mit den Hobräck-Schichten das mitteldevonische marine Schelfmilieu flächenhaft ausbreitet. Die weite Verbreitung der Hobräck-Schichten im nordwestlichen Rheinischen Schiefergebirge hat es möglich gemacht, lithologisch und faunistisch unterschiedliche landnahe und landferne Bereiche des Schelfs (Innerer und Äußerer Schelf) zu unterscheiden (LANGENSTRASSEN 1983). Nach den an fossilführenden Tonsteinen reichen Hobräck-Schichten breiten sich die Sandsteine der Mühlenberg-Schichten im gesamten Schelfgebiet aus. Ihre mächtigen Sandsteinhorizonte werden als flächenhafte Schelfsand-Akkumulationen gedeutet, sogenannte „sheet sandstones“ (GOLDRING & LANGENSTRASSEN 1979).

Die darüber folgenden Brandenburg-Schichten (Halt 1) sind eine typische Sedimentationseinheit aus einem Land-See-Übergangsbereich. Die Rotsediment-Horizonte sind zweifelsohne diejenigen Gesteinsanteile, die durch das Fehlen von Fossilien, durch Trockenrisse und caliche-ähnliche Karbonatknollen am ehesten als terrestrische Bildungen gedeutet werden können. Pflanzenanreicherungen mit Wurzelhorizonten weisen auf flaches Süßwasser oder terrestrischen Bewuchs hin. Die Schalenfauna aus Muscheln und globithyriden Brachiopoden ist auch in vielen „restricted marine“ Schichtenfolgen des Unterdevons (z. B. den Klerf-Schichten der Eifel) verbreitet. Marine Faunenbestandteile in stärker karbonatischen Gesteinen können als episodische Einschwemmungen aus küstenferneren Meeresgebieten gedeutet werden. Die Fischfauna weist eher auf einen marinen Lebensraum hin.

Lithofaziell vermitteln die mächtigen Sandsteinkörper das Bild eines durch Rinnen gegliederten Flachwasserbereichs mit wechselnden terrestrischen und brackisch-marinen Einflüssen.

Da die Fauna und Flora der Brandenburg-Schichten weniger biostratigraphischen Leitwert hat als sie fazielle Hinweise bietet, ist das Alter der Schichten nur indirekt über die Verzahnung mit küstenferneren marinen Schichten bestimmbar. Dies sind die im SE gelegenen Selscheid-Schichten, die wiederum mit den obereifelischen Junkerberg-Schichten der Eifel parallelisiert werden konnten.

In einem Fazieschnitt für die Zeit des oberen Eifeliums bilden die Brandenburg-Schichten den Land-See-Übergangsbereich zwischen einem Flussdelta vor dem Old-Red-Kontinent im NW und dem nach SE anschließenden Schelfmeer. Noch weiter nach Osten schließen die tonigen Beckenablagerungen der Wissenbacher Schieferfazies an. Die Brandenburg-Schichten stellen nach Litho- und Biofazies den weitesten terrestrischen Vorstoß in das mitteldevonische Schelfgebiet dar. Nach dieser regressiven Episode werden im Verlauf des Givetiums marine Sedimente des äußeren Rheinischen Schelfs in großer Mächtigkeit abgelagert. Die Kartiereinheiten mit unterschiedlicher Sandstein- oder Tonstein-Dominanz werden zukünftig unter dem Begriff Honsel-Gruppe zusammengefasst (VON KAMP & RIBBERT 2005) (Halt 2). Schon während der „Honsel-Zeit“ des tieferen Givetiums kommt es in sandarmen Phasen kurzzeitig zur Bildung räumlich begrenzter Stromatoporen-Korallen-Biostrome. Gegen Ende der „Honsel-Zeit“ lassen, vermutlich ausgelöst durch eine Meerestransgression nach Norden, die Sandschüttungen stark nach. Es kommt zu einer flächenhaften Besiedlung des ehemaligen klastischen Schelfs durch karbonatproduzierende Organismen, vorwiegend die genannten Stromatoporen. Ihre gesteinsbildenden Reste bauen den am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges weit verbreiteten Massenkalk auf (Halt 3).

Die Faziesgliederung des Massenkalkes fußt auf der von W. PÄCKELMANN in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts geschaffenen lithostratigraphischen Gliederung, die von KREBS (1968 a, 1968 b, 1974) zu einer Faziesgliederung mit Bezug auf den Aufbau moderner Korallenriffe ausgebaut worden ist. Nach einem Plattformstadium mit weitflächigem, gleichmäßigem Wachstum (Schwelm-Fazies) gerät gegen Ende des Givetiums das Verhältnis zwischen biogenem Aufwuchs und Absenkung aus dem Gleichgewicht. Riffe wachsen nur noch punktuell (Dorp-Fazies) und wegen der stärkeren Absenkung vorwiegend vertikal. Sie können dann eine interne Gliederung in Riffkern, Riffaußenseite und Riffrückseite (Lagune) zeigen. Das Riffwachstum findet einen Abschluss in der Iberg-Fazies, die unterschiedlich als die Folge einer Verflachung oder Vertiefung des Meeres gedeutet wird. Der Massenkalk im Raum Hagen-Hohenlimburg gehört gänzlich der Schwelm-Fazies an. Er beginnt nach KOCH-FRÜCHTL & FRÜCHTL (1993) in der Zeit der Frühen *varcus*-Conodontenzone, also im mittleren Teil des Givetiums. Das Riffwachstum des Massenkalks findet sein Ende im Bereich der Mittel-/Oberdevon-Grenze (Givetium/Frasnium-Grenze), lokal auch wenig tiefer. Im Anschluss daran kommt es zur Ablagerung der Flinzschiefer, einer Gesteinsabfolge aus sehr dunklen Tonsteinen mit einzelnen biodetritischen Kalksteinbänken (Flinzkalken). Sie wurden von weiter bestehenden kleinen Riffzentren als Turbidite in das nun entstehende Oberdevon-Becken geschüttet.

Tabelle 1 Vereinfachte Darstellung der Schichtenfolge im Exkursionsgebiet vom Eifelium (Mitteldevon) bis Namurium C (Oberkarbon, Silesium)

Karbon	Oberkarbon (Silesium)	Namurium C	Sprockhövel-Formation		
		Namurium B	Kaisberg-Formation		
	Unterkarbon (Dinantium)	Viséum	Ziegelschiefer-Formation	crenistris-Horizont	
		Tournaisium	Hagen-Formation		
Devon	Oberdevon	Famennium	Erlenrode-Formation		
			Hangende Alaunschiefer-Formation		
		Frasnium	Kulm-Plattenkalk (Herdringen-Formation)		
	Mitteldevon	Givetium	Kieselige Übergangsschichten		
			Kulm-Kieselkalk (Becke-Oese-Formation)		
		Eifelium	Kulm-Kieselschiefer (Hardt-Subformation)		
		Liegende Alaunschiefer (Kahlenberg-Subformation)			
		Hangenberg-Schichten (Devon/Karbon-Übergangsschichten)			
		Dasberg- und Wocklum-Schichten	annulata-Horizont	Seller-Schichten	
		Hemberg-Schichten			
		Nehden-Schichten			
		Adorf-Bänderschiefer	Kellwasser-Horizonte		
		Oestrich-Kalkstein			
		Oberer Flinzschiefer-Horizont	Flinzkalk-Horizont		
		Unterer Flinzschiefer-Horizont			
		Massenkalk	Flinzkalk des Oberen Mitteldevon		
		Oege-Schichten			
		Saat-Schichten	Obere Honsel-Gruppe		
		Selberg-Schichten	Untere		
		Stenglingsen-Schichten			
		Ihmert-Schichten			
		Bräkerkopf-Schichten			
		Brandenberg-Schichten			
		Mühlenberg-Schichten			
		Hobräck-Schichten			
		Hohenhof-Schichten (Unter- bis Mitteldevon)			

Oberdevon

Das Oberdevon ist international in die beiden Stufen Frasnium und Famennium unterteilt (s. Tab.). Im Rechtsrheinischen Schiefergebirge, also auch im Exkursionsgebiet, finden aber auch noch die alten regionalen Bezeichnungen – Adorf, Nehden, Hemberg, Dasberg, Wocklum – Anwendung, die jedoch nie in gültiger Form als „Stufen“ definiert wurden. Im Oberdevon kam es nach dem Absterben der Riffe zu einer Vertiefung des Meeres (Herzynische Fazies), wodurch sich der Schelfrand weiter nach Nordwesten verlagerte. Der Meeresraum war in zahlreiche kleinere Becken und Schwellen untergliedert.

Im tiefsten Frasnium kommen noch die dunklen, bituminösen Flinzkalke vor, die als Kalkturbidite von den ehemaligen Riffschwällen in die Becken verfrachtet wurden. Diese werden im mittleren Frasnium vom Oestrich-Kalkstein, einer Abfolge aus hellen Kalkturbiditen, abgelöst. Dieser Kalksteinhorizont kommt nur im Exkursionsgebiet vor und keilt nach Osten hin allmählich aus. Darüber folgt die überwiegend tonige Sedimentation der Adorf-Bänderschiefer, die überleiten zum Famennium. Im östlichen Bereich des Exkursionsgebietes, in der Umgebung von Balve, kommt es im Frasnium auf Schwellenpositionen zur Ausbildung von Cephalopodenkalken (Adorf-Kalk). Innerhalb der Adorf-Bänderschiefer liegen die Kellwasser-Horizonte. Sie fehlen an der NW-Flanke des Remscheid-Altenaer Sattels im Exkursionsgebiet, sind aber in der südöstlich anschließenden Lüdenscheider Mulde, nordöstlich von Neuenrade, nachgewiesen (ZIEGLER 1970, GEREKE 2007). Die weltweit verbreiteten Kellwasser-Horizonte markieren einen Aussterbe-Event (Kellwasser-Event) unmittelbar an der Frasnium/Famennium-Grenze (BUGGISCH 1991, SCHINDLER 1990, WALLISER 1996). Im Famennium bleibt die Beckensituation weiter erhalten und dauert bis zum frühen Oberkarbon (Silesium) an. Bedingt durch Schwankungen des Meeresspiegels werden episodisch klastische Sedimente in das Becken geschüttet. Das frühe Famennium ist gekennzeichnet durch eine tonige Sedimentation mit Einschaltungen von turbiditischen Sandsteinen wie dem Plattensandstein (EINSELE 1963), der in weiten Bereichen des rechtsrheinischen Schiefergebirges vorkommt und als Nehden-Sandstein bezeichnet wird. Einzelne Sandsteinbänke dieser Schichtenfolge weisen die typische Wickelschichtung (convolute bedding) auf (KÜHN-VELTEN & PAPROTH 1981).

Ab dem mittleren Famennium (höheres Nehden) setzen markante Rotsedimente ein, die im gesamten Rechtsrheinischen Schiefergebirge zu finden sind und ihre Hauptverbreitung in der Hemberg-Stufe (etwa mittleres Famennium) haben. Je nach paläogeographischer Lage sind Rotschiefer, rote Kalksteine, Kalkknotenschiefer oder Knollenkalke entwickelt. In die rote pelitisch-karbonatische Abfolge ist der Hemberg-Sandstein eingeschaltet, der ebenfalls turbiditisch abgelagert wurde und deshalb auch die für die oberdevonischen Sandsteine typischen Sedimentstrukturen wie Wickelschichtung, Sohlmarken und Schrägschichtung zeigt. Der Hauptanteil der Rotsedimente endet mit dem weltweit vorkommenden *annulata*-Event (BECKER 1992). Hierbei handelt es sich um zwei gering mächtige schwarze Tonschiefer-Horizonte, die nach WALLISER (1996) einen kurzzeitigen Geo-Event markieren, der durch das Aufblühen verschiedener Taxa, unter anderem auch des Goniatiten *Platyclymenia annulata*, charakterisiert ist. Verbunden ist das Ereignis mit einem kurzfristigen überregionalen Meeresspiegelanstieg. Darüber folgen die überwiegend grauen, tonig-kalkigen und sandigen Sedimente der Dasberg-Schichten, in denen nur noch untergeordnet Rotschieferpartien auftreten.

Eine abweichende Entwicklung von der normalen oberdevonischen Sedimentation bilden die Seiler-Schichten, benannt nach der Seiler, einem Waldgebiet nordöstlich der Stadt Iserlohn. Diese sonderfazielle Ausbildung setzt sich zusammen aus grauen Ton-, Schluff- und Sandsteinen mit konglomeratischen Einschaltungen und Oolithen (KOCH et al. 1970). Sie dokumentieren eine Erosionrinne mit Konglomeraten im Rinnentiefsten, die von der Nehden-Stufe (tieferes Famennium) bis in die Wocklum-Stufe (höchstes Famennium) wirksam war.

Die Devon/Karbon-Übergangsschichten sind im Exkursionsgebiet durch die gering mächtigen Hangenberg-Schichten vertreten. Diese setzen sich vom Liegenden zum Hangenden aus Hangenberg-Schiefer und Hangenberg-Kalkstein zusammen, wobei die Devon/Karbon-Grenze etwa am Übergang dieser Einheiten liegt. Im Raum Hemer kommt lokal eine etwa 15 m mächtige Abfolge mit dickbankigen Sandsteinen (Hangenberg-Sandstein) im Liegenden des Hangenberg-Kalksteins vor. Der Zeitabschnitt der Hangenberg-Schichten korreliert mit einem Meeresspiegeltiefstand (ROSS & ROSS 1985).

Karbon

Das Karbon im traditionellen Sinne ist aufgeteilt in Unter- und Oberkarbon (s. Tab.). Da die Begriffe „Unter-“ bzw. „Oberkarbon“ jedoch nicht eindeutig definiert sind, wird empfohlen, entweder die internationalen Begriffe Mississippium und Pennsylvanium – mit der Grenze an der Basis des Bashkiriums, entsprechend etwa der Basis der *Homoceras*-Zone der mitteleuropäischen Goniatiten-Gliederung – zu benutzen oder die regional für Mitteleuropa gültigen Serien Dinantium und Silesium mit der Grenze an der Basis des Namuriums (HERBIG 2005).

Unterkarbon (Dinantium)

Detaillierte Angaben zu Stratigraphie, Fazies, Paläogeographie und Tektonik des deutschen Unterkarbons (Dinantium) finden sich in aktueller Zusammenfassung in der Monographie der Deutschen Stratigraphischen Kommission (2006). Das Unterkarbon im Exkursionsgebiet gehört noch zum Kulm-Becken, das dem Karbonatschelf im Nordwesten (Kohlenkalk-Fazies) vorgelagert ist. Mit Beginn des Unterkarbons setzt über den noch hellen Sedimenten der Hangenberg-Schichten (Devon/Karbon-Grenzschichten) im gesamten rechtsrheinischen Schiefergebirge abrupt die monotone schwarze, tonige Sedimentation der Liegenden Alaunschiefer (Kahlenberg-Subformation) ein. Dieser Umschlag, der in weiten Bereichen der Paläotethys zu beobachten ist, hängt mit einem raschen Meeresspiegelanstieg zusammen (GURSKY 2006). Den pelagischen Meeresspiegelhochstand markieren die pelitisch-kieseligen Kulm-Kiesel-schiefer (Hardt-Subformation), die überwiegend aus Radiolarienschlamm aufgebaut werden. Es bildete sich als Folge des Fehlens von terrigenem Eintrag ein Hungerbecken („starved basin“) aus. Mit den Kulm-Kieselkalken (Becke-Oese-Formation; Halt 4) beginnt im Exkursionsgebiet eine sehr mächtige Abfolge von Turbiditen, die über die Kulm-Plattenkalke (Herdringen-Formation) bis zu den oberkarbonischen Hangenden Alaunschiefern (Hangende Alaunschiefer-Formation) reicht. Als Liefergebiet der Kalkschlämme dürften kleinere Karbonatplattformen in der näheren Umgebung gedient haben (WITTEN 1979, EDER et al. 1983). Unterbrochen wird die turbiditische Sequenz zwischen den Kulm-Kieselkalken und Kulm-Plattenkalken vom nur wenige Meter mächtigen Horizont der Kieseligen Übergangsschichten (Retringen-Formation), einer Abfolge aus schwarzen Alaunschiefern und Kalksteinen. Am Top dieser Abfolge liegt der *crenistrina*-Horizont, ein europaweit vorkommender Event-Horizont, der als Folge eines Meeresspiegelhöchststandes gedeutet wird (HERBIG 1998, JACKSON 1990, MESTERMANN 1998). Kulm-Kieselkalke und Kulm-Plattenkalke verlieren außerhalb des Exkursionsgebietes rasch an Mächtigkeit. Die Kulm-Plattenkalke haben im Raum Becke-Oese mit 150 m ihre größte Mächtigkeit und schrumpfen bei Iserlohn im Westen und Arnsberg im Osten auf nur noch 90 m (STOPPEL et al. 2006). Sie werden im südöstlichen Teil des Rheinischen Schiefergebirges durch die Kulm-Tonschiefer vertreten. Mit dem Unterkarbon (Dinantium) endet auch die Schüttung der Kalkschlämme in das Becken und das Oberkarbon (Silesium) beginnt mit der monotonen Sedimentation schwarzer Tonschiefer (Hangende Alaunschiefer).

Oberkarbon (Silesium)

Die Ablagerungen des Silesiums im Ruhrbecken bilden wegen ihrer Flözführung die Grundlage für den umfangreichen und intensiven Steinkohlebergbau. Dementsprechend wurden die geologischen Verhältnisse seit langem gründlich untersucht und es liegt eine sehr umfangreiche Literatur vor. Die stratigraphischen, faziellen und sedimentologischen Verhältnisse wurden zuletzt im Rahmen der monographischen Darstellungen der Stratigraphie von Deutschland (Deutsche Stratigraphische Kommission 2005) zusammenfassend beschrieben. Einen analytischen Überblick über den tektonischen Bau des Ruhrbeckens legten zuletzt DROZDZEWSKI & WREDE (1994) vor. Danach ist zwischen dem variszisch angelegten Faltenbau mit intensiver Überschiebungstektonik einerseits und der überwiegend postvariszischen Quer-(Bruch-)Tektonik andererseits zu unterscheiden.

Die paläogeographische Situation des heutigen Ruhrbeckens während des Silesiums wird in erster Linie durch seine Lage im Vorland des nach Norden progradierenden Variszischen Gebirges bestimmt (KRULL 2005). Durch die Aufaltung dieses Orogens veränderte sich die Richtung des Sedimenteintrags gegenüber den Verhältnissen im Devon vollständig: Spiegeln die geologischen Verhältnisse im Mittel- und Oberdevon des nördlichen Rheinischen Schiefergebirges eine Lage am Südrand des „Old-Red-Kontinents“ wieder, so liegt nun das Festland im Süden und das Sedimentationsbecken im Norden. Der Sedimentationsraum während des Silesiums war das weite, weitgehend ebene Vorlandbecken des Variszikums, dessen Südrand nach und nach immer stärker in das Orogen einbezogen wurde. Das Ruhrbecken ist somit Teil der subvariszischen Vortiefe („Subvariscikum“ KOSSMAT 1927), die sich vom Südtteil Polens im Osten bis zum südlichen Portugal und den Britischen Inseln im Westen erstreckte und wahrscheinlich jenseits des Atlantiks im St.-Anthony-Basin in Neufundland ihre Fortsetzung findet. Die eigentliche subvariszische Vortiefe bildete sich nördlich der Orogenfront, wobei die Subsidenz der Vortiefe durch die Auflast der deformierten und somit verdickten Kruste des Orogens gesteuert wurde (DROZDZEWSKI 2005). Während des Namuriums und Westfaliums wurden infolge hoher Subsidenzraten 5000 m marine, deltaische und fluviatile Sedimente abgelagert.

Die überwiegend paralische Sedimentation entwickelte sich lückenlos aus dem Unterkarbon (Dinantium). Der kontinuierliche Übergang von den tiefmarinen Sedimentationsbedingungen zu den paralischen vollzog sich im Zeitraum vom Oberviséum bis zum Namurium B und spiegelt das Vorrücken der Orogenfront und die damit einhergehende, allmähliche Verflachung des variszischen Vorlandbeckens wieder, die mit einer verstärkten Zufuhr detritischen Materials verbunden war. Die hier auftretenden Ton-, Schluff- und Sandsteine werden als „Flözleeres Oberkarbon“ bezeichnet. Sie erreichen maximal etwa 1350 m Mächtigkeit (WREDE 2000). Sie werden nach WREDE (2005 b) in die Hangenden Alaunschiefer, die Arnsberg-, Erlenrode-, Hagen- sowie die Ziegelschiefer-Formation (Halt 5) gegliedert. Zeigen die tiefsten Ablagerungen des Silesiums, die Hangenden Alaunschiefer des Namuriums A, noch rein marine Verhältnisse an, deuten die gut differenzierten sandigen Schüttungskörper im höheren Namurium A und B zum Teil bereits auf größere Küstennähe hin. Beginnend mit dem hohen Namurium B entwickeln sich dann fluviatil-deltaische Faziesräume (Kaisberg-, Sprockhövel-, Witten-, Bochum-, Essen- und Horst-Formation; Halt 6 und 7), bis schließlich im höheren Westfalium alluviale Faziesräume vorherrschen (Dorsten-, Lembeck- und Osnabrück-Formation; DROZDZEWSKI 2005). Trotz der hohen Subsidenz von bis zu 800 mm/1 000 a bleibt der Sedimenteintrag immer ausreichend, um mit der Beckenabsenkung Schritt halten zu können. Unter dem vorherrschenden tropischen Klima schufen die ab dem Namurium C aus südlicher und südöstlicher Richtung entlang der Beckenachse vorschüttenden Deltas und alluvialen Ebenen Raum für die Entwicklung ausgedehnter Torfmoore. Flözführung und Kohleninhalte sind daher im Südosten deutlich größer als im Nordwesten des Ruhrbeckens (DROZDZEWSKI 2005).

Insgesamt macht die Steinkohle etwa 2 % der Schichtmächtigkeit des flözführenden Silesiums aus. Im Gegensatz zur Gruppe des „Flözleeren“ wird der Kohle führende Abschnitt des Silesiums (höchstes Namurium B – Westfalium D) als „flözführendes“ oder „produktives Karbon“ oder „Ruhr-Gruppe“ bezeichnet. Im Einzelnen wird die Beckenfüllung deutlich durch relative Meeresspiegelschwankungen beeinflusst. Meeresspiegelhochstände führen zu beckenweiten Überflutungen und zur Bildung stratigraphisch bedeutsamer mariner Horizonte. Meeresspiegeltiefstände führen zum erosiven Einschnitt von Flussrinnen und der teilweise beckenweiten Ablagerung mächtiger fluviatiler Sedimente. Insgesamt steuern die Meeresspiegelschwankungen eine zyklische Gliederung der Beckenfüllung in Parasequenzen und Sequenzen (Suess 2005, Suess et al. 2007).

Die zunächst im Namurium C und Westfalium A noch relativ häufigen, aus westlicher Richtung kommenden marinen Einschaltungen werden zum oberen Westfalium hin immer seltener und treten ab dem Westfalium C gar nicht mehr auf. Gleichzeitig engt sich der Sedimentationsraum im Verlaufe des Silesiums immer mehr ein.

Am Ende des Westfaliums beziehungsweise im untersten Stefanium wurde das heutige Ruhrbecken dann in die Faltung einbezogen (asturische Bewegungen). Dabei entstand der heute vorliegende, von SW – NE streichenden Falten und Überschiebungen bestimmte Gebirgsbau (DROZDZEWSKI & WREDE 1994). Kennzeichnend ist ein ausgeprägter disharmonischer

Stockwerksbau des Gebirges: Während in den höheren Bereichen weitspannige Falten (im km-Maßstab) mit großen Amplituden vorherrschen, nimmt zur Tiefe hin die Anzahl der Falten deutlich zu, bei jedoch abnehmenden Spannweiten und Amplituden. Der Einengungsgrad verändert sich trotz der intensiver erscheinenden Faltung zur Tiefe hin deshalb nicht. Innerhalb des Ruhrbeckens nimmt der querschlägig gemessene Einengungsgrad des Gebirges dagegen von ca. 50 % im Süden auf Werte < 5 % im Norden ab (WREDE 1987). Die Überschiebungen stellen mechanische Elemente innerhalb des Falten- beziehungsweise Stockwerkbaus dar und sind nicht als basale Abscherungen zu interpretieren (WREDE 2005 a). Bemerkenswerterweise haben sich im Bereich des Ruhrbeckens keine Hinweise auf eine Allochthonie im Rahmen eines Großüberschiebungsbaus gefunden, es wird vielmehr als ein autochthones Orogenvorland beschrieben (DROZDZEWSKI 1993). Wesentlich für das heutige tektonische Bild ist auch die jüngere, mehr- bis vielphasige, dem saxonischen Gebirgsbau zuzuordnende Bruchtektonik, durch die das Gebiet in ein komplexes Raster von Horst- und Grabenschollen zerlegt wird (WREDE 1992).

Perm

Postorogene Molassebildungen des Rotliegend haben sich nur punktuell in Grabenposition erhalten (z. B. Mendener Konglomerat, MÜLLER 1981). Während des Zechsteins wurde der Westteil des Ruhrbeckens bereits wieder von Norden her vom Meer überflutet (Niederrheinisches Zechstein-Becken mit Salinarbildung). Für den Ostteil des Ruhrbeckens besteht dagegen eine bis in die Kreide hinein andauernde Überlieferungslücke.

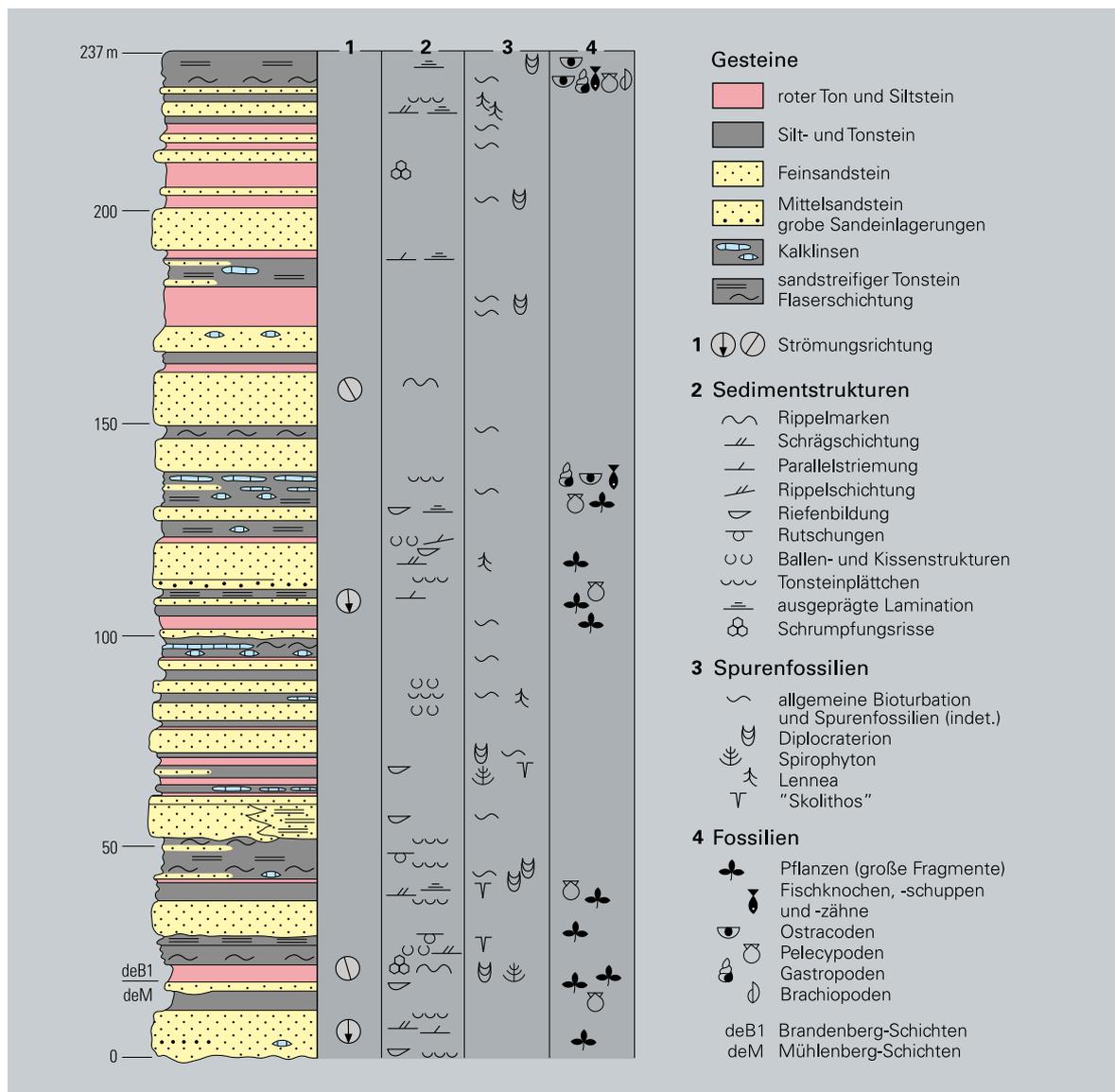


Abb. 2:
 Profil durch den tieferen Teil der Brandenburg-Schichten im Lasbecker Tal ca. 8 km NE von Halt 1
 (verändert nach LANGENSTRASSEN et al. 1979)

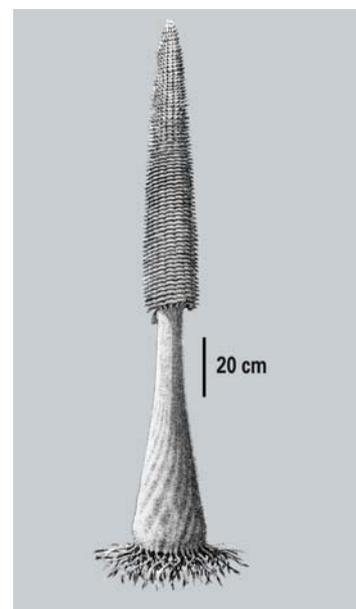
Exkursion

Halt 1: Stillgelegter Steinbruch im Volmetal bei Hagen-Ambrock

(TK 25: Blatt 4611 Hagen-Hohenlimburg; R³³ 96 900, H⁵⁶ 88 350).

In dem alten, stark bewachsenen Steinbruch ist das klastische Mitteldevon des Exkursionsgebietes aufgeschlossen. Die Brandenburg-Schichten umfassen eine Abfolge wechselnd grauer, grüner und roter Gesteine, die sich speziell durch das starke Auftreten roter Ton- und Schluffsteine von den Kartiereinheiten im Hangenden und Liegenden unterscheiden. Wesentlicher Bestandteil der Schichtenfolge sind auch Sandsteine, die die Brandenburg-Schichten für die Steine-und-Erden-Industrie interessant machen. Der Abbau erfolgt im Blattgebiet in zwei Großsteinbrüchen bei Hagen-Ambrock und bei Lasbeck nahe dem Lennetal südlich von Iserlohn-Letmathe. Das Auftreten roter Tonsteine und die eigenartige Zusammensetzung der fossilen Fauna und Flora haben die Brandenburg-Schichten schon mehrfach zum Objekt geologischer und paläontologischer Spezialuntersuchungen werden lassen. So haben PFEIFFER (1938) und LANGENSTRASSEN et al. (1979) aus dem Gesteinsaufbau (Lithofazies) und dem Fossilinhalt (Biofazies) der Schichtenfolge ein Bild des mitteldevonischen Ablagerungs- und Lebensraumes zusammengesetzt. Paläontologisch ausgerichtete Arbeiten haben speziell die Pflanzenfossilien und die Fischfauna behandelt (s. im Folgenden). Charakteristisch für den unteren Teil der Brandenburg-Schichten in den Lasbecker Steinbrüchen sind dickbankige, tonige, fein- bis mittelkörnige Sandsteine, deren Farbe in frischem Zustand zwischen grünlich grau und blaugrau liegt. Sie erreichen Einzelbankmächtigkeiten bis zu 3 m und treten in mehr oder weniger intensiver Wechsellagerung mit grünlich grauen, schluffigen bis feinsandstreifigen, geschiefert Tonsteinen auf. In diese stark wechselnde Abfolge sind gering mächtige rote, tonige Sand- und Schluffsteine eingelagert. Schrägschichtung in unterschiedlichen Dimensionen, deutbar als Rinnenfüllungen oder Sandbarren, sowie unterschiedlich aufgebaute Rippelstrukturen kommen vor. Sehr selten treten Kalksteine, Kalksandsteine beziehungsweise mergelige Sandsteine mit marinen Fossilresten auf. Kohlige Holzreste und Pflanzenhäcksel sind zu beobachten. Selten sind rote Tonsteine mit kleinen Kalkknoten. LANGENSTRASSEN et al. (1979) geben eine ausführliche Profilbeschreibung aus den südlichen Steinbrüchen im Tal des Lasbecker Baches (Abb. 2). Neben schluffigen Tonsteinen und tonigen Schluffsteinen sowie dickbankigen Sandsteinen heben sich besonders fossilführende intraformationelle Konglomerathorizonte hervor. In diesen Lagen mit meist artenarmen, aber individuenreichen Faunen und Floren an der Basis meterdicker Sandsteinbänke sind Fischfragmente und größere Pflanzenreste keine Seltenheit. Im oberen Teil der Brandenburg-Schichten, in dem heute der Gesteinsabbau seinen Schwerpunkt hat, ist der Anteil von Rotsedimenten in der immer noch sandsteindominierten Schichtenfolge höher; er kann bis zu 30 % der Schichtenmächtigkeit ausmachen. Die Gesamtmächtigkeit der Brandenburg-Schichten beträgt 600 – 700 m. LANGENSTRASSEN et al. (1979) stellten eine umfangreiche Fossilliste zusammen, die neben der Schalenfauna auch zahlreiche Fischreste, Pflanzenreste und Spurenfossilien enthält. Charakteristisch für die Unteren Brandenburg-Schichten sind die Muscheln *Modiomorpha waldschmidti* H. SCHMIDT, *Myalina circumcincta* FUCHS sowie der Ostrakode *Kozłowskiella fossilata* KUMMEROW. Bei den nicht so zahlreich auftretenden Brachiopoden dominiert *Mutationella* cf. *confluentina*. Es wurden aber auch Bruchstücke von Spiriferiden gefunden. Bei den Fischresten überwiegen Knochen und Panzerteile von Arthrodiren, während bei den Pflanzenresten *Calamophyton primaevum* KRÄUSEL & WEYLAND vorherrscht. Die Fossilführung der Oberen Brandenburg-Schichten ist am besten im Steinbruch Ambrock untersucht. Reiche Fischfunde von OTTO (1998, 1999) umfassen Vertreter der Placodermen (Panzerfische), Acanthodier (Stachelhaie), Actinopterygier (Strahlenflosser), Dipnoi (Lungenfische), Crossopterygier (Quastenflosser) und Selachier (Knorpelfische). Ebenso reichhaltig sind die Pflanzenfunde (MUSTAFA 1975, 1978). Das sehr gut erhaltene Material enthält unter anderem Vertreter der Gattungen *Protopteridium*, *Brandenbergia*, *Sawdonia*, *Duisbergia* (Abb. 3), *Pseudosporochnus*, *Euthursophyton* und *Calamophyton*. Ein Teil der Pflanzen ist am Einbettungsort in einem terrestrischen Boden gewachsen, wie Durchwurzelungen bereits abgestorbener Pflanzenreste zeigen.

Abb. 3:
Rekonstruktion des Bärlappgewächses *Duisbergia mirabilis*
KRÄUSEL & WEYLAND (aus SCHWEITZER 1990)



Halt 2: Alte Steinbrüche im Iserlohner Stadtwald

(TK 25: Blatt 4612 Iserlohn; R³⁴09 460, H⁵⁶93 380)

Südlich der Stadt Iserlohn, im Iserlohner Stadtwald, gibt es eine Reihe von alten Steinbrüchen, die in den mitteldevonischen Honsel-Schichten liegen. Hier wurden bereits im 19. Jahrhundert vor allem Sandsteine abgebaut und dienten meist als Fundamentsteine für den Hausbau. Man kann diese Sandsteine heute noch an vielen Bauwerken Iserlohns finden.

Auf dem sehr alten Kartenwerk der GK 25: Blatt 4612 Iserlohn (FUCHS 1911) finden wir noch die Bezeichnung „Obere Honsel-Schichten“ für die hier aufgeschlossene Abfolge. Auf der westlich gelegenen, neu kartierten GK 25: Blatt 4611 Hagen-Hohenlimburg hingegen wurden diese Schichten neu gegliedert, sodass diese Schichtenfolge nach VON KAMP & RIBBERT (2005) dort zu den Selberg-Schichten der Honsel-Gruppe gehört.

In einem im Fels angelegten Transportweg zu einem der Steinbrüche ist ein Profil in den Selberg-Schichten aufgeschlossen, das sehr gut den Aufbau dieser Schichtenfolge zeigt (Abb. 4). Das Einfallen der Schichtung beträgt im Wegeprofil etwa 40° nach Norden.

Die Selberg-Schichten bestehen aus einer Abfolge grauer, harter Sandsteine mit Zwischenlagen von schluffigen oder mergeligen Tonsteinen. Die Sandsteine weisen eine Reihe von Sedimentstrukturen auf, wie sie typisch für Turbidite sind: Gradierung, Parallelschichtung, Schrägschichtung, Ballen- und Kissen-Strukturen (ball and pillow structures), Sohlmarken wie flute casts und andere.

Im unteren Teil der Sandsteine sind häufig sehr kalkreiche Schichten mit reicher Fossilführung vorhanden, die W. E. SCHMIDT (1905) als *Avicula-Bänke* bezeichnete. Die Bänke verwittern zu einem rostbraunen, mulmigen Material. Untergeordnet treten in diesen Schichten auch tonige Sandsteine mit eingelagerten Tonflatschen sowie solche mit Pflanzenhäcksel auf. Die Fauna der *Avicula-Bänke* besteht nach MAY (1986) aus den Muscheln *Ptychopteria (Actinopteria) reticulata* (GOLDFUCHS) und *Cypricardelle pandora* W. E. SCHMIDT. Des Weiteren führt der unterste Teil der Selberg-Schichten eine Bank mit dem Brachiopoden *Spinocyrtia (Carpinaria) ascendens* (SPRIESTERSBACH), der für den mittleren Teil der Givet-Stufe bezeichnend ist. Vereinzelt kommen Krinoiden vor.

Untergeordnet treten Kalksteine auf, die zur Verkarstung neigen, wie auch im Profil zu sehen ist.



Abb. 4:

Wegeprofil in den Selberg-Schichten im Iserlohner Stadtwald, Blickrichtung nach Süden

Halt 3: Felsgruppe Pater und Nonne

(TK 25: Blatt 4611 Hagen-Hohenlimburg; R 34 04 780, H 56 93 080)

Schon von weitem kann man im Lennetal südlich von Iserlohn-Oestrich die bis zu 60 m hohe Felsformation „Pater und Nonne“ sehen, die aus mitteldevonischem Riffkalkstein (Massenkalk) aufgebaut wird (Abb. 5). Während die umgebenden Teile des Burgbergs, zu dem diese Felsgruppe gehört, durch Steinbruchbetrieb intensiv verändert wurden, blieb die Felsgruppe als Naturdenkmal erhalten, das bereits 1844 unter Schutz gestellt wurde. Es handelt sich hierbei um ein sehr frühes Beispiel für staatlichen Geotopschutz (ROSENDAHL & WREDE 2001).

Das Gestein des Massenkalks ist im frischen Zustand hellgrau, blaugrau oder schwarz und besteht fast ausschließlich aus reinem Kalziumkarbonat mit geringen tonigen Beimengungen. Daneben kommt stock- oder bankförmig Dolomitstein vor, der durch Umwandlung aus dem Kalkstein entstanden ist. Dieses Gestein zeigt häufig eine kavernöse Textur und ist im schwach angewitterten Zustand bräunlich grau. Der Massenkalk erscheint bei erster Betrachtung ungeschichtet. Größere, etwas angewitterte Felswände lassen aber fast immer eine Schichtung erkennen, die unregelmäßig wulstig sein kann. Stellenweise sind die Schichtflächen durch Kalklösungsvorgänge zu kleinen Spalten erweitert. Im angewitterten Zustand sieht der Massenkalk grauweiß aus und lässt seinen inneren Aufbau aus Riffschutt mit zahlreichen Stromatoporen, Korallen, Muscheln und Brachiopoden erkennen. Neben dickbankigen bis massigen Teilen treten immer wieder eng gebankte Zonen auf. Ihre räumliche Erstreckung im Streichen ist meist nicht festzustellen.

Die Mächtigkeit des Massenkalks liegt im Exkursionsgebiet zwischen 500 und 900 m. Wegen seiner hohen Reinheit von bis zu 99 % CaCO_3 ist der Massenkalk wirtschaftlich von großer Bedeutung und wird in zahlreichen Großsteinbrüchen am Nordrand des Schiefergebirges abgebaut (KNOBEL & WREDE 2008). Im Raum Hagen-Hohenlimburg dagegen ist der Massenkalk querschlägig von dolomitierten Zonen durchzogen, wie zum Beispiel im Steinbruch am Steltenberg in Oege, oder auch vollständig dolomitiert, wie im Steinbruch „Donnerkuhle“ bei Hagen-Halden. Im Raum Hemer traten bauwürdige metasomatische Eisenerze, in Iserlohn und Letmathe Zink-(Galmei-) und Kupfererze im Massenkalk auf. Auffällige graue Krusten auf den Felsen erwiesen sich als schwermetallhaltige Gipsbildungen. Sie lassen sich auf die Reaktion der schwefeloxidreichen Emissionen der ehemaligen Letmather Zinkhütte mit dem Kalkstein zurückführen (NIGGEMANN et al. 1999).



Abb. 5:

Die Kalksteinfelsen „Pater und Nonne“ mit der Grümannshöhle (links unten), Blickrichtung nach Norden

Der Massenkalk ist intensiv verkarstet, was sich sowohl durch das Auftreten von Schlottenbildungen an der Oberfläche zeigt, die oft mit jüngeren (z. T. tertiärzeitlichen) Sedimenten gefüllt sind, als auch durch zahlreiche, zum Teil sehr ausgedehnte Höhlen, die im gesamten Ausstrichbereich des Massenkalks bekannt geworden sind (MÜGGE et al. 2007). Die Felsgruppe Pater und Nonne liegt an der Einmündung des Grüner Tals in das Lennetal. Das Grüner Tal folgt der Streichrichtung des Massenkalkzugs von Iserlohn nach Letmathe. In diese Richtung biegt auch das Lennetal von Süden kommend um. Das Grüner Tal ist von extremer Verkarstung geprägt. Auf ca. 4 km Tallänge finden sich mehr als 60 Höhlen, darunter mehrere Großhöhlen von zum Teil mehreren Kilometern Ganglänge (z. B. die „B-7-Höhle“ mit über 5 km Gesamtganglänge). Die Dechenhöhle (mit angeschlossenem höhlenkundlichem Museum) ist als Besucherhöhle ein wichtiges Fremdenverkehrsobjekt (HAMMERSCHMIDT et al. 1995, GREBE 1998). Die Höhlen bildeten sich im phreatischen Bereich, das heißt unter dem Grundwasserspiegel entlang von Schichtflächen und dem ausgeprägten Kluftsystem im Massenkalk. Die intensive Verkarstung dieses Gebietes ergibt sich daraus, dass das hydraulische Gefälle von der Iserlohner Hochfläche zum Vorfluter des Lennetals mit der Streichrichtung des Massenkalkzugs zusammenfällt. Bemerkenswert ist die Ausbildung ausgeprägter Höhlenniveaus, die sich zumindest teilweise mit den pleistozänen Terrassenniveaus des Lennetals parallelisieren lassen. Die Höhlenbildung fand demnach vorrangig während Stagnationsphasen in unterschiedlichen Warmzeiten des Pleistozäns statt, in denen sich der Karstwasserspiegel nur wenig eintiefte (GREBE & NIGGEMANN 1995).

Die Grürmannshöhle im Massenkalk von Pater und Nonne ist leider durch die Steinbruchaktivitäten größtenteils zerstört worden. Sie war ursprünglich gut 30 m lang und ist heute nach 5 m vermauert. Vor allem im 19. Jahrhundert, als ihr Höhleninhalt teilweise ausgeräumt wurde, war sie Fundpunkt zahlreicher Knochenreste von pleistozänen Säugtieren wie zum Beispiel Höhlenhyäne, Höhlenlöwe, Riesenhirsch und viele anderen. Hinweise auf eine archäologische Bedeutung der Höhle ergeben spätpaläolithische bis mesolithische Artefakte, die zunächst im Abraum vor der Höhle und dann auch in der Höhle selbst gefunden wurden (ROSENDAHL & ROSENDAHL 2001).

Halt 4: Felsklippe südlich von Letmathe-Stübbeken

(TK 25: Blatt 4611 Hagen-Hohenlimburg; R³⁴ 03 100, H⁵⁶ 94 475)

Südlich von Letmathe-Stübbeken erstreckt sich auf der Ostseite des Flehmebachtals gegenüber den Tennisplätzen eine Felsklippe aus Kieselkalkstein hangaufwärts. Aufgeschlossen sind dort Kulm-Kieselkalke des Unterkarbons mit einer Mächtigkeit von mehr als 10 m (Abb. 6). Die Gesamtmächtigkeit der Abfolge liegt im Blattgebiet Hagen-Hohenlimburg bei 60 – 70 m.



Abb. 6:

Dünnsbankige Kieselkalke mit Verwitterungserscheinungen (Iserlohn-Stübbeken)

Nach VON KAMP & RIBBERT (2005) setzt sich der Kulm-Kieselkalk vorwiegend aus dünnbankigen, hellgrauen, stark verkieselten Kalksteinen mit zwischengeschalteten grauen Tonsteinen zusammen. Wie der Kieselschiefer zerfällt auch der Kieselkalk kleinstückig und scharfkantig. Die Kieselkalksteinbänke sind oft fein geschichtet, Ober- und Unterflächen der einzelnen Bänke weisen häufig wulstige oder flachweilige Unebenheiten auf. Der Quarzgehalt ist innerhalb einer Bank meist inhomogen verteilt, sodass stellenweise reine Hornsteine in knolligen oder wulstigen Lagen vorliegen. Die Kieselkalksteinbänke verwittern dementsprechend unregelmäßig und löchrig. Je höher der Quarzgehalt, desto widerstandsfähiger ist das Gestein gegen die Verwitterung. Nach HELMKAMPF (1969) sind die Kieselkalksteinbänke bei Letmathe-Stübbeken aus überwiegend sehr feinkörnigen, nicht näher bestimmbar, biotritischen Karbonatpartikeln aufgebaut. Nur im oberen und unteren Teil der Kieselkalk-Abfolge treten auch Lagen mit gröberen Partikeln auf. Zwischen den Kieselkalksteinbänken liegen grüne Kieselschiefer, schwarze Alaunschiefer oder graue Tonsteine, die gewöhnlich nur einige Millimeter bis wenige Zentimeter dick sind.

Innerhalb der Kieselkalkbänke kommen in unregelmäßigen Abständen Metabentonite (Tuffe) vor, die einen sauren Chemismus aufweisen. Diese sind leicht als inkompetente Lagen aus schmierigem Ton zu erkennen.

Der Kulm-Kieselkalk ist relativ arm an Makrofossilien. Bei mikrofauistischen Untersuchungen fanden sich im Profil bei Letmathe-Stübbeken in Säurelösungsresten des Kieselkalks neben Conodonten auch kieselige Radiolarien, Foraminiferen und Schwammnadeln (BENDER et al. 1991).

Die lithologisch wenig scharfe Obergrenze des Kulm-Kieselkalks wird auch mit dem Fundniveau des Goniatiten *Entogonites grimmeri* an der Basis der Kieseligen Übergangsschichten in Verbindung gebracht.

Der Kulm-Kieselkalk gehört mit den unterlagernden Kulm-Kieselschiefern zu den unterkarbonischen Härtlingsgesteinen. Seine Untergrenze ist daher nicht morphologisch, sondern nur durch den Gesteinswechsel zu fassen. Die im Hangenden folgenden Kieseligen Übergangsschichten bilden mit einer Wechsellagerung von Kalksteinen und schwarzen, teils kieseligen Tonschiefern eine Übergangszone zu den schwarzen Kalksteinen des Kulm-Plattenkalks.

Halt 5: Ehemalige Ziegeleigrube Hagen-Vorhalle

(TK 25: Blatt 4610 Hagen; R²⁶ 00 680, H⁵⁶ 95 230)

Im Zeitraum von 1853 bis 1986 nutzten die „Vorhaller Klinkerwerke“ in Hagen-Vorhalle die Ton- und Schluffsteine des Namuriums B („Ziegelschiefer-Formation“, RIBBERT in WREDE 2005 b) als Rohmaterial zur Herstellung keramischer Produkte. Der sogenannte „Neue Steinbruch“, der im Rahmen der Exkursion besucht wird, wurde erst 1968 eröffnet (IMMENKAMP 2005).

In die Schluffsteine sind hier zahlreiche Sandsteinbänke bis zu ca. 1 m Mächtigkeit eingeschaltet. Als Ergebnis der variszischen Orogenese sind die Schichten intensiv zu einem beeindruckenden Sattel- und Muldenbau gefaltet (Abb. 7), der Teil des Sattels von Kabel ist, der sich seinerseits wiederum in der Nordflanke des Remscheid-Altenaer Antiklinoriums entwickelte. Bemerkenswert sind Kombinationen von entgegengesetzt einfallenden Überschiebungen, die eine Einengung des Gebirges bewirken, ohne dass dabei ein gerichteter Transport erfolgt („Fischschwanz-Strukturen“; DROZDZEWSKI & WREDE 1994, WREDE 2005 a).

Die größte Bedeutung des Steinbruchs Hagen-Vorhalle liegt jedoch im Fossilinhalt der hier aufgeschlossenen Schichten: Zweifellos ist dieser Aufschluss der bedeutendste Fundpunkt für namurische Insekten und Arachniden weltweit. Bei systematischen Ausgrabungen des Westfälischen Amtes für Bodendenkmalpflege in Münster wurden in den 1990er-Jahren ungefähr 16 000 Fossilien geborgen, darunter allein 16 Arten von geflügelten Insekten. Abgesehen von sehr wenigen Einzelfunden an anderen Lokalitäten sind dies die ältesten Nachweise von Fluginsekten überhaupt (BRAUCKMANN et al. 1993, HENDRICKS 2005).

Die meisten von ihnen zählen zu den Palaedictyoptera mit Flügelspannweiten von bis zu mehreren Dezimetern. Der Erhaltungszustand der Fossilien ist oft exzellent, einige zeigen noch Relikte eines ursprünglichen Farbmusters auf den Flügeldecken (Abb. 7). Darüber hinaus wurden fünf verschiedene Arachniden und zwei Arten von Myriapoden entdeckt. Diese Funde landbewohnender Fauna wurden begleitet von einer reichen Flora (Articulatae, Lycopsidia, Pteridophylla und Coniferospida), aber auch von Süßwasserorganismen und marinen Organismen (z. B. Bivalvia, Gastropoda, Cephalopoda und Fischreste).

Aufgrund dieses gemeinsamen Auftretens von terrestrischen, fluviatil-limnischen und marinen Spezies und der aus dem Gestein abgeleiteten Sedimentationsbedingungen wurde der Ablagerungsraum der Vorhaller Sedimente als eine Bucht zwischen den Armen eines Flussdeltas interpretiert. Der Fluss lieferte Pflanzenreste und Süßwasser-Organismen, während die Salzwasser-Organismen vom Meer her einwanderten. Innerhalb der Bucht kam es zu einer Schichtung von Süßwasser über dichterem Salzwasser, was eine gemeinsame Einbettung von Organismenresten aus beiden Milieus ermöglichte (RICHTER 2005, SCHÖLLMANN 2005). Die Insekten könnten durch Stürme eingetragen worden sein.

Nach Beendigung der Rohstoffgewinnung blieb die weitere Entwicklung des Steinbruchs lange offen. Unter mehrfach wechselnden Besitzverhältnissen wurden Deponieprojekte, eine Wohnbebauung und andere Projekte verfolgt, aber keines realisiert. Mittlerweile wurde der geowissenschaftlich bedeutsame Bereich sowohl als Bodendenkmal nach dem Denkmalschutzgesetz von NRW als auch als Naturdenkmal nach dem Landschaftsgesetz ausgewiesen. Wegen seiner außerordentlichen paläontologischen Bedeutung, seiner hervorragenden tektonischen Strukturen und seiner Bedeutung für die regionale Stratigraphie („Ziegelschiefer-Formation“) wurde der ehemalige Ziegeleisteinbruch Hagen-Vorhalle im Jahre 2006 in die Liste der „Nationalen Geotope“ der Akademie für Geowissenschaften in Hannover aufgenommen (LOOK et al. 2007).

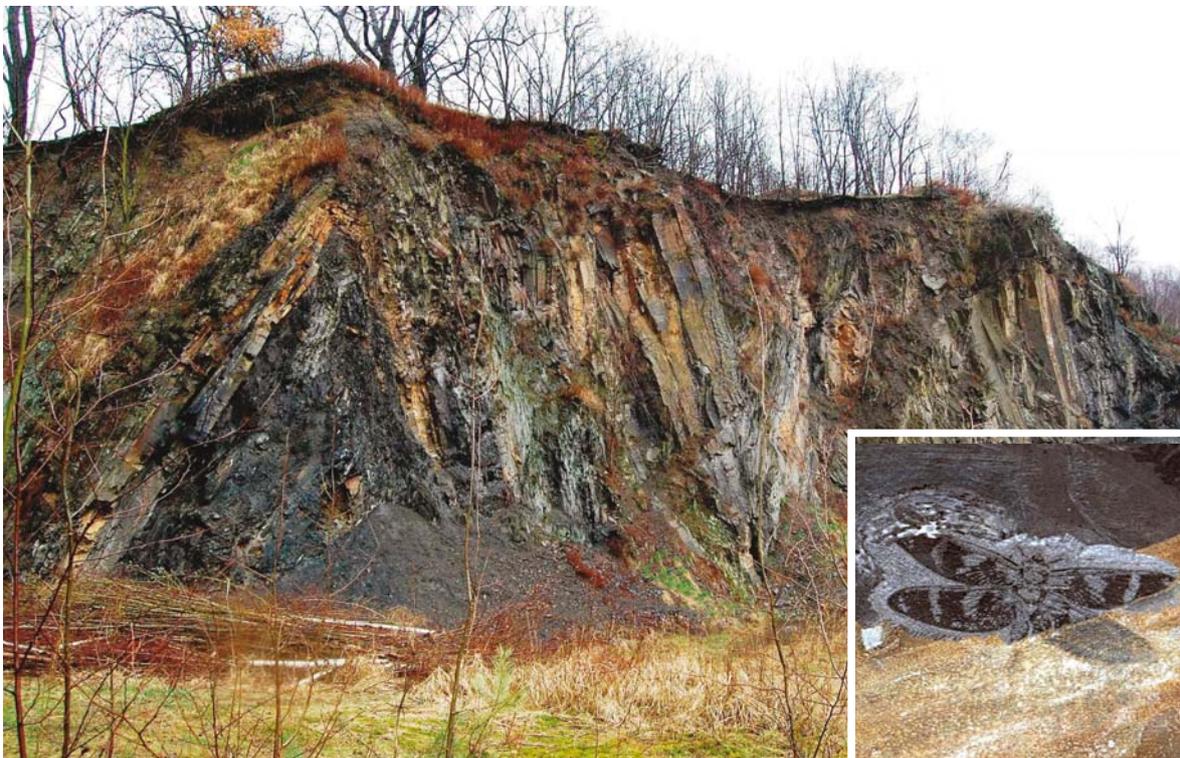


Abb. 7:

Gefaltete Ton- und Sandsteine der Ziegelschiefer-Formation im Steinbruch Hagen-Vorhalle.

*Unten rechts im Bild: urzeitliches Fluginsekt *Lithomantis varius* (Flügelspannweite ca. 9 cm)*

Halt 6: Straßenprofil „Am Schiffswinkel“ bei Herdecke

(TK 25: Blatt 4510 Witten; R 26 00 920, H 56 97 575)

Die Böschung der Betriebsstraße des Pumpspeicher-Kraftwerkes am Nordufer des Hengsteysees bei Herdecke erschließt ein gut 200 m langes Profil, das den Übergang von der marinen Fazies des „Flözleeren“ (Ziegelschiefer-Formation, Namurium B) zur deltaisch-fluviatilen Fazies des produktiven Karbons (Kaisberg-Formation, oberstes Namurium B) erkennen lässt (Abb. 8).

Aufgeschlossen sind hier das südliche Faltenscharnier des Harkort-Sattels und die anschließende Hiddinghäuser Mulde, Spezialfalten innerhalb der Herzkämper Hauptmulde des Ruhrkarbons (BRAUCKMANN et al. 1993). Das Profil beginnt im flach gelagerten Sattelnern mit einer Wechsellagerung von sandigen Schluffsteinen und dünnen Sandsteinlagen, in die mehrere unreine kohlige Bänder von einigen cm Mächtigkeit eingeschaltet sind. Es handelt sich bei diesen Bändern jedoch nicht um autochthone Flözbildungen, sondern um allochthones, zusammengeschwemmtes Pflanzenmaterial. Die Schichten gehören zur Ziegelschiefer-Formation des Namuriums B, die eine marine, wenn auch sehr küstennahe Bildung darstellt. Im unweit gelegenen Aufschluss Hagen-Vorhalle haben diese Schichten neben mariner Fauna (vor allem Goniatiten) viel eingeschwemmtes Pflanzenmaterial und vor allem Reste von Fluginsekten in großer Arten- und Individuenzahl geliefert (Halt 5). Die Schichten im Sattelnern werden von einem System gegenvergenger Überschiebungen verworfen, die eine sogenannte „Fischschwanz-Struktur“ (DROZDZEWSKI 1979) bilden (Abb. 9). Bei einer solchen Überschiebungskonfiguration, die in den unterschiedlichsten Maßstäben für die Ruhrgebietstektonik sehr typisch ist, kommt es zu einer Profilverkürzung (Einengung) und Krustenverdickung, ohne dass aber ein gerichteter Transport in eine bevorzugte Richtung stattfindet. Es erfolgt dann auf sehr kurze Entfernung die fast bruchlose Umbiegung der Schichten im Faltenscharnier des Harkort-Sattels. In der anschließenden, mit 70 – 80° steil nach SE einfallenden Faltenflanke tritt dann mit dem etwa 10 m mächtigen Grenzsandstein die erste mächtige Deltaschüttung des flözführenden Karbons auf. Traditionell wurde die

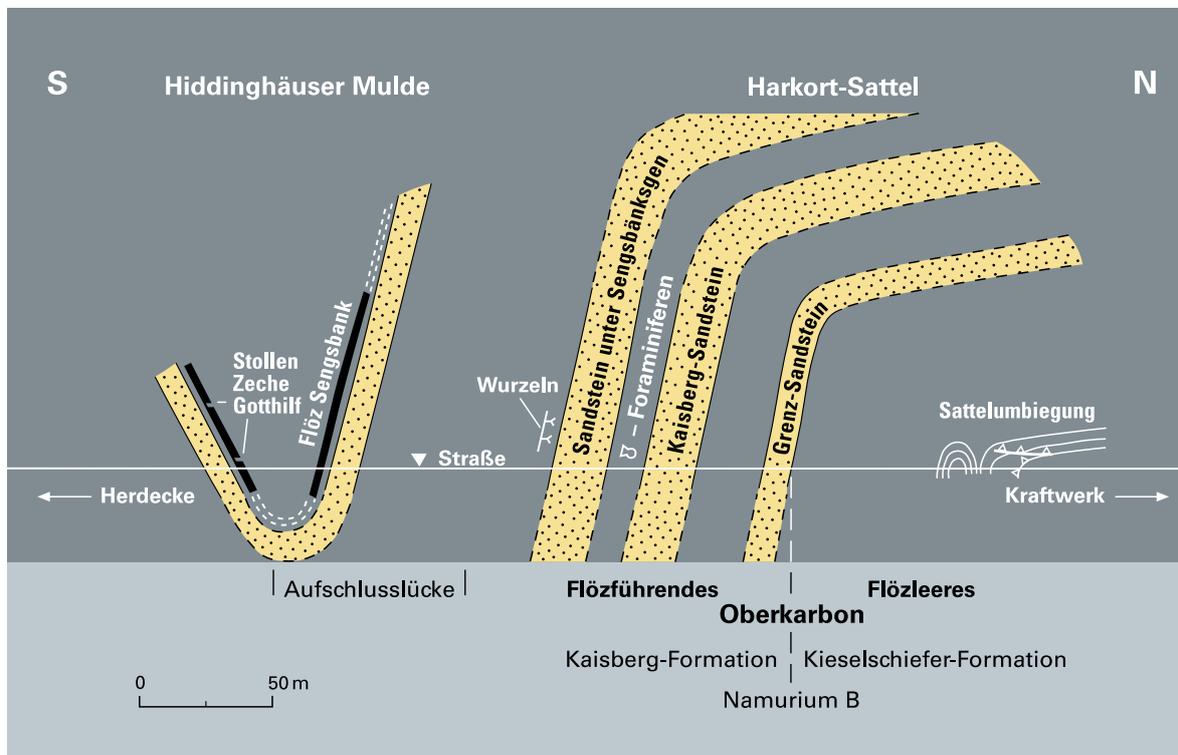


Abb. 8:

Profilskizze des Aufschlusses Herdecke „Am Schiffswinkel“: Grenzbereich flözleeres/flözführendes Karbon.

Grenze Namurium B/Namurium C (Ziegelschiefer-Formation/Sprockhövel-Formation) an der lithostratigraphisch markanten Basis dieses Sandsteins definiert (z. B. HEDEMANN et al. 1971). Da das Erstauftreten von Goniatiten der *Gastrioceras*-Zone, das für diese Grenzziehung maßgeblich ist, aber erst etwa 180 m höher im Profil im marinen Cremer-Horizont belegt ist, wurde für den hier vorliegenden sandsteinreichen obersten Abschnitt des Namuriums B die lithostratigraphische Einheit „Kaisberg-Formation“ neu eingeführt (WREDE 2003).

Der Schüttungskörper des „Grenzsandstein-Deltas“ wurde erneut überflutet, wie eine weitere Schluffsteinabfolge erkennen lässt. Mit dem etwa 20 m mächtigen, dickbankigen, zum Teil Geröll führenden Kaisberg-Sandstein tritt uns dann eine weitere Deltaschüttung entgegen. Auch dieser Schüttungskörper wurde rasch wieder überflutet: Im Hangenden dieses Sandsteins, bei km 1,27 der Straße, wurde ein Foraminiferen führender Horizont nachgewiesen, der dem marinen Bernhardt-Horizont (mit *Reticuloceras superbilingue*) an der Typlokalität am Kaisberg bei Hagen entsprechen dürfte. Erst der nächstfolgende Sandsteinkörper, der Sengsbänksgen-Sandstein, hat offenbar längerfristig über den Meeresspiegel gereicht, wie eine schwache Durchwurzelung im Hangenden erkennen lässt.

Andernorts, so zum Beispiel am etwa 2,5 km NE gelegenen Syberg, ist es sogar zur Ausbildung eines mit 15 cm nur gering mächtigen Kohlenflözes (Flöz Sengsbänksgen) gekommen (GRAMM & RÜHL 2007). Es tritt nun eine Aufschlusslücke auf, in der sich die Hangendschichten bis zum Flöz Sengsbank verbergen. Das kleine Tal, das sich hinter dem ersten Wohnhaus den Hang hinaufzieht, zeichnet den Kern der Hiddinghäuser Mulde nach, wie die gegenfallenden Schichten im Anschluss daran erkennen lassen. Hier ist mit dem Flöz Sengsbank und dem Sandstein im Liegenden das erste weitflächig im Ruhrkarbon verbreitete und zumindest örtlich bergbaulich genutzte Steinkohlenflöz aufgeschlossen. Mit der Schüttung des „Sengsbank-Sandsteins“ hatte sich der Übergang von der marinen Fazies des „Flözleeren“ zur deltatisch-fluviatilen Fazies des „Flözführenden“ vollzogen. Der restaurierte Stollen „Gotthilf“ weist auf einen von 1822 bis 1846 erfolgten, wenig erfolgreichen Abbau auf das hier etwa 50 cm mächtige Flöz Sengsbank hin.

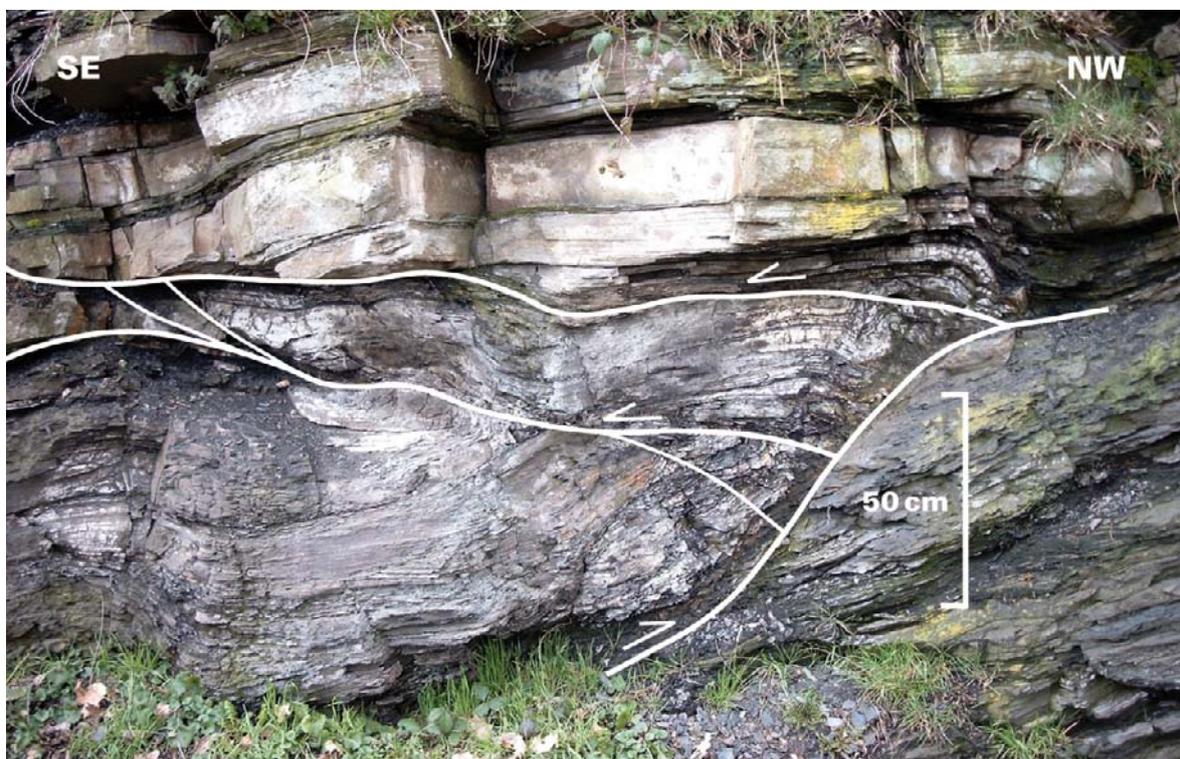


Abb. 9:
„Fischschwanz“-Konfiguration gegenvergenger Überschiebungen im Kern des Harkort-Sattels; Herdecke „Am Schiffswinkel“

Halt 7: **Steinbruch Rauen bei Witten-Gedern**

(TK 25: Blatt 4510 Witten; R 25 94 400, H 56 99 400)

Der ehemalige Sandsteinbruch schneidet von Westen her den Wartenberg an und erschließt ein etwa 200 m mächtiges Profil innerhalb der Sprockhövel-Formation (Namurium C). Es enthält fast alle wesentlichen Elemente, die für das flözführende Silesium des Ruhrkarbons typisch sind. Es handelt sich um einen Aufschluss von überregionaler Bedeutung, der als Naturdenkmal aus erdgeschichtlichen Gründen geschützt ist. Er wurde bereits vielfach in der Literatur beschrieben (z. B. DROZDZEWSKI 2001, MÜGGE et al. 2005) und in den 1980er-Jahren insbesondere sedimentologisch bearbeitet (CONZE 1984, CONZE et al. 1988). Seit Ende des 18. Jahrhunderts bis nach dem 2. Weltkrieg ist im Bereich des Steinbruchs und in der östlichen Fortsetzung Steinkohlenbergbau belegt. Abgebaut wurden die Flöze Neufköz und Wasserbank 1. Auf der unteren Sohle des Steinbruchs gewinnt man zunächst einen Überblick über die Gesamtsituation: Der Aufschluss liegt auf der Nordflanke des Kirchhörder Sattels, eines Spezialsattels innerhalb der Wittener Hauptmulde. Links fällt der Blick nach Nordosten auf die hier querschlägig angeschnittene, sandsteinreiche und Kohle führende Abfolge von der Flözgruppe Wasserbank bis zum Neufköz-Sandstein (Abb. 10). Vor dem Betrachter liegt eine große, mit etwa 50° nach NW einfallende Schichtfläche aus dem Bereich des „Hinnebecke-Horizonts“. Sie wird im Westen von einer westfallenden Abschiebung (Verwurf ca. 70 m mit zusätzlicher Horizontalkomponente) begrenzt, deren chaotisch gelagerte Störungszone gut aufgeschlossen ist. Auf der oberen Sohle lässt sich dann die vollständige Schichtenfolge von Flöz Gottessegen bis Flöz Wasserbank im Detail studieren.

Die stratigraphische Abfolge lässt sich in mehrere Zyklen gliedern (Abb. 11). Jeder Abschnitt beginnt im Prinzip mit einer klastischen Abfolge und endet mit Moorbildungen. Die Mächtigkeit der einzelnen Abschnitte beträgt zwischen 15 und 30 m. Es treten sowohl Zyklen mit einer Kornvergrößerung von unten nach oben auf als auch Zyklen mit einer Kornverfeinerung. Die „coarsening-upward“-Sequenzen reichen von marinen Tonsteinen bis zu deltaischen Sandsteinen und limnischen Schluffsteinen mit Wurzelböden und Kohleflözen. Die „fining-upward“-Sequenzen reichen von grob- über feinkörnige Rinnensedimente bis zu Auenbildungen mit Kohleflözen. Die Paläoschüttungsrichtungen der fluviatilen Rinnensandsteine weisen auf einen Sedi-



Abb. 10:
Steinbruch Rauen in Witten-Gedern, Blick auf die Ostseite

menttransport von Ost nach West. Beide Profilentwicklungen beschreiben die Sedimentation im südlichen Ruhrbecken, die durch den raschen Wechsel von marinen Ingressionen sowie deltaisichen und fluviatilen Faziesräumen mit dem jeweils typischen Fossilinhalt gekennzeichnet ist.

Das Profil der oberen Sohle beginnt mit den Schluffsteinen und Sandsteinen im Liegenden von Flöz Gottessegen. Über dem unreinen und hier nicht bauwürdigen Flöz Gottessegen erfolgte eine marine Ingression. In den feinkörnigen Tonsteinen sind spärlich marine Fossilien zu finden (*Lingula* und Grabgänge von *Planolites ophthalmoides*). Die marinen Tonsteine werden mit scharfer Grenze vom Sandstein unter Flöz Besserdich überlagert. Er ist im unteren Teil parallel geschichtet, im höheren schräg geschichtet. Dort deuten Gezeitenbündel auf Gezeiteinfluss (Watt- bzw. Prielbildungen) hin.

Der Wurzelboden im Liegenden von Flöz Besserdich-Unterbank ist in einer größeren Schichtfläche mit zahlreichen bis zu 1 m langen Stigmarien aufgeschlossen. Bei den Stigmarien handelt es sich um die Wurzelorgane der Lepidodendren (Schuppenbäume), die im Sediment flach ausgebreitet sind, der Verankerung dienten und umfangreiche Durchlüftungsgewebe aufwiesen. Flöz Besserdich-Unterbank ist nur wenige cm mächtig, und auch Flöz Besserdich-Oberbank ist nur gering mächtig. In seinem Hangenden stehen eben geschichtete Ton- und Schluffsteine mit marinen Fossilien (Goniatiten, Linguliden, Muscheln) und Lebensspuren (*Planolites ophthalmoides*) an. Die Exkursionsroute biegt im Hangenden von Flöz Besserdich aus der querschlägigen in die streichende Richtung um. Hier sind auf einer großen Schichtfläche Pflaster nichtmariner bis brackischer Muscheln (*Carbonicola lenicurvata*, *Naiadites hibernicus*) zu beobachten. Die feinklastische marine und

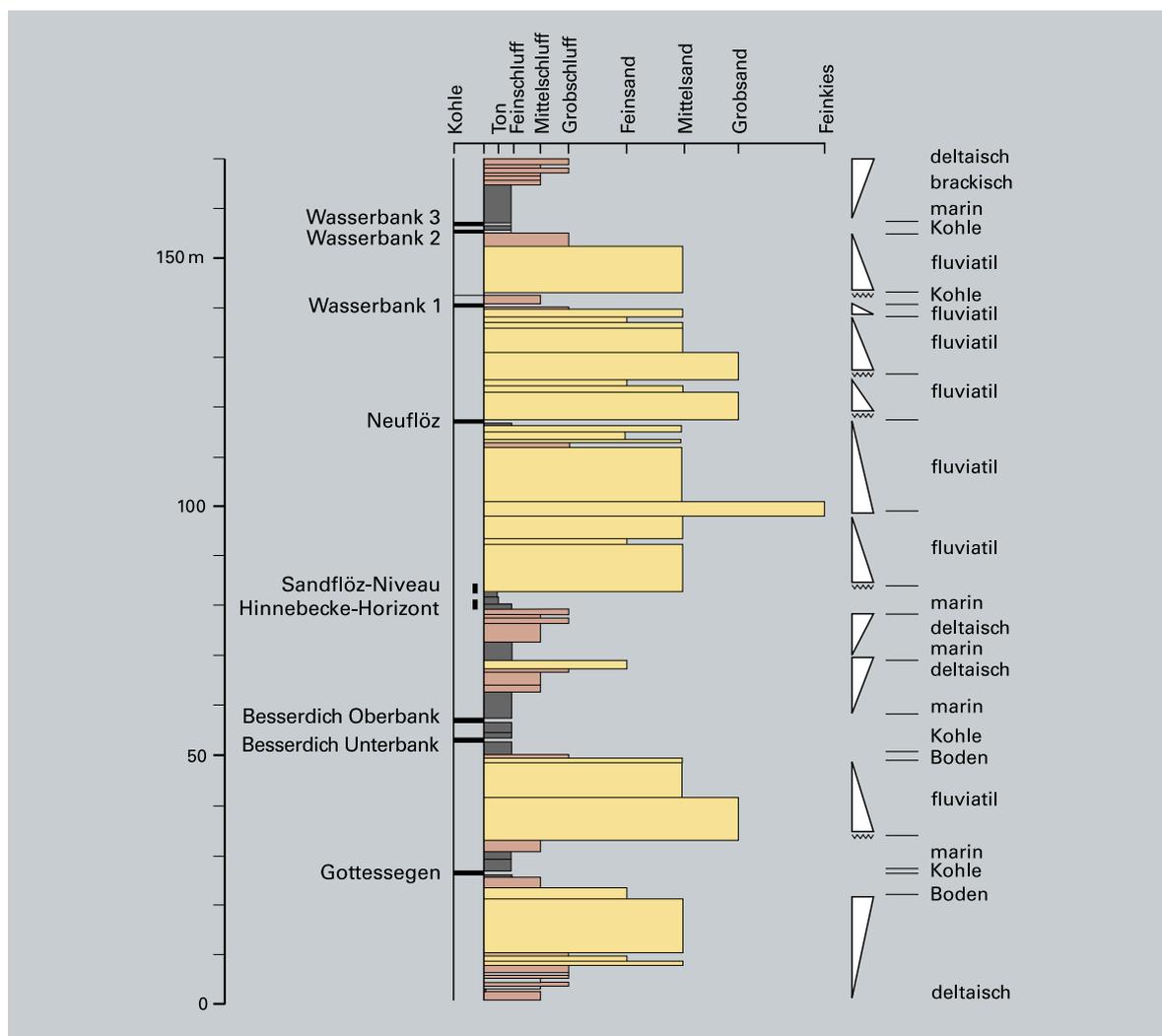


Abb. 11: Sedimentäre Abfolge im Steinbruch Rauen: zyklische Gliederung der Schichten der Sprockhövel-Formation (verändert nach BRAUCKMANN et al. 1993). Erl. s. Text.

brackische Schichtenfolge im Hangenden von Flöz Besserdich schließt nach oben mit sandigen Sedimenten ab, deren schwache Durchwurzelung (Hinnebecke-Niveau) eine erneute Verlandung anzeigt. Der nun folgende marine Hinnebecke-Horizont mit Goniatiten (*Donetzoceras sigma*) und Muscheln ist hier nur rund 3 m mächtig und wird erosiv vom Neuflöz-Sandstein überlagert.

Die mächtigen marinen Sedimente über den Flözen Gottessegen, Besserdich und Hinnebecke belegen für diesen Schichtenabschnitt insgesamt ein Ablagerungsmilieu vorwiegend in küstennahen Becken und Buchten. Auch die beschriebenen fluviatilen Sandsteine mit ihren Gezeiteneinflüssen belegen ein Milieu in Meeresnähe, beispielsweise in Flussästuaren. Es folgt nun die hohe Wand des Neuflöz-Sandsteins, der deutlich erosiv in die unterlagernden Schichten des Hinnebecke-Horizontes eingreift. Der Hinnebecke-Horizont ist normal 15 – 20 m mächtig, davon sind hier jedoch infolge der Erosion durch den Neuflöz-Sandstein nur etwa 3 m erhalten. Dieser erosive Kontakt des fluviatilen Neuflöz-Sandsteins deutet auf einen rasch absinkenden Meeresspiegel hin. In dessen Folge schnitten sich die Flüsse aus dem Hinterland tief in den Beckenuntergrund ein und erodierten Teile der zuvor gebildeten Sedimente. Die mehrere Zehnermeter mächtigen Sandsteine sind überwiegend großrippelgeschichtet und planar bis flach trogförmig schräg geschichtet, zeigen häufig Rinnenbildungen, erosive Kontakte und führen bereichsweise Kieslagen sowie häufig grobe Treibhölzer. Am Fuß der Felswand steht das sogenannte Sandflöz-Niveau an, ein Sand-Ton-Gemenge mit vielen kohlig erhaltenen Treibholzresten. Es füllt Hohlformen des Unterlagers aus und wird zum Teil vom hangenden Teil des Neuflöz-Sandsteins erodiert. Über dem Sandstein liegt Flöz Neuflöz, das vor der Anlage des Steinbruchs von der Zeche Bergmann abgebaut wurde. Die ursprüngliche Kohlemächtigkeit von ca. 0,5 m ist direkt unter der Steinbruchoberkante noch erkennbar, der darunter gelegene Abbauhohlraum hat sich mittlerweile wieder weitgehend geschlossen. Ein Schienenrest, der aus der Steinbruchwand ragt, ist ein deutliches Relikt des früheren Bergbaus. Das Flöz wird erneut von einem Sandstein überlagert, der zur Flöz- und Sandsteingruppe Wasserbank überleitet. Flöz Wasserbank 1 ist ebenfalls weitgehend abgebaut. Die Grenze zwischen anstehender und abgebauter Kohle lässt sich von der unteren Steinbruchsohle aus deutlich erkennen. Der Wurzelboden unter Flöz Wasserbank 1 bildet eine große freiliegende Schichtfläche voller Stigmarien.

Über dem Flöz Wasserbank 1 folgen 3 m Auensedimente mit zahlreichen Pflanzenresten und eine dünne Kohlelage. Über einem weiteren, ca. 10 m mächtigen fluviatilen Sandstein liegen dann die dünnen Kohleflöze Wasserbank 2 und 3. Im Gegensatz zu dem stärker marin beeinflussten Abschnitt von Flöz Gottessegen bis Hinnebecke ist der jüngere Schichtenabschnitt vom Neuflöz-Sandstein bis zu den Wasserbank-Flözen einem eher fluviatilen Environment zuzuordnen.

Literatur

- BECKER, R. T. (1992): Zur Kenntnis von Hemberg-Stufe und *Annulata*-Schiefer im Nordsauerland (Oberdevon, Rheinisches Schiefergebirge, GK 4611 Hohenlimburg). – Berliner geowiss. Abh., **E 3**: 3 – 41; Berlin.
- BENDER, P.; BRAUN, A.; KÖNIGSHOF, P. (1991): Radiolarien und Conodonten aus unterkarbonischen Kieselkalken und Kieselchiefern des nördlichen Rheinischen Schiefergebirges. – Geol. et Palaeont., **25**: 87 – 97; Marburg.
- BRAUCKMANN, C.; SCHÄFER, A.; DROZDZEWSKI, G.; WREDE, V. (1993): Stratigraphie, Sedimentologie und Tektonik im Oberkarbon des Subvariscikums. – Dt. geol. Ges. 145. Hauptvers., Exkursionsführer: 25 – 40; Krefeld.
- BUGGISCH, W. (1991): The global Frasnian-Famennian „Kellwasser-Event“ – Geol. Rdsch., **80**: 49 – 72; Stuttgart.
- CONZE, R. (1984): Sedimentologische Typisierung der feinklastischen Gesteine des Ruhrkarbons. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **32**: 187 – 230; Krefeld.
- CONZE, R.; KRAFT, O.; STREHLAU, K. (1988): Typische Sedimentfolgen im südlichen Ruhrkarbon (Namur C u. Westfal A). – In: Exkursionsführer / Sediment '88, **Exk. A**: 57 S.; Bochum.
- CRAMM, T.; RÜHL, W. (2007) m. Beitr. von WREDE, V.: Auf den Spuren des Bergbaus in Dortmund-Syberg. Forschungen und Grabungen am Nordwesthang des Sybergs von 1986 – 2006. – scriptum, **15**: 113 S.; Krefeld.
- Deutsche Stratigraphische Kommission [Hrsg.] (2005): Stratigraphie von Deutschland, V: Oberkarbon (Pennsylvanium). – Cour. Forsch.-Inst. Senckenb., **254**: 1 – 477; Frankfurt/Main.
- Deutsche Stratigraphische Kommission [Hrsg.] (2006): Stratigraphie von Deutschland, VI: Unterkarbon (Mississippium). – Schr.-R. dt. Ges. Geowiss., **41**: 1 – 590; Hannover.

- DROZDZEWSKI, G. (1979): Grundmuster der Falten- und Bruchstrukturen im Ruhrkarbon. – Z. dt. geol. Ges., **130**: 51 – 67; Hannover.
- DROZDZEWSKI, G. (1993): The Ruhr coal basin (Germany): Structural evolution of an autochthonous foreland basin. – Internat. J. Coal Geol., **23**: 231 – 250; Amsterdam.
- DROZDZEWSKI, G. (2001): Geotope im Ruhrgebiet. – scriptum, **8**: 53 – 69; Krefeld.
- DROZDZEWSKI, G. (2005): Zur sedimentären Entwicklung des Subvariscikums im Namurium und Westfalium Nordwestdeutschlands. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland, V: Oberkarbon (Pennsylvanium). – Cour. Forsch.-Inst. Senckenb., **254**: 271 – 320; Frankfurt/Main.
- DROZDZEWSKI, G.; WREDE, V. (1994): Faltung und Bruchtektonik – Analyse der Tektonik im Subvariscikum. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **38**: 7 – 187; Krefeld.
- EDER, W.; ENGEL, W.; FRANKE, W.; SADLER, P. M. (1983): Devonian and Carboniferous Limestone-Turbidites of the Rheinisches Schiefergebirge and their Tectonic Significance. – In: MARTIN, H.; EDER, W. [Hrsg.]: Intracontinental Fold Belts: 93 – 124; Berlin, Heidelberg (Springer).
- EINSELE, G. (1963): Über Art und Richtung der Sedimentation im klastischen rheinischen Oberdevon (Famenne). – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **43**: 1 – 60; Wiesbaden.
- EISERHARDT, K.-H.; RIBBERT, K.-H. (2006): Nördliches Rheinisches Schiefergebirge. – In: STEININGER, F. F. [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland, VII. Silur. – Schr.-R. dt. geol. Ges., **46**: 38 – 44; Hannover.
- EISERHARDT, K.-H.; KOCH, L.; MALETZ, J. (2001): Nördliches Rheinisches Schiefergebirge (29). – In: STEININGER, F. F. [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland II. Ordovizium, Kambrium, Vendium, Riphäikum. Teil III. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenb., **235**: 90 – 108; Frankfurt/Main.
- FUCHS, A. (1911): Erläuterungen zu Blatt 4612 Iserlohn – Geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesstaaten <1 : 25 000>, Erl., **4612**: 61 S.; Berlin.
- GEREKE, M. (2007): Die oberdevonische Kellwasser-Krise in der Beckenfazies von Rhenohertzynikum und Saxothuringikum (spätes Frasnium/basales Famennium, Deutschland). – Kölner Forum Geol. u. Paläont., **17**: 1 – 228; Köln.
- GOLDRING, R.; LANGENSTRASSEN, F. (1979): Open shelf and near-shore clastic facies in the Devonian. – Spec. Pap. Palaeont., **23**: 81 – 97; London.
- GREBE, W. (1998): Zur aktuellen Ausdehnung der B-7-Höhle. – Speläol. Jb. Ver. Höhlenkde. Westf., **1997**: 21 – 22, 1 Plan, 2 Abb.; Iserlohn.
- GREBE, W.; NIGGEMANN, S. (1995): Zur Speläogenese der Höhlen im Grünerbachtal (Iserlohn). – Speläol. Jb. Ver. Höhlenkde. Westf., **1994**: 23 – 24, 1 Abb.; Iserlohn.
- GURSKY, H. J. (2006): Paläogeographie, Paläoozeanographie und Fazies. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland, VI: Unterkarbon (Mississippium). – Schr.-R. dt. Ges. Geowiss., **41**: 51 – 68; Hannover.
- HAMMERSCHMIDT, E.; NIGGEMANN, S.; GREBE, W.; OELZE, R.; BRIX, M. R.; RICHTER, D. K. (1995): Höhlen in Iserlohn – Schriften z. Karst- u. Höhlenkde. Westf., **1**: 153 S., 128 Abb., 1 Taf.; Iserlohn.
- HEDEMANN, H. A.; FABIAN, H. J.; FIEBIG, H. J.; RABITZ, A. (1971): Das Karbon in marinparalischer Entwicklung. – 7. Congr. Int. Strat. Geol. Carbonif. 1971; C. R., **1**: 29 – 47; Krefeld.
- HELMKAMPF, K. (1969): Zur Sedimentpetrographie und Stratinomie des Westenfelder Kohlenkalks (Sauerland). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **16**: 473 – 528; Krefeld.
- HENDRICKS, A. [Hrsg.] (2005): Als Hagen am Äquator lag. Die Fossilien der Ziegeleigrube Hagen-Vorhalle. – 222 S.; Münster/Westf. (Westf. Museum f. Naturkunde).
- HERBIG, H.-G. (1998): The late Asbian transgression in the central European Culm basins (Late Viséan, cd III α). – Z. dt. geol. Ges., **149**: 39 – 58; Stuttgart.
- HERBIG, H.-G. (2005): Die internationale Mississippium-Pennsylvanium-Grenze – Entwicklung des Konzeptes, Definition und Anwendung in Deutschland. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland, V: Oberkarbon (Pennsylvanium). – Cour. Forsch.-Inst. Senckenb., **254**: 3 – 12; Frankfurt/Main.
- IMMENKAMP, A. (2005): Die Vorhaller Schichten als Rohstoff. Geschichte der Ziegelindustrie in Hagen. – In: HENDRICKS, A. [Hrsg.]: Als Hagen am Äquator lag. Die Fossilien der Ziegeleigrube Hagen-Vorhalle: 8 – 15, 2 Abb.; Münster/Westf..
- JACKSON, P. C. (1990): The Crenistria Limestone: palaeoceanographic crisis in a Dinantian sea. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1990** (10): 607 – 621; Stuttgart.

- KAMP, H. VON; RIBBERT, K.-H. (2005): Erläuterungen zu Blatt 4611 Hagen-Hohenlimburg. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4611**, 3. Aufl.: 156 S., Krefeld.
- KNOBEL, M.; WREDE, V. (2008): Kalksteinlagerstätte Wülfrath (Exkursion L am 28. März 2008). – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F., **90**: 347 – 358; Stuttgart.
- KOCH, L. (1984): Aus Devon, Karbon und Kreide. Die fossile Welt des nordwestlichen Sauerlandes. – 159 S.; Hagen.
- KOCH, M.; LEUTERITZ, K.; ZIEGLER, W. (1970): Alter, Fazies und Paläogeographie der Oberdevon/Unterkarbon-Schichtenfolge an der Seiler bei Iserlohn. Ergebnisse von Schurarbeiten. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **17**: 679 – 732; Krefeld.
- KOCH-FRÜCHTL, U.; FRÜCHTL, M. (1993): Stratigraphie und Faziesanalyse einer mitteldevonischen Karbonatabfolge im Remscheid-Altenaer Sattel (Sauerland). – Geol. u. Paläont. Westf., **26**: 47 – 75; Münster/Westf.
- KORN, D. (2003): Die Formationen der Kulm-Fazies im Rheinischen Schiefergebirge. – In: AMLER, M.; GEREKE, M. [Hrsg.]: Karbon-Korrelationstabelle (KKT), Ausgabe 2003. – Senckenb. lethaea, **83** (1/2): 235 – 247; Frankfurt/Main.
- KORN, D. (2006): Lithostratigraphische Neugliederung der Kulm-Sedimentgesteine im Rheinischen Schiefergebirge. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland, VI: Unterkarbon (Mississippium). – Schr.-R. dt. Ges. Geowiss., **41**: 379 – 383; Hannover.
- KOSSMAT, F. (1927): Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. – Abh. sächs. Geol. L.-Amt, **1**: 40 S.; Leipzig.
- KREBS, W. (1968 a): Reef development in the Devonian of the eastern Rhenish Slate Mountains, Germany. – Internat. Symp. Devon. Syst., **2**: 295 – 306; Calgary/Alberta.
- KREBS, W. (1968 b): Facies types in Devonian back-reef limestones in the Eastern Rhenish Schiefergebirge. – In: MÜLLER; FRIEDMANN [Hrsg.]: Recent developments in carbonate sedimentology in Central Europe: 186 – 195; Berlin (Springer).
- KREBS, W. (1974): Devonian carbonate complexes of central Europe. – In: LAPORTE, L. F. [Hrsg.]: Reefs in time and space. – Soc. econ. Paleont. and Mineral., Spec. Publ., **18**: 155 – 208; Tulsa/Oklahoma.
- KRULL, P. (2005): Paläogeographischer Rahmen. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland, V: Oberkarbon (Pennsylvanien). – Cour. Forsch.-Inst. Senckenb., **254**: 13 – 24; Frankfurt/Main.
- KÜHN-VELTEN, H.; PAPROTH, E. (1981): Oberdevon und Unterkarbon am Haltepunkt Oese. – In: Erläuterungen zu Blatt C 4710 Dortmund. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 100 000>, Erl., C **4710**: 38 – 39; Krefeld.
- LANGENSTRASSEN, F. (1983): Neritic Sedimentation of the Lower and Middle Devonian in the Rheinisches Schiefergebirge East of the River Rhine. – In: MARTIN, H.; EDER, F. W. [Hrsg.]: Intracontinental Fold Belts: 43 – 76; Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo (Springer).
- LANGENSTRASSEN, F.; BECKER, G.; GROSS-UFFENORDE, H. (1979): Zur Fazies und Fauna der Brandenburg-Schichten bei Lasbeck (Eifel-Stufe), Rechtsrheinisches Schiefergebirge. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **158**: 64 – 99; Stuttgart.
- LOOK, E.-R.; QUADE, H.; MÜLLER, R. (2007): Faszination Geologie. Die bedeutendsten Geotope Deutschlands, 2. Aufl.: 175 S.; Stuttgart.
- MAY, A. (1986): Biostratigraphische Untersuchungen im Mittel-Devon des Nordwest-Sauerlandes (Rheinisches Schiefergebirge). – Dortmunder Beitr. Landeskd., naturwiss. Mitt., **20**: 23 – 55; Dortmund.
- MESTERMANN, R. (1998): Mikrofazies, Paläogeographie und Eventgenese des *crenistrina*-Horizontes (Obervisè, Rhenohercynicum). – Kölner Forum Geol. u. Paläont., **2**: 1 – 77; Köln.
- MÜGGE, V.; ROSENDAHL, W.; WREDE, V. (2007): Zur Bedeutung von Höhle und Karst für den Nationalen GeoPark Ruhrgebiet. – Mitt. Verb. dt. Höhlen- u. Karstforsch., **53** (2): 36 – 40; München.
- MÜGGE, V.; WREDE, V.; DROZDZEWSKI, G. (2005): Von Korallenriffen, Schachtelhalmen und dem Alten Mann – ein spannender Führer zu 22 Geotopen im mittleren Ruhrtal. – 160 S.; Essen (Klartext).
- MÜLLER, H. (1981): Permzeitlicher Wüstenschutt: Mendener Konglomerat. – In: Erläuterungen zu Blatt C 4710 Dortmund. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 100 000>, Erl., C **4710**: 41 – 43; Krefeld.
- MUSTAFA, H. (1975): Beiträge zur Devonflora I. – Argumenta palaeobot., **4**: 101 – 133; Münster/Westf.
- MUSTAFA, H. (1978): Beiträge zur Devonflora II und III. – Argumenta palaeobot., **5**: 31 – 56; Münster/Westf.
- NIGGEMANN, S.; OELZE, U.; HAMMERSCHMIDT, E.; RICHTER, D. K. (1999): Pb/Zn-haltige Gipskrusten im Massenkalkgebiet von Iserlohn (NRW) als Ausdruck einer subrezenten Umweltbelastung. – Zbl. Geol. u. Paläontol., Tl. 1, **1997** (10 – 12): 1285 – 1294; Stuttgart.
- OTTO, M. (1998): New finds of vertebrates in the Middle Devonian Brandenburg-Group (Sauerland, Northwest Germany), Part 1.: Arthrodira. – Paläont. Z., **72** (1/2): 117 – 134; Stuttgart.

- OTTO, M. (1999): New finds of vertebrates in the Middle Devonian Brandenburg-Group (Sauerland, Northwest Germany), Part 2: Ptyctodontida, Acanthodii, Actinopterygii and Sarcopterygii. – *Paläont. Z.*, **73** (1/2): 113 – 131; Stuttgart.
- PFEIFFER, A. (1938): Die Brandenbergschichten im bergisch-sauerländischen Mitteldevon. – Diss. Univ. Göttingen: 60 S.; Göttingen.
- PIECHA, M.; RIBBERT, K.-H. (2010): Selected Geosites in the northern Rhenish Mountains. – In: MÜGGE, V.; RÖHLING, H.G.; WREDE, V. [Hrsg.]: Geotop 2010 – 14. Internationale Jahrestagung der Fachsektion GeoTop in der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften and 6th International Symposium on Conservation of Geological Heritage, May 29th 2010 – June 2nd 2010 in Hagen (Westf.) Germany. – *Schr.-R. dt. Ges. Geowiss.*, **66**: 184 – 196; Hannover.
- PIECHA, M.; RIBBERT, K.-H.; WREDE, V. (2008): Das Paläozoikum im südlichen Ruhrgebiet (Exkursion C am 27. März 2008). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F.*, **90**: 149 – 185, 21 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- RICHTER, D. K. (2005): Sedimentologie. – In: HENDRICKS, A. [Hrsg.]: Als Hagen am Äquator lag. Die Fossilien der Ziegeleigrube Hagen-Vorhalle: 30 – 38, 3 Abb.; Münster/Westf..
- ROSENDAHL, G.; ROSENDAHL, W. (2001): Neue Artefaktfunde von der Grümannshöhle in Iserlohn-Letmathe – *Mitt. Verb. dt. Höhlen- u. Karstforsch.*, **51** (4): 136 – 139, 6 Abb.; München.
- ROSENDAHL, W.; WREDE, V. (2001): Karsterscheinungen und Geotopschutz im nördlichen Sauerland. – *scriptum*, **8**: 85 – 98, 12 Abb.; Krefeld.
- ROSS, C. A.; ROSS, J. R. P. (1985): Late Paleozoic depositional sequences are synchronous and worldwide. – *Geology*, **13**: 194 – 197; Boulder, Colorado.
- SCHINDLER, E. (1990): Die Kellwasser-Krise (hohe Frasn-Stufe, Ober-Devon). – *Göttinger Arbeiten zur Geologie und Paläontologie*, **46**: 115 S.; Göttingen.
- SCHMIDT, W. E. (1905): Der oberste Lenneschiefer zwischen Letmathe und Iserlohn. – *Z. dt. geol. Ges.*, **57**: 498 – 566; Berlin.
- SCHÖLLMANN, L. (2005): Entstehung der Fossilagerstätte. – In: HENDRICKS, A. [Hrsg.]: Als Hagen am Äquator lag. Die Fossilien der Ziegeleigrube Hagen-Vorhalle: 40 – 41, 1 Abb.; Münster/Westf..
- SCHWEITZER, H.-J. (1990): Pflanzen erobern das Land. – *Kleine Senckenberg-Reihe*, **18**: 75 S.; Frankfurt/Main.
- STOPPEL, D.; KORN, D.; AMLER, M. R. W. (2006): Der Nord- und Nordostrand des Rheinischen Schiefergebirges und das zentrale Sauerland – In: Deutsche Stratigraphische Kommission [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland, VI: Unterkarbon (Mississippium). – *Schr.-R. dt. Ges. Geowiss.*, **41**: 330 – 357; Hannover.
- Suess, M. P. (2005): Zykltheme, Zyklen und Sequenzen – Steuernde Faktoren der Sedimentation im Ruhr-Becken. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland, V: Oberkarbon (Pennsylvanium). – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenb.*, **254**: 161 – 168; Frankfurt/Main.
- Suess, M. P.; DROZDZEWSKI, G.; SCHAEFER, A. (2007): Sedimentary Environment dynamics and the formation of coal in the Pennsylvanian Variscan foreland in the Ruhr basin (Germany, Western Europe). – *Internat. J. Coal. Geol.*, **69**: 267 – 287; Amsterdam.
- WALLISER, O. H. (1996): Global Events in the Devonian and Carboniferous. – In: WALLISER, O. H. [Hrsg.]: Global Events and Event Stratigraphy: 225 – 250; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- WITTEN, W. (1979): Stratigraphie, Sedimentologie und Paläogeographie der Kieselkalke im Unterkarbon II γ/δ – III γ/α des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges. – *Geol. Abh. Hessen*, **80**: 1 – 132; Wiesbaden.
- WREDE, V. (1987): Einengung und Bruchtektonik im Ruhrkarbon. – *Glückauf-Forsch.-H.*, **48**: 116 – 121; Essen.
- WREDE, V. (1992): Störungstektonik im Ruhrkarbon. – *Z. angew. Geol.*, **38**: 94 – 104; Hannover.
- WREDE, V. (2000): Struktureller Bau und Mächtigkeit des „Flözleeren“ (Namur A - C) im Raum Haßlinghausen (südliches Ruhrkarbon). – *Z. dt. geol. Ges.*, **151**: 171 – 185; Stuttgart.
- WREDE, V. (2003): Neue Festlegungen in der Oberkarbon-Stratigraphie. – *Glückauf-Forsch.-H.*, **64**: 13 – 17; Essen.
- WREDE, V. (2005 a): Thrusting in a folded regime: Fold Accomodation Faults in the Ruhr basin, Germany. – *J. Struct. Geol.*, **27**: 789 – 803; Amsterdam.
- WREDE, V. (2005 b) m. Beitr. von RIBBERT, K.-H.: Das Oberkarbon (Silesium) am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges (Ruhrkarbon). – In: Deutsche Stratigraphische Kommission [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland, V: Oberkarbon (Pennsylvanium). – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenb.*, **254**: 225 – 254; Frankfurt/Main.
- WREDE, V. (2010): Carboniferous and Coal in the Ruhr Valley. – *Schr.-R. dt. Ges. Geowiss.*, **66**: 226 – 236, 17 Abb.; Hannover.
- ZIEGLER, W. (1970) mit Beitr. von KAMP, H. von; REINHARDT, M.; SCHERP, A.; SCHMIDT, W.; WIRTH, W.: Erläuterungen zu Blatt 4713 Plettenberg. – *Geol. Kt. von Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>*, mit Erl., **4713**, 2. Aufl.: 179 S.; Krefeld.

Exkursion D

Reise in den Nationalen GeoPark Ruhrgebiet

Weltkulturerbe Zeche Zollverein · Infozentrum GeoPark Ruhrgebiet · Industriemuseum Zeche Nachtigall

VERA BARTOLOVIĆ, ULRIKE STOTTROP, UDO SCHEER, MICHAEL PETERS

Einleitung

Warum gibt es das Ruhrgebiet? Wieso leben hier mehr Menschen als in Deutschlands größter Stadt Berlin? Welche Rolle spielen Kohle, Erz oder Steinsalz? Die Bodenschätze der Metropole Ruhr sind das Hauptthema des Nationalen GeoParks Ruhrgebiet, dem weltweit ersten Geopark in einem urbanen Ballungsgebiet. Die Steinkohle war der wichtigste, aber nicht der einzige Rohstoff, der das Ruhrgebiet geprägt hat. Erze für die Hüttenindustrie, Salz als Chemierohstoff oder auch Sand und Kies für die Bauindustrie repräsentieren bis heute die Bedeutung der hier vorkommenden Bodenschätze.

Rohstoffland Ruhrgebiet, Geologie zum Anschauen lautet der Slogan, mit dem sich der GeoPark Ruhrgebiet vorstellt. Seine Gesteine dokumentieren 400 Mio. Jahre Erdgeschichte vom Devon bis ins Quartär. An gut Hundert zugänglichen Geotopen können Besucher die Gesteins- und Fossilienwelt erkunden. Drei herausragende Naturorte wurden im bundesweiten Wettbewerb als Nationale Geotope ausgezeichnet: das Muttental als Wiege des Steinkohlenbergbaus, das während dieser Exkursion besucht wird; die bizarre Karstlandschaft des Felsenmeeres in Hemer; die Ziegeleigrube Hagen-Vorhalle als Fundstätte der ältesten Fluginsekten der Erdgeschichte.

Der GeoPark Ruhrgebiet liegt auf der Grenze zwischen den deutschen Mittelgebirgen und dem norddeutschen Flachland. Der Süden ist geprägt durch die Mittelgebirgslandschaft des Ruhrtals. Das dortige Geopark-Wandereareal mit der 185 km langen GeoRoute Ruhr bietet viele Möglichkeiten für geologische, bergbau- und kulturgeschichtliche Touren. Nördlich der Ruhr bewegt sich der Besucher in einer Stadt-an-Stadt-Landschaft. Alte Industriebauten wie das UNESCO-Welterbe Zeche Zollverein – erster Haltepunkt dieser Exkursion – erstrahlen in neuem Glanz und laden in einzigartige Räume für Museen, Musik und Kunst ein. Im Norden des Geoparks beginnt das ländlich geprägte, flache Münsterland mit seinen kreidezeitlichen Ablagerungen und Spuren längst vergangener eisiger Zeiten. Die sehr gut ausgebaute Infrastruktur ist vor allem für geotouristische Radtouren geeignet.

Die große Zahl an Sehenswürdigkeiten geologischer Art oder der Industriekultur macht die Zusammenhänge zwischen den hier vorkommenden Bodenschätzen und der Entwicklung zum Ballungsraum Ruhrgebiet nicht nur dem Fachpublikum, sondern auch der breiten Öffentlichkeit anschaulich. Aus diesem Grunde wurde die Metropole Ruhr im Jahr 2006 als „Nationaler GeoPark Ruhrgebiet“ anerkannt. Träger des Nationalen GeoParks ist der Verein GeoPark Ruhrgebiet e. V., der im Jahr 2004 auf Initiative des Geologischen Dienstes NRW und des damaligen Kommunalverbandes Ruhrgebiet (heute Regionalverband Ruhr) ins Leben gerufen wurde. Im Trägerverein engagieren sich zahlreiche geowissenschaftliche Institutionen, Kommunen, Wirtschaftsbetriebe, Naturschutzorganisationen sowie Einzelpersonen, die als fachkompetentes Netzwerk gemeinsam daran arbeiten, den Geotopschutz, die geowissenschaftliche Bildung und Information sowie den Geotourismus innerhalb der Metropole Ruhr voranzutreiben. Die erneute Anerkennung als Nationaler GeoPark Ende 2011 durch die Experten der GeoUnion Alfred-Wegener-Stiftung bestätigt den bisherigen erfolgreich gegangenen Weg.

Weitere Informationen zum GeoPark Ruhrgebiet: www.geopark-ruhrgebiet.de



Abb. 1.:
 Kreise und Städte im GeoPark Ruhrgebiet, Exkursionspunkte (rot) Weltkulturerbe Zeche Zollverein: Ruhr Museum (1)
 und LWL-Industriemuseum Zeche Nachtigall / Infozentrum GeoPark Ruhrgebiet (2) (Grafik: GeoPark Ruhrgebiet e. V.)

Exkursionspunkte

Mit der Exkursion „Reise in den Nationalen GeoPark Ruhrgebiet“ werden zwei bedeutende Geopark-Mitgliedsinstitutionen und deren Standorte vorgestellt. Der erste Exkursionsstopp führt zum Ruhr Museum auf dem Gelände der UNESCO-Welterbestätte Zeche Zollverein in Essen (Abb. 1). Das Ruhr Museum präsentiert sich als Regionalmuseum und zeigt in seiner Dauerausstellung die Natur- und Kulturgeschichte des gesamte Ruhrgebietes. Es präsentiert sich als „Gedächtnis und Schaufenster der Metropole Ruhr“

Der Nationale Geotop Muttental mit dem dortigen LWL-Industriemuseum Zeche Nachtigall ist die zweite Lokalität der Exkursion. Dem Besucher bieten sich dort hervorragende Einblicke in Aufschlüsse des flözführenden Oberkarbons und in einen ausgebauten Bergwerksstollen. In eindrucksvoller Weise präsentiert das Industriemuseum den Übergang vom Stollen- zum Tiefbau der Steinkohlegewinnung an der Ruhr. Neben den geologischen Aufschlüssen und musealen Installationen wird während der Exkursion auch das künftige Infozentrum des Nationalen Geoparks Ruhrgebiet vorgestellt, das derzeit in der ehemaligen Museums-Cafeteria gebaut wird.

1 Weltkulturerbe Zeche Zollverein: Ruhr Museum

Einleitung

Eine Fläche von über 160 ha im Norden von Essen wird von einem gewaltigen Bergwerks-Komplex – Zollverein Schacht XII, Schachtanlage 1/2/8 und die Kokerei Zollverein – eingenommen. Im Jahr 1847 erfolgte die erste Schacht- abteufung, 1986 wurde die letzte Kohle zutage gefördert und im Jahr 1993 kam es zur Schließung der Kokerei. 2001 wurde die ehemals größte, modernste und weltweit produktivste Steinkohlenzeche schließlich in die UNESCO- Welterbeliste aufgenommen.

Das Ruhr Museum befindet sich in der Kohlenwäsche von Schacht XII, dem größten Gebäudekomplex der gesamten Industrieanlage. Es ist das einzige Regionalmuseum, das die gesamte Natur- und Kulturgeschichte des Ruhrgebietes als Dauerausstellung präsentiert. Vorgestellt werden Mythen, Phänomene und Strukturen, die Geologie, die vorindustrielle Zeit, die Geschichte der Industrialisierung und ihre Folgen sowie die Perspektiven für die Zukunft der Region. Das Ruhr Museum besitzt umfangreiche Sammlungen zur Geologie, Archäologie, Geschichte und Fotografie der Metropole Ruhr, die im Wesentlichen auf den Sammlungen des ehemaligen Ruhr- landmuseums der Stadt Essen beruhen.

Besichtigungstour

Während der Exkursion werden die Besucher zunächst einen eindrucksvollen Panoramablick vom Dach der Kohlenwäsche auf den Zollverein-Komplex und die umliegende Region genießen können. Dabei wird ein Einblick in die Geschichte von Zollverein und des Ruhrgebietes mit seinen charakteristischen Landschaftsmerkmalen gegeben. Anschließend führt die Tour weiter in die sich über drei Etagen erstreckende Dauerausstellung, wobei vor allem die geowissenschaftlichen Ausstellungsteile vorgestellt werden.

1.1 Panoramablick vom Dach der Kohlenwäsche: Zollverein-Komplex, Industrienatur und Industrielandschaft

Das Dach der Kohlenwäsche bietet einen spektakulären Blick über den Zollverein-Komplex und die Industrielandschaft des Ruhrgebietes (Abb. 2). Entgegen der allgemeinen Ansicht ist der Ballungsraum mit über 5 Mio. Einwohnern erstaunlich grün. Gut 60 % des Ruhrgebietes bestehen aus Wald-, Wasser- und Landwirtschaftsflächen. Innerhalb von nur 150 Jahren wurden im Ruhrgebiet über 7 Mrd. Tonnen Gestein bewegt, um 11 Mrd. Tonnen Steinkohle zu gewinnen. Die dabei entstandenen Bergsenkungsgebiete und Bergehalden haben eine für das Ruhrgebiet charakteristische Landschaft geschaffen. So zählen beispielsweise die weithin sichtbaren Halden zu den typischen und unverkennbaren morphologischen Kennzeichen der heutigen Metropole Ruhr. Einige von ihnen wurden mittlerweile künstlerisch gestaltet. Solche „Landmarken“ sind nicht nur bei Radsportlern und Wanderern bekannt, sondern sie dienen auch vielen Menschen als grüne Oasen zum ausruhen und relaxen.

Darüber hinaus sind durch Bergbau beeinflusste Landschaften auch das Ergebnis eines radikalen Eingriffs in die Oberflächengestalt der Erde. Infolge der Industriellen Revolution entwickelte sich im Ruhrgebiet die Flora und Fauna auf völlig neuen Böden. Durch die Bergbau- und Stahlindustrie wurden künstliche Bodenablagerungen geschaffen, die mit Aschen, Schlacken und Bergematerial angereichert waren und so zu neuen „industriebürtigen Substraten“ führten. Die Zusammensetzung der neuen Böden variiert auf kleinstem Raum, je nachdem welches Material an welcher Stelle abgelagert wurde. Dies bringt eine unwahrscheinlich große Vielfalt an Pflanzen- und Tierarten hervor, genau so auch auf dem hier zu sehenden Gelände der Zeche Zollverein. Es traten alle Arten der Besiedlung auf, von Pioniervegetation bis hin zu Wäldern. Die industrielle Flora umfasst unter anderem autochthone Urformen, solche, die sich nach der letzten Eiszeit angesiedelt haben, Arten, die sich im 16. Jahrhundert entfalteteten, und Arten, die mit dem Einsetzen der Industrialisierung auftauchten. Auf den Besucherstegen, einem auf Stelzen gelegenen Rundkurs, erhält man einen Überblick über das Werksgelände. Auf den Schotterpisten unterhalb der Stege ist eine Pioniervegetation, unter anderem bestehend aus *Echium vulgare* „Natterkopf“, Buddleja „Schmetterlingsstrauch“ und *Oenothera biennis* „Nachtkerze“, zu sehen.



Abb. 2:

Die Weltkulturerbestätte Zeche Zollverein im Zentrum des Ruhrgebietes (Foto: PETER WIELER)

1.2 Ruhr Museum: Dauerausstellung Natur. Kultur

Das Ruhr Museum präsentiert sich als Gedächtnis und Schaufenster der Metropole Ruhr. Es wurde am 10. Januar 2010 in einem der größten und repräsentativsten Industriegebäude des Ruhrgebietes, der Kohlenwäsche der Zeche Zollverein/Schacht XII, für die Besucher eröffnet. In einem integrativen Ausstellungskonzept, das die Natur- und Kulturgeschichte miteinander verbindet, wird die gesamte Geschichte des Ruhrgebiets von der Entstehung der Kohle vor über 300 Mio. Jahren bis zum heutigen Strukturwandel zur Metropole Ruhr dargestellt. Drei Ausstellungsebenen sind dabei den Kategorien GEGENWART, GEDÄCHTNIS und GESCHICHTE zugeordnet.

Der Museumsrundgang folgt dem ehemaligen Weg der Kohle. Ziemlich ungewöhnlich für ein historisches Museum, beginnt der Rundgang in der GEGENWART. Denn das Ruhrgebiet ist eine Region, die sich stetig verändert und immer wieder neu erfindet. Präsentiert wird die Gegenwart auf der sogenannten 17-Meter-Ebene der Kohlenwäsche, einer großen Maschinenbühne zur Sortierung des Nebengesteins der Kohle. Sie zeigt die Bilder und Vorstellungen vom Ruhrgebiet, die Mythen und Klischees, die heute sichtbaren Phänomene und die ihm zugrunde liegenden Strukturen. Und die Gegenwart erzählt auch von den grundlegenden Erfahrungen und Erinnerungen der Bevölkerung im Ruhrgebiet sowie von den Spuren, welche die Erdgeschichte über Jahrmillionen im Revier hinterlassen hat.

Die 12-Meter-Ebene der Kohlenwäsche, wo einst vor allem die Kohle zwischengelagert wurde, ist der vorindustriellen Geschichte vom Paläolithikum bis in das frühe 19. Jahrhundert gewidmet. Begrüßt werden die Besucher von den Zeugen der letzten Eiszeit: Findlinge, Mammut, Wollnashorn und Co. Fensterlose ehemalige Kohlebunker dienen symbolisch als Speicher des vormodernen kulturellen GEDÄCHTNISSES der Region. Das Thema der vorindustriellen Zeit wird mit historischen Aufnahmen verschiedener Städte, archäologischen Funden, Fossilien aus dem Perm, dem Tertiär und vor allem der Kreide-Zeit vermittelt (Abb. 3). Die Objekte scheinen über den offenen Kohlebunkern zu schweben.

Die 6-Meter-Ebene, auf welcher einst die Kohle verteilt und schließlich abtransportiert wurde, präsentiert schließlich die dritte Ausstellungskategorie, die GESCHICHTE des Ruhrgebietes, beginnend mit der Industrialisierung vor über 200 Jahren. Sie verwandelte die ehemalige Agrarlandschaft in die größte Montanregion Europas und danach in einen modernen Wirtschafts- und Dienstleistungsraum, die Metropole Ruhr. Dieser gewaltige Umwälzungsprozess wird entlang einer 90 m langen Raumachse präsentiert. Auf einen erdgeschichtlichen Prolog (Abb. 4) über die Entstehung der Kohle vor 300 Mio. Jahren folgt der dramatische Prozess der Industrialisierung mit den Anfängen im 18. Jahrhundert, den Durchbrüchen zur Verhüttung von Erzen, dem Höhepunkt in der Hochindustrialisierung, den Zerstörungen in zwei Weltkriegen und dem anschließenden Wiederaufbau bis hin zum noch andauernden Strukturwandel. Ein Epilog zieht Bilanz und versucht einen Ausblick auf die Zeit nach der Nutzung fossiler Energie.



Abb. 3:
12-m-Ebene: Ammoniten aus dem Campan in einem ehemaligen Kohlebunker
(Foto: BRIGIDA GONZÁLES)



Abb. 4:
6-m-Ebene: Prolog – Karbonzeitliche Pflanzenfossilien
(Foto: BRIGIDA GONZÁLES)

2 LWL-Industriemuseum Zeche Nachtigall und Infozentrum GeoPark Ruhrgebiet

Einleitung

Die zweite Lokalität der Exkursion führt in das Muttental nach Witten und dort auf das Gelände der ehemaligen Zeche Nachtigall, einem von insgesamt acht Standorten des LWL-Industriemuseums (Abb. 5).

Die Zeche Nachtigall zählt zu den ehemals ältesten Tiefbauzechen im Ruhrgebiet. Nach der Stilllegung Ende des 19. Jahrhunderts wurden auf dem Zechengelände eine Ziegelei und ein Steinbruch in Betrieb genommen. Der Steinbruch nutzte die Ton- und Sandsteine der hier entstandenen Witten-Formation (Westfalium A). Für die Ziegelei fand zeitweilig ein Nachlesebergbau auf Steinkohle statt. Das Industriemuseum thematisiert die verschiedenen rohstoffwirtschaftlichen Nutzungen und schafft mit den für Besucher zugänglichen Aufschlüssen „Nachtigallstollen“, „Dünkelberg-Stollen“ sowie mit dem „Steinbruch Dünkelberg“ und dem Sandsteinbruch auf der Nordseite des Hettbergs ein hervorragendes Ensemble geologischer Sehenswürdigkeiten, die im Jahr 2006 in die Liste der „Nationalen Geotope“ aufgenommen wurden (LOOK et al. 2007).

Die Zeche Nachtigall ist idealer Ausgangspunkt für eine Wanderung auf dem 6 km langen Bergbaurundweg (KOETTER 2001). Der Weg ist Teil der GeoRoute Ruhr, einer vom Geopark installierten 185 km langen geotouristischen Wanderstrecke längs des Ruhrtals zwischen Mülheim im Westen und Schwerte im Osten. Die GeoRoute Ruhr wurde im Jahr 2009 eröffnet. Sie verknüpft weitere 22 Themenpfade zu einem großen Wanderwegenetz von über 300 km, das fast den gesamten Süden des Geoparks abdeckt (MÜGGE-BARTOLOVIĆ 2010; Wrede & MÜGGE-BARTOLOVIĆ 2012).

Besichtigungstour

2.1 Dampfmaschine

2.2 Schacht Herkules

2.3 Ziegelei-Ringofen

2.4 Besucherbergwerk Nachtigallstollen und Dünkelbergstollen

2.5 Steinbruch Dünkelberg und Sandsteinbruch an der Nordseite des Hettbergs

2.6 Infozentrum GeoPark Ruhrgebiet

Die Zeche Nachtigall präsentiert mit ihren Ausstellungsbereichen vor allem die Entwicklung des Bergbaus vom Stollenbau bis zum Tiefbau im Ruhrtal. Das ehemalige Bergwerk entwickelte sich aus einer 1714 erstmals erwähnten Kleinzeche, die 1832 vom Stollenbau zum Tiefbau wechselte und fortan Dampfmaschinen zur Wasserhaltung und Kohlenförderung einsetzte. Im Maschinenhaus steht eine der ältesten Dampffördermaschinen (aus dem Jahr 1887) des Reviers, die regelmäßig vorgeführt wird (Abb. 6).

Auf dem Museumsgelände befindet sich im Bereich des Schachtes Herkules, dessen Schachttöpfung restauriert ist, der Ringofen der Ziegelei Dünkelberg. Die Verbindung zwischen der Ziegelei und dem rohstoffliefernden



Abb. 5:
Historische Betriebsgebäude der Zeche Nachtigall und der Ziegelei Dünkelberg auf dem Gelände des heutigen LWL-Industriemuseums Zeche Nachtigall
(Foto: LWL-Industriemuseum Zeche Nachtigall)



Abb. 6:
Funktionsfähige Dampfmaschine aus dem Jahr 1887 im alten Schachtgebäude von Schacht Herkules. Die Dampfmaschine war zuletzt auf der Zeche Prosper-Haniel in Bottrop im Einsatz. (Foto: VOLKER WREDE)

Steinbruch stellte der Nachtigallstollen her. Dieser 130 m lange ehemalige Stollen durch den Hettberg ist heute als Besucherbergwerk eingerichtet. Dort sind verschiedene bergmännische Ausbau-Arten und die im Steinbruch aufgeschlossene Schichtenfolge zu sehen. Im nördlichen Teil zweigt vom Hauptstollen eine Flözstrecke im Flöz Mentor ab. Hier kann der Besucher die Arbeitsbedingungen im Kohlebergbau vergangener Tage erleben. Einen Überblick über den Steinbruch Dünkelberg am Hettberg bekommt man am ehesten von der gegenüberliegenden Talseite (Abb. 7). Markant tritt an der Steinbruchoberkante der Finefrausandstein hervor. Der Sandstein überlagert direkt das dünne Kohleflöz Mentor. Im mittleren Teil des Steinbruchs verwerfen Querstörungen die Schichtenfolge, die mit 20° nach Nordwesten hin einfällt. Der Aufschluss liegt an der Nordflanke des Herbeder Sattels. Ganz an der Basis der Steinbruchwand findet sich im Osten des Aufschlusses am Mundloch des Dünkelbergstollens ein Restpfeiler des sonst vollständig abgebauten 1,5 m mächtigen Flözes Geitling 1.

Darüber folgt im Profil ein ca. 10 m mächtiger Abschnitt einer tonig-schluffigen Abfolge, die nach oben in eine rhythmische Wechsellagerung von feinsandigen Schluff- und Feinsandsteinen übergeht. Sie enthält eine auffallend gelb verwitternde, vormals Fe-ankeritisch zementierte Sandsteinbank. Dieser Abschnitt wurde auf der Überflutungsebene oder in einer Lagune abgelagert und ist nach oben hin gezeitenbeeinflusst (CONZE et al. 1988).

Der darüber folgende Abschnitt ist eine ca. 20 m mächtige tonige Folge, die von anfänglich marinen zu brackischen Sedimenten übergeht. An ihrer Basis liegt das Flözniveau Geitling 2 mit nur wenigen Wurzelresten. In der Nachbarschaft ist Flöz Geitling 2 auch als dünnes Kohleflöz entwickelt. Der schwach marine Geitling-2-Horizont enthält hier marine Muscheln und Wurmsspuren von *Planolites ophthalmoides*. Dieser Horizont belegt eine marine Überflutung, in deren Folge möglicherweise hier die Ausbildung des Kohleflözes Geitling 2 aussetzte. Nach oben wird die Tonfolge von dem 0,3 m mächtigen Flöz Mentor (Geitling 3) mit sandigem Wurzelboden abgeschlossen. Den obersten Abschnitt bildet der Finefrausandstein. Er ist ein konglomeratischer Mittelsandstein, der aus Großrippellagen und erosiven Trögen nach Art von verzweigten Flusssystemen besteht. Große Treibhölzer sind häufig. Die Schüttung der Sandsteine erfolgte überwiegend nach Westen.

Der Ablagerung des Finefrausandsteins ging infolge eines Meeresspiegeltiefstands eine tief greifende Erosion des Ruhrbeckens voraus. Beim erneuten Meeresspiegelanstieg wurden die eingeschnittenen Täler mit Sanden und Kiesen aufgeschüttet. So hat WENDT (1965) zwischen Bochum und Essen im Niveau des Finefrausandsteins ein 20 m tief eingeschnittenes und mehrere Kilometer breites Tal nachgewiesen. Es verläuft etwa parallel der heutigen Ruhr und hatte sich bis an das Liegende von Flöz Mentor eingeschnitten. Das „Finefrau-Tal“ wurde vollständig mit Sanden und Kiesen aufgefüllt. Umso erstaunlicher ist, dass das Flöz Mentor an der Basis des Finefrausandsteins nirgendwo im Bereich des Steinbruchs abgetragen wurde. Vermutlich war die Zähigkeit des Torfes der Grund, warum trotz starker Erosionskraft das Torfmoor weitgehend erhalten blieb.

Der Finefrausandstein, der im Steinbruch Dünkelberg die Bergkuppe bildet, befindet sich auf der Nordseite des Hettbergs im Niveau des Zechenplanums und darunter. Dort ist im Keller des Zechengebäudes auch das stratigraphisch darüber liegende Flöz Finefrau aufgeschlossen.



Abb. 7:
Felswand im ehemaligen Steinbruch Dünkelberg mit dem Kohleflöz Mentor der Witten-Formation
(Foto: VOLKER WREDE)



Abb. 8:
Flöz Geitling 1 am Mundloch des Dünkelbergstollens
(Foto: MARKUS STÜBER-DELHEY)

2.6 Infozentrum GeoPark Ruhrgebiet im LWL-Industriemuseum Zeche Nachtigall

Das Ruhrgebiet trägt seit dem Jahr 2006 den Titel Nationaler GeoPark. Damit gehört die Metropole Ruhr neben der Vulkaneifel, dem Rieskrater oder der Schwäbischen Alb zu den spannendsten Geo-Regionen Deutschlands, die für Besucher zugänglich und erlebbar sind.

Zu den bisherigen Erfolgen zählen unter anderem die Installation der Wanderstrecke GeoRoute Ruhr sowie eine umfangreiche Palette an Printmedien und Veranstaltungen. Als nächstes Etappenziel wird die Einrichtung eines zentralen Infozentrums für Geopark-Besucher im Hauptgebäude des LWL-Industriemuseums Zeche Nachtigall in Witten anvisiert. Aktuell werden erste Baumaßnahmen durchgeführt. Während der Exkursion wird es die Möglichkeit geben, eine Vorschau auf das künftige Infozentrum zu bekommen.

Gemäß dem Motto des Geoparks sind die Bodenschätze der Region, deren Entstehung, Verwendung und Bedeutung das Hauptthema im Infozentrum. Daneben sollen dem Besucher auch Einblicke in die Grundlagen der Geologie (z. B. Gesteinskreislauf) angeboten werden, um damit das Verständnis für die Geowissenschaften zu fördern. Als herausragendes Beispiel für Ausflugsziele im Geopark wird ein Fokus auf den angrenzenden Nationalen Geotop Muttental gesetzt.

Das Infozentrum ist als eine Ausstellung mit zahlreichen Exponaten, Modellen und multimedialer Präsentationen konzipiert. Unter anderem werden Rohstoffproben und -produkte, Gesteine und Fossilien, ein Landschaftsmodell der Karbon-Zeit sowie ein zentraler Tischblock präsentiert, der die Geologie des Ruhrgebietes als 3D-Block veranschaulicht. Das Infozentrum GeoPark Ruhrgebiet wird im Jahr 2014 eröffnet.

Literatur

- BORS DORF, U.; GRÜTTER, H. T. [Hrsg.] (2010): Ruhr Museum. Natur, Kultur, Geschichte. – Ausstellungskatalog: 409 S.; Essen (Klartext).
- CONZE, R.; KRAFT, O.; STREHLAU K. (1988): Typische Sedimentfolgen im südlichen Ruhrkarbon (Namur C u. Westfal A). – Sediment, '88, Bochum, **Exk. A:** 57 S.; Bochum.
- DETTMAR, J. (2005): Forests for Shrinking Cities? The Project "Industrial Forests of the Ruhr". – In: KOWARIK, I.; KÖRNER, S. [Hrsg.]: Wild Urban Woodlands – New Perspectives for Urban Forestry. – 263 – 277; Berlin/Heidelberg/New York.
- GÜNTER, R.; GÜNTER, J.; LIEDTKE, P. (2007): Industrie-Wald und Landschafts-Kunst im Ruhrgebiet. – 432 S.; Essen (Klartext).
- KEIL, A. (2005): Use and Perception of Post-Industrial Urban Landscapes in the Ruhr. – In: KOWARIK, I.; KÖRNER, S. [Hrsg.]: Wild Urban Woodlands – New Perspectives for Urban Forestry: 117 – 130; Berlin/Heidelberg/New York.
- KOETTER, G. (2001): Bergbau im Muttental. – Geologie und Geschichte des Wittener Bergbauwanderwegs. – 198 S., 108 Abb.; Witten.
- LOOK, E.-R.; QUADE, H.; MÜLLER, R. (2007): Faszination Geologie. Die bedeutendsten Geotope Deutschlands, 2. Aufl.: 175 S.; Stuttgart.
- MÜGGE-BARTOLOVIĆ, V. (2010): GeoRoute Ruhr. Durch das Tal des schwarzen Goldes. Der geotouristische Wanderweg von Mülheim bis Schwerte. Maßstab 1 : 30.000.– 112 S; Essen.
- STOTTROP, U.; SCHEER, U. (1994): 90 Jahre Ruhrlandmuseum Essen – Die Geowissenschaftliche Sammlung. – Mitteilungen, **12:** 117 – 139; Essen.
- STOTTROP, U. [Hrsg.] (2000): Unten und Oben. Die Naturkultur des Ruhrgebiets. – Ausstellungskatalog: 320 S.; Bottrop (Pomp).
- STOTTROP, U. (2004): Die naturwissenschaftliche Sammlung des Ruhrlandmuseums im Wechselspiel mit den spezifischen Voraussetzungen einer Industrielandschaft. – Tauschbörse. Mitt. d. Fachgr. Naturwiss. Museen im DMB, **22:** 18 – 22.
- STOTTROP, U. (2007): „Nature-Culture“ in a high-density industrial area: new strategies for collecting and exhibiting. – Natural History Committee newsletter, **21.**
- WENDT, A. (1965): Der Finefrausandstein – Sedimentation und Epirogenese im Ruhrkarbon. – Forsch.- Ber. Land Nordrh.-Westf., **1396:** 48 S.; Köln, Opladen.
- WREDE, V.; MÜGGE-BARTOLOVIĆ, V. (2012): GeoRoute Ruhr – a Network of Geotrails in the Ruhr Area National GeoPark, Germany. – Geoheritage (DOI) 10.1007/s12371-012-0057-1

Anschriften der Autoren

Integrierte geologische Landesaufnahme aktueller Projekte

Dipl.-Geol'in Ursula Pabsch-Rother

Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen, De-Greiff-Str. 195, 47803 Krefeld, E-Mail: ursula.pabsch-rother@gd.nrw.de

Rohstoffkarte für Locker- und Festgesteine in NRW als Basis für ein Abgrabungsmonitoring

Ingo Schäfer

Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen, De-Greiff-Straße 195, 47803 Krefeld, E-Mail: rohstoffe@gd.nrw.de

Karte der Erosionsgefährdung von Ackerböden in NRW

Dipl.-Geogr. Dirk Elhaus

Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen, De-Greiff-Str. 195, 47803 Krefeld, E-Mail: dirk.elhaus@gd.nrw.de

Gebietsmonographie „Die Böden im Sauer- und Siegerland“ – Ergebnisse von über 50 Jahren bodenkundlicher Landesaufnahme

Dipl.-Geol. Dr. Reinhold Roth

Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen, De-Greiff-Str. 195, 47803 Krefeld, E-Mail: reinhold.roth@gd.nrw.de

Aktuelle Themen aus der Landesaufnahme Schleswig-Holsteins

Dr. Alf Grube,

*Landesamt für Landwirtschaft, Umwelt und Ländliche Räume des Landes Schleswig-Holstein, Geologischer Dienst,
Hamburger Chaussee 25, 24220 Flintbek, E-Mail: alf.grube@llur.landsh.de*

Pingo-Ruinen in NW-Niedersachsen (Geotop – Biotop – Bodendenkmal)

Axel Heinze

Museum „Leben am Meer“, Benersieler Str. 1, 26427 Esens, E-Mail: axel.heinze@gmx.de

Martina Tammen

Museum „Leben am Meer“, Benersieler Str. 1, 26427 Esens, E-Mail: Mar.ta@online.de

Die quartäre Abfolge der Forschungsbohrung Garding aus Schleswig-Holstein

Prof. Dr. Manfred Frechen

Leibniz Institute for Applied Geophysics (LIAG), Stilleweg 2, 30655 Hannover, E-Mail: Manfred.Frechen@liag-hannover.de

Die Mittelterrassen des Rheins zwischen Bonn und Bocholt

Dipl.-Geol. Fritz Jansen

Sternstr. 151, 47918 Tönisvorst

Dipl.-Geol. Dr. Georg Schollmayer

Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen, De-Greiff-Str. 195, 47803 Krefeld, E-Mail: georg.schollmayer@gd.nrw.de

Reichswald- und Bönninghardt-Sander und ihre mränales Deckschichten (Linker Niederrhein)

Dipl.-Geol. Dr. Klaus Skupin

Leipziger Str. 126, 47918 Tönisvorst, E-Mail: klaus.skupin@unitybox.de

Dipl.-Geow.'in Janine Meinsen

Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG), Stilleweg 2, 30655 Hannover

Oberdevonzeitliche Tektonik und Verkarstung im Wülfrather Massenkalk

Dipl.-Geol. Dr. Dierk Juch

Westparkstr. 81, 47803 Krefeld, E-Mail: dierk.juch@t-online.de

Dipl.-Geol. Dr. Günter Drozdowski

Erftweg 41, 47807 Krefeld, E-Mail: Guenter.Drozdowski@gmx.de

Die Datenbank „LithoLex“, ein Lexikon lithostratigraphischer Einheiten in Deutschland

Dipl.-Geol. Dr. Martin Hiß,

Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen, De-Greiff-Str. 195, 47803 Krefeld, E-Mail: martin.hiss@gd.nrw.de

Ableitung von Korngrößenverteilungen aus textbasierten Bohrgutbeschreibungen zur flächenhaften Abschätzung von Rohstoffvorkommen und Baugrundeigenschaften

Dr. Michael Naumann, Joachim Fritz, Dr. Carsten Schwarz

Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie, Stilleweg 2, 30655 Hannover, E-Mail: Michael.Naumann@lbeg.niedersachsen.de

3D-PDF – Frei zugängliches Mittel zur Publizierung von geologischen Objekten am Beispiel des GTA3D

Mark-Fabian Slaby, Rüdiger Reimann

Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie, Stilleweg 2, 30655 Hannover,

E-Mail: mark-fabian.slaby@lbeg.niedersachsen.de; ruediger.reimann@lbeg.niedersachsen.de

Das 3D-Modell des tieferen Untergrundes vom „Entenschnabel“ (Deutsche Nordsee)

Carolin Schmidt, Katrin Lademann

Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie, Stilleweg 2, 30655 Hannover,

E-Mail: Carolin.Schmidt@lbeg.niedersachsen.de; Katrin.Lademann@lbeg.niedersachsen.de

Ein geologisch-hydrogeologisches 3D-Großraummodell des Känozoikums und Mesozoikums von Ostbrandenburg und Ergebnisse hydrogeologischer Untersuchungen und Modellierungen der Süß-Salzwasserdynamik

Silvio Janetz, Ricarda Endler, Christoph Jahnke

Lehrstuhl Umweltgeologie, Brandenburgische Technische Universität Cottbus, Erich-Weinert-Str. 1, 03046 Cottbus,

E-Mail: janetz@tu-cottbus.de

Neue Lithostratigraphie und ein geologisches 3D-Modell des nördlichen Oberrheingrabens

Dr. Christian Hoselmann

Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie (HLUG), Rheingaustraße 186, 65203 Wiesbaden,

E-Mail: christian.hoselmann@hlug.hessen.de

Dr. Rouven Lehné

Technische Universität Darmstadt, Institut für Angewandte Geowissenschaften, Schnittspahnstraße 9, 64287 Darmstadt,

E-Mail: lehne@geo.tu-darmstadt.de

Ergebnisse der Neuaufnahme der Geologischen Karte von Sachsen-Anhalt (GK 25) Blatt 4635 Querfurt

Konrad Schuberth

Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt, Köthener Straße 38, 06118 Halle (Saale),

E-Mail: schuberth@lagb.mw.sachsen-anhalt.de

Die Erstellung der digitalen Geologischen Übersichtskarte von Sachsen-Anhalt auf Basis der GÜK 200

K.-Jörg Hartmann, Dr. Stefan Wansa

Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt, Postfach 156, 06035 Halle,

E-Mail: Hartmann@lagb.mw.sachsen-anhalt.de; Wansa@lagb.mw.sachsen-anhalt.de

Das neue Blatt 3135 Leppin (Altmark) der Geologischen Karte 1 : 25 000 von Sachsen-Anhalt

Ljuba Stottmeister, Ines Heibert

Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt, Köthener Straße 38, 06118 Halle (Saale),

E-Mail: stottmeister@lagb.mw.sachsen-anhalt.de

Kernbohrungen für die 3D-Modellierung in Ostfriesland

Herbert Röhm

Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie, Stilleweg 2, 30655 Hannover, E-Mail: Herbert.Roehm@lbeg.niedersachsen.de

Hydrogeologische Karte von Niedersachsen 1 : 50 000 – Lage der Grundwasseroberfläche

Melanie Witthöft

Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie, Stilleweg 2, 30655 Hannover, E-Mail: melanie.witthoeft@lbeg.niedersachsen.de

3D-Modellierung quartärzeitlicher Lockersedimente und Abgrenzung von Grundwasserversalzung in Niedersachsen mithilfe geophysikalischer Befliegungsdaten

Jörg Elbracht, Gabriele Ertl, Nico Deus

Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG), Referat Hydrogeologie, Stilleweg 2, 30655 Hannover,

E-Mail: joerg.elbracht@lbeg.niedersachsen.de

Jennifer Klimke

Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Stilleweg 2, 30655 Hannover

Helga Wiederhold

Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik (LIAG,) GeoZentrum Hannover, Stilleweg 2, 30655 Hannover

Das Pliozän ist nicht zu fassen!

Angelika Köthe, Herbert Röhm, Melanie Thomas

Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Stilleweg 2, 30655 Hannover, E-Mail: Angelika.Koethe@bgr.de

Bohrprogramm Lockergesteine und Quartärbasis Niedersachsen: Ein Aufgabenfeld der geologischen Landesaufnahme

Janine Meinsen, Kerstin Fischer, Rüdiger Koch, Asdis Oelrich, Guntram Herrendorf, Wolfgang Poßin, Carsten Schwarz

Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG), Stilleweg 2, 30655 Hannover, E-Mail: janine.meinsen@lbeg.niedersachsen.de

Spuren des Strontianit-Abbaus im Münsterland (ein weitgehend vergessenes Montanerbe birgt aktuelle Georisiken)

Dr. Manfred Dölling, Dipl.-Geogr. Andreas Lenz, Dr. Ludger Krahn

Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen, De-Greif-Str. 195, 47803 Krefeld, E-Mail: manfred.doelling@gd.nrw.de

Expositionsdatierung von Geschieben in Nordostdeutschland mit kosmogenem Beryllium-10

Dr. Andreas Börner

Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie (LUNG) Mecklenburg-Vorpommern, 18263 Güstrow, Germany,

E-Mail: andreas.boerner@lung.mv-regierung.de

Vincent Rinterknecht

School of Geography and Geosciences, University of St Andrews, KY16 9AL St Andrews, Scotland, UK

Didier Bourlès, Régis Braucher

CEREGE-CNRS-Université Aix-Marseille III, Plateau de l'Arbois, BP80, F-13545 Aix en Provence, France

Faszination Rheingerölle

Dipl.-Geogr. Hans Baumgarten

Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen, De-Greif-Str. 195, 47803 Krefeld; baumgarten@gd.nrw.de

Palaeogeographical reconstruction of the valley evolution since LGM and evolution of the Holocene Rhine-Meuse delta, The Netherlands

K.M. Cohen

Department of Physical Geography, Faculty of Geosciences, Utrecht University, Netherlands, E-Mail: k.m.cohen@uu.nl; TNO Geological Survey of the Netherlands, Utrecht, Netherlands; Deltares Research Institute, Unit BGS, Utrecht, The Netherlands

E. Stouthamer, W. Z. Hoek, A. H. Geurts, H. J. Pierik, L. J. Taal

Department of Physical Geography, Faculty of Geosciences, Utrecht University, Netherlands.

E-Mail: e.stouthamer@uu.nl; w.z.hoek@uu.nl

M. Janssens, C. Kasse

Faculty of Earth- and Lifesciences, Vrije Universiteit Amsterdam, Netherlands

F. S. Busschers

TNO Geological Survey of the Netherlands, Utrecht, Netherlands

M. P. Hijma

Deltares Research Institute, Unit BGS, Utrecht, The Netherlands

G. Erkens

Deltares Research Institute, Unit BGS, Utrecht, The Netherlands

Department of Physical Geography, Faculty of Geosciences, Utrecht University, Netherlands

Exkursion A

Tertiär (Paläogen und Neogen) in der Niederrheinischen Bucht

Stratigraphie · Paläontologie · Paläontologische Bodendenkmalpflege · Befahrung Braunkohlentagebau · Lagerstätte

Dr. Martin Salamon, Dipl.-Geol. Christoph Hartkopf-Fröder

Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen, De-Greif-Str. 195, 47803 Krefeld, E-Mail: martin.salamon@gd.nrw.de

Exkursion B

Quartär am Niederrhein

Die pleistozäne Landschaftsentwicklung am Niederrhein – Einblicke in die Vergangenheit einer Eiszeitlandschaft

Dipl.-Geol. Dr. Klaus Skupin,

Leipziger Str. 126, 47918 Tönisvorst, E-Mail: klaus.skupin@unitybox.de

Dipl.-Geol. Dr. Georg Schollmayer

Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen, De-Greif-Str. 195, 47803 Krefeld, E-Mail: georg.schollmayer@gd.nrw.de

Dipl.-Geow.'in Janine Meinsen

Landesamt für Bergbau, Energie u. Geologie (Niedersachsen), Stilleweg 2, 30655 Hannover

Exkursion C

Vom Devon ins Karbon

Regionale Geologie des Ruhrgebiets · Stratigraphie · Tektonik · Geotope

Dr. Volker Wrede, Dr. Matthias Piecha

Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen, De-Greif-Str. 195, 47803 Krefeld

E-Mail: matthias.piecha@gd.nrw.de; volker.wrede@gd.nrw.de

Exkursion D

Reise in den Nationalen GeoPark Ruhrgebiet

Weltkulturerbe Zeche Zollverein · Infozentrum GeoPark Ruhrgebiet · Industriemuseum Zeche Nachtigall

Dipl.-Geol.'in Vera Bartolović

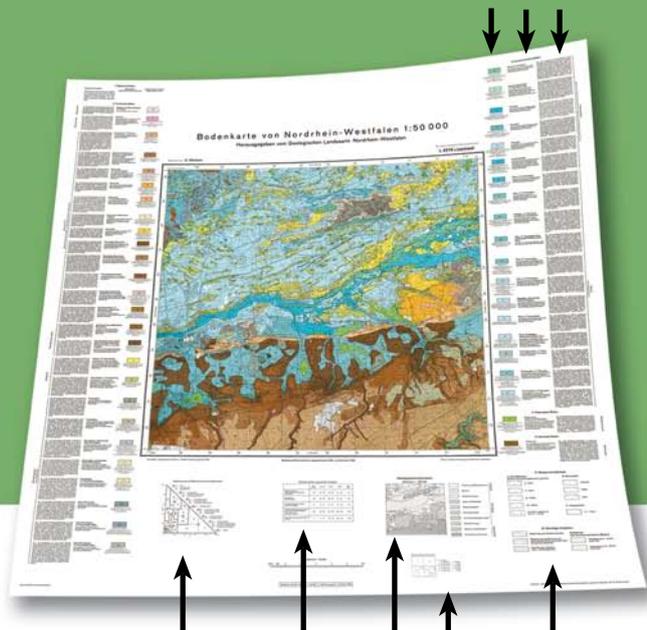
GeoPark Ruhrgebiet e.V., c/o Geologischer Dienst NRW, De-Greif-Str. 195, 47803 Krefeld, E-Mail: bartolovic@gd.nrw.de

Dipl.-Geol.'in Ulrike Stottrop, Dipl.-Geol. Udo Scheer

Stiftung Ruhr Museum, Fritz-Schupp-Allee 15, 45141 Essen, E-Mail: ulrike.stottrop@ruhrmuseum.de, E-Mail: udo.scheer@ruhrmuseum.de

M. A. Michael Peters

LWL-Industriemuseum Zeche Nachtigall, Nachtigallstraße 35, D-58452 Witten, E-Mail: michael.peters@lwl.org



Neuerscheinung

SONDERVERÖFFENTLICHUNG

2014

120 S., 20 Abb., 35 Tab., 81 S. im Anh.

ISBN 978-3-86029-712-4

Preis 19,50 € (inkl. 7 % MwSt.)

Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000

BK 50 NRW

Neben Wasser und Luft ist der Boden das dritte Umweltmedium. Er zählt zu den kostbarsten Gütern der Menschheit. Als Teil des Ökosystems sind Böden Lebensgrundlage und Lebensraum für Menschen, Tiere und Pflanzen. Sie speichern Wasser und Nährstoffe, sind Grundlage der Land- und Forstwirtschaft und schützen unser Grund- und Trinkwasser. Aber sie sind empfindlich und nicht vermehrbar. Deshalb sind Böden vor Nutzungen zu schützen, die ihre Eigenschaften nachhaltig ändern oder zerstören. Aber: Nur wer den Boden kennt, kann ihn schützen!

Ein wesentliches Werkzeug, den Boden in seinen Eigenschaften zu erkennen und zu erfassen, ist die vom GD NRW herausgegebene Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000 (BK 50). Sie beschreibt in einheitlicher Weise den Bodenaufbau bis in maximal 2 m Tiefe. Die Karte liegt landesweit flächendeckend in analoger und – als Informationssystem Bodenkarte 1 : 50 000 – in digitaler Form vor.

Die vorliegende Sonderveröffentlichung erklärt ausführlich den Inhalt und Aufbau sowohl der gedruckten als auch der digitalen Variante des Kartenwerks. Sie gibt den interessierten Bürgern und den Entscheidungsträgern in der Verwaltung detailliert Auskunft über die Verbreitung der Böden, ihre natürlichen Funktionen, ihre Funktionen in der Natur- und Kulturgeschichte sowie in der land- und forstwirtschaftlichen Nutzung.



scriptum

Arbeitsergebnisse aus dem Geologischen Dienst Nordrhein-Westfalen (ehemals Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen) ISSN 1430-5267. Die Hefte sind zu beziehen beim Geologischen Dienst Nordrhein-Westfalen – Landesbetrieb –, Postfach 10 07 63, 47707 Krefeld, Fon 02151 897-210 oder -212, Fax 02151 897-428. In dieser Reihe sind bisher erschienen:

Heft 1

75 S., 5 Abb.; Krefeld 1996

Gert Michel; Ulrich Adams; Georg Schollmayer: Grundwasser in Nordrhein-Westfalen. Eine Bibliographie zur regionalen Hydrogeologie
Best.-Nr. 8000 € 7,-

Heft 1 ist auch als Datei mit einem dazugehörigen Installationsprogramm auf Diskette erhältlich. Die digitale Fassung ist geeignet für alle PCs, die mit einer MS-Windows-Version ab 3.1 ausgestattet sind. Heft und Diskette: Best.-Nr. 8002 € 12,-

Heft 2

83 S., 34 Abb., 9 Tab., 4 Anl.; Krefeld 1997

Fünf Beiträge zur Geologie und Bodenkunde **vergriffen**

Heft 3

94 S., 23 Abb., 27 Tab., 12 Taf., 10 Anl.; Krefeld 1998

Reinhold Strotmann: Hydrologische Auswirkungen der Siedlungsentwicklung auf den Wasserkreislauf der Stadt Krefeld (1800 – 1995)
Best.-Nr. 8004 € 7,-

Heft 4

85 S., 30 Abb., 2 Tab., 5 Taf.; Krefeld 1999

Vier Beiträge zur Geologie und Bodenkunde Best.-Nr. 8005 € 7,-

Heft 5

57 S., 23 Abb., 6 Tab.; Krefeld 1999

Zwei Beiträge zur Hydrogeologie Best.-Nr. 8006 € 7,-

Heft 6

53 S., 21 Abb., 5 Tab.; Krefeld 2000

Kies- und Sandgewinnung – Fachbeiträge zur Rohstoffsicherung in Nordrhein-Westfalen **vergriffen**

Heft 7

127 S., 24 Abb., 17 Tab., 6 Kt.; Krefeld 2000

Stoffbestand, Eigenschaften und räumliche Verbreitung urbanindustrieller Böden – Ergebnisse aus dem Projekt Stadtbodenkartierung Oberhausen-Brücktorviertel – Best.-Nr. 8008 € 7,-

Heft 8

115 S., 54 Abb., 1 Tab.; Krefeld 2001

Geotopschutz im Ballungsgebiet. 5. Internationale Tagung der Fachsektion Geotopschutz der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 16. – 19. Mai 2001 in Krefeld. Vortragskurzfassungen und Exkursionsführer. **vergriffen**

Heft 9

166 S., 127 Abb., 6 Tab., 3 S. Anh.; Krefeld 2002

Geotopschutz im Ballungsgebiet. 5. Internationale Tagung der Fachsektion Geotopschutz der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 16. – 19. Mai 2001 in Krefeld. Tagungsband Best.-Nr. 8010 € 9,50

Heft 10

113 S., 10 Abb., 9 Tab., 13 Anl.; Krefeld 2003

Drei Beiträge zur Geologie und Bodenkunde Best.-Nr. 8011 € 7,-

Heft 11

131 S., 19 Abb., 2 Tab., 1 Taf., 66 S. Anh.; Krefeld 2004

Geologie und Paläontologie an der TENP2-Erdgastrasse in der Nordeifel (Nordrhein-Westfalen) Best.-Nr. 8012 € 7,-

Heft 12

53 S., 25 Abb., 16 Tab.; Krefeld 2004

Drei Beiträge zur Geologie und Bodenkunde Nordrhein-Westfalens Best.-Nr. 8013 € 7,-

Heft 13

120 S., 75 Abb., 7 Tab., 2 Taf. in der Anl.; Krefeld 2005

Der tiefere Untergrund der Niederrheinischen Bucht – Ergebnisse eines Tiefbohrprogramms im Rheinischen Braunkohlenrevier – Best.-Nr. 8014 € 11,50

Heft 14

160 S., zahlr. Abb. u. Tab., viele Arbeitsbl.; Krefeld 2007

Geologie macht Schule. Themen für den Unterricht Best.-Nr. 8015 € 11,50

Heft 15

113 S., 195 Abb., 3 Tab., 1 Taf. in der Anl.; Krefeld 2007

Auf den Spuren des Bergbaus in Dortmund-Syburg. Forschungen und Grabungen am Nordwesthang des Sybergs von 1986 – 2006
Gedruckte Auflage nicht mehr lieferbar, als PDF-Datei zum Download
Best.-Nr. 7414 € 15,-

Heft 16

49 S., 53 Abb.; Krefeld 2007

Hydrogeologische Raumgliederung von Nordrhein-Westfalen Best.-Nr. 8017 € 11,50

Heft 17

72 S., 58 Abb., 6 Tab.; Krefeld 2008

Paläoseismische Untersuchungen im Bereich der Niederrheinischen Bucht Best.-Nr. 8018 € 11,50

Heft 18

44 S., 23 Abb., 4 Tab.; Krefeld 2009

Zwei Beiträge zur Geologie des zentralen und des südlichen Münsterlandes Best.-Nr. 8019 € 9,-

Heft 19

56 S., 33 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Krefeld 2010

Drei Beiträge zur Geologie im Oberkarbon zwischen Essen-Kupferdreh und Velbert, Niederbergisches Land Best.-Nr. 8020 € 9,-

Heft 20

64 S., 41 Abb., 5 Tab., 2 Taf.; Krefeld 2011

Sedimente des Paläokarsts im devonischen Massenkalk von Wülfrath (Bergisches Land) Best.-Nr. 8021 € 11,50

Heft 21

46 S., 9 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Krefeld 2014

Drei geowissenschaftliche Beiträge zu Quartär, Ur- und Frühgeschichte Westfalens Best.-Nr. 8022 € 11,50

gdreport

Die Kundenzeitschrift des Geologischen Dienstes NRW

Lesen · Lesen · Lesen · Lesen · Lesen · Lesen

... und Sie wissen mehr
über das faszinierende Universum
unter unseren Füßen sowie über
aktuelle Arbeiten und Diskussionen
zu geowissenschaftlichen Themen
in Nordrhein-Westfalen.



gdreport erhalten Sie kostenlos zweimal im Jahr.

Bei Interesse bitte E-Mail an: oeffentlichkeitsarbeit@gd.nrw.de

oder als Download: www.gd.nrw.de/g_start.php

scriptum

78. Tagung

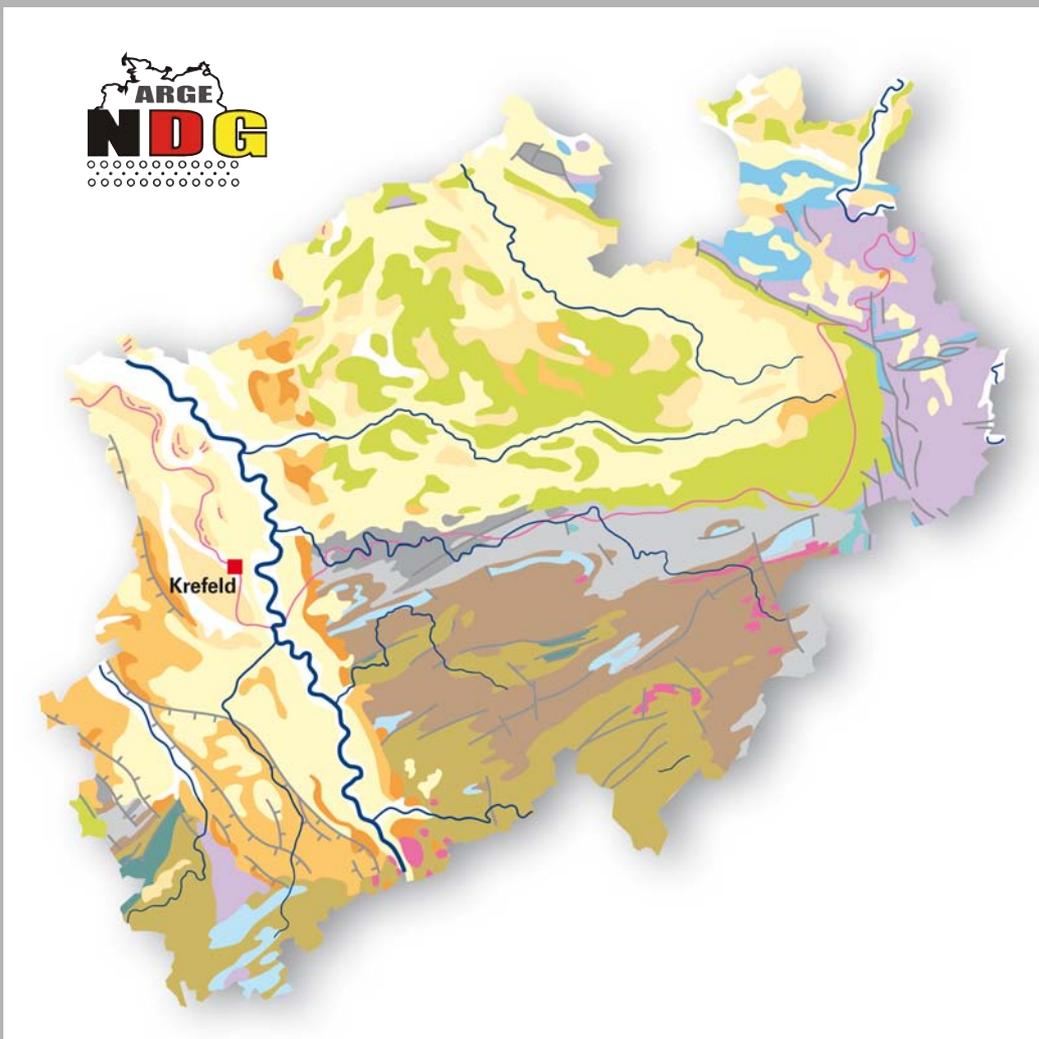
der Arbeitsgemeinschaft
Norddeutscher Geologen

vom 21. bis 23. Mai 2013 in Krefeld

22

Erweiterte Fassung

Vorträge · Poster · Exkursionen



Impressum

© 2014 Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen
De-Greiff-Straße 195 · 47803 Krefeld
Postfach 10 07 63 · 47707 Krefeld
Telefon 02151 897-0 · Fax 02151 897-505
poststelle@gd.nrw.de
www.gd.nrw.de

bearbeitet und herausgegeben von

Klaus Steuerwald, Hans Baumgarten, Gaby Kamp

Bildbearbeitung

Ursula Amend, Marion Heiss, Ulrike Lux

Layout

Ursula Amend

Grußworte des Direktors zur 78. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Norddeutscher Geologen 2013



Sehr geehrte Damen und Herren, liebe Tagungsteilnehmerinnen und -teilnehmer!

Als Leiter des Geologischen Dienstes NRW und als Repräsentant der Landesverwaltung NRW möchte ich Sie recht herzlich in Krefeld willkommen heißen. Die Teilnehmerzahl signalisiert mir das große Interesse an der 78. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Norddeutscher Geologen in einer geologisch hochinteressanten Region Deutschlands.

Wie Sie wissen, stehen zurzeit viele geologische Themen, wie die Suche nach unkonventionellem Erdgas, die möglichen Explorationsmethoden, Fragen zur unterirdischen Raumplanung oder Fragen zum Bergrecht im Focus der Öffentlichkeit.

Hier sind wir alle als Geowissenschaftlerinnen und Geowissenschaftler aufgefordert, uns immer wieder auf den aktuellen Wissensstand zu bringen, die Öffentlichkeit weitab von politisch motivierten Zielen sachlich, neutral und verständlich zu informieren. Wir als Geologinnen und Geologen treten immer an, unserem Lande die Nutzung unserer Erde nach Recht und Gesetz und im Einklang mit Umweltschutz und Nachhaltigkeit mithilfe unserer guten Ausbildung und einer langjährigen Praxis zu ermöglichen.

Schon in der Historie waren es die Geognosten, die die Überbringer von guten Informationen an die Herrschenden waren. Sie haben viele Bereiche erforscht und exploriert. Sie trugen zur Sicherung der Lebensgrundlage und zum Aufblühen der Länder bei. Sie haben Karten erstellt, guten Boden und reines Wasser gefunden, Baumaterialien von Holz bis Stein aufgeschlossen. Geologisches Wissen ermöglicht die Exploration von schwarzem Gold – der Kohle –, der Braunkohle, Salzen, Erzen und Gesteinen hier in NRW, die Basis von Wirtschaft, Handel und Handwerk sowie unserem Wohlstand.

Die Tagung trägt auch dazu bei, das Wissen zu mehren und den Nutzen zu erhöhen. Sie werden mit Vorträgen, Postern und Fachgesprächen dazu beitragen, dass auch das eigene Wissen vergrößert wird. Sie stehen als Multiplikator in der Öffentlichkeit, um die Bedeutung des Untergrundes als wirtschaftlichen und ökologischen Faktor besser erklären zu können.

Die Exkursionsziele ermöglichen Ihnen einen Einblick in die vielfältige Geologie des Landes Nordrhein-Westfalen – je nach Interesse im Bereich der Locker- oder der Festgesteine und im geohistorischen Bereich des Ruhrgebietes, das sich in den letzten Jahrzehnten stark gewandelt hat. Hier sind für die Geowissenschaftlerinnen und Geowissenschaftler in der ausgehenden Bergbauzeit neue Aufgaben entstanden. Sie betreffen die Fragen zur Nach-Bergbauzeit, aber auch didaktische Aufgaben. Die nachfolgenden Generationen sollen die Entstehung der Region, die Methoden der Kohlegewinnung und die Bewahrung der bergbaulichen Einrichtungen verstehen lernen.

Ich wünsche Ihnen einen persönlichen Zugewinn an Wissen, eine gelungene Tagung, gute Gespräche und einen humorvollen Austausch mit den offenen, liebenswürdigen Rheinländern.

Ihr

Professor Dr. Josef Klostermann
Direktor des Geologischen Dienstes Nordrhein-Westfalen

scriptum 22

78. Tagung

der Arbeitsgemeinschaft
Norddeutscher Geologen
vom 21. bis 23. Mai 2013 in Krefeld

Erweiterte Fassung

Vorträge · Poster · Exkursionen

Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen

Treffpunkt Krefeld – 78. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Norddeutscher Geologen



Der Geologische Dienst Nordrhein-Westfalen in Krefeld war vom 21. bis 23. Mai 2013 Treffpunkt von über 100 Experten aus vielen geowissenschaftlichen Forschungszweigen. Die 78. Tagung Norddeutscher Geologen widmete sich praxisrelevanten Fragen und aktuellen Bezügen innerhalb der Geowissenschaften. Es ist seit vielen Jahren ein Bedarf an Geo-Daten festzustellen. Besonders deutlich wird dies durch Diskussionsthemen wie Fracking, Endlagerung, Trassenplanungen, alternative Energiekonzepte, unterirdische Raumplanungen und Einrichtung von Monitoring- und Schlichtungsstellen. Der länder- und fachgebietsübergreifende Expertenaustausch war nicht nur eine interne fachliche Fortbildung, sondern ein bedeutender Impuls für die Weiterentwicklung von sachkundiger Öffentlichkeitsarbeit zu Geo-Themen. Der Band trägt den Diskussionsbeiträgen während der Tagung Rechnung.

Das von der Tagungsleitung zusammengestellte Programm mit Vorträgen, Posterausstellung und wissenschaftlichen Exkursionen reichte von modernen Verfahren der Datenerhebung über die Modellierung bis hin zur Darstellung und Diskussion aktueller Ergebnisse. Der erste Themenblock widmete sich der geowissenschaftlichen Landesaufnahme und Kartierung. Die Datenerhebung von unterschiedlichen Gesteinen und Böden in NRW ist nach wie vor die Basis für analoge und digitale Produkte. Die gute methodische Arbeit im Gelände bleibt auch im Computer-Zeitalter unentbehrlich. Die Geländebefunde liefern mit fortentwickelten Computerauswertungen neue Sichtweisen und Interpretationen.

Einen entsprechend breiten Raum nahmen daher auch dreidimensionale Konstruktionen des geologischen Untergrundes ein. 3D-Modelle machen das räumliche Gefüge verschiedener Gesteinsschichten und tektonischer Elemente verständlicher. Geologen leiten zum Beispiel Entstehungsprozesse ab oder können die im Untergrund ablaufenden Szenarien bewerten. Mittlerweile haben die 3D-Modelle auch eine große wirtschaftliche Bedeutung. Die Fachleute nutzen sie bei der Suche nach alternativen Energien, wichtigen Rohstoffen oder nach Grundwasserreserven. Eine mögliche Ausbreitung von Schadstoffen im Untergrund kann mithilfe der Modelle prognostiziert und vermindert werden und zu Problemlösungen beitragen.

Vier Exkursionen gingen in die geologisch interessanten Regionen Niederrheinische Bucht, Ruhrgebiet, Münsterland und Bergisches Land. Der Steinbruch Hagen-Vorhalle beeindruckte mit seinen überwältigenden, steil stehenden Gesteinsfalten und seiner bedeutenden Fundstelle von Fossilien aus der Karbon-Zeit. Immer wieder eindrucksvoll ist das Tertiär der Niederrheinischen Bucht, imposant aufgeschlossen im Braunkohlentagebau Garzweiler. Die quartären Ablagerungen im Bereich der Bönninghardt boten Gelegenheit zu Diskussionen über die eiszeitliche Genese der entstandenen Gesteine am Niederrhein. Zu guter Letzt erlebten die Teilnehmer der NDG-Exkursion im GeoPark Ruhrgebiet den Wirtschaftswandel im Revier beim Besuch der Zeche Zollverein in Essen hautnah.

Als Tagungsleiter und Leiter des Geschäftsbereichs „Geowissenschaftliche Landesaufnahme“ im GD NRW danke ich allen Teilnehmerinnen und Teilnehmern, denn gerade die sich schnell entwickelnde Informationstechnik ermöglicht uns Geowissenschaftlern, die Daten über den Untergrund immer besser und verständlicher für die Anwender aufzubereiten. Die Geländedaten, die Modellierung und die intensive Diskussion zwischen den Kollegen sind für alle Beteiligten äußerst gewinnbringend. Eine Tagung dieser Art steigert das Geo-Bewusstsein.



Klaus Steuerwald

Inhalt

Grußworte des Direktors	3
Treffpunkt Krefeld	6
Vorträge	
Geowissenschaftliche Kartierung in Nordrhein-Westfalen	
URSULA PABSCH-ROTHER Integrierte geologische Landesaufnahme aktueller Projekte	9
INGO SCHÄFER Rohstoffkarte für Locker- und Festgesteine in NRW als Basis für ein Abgrabungsmonitoring	10
DIRK ELHAUS Karte der Erosionsgefährdung von Ackerböden in NRW	16
REINHOLD ROTH Gebietsmonographie „Die Böden im Sauer- und Siegerland“ – Ergebnisse von über 50 Jahren bodenkundlicher Landesaufnahme	20
Quartär in Norddeutschland	
ALF GRUBE Aktuelle Themen aus der Landesaufnahme Schleswig-Holsteins	21
AXEL HEINZE, MARTINA TAMMEN Pingo-Ruinen in NW-Niedersachsen (Geotop – Biotop – Bodendenkmal)	22
MANFRED FRECHEN, Team Garding Die quartäre Abfolge der Forschungsbohrung Garding aus Schleswig-Holstein	26
Zur Geologie am Niederrhein und seiner Umgebung	
FRITZ JANSEN, GEORG SCHOLLMAYER Die Mittelterrassen des Rheins zwischen Bonn und Bocholt	27
KLAUS SKUPIN, JANINE MEINSEN Reichswald- und Bönninghardt-Sander und ihre moränen Deckschichten (Linker Niederrhein) ..	33
DIERK JUCH, GÜNTER DRODZEWSKI Oberdevonzeitliche Tektonik und Verkarstung im Wülfrather Massenkalk	45
Methoden in der Geologie	
MARTIN HISS Die Datenbank „LithoLex“ ein Lexikon lithostratigraphischer Einheiten in Deutschland	63
MICHAEL NAUMANN, JOACHIM FRITZ, CARSTEN SCHWARZ Ableitung von Korngrößenverteilungen aus textbasierten Bohrgutbeschreibungen zur flächenhaften Abschätzung von Rohstoffvorkommen und Baugrundeigenschaften	65
3D-Modellierung	
MARK-FABIAN SLABY, RÜDIGER REIMANN 3D-PDF – Frei zugängliches Mittel zur Publizierung von geologischen Objekten am Beispiel des GTA3D ..	68
CAROLIN SCHMIDT, KATRIN LADEMANN Das 3D-Modell des tieferen Untergrundes vom „Entenschnabel“ (Deutsche Nordsee)	69
SILVIO JANETZ, RICARDA ENDLER, CHRISTOPH JAHNKE Ein geologisch-hydrogeologisches 3D-Großraummodell des Känozoikums und Mesozoikums von Ostbrandenburg und Ergebnisse hydrogeologischer Untersuchungen und Modellierungen der Süß-Salzwasserdynamik	70
CHRISTIAN HOSELMANN, ROUWEN LEHNÉ Neue Lithostratigraphie und ein geologisches 3D-Modell des nördlichen Oberrheingrabens	71

Poster

KONRAD SCHUBERTH

Ergebnisse der Neuaufnahme der Geologischen Karte von Sachsen-Anhalt (GK 25) Blatt 4635 Querfurt 72

K.-JÖRG HARTMANN, STEFAN WANSA

Die Erstellung der digitalen Geologischen Übersichtskarte von Sachsen-Anhalt auf Basis der GÜK 200. . . 74

LJUBA STOTTMEISTER, INES HEIBERT

Das neue Blatt 3135 Leppin (Altmark) der Geologischen Karte 1 : 25 000 von Sachsen-Anhalt 77

HERBERT RÖHM

Kernbohrungen für die 3D-Modellierung in Ostfriesland 81

MELANIE WITTHÖFT

Hydrogeologische Karte von Niedersachsen 1 : 50 000 – Lage der Grundwasseroberfläche 82

JÖRG ELBRACHT, GABRIELE ERTL, NICO DEUS, JENNIFER KLIMKE, HELGA WIEDERHOLD

3D-Modellierung quartärzeitlicher Lockersedimente und Abgrenzung von Grundwasserversalzung in Niedersachsen mithilfe geophysikalischer Befliegungsdaten. 83

ANGELIKA KÖTHE, HERBERT RÖHM, MELANIE THOMAS

Das Pliozän ist nicht zu fassen! 87

JANINE MEINSEN, KERSTIN FISCHER, RÜDIGER KOCH, ASDIS OELRICH, GUNTRAM HERRENDORF, WOLFGANG POSSIN, CARSTEN SCHWARZ

Bohrprogramm Lockergesteine und Quartärbasis Niedersachsen: Ein Aufgabenfeld der geologischen Landesaufnahme. 89

MANFRED DÖLLING, ANDREAS LENZ, LUDGER KRAHN

Spuren des Strontianit-Abbaus im Münsterland (ein weitgehend vergessenes Montanerbe birgt aktuelle Georisiken) 91

ANDREAS BÖRNER, VINCENT RINTERKNECHT, DIDIER BOURLÈS, RÉGIS BRAUCHER

Expositionsdatierung von Geschieben in Nordostdeutschland mit kosmogenem Beryllium-10 92

HANS BAUMGARTEN

Faszination Rheingerölle 93

K. M. COHEN, E. STOUTHAMER, W. Z. HOEK, A. H. GEURTS, H. J. PIERIK, L. J. TAAL, M. JANSSENS, C. KASSE, F. S. BUSSCHERS, M. P. HIJMA, G. ERKENS

Palaeogeographical reconstruction of the valley evolution since LGM and evolution of the Holocene Rhine-Meuse delta, The Netherlands 94

Exkursionen

Exkursion A

MARTIN SALAMON, CHRISTOPH HARTKOPF-FRÖDER

Tertiär (Paläogen und Neogen) in der Niederrheinischen Bucht

Stratigraphie · Paläontologie · Paläontologische Bodendenkmalpflege · Befahrung Braunkohlentagebau · Lagerstätte . . . 97

Exkursion B

KLAUS SKUPIN, GEORG SCHOLLMAYER, JANINE MEINSEN

Quartär am Niederrhein

Die pleistozäne Landschaftsentwicklung am Niederrhein – Einblicke in die Vergangenheit einer Eiszeitlandschaft . . . 112

Exkursion C

VOLKER WREDE, MATTHIAS PIECHA

Vom Devon ins Karbon

Regionale Geologie des Ruhrgebiets · Stratigraphie · Tektonik · Geotope 118

Exkursion D

VERA BARTOLOVIĆ, ULRIKE STOTTROP, UDO SCHEER, MICHAEL PETERS

Reise in den Nationalen GeoPark Ruhrgebiet

Weltkulturerbe Zeche Zollverein · Infozentrum GeoPark Ruhrgebiet · Industriemuseum Zeche Nachtigall 139

Geowissenschaftliche Kartierung in Nordrhein-Westfalen

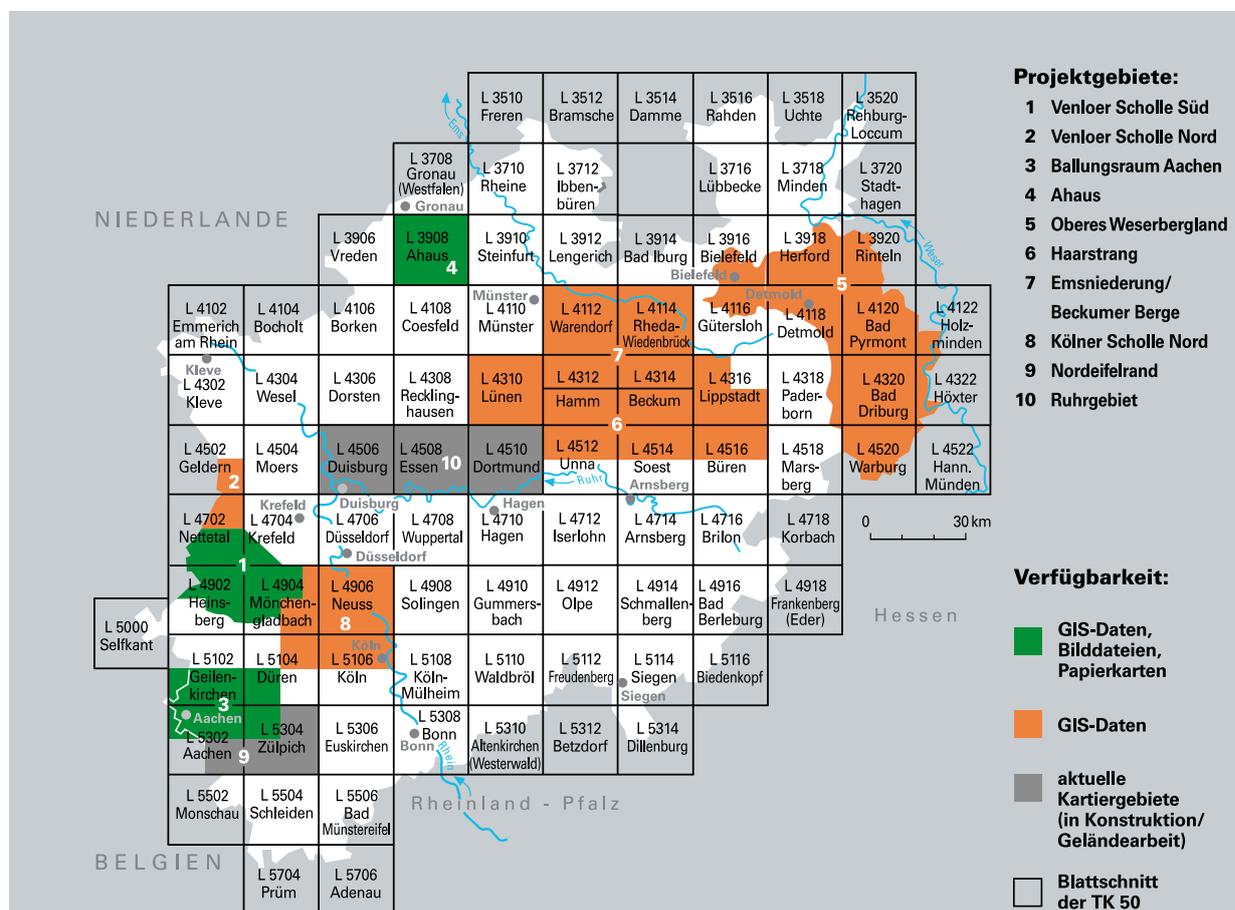
Integrierte geologische Landesaufnahme aktueller Projekte

URSULA PABSCH-ROTHER

Zentrale Aufgabe des GD NRW ist es, die geowissenschaftlichen Daten über den Untergrund landesweit nach einheitlichen Kriterien zu erheben, auszuwerten und für vielseitige Fragestellungen in kundenorientierten Formaten bereitzustellen. Dies gewährleistet methodisch die integrierte geologische Landesaufnahme im Planungsmaßstab 1 : 50 000. Sie liefert:

- die eigens auf den Projektraum zugeschnittene, standardisierte und zeitgleiche Erfassung von relevanten Geodaten zu Geologie, Rohstoff-, Hydro- und Ingenieurgeologie, Georisiken und Geothermie
- die Erkundung der Gesteinsverhältnisse bis in Tiefenbereiche, die für die Nutzung des Untergrundes relevant sind
- die Daten zur Bereitstellung und Auswertung in modernen Informationssystemen
- die Erstellung praxis- und nutzerbezogener digitaler Karten

Bisher sind zehn Projektgebiete nach diesem Verfahren bearbeitet worden (s. Abb.). Davon sind drei Projekte abgeschlossen und die Ergebnisse liegen als GIS-Datensätze vor. Zu den Standardthemen Geologische Detaildarstellung, Lithologie, Quartär-Basis und Präquartärer Untergrund können wahlweise auch Plots oder Bilddateien bezogen werden. Von fünf weiteren Projekten sind GIS-Dateien vorhanden. Die Projekte „Nord-eifelrand“ und „Ruhrgebiet“ werden zurzeit aktuell kartiert. Damit wurde rund ein Drittel der Landesfläche aktuell überarbeitet. In den anderen Landesteilen kann auf bestehende Kartenbestände zurückgegriffen werden.



Rohstoffkarte für Locker- und Festgesteine in NRW als Basis für ein Abgrabungsmonitoring

INGO SCHÄFER

1 Rohstoffsicherung – Nordrhein-Westfalen setzt Maßstäbe

Nicht nur die energetischen Rohstoffe wie Öl, Gas und Kohle bestimmen unsere Welt. Auch die mineralischen Rohstoffe, die sogenannten „Steine-und-Erden-Rohstoffe“, beeinflussen unser Leben. Das bevölkerungsreiche Nordrhein-Westfalen steht neben Bayern an der Spitze des Rohstoffbedarfs. Der vielfach weit fortgeschrittene Abbau der zur Gewinnung genehmigten Flächen einerseits und der zunehmende öffentliche Druck auf Politik und Genehmigungs- und Aufsichtsbehörden andererseits engen die volkswirtschaftlich notwendigen und rechtlichen Spielräume ein. Wegen der Transportkostenempfindlichkeit und des gleichzeitig hohen Bedarfsvolumens ist die Gewinnung für eine Rohstoffsicherung aus verbrauchsnahe Lagerstätten jedoch unerlässlich. Die Versorgungsnotwendigkeit mit mineralischen Rohstoffen ist im Gegensatz zur Versorgung mit den energetischen und metallischen Rohstoffen erst in den letzten Jahren in das Bewusstsein der Öffentlichkeit gerückt. Um diesen Konflikt für alle Interessensvertreter zufrieden stellend lösen und die vorhandenen Rohstoffe nachhaltig nutzen zu können, muss man die Rohstoffvorkommen und ihre Eigenschaften und Wertigkeiten genau kennen. Unter der Leitung von Prof. Dr. JOSEF KLOSTERMANN hat der Geologische Dienst NRW entscheidende Konzepte zur Unterstützung der Rohstoffsicherung auf den Weg gebracht. Hierzu zählen die Rohstoffkarten für Locker- und Festgesteine, die als Grundlage für Planungs- und Genehmigungsentscheidungen dienen, und die das Abgrabungsmonitoring ermöglichen. Die Auswertung von hochauflösenden Luftbilddaten ist die Grundlage zur zeitnahen Erfassung der aktuellen Abgrabungssituation in NRW.

2 Bedarf an Rohstoffen

Ebenso wie die Energierohstoffe unterliegen auch die mineralischen Rohstoffe einer begrenzten Verfügbarkeit. Die augenscheinlichste Begrenzung ist sicherlich die geologische Verfügbarkeit. Im Gegensatz zu nachwachsenden Rohstoffen aus pflanzlicher oder tierischer Produktion sind mineralische Rohstoffe in sehr langen (geologischen) Zeiträumen gebildet worden. Sie sind damit in der Menge begrenzt, nicht vermehrbar und absolut standortgebunden.

Neben der geologischen Verfügbarkeit sind konkurrierende Nutzungsinteressen, meist ökologischer Art, von großer Bedeutung. Bereits im Vorfeld einer Flächensicherung zur Rohstoffgewinnung werden Nutzungskonflikte, welche durch die Sicherung anderer Allgemeingüter, wie Grundwasser, schutzwürdige Landschaften oder Lebensräume seltener Fauna- und Floraarten, hervorgerufen werden, berücksichtigt.

Weitere Einschränkungen für die Gewinnung von mineralischen Rohstoffen sind rechtliche, wirtschaftliche und technische Verfügbarkeiten. Die Überwindung all dieser Beschränkungen macht aus einem Rohstoffvorkommen eine Lagerstätte, aus welcher ein Rohstoffbedarf gedeckt werden kann. Denn erst ein Rohstoffvorkommen, welches nach Ausdehnung, Menge und Qualität so beschaffen ist, dass nach dem gegenwärtigen Stand der Technik, den infrastrukturellen und rechtlichen Voraussetzungen und unter Berücksichtigung der mittel- bis langfristigen Bedarfsentwicklung eine wirtschaftliche Gewinnung über längere Zeiträume möglich ist, wird schließlich zu einer Lagerstätte.

Die Bedarfs- bzw. Marktentwicklung, wechselhafte Anforderungen in Bezug auf die Gesteinsqualitäten und die Entwicklung der Abbautechniken und Aufbereitung erschweren lagerstättenkundliche Prognosen. In Nordrhein-Westfalen werden derzeit rund 120 Mio. t mineralische Rohstoffe pro Jahr gefördert. Dies entspricht einem Anteil von knapp 20 % der bundesweiten Förderung. Über die Hälfte dieser Produktion entfällt auf Lockergesteine wie Kies, Sand und Ton (Ministerium für Wirtschaft, Mittelstand und Energie NRW 2005).

3 Ressourcenschutz und Naturschutz

Nordrhein-Westfalen ist mit 18 Millionen Einwohnern ein dicht besiedeltes Bundesland. Hieraus resultieren wirtschaftliche, soziale und ökologische Flächenansprüche, die mit den potenziellen Kies- und Sandlagerstätten in vielfältiger Nutzungskonkurrenz stehen. Die Endlichkeit des Rohstoffes, die fortschreitende Flächeninanspruchnahme, die Änderungen wirtschaftlicher und demografischer Rahmenbedingungen und die unabdingbare Notwendigkeit des Erhalts der natürlichen Lebensgrundlagen müssen daher mit den Interessen einer ausreichenden Rohstoffversorgung in Einklang gebracht werden.

Die Gewinnung mineralischer Rohstoffe stellt in der Regel einen nicht unerheblichen Eingriff in die Umwelt mit unterschiedlichen ökonomischen, ökologischen und sozialen Auswirkungen in der Region dar. Solche Eingriffe können, je nach persönlicher Sichtweise, sowohl positiv als auch negativ bewertet werden. Der Rohstoffabbau nimmt innerhalb der unterschiedlichen Flächennutzungsformen jedoch eine Sonderstellung ein. Zum einen ist der durch die Rohstoffgewinnung entstehende Eingriff in Natur und Landschaft zeitlich begrenzt. Zum anderen besteht im Rahmen einer Folgenutzung die Möglichkeit einer strukturellen Neugestaltung bis hin zur Verbesserung bzw. Aufwertung der vor der Rohstoffgewinnung vorhandenen Situation.

Abbildung 1 stellt die Kies- und Sandvorkommen im Regierungsbezirk Düsseldorf den konkurrierenden Flächenansprüchen des Wasser-, Natur- und Landschaftsschutzes sowie des Siedlungsbaues gegenüber (Geologischer Dienst NRW 2007).

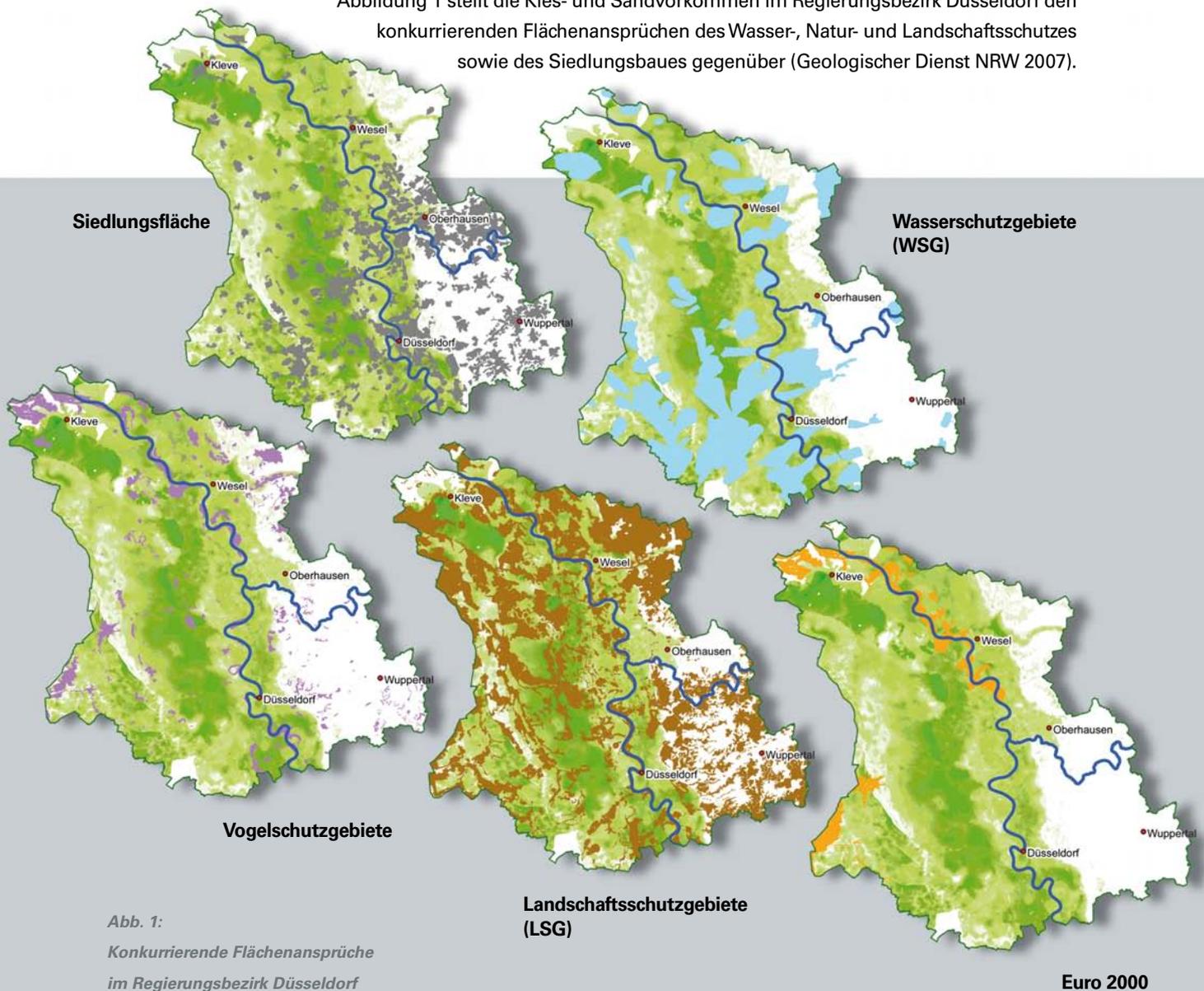


Abb. 1:
Konkurrierende Flächenansprüche
im Regierungsbezirk Düsseldorf

Grundwasserschutz: Rohstoffabbau und Wasserwirtschaft sind aus geologischen Gründen häufig Nutzungskonkurrenten. Sande und Kiese sind als Schichteinheiten generell wichtige Grundwasserleiter für die Wasserwirtschaft im Niederrheingebiet, das zu über einem Drittel mit Trinkwasserschutzgebieten bedeckt ist. Potenzielle Lagerstätten treten daher sehr häufig mit dem Grundwasserschutz in direkte Konkurrenz. Aber auch außerhalb von ausgewiesenen Schutzzonen kann ein Nutzungskonflikt mit dem Wasserschutz bestehen, da Rohstoffabbau und Verfüllungsmaßnahmen Einfluss auf bestehende Gewässer oder Grundwasserleiter haben können. Nach den Grundsätzen der Europäischen Wasserrahmenrichtlinie gilt bei Abbauvorhaben ein sogenanntes „Verschlechterungsverbot“ des Zustandes des Grundwassers bzw. eines oberirdischen Gewässers. Eine Studie (KaBa-Projekt) des Landesamtes für Umweltschutz Baden-Württemberg (1997) kommt zu dem Ergebnis, dass die Befürchtung einer generell nachteiligen Auswirkung von Nassabgrabungen auf die Qualität des Grundwassers jedoch nicht zutrifft.

Natur- und Landschaftsschutz: Ein weiterer Nutzungskonflikt besteht zwischen Rohstoffgewinnung und dem Natur- und Landschaftsschutz. Dies liegt nicht zuletzt an den zahlreichen Meldungen von Natura-2000-Gebieten am Niederrhein. Hierzu zählen sowohl die Fauna-Flora-Habitat- als auch Vogelschutzgebiete entlang der Rheinauen und Rheinaltarme. Werden eingereichte Meldungen durch die EU-Kommission bestätigt, gilt für diese Gebiete das herrschende Naturschutzrecht. Am Niederrhein stehen die Ausweisungen zu schützender Lebensräume und Arten nach der FFH-Richtlinie in den Auenbereichen in direktem Bezug zu den Nassauskiesungen der geologischen Rohstoffvorkommen in den Nieder- und Mittelterrassen.

Bebauung und Infrastruktur: Bebauung und Infrastrukturelemente wie Gewerbegebiete und Straßen machen eine nachträgliche Rohstoffnutzung in den meisten Fällen unmöglich. Bei Infrastrukturmaßnahmen sollte daher darauf geachtet werden, Trassenführungen zu bündeln, um so eventuell unnötige Flächenzerschneidungen zu vermeiden. Bei der Ausweisung neuer Baugebiete könnten im Vorfeld der Planung schon bedeutende Rohstoffvorkommen berücksichtigt werden.

Ebenso geraten die in den letzten Jahren expandierenden Windenergieparks zunehmend mit der Rohstoff-sicherung in Konflikt. Betrachtet man nach Abzug der Flächen mit konkurrierender Nutzung die geologischen Vorkommen an Kies und Sand am Niederrhein, erkennt man schnell die begrenzte Verfügbarkeit des Rohstoffes (Abb. 2).



Abb. 2:
Rohstoffvorkommen Kies und Sand ohne konkurrierende Ansprüche im Regierungsbezirk Düsseldorf

Abb. 3:
Ausschnitt aus der Rohstoffkarte NRW 1 : 50 000, Bislich (grün: Rohstoffmächtigkeit, rot: Mächtigkeit der Überlagerung)

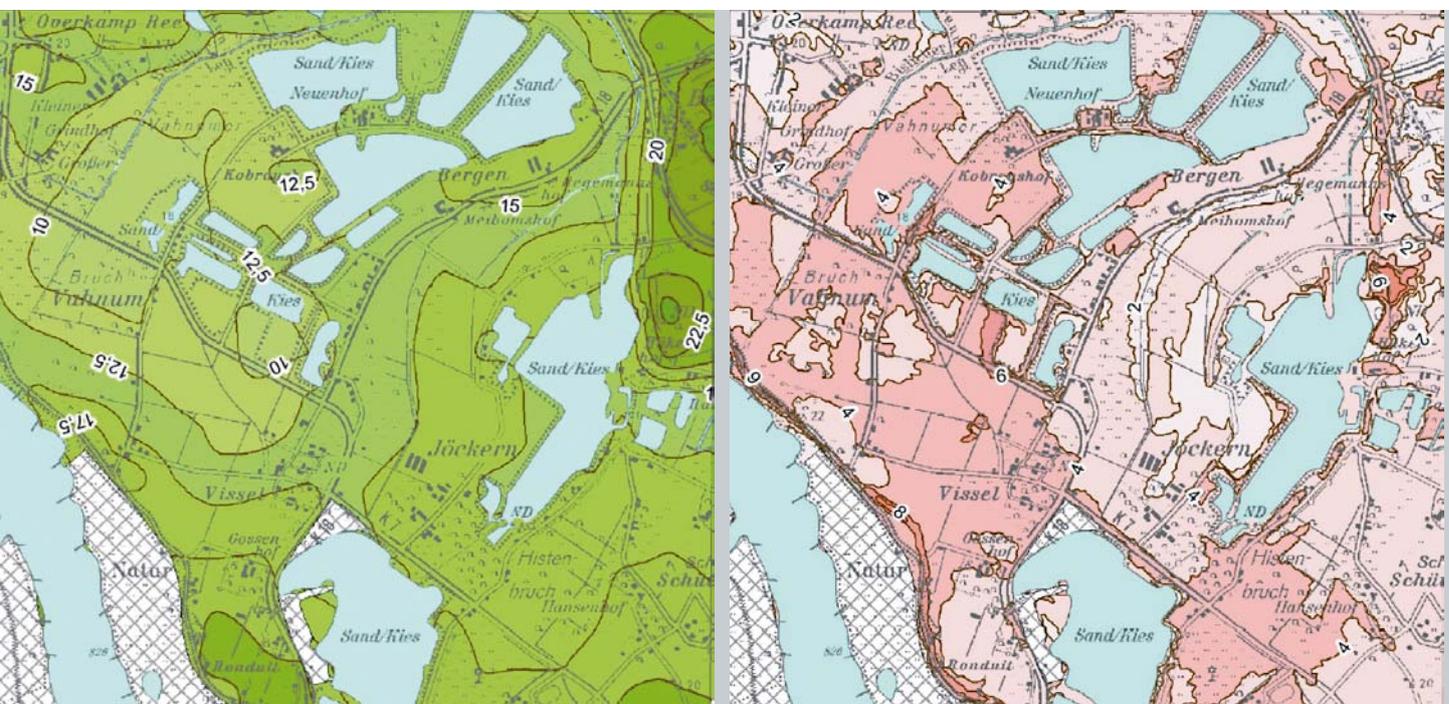
4 Alles eine Frage der Geologie

Bei Kies und Sand handelt es sich um frachtkostenempfindliche Massengüter. Unter wirtschaftlichen, insbesondere aber auch unter Umweltgesichtspunkten sind große Transportentfernungen zum Verbraucher zu vermeiden. Da eine dezentrale Versorgung der Bauindustrie mit Rohstoffen Transportwege und daher unerwünschte Umweltbelastungen minimiert, macht es Sinn, Kies und Sand regional, d. h. möglichst verbrauchernah, zu gewinnen und zu verarbeiten. Gleichzeitig ist es unabdingbar, die Effizienz eines Rohstoffes, also die Mächtigkeit und die Qualität des Vorkommens, zu berücksichtigen. Bereits die Auswahl und Ausweisung von Sicherungsflächen nach geologisch (rohstoffkundlich) sinnvollen Kriterien, aber auch die vollständige Nutzung der gesamten Lagerstättenmächtigkeit sowie die Verwendung von Begleitrohstoffen tragen bei gleichen Fördermengen zu einer deutlichen Verringerung der Flächeninanspruchnahme durch den Rohstoffabbau bei.

Für eine kompetente Rohstoffsicherung ist es unabdingbar, dass der Planungsträger in die Lage versetzt wird, Gebietsmeldungen seitens der Wirtschaft in ihrem Verhältnis zu konkurrierenden Nutzungen angemessen zu gewichten und erforderlichenfalls standörtliche Alternativen zu bedenken.

Aus diesem Grund untersucht der Geologische Dienst NRW die Vorkommen „nichtenergetischer oberflächennaher Rohstoffe“ Nordrhein-Westfalens. Ziel des Projektes ist es, die vorhandenen und auf absehbare Zeit wirtschaftlich relevanten Potenziale oberflächennaher Rohstoffe zu erfassen, in einem Informationssystem zu bündeln und auf themenbezogenen Rohstoffkarten darzustellen. Die Karten geben einen Überblick über die Verbreitung und Mächtigkeit sowie über die Qualität der verschiedenen Rohstoffe. Neben diesen Karten wurden auch solche mit Informationen zur Mächtigkeit der Überlagerungen und zu den Vorkommen von Zwischenmitteln erstellt. Die gewonnenen Daten werden in der Datenbank „Nichtenergetische oberflächennahe Rohstoffe“ zusammengeführt und dokumentiert. In einer ersten Phase wird derzeit das „Informationssystem Rohstoffe NRW“ für die Lockergesteinsrohstoffe „Kies/Kiessand“, „Sand“ und „Ton/Schluff“ erarbeitet. Abbildung 3 zeigt den Inhalt und Aufbau der Rohstoffkarte im Ausschnitt im Überblick.

Im Unterschied zu den Flächendarstellungen der Raumordnungspläne nimmt die ausschließlich aus rohstoffgeologischer Sicht erstellte Karte keine Abwägung mit anderen Belangen der Oberflächennutzung vor. Das System bietet allerdings Möglichkeiten einer grafischen Verschneidung mit konkurrierenden Nutzungen und Funktionen, etwa Wasserschutzgebieten, FFH-Flächen o. Ä. Die Karte gibt die Rohstoffpotenziale insgesamt wieder und informiert alle Planungs- und Entscheidungsträger umfassend über die Rohstoffsituation in NRW.



5 Abgrabungsmonitoring NRW

Für die Gewinnung von „oberflächennahen nichtenergetischen Bodenschätzen“ sind Genehmigungsverfahren auf Basis unterschiedlicher Gesetze durch die zuständigen Behörden notwendig. Die Genehmigungsbescheide für die Gewinnung von Rohstoffen unterliegen unterschiedlichen Rechtsvorschriften in Abhängigkeit von der jeweiligen Rohstoffart und der Abbaumethode. Hier sind unter anderem das Bergrecht, das Abgrabungsrecht sowie das Wasserrecht zu nennen. Die dezentral verteilten Zuständigkeiten von den Bergbehörden bis zu den Kreisordnungsbehörden sind Grund für nicht immer lückenlos zur Verfügung stehende Abgrabungsdaten. Eine landesweite, einheitliche und abgestimmte Erfassung der Abgrabungssituation wird seitens der Kreise und der Bezirksregierungen derzeit nicht durchgeführt. Dadurch kommt es zu unterschiedlichen Einschätzungen und Bewertungen der Rohstoffsituation bis hin zur fehlenden Möglichkeit einer belastbaren Aussage über die tatsächliche Situation. Daher wurde vom Geologischen Dienst NRW, neben der Erstellung der digitalen Rohstoffkarte NRW, ein Konzept zu einem landesweiten begleitenden Rohstoffmanagement erarbeitet.

Es ist jedoch unbedingt notwendig, eine Monitoringmethode zu etablieren, die sich langfristig als Standardverfahren anwenden lässt. Nur dann werden die Verfahren und ihre Ergebnisse übertragbar, transparent und akzeptabel für Behörden und Wirtschaft sein. Von einem Monitoring werden Angaben sowohl zu der noch zur Verfügung stehenden Restflächengröße bzw. zur Flächeninanspruchnahme als auch zum noch gesicherten Rohstoffrestvolumen bzw. zur Menge der bisherigen Rohstoffgewinnung innerhalb der in den Regionalplänen festgesetzten „Bereiche für die Sicherung und den Abbau von oberflächennahen Bodenschätzen“ (BSAB) gefordert.

Die beim Geologischen Dienst NRW entwickelte Methode basiert ausschließlich auf neutralen und transparenten Daten. Dies sind im Einzelnen Luftbilder von Geobasis NRW, das Fachinformationssystem Rohstoffe NRW sowie die zum Zeitpunkt der Erfassung aktuellen und gültigen BSAB der Gebietsentwicklungs- bzw. Regionalpläne. Sämtliche Basis- und Fachdaten, auf denen die Monitoringauswertung basiert, sind veröffentlicht bzw. frei zugänglich.

Um Aussagen über die aktuelle Rohstoffsituation, über die für die Rohstoffgewinnung gesicherte Restflächengröße sowie über den Versorgungszeitraum mit Rohstoffen machen zu können, werden sämtliche aktiven Gewinnungsflächen anhand von Luftbildzeitreihen identifiziert und digitalisiert. Die Luftbilder ermöglichen eine sichere Inventarisierung der zeitlichen Entwicklung der aktiven „Abgrabungsflächen“ in den einzelnen Regionen (Abb. 4).



Abb. 4:

Entwicklung von „Abgrabungsflächen“ (rot) 1997, 2002 und 2006 (von links nach rechts)

Die Auswertung der Luftbilder ermöglicht in Kombination mit den Mächtigkeitenangaben der Rohstoffkarte NRW die Berechnung des in den genehmigten Flächen zur Verfügung stehenden Restrohstoffvolumens. Dies erlaubt eine Aussage über die Versorgungssicherheit. Die Berücksichtigung von Schutzstreifen und Böschungswinkeln, welche beim Betrieb einer Gewinnungsstelle eingehalten werden müssen, trägt dazu bei, dass realistische Versorgungszeiträume berechnet werden.

Nur eine lückenlose und einheitliche Aufnahme und Dokumentation der Abgrabungssituation in Form eines Abgrabungsmonitorings ermöglicht eine sachgemäße und angemessene Rohstoffsicherung im Rahmen einer nachhaltigen und konfliktärmeren Landesplanung.

6 Ende gut, alles gut?

Seit Anfang der 1970er-Jahre ist jedes Unternehmen, das Kies und Sand abbaut, verpflichtet, während des Abbaus bzw. spätestens nach Beendigung der Abgrabungstätigkeiten das in Anspruch genommene Gelände wieder herzurichten. Damit gehört die Kies- und Sandgewinnung zu den wenigen Flächennutzungen, die nicht endgültig, sondern vorübergehend sind. Eine verantwortungsvolle „Rekultivierung“ kann als ökologische Chance für unterschiedliche Lebensgemeinschaften von Tieren und Pflanzen gesehen werden. Eine gut durchdachte Folgenutzung hingegen kann als landschaftliche Bereicherung und neues Angebot für den Menschen verstanden werden. In der „Zeit danach“ stellen sich auf den Flächen in Jahren oder Jahrzehnten, sich selbst überlassen oder gesteuert, neue Lebensräume ein. Je nachdem, wie die Folgenutzung geplant wird, können Räume für neue Biotopbereiche, aber auch für die Naherholung bis hin zum Freizeittourismus geschaffen werden. Beispiele hierfür sind am Niederrhein die Xantener Nord- und Südsee, die Gravinsel, die Weseler Aue, der Diersfordter Waldsee oder die Duisburger „6-Seen-Platte“, in der bereits seit 1912 Kies gewonnen wird. Das Abbaugelände ist durchweg bewaldet. Seit mehr als 80 Jahren entwickelt sich die Abgrabung von Norden nach Süden. Die Größe des Gebietes erlaubt eine großzügige Planung. In Absprache mit dem Eigentümer und der Stadt Duisburg bewirtschaftet die Abbaufirma nur 50 – 60 % der Fläche. Das Ergebnis sind abwechslungsreiche Seeflächen, die sowohl den Ansprüchen an Biotopneugestaltung als auch der extensiven Erholung am Seeufer und dem Wassersport genügen. Mittlerweile haben sich seltene Vogelarten, wie zum Beispiel der Eisvogel, angesiedelt und den Lebensraum aus zweiter Hand für sich erobert. Nicht selten sind Naturschutzverbände und Hochschulen an diesen neuen Lebensräumen interessiert. Sie nutzen sie als wissenschaftliche Objekte für Forschung und Lehre (STEIN 2000).

Die Neuschaffung von Lebensräumen darf nicht als Begründung für den Abbau von Rohstoffen gelten, wenn aber Betreiber, Eigentümer, Behörden und Kommunen gut vernetzt sind und die Folgenutzung verantwortungsvoll planen, erfährt die Rohstoffsicherung vielleicht eine höhere Akzeptanz bei den Betroffenen und hinterlässt verträglichere Einschnitte in die Landschaften.

7 Literatur

Geologischer Dienst NRW (2005): Steine-und-Erden-Rohstoffe in NRW : Geologische Vorkommen, Eigenschaften und Verwendung, Geowissenschaftliche Begriffe; Anh. A. – In: Ministerium für Wirtschaft, Mittelstand und Energie NRW (2005): Rohstoffsicherung in Nordrhein-Westfalen – Arbeitsbericht: A1 – A 36; Düsseldorf [www.mweimh.nrw.de].

Geologischer Dienst NRW (2007): Fachinformationssystem Rohstoffe von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000; Krefeld. Landesamt für Umweltschutz Baden-Württemberg (1997): Pilotprojekt „Konfliktarmer Baggersee (KaBa). – Bericht; Karlsruhe.

Ministerium für Wirtschaft, Mittelstand und Energie NRW (2005): Rohstoffsicherung in Nordrhein-Westfalen – Arbeitsbericht: 29 S., Anh. A – D; Düsseldorf.

STEIN, V. (2000): ... die Zeit danach – Kies und Sand : Rekultivierung – Renaturierung. – 163 S., zahlr. Abb.; Duisburg (Bundesverband der Kies- und Sandindustrie e. V. [Hrsg]).

Karte der Erosionsgefährdung von Ackerböden in NRW

DIRK ELHAUS

Hintergrund

Im Rahmen der Umsetzung der Agrar-Umweltmaßnahmen fordert die EU, Direktzahlungen an Landwirte an die Einhaltung von Umwelt-Mindeststandards zu knüpfen. In diesem Kontext spielt die Vermeidung von Boden-erosion eine zentrale Rolle. Die Landeserosionsschutzverordnung NRW (LESchV) regelt die rechtsverbindliche Einteilung landwirtschaftlich genutzter Flächen nach dem Grad der Erosionsgefährdung durch Wasser. Sie richtet sich an Betriebsinhaber, die auf erosionsgefährdeten Ackerflächen für die Dauer des Bezugs von Direktzahlungen oder sonstigen Stützungszahlungen den Verpflichtungen zur Erosionsvermeidung gemäß der Direktzahlungen-Verpflichtungenverordnung unterliegen.

Das Umweltministerium beauftragte 2008 den Geologischen Dienst NRW, die natürliche Erosionsgefährdung der Ackerflächen in NRW nach einheitlichen Kriterien möglichst parzellenscharf zu beurteilen, damit jedem Landwirt, der Direktzahlungen beantragt, mitgeteilt werden kann, wie seine Ackerflächen hinsichtlich der Erosionsgefährdung eingestuft sind und mit welchen Nutzungsaufgaben (z. B. Pflugverbot, Mulchsaat) er bei der Gewährung von Direktzahlungen zu rechnen hat.

*Abb. 1:
Erosionsgraben
in der Nähe von Krefeld*



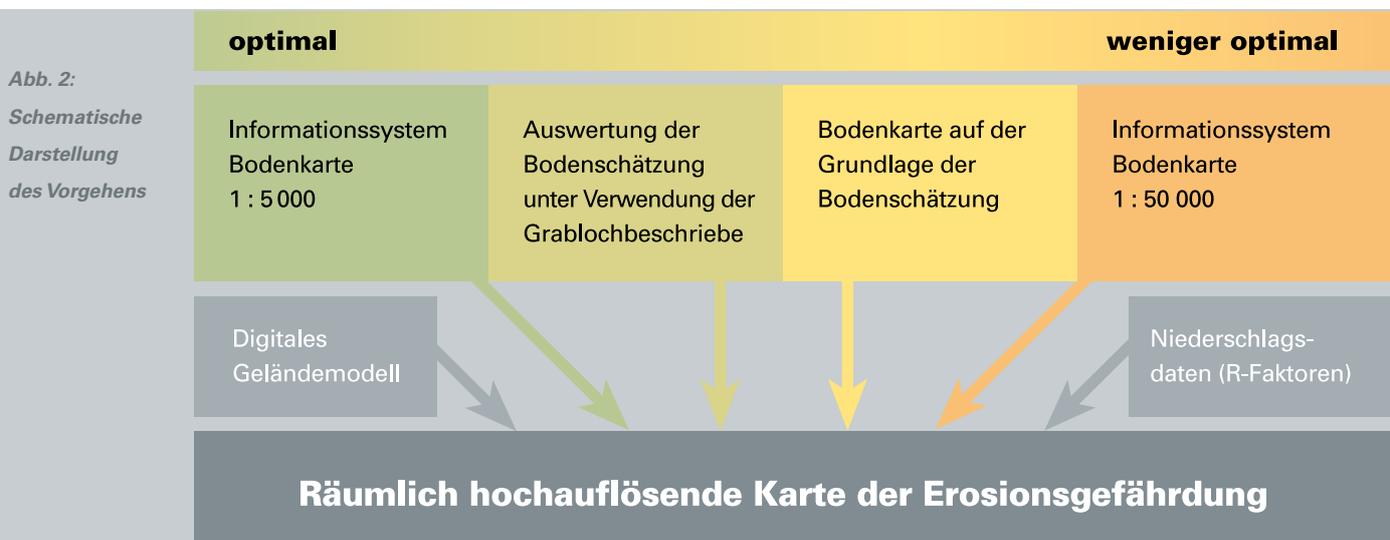
Datenmaterial

Seit dem Jahr 2000 werden im Geologischen Dienst NRW die bodenkundlichen Neukartierungen digital vorgehalten. Diese Kartierungen wurden vorrangig bei der Beurteilung der Erosionsgefährdung berücksichtigt. Ältere großmaßstäbige Kartierungen liegen in der Regel als handkolorierte Manuskriptkarten vor. Sie wurden zum Teil für die Abschätzung der Erosionsgefährdung digitalisiert.

Um den Umfang abschätzen zu können, in welchen Gebieten großmaßstäbige Bodenkartierungen zu digitalisieren sind, wurden auf der Grundlage des Informationssystems Bodenkarte 1 : 50 000 (IS BK 50), digitaler Geländedaten und Daten zur Niederschlagscharakteristik die Regionen gekennzeichnet, in denen mit einem erhöhten Erosionsrisiko zu rechnen ist. Für diese Schwerpunktgebiete wurden dann die Kartenarchive des Geologischen Dienstes nach großmaßstäbigen Bodenkarten zur landwirtschaftlichen Standorterkundung durchsucht. So konnte für die Beurteilung der Erosionsgefährdung festgelegt werden, in welcher Reihenfolge vorhandene analoge Karten zu digitalisieren sind und wie hoch der Finanzbedarf dafür ist. Auch aus personellen Gründen konnte man in der Kürze der zur Verfügung stehenden Zeit nicht sämtliche analogen Karten digitalisieren. Das Konzept sah ein gestuftes Vorgehen vor:

- wo vorhanden, werden digitale Bodenkarten im Maßstab 1 : 5 000 ausgewertet oder es werden Auswertungen der Bodenschätzung unter Verwendung von Grablochbeschrieben verwendet
- in den übrigen Schwerpunktgebieten sind analog vorliegende Kartierungen zu digitalisieren
- in den Gebieten, für die bei den Katasterverwaltungen bereits digitale Daten der Bodenschätzung vorliegen, werden diese verwendet (Kreise Paderborn, Dortmund, Hamm, Soest, Höxter, Lippe, Gütersloh)
- in den übrigen Gebieten wird auf die BK 50 zurückgegriffen

Abbildung 2 veranschaulicht das Vorgehen.



Methode

Methodisch basiert die Beurteilung der Erosionsgefährdung auf der Allgemeinen Bodenabtragungsgleichung (ABAG) (s. Abb. 3). Entsprechend wurden die bodenkundlichen, morphologischen und klimatischen Daten aufbereitet und miteinander verknüpft. Bei der Klassifikation nach LESchV werden nur die Faktoren K und S miteinander verknüpft. Die anschließende Einteilung der Flächen hinsichtlich der Erosionsgefährdung folgt den Vorgaben der Anlage 1 in der Landeserosionsschutzverordnung und dient als Schlüssel für die Zuweisung der Direktzahlungen. Bei der Beurteilung der natürlichen Erosionsgefährdung nach DIN 19708 wird zusätzlich der R-Faktor berücksichtigt. Eine entsprechende Einteilung der Flächen nach DIN 19708 liegt ebenfalls vor. Die übrigen Faktoren der ABAG bleiben einer einzelfallbezogenen Betrachtung vorbehalten.

Allgemeine Bodenabtragungsgleichung nach DIN 19708: 2005-02

$$A = R \cdot K \cdot L \cdot S \cdot C \cdot P$$

- A** langjährig zu erwartender mittlerer Bodenabtrag in t/(ha · a)
- R** Oberflächenabfluss- und Regenerositätsfaktor in N/(h · a)
- K** Bodenerodierbarkeitsfaktor in (t · h)/(ha · N)
- L** Faktor zur Berücksichtigung der erosionswirksamen Hanglänge
- S** Hangneigungsfaktor
- C** Bodenbedeckungs- und Bearbeitungsfaktor
- P** Faktor zur Berücksichtigung von Erosionsschutzmaßnahmen

Abb. 3:
Die einzelnen Faktoren
der Allgemeinen
Bodenabtragungsgleichung
(ABAG)

Ergebnisse

Abbildung 4 zeigt beispielhaft einen Ausschnitt aus der Karte der Erosionsgefährdung landwirtschaftlicher Flächen nach LESchV.



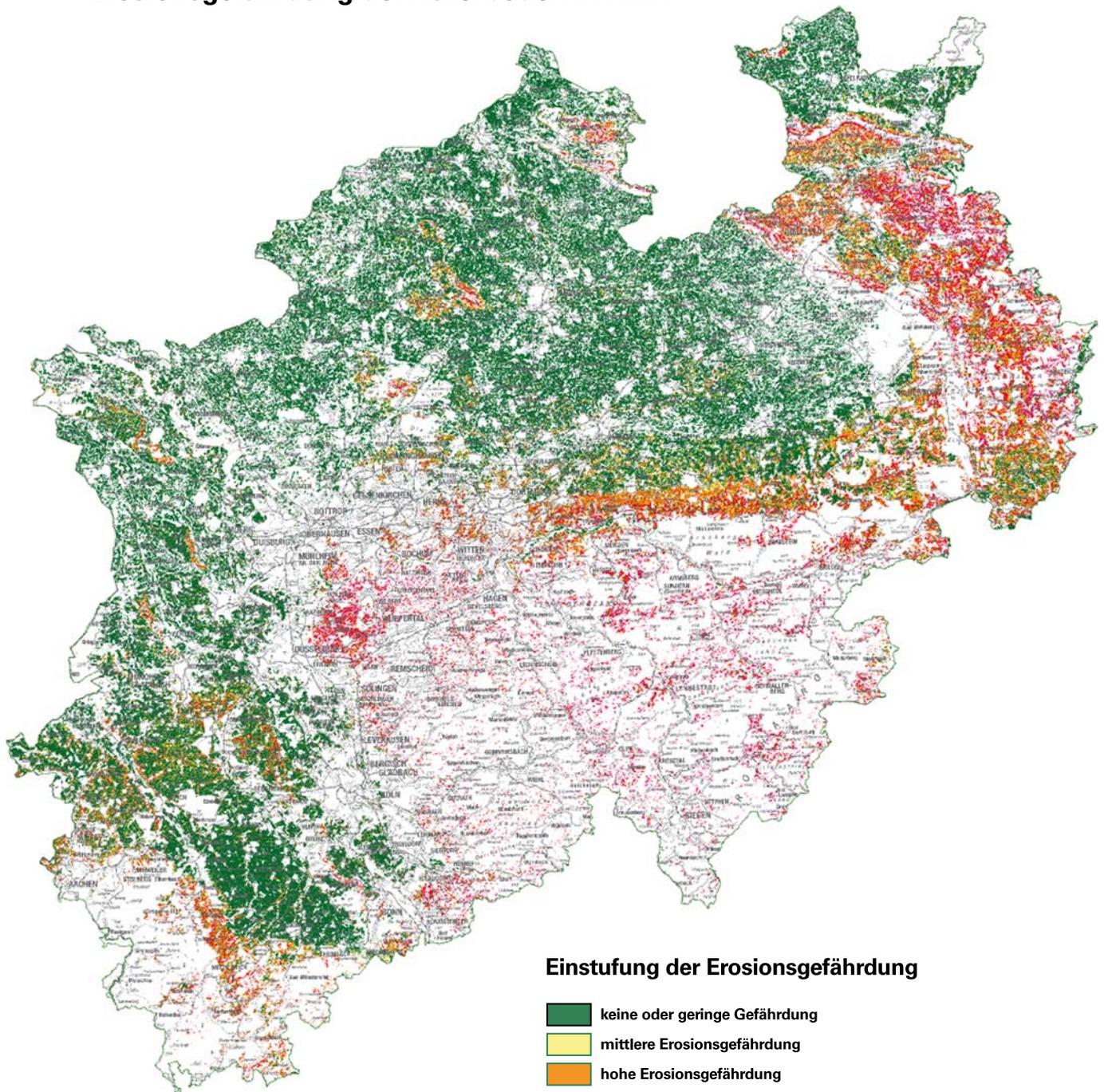
Abb. 4:
Kartenausschnitt zur
Erosionsgefährdung

Die Ergebnisse sind im Internet unter der folgenden Adresse veröffentlicht:
www.gd.nrw.de/l_beklww.htm

Weitere Informationen finden sich unter www.erosion.nrw.de

Eine landesweite Übersicht der natürlichen Erosionsgefährdung der Ackerböden nach DIN 19708 findet sich in Abbildung 5.

Erosionsgefährdung der Ackerböden in NRW



Einstufung der Erosionsgefährdung

- keine oder geringe Gefährdung
- mittlere Erosionsgefährdung
- hohe Erosionsgefährdung
- sehr hohe Erosionsgefährdung
- extreme Erosionsgefährdung

Erläuterung

Die Erosionsgefährdung der Böden durch Wasser wird mit der Allgemeinen Bodenabtragsgleichung als Produkt aus der Erodierbarkeit der Böden, der Erosivität der Niederschläge und der Hangneigung berechnet. Die Erosionsgefährdung prognostiziert, von welchen Standorten der Boden abgetragen wird, nicht, wohin der Boden abgetragen wird.

Betrachtet werden nur solche Flächen, die im ATKIS-Datenbestand als Ackerflächen gekennzeichnet sind.

Die Klasseneinteilung der Erosionsgefährdung in "sehr gering" und "gering" wird in der Karte nicht differenziert dargestellt.

Abb. 5:

Natürliche Erosionsgefährdung
der Ackerböden in NRW nach DIN 19708

© 2007 Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen - Landesbetrieb
De-Greif-Str. 195, 47803 Krefeld

Gebietsmonographie „Die Böden im Sauer- und Siegerland“ – Ergebnisse von über 50 Jahren bodenkundlicher Landesaufnahme

REINHOLD ROTH

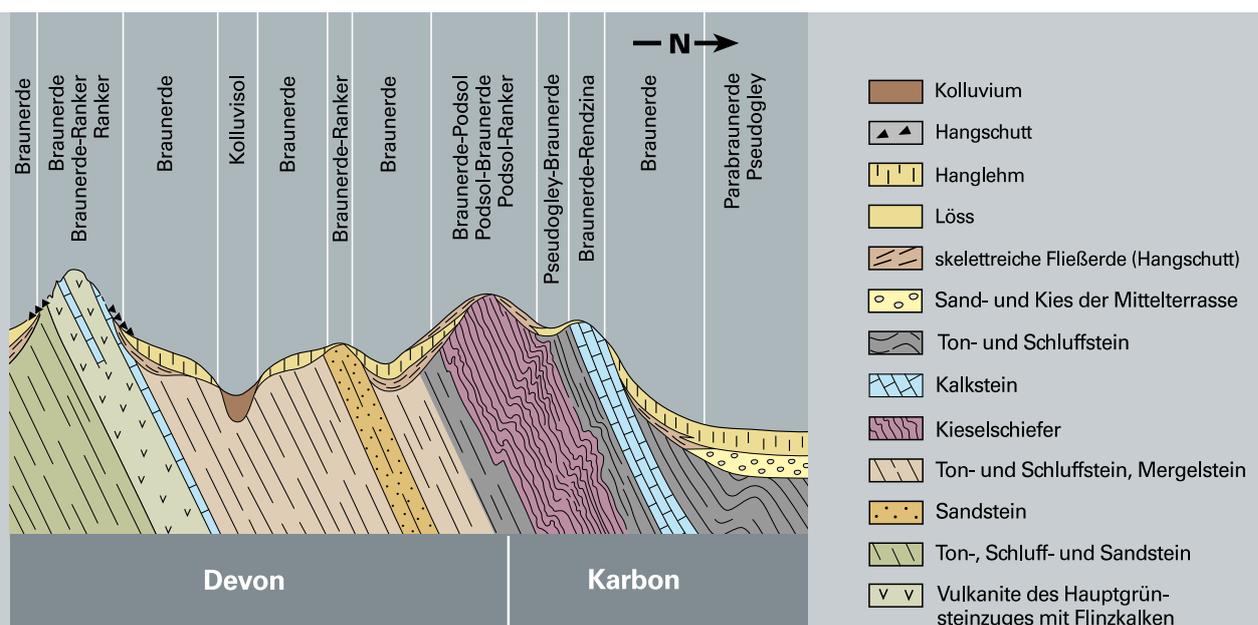
Sauer- und Siegerland sind als Teil des Rheinischen Schiefergebirges seit vielen Jahren das Ziel bodenkundlicher Kartierungen und mittlerweile vollständig durch die Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen im Maßstab 1 : 50 000 abgedeckt. Allerdings fehlte bislang eine zusammenfassende Darstellung der Bodenverhältnisse. Diese Lücke deckt eine Gebietsmonographie ab, die demnächst als Download auf der Website des Geologischen Dienstes NRW bereitstehen wird.

Neben einer Einführung in den Landschaftsraum und die Bodenentwicklung auf den verschiedenen Substraten steht eine eingehende Beschreibung der Böden und ihrer Verbreitung auf Grundlage der Aggregierungsstufen der Bodenkundlichen Kartieranleitung (AG Boden 2005: 326 f.). Schwerpunkt ist dabei die Beschreibung der Leitbodengesellschaften (LBG) mit den wichtigsten Leitbodenformen, ihrer physikochemischen Eigenschaften sowie ihrer Nutzung und Bedeutung für den Natur- und Umweltschutz. Zusätzlich werden zu jeder LBG typische Bodenprofile vorgestellt. Für ergänzende Kennwerttabellen wurden die Laborergebnisse von etwa 1300 Aufgrabungen ausgewertet. Kapitel zu aktuellen Bodenschutzfragen und Übersichtskarten zu verschiedenen Bodeneigenschaften runden die Arbeit ab.

Das Schiefergebirge hatte lange Zeit den Ruf eines „Braunerdelandes“. Nach dem heutigen Wissensstand ist das Spektrum der Böden jedoch erheblich weiter, wie nachstehende Abbildung zeigt.

Literatur

AG Boden (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung, 5. Aufl. – 438 S., 39 Abb., 101 Tab.; Hannover.



Böden und Substrate zwischen Hauptgrünsteinzug und Hellefelder Kalk, schematischer Schnitt im Bereich Berge/Wennemen südlich des Ruhrtales, ohne Maßstab

Aktuelle Themen aus der Landesaufnahme Schleswig-Holsteins

ALF GRUBE

Im Rahmen der geologischen Landesaufnahme und der Neubearbeitung des Geotop-Katasters des Landes Schleswig-Holstein wurden verschiedene, auch aus wissenschaftlicher Sicht interessante Detailbearbeitungen durchgeführt. Hierzu zählen z. B. die Bereiche Verkarstung von Schreibkreide, Querkalkbildungen, periglaziäre und äolische Formen sowie neue Aufschlüsse älterer Interglaziale. Als Neuerscheinung ist die Geologische Übersichtskarte 1 : 250 000 (H. KAUFHOLD) zu erwähnen, die 2012 fertig wurde.

Fossile Höhlenbildungen mit einem Volumen von mehreren tausend Kubikmetern wurden in der Schreibkreide der Struktur Krempe-Lägerdorf (SW-Schleswig-Holstein) dokumentiert. Die Oberkreide auf der Struktur Krempe-Lägerdorf, die hier in Schreibkreidefazies auftritt, bildet den Großteil des Deckgebirges der Struktur. Die Schreibkreide wird von wenige Meter mächtigen quartären Gesteinen der Elster-Kaltzeit, des Drenthe- und des Niendorf-Stadiums der Saale-Kaltzeit sowie der Weichsel-Kaltzeit bedeckt. Die kartierte Füllung der ehemaligen Hohlräume im Bereich der Kreidegrube Heidestraße bestand aus teilweise humosem Sand, Kies-Sand, Till, Ton und Schluff, muddenartigem Material sowie vereinzelt kristallinen Geschieben mit bis zu mehr als 0,5 m Durchmesser. Der Fund belegt eine intensive prä-holozäne Verkarstung innerhalb der Schreibkreide, die Subrosion war noch subrezent aktiv (GRUBE et al. in Vorber.).

Quellaustritte stark gespannten Grundwassers führen örtlich zur Bildung von morphologischen Kuppen und Wällen aus vorwiegend Kalkablagerungen und Quelltorfen. Derartige morphologische Formen treten sowohl im Jung- als auch im Altmoränenbereich auf. Quellhügel sind vorwiegend hydrogeologisch bedingte Erscheinungen, die mit dem örtlich begrenzten vertikalen Zutritt von gespanntem Grundwasser oder lateral zutretendem Grundwasser zusammenhängen. An solchen Standorten kommt es neben der dominierenden limnisch-telmatischen auch zur Sedimentation von kalkreichen Quellablagerungen bis hin zu Travertin. Die gebildeten Vollformen können Dimensionen von 150 m Durchmesser und 3 m Höhe erreichen. Entsprechende Vollformen sind nicht selten, wurden jedoch durch Entwässerungsmaßnahmen stark dezimiert. Ausgewählte Objekte wurden näher untersucht. Die Genese der Formen wird u. a. durch den Zutritt von artesisch gespanntem Grundwasser gesteuert. Dabei wird Prozessen der Glazialtektonik und der Wirkung des Permafrostes eine besondere Bedeutung zugeschrieben. Es wurden auch vermutete Eem-Ablagerungen, darunter Querkalke, erbohrt (GRUBE & USINGER in Vorber.). Somit kommt diesen Formen eine Rolle bei der Nutzung als Klimaarchiv zu.

Während der Sanierung eines Raffineriegeländes in Wedel/SW-Holstein wurden ungewöhnliche periglaziäre Strukturen beobachtet. Die in Aufsicht polygonalen, rinnenartigen Strukturen auf der Oberfläche eines bindigen und kalkreichen, saalezeitlichen Tills der Niendorf-Formation sind im Querschnitt symmetrisch halbkreisförmig ausgebildet. Sie sind mit kalkhaltigen, schluffigen Sanden gefüllt, die als umgelagerter Till mit aus den hangenden Sanden vermischtem Material bzw. äolischen Komponenten interpretiert werden können. An der Unterseite der Rinnenstrukturen setzen häufig glazitektonisch angelegte Klüfte an, die bis zu wenigen Zentimetern breit sind und über mehrere Meter Tiefe bis an die Sohle der Auskofferung zu verfolgen waren. Die Genese der Strukturen, u. a. ein möglicher Zusammenhang mit dem glazitektonischen Klufnetz in den liegenden Tills, wird diskutiert.

Ein kartiertes Dünengebiet bei Großenaspe, in dem die Vollformen eine maximale Höhe von nahezu 10 m erreichen, zeigt eine deutliche Abhängigkeit der Bildung von Binnendünen vom liegenden glazigenen Untergrund selbst, außerhalb der benachbarten Schmelzwasserrinne. In mehreren kleinen Hohlformen wurden vermutlich eemzeitliche Ablagerungen im Liegenden mehrerer Meter mächtiger Sande erbohrt. An einem Standort wurden vermutete mächtigere limnisch-telmatische Holstein- und Eem-Ablagerungen in Superposition erbohrt.

Literatur:

GRUBE et al. in Vorbereitung

GRUBE & USINGER in Vorbereitung

KAUFHOLD, H. (2012): Geologische Übersichtskarte 1 : 250 000 – Landesamt f. Landwirtschaft, Umwelt u. ländl. Räume [Hrsg.]

Pingo-Ruinen in NW-Niedersachsen (Geotop – Biotop – Bodendenkmal)

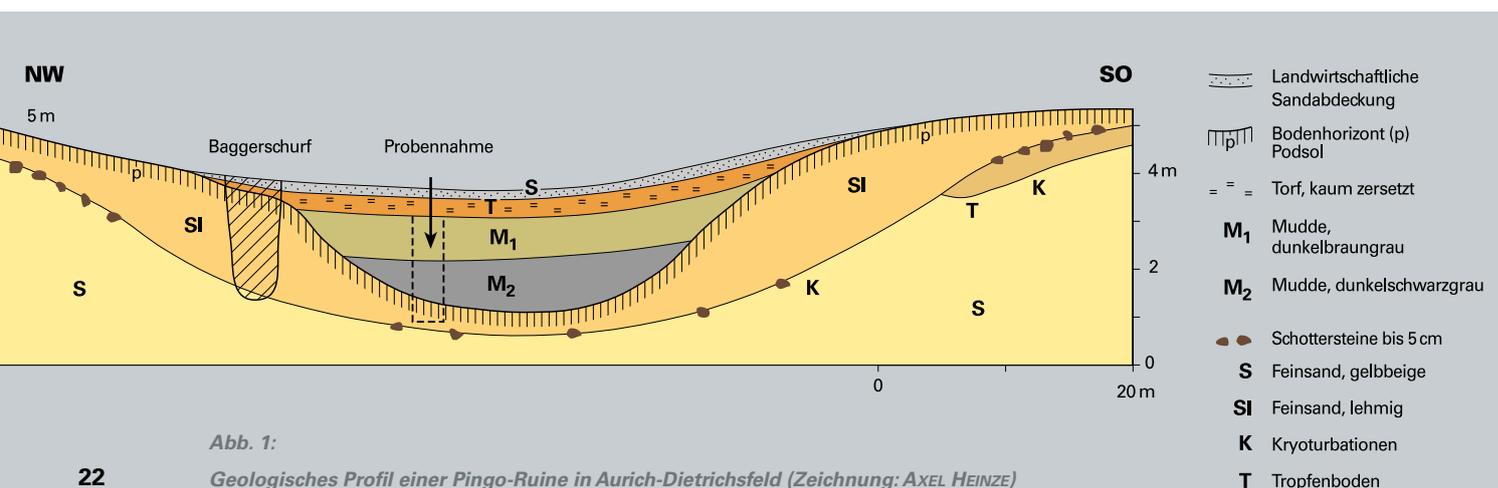
AXEL HEINZE, MARTINA TAMMEN

Pingo-Ruinen sind die Spuren von weichselzeitlichen Pingos im ehemaligen Periglazial. Obwohl GARLEFF (1968) bereits auf umfangreiche Vorkommen im nördlichen Niedersachsen hingewiesen hat, haben sie in der Forschung keinen großen Stellenwert erreicht. Dabei eignen sie sich neben ihren Funktionen als Archiv der holozänen Klimaentwicklung und Messlatte für fossile Grundwasserstände hervorragend als Anschauungsobjekte für den Erdkundeunterricht als Beispiele periglazialer Dynamik und damit der eiszeitlichen Entwicklung des Niedersächsischen Flachlandes.

Geotop

Eine Projektgruppe des Niedersächsischen Internatsgymnasiums setzt sich seit 2009 mit diesem Phänomen auseinander. Dabei gelang der Nachweis einer großen Dichte von Pingo-Ruinen in der Umgebung von Esens. Exkursionen in das weitere Niedersachsen und die benachbarten Niederlande haben erwiesen, dass es sich dabei nicht um eine lokale Besonderheit handelt, sondern um ein Phänomen, das aufgrund seiner geringen Größenordnung bei den geologischen Kartierungen nicht die notwendige Aufmerksamkeit gefunden hat. Zudem zeigen unsere Feldarbeiten, dass es zahlreiche Merkmale bei den Pingo-Ruinen gibt, die nicht mit den bisher üblichen Theorien der Pingo-Entstehung vereinbar sind. Diese Theorien sind an aktuellen Pingos im Periglazial entwickelt worden, die Merkmale von Pingo-Ruinen wurden dabei nicht beachtet.

Nach dem heutigen Wissensstand handelt es sich bei uns ausschließlich um Pingos des offenen Systems, die eine unbegrenzte Wasserzufuhr von unten aus dem Grundwasser unterhalb des Permafrostes erhalten haben. Die nachgewiesenen Pingo-Ruinen in unserem Raum ragen jedoch in mehreren Fällen in massiven Geschiebelehm oder Lauenburger Ton, was solch eine Wasserzufuhr von unten mit großer Wahrscheinlichkeit ausschließt. Die Tiefe von Pingo-Ruinen soll von der Mächtigkeit des Permafrostes abhängen. Die Untersuchungen hier zeigen allerdings, dass benachbarte Pingo-Ruinen extrem unterschiedliche Tiefen aufweisen. Fast alle Autoren verlangen für Pingo-Ruinen einen ausgeprägten Randwall, der wohl im aktiven Periglazial häufig zu beobachten ist. Pingo-Ruinen hier weisen zumeist nur schwach entwickelte scheinbare Randwälle auf, die sich bei genauerer Betrachtung zumeist als jüngere Dünen-Entwicklung entpuppen. Ein wesentlich sichereres Kriterium erscheint nach unseren Ergebnissen die Existenz einer Abflussrinne weit oberhalb der Basis der Pingo-Mulde, die vermutlich im Verlauf des Abschmelzprozesses entstanden ist. Die Reliefform der Mulden von Pingo-Ruinen lässt unterschiedliche Formen erkennen, die sich durch die gängigen Hypothesen der Pingo-Entstehung nicht erklären lassen.



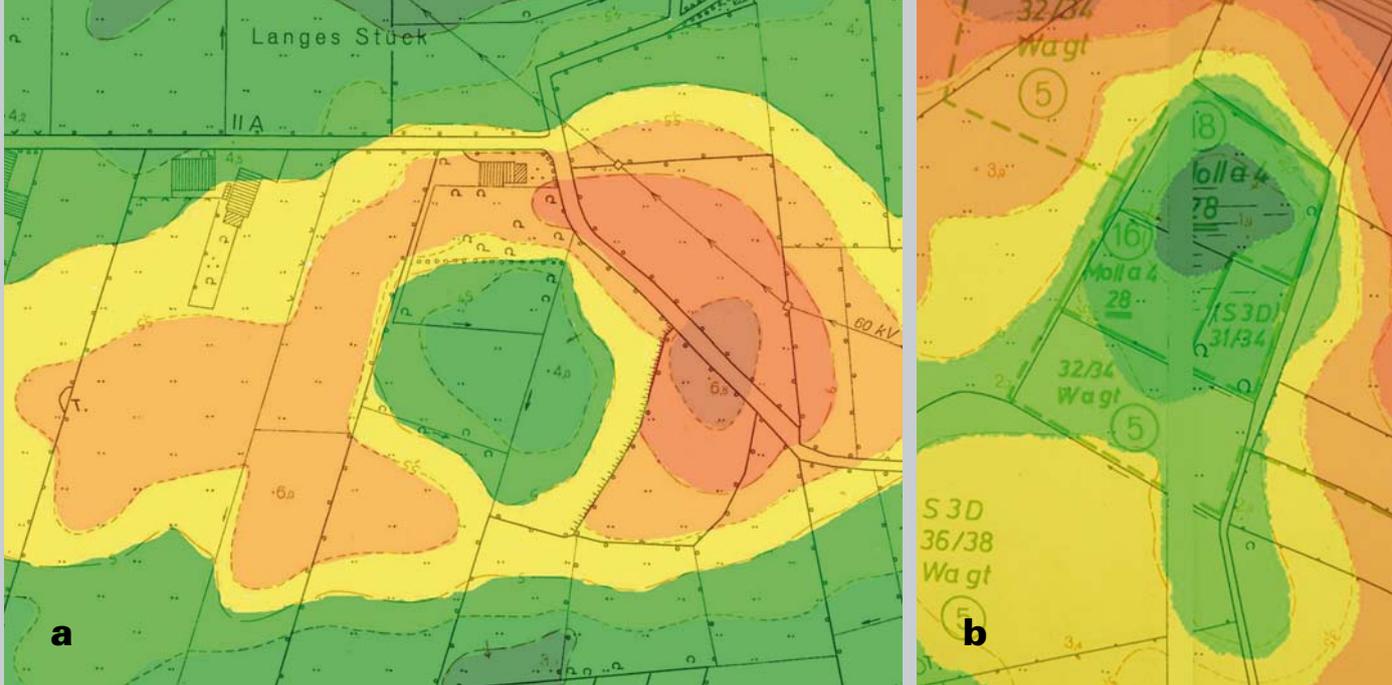


Abb. 2:

Höhenschichtenkarten von Pingo-Ruinen a) südlich von Aurich und b) südöstlich von Esens (Zeichnung: AXEL HEINZE)

Diese Situation hat bereits Niederschlag in zwei morphologischen Masterarbeiten der Universität Utrecht gefunden (RUITER 2012, DE BRUIN 2012). Dabei wurden allerdings die geologischen Faktoren des Umfeldes weitgehend ausgeklammert. Eine zurzeit laufende geologische Dissertation setzt sich mit diesen Fragestellungen auseinander, behandelt allerdings nur eine sehr geringe Anzahl von Pingo-Ruinen im Raum Timmel, sodass Verallgemeinerungen kaum möglich sein werden. Die Ergebnisse unserer Projektarbeit wurden bereits auf einem Poster in Cottbus (77. NDG-Tagung 2011) vorgestellt und sind im Internet unter www.pingos-neu.kge-mediaworld.de abrufbar. Zudem werden sie im Museum „Leben am Meer“ in Esens dargestellt.

Biotop

Neben den geologischen Merkmalen weisen Pingo-Ruinen besondere Merkmale als Biotop auf. Sie stellen im naturnahen Zustand bedeutende Feuchtbiotope dar, die zur Biodiversität der Landschaft beitragen können. In vielen Fällen sind sie mit einfachen Mitteln zu renaturieren, auch wenn sie bereits durch eine landwirtschaftliche Kultivierung überprägt wurden. Eine Bedeutung für die agrarische oder forstwirtschaftliche Nutzung ist in aller Regel nicht gegeben. Aus diesem Grunde sind sie hervorragend geeignet, als Kleinmoore wieder renaturiert zu werden oder sie als Feuchtwiesenbiotope weiterzuentwickeln. Damit stellen sie eine bedeutende Bereicherung der Landschaft im Bezug auf die Biodiversität dar, bieten sich aber auch als sinnvoller Ausgleichsbiotop für andere Baumaßnahmen an.

Eine besondere mögliche Form der Nutzung besteht in der Anlage einer Natureisbahn, wie es die Gemeinde Großefehn in Bagband im Rahmen einer Flurbereinigung geleistet hat. Die dazu notwendige extensive Pflege und winterliche Überstauung hat zu einem besonderen Feuchtwiesenbiotop mit rund 120 Pflanzenarten geführt, darunter zahlreiche Arten der Roten Liste. Gleichzeitig erfüllt die Fläche damit preiswert eine bedeutende soziale Funktion in der Gemeinde. Pingo-Ruinen waren bereits früher die Orte, an denen die Bevölkerung problemlos diesem Sport frönen konnte.

Eine Diplomarbeit in Landschaftsökologie an der Uni Münster setzt sich zurzeit mit der ökologischen Wertigkeit von Pingo-Ruinen im Raum Ostfriesland auseinander. Die Ergebnisse werden hoffentlich Hinweise auf das Potenzial dieser Ruinen aus der Sicht des Naturschutzes aufzeigen.

Abb. 3:
Artefakte des
Mesolithikums
vom Randwall
einer Pingo-Ruine
(Foto: AXEL HEINZE)



Bodendenkmal

Darüber hinaus weisen zahlreiche archäologische Befunde darauf hin, dass Pingo-Ruinen von der Steinzeit bis zur Gegenwart in der Entwicklung der Kulturlandschaft eine besondere Rolle gespielt haben, die bisher kaum untersucht ist. Auf den Randwällen von Pingo-Ruinen finden sich hier in Ostfriesland häufig Artefakte aus der Steinzeit. Diese Randwälle oder Randdünen boten in der damaligen Situation mehrere Gunstfaktoren für die Nutzer dieser Landschaft. Ein gut erreichbares offenes Gewässer ermöglichte die Wasserversorgung, Fischfang und Vogeljagd. Der Randwall gewährte aufgrund der mangelnden Drainage in der weitgehend vernässten und vermoorten Landschaft trockene Lagermöglichkeiten an einem leicht erhöhten Standort, der zusätzlich in der baumarmen Landschaft einen hervorragenden Überblick bot. Auch für Hügelgräber der Bronzezeit scheint man solche Standorte bevorzugt ausgewählt zu haben.

Im zentralen Bereich einer Pingo-Ruine in der Nähe von Esens wurden beim Bohren zufällig zwei Keramik-Gefäße der Römischen Kaiserzeit entdeckt, die offenbar kurz nach Christi Geburt in diesem Moor deponiert und dort an Ort und Stelle zerschert wurden. Diese Situation lässt vermuten, dass es sich um Opfergaben handelt. Pingo-Ruinen sind daher auch grundsätzlich als hochpotenzielle Bodendenkmale anzusehen. Zwei frühmittelalterliche Dorfanlagen in Ostfriesland wurden nach unseren Ergebnissen um Pingo-Ruinen errichtet. Diese haben also auch bei der Standortwahl der mittelalterlichen Besiedlung eine Rolle gespielt. Selbst der mittelalterliche Versammlungsplatz der Friesen am Upstalsboom in Rahe bei Aurich wurde auf dem Randwall einer Pingo-Ruine angelegt (FREUND 1995). Auch mittelalterliche Klöster und Höfe wurden an solchen Standorten errichtet. Alle nutzten die Gunstfaktoren dieser Situation. Da das Phänomen hier bisher kaum bekannt war, konnte auch niemand diese Zusammenhänge bemerken.

Auch in jüngerer Zeit haben die Pingo-Ruinen eine Rolle in der Landeskultur gespielt. Im Rahmen der Gemeinteilung ab dem 18. Jahrhundert gelangten sie oft in bäuerlichen Besitz. Die Landwirtschaft musste daraus dann in irgendeiner Form Ertrag erzielen. Im Regelfall wurde der Grundwasserspiegel abgesenkt und die Moorfläche mächtig übersandet, sodass sie als Feuchtgrünland nutzbar wurde. In manchen Fällen erfolgt

Abb. 4:
Keramik der
Römischen Kaiserzeit
aus einer Pingo-Ruine
südöstlich von Esens





Abb. 5:
Hochmoor in der gering gestörten Pingo-Ruine „Wrokmoor“ in Friedeburg (Foto: AXEL HEINZE)

bei einer Überdeckung mit mehr als 50 cm Sand sogar eine Ackernutzung. Diese staunassen und wenig tragfähigen Böden sind allerdings mit den heutigen Maschinen nur noch bedingt nutzbar und fallen daher oft brach. In anderen Fällen wurden die Pingo-Ruinen durch die Anlage eines rechteckigen Gewässers als Flachsroste genutzt. Sie waren dafür offenbar hervorragend geeignet. Stellenweise wurde der Torf für die Eigennutzung oder den Verkauf als Brennmaterial abgebaut, was allerdings eine weitere Nutzung, mit Ausnahme der Anlage eines Fischteiches, ausschloss. Dies ist auch in jüngerer Zeit noch passiert. Mit Aufforstungen des 19. Jhdts. wurde ebenso versucht, diese Standorte auszutrocknen und zu bestocken, was aber in aller Regel misslang. Für die moderne Forstwirtschaft sind diese Standorte uninteressant und damit hervorragend zur Renaturierung geeignet, wie das Hohehahner Moor im Wittmunder Wald bezeugt.

Bei einer Flächennutzungsplanung können die Pingo-Ruinen durch ihre völlig andersartigen Standortbedingungen böse Überraschungen bereiten. Ihre beste Nutzung besteht offenbar in der Anlage von Ausgleichsbiotopen. Eine Erfassung dieser Geotope wäre sicherlich für jede Planung sinnvoll.

Fazit

Für Lehre, Forschung und Planung bieten Pingo-Ruinen offensichtlich genügend Ansatzpunkte. Auch für den Einsatz in der Schule sind sie sehr geeignete Objekte. Schülerinnen und Schüler können hier Fragen stellen und Antworten suchen und dabei ein Verständnis für die Prozesse des Periglazials entwickeln, die auch normalerweise Unterrichtsthema sind, aber sonst nur nach Bildern und Zeichnungen abgehandelt werden können. Zudem ist die Dichte der Pingo-Ruinen in Ostfriesland so groß, dass im Umkreis von wenigen Kilometern jeder Schule auf der Geest ein geeignetes Anschauungsobjekt zu finden ist. Man sollte ihnen mehr Aufmerksamkeit widmen.

Literatur

- BRUIN, R. DE (2012): Pingo remnants in the northern Netherlands and adjacent north-western Germany. – zahlr. Abb. u. Tab.; Utrecht. – [<http://igitur-archive.library.uu.nl/student-theses/2012-1219-200533/MSthesisDeBruijn2012.pdf>]
- FREUND, H. (1995): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetations- und Siedlungsentwicklung im Moor am Upstalsboom, Ldkr. Aurich (Ostfriesland, Niedersachsen). – In: Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet, **23**: 117 – 152; Oldenburg.
- GARLEFF, K. (1968): Geomorphologische Untersuchungen an geschlossenen Hohlformen (Kaven) des Niedersächsischen Tieflandes. – Göttinger geogr. Abh., **44**: 142 S., 13 Abb., 1 Beil.; Göttingen.
- RUITER, A. (2012): Relict pingos and permafrost: zahlr. Abb. u. 2 Tab.; Utrecht. – [<http://igitur-archive.library.uu.nl/student-theses/2012-0828-200750/Ruiter%2c%20A.S%20-%20ThesisSecondVersion.pdf>]

Die quartäre Abfolge der Forschungsbohrung Garding aus Schleswig-Holstein

MANFRED FRECHEN

Team Garding: HERMANN BUNESS, CHRISTIAN ROLF, SUMIKO TSUKAMOTO, HELGA WIEDERHOLD, THOMAS WONIK, JINGRAN ZHANG, ALF GRUBE, CHRISTEL ADAMS, FRANK SIROCKO, MARIA SEKAR Proborukmi, BRIGITTE URBAN

Der Gardinger Tertiär-Trog auf der Eiderstedter Halbinsel in Schleswig-Holstein beinhaltet ein terrestrisches Sedimentarchiv, welches von besonderer Bedeutung für die stratigraphische Korrelation sowie die paläoklimatische Rekonstruktion des Pliozäns/Pleistozäns in Nord- und Mitteleuropa ist. Die Beckenentwicklung steht in direktem Zusammenhang mit der Randsynklinale des Salzdiapirs Oldenswort. Für den Gardinger Tertiär-Trog werden die höchsten Subsidenzraten des Norddeutschen Beckens vermutet, somit ist hier eine der kontinuierlichsten känozoischen Sedimentsukzessionen in Superposition wahrscheinlich. Die Bohrung lieferte sehr gute Kernqualität von 239 m Länge und verfügt über viele vermutlich vollständige, vor allem sehr gut erhaltene frühpleistozäne warmzeitliche Abfolgen, die palynologisch zur Rekonstruktion der Landschafts- und Vegetationsgeschichte detailliert untersucht werden.

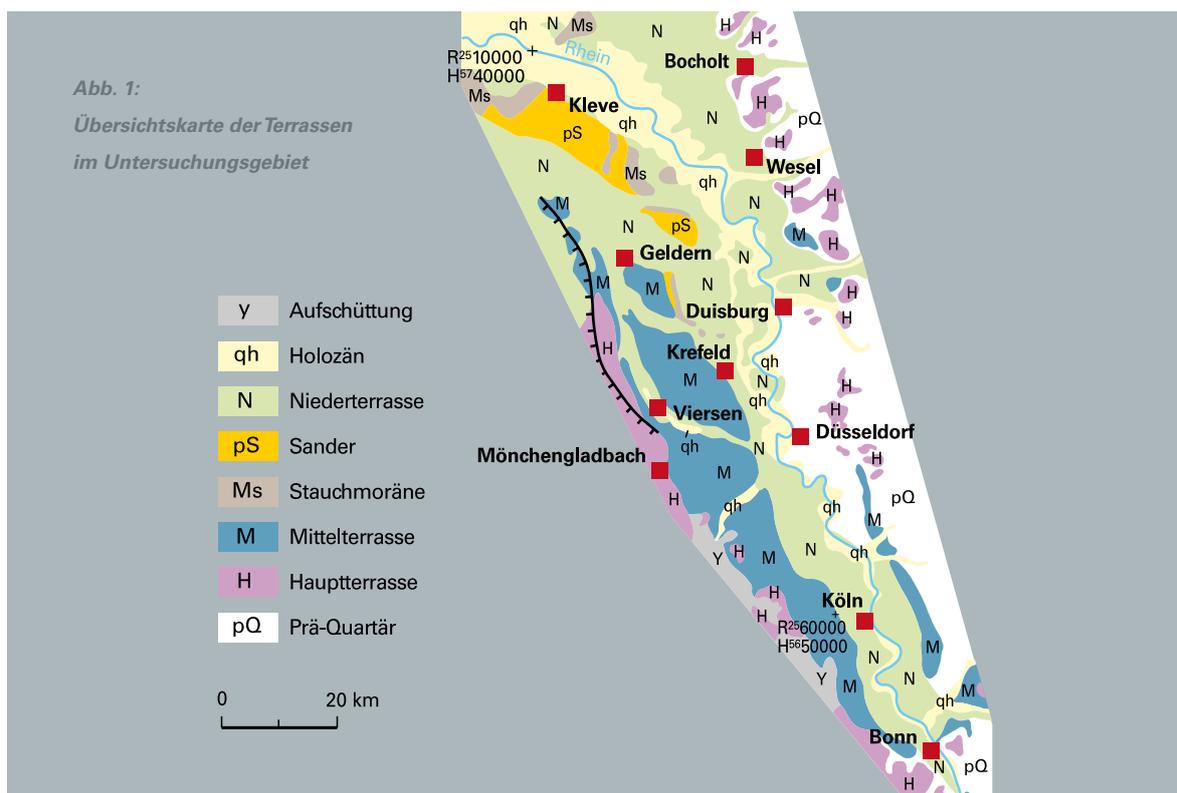
Die Bohrlokalität wurde geophysikalisch untersucht, unter anderem seismisch und mithilfe von SkyTEM. Im Bohrloch wurde eine detaillierte Bohrlochgeophysik durchgeführt, inklusive der Messung der magnetischen Suszeptibilität. Die ersten lithostratigraphischen Untersuchungen erlauben folgende vorläufige stratigraphische Interpretation: mächtige (> 20 m) holozäne Ablagerungen, für die bereits ein hochauflösender chronologischer Rahmen mittels ¹⁴C- und Optisch Stimulierter Lumineszenz (OSL)-Datierungen vorliegt, weichsel- und saalezeitliche Ablagerungen, Drenthe-Till, mächtige organikreiche Ablagerungen der frühen Saale- und der Holstein-Zeit, Elster-Till, eine mächtige sehr detaillierte frühpleistozäne Abfolge mit zahlreichen organikreichen Horizonten (Interstadiale/Interglaziale), eine ausgedehnte Sequenz frühpleistozäner und pliozäner Sande (die Pliozän/Pleistozän-Grenze wurde tentativ bei einer Kerntiefe von 180 m angesetzt) sowie fein- bis grobkörnige sandige Ablagerungen mit zwischengeschalteten Lignitlagen, die mit dem Pliozän/Miozän korrelieren.

Die Mittelterrassen des Rheins zwischen Bonn und Bocholt

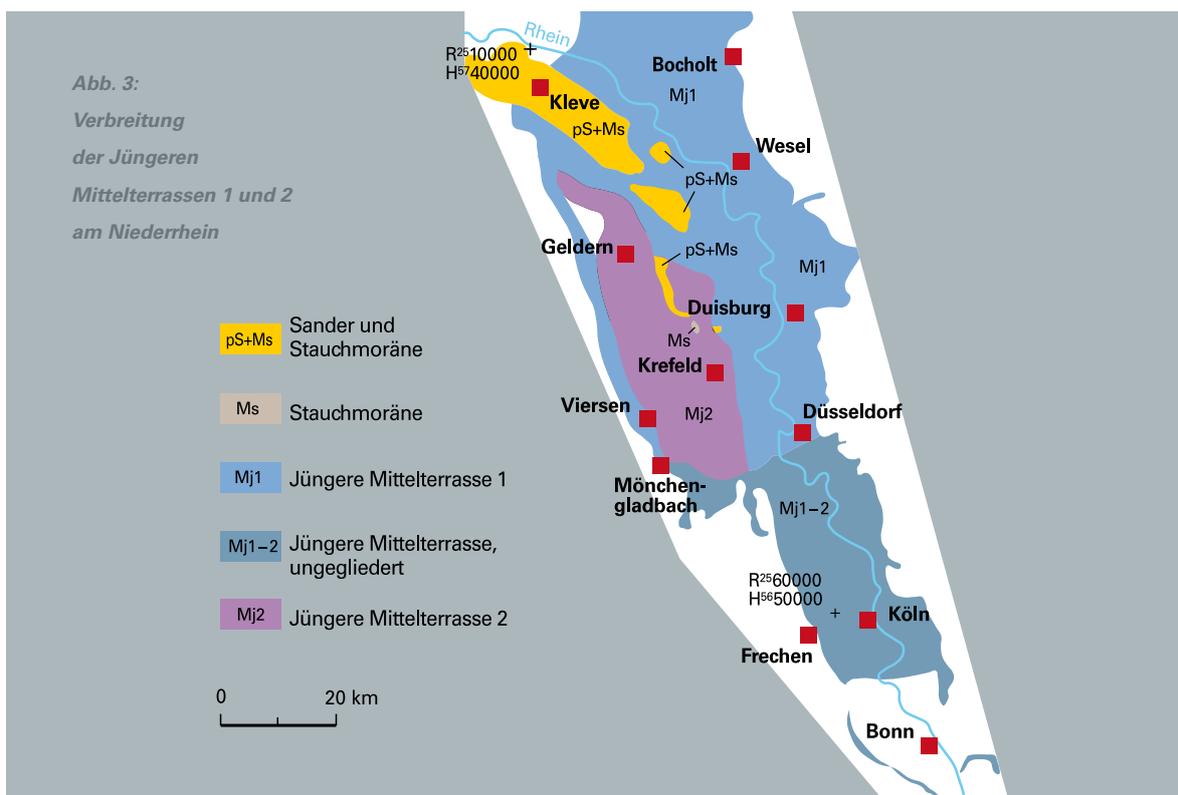
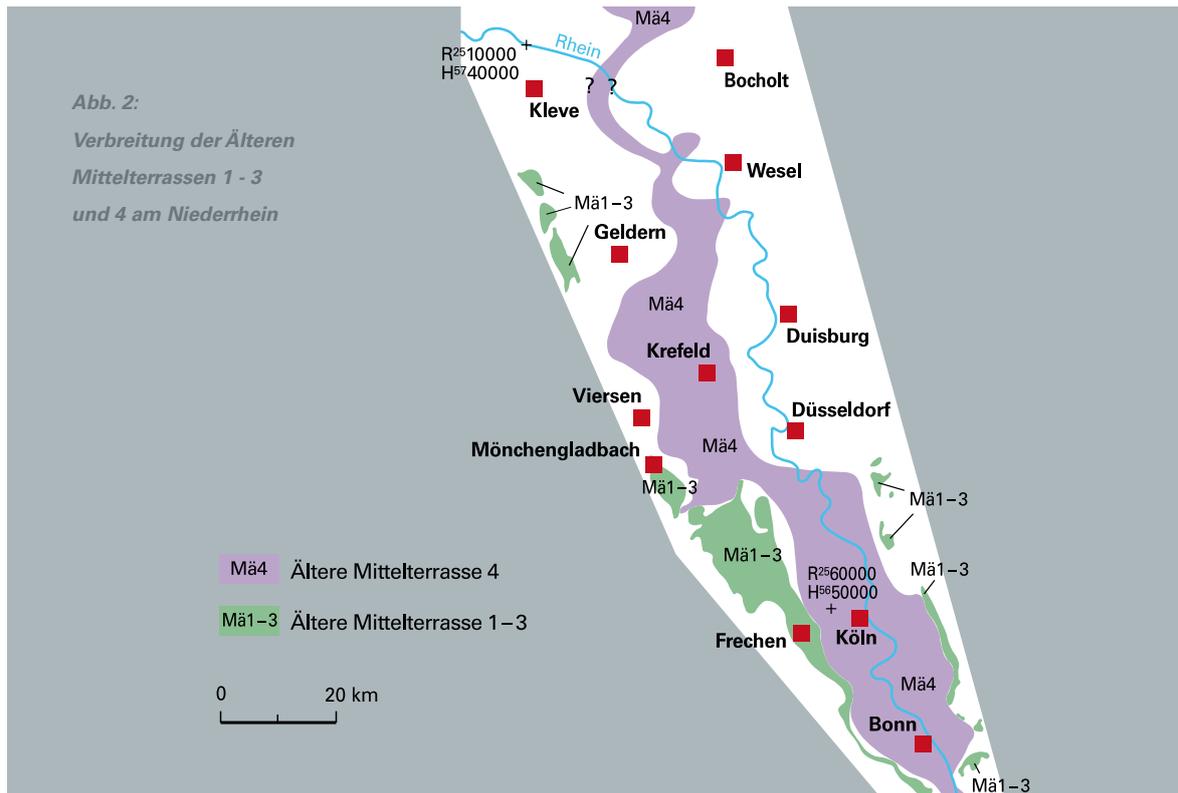
FRITZ JANSEN, GEORG SCHOLLMAYER

Im Rahmen der Geologischen Landesaufnahme des Geologischen Dienstes NRW wurden in den letzten 25 Jahren unter anderem 132 Rammkernbohrungen aus dem Verbreitungsgebiet der Mittelterrassen niedergebracht. Hinzu kommen tausende weiterer Bohrungen, die in der Datenbank des Geologischen Dienstes NRW gespeichert sind. Auf der Basis der vorliegenden Unterlagen bot es sich an, die Mittelterrassen des Rheins am Niederrhein zu bearbeiten (JANSEN & SCHOLLMAYER 2009, 2013). Die Ergebnisse dieser Untersuchungen werden in Form von Karten, Schnitten (vgl. Abb. 6), Bohrlochmessungen, Schwermineraldiagrammen und Pollenanalysen vorgelegt.

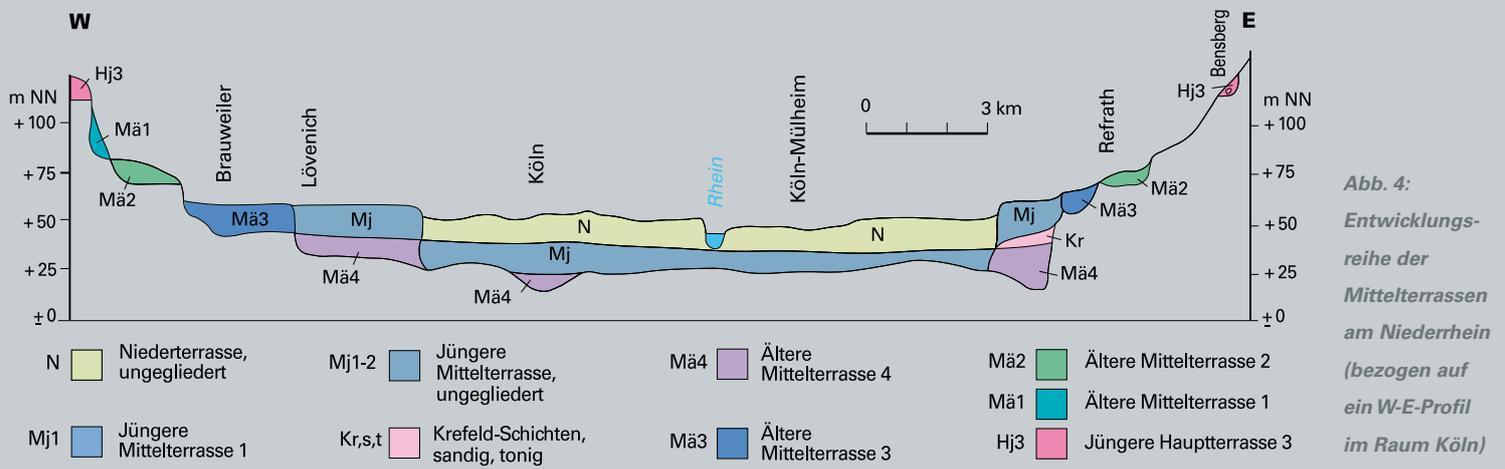
Das Untersuchungsgebiet (Abb. 1) umfasst den östlichen Teil des Niederrheins, der geologisch Teil der Niederrheinischen Bucht und des Niederrheinischen Tieflandes ist. Die Niederrheinische Bucht greift als tektonisches Senkungsgebiet keilförmig bis südlich von Bonn in das Rheinische Schiefergebirge hinein. Der Übergang von der östlichen in die westliche Niederrheinische Bucht wird im tertiären Untergrund durch NW – SE streichende Störungssysteme gebildet, die teilweise heute noch aktiv sind.



Die Mittelterrassen lassen sich aufgrund ihrer Höhe und ihrer Schwermineralzusammensetzung in die Älteren Mittelterrassen 1, 2, 3 und 4 und die Jüngeren Mittelterrassen 1 und 2 untergliedern. Zwischen den Älteren und den Jüngeren Mittelterrassen sind interglaziale Ablagerungen, die Krefeld-Schichten, eingeschaltet. Die Älteren Mittelterrassen 1 - 3 haben ihre größte zusammenhängende Verbreitung nordwestlich von Köln, zwischen Frechen und Mönchengladbach (Abb. 2). Sie sind dort fast vollständig von bis zu 29 m mächtigen Ablagerungen aus Löss und Fließerde überlagert. Die Ältere Mittelterrasse 4 nimmt mit einer Breitenausdehnung von durchweg 10 – 15 km den zentralen Teil des Niederrheins ein. Sie wird durchgehend von jüngeren Flussablagerungen überlagert.

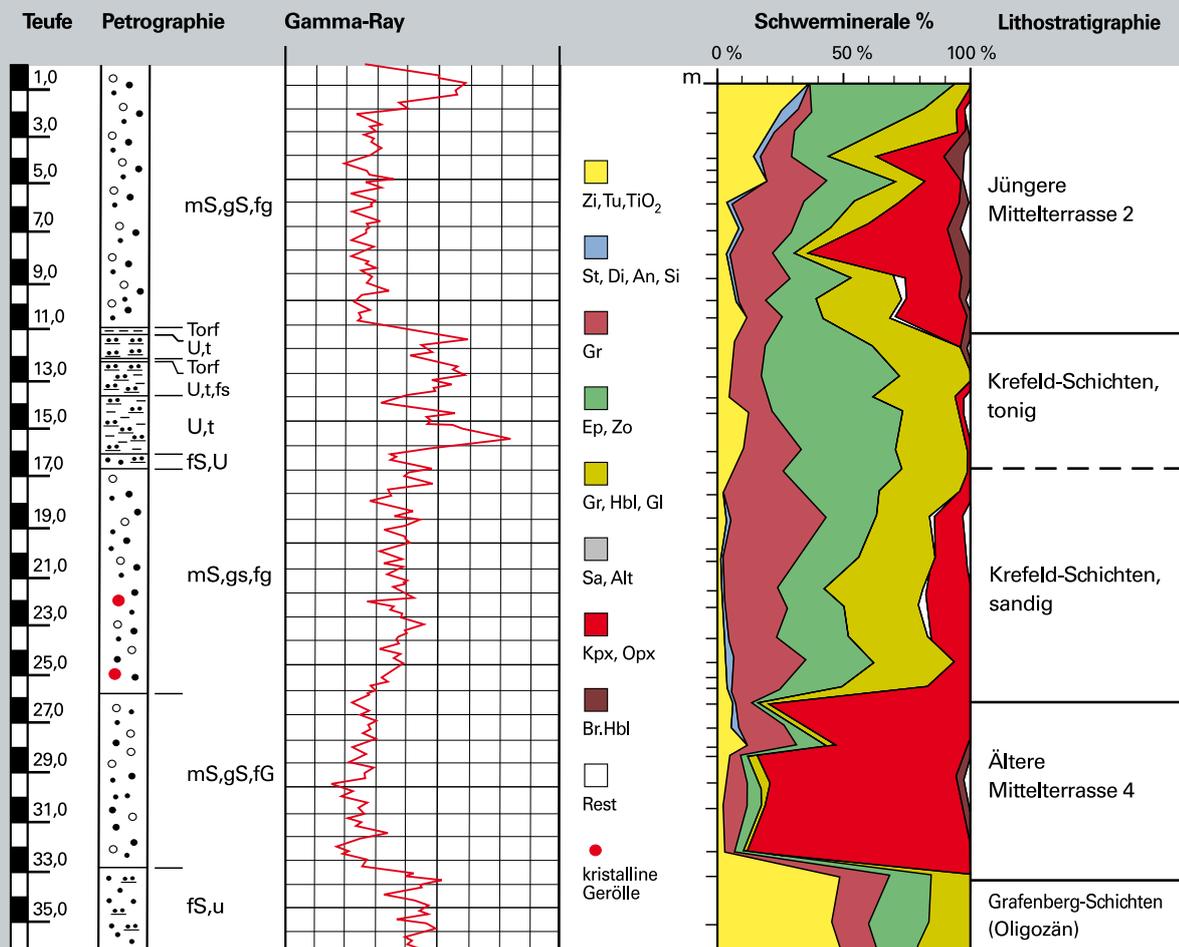


Die Älteren Mittelterrassen 1, 2, 3 und 4 bilden eine Terrassentreppe. Die Höhenunterschiede zwischen der Basis der einzelnen Terrassen betragen nordwestlich von Köln 12 – 25 m (Abb. 4). Voraussetzung für deren Entstehung war eine phasenweise Hebung des Rheinischen Schiefergebirges im Mittelrheintal. Um das stärkere Gefälle auszugleichen, war der Rhein gezwungen sich tiefer in den Untergrund einzuschneiden. Die Änderung des Flussgefälles dürfte zusätzlich durch Schwankungen des Meeresspiegels gesteuert worden sein; deren Ausmaß ist allerdings nicht bekannt.



Die Älteren Mittelterrassen unterscheiden sich von den Jüngeren Hauptterrassen durch ihre tiefere Geländedeposition, durch ihren Quarzanteil und vor allem durch ihre Schwermineralzusammensetzung (BRUNNACKER et al. 1978). Charakteristisch für die Älteren Mittelterrassen ist das erstmalige Auftreten vulkanischer Schwerminerale in größeren Mengen. Letztere stammen aus den Bimseruptionen der Osteifel-Vulkanfelder (VAN DEN BOGAARD & SCHMINCKE 1990). Leitmineral für die Älteren Mittelterrassen 1 und 2 ist die braune Hornblende. In den Älteren Mittelterrassen 3 und 4 ist das vorherrschende Mineral der Klinopyroxen (Abb. 5).

Abb. 5: Säulenprofil KB 83 (Krefeld)



Eine sichere stratigraphische Einstufung der Älteren Mittelterrassen 1, 2 und 3 ist nicht möglich. Durch das erstmalige Auftreten von vulkanischen Schwermineralen ist, wie bereits erwähnt, zumindest ein jüngerer Alter als die Jüngere Hauptterrasse 4 belegt. Da Letztere von den meisten Autoren in die Sauerstoffstufe 16 des Cromers eingestuft wird, kommt nur ein jüngerer Alter, entsprechend der Sauerstoffstufen 14 und 12 des Cromers, infrage (BOENIGK & FRECHEN 2006). Eine indirekte zeitliche Einstufung des Frimmersdorf-Interglazials (Tab. 1), das im Tagebau Garzweiler Nord in die Ältere Mittelterrasse 3 eingeschaltet war, lässt sich über die Gleichstellung mit dem Ariendorf-Interglazial durchführen (Tab. 1). Letzteres konnte bei Ariendorf mit einem Alter von 410 000 – 451 000 Jahren absolut datiert werden (VAN DEN BOGAARD & SCHMINCKE 2006). Dieses Alter stimmt gut mit der Sauerstoffstufe 11 des Cromers überein. Der jüngere Teil der Älteren Mittelterrasse 3 im Hangenden des Frimmersdorf-Interglazials sowie die Ältere Mittelterrasse 4 (Tab. 1) gehören folglich in die Sauerstoffstufe 10 des Elsters.

Im Unterschied zu den Älteren Mittelterrassen liegen die Krefeld-Schichten und die Jüngeren Mittelterrassen in gestapelter Lagerung vor. Die Krefeld-Schichten sind stark erodiert und nur noch in wenigen zusammenhängenden Bereichen vorhanden. Sie sind in ihrem höheren Teil meist schluffig-tonig und im tieferen Teil sandig ausgebildet. Das Schwermineralspektrum ist gekennzeichnet durch das Vorherrschen von Epidot und Grüner Hornblende. Die Gehalte an Klinopyroxen schwanken zwischen 5 und 32 % (Abb. 5). Für die Einstufung der Krefeld-Schichten in das Holstein sprechen das gleichmäßige Vorkommen von Kiefer, Erle, Tanne und Fichte, der Nachweis von Eibe, Lärche, Hemlocktanne, von Flügelnuss, Hickorynuss, des Wasserfarns Azolla sowie das Auftreten von Tertiär-Elementen wie Sequoia und Taxodium. Das Holstein wird von verschiedenen Autoren der Sauerstoffstufe 9 zugeordnet (GEYH & MÜLLER 2005; BOENIGK & FRECHEN 2006).

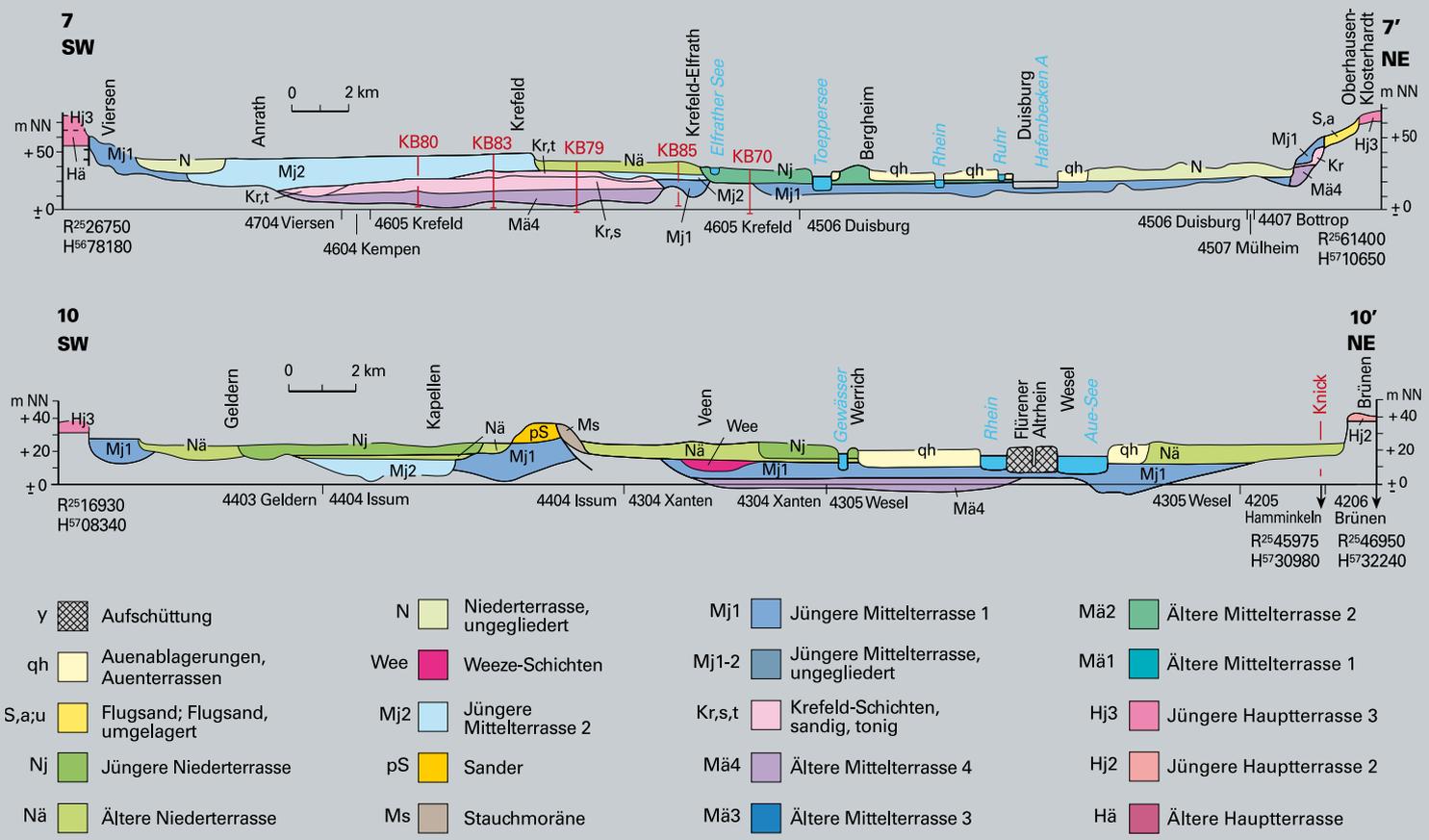


Abb. 6:
SW-NE-Schnitte 7 – 7', 10 – 10'

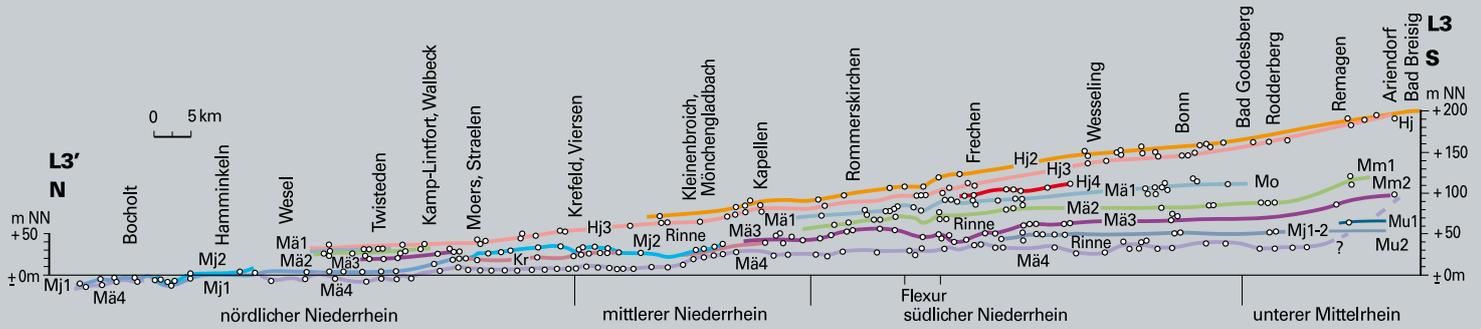


Abb. 7:
Gefälleschnitt L3 – L3'

Vor der Ablagerung der Jüngeren Mittelterrassen wurden im zentralen Rheintal die Krefeld-Schichten größtenteils und die Ältere Mittelterrasse 4 teilweise erodiert (Abb. 4). Im Raum Köln konnten Erosionsbeträge bis 20 m ermittelt werden. Nachdem die Rinnen aufgefüllt waren, erweiterte der Rhein sein Bett und lagerte die Jüngeren Mittelterrassen ab (Abb. 3). Letztere lassen sich am nördlichen Niederrhein mithilfe der Schwerminerale in die Jüngeren Mittelterrassen 1 und 2 untergliedern.

Das Schwermineralspektrum der Jüngeren Mittelterrasse 1 ist gekennzeichnet durch relativ niedrigere Werte des Klinopyroxen. Letzterer ist mit Anteilen von 5 – 35 % deutlich niedriger vertreten als in der Jüngeren Mittelterrasse 2, wo Werte bis 70 % auftreten (Abb. 5), die allerdings starken Schwankungen unterworfen sind. Die Jüngere Mittelterrasse 1 umfasst den größten Teil des Saale-Glazials (Tab. 1). Sie wurde in ihrem höheren Teil zeitgleich mit dem Vorstoß des Inlandeises aufgeschüttet. Die Jüngere Mittelterrasse 2 ist erst während des endgültigen Rückzugs der Gletscher, in der späten Saale-Kaltzeit abgelagert worden (Tab. 1).

Das Gefälle der einzelnen Mittelterrassen zeigt keine deutlichen Unterschiede und liegt durchweg zwischen 0,02 und 0,06 % (Abb. 7: Schnitt L3 – L3'). Störungen mit erkennbaren Verwurfbeträgen treten nur im Nordwesten des Untersuchungsgebietes am Viersener Sprung auf. Zwischen Kettwig und Oberhausen ist die Jüngere Hauptterrasse an einer Flexur um etwa 20 m nach Norden abgesunken. Wegen fehlender Aufschlüsse konnte die Flexur in den Älteren Mittelterrassen nicht beobachtet werden.

In der Tabelle 1 sind alle am Niederrhein vorkommenden Mittelterrassen sowie die zwischengeschalteten interglazialen Ablagerungen aufgelistet. Ferner ist eine Korrelation mit den entsprechenden Terrassen am unteren Mittelrhein dargestellt. Für das Verständnis erschwerend ist dabei, dass von anderen Bearbeitern, wie hier dargestellt von BOENIGK & FRECHEN (2006), eine andere Nomenklatur verwendet wird. Die Ältere Mittelterrasse 3 des Niederrheins lässt sich sehr gut über die Terrassenbasis mit der Mittleren Mittelterrasse 2 des unteren Mittelrheins parallelisieren (Tab. 1).

Tabelle 1 Korrelation der Mittelterrassen am Niederrhein und Unteren Mittelrhein					
Chrono- stratigraphie		Unterer Mittelrhein	Niederrhein	Unterer Mittelrhein	Niederrhein
		n. JANSEN & SCHOLLMAYER (2013)		BOENIGK & FRECHEN (2006)	
MITTELPLEISTOZÄN	Saale	Untere Mittelterrasse	Jüngere Mittelterrasse 2	Untere Mittelterrasse 2	Mittelterrasse 6
			Jüngere Mittelterrasse 1	Untere Mittelterrasse 1	Kempen-Krefeld- Schichten Mittelterrasse 5
	Holstein	Kärlicher Interglazial 2	Krefeld-Schichten	Kärlicher Interglazial 2	Kempen-Krefeld- Schichten
	Elster	Mittlere Mittelterrasse 2	Ältere Mittelterrasse 4 Ältere Mittelterrasse 3	Mittlere Mittelterrasse 2	„Rinnenschotter“
	Cromer	Kärlicher Interglazial 1 Ariendorf- Interglazial Mittlere Mittelterrasse 2	Frimmersdorf-Interglazial Ältere Mittelterrasse 3	Kärlicher Interglazial Ariendorf-Interglazial	Mittelterrasse 4 Frimmersdorf- Interglazial Mittelterrasse 3
			Ältere Mittelterrasse 2 Niederaußem-Interglazial Ältere Mittelterrasse 2	Mittlere Mittelterrasse 1	Mittelterrasse 2 Niederaußem- Interglazial
		Obere Mittelterrasse	Ältere Mittelterrasse 1	Obere Mittelterrasse	Mittelterrasse 1

Hinzu kommt der hohe Anteil an Klinopyroxen in beiden Terrassen. Die Ältere Mittelterrasse 4 ist am unteren Mittelrhein nur bis 1,5 km südlich von Remagen sicher nachgewiesen. Da weiter südlich nur die Älteren Mittelterrassen 1 - 3 vorkommen, muss die Ältere Mittelterrasse 4 eine Verbindung zur Älteren Mittelterrasse 3 (= Mittlere Mittelterrasse 2) gehabt haben. In Ariendorf fehlt der jüngere, elsterzeitliche Teil der Mittleren Mittelterrasse 2 (Tab. 1), sodass angenommen werden kann, dass die Abtrennung weiter südlich erfolgt sein muss.

Literatur

- BOENIGK, W.; FRECHEN, M. (2006): The Pliocene and Quaternary fluvial archives of the Rhine system. – Quart. Sc. Rev., **25**: 550 – 575, 9 Abb.; s'Gravenhage.
- BOGAARD, P. VAN DEN; SCHMINCKE, H.-U. (1990): Die Entwicklungsgeschichte des Mittelrheinraumes und die Eruptionsgeschichte des Osteifel-Vulkanfeldes. – Tag. dt. Quart-Ver., **25**: Exk.-Führer: 166 – 190, 17 Abb.; Düsseldorf.
- BRUNNACKER, K.; BOENIGK, W.; DOLEZALEK, B.; KEMPF, E.; KOCI, A.; MENTZEN, H.; RAZI RAD, M.; WINTER, K. P. (1978): Die Mittelterrassen am Niederrhein zwischen Köln und Mönchengladbach. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **28**: 277 – 324, 16 Abb., 4Tab., 1Taf.; Krefeld.
- GEYH, M.; MÜLLER, H. (2005): Numerical ²³⁰Th/U dating and a palynological review of the Holsteinian/Hoxian Interglazial. – Quaternary Sci. Rev., **24** (16 – 17): 1861 – 1872, 4 Abb., 3Tab.; Oxford.
- JANSEN, F.; SCHOLLMAYER, G. (2009): Die Mittelterrassen des Rheins zwischen Kamp-Lintfort, Viersen und Kaarst. – Natur am Niederrh., **24** (1): 50 – 61, 7 Abb., 2Tab.; Krefeld.
- JANSEN, F.; SCHOLLMAYER, G. (2013): Die Mittelterrassen des Rheins zwischen Bocholt und Bonn. – 78. Tag. Norddt. Geol., Tag.-Bd.: 16 – 17, 1 Abb.; Krefeld.

Reichswald- und Bönninghardt-Sander und ihre moränenen Deckschichten (Linker Niederrhein)

KLAUS SKUPIN, mit einem Beitrag von JANINE MEINSEN

1 Vorbemerkungen

In den vergangenen Jahren wurde im Bereich der linksrheinischen Stauchmoränenlandschaft eine Reihe sedimentpetrographischer, schwermineralogischer und geschiebekundlicher Untersuchungen durchgeführt. Sie lassen erkennen, dass der äußere Stauchmoränenwall (östliche Veluwe, Kleve-Kranenburg-Lobus, Louisendorf- und Moyland-Staffel, Sonsbecker Lobus) zusammen mit den Flächensandern des Reichswaldes und der Bönninghardt einer älteren bzw. 1. Eismasse mit südschwedischer Geschiebevormacht (Heerenveen-Gruppe) zuzuordnen ist (KLOSTERMANN 1992; SKUPIN & ZANDSTRA 2006, 2010). Hierbei werden sowohl Reichswald- als auch Bönninghardt-Sander von einer grau und rot gefärbten Moräne bzw. moränenartigen Ablagerungen überlagert (HEINE 1983, SIEBERTZ 1983). Die glaziäre Abfolge lässt Ähnlichkeiten mit den Moränenabfolgen im deutsch/niederländischen Grenzgebiet des Emslandes und der Hondsrug erkennen. Dort sind die roten Moränen allerdings nicht durch eine Geschiebegemeinschaft aus dem östlichen Mittelschweden, sondern durch eine ostfennoskandische Geschiebeführung (Assen-Gruppe) gekennzeichnet, die dort von einem jüngeren 2. oder 3. Eisvorstoß zurückgelassen wurde (RAPPOL et al. 1989; KLUIVING et al. 1991; DUPHORN et al. 1973; K.-D. MEYER 1982, 2005; SPEETZEN & ZANDSTRA 2009). Neuere Untersuchungen in den darunterliegenden Schmelzwassersedimenten (Sander) beschäftigten sich mit der Faziesarchitektur und den internen Deformationsstrukturen dieser Eisrandablagerungen (LANG & WINSEMANN 2013).

Anlässlich der 78. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Norddeutscher Geologen in Krefeld 2013 wurden die Schichtenfolgen des Reichswald- und Bönninghardt-Sanders im Rahmen einer Exkursion besucht und deren Beschaffenheit und Genese diskutiert (SKUPIN et al. 2013). Daraus ergaben sich neue Überlegungen zur Zusammensetzung und Entstehung der einzelnen Ablagerungskörper.

2 Geologische Übersicht

Die linksrheinischen Stauchmoränen zwischen Krefeld und Nimwegen (Nijmegen) bilden innerhalb des Landes Nordrhein-Westfalen den Westrand der saalezeitlichen Inlandvereisung. Sie wurden vor ca. 200 000 – 250 000 Jahren während des frühen Drenthe-Stadiums (= Hauptdrenthe) vom skandinavischen Inlandeis zurückgelassen und werden dabei an ihrem Westrand teilweise von ausgedehnten Sanderflächen begleitet, deren Sedimente aus Sand und Kies mit ca. 1 – 3° nach Nordwesten, Westen oder Südwesten einfallen. Sie wurden von den im (inglazial) oder unter dem Eis (subglazial) oft unter hydrostatischem Druck fließenden Schmelzwasserbächen längs des Eisrandes an Gletschertoren in Form von einzelnen Schwemmkegeln oder Schwemmfächern abgelagert, die sich in Richtung Vorland zu einer weiten Schotterflur zusammenschließen.

Die beiden bedeutendsten Flächensander dieser Region sind der Reichswald-Sander zwischen Kleve und Goch sowie der Bönninghardt-Sander zwischen Sonsbeck und Kamp-Lintfort. Sie werden jeweils von Moränen bzw. moränenartigen Ablagerungen überdeckt, die ein erneutes Vorrücken des nordischen Inlandeises in das Vorland über den äußeren Stauchmoränenzug hinweg erkennen lassen.

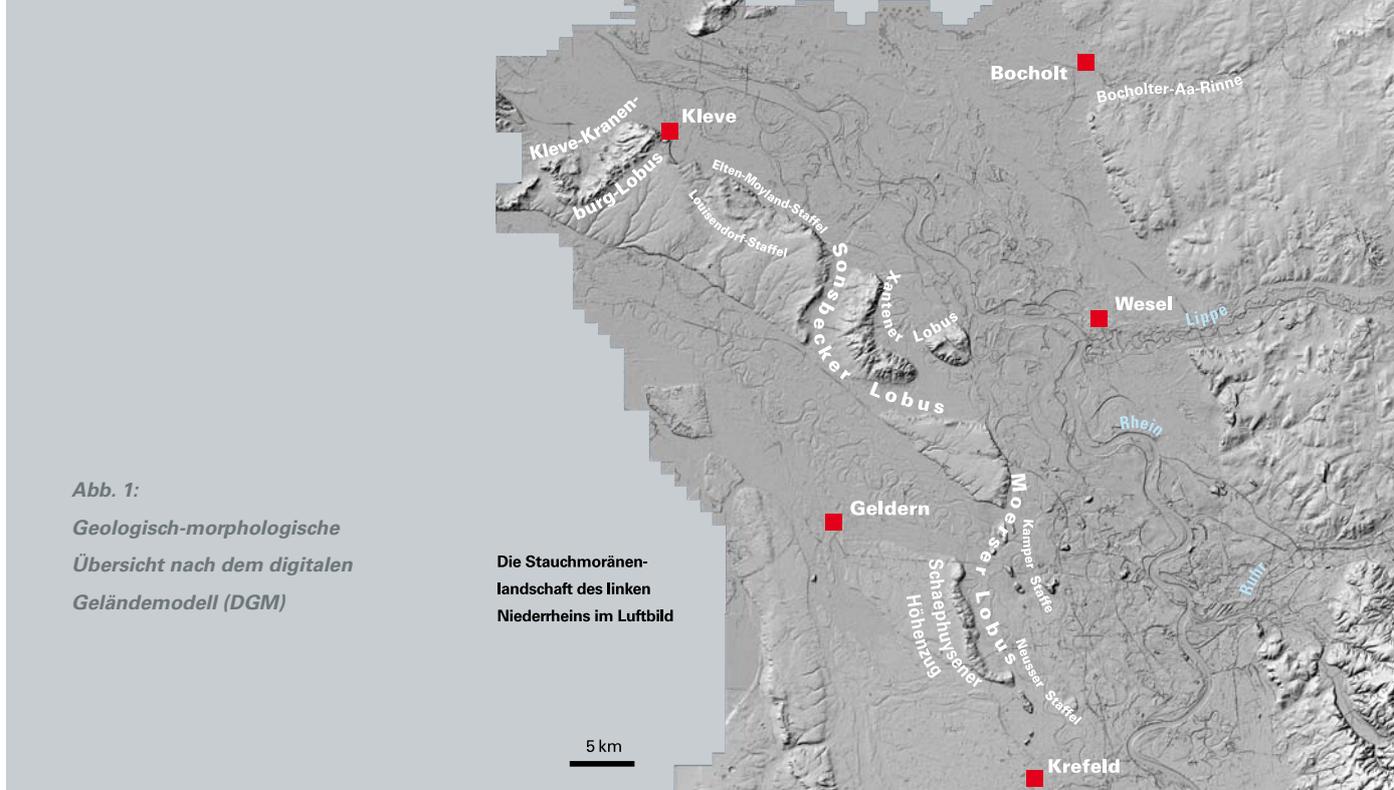


Abb. 1:
Geologisch-morphologische
Übersicht nach dem digitalen
Geländemodell (DGM)

Die Stauchmoränen-
landschaft des linken
Niederheins im Luftbild

3 Reichswald-Sander

Der Reichswald-Sander ist von den Stauwallbildungen der Moyland- und der Louisdorf-Staffeln abzuleiten, die an dessen Nordostrand als halbkreisförmige Geländerücken in Erscheinung treten und beim Vorstoß bzw. Rückzug des ersten saalezeitlichen Inlandeises gebildet wurden. Hierbei werden die beiden östlich gelegenen Stauchmoränenwälle der sogenannten Moyland-Staffel mit zwei Moränenablagerungen (Moylandstaffel I und II), die beiden westlich vorgelagerten Erhebungen bei Louisdorf und Schneppenbaum der sogenannten Louisdorf-Staffel (Louisdorf-Staffel I und II) zugerechnet. Des Weiteren ist bei Pfalzdorf ein weiterer schmaler, halbkreisförmiger Höhenrücken ausgebildet, der vermutlich ebenfalls als Moränenwall anzusprechen ist und der den äußersten Rand des saalezeitlichen Eises markiert (SKUPIN & ZANDSTRA 2010).

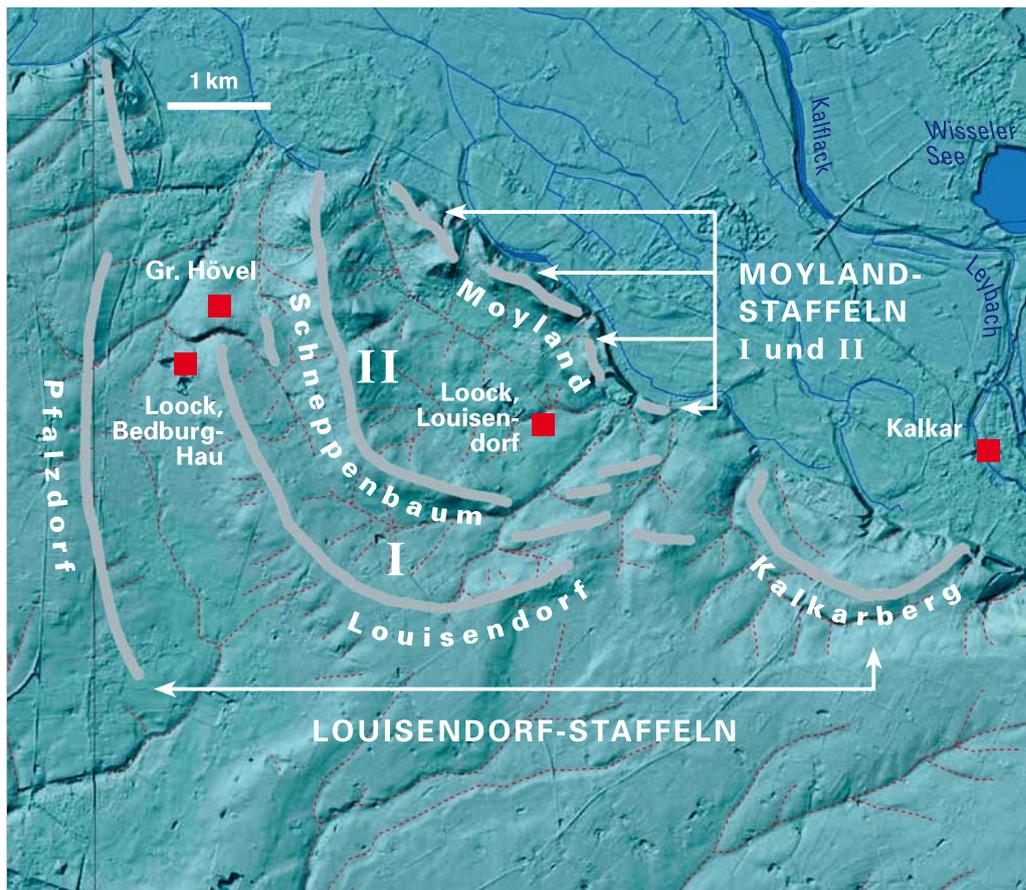


Abb. 2:
Reichswald-Sander
mit Louisdorf-
und Moyland-Staffeln

3.1 Abgrabung Look

Die Kenntnis über den Aufbau des Reichswald-Sanders geht bis in die 2. Hälfte des 20. Jahrhunderts zurück. Hierbei war es zunächst die Kiesgrube von Steengracht unweit von Moyland, die Einblick in die Schichtenfolge zwischen dem Stauchwall und dem Reichswald-Sander gewährte (BRAUN 1964, 1978). Wenige Jahre später war es der Anfang der 1980er-Jahre zwischen Moyland und Louisendorf angelegte, heute in seinem Südteil verfüllte Aufschluss der Deponie Look (TK 25: Blatt 4203 Kalkar, R ²⁵15 375, H ⁵⁷34 200), der weitere Erkenntnisse zur Schichtenfolge und zum Eisvorstoß in diesen Raum lieferte (HEINE 1983, SIEBERTZ 1986). Danach handelt es sich bei den ältesten Ablagerungen des Reichswald-Sanders um grobkörnige glazifluviatile Sande und Kiese (Sander 1) der Louisendorf-Staffel I. Sie wurden beim nachfolgenden Eisvorstoß der Louisendorf-Staffel II unter Bildung eines Zungenbeckens bis auf geringe Reste ausgeräumt und die entstandene Hohlform nachfolgend von glazilimnischen, glazifluviatilen und glaziären Sedimenten verfüllt. Diese sind vom letzten Eisvorstoß in diesen Raum, den sogenannten Moyland-Staffeln (Moyland-Staffel I und II) abzuleiten. Neben zwei Stauchmoränenrücken sind sie im westlichen Vorland durch zwei petrographisch und farblich unterschiedliche Moränen gekennzeichnet, was auf eine Oszillation des Eisrandes schließen lässt (SKUPIN & ZANDSTRA 2010: 54).

Die vorliegenden Beschreibungen fanden sich durch die aktuellen Aufschlussverhältnisse in dem ca. 5 – 6 m tiefen Aufschluss im Wesentlichen bestätigt. Danach bestehen die Schmelzwasserablagerungen des Jüngeren Sanders (= Sander II) aus einer Wechsellagerung von flach nach Osten einfallenden Schichten aus grauem Sand und Kies (Abb. 3), die stellenweise durch Kletterrippeln, loadcasts (s. Kap. 3.2) und Entwässerungskanäle (Fluidgänge, s. Abb. 4) gekennzeichnet sind.

Eine Schwermineralanalyse ergab für die Sedimente einen hohen Prozentsatz an stabilen Mineralen (54 %), der mehr als doppelt so hoch ist wie bei der auflagernden roten Moräne. Bei den instabileren Mineralen herrscht Epidot mit 25 % vor. Granat ist mit 0,5 % kaum vertreten.



*Abb. 3:
Reichswald-Sander
mit Deckschichten
aus grauer und
roter Moräne*



*Abb. 4:
Entwässerungskanal
(Fluidgang) im
Reichswald-Sander*

Der Sander wird von zwei unterschiedlich gefärbten Moränen überlagert (Abb. 5). Hierbei besteht die untere Moräne der Moyland-Staffel I aus einem ca. 0,6 m mächtigen Paket aus grauem bis gelblich grauem oder rostbraunem, schwach sandigem, schwach tonigem Schluff mit etwas Fein- und Mittelkies, stellenweise Grobkies. Das Kiesmaterial wurde beim Vorrücken aus den vom Eis überfahrenen Haupt- und Mittelterrassen des Rheins aufgenommen und ist z. T. so zahlreich, dass die Moräne als sandig-kiesige Lokalmoräne anzusprechen ist. Nach den daran vorgenommenen petrographischen Untersuchungen handelt es sich hierbei hauptsächlich um Quarz, Quarzit, quarzitischen Feinsandstein, Lydit, Feuerstein und Maaseier (vgl. rote Moräne). In der Fraktion 3 – 5 mm (Untersuchungen J. G. ZANDSTRA) wurde außerdem aufgearbeitetes Material frühpleistozäner Flusssande der Harderwijk-Formation nachgewiesen.

Die graue Moräne wird wiederum überlagert von einem insgesamt 1,4 m mächtigen Paket aus rötlich grauem bis braunrotem, schluffig-tonigem Sand oder mittelbraunem, sandig – schwach tonigem Schluff mit einem geringen bis mäßig hohen Kiesanteil, der stellenweise lagenartig verstärkt ist. Er ist wie bei der grauen Moräne von Material der Rhein-Haupt- oder Mittelterrasse abzuleiten, sodass auch die Moräne der Moyland-Staffel II als Lokalmoräne anzusprechen ist. Eine daran durchgeführte Kiesanalyse anhand der Grobkiesfraktion (20 – 63 mm) ergab 58,8 % Quarz, 20,4 % verschiedenfarbigen Quarzit, 8,3 % Lydit, 2,0 % Feuerstein, 0,5 % Maaseier, 7 % quarzitischen Feinsandstein, 1,5 % Revin-Quarzit (Pyrit-Quarzit) und 1,5 % nordisches Kristallin. Die Feuersteinzahl lag bei 4. Zwei weitere Kiesanalysen an einer innerhalb der roten Moräne vorhandenen sandigen Kieslage von wenigen Zentimetern bis > 1 m Dicke und mehreren Metern Breite (Abb. 6) sowie an einer an der Oberkante der Moräne entwickelten Steinsohle ergaben ähnliche Ergebnisse wie für das eigentliche Moränenmaterial.

Abb. 5:

Graue Moräne (unten links), zusammen mit auflagernder roter Moräne. Letztere kryoturbat in die graue Moräne eingetieft

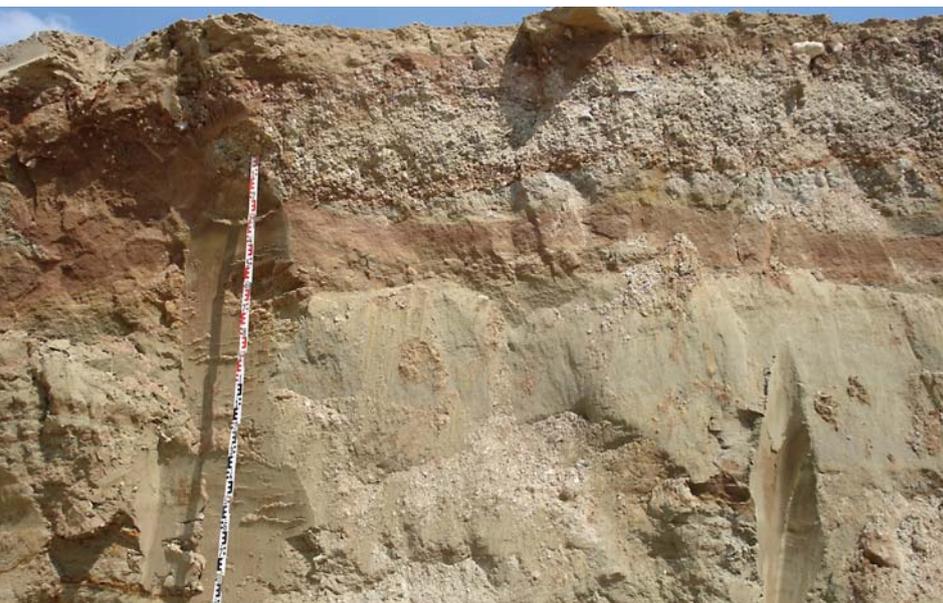


Abb. 7:

Eiskeil mit Füllung aus rotem Moränenmaterial, im oberen Teil stärker kiesig

Abb. 6:

Rote Moräne mit Kieseinschaltungen

Danach besteht die Kieslage innerhalb der Grobkiesfraktion (20 – 63 mm) aus 58,3 % Quarz, 10,8 % verschiedenfarbigem Quarzit, 7,5 % Lydit, 1,0 % Feuerstein, 2,3 % Maaseier, 16,8 % quarzitischem Feinsandstein, 1,8 % Revin-Quarzit (Pyrit-Quarzit), 0,5 % Roteisenstein und 1 % nordischem Kristallin. Feuersteinzahl: 5,5. Für die Steinsohle ergaben sich 57,0 % Quarz, 13,5 % verschiedenfarbiger Quarzit, 9,3 % Lydit, 3,0 % Feuerstein, 2,4 % Maaseier, 11,9 % quarzitischer Feinsandstein, 1,0 % Revin-Quarzit (Pyrit-Quarzit), 0,5 % Roteisenstein und 1,4 % nordisches Kristallin. Feuersteinzahl: 9,6.

Nach den geschiebekundlichen Analysen liegt der Kristallinanteil lediglich zwischen 1 und 1,5 % mit einer überwiegend aus Südschweden (Småland) stammenden Zufuhrgemeinschaft sowie einem innerhalb der roten Moräne erhöhten Anteil kristalliner Leitgeschiebe aus dem östlichen Mittelschweden und dem Ostseegebiet (Dalarna). Danach ist die Bildung der grauen Moräne als Bildung des ersten fröhrenthezeitlichen Eisvorstoßes, die Bildung der roten Moräne als seine Nachphase aufzufassen. Entsprechend den Vorkommen einer fröhrenthezeitlichen roten Moräne bei Bronkhorst im Raum Nimwegen wird sie als Nijmegen-Morärentyp bezeichnet (SKUPIN & ZANDSTRA 2006, 2010). Die rote Färbung wird dort auf den erhöhten Anteil an paläozoischen Sandsteinen (Dala-Sandstein, Old-Red-Sandstein) und Kalken zurückgeführt. Im vorliegenden Fall sind die Kalke durch die Verwitterung allerdings völlig aufgelöst und davon nur die für die Rotfärbung verantwortlichen Eisenoxyde (Hämatit, Fe_2O_3) erhalten.

Eine Schwermineralanalyse ergab im Vergleich zu den Sanderablagerungen eine Kombination von viel Epidot (32 %) und Granat (20,5 %). Daneben sind grüne Hornblende (9,5 %), etwas Alterit (6,0 %) und Klinopyroxen (0,5 %) vertreten. Die Summe der stabilen Minerale beträgt 25 %, ist also nur halb so hoch wie bei den Sanderablagerungen. Eine derartige Zusammensetzung lässt Anklänge an die Ablagerungen der Älteren Hauptterrasse erkennen und schließt eine Herkunft aus präkambrischem Dalarna-Sandstein oder mesozoischem Buntsandstein aus. Aufgrund kryoturbater Vorgänge im Permafrostklima der ausgehenden Saale-Kaltzeit oder der nachfolgenden Weichsel-Kaltzeit ist der oberflächennahe Untergrund durch wiederholtes Gefrieren und Auftauen weitflächig durchmischt mit Frosttaschen und Eiskeilen (Abb. 7), die teilweise 1 – 2 m tief in die darunterliegende graue Moräne sowie Schmelzwassersande und Beckensedimente des Sanders II hineinreichen.

3.2 Abgrabung Schmitz (J. MEINSEN)

Die Abgrabung Schmitz befindet sich wie die Abgrabung Look im Gebiet des Reichswald-Sanders, ca. 8 km südwestlich von Kalkar (TK 25: Blatt 4203 Kalkar, R ²⁵12 630, H ⁵⁷31 350). Dort sind heute von der ehemals 8 – 9 m hohen, NW – SE streichenden Aufschlusswand nur noch die untersten 5 m aufgeschlossen.

Danach bestehen die zuunterst aufgeschlossenen glazifluviatilen und glazilakustrinen Ablagerungen des jüngeren Sanders in ihrem basalen Teil aus Feinsand, schluffigem Feinsand und Schluff, in denen charakteristische Sedimentstrukturen wie Kletterrippeln und Entwässerungsstrukturen zu beobachten sind. Darüber folgt bis zur Oberkante des Aufschlusses eine Einheit von horizontal-laminiertem Feinsand und Schluff. Die eingemessenen Paläoströmungsrichtungen zeigen nach Westen bzw. Nordwesten, was auf eine Strömung aus östlicher Richtung hindeutet. Die ehemals im Hangenden vorhandene, 3 – 4 m mächtige Überdeckung aus Kies und Sand ist nicht mehr erhalten. Nordisches Material wurde nicht beobachtet. Sedimente mit Kletterrippeln (Abb. 8) sind charakteristisch für Ablagerungen von abnehmenden, turbulenten Strömungen mit geringer Energie und hohen Sedimentationsraten (ASHLEY et al. 1982). Die Steigung der Rippeln ist abhängig vom Verhältnis der Suspensionsfracht zur Bodenfracht. Sie werden häufig in einem glazilakustrinen Milieu gebildet.

Gleichzeitig deuten mächtige Ablagerungen mit Kletterrippeln auf Strömungen hin, die einen hydraulischen Sprung durchlaufen und so einen raschen Verlust der Transportkraft erlebt haben. In der Abgrabung Schmitz sind an der Basis subkritische (Typ A) und am Top superkritische (Typ B) Kletterrippeln erhalten, was auf steigende Suspensionsraten in der Strömung zurückzuführen ist (Abb. 9).

Eine weitere Besonderheit in der Abgrabung Schmitz sind die häufigen „soft sediment deformation structures“. Diese Strukturen werden durch unterschiedliche Prozesse hervorgerufen, die zu Änderungen der Schichtlagerung kurz nach der Ablagerung führen. Die dominierenden Prozesse sind Verflüssigung („liquefaction“), Fluidisierung („fluidization“) und „loading“. Typische Strukturen im Aufschluss Schmitz sind Diapire („dykes“), Belastungsmarken („loadcasts“; s. Abb. 10; „flame structures“) und Wickelstrukturen („convolute bedding“).

4 Bönninghardt-Sander

Innerhalb des linksrheinischen Stauchmoränengebietes bildet der Bönninghardt-Sander eine schwach nach Westen abfallende Hochfläche am Rande der Sonsbecker und der Moerser Stauchmoräne, die sich vom Tüschental bei Sonsbeck bis zum Waldgebiet der Leucht bei Kamp-Lintfort erstreckt. Hierbei wird der Nordteil genetisch dem Sonsbecker Lobus, der Südteil dem Moerser Lobus zugerechnet (Abb. 11). Die Grenze zwischen den beiden Schüttungskörpern wird hierbei ungefähr in der Mitte der Bönninghardt angenommen und macht sich im Gelände in Form einer schwachen Geländedepression bemerkbar (THOME 1984: 48). Die Genese erfolgte wie beim Reichswald-Sander in einem sehr flachen, verwilderten Stromsystem, wobei die Sedimente nach ihrem Austritt aus dem Eisrand weitflächig über den Untergrund ausgebreitet wurden.



Abb. 8:
Sanderablagerungen mit Kletterrippeln

Abb. 9:
Unterschiedliche Typen von Kletterrippeln
in Abhängigkeit vom Verhältnis Suspensions-
fracht/Bodenfracht (ASHLEY et al. 1982: Abb. 2)

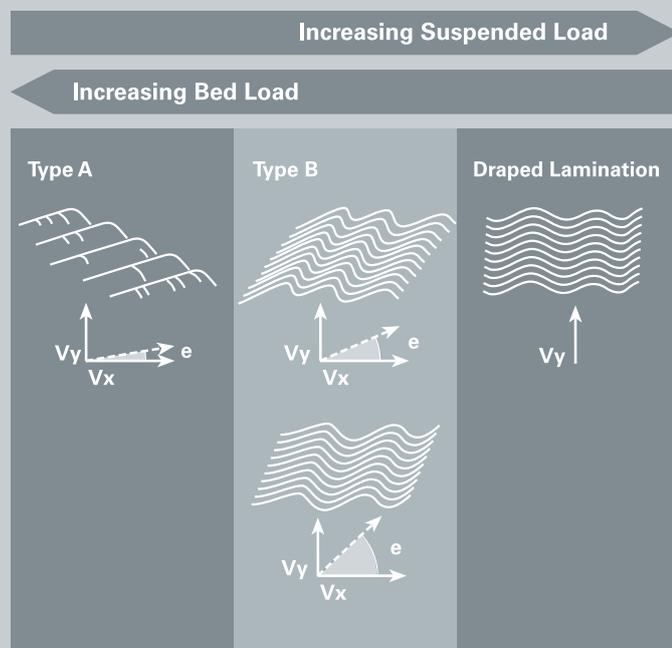
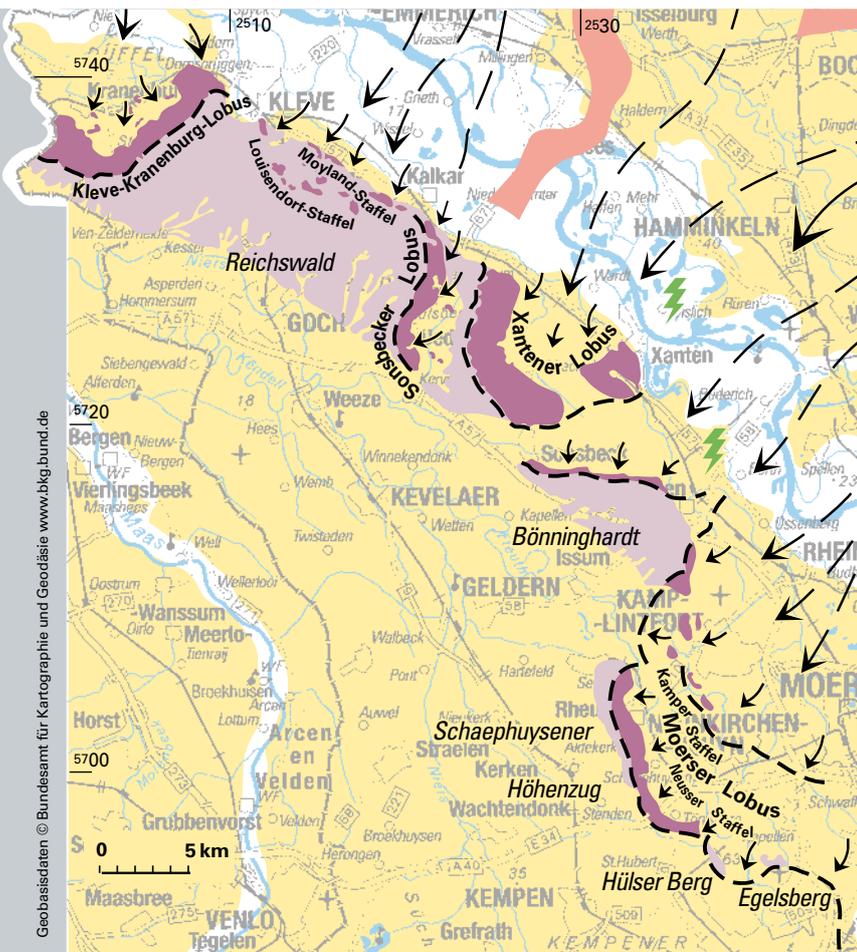




Abb. 10:
Belastungsmarken
(loadcasts)

Infolge der rasch wechselnden Strömungsgeschwindigkeit sind die Sedimente teils grob, teils fein geschichtet mit einer Schräg- bis Horizontalschichtung (KLOSTERMANN 1986: Abb. 6). Daneben sind auch in größerer Entfernung vom Eisrand immer wieder Erosionsrinnen anzutreffen, die mit von unten nach oben feiner werdenden Sedimenten ausgefüllt sind (KLOSTERMANN 1986: Abb. 7, KLOSTERMANN 1988: Abb. 22 – 23). Darüber ist im Nordostteil der Bönninghardt – ähnlich den Verhältnissen im Reichswald – eine Abfolge aus Grundmoräne und Fließmoräne vorhanden.



Geologische Formationen
 [white box] junge Ablagerungen in den Auen
 [yellow box] Quartär, ungegliedert

Glaziale Ablagerungen
 [orange box] Oser
 [pink box] Sander
 [purple box] Stauchmoräne

Glaziale Formen
 [lightning bolt symbol] Stauungen und Verschuppungen, überdeckt

[dashed line with arrows symbol] Eisrandgrenze mit Vorstoßrichtung des Eises

Abb. 11:
Bönninghardt-Sander
mit Sonsbecker und
Moerser Lobus



Abb. 12:
*Bönninghardt-Sander
 mit Moränen- und
 Fließmoränenbedeckung*

4.1 Abgrabung Scholten

Die Sandgrube Scholten (GK 25: Blatt 4404 Issum, R ²⁵28 600, H ⁵⁷16 800) befindet sich im Nordostteil der Bönninghardt, einer überwiegend aus schräg- und horizontal geschichteten, sandigen und kiesigen Sedimenten zusammengesetzten Sanderschüttung am Rande des saalezeitlichen Inlandeises.

Bei dem zuunterst anstehenden Sander handelt es sich um mittel- bis feinkörnige Sande und Kiese, die im obersten Abschnitt aus horizontal geschichteten, gelb- bis grünlich gefärbten feinkiesigen Sanden mit einzelnen, z. T. nordischen Blöcken und Steinen (vgl. ehem. Sandgrube Bothen, Bönninghardt, R ²⁵33 320, H ⁵⁷16 700; KLOSTERMANN 1986: Abb. 10) bestehen (Abb. 12). Die darüber folgende, 1,5 – 2 m mächtige Grundmoräne ist stark lokal geprägt und besteht aus gelben bis rostfarbenen, schwach grobsandigen, schwach schluffigen bis schluffigen Fein- und Mittelsanden, in denen größere Blöcke aus Granit und Gneis enthalten sind. Charakteristisch für die Moräne sind zahlreiche Kryoturbastrukturen (Abb. 13).

Eine anhand der Grobkiesfraktion (20 – 63 mm) durchgeführte Kiesanalyse ergab 49,0 % Quarz, 11,5 % verschiedenfarbigen Quarzit, 8,2 % Lydit, 5,7 % Feuerstein, 2,2 % Maaseier, 16,0 % quarzitisches Feinsandstein, 1,4 % Revin-Quarzit (Pyrit-Quarzit), 1,9 % Tonschiefer und 4,1 % nordisches Kristallin. Die Feuersteinzahl lag bei 16. Das Verhältnis Feuerstein/Maaseier lag bei ca. 2,5 : 1. Mit einem Quarzgehalt von 49 % und einer Feuersteinzahl von 16 entspricht die Zusammensetzung einer Rhein-Terrasse mit einem mäßigen Maaseinfluss (Rhein-/Maas-Mischfazies). Die obersten Lagen bestehen aus 0,2 – 0,4 m mächtigen grauen bis hellgrauen oder rötlich grauen, schwach grobsandigen Sanden und Kiesen mit zahlreichen Quarzen und Lyditen einer Fließmoräne, die von einzelnen Frosttaschen und Frostspalten durchsetzt sind, in denen die Kieskomponenten vertikal verstellt sind (Abb. 13 u. 14).



Abb. 13:
*Grundmoräne
 über Sander*



Abb. 14:
Grundmoräne mit sandigen Deckschichten (flow-tilt, Nijmegen-Moräne), stellenweise kryoturbat verwürgt (Frosttasche mit rötlich gefärbtem Material, darunter Sanderablagerungen)

Petrographisch wird der Gesteinsanteil in den vorliegenden Schichten durch die Bestandteile der Haupt- und Mittelterrassen sowie den Anteil an nordischem Kristallin bestimmt. Eine daran durchgeführte Kiesanalyse anhand der Grobkiesfraktion (20 – 63 mm) ergab 53,0 % Quarz, 20,9 % verschiedenfarbigen Quarzit, 7,6 % Lydit, 1,4 % Feuerstein, 2,5 % Maaseier, 12,0 % quarzitischen Feinsandstein, 0,8 % Revin-Quarzit (Pyrit-Quarzit), 0,4 % Roteisenstein und 1,4 % nordisches Kristallin. Die Feuersteinzahl lag bei 7.

Zur quantitativen Erfassung des nordischen Kristallins und der Leitgeschiebe wurden hierbei die Methoden HESSE-MANN*) (1930) und ZANDSTRA**) (1983, 1987, 1988) angewandt.

Sie ergaben folgendes Ergebnis (s. JANSEN et al. 2008: 247 ff.):

1. Fließmoräne: HZ = 2260, KL = 17
2. Grundmoräne: HZ = 3160, KL = 27
3. Stauchmoräne: HZ = 3160, KL = 27 (Haagscher Berg, Stebbigsberg, Schmitteberg am Ostrand des Bönninghardt-Sanders)

Danach handelt es sich in Korrelation zu den Ergebnissen in den Niederlanden und im Münsterland (ZANDSTRA 1987, SKUPIN et al. 1993) um die Geschiebefracht des ersten Eisvorstoßes (= Heerenveen-Moränengruppe) der Hamelner Phase, bei dem der Sander vom Eis überfahren wurde, ohne Stauchungserscheinungen zu erzeugen. Das Gleiche gilt im Großen und Ganzen auch für die Leitgeschiebeführung des „Geschiebedecksandes“ oder der Fließmoräne. Allerdings ist dort der Anteil von Geschieben aus dem östlichen Mittelschweden leicht erhöht, was auf eine Subphase des ersten smålandreichen Eisvorstoßes hinweist. Diese Leitgeschiebevergesellschaftung wird, bezogen auf die rotbraunen bis graubraunen Geschiebemergel des Bereichs Bronkhorst bei Nijmegen, als Nijmegen-Morärentyp bezeichnet (SKUPIN & ZANDSTRA 2006, 2010).

5 Ergebnisse

Das Auftreten einer Moräne im Hangenden des Reichswald- und des Bönninghardt-Sanders entspricht den heutigen Erkenntnissen, dass Sander häufig nachträglich vom Eis überfahren werden (EHLERS 1994: 82). Markantestes Beispiel hierfür ist die nachträgliche Überführung der Rehburger Endmoräne (MEYER 1980). Vorkommen einer hauptdrenthezeitlichen roten Moräne sind schon seit längerem aus dem Noord-Oost-Poldergebiet an der Ostseite des IJsselmeeres von der Ortschaft de Voorst in Form der roten Schollenkeillehne bekannt (DE WAARD 1949). Diese Schollenkeillehne sind dort in einen südschwedisch geprägten Geschiebelehm eingelagert.

Die weitaus meisten Vorkommen stammen jedoch aus den östlichen Niederlanden und dem westlichen Niedersachsen. In den Niederlanden sind es die Vorkommen bei Assen und Emmen (Emmerschans) an der Ostseite des Drenthe-Plateaus im Bereich der Hondsrug sowie bei De Lutte in der Nähe von Oldenzaal, im Emsland die Vor-

kommen bei Lingen, Herzlake und Emsbüren (DUPHORN et al. 1973; K.-D. MEYER 1982, 2005; SPEETZEN & ZANDSTRA 2009). Hierzu gehören auch die Vorkommen im südlichen Oldenburg (HÖFLE 1979), im Raum Hamburg (EHLERS 1981, 1992) und Schleswig-Holstein (STEPHAN 1980, 1998).

Allen gemeinsam ist eine ostfennoskandische Geschiebefracht aus Åland-Kristallin und Rotem Ostseequarporphyr. Dabei werden die Vorkommen nach der niederländischen Moränentypologie aufgrund der unterschiedlichen lithologischen Beschaffenheit als Voorst-, Emmen- und Assen-Moräne bezeichnet, wobei die Voorst-Moräne tonreicher, die Emmen- und die Assen-Moräne sandreicher ausgebildet ist. Die Assen-Moräne ist wiederum feuersteinreich, die Emmen-Moräne feuersteinarm. Die rote Färbung ist wahrscheinlich auf den erhöhten Anteil an jotnischem Sandstein des Präkambriums sowie Sandsteine (Old-Red-Sandstein), Kalksteine und Dolomite des Paläozoikums zurückzuführen.

Aufgrund der ostbaltischen Geschiebeführung sind die roten Moränenablagerungen sehr wahrscheinlich dem Eis der 3. fründrenthezeitlichen Phase oder Hondsrug-Moerser Phase zuzuordnen, das im Ostbaltikum (Südwestfinland) seinen Anfang nahm und von dort in einem weiten Bogen über die östlichen Niederlande bei Groningen, den Hondsrug am Ostrand des Drenthe-Plateaus und das Emsland bis nach Moers und das Ruhrgebiet floss (= Hondsrug-Eisstrom) (RAPPOL et al. 1989; KLUIVING et al. 1991) (Abb. 15). Nach neueren Untersuchungen dürfte dieser Gletscher jedoch nicht über Dänemark hinweg in die Nordsee und von dort nach Süden, sondern von der Ostsee aus über Nordwestdeutschland hinweg bis ins deutsch-niederländische Grenzgebiet geflossen sein (K.-D. MEYER 2012). Hierbei wird infolge des lückenhaften Vorkommens und des Fehlens von Merkmalen eines zwischenzeitlichen Eisrückzuges auf der unterlagernden grauen Moräne nicht ein eigenständiger Eisstrom, sondern ein inglazialer Transport von rotem Material angenommen (K.-D. MEYER 2005, 2012, im Druck).

Schwache Rotfärbungen im Bereich Kirchhellen und Dortmund (FRECHEN et al. 2009, SKUPIN & ZANDSTRA 2010) gehören der 2. Eismasse mit einer Geschiebefracht aus dem westlichen Mittelschweden (= Dalarna) an (Abb. 15).

Abb. 15:
Vorkommen roter Moränen im Verbreitungsgebiet der fründrenthezeitlichen Inlandvereisung (Niederlande, NW-Deutschland)



Vorkommen:

1. Eismasse

- 1 De Voorst
- 5 Cloppenburg
- 9 Leuth b. Nijmegen
- 10 Louisendorf
- 11 Bönninghardt

2. Eismasse

- 12 Kirchhellen
- 13 Dortmund

3. Eismasse

- 2 Assen
- 3 Emmerschans
- 4 Herzlake
- 6 Lingen
- 7 Emsbüren
- 8 De Lutte b. Oldenzaal

Moränengruppe/Morärentyp

Voorst-Moränengruppe

- a) (De Voorst, Cloppenburg, Emsbüren, De Lutte)

Assen-Moränengruppe

- jüngerer Teil b) Emmen-Typ
(Emmerschans, Herzlake, Lingen)
- älterer Teil c) Assen-Typ
(Assen, Emmerschans, De Lutte)

Heerenveen-Moränengruppe

- jüngerer Teil d) (Kirchhellen, Dortmund)
- e) Nijmegen-Typ
(Leuth, Louisendorf, Bönninghardt)

↑ zunehmender Tongehalt
 ↑ Zunahme ostfennoskandischer Leitgeschiebe

6 Schriften und Karten

6.1 Schriften

- ASHLEY G. M.; SOUTHARD, J. B.; BOOTHROYD, J. C. (1982): Deposition of climbing-ripple beds: a flume simulation. – *Sedimentology*, **29**: 67 – 79, 7 Abb., 1 Tab.; Oxford.
- BRAUN, F. J. (1964): Endmoränen-Stauchwall und Eisrandbildungen bei Moyland/Ndrh., aufgeschlossen in der Kiesgrube Von-Steengracht. – *Niederrhein*, **31** (2): 58 – 63, 7 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- BRAUN, F. J. (1978): Geschiebekundliche und mineralogisch-petrographische Besonderheiten im Endmoränen-Stauchwall von Moyland bei Kalkar/Ndrh. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **28**: 325 – 333, 2 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- DUPHORN, K.; GRUBE, F.; MEYER, K.-D.; STREIF, H.; VINKEN, R. (1973): Area of the Scandinavian Glaciation. – 1. Pleistocene and Holocene. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **23/24**: 222 – 250, 1 Abb.; Öhringen/Württ.
- EHLERS, J. (1981): Problems of the Saalian Stratigraphy in the Hamburg area. – *Meded. Rijks geol. Dienst*, **34** (5): 26 – 29, 1 Abb.; Haarlem.
- EHLERS, J. (1992): Origin and distribution of red tills in North Germany. – *Sveriges geol. Unders., Ser. Ca*, **81**: 97 – 105, 4 Abb., 1 Tab.; Stockholm.
- EHLERS, J. (1994): Allgemeine und historische Quartärgeologie. – 358 S., 176 Abb.; Stuttgart (F. Enke).
- FRECHEN, M.; LENZ, A.; SKUPIN, K.; STRITZKE, R.; ZANDSTRA, J. G. (2008): Ein bemerkenswertes Pleistozänprofil im Bereich Dortmund-Brechten (südliches Münsterland). – *scriptum*, **18**: 29 – 43, 7 Abb., 4 Tab.; Krefeld
- HEINE, K. (1983): Der Vorstoß des nordeuropäischen Inlandeises am Niederrhein (Raum Kleve – Kalkar – Goch). – *Abh. z. rhein. Landeskd.* **51** (Beitr. Quartär nördl. Rheinld.): 39 – 49, 3 Abb., 1 Beil.; Bonn.
- HESEMANN, J. (1930): Wie sammelt und verwertet man kristalline Geschiebe? – *Sitz. Ber. Geol. L.-Anst.*, **5**: 188 – 196; Berlin.
- JANSEN, F.; HOPP, H.; SCHOLLMAYER, G.; SKUPIN, K. (2008): Quartär und Tertiär im nordwestlichen Ruhrgebiet und am nördlichen Niederrhein (Exk. E am 27. März 2008). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F.*, **90**: 223 – 253, 14 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- KLOSTERMANN, J. (1986), mit Beitr. von NÖTTING, J.; PAAS, W.; REHAGEN, H.-W.: Erläuterungen zu Blatt 4404 Issum. – *Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>*, Erl., **4404**: 120 S., 15 Abb., 9 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- KLOSTERMANN, J. (1988): Quartär. – In: *Geologie am Niederrhein*, 4. Aufl.: 40 – 63, 11 Abb., 2 Tab.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- KLOSTERMANN, J. (1992): Das Quartär der Niederrheinischen Bucht. – 200 S., 30 Abb., 8 Tab., 2 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- KLUIVING, S.; RAPPOL, M.; WATEREN, D. VAN DER (1991): Till stratigraphy and ice movements in eastern Overijssel, The Netherlands. – *Boreas*, **20**: 193 – 205, 15 Abb.; Oslo.
- LANG, J.; WINSEMANN, J. (2013): Lateral and vertical facies relationships of bedforms deposited by aggrading supercritical flows: From cyclic steps to humpback dunes. – *Sedim. Geol.*, **296**: 36 – 54, 12 Abb., 2 Tab.; Amsterdam.
- MEYER, K.-D. (1980): Zur Geologie der Dammer und Fürstenauer Stauchendmoränen (Rehburger Phase des Drenthe-Stadiums). – In: *Festschrift GERHARD KELLER*: 83 – 104, 3 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Osnabrück (Wenner).
- MEYER, K.-D. (1982): On the stratigraphy of the Saale glaciation in northern Lower Saxony and adjacent area. – In: EASTERBROOK, D. J.; HAVLICEK, P.; MEYER, K.-D.; JÄGER, K.-D.; SHOTTON, F. W. [Hrsg.]: *IUGS-Unesco International Correlation Program, Project 73-1-24 "Quaternary glaciations in the Northern Hemisphere"*, Report 7 on the session in Kiel, September 18 – 23, **1980**: 155 – 165, 1 Tab.; Praha.
- MEYER, K.-D. (2005): Zur Stratigraphie des Saale-Glazials in Niedersachsen und zu Korrelationsversuchen mit Nachbargebieten. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **55**: 25 – 42, 4 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- MEYER, K.-D. (2012): Sieben Jotnische Sandstein-Geschiebe, Strand von Sierksdorf, Schleswig-Holstein. – *Geschiebekde. akt. (Werner-Schulz-Festschrift)*, **28** (3/4): 70 – 91, 6 Abb.; Hamburg/Greifswald.
- MEYER, K.-D. (im Druck): Die ostbaltischen roten Geschiebemergel in Norddeutschland – Ablagerungen von Eisströmen? – *Geol. Jb.*; Hannover.

- RAPPOL, M.; HALDORSEN, S.; JORGENSEN, P.; MEER, J. J. M. VAN DER; STOLTENBERG, H. M. P. (1989): Composition and origin of petrographically-stratified thick till in the northern Netherlands and a Saalian glaciation model for the North Sea Basin – Meded. Werkgr. tertiaire en kwataire Geol., **26**: 31 – 64; Leiden.
- SIEBERTZ, H. (1983): Sedimentologische Zuordnung saalezeitlicher Gletscherablagerungen zu mehreren Vorstößen am unteren Niederrhein. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **33**: 119 – 132, 6 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- SIEBERTZ, H. (1986): Neue Befunde über den Verlauf der saalezeitlichen Eisrandlagen im Niederrheingebiet. – Decheniana, **139**: 375 – 383, 6 Abb., 1 Tab.; Bonn.
- SKUPIN, K.; SPEETZEN, E.; ZANDSTRA J. G. (1993): Die Eiszeit in Nordwestdeutschland : Zur Vereisungsgeschichte der Westfälischen Bucht und angrenzender Gebiete. – 143 S., 49 Abb., 24 Tab., 2 Taf., 2 Kt.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- SKUPIN, K.; ZANDSTRA, J. G. (2006): Die Entstehung der Stauchmoränen des linken Niederrheins aufgrund der sedimentpetrografischen Zusammensetzung und der Leitgeschiebeführung. – In: Tagungsband und Exkursionsführer / 73. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Norddeutscher Geologen: S. 72; Halle/Saale. – [Tag. Arbeitsgem. Norddt. Geol. <73., 2006, Halle/Saale>]
- SKUPIN, K.; ZANDSTRA, J. G. (2010): Gletscher der Saale-Kaltzeit am Niederrhein : Untersuchungen zur Petrografie und Leitgeschiebeführung der Stauchmoränen des Niederrheins und deren Anbindung an die Moränen des Münsterlands. – 117 S., 30 Abb., 16 Tab.; 3 Bildtafeln; Anh. 1 – 7, 3 Taf. i. d. Anl.; Krefeld (Geol. Dienst NRW).
- SKUPIN, K.; SCHOLLMAYER, G.; MEINSEN, J. (2013): Die pleistozäne Landschaftsentwicklung am Niederrhein – Einblicke in die Vergangenheit einer Eiszeitlandschaft. – In: Tagungsband und Exkursionsführer/ 78. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Norddeutscher Geologen: S. 56 – 61; Krefeld. – [Tag. Arbeitsgem. Norddt. Geol. <78., 2013, Krefeld>]
- SPEETZEN, E.; ZANDSTRA, J. G. (2009): Elster- und Saale-Vereisung im Weser-Ems-Gebiet und ihre kristallinen Leitgeschiebesellschaften. – Münster. Forsch. Geol. u. Paläont., **103**: 113 S., 11 Abb., 18 Tab., 7 Anl.; Münster/Westf.
- STEPHAN, H.-J. (1980): Glazialgeologische Untersuchungen im südlichen Geestgebiet Dithmarschens. – Schr. Naturw. Ver. Schlesw.-Holst., **50**: 1 – 36, 17 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Kiel.
- STEPHAN, H.-J. (1998): Geschiebemergel als stratigraphische Leithorizonte in Schleswig-Holstein. – Meyniana, **50**: 113 – 135, 5 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Kiel.
- THOME, K. N. (1984): Bönninghardt. – In: Erläuterungen zu Blatt C 4702 Krefeld. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 100 000>, Erl., **C 4702**: 47 – 49, 1 Abb.; Krefeld.
- ZANDSTRA, J. G. (1983): Noordelijke kristallijne zwerfstenen uit een zuigpot te Bommel (Betuwe). – Grondboor en Hammer, **40**: 55 – 59, 1 Abb., 1 Tab.; Oldenzaal.
- ZANDSTRA, J. G. (1987): Explanation to the map "Fennoscandian crystalline erratics of Saalian age in The Netherlands". – In: MEER, J. J. VAN DER [Hrsg.]: Tills and Glacitectonics: 127 – 132, 2 Abb., 3 Tab., 1 Beil.; Rotterdam (Balkema).
- ZANDSTRA, J. G. (1988): Noordelijke kristallijne gidsgesteenten. Een beschrijving van ruim 200 gesteentetypen (zwerfstenen) uit Fennoscandinavië. – 469 S., 83 Abb., 43 Tab., 1 Taf.; Leiden (Brill).
- WAARD, D. de (1949): Glacigeen Pleistoceen. Een geologisch detailonderzoek in Urkerland (Nordoostpolder). – Verhand. nederlandsch geol. mijnbouwk. Genootschap, Geol. Serie, **XV**: 70 – 246, 125 Abb., 5 Kt.; 's-Gravenhage.

6.2 Karten

- Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen <1 : 100 000>, mit Erl. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.
- Blatt C 4302 Bocholt (1968), Bearb. BRAUN, F. J.
- Blatt C 4302 Bocholt (1997), 2. Aufl., Bearb. KLOSTERMANN, J.
- Blatt C 4306 Recklinghausen (1975), Bearb. BRAUN, F. J.
- Blatt C 4306 Recklinghausen, 2. Aufl. (1987), Bearb. BOSCH, M. VAN DEN; BRAUN, F. J.
- Blatt C 4702 Krefeld (1984), Bearb. KLOSTERMANN, J.; THOME, K. N.

Oberdevonzeitliche Tektonik und Verkarstung im Wülfrather Massenkalk

DIERK JUCH, GÜNTER DROZDZEWSKI

1 Einleitung

Rasche laterale Fazieswechsel des oberdevonischen Massenkalks und seiner Hangendschichten im Bergischen Land sind seit längerem bekannt (PAECKELMANN 1928, 1934; BREDDIN 1934; KARREBERG 1954, 1965; HOENEN 1972, STÄDTER 1989; RIBBERT & LANGE 1993), ohne dass sie jedoch mit devonzeitlichen tektonischen Vorgängen in Verbindung gebracht wurden. Die fortgeschrittene Abbautätigkeit im Steinbruch Rohdenhaus-Nord südlich von Velbert (Abb. 1) führte in den letzten Jahren zu ausgedehnten Aufschlüssen auch im Hangenden und Liegenden des Massenkalks. Die dabei angetroffenen ungewöhnlichen Strukturen des Karstes und der Tektonik lassen sich mit konventionellen geologischen Modellen nur schwer erklären. Dies betraf bereits Phänomene eines hydrothermalen Tiefenkarsts, die erstmals im Steinbruch Rohdenhaus-Süd beobachtet wurden (DROZDZEWSKI et al. 1998).

Im Steinbruch Rohdenhaus-Nord ist auf der Westseite an der Basis des Massenkalks der steil aufgerichtete, W – E streichende Schieferkeil-Sattel mit starkem Abtauchen nach E aufgeschlossen (Abb. 2 – 4). Auf der Ostseite des Steinbruchs herrscht dagegen im Massenkalk weitgehend flache Lagerung mit Einfallen bis zu 40° nach ESE vor. Dieser offensichtlich stark disharmonische Faltenbau gehört regionalgeologisch zum Rützkause-Sattel, dem nördlichsten Teilsattel des Velberter Sattels (Abb. 1).

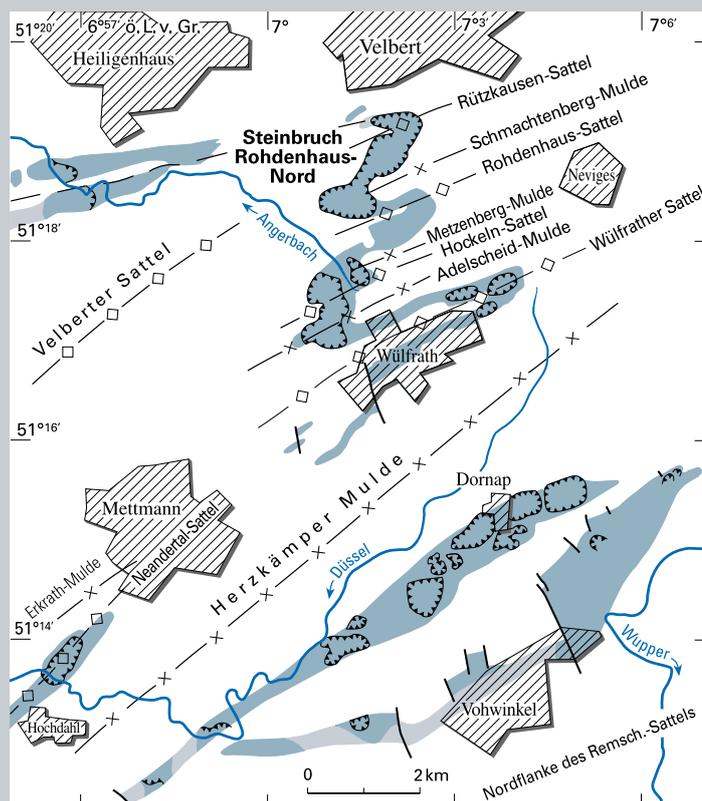


Abb. 1:
Geologische Übersicht,
Verbreitung des devonischen
Massenkalks im Velberter Sattel
und Lage des Steinbruchs
Rohdenhaus
(nach DROZDZEWSKI 2007)

Kalk- und Dolomitstein

anstehend

durch Bohrungen nachgewiesen

Steinbruch

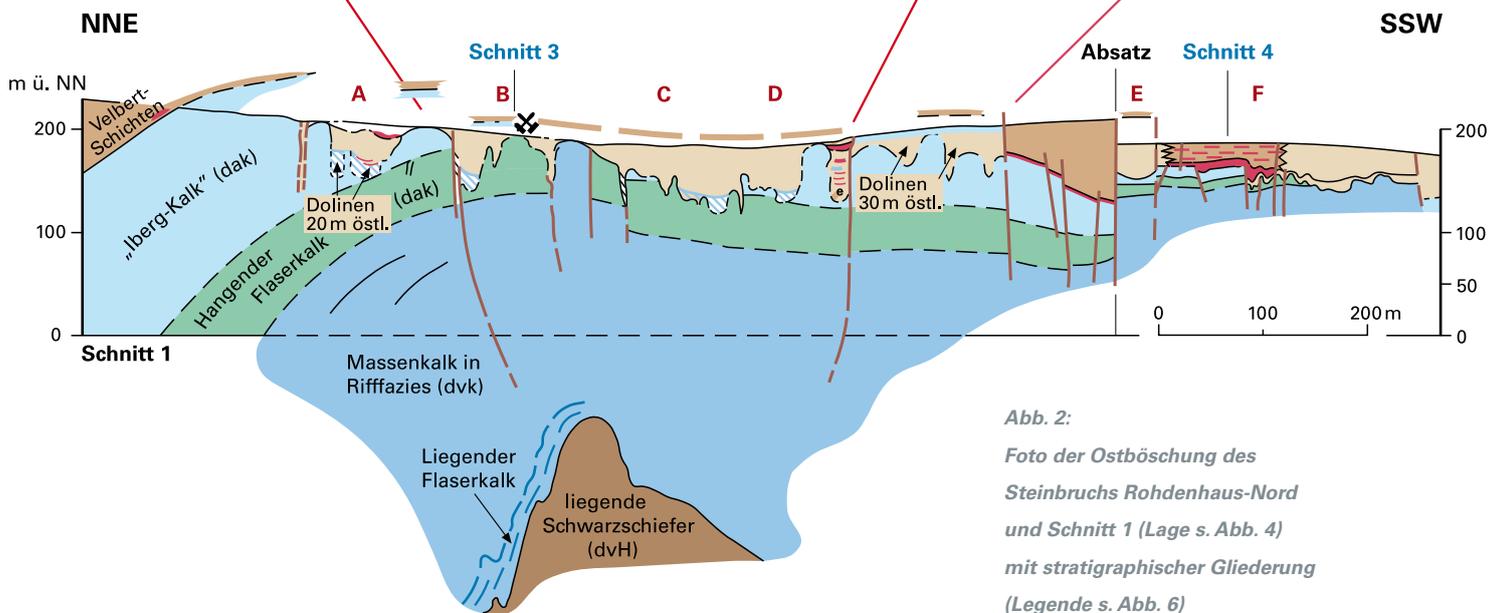


Abb. 2:
Foto der Ostböschung des
Steinbruchs Rohdenhaus-Nord
und Schnitt 1 (Lage s. Abb. 4)
mit stratigraphischer Gliederung
(Legende s. Abb. 6)

An der über 1 km langen Ostböschung lassen sich starke Mächtigkeitsschwankungen am Top der Riffkalke beobachten. Im nördlichen Abschnitt treten an der Basis der darüber folgenden Velbert-Formation großvolumige Karstbildungen auf, die eng mit E – W verlaufenden tektonischen Störungen, Klüften und zahlreichen schmalen „neptunian dykes“ im Massenkalk verbunden sind. Über dem Sattelpunkt (Abb. 2, Dolinen B – E) lassen sich die Karstbildungen zeitlich nicht sicher fixieren, d. h. sie können oberdevonischen oder postvariszischen Alters sein. Hauptursache dafür ist die tief greifende mesozoisch-tertiäre Verwitterung (FELIX-HENNINGSSEN 1990), im Folgenden kurz MTV genannt. Sie führte zu weiß und gelblich verwitterten und stark entfestigten, tonig-schluffigen Oberflächengesteinen.

Im Südteil des Profils (Abb. 6) hingegen gibt es deutliche Hinweise auf einen sehr frühen Beginn der Verkarstung und Dolinenbildung. Hier lässt sich ein gut aufgeschlossenes stratigraphisches Profil vom oberen Abschnitt des Massenkalks (Adorf-Stufe, Frasnium) zu überlagernden Kalkknotenschiefern der Nehden- und Hemberg-Stufe (Unter- und Mittel-Famennium) beobachten und z. T. mit Leitfossilien belegen. Dieses Schichtenpaket ist räumlich eng verbunden mit oberdevonzeitlichen E – W verlaufenden Dolinenstrukturen.

Nach flächendeckender geologischer Aufnahme und Analyse in den neu aufgeschlossenen Abschnitten des Steinbruchs Rohdenhaus-Nord zeichnet sich jetzt ein umfassendes geologisch-tektonisches Erklärungsmodell ab. Neben der Vorstellung dieses Modells bietet der vorliegende Beitrag auch die Möglichkeit, einen kleinen Teil der nur kurzfristig aufgeschlossenen, vielfältigen geowissenschaftlichen Basisdaten zu dokumentieren. Daher und auch zum besseren Verständnis des gesamten Modells wird zunächst der örtliche Schichtenaufbau beschrieben.

2 Stratigraphie

Im Steinbruch Rohdenhaus-Nord ist im Wesentlichen oberdevonischer Massenkalk aufgeschlossen (Abb. 2). Das Liegende bilden pyritreiche **Schwarzschiefer** des Mitteldevons, die geschiefert und spezialgefaltet im sogenannten Schieferkeil-Sattel auftreten. In der früheren Literatur wurden sie als Liegende oder Untere Flinzschiefer (PAECKELMANN 1924, 1942; KARRENBERG 1954) oder Honseler-Schichten (RIBBERT & LANGE 1993) bezeichnet. Im Hangenden folgt mehr oder weniger abrupt der **Massenkalk in Rifffazies** in Form von Stromatoporen-Tabulaten-Riffkalksteinen. An der Basis schalten sich auch mehrere Meter mächtige, schwarzgraue **Liegende Flaserkalke** mit einer Korallenfauna ein, die aufgrund von Conodonten nach M. PIECHA/Krefeld und R. T. BECKER/Münster in das tiefste Frasnium gehören. Einige Zehnermeter darüber können noch ein oder zwei gering mächtige dunkle Schiefer- bzw. Mergellagen auftreten. Der Massenkalk umfasst zeitlich die gesamte Frasnium-Stufe, ist ca. 300 m mächtig und besteht aus zahlreichen Mikrofaziestypen, die sich allerdings lateral nur schwer verfolgen lassen (NOWAK 2012).

Innerhalb des Massenkalks reicht das Riffwachstum bis in das Niveau eines 10 – 60 m mächtigen dunklen, tonsteinreichen **Hangenden Flaserkalks** (PAECKELMANN 1924), im Betriebsjargon ironischerweise auch als „Schwarzes Gold“ bezeichnet. Diese Al_2O_3 und SiO_2 -reiche Karbonatgesteinsfolge mit stellenweise eingeschalteten Tonschieferlagen lässt sich aufgrund der deutlich ausgebildeten Schichtung und Bankung sowie ihres petrographischen Erscheinungsbildes über die gesamte Ostböschung verfolgen. Es sind graue bis dunkelgraue, mergelige Kalksteine. Örtlich reichen die Tonschiefer einschaltungen an ihrer Basis spaltenartig dezimetertief in den Kalkstein hinein (Abb. 7). Stellenweise konnte eine W-E-Ausrichtung dieser Spalten beobachtet werden. Die jeweilige Hangendgrenze der Tonschiefer einschaltungen ist hingegen eben ausgebildet.

Stratigraphisch gehört der Hangende Flaserkalk nach M. PIECHA/Krefeld in das Niveau der Kellwasserkalke (Späte *rhenana*-Zone). Im Bereich der Nordflanke des nach NE abtauchenden Rützkausen-Sattels hat der Hangende Flaserkalk die Höchstmächtigkeit von 60 m und weist dort auch den höchsten Tonanteil in Form von mehreren bis zu 10 cm mächtigen Tonschieferlagen auf, die stellenweise eine Summenmächtigkeit von 5 m erreichen. Der Hangende Flaserkalk stellt einen bedeutenden Kartierhorizont dar, da er sich zumeist als gut gebankt innerhalb der massig ausgebildeten Kalksteine zu erkennen gibt. Nach Süden geht seine Mächtigkeit zurück. Gleichzeitig vermindert sich sein Tongehalt. Bemerkenswert ist in diesem Abschnitt eine flache, schwellenartige Aufsattelung des Hangenden Flaserkalks über dem Schieferkeil-Sattel und die Einschaltung zahlreicher steiler, W – E streichender neptunian dykes, die auch den darunterliegenden Massenkalk durchziehen (Abb. 8). Weiter im Süden (im Bereich der Dolinen E – F) reduzieren sich sein Tongehalt und zugleich seine Mächtigkeit bis auf 10 m (vgl. BECKERT 2010).



Abb. 3:
Schieferkeil-Sattel
auf der Westseite
des Steinbruchs
Rohdenhaus-Nord

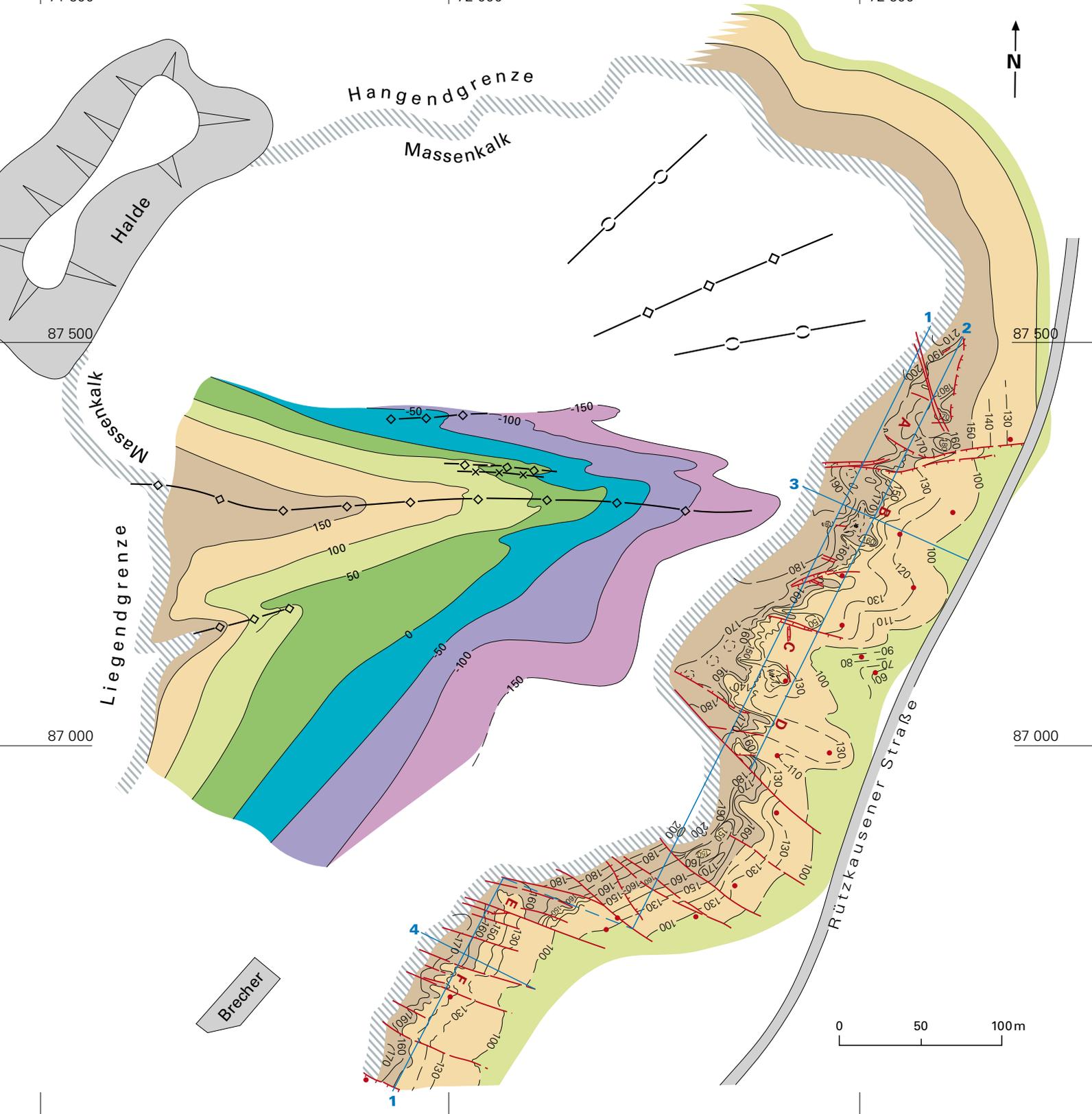
Auf der Ostseite des Steinbruchs Rohdenhaus-Nord treten in der streichenden Fortsetzung des Rützkausen-Schieferkeil-Sattels auf ca. 150 m Breite zahlreiche steil stehende, zentimeter- bis dezimeterbreite neptunian dykes auf. Sie sind randlich mit Faserkalkziten ausgekleidet und mit schwarzen, pyritreichen, mergeligen Tonschiefern gefüllt. Eine Datierung im Steinbruch Rohdenhaus-Nord gelang bislang nur an einer vergleichbaren schichtparallelen Spaltenfüllung auf der überkippten NW-Flanke. Sie erbrachte ein unteres Famennium-Alter (untere Nehden-Stufe, tiefere *crepida*- bis Untere *rhomboidea*-Zone, M. PIECHA/Krefeld). Bei den neptunian dykes im südlich benachbarten Steinbruch Prangenhause liegt nach M. PIECHA/Krefeld hingegen ein höchstes Frasnium-Alter (*linguiformis*-Zone) vor: „Der auffällig hohe Anteil an Palmatolepiden weist auf einen Bildungsraum der Sedimente im tieferen Wasser hin.“ (Mitt. M. PIECHA)

Oberhalb des Hangenden Flaserkalks folgen Kalksteine der „Schlupkothlen-Subfazies“ der Iberg-Fazies (KREBS 1968), die hier in Anlehnung an PAECKELMANN (1924) als „Iberg-Kalk“ bezeichnet werden. Typisch für seine Fazies sind längliche, stromatactisartige sowie unregelmäßig geformte Hohlräume, die mit grobem, weißem Faserkalkziten gefüllt sind. Bereichsweise treten als Fossilien im Kalkstein Crinoidenstielglieder und Brachiopoden auf. Altersmäßig gehört dieser Kalkstein nach M. PIECHA/Krefeld und R.T. BECKER/Münster in die Späte/Obere *rhenana*- und in die *linguiformis*-Zone, kann also bis an die Frasnium/Famennium-Grenze reichen. Die Conodontenfaunen sind für einen Rifffkomplex ungewöhnlich reichhaltig und belegen sein deutliches Absinken im Ober-Frasnium. Die Mächtigkeit des „Iberg-Kalks“ schwankt außerordentlich stark. Im Bereich der östlichen Fortsetzung des Schieferkeil-Sattels (Abb. 2 u. 5; zwischen Dolinen B u. D) ist er gering mächtig, stark verkarstet und fällt vermutlich örtlich auch primär aus (s. Kap. 3.1). Er wird oft unmittelbar von zersetzten Siliziklastika der Velbert-Formation überdeckt.

Nördlich des Sattelbereichs schwillt der „Iberg-Kalk“ auf über 150 m an und auch südlich davon auf bis zu ca. 100 m. Dieser Verbreitungsbereich des „Iberg-Kalks“ wird im SW bei Doline E durch eine bedeutende Bruchtektonik mit Horizontalverschiebungen begrenzt (vgl. Abb. 6). In der südlich anschließenden Scholle (zwischen den Dolinen E u. F) ist auf 90 m Breite ein durch größere Karstformen ungestörtes Profil aufgeschlossen. Hier sind sowohl der Hangende Flaserkalk wie auch der „Iberg-Kalk“ nur jeweils etwa 5 – 10 m mächtig. Die nördlich davon in Schnitt 1 (Abb. 6) dargestellten relativ kontinuierlichen lateralen Übergänge zu den erheblich größeren Mächtigkeiten konnten nicht direkt mittels Aufschlüssen belegt werden.

Zwischen den Dolinen E und F folgen im Hangenden des „Iberg-Kalks“ ca. 5 – 10 m mächtige, fossilreiche, dunkle Tonschiefer mit Kalkknollen und -lagen (Abb. 9 – 10). Sie vertreten vermutlich die *triangularis*- und *crepida*-Zone (Mitt. M. PIECHA, K.-H. RIBBERT/Krefeld) und werden hier als **Schwarze Nehden-Schiefer** bezeichnet. Biostratigraphisch entsprechen sie den „Oberen Flinzschiefern“ bei KARRENBURG (1954), da sie hier erneut eine *Cheiloceras*-Fauna der unteren Nehden-Stufe lieferten (Abb. 9 e). An verschiedenen Stellen wurde auch ZnS als schicht-spezifisches Merkmal beobachtet.

Darüber liegen mit einer flachen Diskordanz ca. 50 m **Kalkknotenschiefer**, die von PAECKELMANN (1924, 1928) irreführend den Matagne-Schichten des Frasniums zugeordnet wurden. An der Basis liegen im Allgemeinen z. T. kompakte, mittel- und hellgraue Kalke mit Goniatiten (*Praemeroceras*, R.T. BECKER/Münster), gefolgt von überwiegend rot gefärbten Kalkknotenschiefern, welche Bänke von Kramenzelkalk führen. Die Goniatiten charakterisieren den höchsten Teil der unteren Nehden-Stufe (*petterae*-Zone, BECKER 1993). Die spärlichen bisherigen Conodonten sprechen für den Abschnitt *rhomboidea*-/*marginifera*-Zone (NOWAK 2012 und Neufunde, R.T. BECKER & S. HARTENFELS/Münster). In der oberen Hälfte folgen noch Schiefer mit einzelnen Kalkbänken bzw. -knollen als lithologische Übergangsschichten zu den mächtigen siliziklastischen Velbert-Schichten. Lithologie und Mächtigkeit der Kalkknotenschiefer weisen große Ähnlichkeit mit der Schichtenfolge auf, die HOENEN 1972 im Wülfrather Sattel beschreibt und in die Nehden- und unterste Hemberg-Stufe datiert.



Rohdenhaus-Nord

Grenzhorizonte Massenkalk

[m]	Lgd. West	Hgd. Ost
150		
100		
50		
0		
-50		
-100		
-150		

- Bohrungen
- 1 — Schnittlinien 1/2/3/4
- Grenze Grundhöcker/ Tiefenkarst, bzw. Ausstrich der Massenkalkgrenzen an der (ursprünglichen) TOB
- A - F Dolinen (s. Text)
- Störungen
- Sattellinie
- Muldenlinie
- Schichtgrenze

Abb. 4:
Geologische Projektionen der Liegend- und Hangendgrenzen des Massenkalks, mit Höhenlinien in 50-m-Intervallen, im Bereich des Steinbruchs Rohdenhaus-Nord

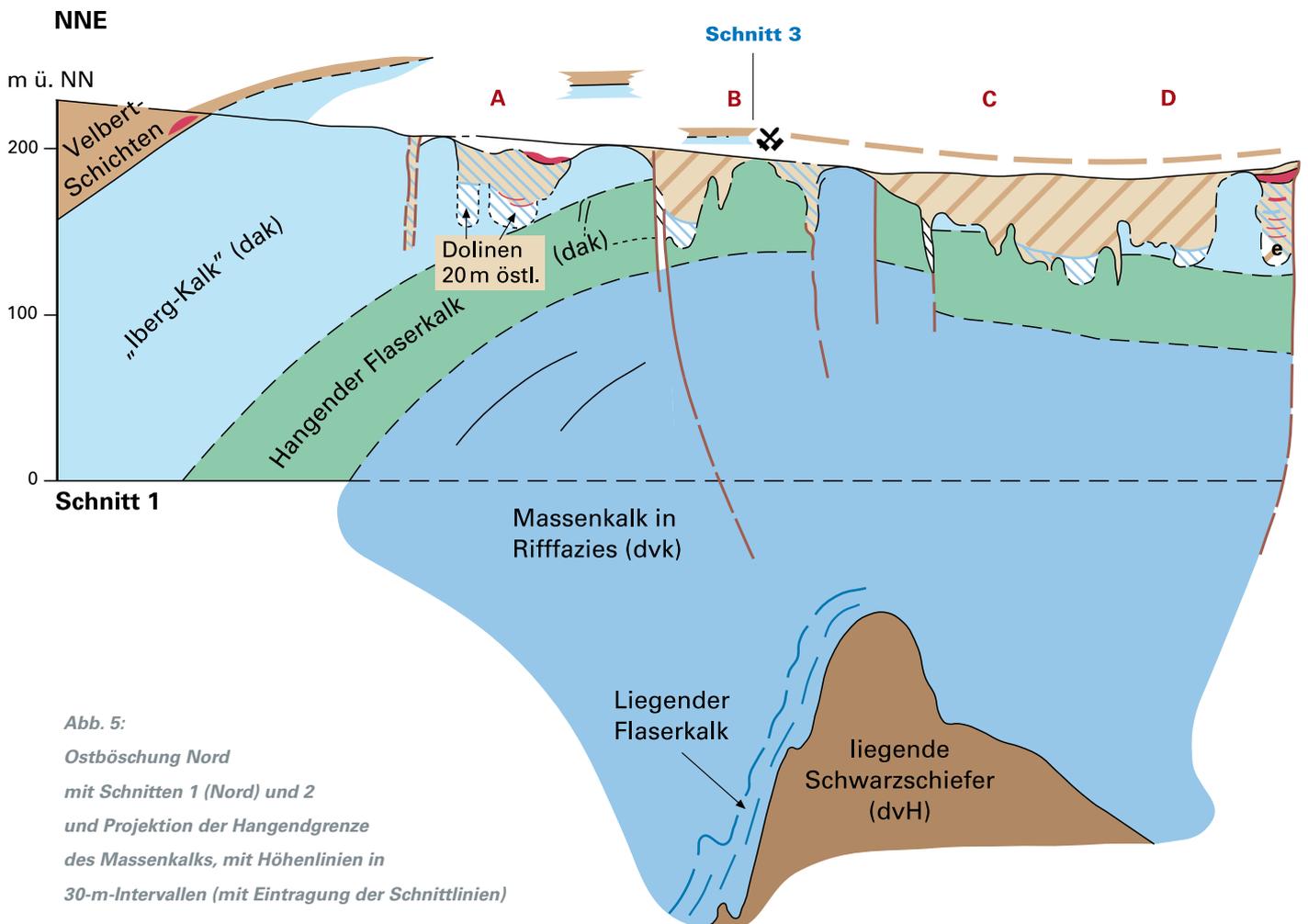
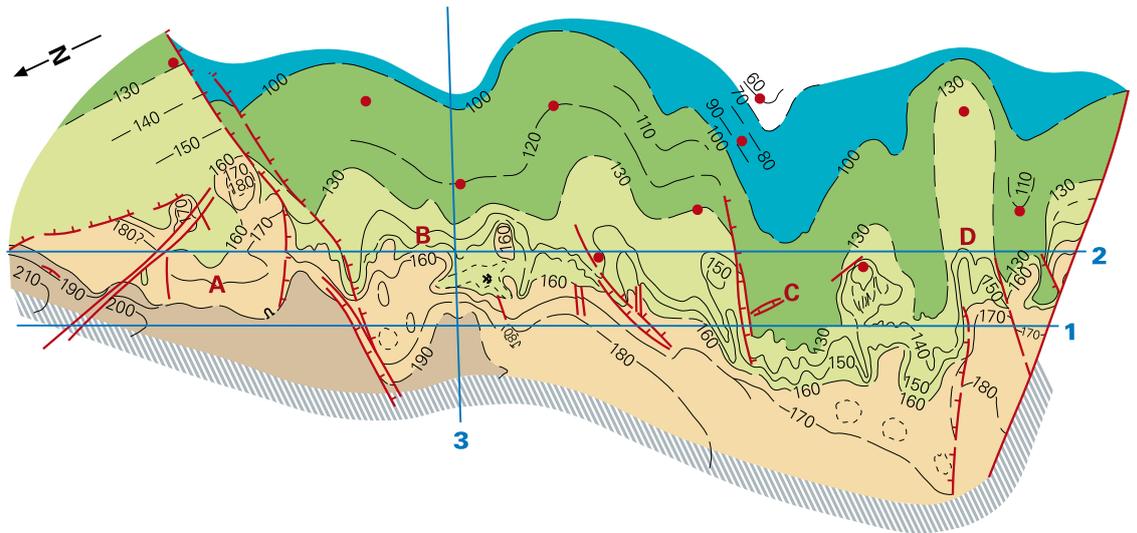
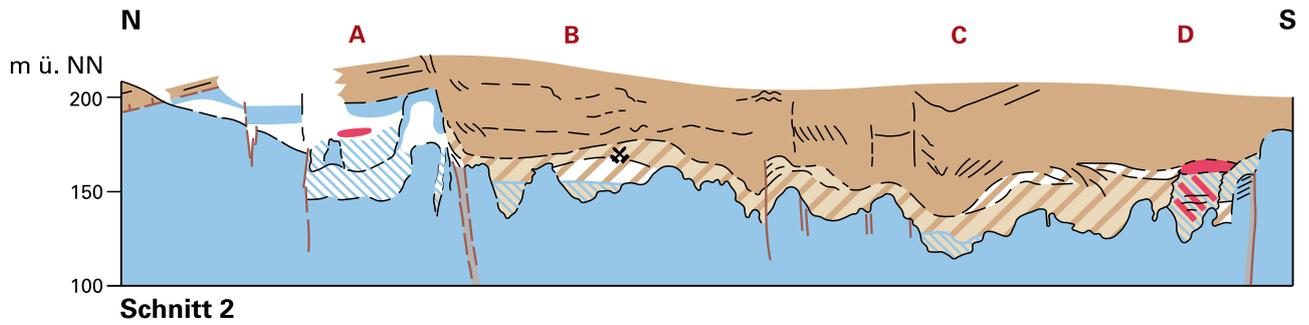


Abb. 5:
Ostböschung Nord
mit Schnitten 1 (Nord) und 2
und Projektion der Hangendgrenze
des Massenkalks, mit Höhenlinien in
30-m-Intervallen (mit Eintragung der Schnittlinien)

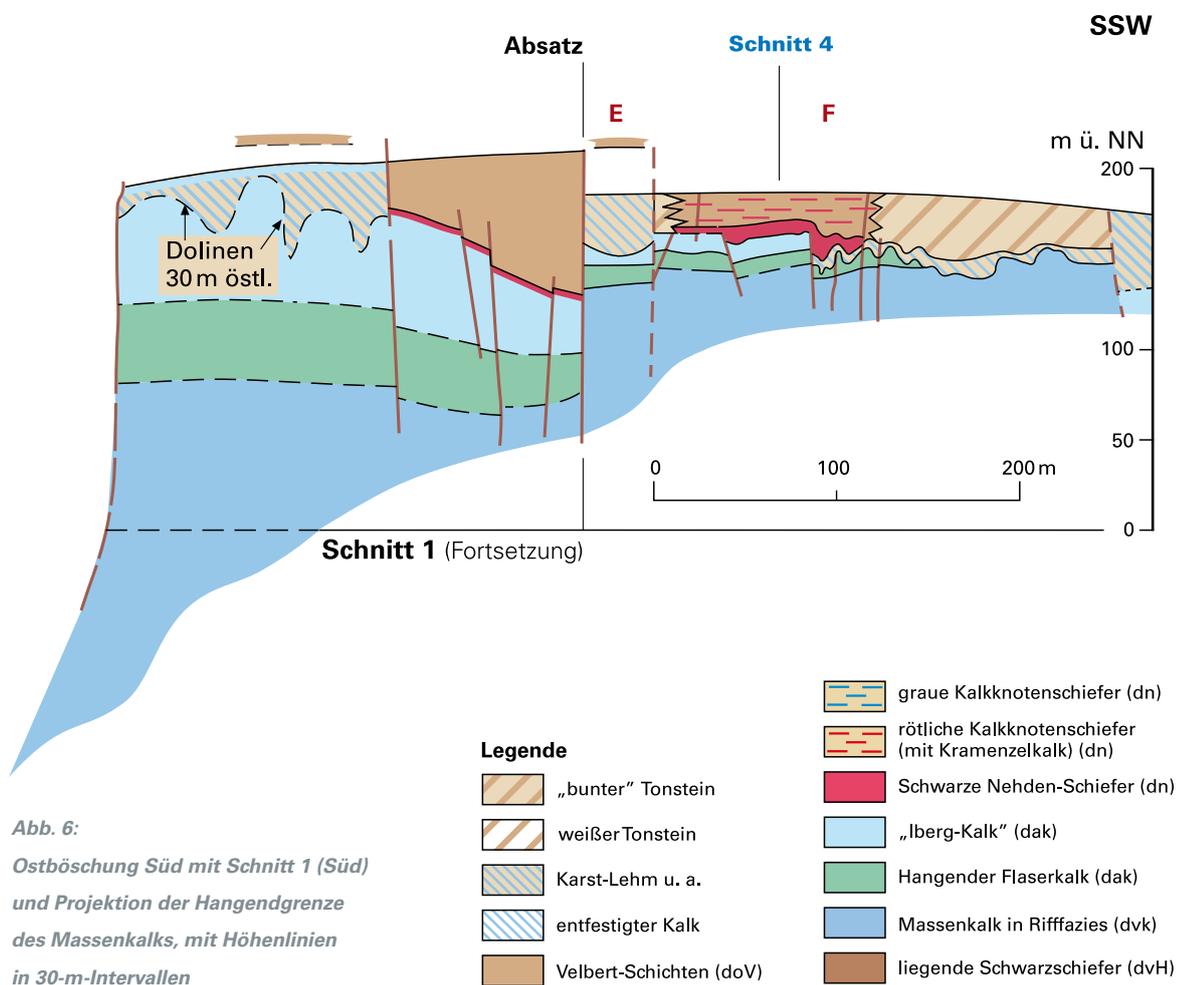
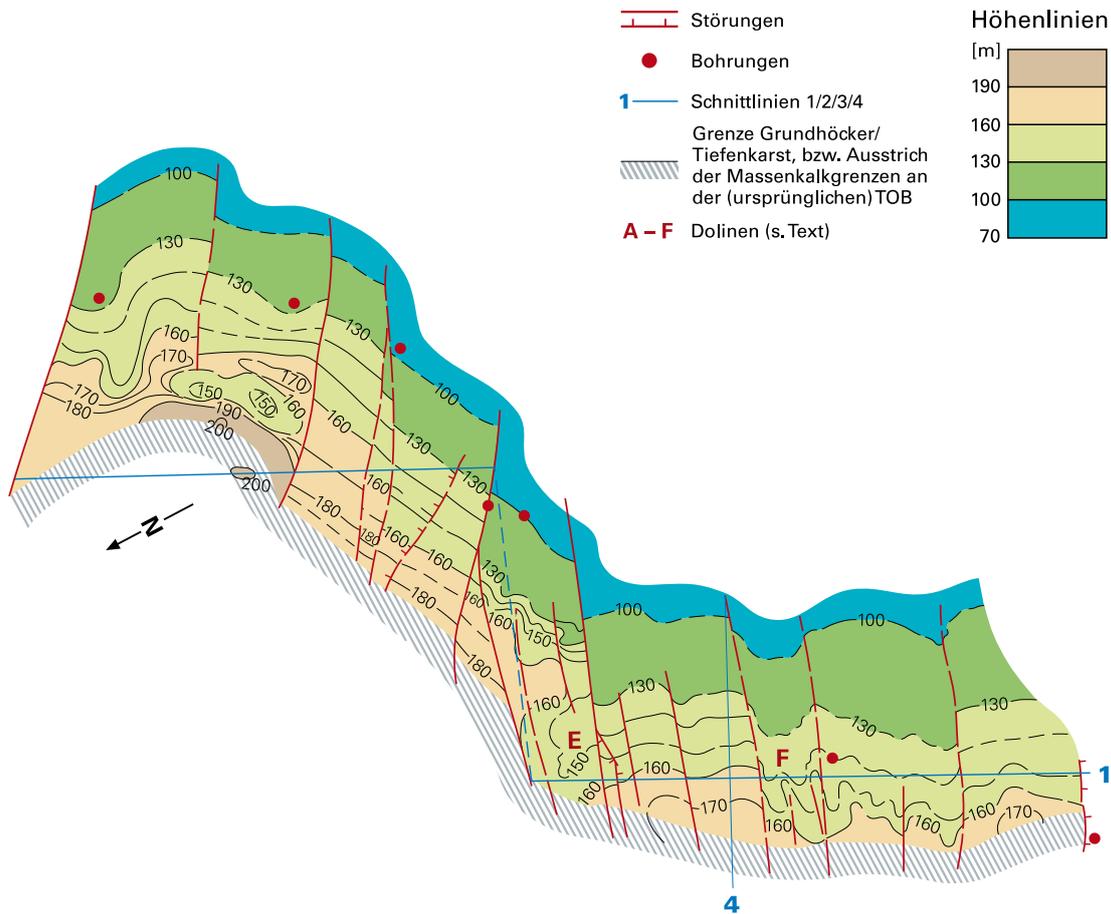


Abb. 6:
 Ostböschung Süd mit Schnitt 1 (Süd)
 und Projektion der Hangendgrenze
 des Massenkalks, mit Höhenlinien
 in 30-m-Intervallen

Am fossilreichen Übergang „Iberg-Kalk“ mit dem Oberen Kellwasser-Horizont zu den Schwarzen Nehden-Schiefern weisen mit Tonstein gefüllte Spalten im Kalkstein und eine unregelmäßige Kontaktfläche auf eine submarine Verkarstung im Bereich W – E verlaufender Bruchtektonik und eine Schichtlücke über dem Niveau des Oberen Kellwasser-Horizonts hin (Abb. 9 a – 9 c). In den vergangenen Jahren wurde diese Frasnium/Famennium-(„F/F“)Schichtlücke hier und nördlich der Doline A anhand von Conodonten nachgewiesen (Mitt. M. PIECHA, K.-H. RIBBERT/Krefeld). Nach S reichen die Schwarzen Nehden-Schiefer über dem „Iberg-Kalk“ nur bis zum Südrand der Doline F, nach NE setzen sie sich jedoch vermutlich noch ca. 200 – 300 m fort. Weiter nördlich ist ihre Verbreitung nur noch an zwei Stellen durch entsprechende Funde belegt (s. auch Abb. 5 u. 13, Schnitte 1 und 2, Dolinen A u. D). Diese Lückenhaftigkeit des Auftretens hängt wahrscheinlich mit dem unregelmäßigen Karstrelief vor der Ablagerung der Hangendschichten des Massenkalks zusammen.

Belegt wird das u. a. durch die enge Nachbarschaft von Schwarzen Nehden-Schiefern in der nördlichsten großen Doline (A) auf der Ostböschung mit dem ungestörten sedimentären Übergang von den Schiefern der Velbert-Schichten zum Top des Massenkalks, hier wahrscheinlich „Iberg-Kalk“. Im Kontext von schwarzen, stark zersetzten Tonsteinen fand sich ein in hellgrauem Kalk erhaltener Goniatiten-Steinkern von *Praemerocheras petterae* (Abb. 9 d, det. R. T. BECKER/Münster), dem Zonenfossil des Oberdevon II-E (*rhomboidea*-Zone der Conodonten-Abfolge, BECKER 1993) bzw. aus dem unmittelbar Hangenden der Schwarzen Nehden-Schiefer.

Ca. 150 m weiter südlich, zwischen den Dolinen B und C wurden an der Hangendgrenze des Massenkalks schwer deutbare Lagerungsverhältnisse beobachtet: In enger Nachbarschaft und z. T. unter gering mächtigem, gut geschichtetem Kalkstein mit flachem Einfallen nach ESE steht auf ca. 30 m Breite ein ebenfalls geschichteter Kalkstein mit Zebrakalk-Strukturen in steiler Lagerung und bisweilen enger Kleinfaltung an. Er enthält einen Leit-Conodonten (*Ancyrodella ioides*), der auf Ober-Frasnium etwas unterhalb des Niveaus des unteren Kellwasser-Horizontes hinweist (R. T. BECKER/Münster). Offenbar verzahnen sich in diesem Zeitabschnitt Hangender Flaserkalk und Zebrakalk lateral.

Südlich von Doline F (s. Abb. 6 u. 10 b) ist das zuvor beschriebene „ungestörte“ stratigraphische Profil offenbar infolge sekundärer Zersetzungseffekte (MTV) nicht mehr erkennbar. Hier folgen über dem Massenkalk mehr als 30 m mächtige, gelbe, zersetzte Tonsteine, die auch weiter südlich in einer großen Doline im Verlauf der Schmachtenberg-Mulde und im Steinbruch Silberberg anstehen. Misst man dieser umfassenden gelben Zersetzung einen gewissen lithostratigraphischen Leitcharakter bei, dann kann eine weitere primäre Verbreitung der Kalkknoten-Schiefer auch weiter nördlich, im Umfeld der Dolinen B – D, nicht ausgeschlossen werden (vgl. Abb. 13).

3 Tektonik und Verkarstung

3.1 Nördlicher Abschnitt, Tektonik

Auf der Westseite des Steinbruchs Rohdenhaus-Nord wird der Rützkausen-Sattel als Schieferkeil-Sattel bezeichnet, da in seinem Kern Schwarzschiefer – von der Erdoberfläche bis zur + 50-m-Sohle abtauchend – keilartig im Massenkalk auftreten (Abb. 3). Der mit 70 – 80° steil einfallenden Flanken ausgebildete, leicht nordvergente, überkippte Sattel taucht mit ca. 30° nach E ab. Aufgrund von im Massenkalk angesetzten Bohrungen lässt er sich in dieser Richtung bis an den Fuß der Ostböschung des Steinbruchs als steile Sattelstruktur im Basisbereich des Massenkalks verfolgen (Abb. 4).

Die Fortsetzung der steilen Sattelgeometrie ins Hangende ist aufgrund einer fehlenden Schichtung in den hier aufgeschlossenen Abschnitten des Massenkalks nicht erkennbar (Abb. 5). Stattdessen lässt sich lediglich eine wenige Zehnermeter breite Zone mit stark zerscherten und kleintektonisch gefalteten Strukturen bis zum Top des Massenkalks verfolgen. Erst in höheren Abschnitten, insbesondere im Hangenden Flaserkalk, ist aufgrund gut ausgebildeter Bankung zu beobachten, dass über die gesamte Ostböschung in NNE-SSW-Richtung eine breite und flache schwellenartige Sattelaufwölbung ausgebildet ist. Sie taucht mit 30 – 40° Schichteinfallen nach E ab. Am Nordende der Böschung dreht sich das Einfallen kontinuierlich über die Ost- bis in die Nordrichtung, die dann auf der gesamten Nord-Wand des Steinbruchs vorherrscht. Am Südende der Ostböschung (südlich von Doline D) dreht es sich recht rasch in die SSE-Richtung (s. Kap. 3.3).

Insgesamt ergibt sich hieraus eine breite und flache, schwellenartige Sattelaufwölbung (Abb. 2, 4 u. 5). Sie lässt sich aufgrund folgender Kriterien als oberdevonische Struktur identifizieren:

- Die Mächtigkeiten des Hangenden Flaserkalks wie des „Iberg-Kalks“ sind noch vor Ablagerung der Hangendschichten im Top der Struktur gegenüber den Flanken deutlich reduziert. Dies dürfte teils synsedimentär, teils erosiv abgelaufen sein.
- Der Top der Struktur an der Ostseite des Steinbruchs wird auf etwa 150 m Breite durch eine Vielzahl von 90 – 100° streichenden, steil nach S einfallenden neptunian dykes durchzogen. Nördlich dieses Bereichs treten noch vereinzelt Faserkalkzitgänge mit einem Streichen zwischen 60 und 80° auf. Die neptunian dykes, die mit schwarzen, pyritreichen und mergeligen Tonschiefern gefüllt sind, lassen sich auf allen Sohlen in der streichenden Fortsetzung des Schieferkeil-Sattels als zentimeter- bis dezimeterbreite Gänge beobachten (Abb. 8). Wo auf der Nordflanke des Sattels eine Bankigkeit des Kalksteins entwickelt ist, kann man ihre nahezu bankrechte Orientierung beobachten. D. h., bei nach N zunehmendem Schichteinfallen nimmt das S-Einfallen der neptunian dykes und ähnlich orientierter Strukturen und Klüftgefüge ab.
- Zwei entgegengesetzt auf den Schieferkeil-Sattel zu einfallende Störungen bei den Dolinen B und D bilden eine keilartige Struktur, die wahrscheinlich im Bewegungssinne eines Scheitelgrabens bei der Bildung der schwellenartigen Aufwölbung angelegt wurde. Vermutlich überwiegend jüngeren Alters sind noch folgende Merkmale: Die am Nordrand gelegene W-E-Störung weist im oberen Teil starke Abschiebungs- und im unteren starke Blattverschiebungsmerkmale auf. Bei der am Südrand gelegenen NW – SE verlaufenden Störung wurden ein steiles nördliches Einfallen und deutliche Blei-Verzerrung beobachtet.
- Eine intensive W – E streichende Klüftung innerhalb dieses Bereichs führte im gesamten Massenkalk zu einer Verkarstung. Sie ist infolge erhöhter Wasserwegsamkeiten im Massenkalk deutlich erkennbar als Verbraunung des Kalksteins sowie einer intensiven Spaltenbildung mit nachfolgender Verfüllung mit Lehmen und Sanden. An der Massenkalk-Hangendgrenze selbst bildeten sich mehrere bis 60 m tiefe Dolinen mit unterschiedlich alten Füllungen (vgl. Kap. 3.2; Abb. 5 u.13), die vor dem Abbau von mehrere Zehnermeter mächtigen Velbert-Schichten überlagert wurden.

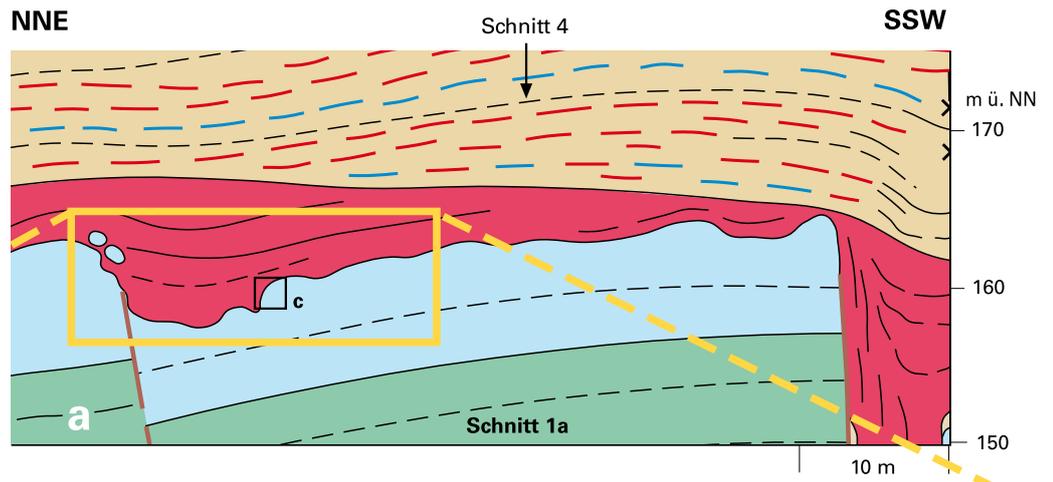


*Abb. 7:
Tonschieferlagen und Spalten
im Hangenden Flaserkalk*



*Abb. 8:
neptunian dykes*

Abb. 9:
 Aufschlüsse zwischen den
 Dolinen E und F im Top des
 Massenkalks (a: Schema-Skizze;
 b, c: Aufschluss-Fotos; Fossil-Fotos
 d: *Praemeroceras petterae*,
 e: *Cheiloceras sacculum subplanatum*,
 beide bestimmt von BECKER, Münster)



Der Massenkalk ist im Hangenden eines W – E streichenden, steil aufgerichteten Sattels schwellenartig schichtreduziert (vgl. Kap. 2). Eine Anlage dieser Aufwölbung aus der ursprünglichen Riffgeometrie lässt sich zwar nicht ausschließen, es gibt hierfür bislang jedoch keine konkreten Hinweise. Unabhängig von dieser Frage ist jedoch das in diesem Bereich (Dolinen B – D) gehäufte Auftreten der beschriebenen EW bis 70° nahezu parallel zueinander und nahezu bankrecht angelegten Strukturelemente zu bewerten. Es weist auf eine starke (lokale) Dehnungsspannung in N-S-Richtung am Ende der Riffbildung hin. Möglicherweise handelt es sich um eine antithetische Flexur (Rollover). D. h. sie könnte während des Oberdevons als nach N einfallende Flexur angelegt und während der variszischen Einengungstektonik in überkippte Lagerung und eine nordvergente Überschiebung an der Nordflanke des Rützkauen-Sattels transformiert worden sein. Vergleicht man die Ausbildung des Rützkauen-Sattels an der Basis und am Top des Massenkalks, von der Westseite bis zur Ostseite des Steinbruchs, dann erscheinen diese auf den ersten Blick wie zwei verschiedene Sättel mit unterschiedlichem Streichen: Oben lässt sich eine breite Sattelumbiegung mit ca. WSW-ENE-Verlauf beobachten, die sich auch im geologischen Kartenbild gut erkennen lässt (Abb. 4). Das führte in der Vergangenheit zur Ansprache des Rützkauen-Sattels als typische variszische Faltenstruktur. Unten weist der eng gefaltete Schieferkeil-Sattel jedoch ein deutlich ausgeprägtes W-E-Streichen auf, was im Widerspruch zum regionalen Bild des variszischen Faltenbaus steht.

Das scheinbare Paradoxon zweier um ca. 30° unterschiedlich streichender Sattelachsenrichtungen in ein und derselben Faltenstruktur hängt mit engräumiger Stockwerktektonik zusammen und lässt sich faltengeometrisch folgendermaßen lösen: Es liegt eine einheitlich stark nach E abtauchende Sattelstruktur vor, deren Nordflanke im oberen Teil, am Top des Massenkalks, die Geometrie einer weit gespannten Koffersattel-Umbiegung hat. Nach unten und zum Liegenden des Massenkalks hin geht diese Flanke teils kontinuierlich, teils disharmonisch in eine steile bis überkippte Lagerung über, wie sie auch am Schieferkeil-Sattel beobachtet wurde. Konstruiert man in diese stark nordvergente „Koffersattel-Umbiegung“ eine Achsenebene, so ergibt sich ein Verlauf von deren Streichrichtung in ENE-WSW-Richtung aufgrund des starken östlichen Abtauchens der gesamten aufrecht stehenden E-W-Faltenstruktur (Abb. 4).

Dies ist ein Schnitteeffekt unterschiedlich einfallender Umbiegungsachsen mit der Horizontalen bei einer Falte, die achsial stärker abtaucht. Diese Geometrie scheinbar divergierender Faltenachsen lässt sich bei achsial stärker abtauchenden Koffersätteln und ausgeprägter Stockwerktektonik gut beobachten. Da bislang hauptsächlich Mächtigkeitsschwankungen einzelner Schichtpakete nur in einem N-S-Profil beobachtet werden konnten, fehlen konkrete Aufschluss-Hinweise auf entsprechende stärkere Mächtigkeitsänderungen auch in anderen Richtungen (z. B. E-W). Allerdings gibt es bislang keinerlei konkreten Beleg auf eine Fortsetzung des Massenkalk-Vorkommens in W-Richtung zum Angertal (Hofermühle, LANGE 1993) hin, was sich bei erneuter Kartierung (PUCK 2012) bestätigte. Inwieweit ein solcher örtlicher Ausfall des gesamten 300 m mächtigen Massenkalk-Schichtpaketes die beobachteten disharmonischen Faltenstrukturen beeinflusst haben könnte, lässt sich mangels genauerer räumlicher Differenzierungshinweise nur schwer beurteilen und wird daher hier auch nicht weiter erörtert.

3.2 Nördlicher Abschnitt, Verkarstung und Lagerung in den Hangendschichten

Beim Aufschluss des Steinbruchs Rohdenhaus-Nord in früheren Jahren trat flächendeckend ein Grundhöcker-Karst mit einer nur begrenzten Zahl von größeren Dolinen auf, die selten mehr als 20 m Tiefe hatten. Beim Erreichen des Gebietes mit stark zunehmender Mächtigkeit der hangenden Velbert-Schichten auf der Ostböschung vertieften und vergrößerten sich die Dolinen auf den heute erreichten Aufschlussstand (vgl. Abb. 11 – 13). Im Hinblick auf die weitere tektonische Analyse und eine schlüssige Kartendarstellung der Hangendgrenze des Massenkalks wurde daher aus älteren Unterlagen eine grobe Grenze zwischen dem Grundhöcker- und dem Dolinen-Karst rekonstruiert und in den Abbildungen 4 – 6 dargestellt.

Die gesamte Ostböschung über dem Schieferkeil-Sattel ist im Hangenden außerordentlich stark verkarstet sowie durch tief reichende Dolinen gegliedert. In der Regel wird das Karstrelief von den mächtigen Velbert-Schichten überlagert (Abb. 5, Schnitte 1 u. 2), die jedoch (zwischen den Dolinen A u. B) nur an einer Stelle unmittelbar auf dem Kalkstein liegen (s. Kap. 2).

Gefüllt sind diese Dolinen meist mit unterschiedlich farbigen („bunt“, meist rot, braun, gelb) oder weißen kaolinitischen Tonsteinen, vermutlich Verwitterungs- und/oder Zersetzungsprodukte aus den Velbert-Schichten (vgl. RIBBERT 2011: S. 29). Vielfach wurde an der Basis und an Dolinenwänden auch weißer, entfestigter Kalk unterschiedlicher Dicke beobachtet. In einer großen Doline über der Verlängerung des Schieferkeil-Sattels war im weißen Tonstein ein Vorkommen von Bleiglanz aufgeschlossen, das im Mittelalter abgebaut wurde (Abb. 11; DROZDZEWSKI et al. 2012). Im engeren Kontakt zu den Velbert-Schichten bilden die bunten Tonsteine meist breite Aureolen, die die Umrisse der darunterliegenden Kalkstotzen zwischen den Dolinen markieren (Abb. 5: Schnitt 2 u. Abb. 13).

Die darüberliegenden, wenig zersetzten Velbert-Schichten fallen überwiegend mit ca. 30 – 40° nach E ein. Im nördlichsten Abschnitt, nördlich von Doline A, biegt ihr Schicht-Streichen kontinuierlich von NNW-SSE auf NNE-SSW um. Die Umbiegung des Streichens hat hier eine etwas andere Lage und auch einen engeren Radius als im westlich darunterliegenden Massenkalk (s. Kap 3.1). Diese Abweichung könnte sowohl auf eine leichte Winkeldiskordanz zwischen beiden Einheiten als auch auf disharmonische variszische Faltung zurückgeführt werden. Weiter südlich wurden einige kleinere Faltenstrukturen, Schichtverstellungen und Schieferungsflächen beobachtet, die sich mit ca. 70° streichenden Faltenachsen eindeutig der variszischen Faltung zuordnen lassen.

Die größte in den Velbert-Schichten nachweisbare Faltenstruktur hat hingegen mehr einen E-W- bis WNW-ESE-Verlauf. Unmittelbar über der Doline C ist sie als Spitzmulde mit 100°-Streichen aufgeschlossen und setzt sich – abgeflacht nach oben bzw. in der Böschung – noch auf ca. 100 m nach ESE fort. Nördlich dieser Mulde wurden eine größere und mehrere kleinere Flexuren mit denselben Richtungstendenzen beobachtet (s. Abb. 5: Schnitt 2). Die Schieferungsrichtung in diesen Strukturen pendelt zwischen E-W und ENE-WSW. Nach Bohrungsergebnissen scheint die Hangendgrenze des Massenkalks an dieser Stelle ebenfalls ungewöhnlich stark nach S abzufallen (s. Karte in Abb. 5).

Der vor allem hinsichtlich der Streichrichtungen relativ regelmäßige tektonische Bau der bisher beschriebenen Strukturen steht in starkem Gegensatz zu einigen Aufschlüssen, die engräumig (Meter bis Zehnermeter) stark wechselnde Schicht- und Schieferungsflächen aufweisen. Sie treten in der Nachbarschaft von den größeren Störungen auf (zwischen den Dolinen A und B sowie im Südteil von Doline D; Abb. 13). Weitere, mehr brekziöse Strukturbilder lassen sich wiederholt in den „bunten“ Tonsteinen der Dolinenfüllungen beobachten, wo Funde von Braunkohle, Feuersteingeröllen (RIBBERT 2011) u. a. die jüngeren Verkarstungsvorgänge belegen.

Nicht zuletzt dieser Vergleich der eingangs beschriebenen Strukturen mit den eindeutig jungen Verkarstungs- und Störungselementen legt die Deutung einer frühen Anlage dieser Strukturen und späteren Überprägung durch die variszische Faltung sowie durch jüngere Verkarstung und Störungen nahe.

3.3 Südlicher Abschnitt und oberdevonischer Karst

Südlich des bisher beschriebenen engeren Einflussbereichs des Rützkause-Sattels (südl. von Doline D; Abb. 6) ändern sich Tektonik und Verkarstung im Vergleich zum nördlichen Abschnitt stark. Zunächst biegt hier das Schichtstreichen an der Hangendgrenze des Massenkalks aus der NNE-SSW- in die WSW-Richtung um. Gleichzeitig nehmen die Verkarstung bzw. der Dolinenkarst erheblich ab, sodass hier ein primärer Kalk-Schiefer-Kontakt besteht. Leider konnten die Aufschlüsse im NE-Teil dieses Abschnitts nur sehr lückenhaft beobachtet werden. Auffällig sind zwei WNW-ESE-Störungen im Abstand von 100 m mit größerem dextralem Versatz der Hangendgrenze des Kalks als Blattverschiebungen und/oder als Südabschiebungen.

Die südliche dieser Störungen begrenzt nach S eine 30 – 40 m breite Scholle mit weiteren ähnlich streichenden, z. T. bleivererzten Störungen und ausgeprägten Dolinenkarst-Strukturen (Doline E). Zugleich tritt hier auch eine starke Entfestigung auf, die nicht nur große Teile der höheren Einheiten (Hangender Flaserkalk, „Iberg-Kalk“) betrifft, sondern auch die hangenden Schiefer am Nordrand der südlich anschließenden Scholle.

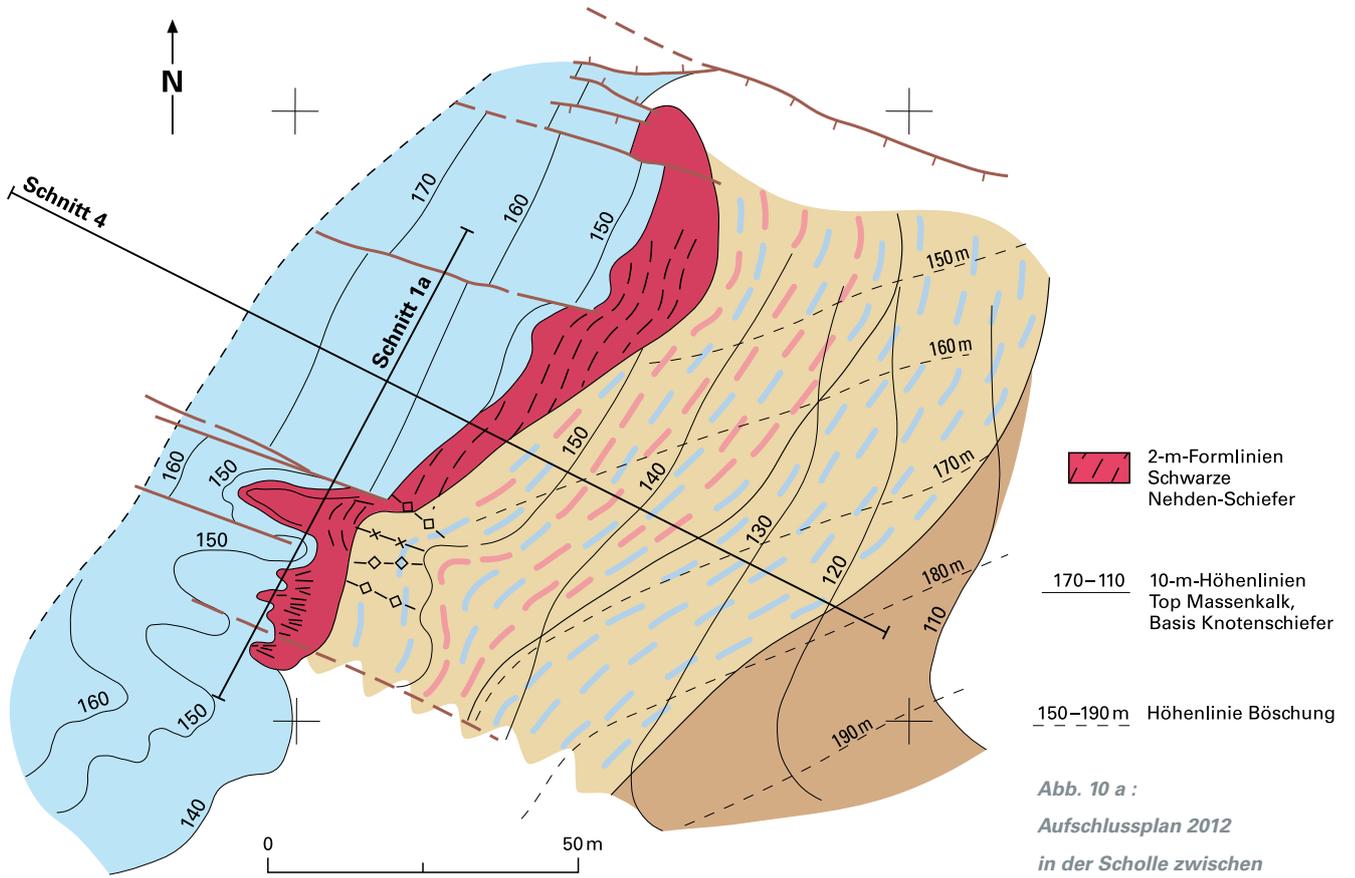


Abb. 10 a :
Aufschlussplan 2012
in der Scholle zwischen
den Dolinen E und F
(nähere Erläuterungen
s. Kap. 3.3)

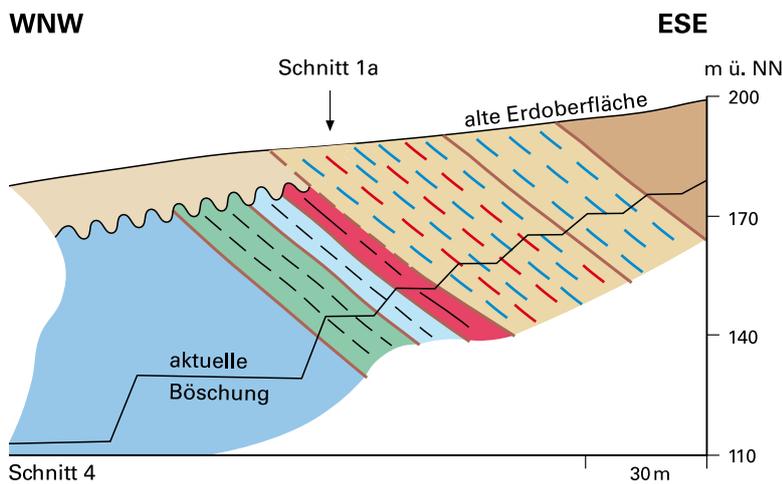
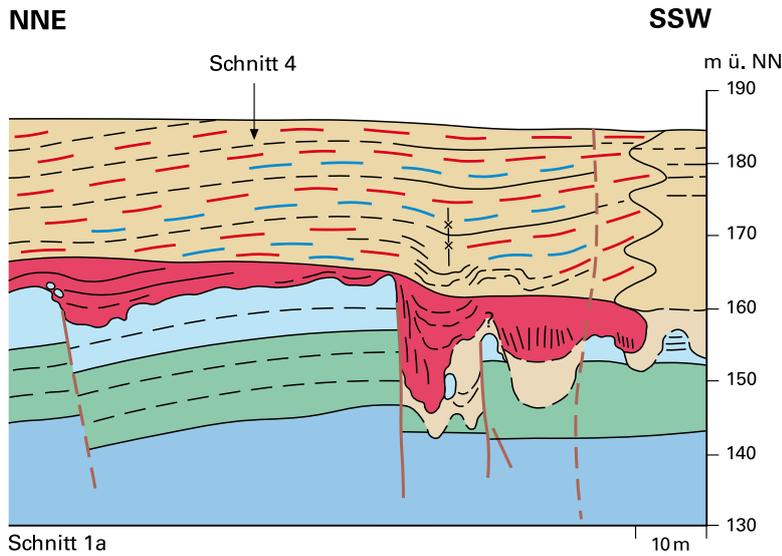


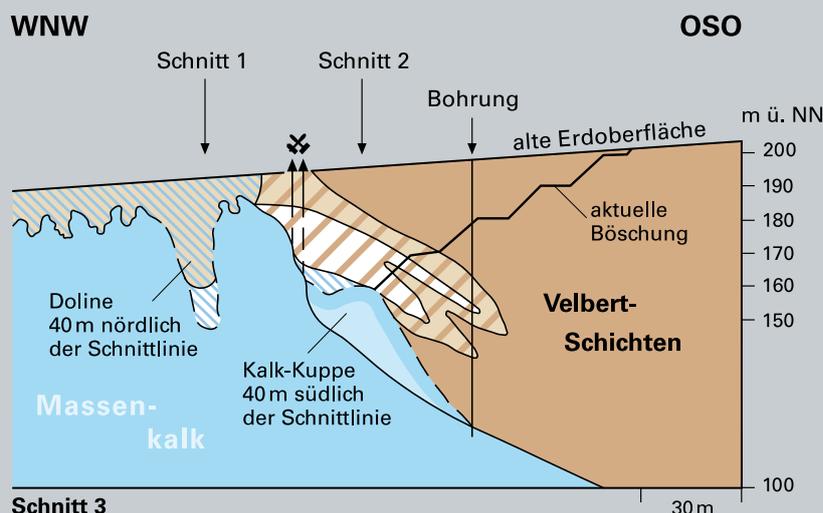
Abb. 10 b:
Schnitte 1a und 4
in der Scholle zwischen
den Dolinen E und F

Hier biegt das Schichtstreichen wieder in die NNE-SSW-Richtung mit einem Einfallen von 30 – 40° nach ESE. Mit 90 m Breite ist die ganze südliche Scholle tektonisch nur sehr wenig gestört und zur Tiefe hin kaum verkarstet. Wie im N wird sie auch im S von einer 30 m breiten, WNW – ESE verlaufenden gestörten Zone begrenzt, die jedoch hauptsächlich Paläokarst-Merkmale aufweist (Doline F, s. im Folgenden). Daran schließt sich nach S ein bis zum südlichen Aufschlussende am Süden des Schnitts 1 (Abb. 6) durchgehend „jung“ verkarsteter Bereich an, da offenbar nur Grundhöcker-Karst auftritt.

Auch in der dazwischenliegenden alt angelegten Doline F reicht die hier untergeordnet auftretende junge Verkarstung nicht in größere Tiefe (Abb. 6 u. 10 b). Wie die meisten der anderen beobachteten Dolinen wird diese Struktur durch steile ESE – WNW streichende Störungs- oder Klufflächen seitlich begrenzt. Im Vergleich zu den nördlich anschließenden Verhältnissen hat der Kalkstein im Bereich der Doline dieselben Lagerungsverhältnisse (ca. 30 – 40° Einfallen nach ESE). Er wurde hier durch den Verkarstungsprozess auf 30 m Breite bis ca. 10 und 20 m Tiefe unter der ursprünglichen Hangendgrenze herausgelöst. In der entstandenen Lücke finden sich jetzt hauptsächlich stark zersetzte, z. T. auch silifizierter Tonschiefer mit meist entfestigten dünnen Kalkbänken bzw. -linsen. Daneben treten vor allem talwärts nach W zunehmend auch jüngere Karstmerkmale wie Lehm, heller Sand u. a. auf.

Die Tonschiefer weisen überwiegend steile Lagerung mit ESE-WNW-Streichen auf (s. Abb. 10). An der nördlichen Grenzfläche geht die steile Lagerung nach oben in einen kleinen flexurartigen Sattel über und verbindet sich auf diese Weise geometrisch mit den „normalen ungestörten“ Lagerungsverhältnissen auf der Nordscholle. Auch aufgrund dieses räumlichen Zusammenhangs handelt es sich bei diesen zersetzten Schiefen wahrscheinlich um die Schwarzen Nehden-Schiefer. Südlich an diesen Sattel anschließend, scheinen die Strukturen in den Tonschiefern die unregelmäßige Morphologie des darunterliegenden Karsts nachzuzeichnen. In den darüber folgenden Kalkknotenschiefern wurden noch zwei kleine E – W streichende Mulden und ein Sattel beobachtet.

Zur Verdeutlichung der räumlichen Zusammenhänge wurde die im Jahre 2012 z. T. großmaßstäbig aufgenommene Aufschlussituation detailliert dargestellt. Im Lageplan (Abb. 10 a) werden die damalige flächige Verbreitung bzw. der Ausstrich des Massenkalks und der hangenden stratigraphischen Einheiten im Niveau der Sohle zwischen 145 und 155 m im NW sowie an der Böschung im SE, deren Morphologie mittels gestrichelten Höhenlinien angedeutet ist, dargestellt. Zur Dokumentation der unterschiedlichen Lagerungsverhältnisse in den einzelnen lithostratigraphischen Einheiten wurden Höhenlinien der Hangendgrenze des Massenkalks und der Grenzfläche zwischen Schwarzem Nehden-Schiefer und Kalkknotenschiefer eingetragen. Sie wurden aus den Aufschlüssen und den gemessenen tektonischen Einzelwerten der Schichtung rekonstruiert und im Schwarzen Nehden-Schiefer um entsprechende Formlinien mit 2-m-Intervallen (nach MEYER 1982) ergänzt. Dementspre-



214
 Abb. 11 :
 Schnitt 3 (Lage s. Abb. 5),
 Geologie im Bereich des
 mittelalterlichen Bergwerks
 (Legende s. Abb. 6)

chend wurde auch die Lagerung in den Schnitten 1 a und 4 aus den flächigen aktuellen Aufschlüssen heraus nach oben konstruiert (Abb. 10 b). Dabei wurden insbesondere die in der Schnittlinie 1 b aufgeschlossenen Faltenstrukturen in den unteren Kalkknotenschiefern berücksichtigt.

Nach oben verflachen die tiefer beobachteten Faltenstrukturen innerhalb weniger Zehnermeter und schließen sich vollkommen an die ruhige Lagerung in der nördlichen Scholle (zwischen den Dolinen E und F) an. Das Streichen der beobachteten Falten pendelt um die E-W-Richtung, die Schieferung hat jedoch in ihnen eine flächendeckend einheitliche variszische 70°-Richtung, wie auch in der weiteren Umgebung dieser Aufschlüsse. Eine schwache Überprägung der „alten Karsttektonik“ durch die jüngere kompressive variszische Faltung, z. B. in Form von Kleinfalten, konnte am Kalk/Schiefer-Kontakt auf der „ruhigen“ Nordscholle beobachtet werden (Abb. 9). Ähnliche Tendenzen zeigen sich auch in den neuen Aufschlüssen am Schieferkeil-Sattel im Liegenden des Massenkalks.

Jüngste Aufschlüsse zeigten im November 2013 an der Basis der unteren Kalkknotenschiefer einen gering mächtigen (1 m), etwas zersetzten Tonsteinhorizont mit z. T. lagigen Quarzanreicherungen, der den Übergang von der Nordscholle zur Doline F flach nach oben abschloss. Dabei wurde auf der Nordscholle eine flache Winkeldiskordanz zu den Schwarzen Nehden-Schiefern, die auf die Dolinenstörung zu nach S fast vollständig auskeilen, deutlich. Südlich der Dolinenstörung begrenzt dieser Horizont die steile Lagerung der Schiefer im Liegenden gegen die flachwellige Faltung der Kalkknotenschiefer im Hangenden (Abb. 10 b: Schnitt 1a).

Die Nordgrenze der Doline F ist auf mindestens 10 m Höhe zwischen Kalk und dunklem Tonstein als sehr ebene, steil nach S einfallende Fläche (mit einem Versatz von einigen Metern) ausgebildet und endet an jenem zersetzten Tonsteinhorizont ohne irgendwelche Fortsetzung nach oben. Die Südgrenze hingegen weist eine sehr unregelmäßige Karstmorphologie auf, die an verschiedenen Stellen ebenfalls durch dunklen Tonstein ausgekleidet bzw. gefüllt ist. Die ursprünglich auch als parallel zur Nordgrenze verlaufende Störung gedeutete Südgrenze ist anscheinend nur als Kluftsystem ausgebildet, das im Kalk durch jüngere Verkarstungsflächen und in den hangenden, unterschiedlich zersetzten Tonsteinen durch Quarzmineralisierung geprägt wurde.

Insgesamt bestätigen diese Beobachtungen die Entstehung der nördlichen Grenzstörung der Doline F noch vor der Ablagerung der Kalkknotenschiefer und auch die Verkarstung und Füllung der nach S abgesunkenen Scholle mit älteren Schiefen, wahrscheinlich Schwarze Nehden-Schiefer. Gleichzeitig wird hier aber auch deutlich, wie eine alte angelegte Struktur lateral nach S in ein jüngeres KarstszENARIO übergehen kann (Abb. 10 b: Schnitt 1 a).



*Abb. 12:
Grundhöcker- und
Dolinen-Karst,
Steinbruch
Rohdenhaus-Nord
im Jahre 2002;
Blick nach Westen*



Abb. 13:
Dolinenkarst auf
der Ostböschung,
Doline D mit
Schwarzen
Nehden-Schiefern

4 Schlussfolgerungen

Der im Steinbruch Rohdenhaus-Nord aufgeschlossene Rützkausen-Sattel ist seit langem als Teilsattel des Velberter Sattels bekannt. Die dabei aufgeschlossenen geologischen Strukturen ließen sich jedoch im Detail mit dem bekannten regionaltektonischen Strukturbild nur schwer in Einklang bringen. Der im oberen Teil des Massenkalks weitspannig ausgebildete, nach ENE abtauchende Sattel geht im Liegenden in einen fast isoklinalen Spitzsattel über, der mit ca. 30° nach E abtaucht und damit einen anderen, nämlich einen E – W gerichteten Verlauf hat. Darüber hinaus treten in diesem Bereich unter den hangenden Velbert-Schichten ungewöhnlich zahlreiche E – W streichende, steil einfallende Störungen, Spalten und Kluffflächen auf, an die große Dolinen mit sehr unterschiedlichen Füllungen gebunden sind.

Mit dem folgenden geologischen Modell wird versucht, die scheinbar schlecht zueinander passenden Beobachtungen in einen gemeinsamen kausalen Zusammenhang zu bringen: Während und gegen Ende der Riffbildung im Oberdevon bildete sich eine sattelförmige Aufwölbung mit E – W bis 110° streichendem Verlauf. Sie führte auf der Nordflanke zu erhöhter Ablagerung des Hangenden Flaserkalks und des „Iberg-Kalks“. Nach den bisherigen Beobachtungen lässt sich daraus eine Verkippung dieser Flanke im Oberdevon vor Ablagerung der Velbert-Schichten um bis zu ca. 15° ableiten. Vermutlich primäre Mächtigkeitsschwankungen im oberen Abschnitt des Massenkalks treten wahrscheinlich auch auf der Südflanke auf, lassen sich dort jedoch wegen fazieller Änderungen lithostratigraphisch nicht sicher ansprechen.

Die tektonische Mechanik einer oberflächennahen Dehnung dieser Sattelaufwölbung spiegelt sich auch im gehäuftem Auftreten von parallel verlaufenden neptunian dykes in der engeren Sattelzone wider: Das erste Aufreißen von E-W-Spalten der oberdevonischen Sattelaufwölbung begann bereits gegen Ende der Riffbildung in der späten Adorf-Stufe bzw. im Frasnium, als der Riffkomplex absank bzw. im Zuge der Ober-Frasnium-Transgressionen überflutet wurde. Es setzte sich bis in die tiefere Nehden-Stufe fort. Gegen Ende der Sattelaufwölbung in der oberen Nehden-Stufe öffneten sich neben den Längsklüften auch Schichtfugen zwischen einzelnen Kalkbänken, die nachfolgend mit Sedimenten gefüllt wurden. Darüber hinaus kann auch synsedimentäre Kleintektonik in Zebrakalk-Bänken des tieferen Massenkalks auf frühe tektonische Bewegungen hinweisen. Ob und in welchem Ausmaß die tektonisch gedeutete Aufwölbung auch durch das Relief des Riffs beeinflusst wurde, bleibt mangels konkreter Hinweise derzeit noch offen.

Eine räumliche und zeitliche genaue Fixierung tektonischer Aktivität mit Spaltenbildung in WNW-ESE-Richtung und Verkarstung an der Frasnium/Famennium-Grenze bieten hingegen die Aufschlüsse im Süden der Ostböschung (südlich von Doline E): Der Massenkalk weist hier in den obersten Abschnitten starke Schichtenreduktionen auf und schließt am Top mit einer welligen Schichtlücke über dem Oberen Kellwasser-Horizont ab. In diesem Zeitraum entstand die tektonisch kontrollierte und begrenzte Doline F und füllte sich mit Schwarzem Nehden-Schiefer. Die darüber folgenden regressiven Bänke mit *Praemeroceas* und die Kalkknotenschiefer überlagern diese Struktur teilweise diskordant und belegen damit ihr rein oberdevonisches Entstehungsalter. Bei diesem Prozess entstanden an der Basis der Kalkknotenschiefer Kleinfalten, die später variszisch noch geringfügig überprägt wurden.

Bei allen anderen großen Dolinen war eine so sichere Ansprache nicht möglich, da hier an den alten Kluft- und Störungsflächen vielfach auch jüngere tektonische Bewegungen stattfanden. Die Verkarstungsvorgänge wiederholten sich zu unterschiedlichen Zeiten, besonders an den tektonisch vorgezeichneten Stellen, z.T. verstärkt durch hydrothermale Prozesse. Es gibt jedoch verschiedene indirekte Hinweise auf eine ebenfalls frühe Anlage der großen Dolinen und eine erosiv bedingte unruhige Morphologie in diesem Bereich der Sattelaufwölbung. So deuten bei der großen Doline D der in WNW-ESE-Richtung der lineare Mulden-Charakter und die sehr geringen Abweichungen der Schieferung von der 70°-Streichrichtung auf eine überwiegend prävariszische Anlage dieser Struktur hin.

Das lokale Auftreten der Schwarzen Nehden-Schiefer in den Dolinen A und D sowie der Kalk/Schiefer-Kontakt zwischen den Dolinen A und B weisen auf eine größere lithostratigraphische Schichtlücke über dem damaligen Sattelhöchsten hin. Rekonstruiert man die Hangendgrenze des Massenkalks in der Sattelumbiegung von der steilen in die flache Lagerung nach Süden (Abb. 2 u. 5: Schnitt 1), so ergibt sich sogar ein theoretischer synsedimentärer und/oder erosiver Schichtausfall von ca. 100 m. Diese Tendenz spiegelt sich möglicherweise auch in dem zwischen den Dolinen B und C festgestellten engen Kontakt zwischen dem hier spezialgefalteten Liegenden des Hangenden Flaserkalks und einer obersten Kalkbank wider. Ob diese Konstellation auch ein Hinweis auf eine sehr frühe kompressive Komponente bei der Entstehung der örtlichen Faltenstrukturen sein könnte, lässt sich aus den bisherigen Aufschlüssen (noch) nicht ableiten.

Die erosiven Effekte und die (submarine?) Verkarstung hängen vermutlich mit der anzunehmenden Landnähe nördlich des Wülfrather Riffes während des Oberdevons zusammen, wobei übergeordnete Trans- und Regressionsphasen (z. B. Phasen der Kellwasser- und Condroz-Events; z. B. BECKER 1993, CHEN & TUCKER 2004, PIECHA 2002) deutliche Effekte bewirkten. Die Landnähe belegen Autobahnaufschlüsse an der im Bau befindlichen A 44 in Heiligenhaus-Hülsbeck (5 km östlich vom Stbr. Rohdenhaus), wo am Top des Massenkalks in größerem Umfang Quarzgeröll führende Kalksteine auftreten (s. auch RIBBERT 1998, RIBBERT & PIECHA im Druck). Aus der Landnähe kann auf Zuflüsse von Süßwasser in die randmarinen Karbonatgesteine geschlossen werden, die zu einer Verkarstung führen können (BONEM 1988).

Die oberdevonischen, W – E streichenden Störungen und neptunian dykes im Steinbruch Rohdenhaus-Nord haben überregionale Analogien im östlichen Rheinischen Schiefergebirge. Im Briloner Riff (BRINCKMANN et al. 2014) und im Warsteiner Riff (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984, 1989) folgen die Rifffazien einem W – E gerichteten Schollenmuster, das offensichtlich von synsedimentären Störungselementen gesteuert wurde. Auch die spätere Ausgestaltung bei der variszischen Faltung führte z. B. im Briloner Sattel mit nahezu isoklinaler Faltung an der Massenkalkbasis und flacher Struktur im hangenden Massenkalk (BRINCKMANN et al. 2014) zu Faltenbildern, die stark an den disharmonischen Faltenbau im Wülfrather Rützkause-Sattel erinnern.

Zusammenfassend kann man feststellen: Der Rützkause-Sattel wurde im Oberdevon (Grenzbereich Frasnium/Famenium) als sattelförmige Aufwölbung angelegt. Dabei sind zahlreiche E – W bis WNW – ESE streichende, steil einfallende tektonische Flächen (Spalten, Klüfte, Störungen) entstanden. Dieser tektonische Akt wurde von Sedimentations- und Verkarstungsprozessen in der finalen und post-Riff-Zeit begleitet und vor Ablagerung der Velbert-Schichten abgeschlossen. Die meisten jüngeren tektonischen Bewegungen haben anscheinend hauptsächlich die alt angelegten Strukturelemente reaktiviert oder verstärkt. Bei der variszischen Hauptfaltung wirkte die Sattelaufwölbung an der Massenkalkbasis als lineare Schwächezone und damit als Vorprägung für die heutige disharmonische Sattelform. Auch im weiteren Verlauf der Erdgeschichte dürfte diese Struktur ihre besondere Bedeutung behalten haben. So ist es wohl kein Zufall, dass genau im östlichen Fortstreichen des Sattels im stark verkarsteten Hangendkontakt des Massenkalks eine intensive Bleivererzung stattfand.

Dank: Ein besonderer Dank gilt der Betriebsführung und den Mitarbeitern der Fa. Rheinkalk für die Genehmigung sowie die informelle und praktische Unterstützung der geologischen Aufnahmen im Steinbruch Rohdenhaus. Herzlich möchten wir auch den Kollegen und Kolleginnen des Geologischen Dienstes NRW für manche fachliche und auch praktische Hilfe, Hinweise, Fossilbestimmungen und Diskussionen ebenso wie anderen fachlich interessierten Personen danken. Stellvertretend seien genannt: Prof. Dr. R. T. BECKER und Dr. M. PIECHA.

5 Literatur

- BECKER, R. T. (1993): Stratigraphische Gliederung und Ammonoiten-Faunen im Nehdenium (Oberdevon II) von Europa und Nord-Afrika. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenb., **155**: 405 S.
- BECKERT, J. (2010): Conodonten-Biostratigraphie und Dünnschliffanalyse oberdevonischer Karbonate des Rheinischen Schiefergebirges. – Bakkalaureatsarbeit, Bergakademie Freiberg.
- BONEM, R. M. (1988): Effects of submarine karst development on reef succession. – Proc. 6th International Coral reef Symp., Australia, **1988**: Vol. 3: 419 – 423.
- BREDDIN, H. (1934): Mittel- und Oberdevon im Gebiete des Velberter Sattels. – N. Jb. Min., Geol. u. Paläont., Beil.-Bd., **B 71**: 339 – 369; Stuttgart.
- BRINCKMANN, J.; STOPPEL, D.; LUPPOLD, F. W. (2014): The geology of the Brilon Reef Complex, Rhenish Schiefergebirge, Germany. – Geol. Jb., **16**; Hannover.
- CHEN, D.; TUCKER, M. (2004): Palaeokarst and its implication for the extinction event at the Frasnian-Famennian boundary (Guilin, South China). – J. Geol. Soc., **161**: 895 – 898; London.
- CLAUSEN, C.-D.; LEUTERITZ, K. (1984), mit Beitr. von ERKWOH, F.-D.; KAMP, H. VON; REHAGEN, H.-W.; WEBER, P.; WOLF, M.: Erläuterungen zu Blatt 4516 Warstein. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4516**: 155 S., 20 Abb., 14 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- CLAUSEN, C.-D.; LEUTERITZ, K. (1989): Spalten und ihre Füllungen in den Carbonatgesteinen des Warsteiner Raumes (nordöstliches Rheinisches Schiefergebirge). – Fortschr. Geol. Rhld. u. Westf., **35**: 309 – 391; Krefeld.
- DROZDZEWSKI, G.; HARTKOPF-FRÖDER, CHR.; LANGE, F.-G.; OESTERREICH, B.; RIBBERT, K.-H.; VOIGT, ST.; WREDE, V. (1998): Vorläufige Mitteilung über unterkretazischen Tiefenkarst im Wülfrather Massenkalk (Rheinisches Schiefergebirge). – Mitt. Verb. dt. Höhlen- u. Karstforsch., **44**: 53 – 66; München.
- DROZDZEWSKI, G. (2007): Lagerstätten nutzbarer Festgesteine in Nordrhein-Westfalen. – 163 S., 74 Abb., 10 Tab., 1 Kt.; Krefeld (Geol. Dienst NRW).
- DROZDZEWSKI, G.; JUCH, D.; HECKMANN, H. (2012): Hochmittelalterliches Bergwerk in Wülfrath-Rützkausen entdeckt. – Archäologie im Rheinland, **2011**: 162 – 164; Bonn.
- FELIX-HENNINGSSEN, P. (1990): Die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke (MTV) im Rheinischen Schiefergebirge. – Relief, Boden, Paläoklima, **6**: 192 S.; Berlin, Stuttgart.
- HOENEN, K. (1972): Fazielle, stratigraphische, tektonische und paläogeographische Untersuchungen im nordöstlichen Wülfrather Sattel. – Dipl.-Arb.: 72 S., 10 Anl.; Braunschweig. – [unveröff.]
- KARRENBERG, H. (1954): Zur Stratigraphie und Tektonik des Velberter Sattels. – Geol. Jb., **69**: 11 – 26; Hannover.
- KARRENBERG, H. (1965): Das Alter der Massenkalke im Bergischen Land und ihre fazielle Vertretung. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **9**: 695 – 722; Krefeld.
- KREBS, W. (1968): Facies types in Devonian backreef limestones in the eastern Rhenish Schiefergebirge. – In: MÜLLER, G.; FRIEDMANN, G. M. [Hrsg.]: Recent developments in carbonate sedimentology in central Europe: 186 – 195, 1 Abb., 2 Tab., 2 Taf.
- LANGE, G. (1993): Revisionskartierung der GK25, 4607. – Archiv des GLA NRW: **G E 4607/001**, Krefeld.
- MEYER, W. (1982): Geologisches Zeichnen und Konstruieren. – Clausthaler Tektonische Hefe, **17**: VIII + 90 S., 60 Abb., 1 Beil., Clausthal.
- NOWAK, H. (2012): Paläoökologie und Faziesanalyse des devonischen Riffkomplexes von Wülfrath. – Masterarbeit, Uni Münster. – [unveröff.]
- PAECKELMANN, W. (1924): Der geologische Bau des Velberter Sattels in der Gegend von Wülfrath (Rheinl.). – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **44**: 243 – 279; Berlin.
- PAECKELMANN, W. (1934): Kritische Bemerkungen zu den Ausführungen von Hans Breddin über „Mittel- und Oberdevon im Gebiete des Velberter Sattels“. – N. Jb. Min., Geol. u. Paläont., Beil.-Bd., **B 73**: 312 – 340; Stuttgart.
- PAECKELMANN, W. (1942): Die Flinzschiefer des Bergischen Landes und ihre Beziehungen zum Massenkalk. – Decheniana, **101**: 108 – 116; Bonn.
- PAECKELMANN, W. (1928): Blatt Velbert. – Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Lief. 274, Nr. 2650, 109 S.; Berlin.
- PIECHA, M. (2002) A considerable hiatus at the Frasnian/Famennian boundary in the Rhenish shelf region of northwest Germany. – Palaeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **181**: 195 – 211
- PUCK, N. (2012): Geologische Kartierung im Bereich der Riffe von Hofermühle (Blatt Heiligenhaus, Bergisches Land, NRW). – B.Sc.-Abschlussarbeit, WWU Münster: 40 S. + 4 Kt. – [unveröff.]
- RIBBERT, K.-H. (1998): Die grobklastische und karbonatische Sedimentation im tiefen Oberdevon am Nordrand des Velberter Sattels. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **37**: 381-391; Krefeld
- RIBBERT, K.-H. (2011): Sedimente des Paläokarsts im devonischen Massenkalk von Wülfrath. – scriptum, **20**: 64 S., 41 Abb., 5 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- RIBBERT, K.-H.; LANGE, F.-G. (1993): Klastika und Carbonate im Mittel- und Oberdevon des Velberter Sattels. – Dt. geol. Ges., 145. Hauptversamml., Exkursionsführer: 5 – 16; Krefeld.
- RIBBERT, K.-H.; PIECHA, M. (im Druck): Stromatolites from a near-shore Late Devonian carbonate platform in the northwestern part of the Rheinisches Schiefergebirge (Velbert Anticline, Germany). – Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments.
- STÄDTER, T. (1989): Mikrofazies, Strukturverhältnisse und Diagenese der Wülfrather Kalksteinlagerstätte (Devon, Rheinisches Schiefergebirge). – FACIES, **21**: 57 – 98; Erlangen.

Die Datenbank „LithoLex“, ein Lexikon lithostratigraphischer Einheiten in Deutschland

MARTIN HISS

LithoLex ist eine dynamische Datenbank, in der Beschreibungen lithostratigraphischer Einheiten in Deutschland erfasst und über das Internet einem breiten Nutzerkreis zugänglich gemacht werden. Länderübergreifende Geoinformationen für Deutschland vorzuhalten ist eine der Aufgaben der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), die daher auch die LithoLex-Datenbank pflegt und im Internet bereitstellt. Sie ist über folgenden Link erreichbar: <http://www.bgr.bund.de/litholex>. Fachlich wird LithoLex von der Deutschen Stratigraphischen Kommission (DSK) betreut. Die jeweils zuständigen stratigraphischen Subkommissionen koordinieren die Bearbeitung und Erfassung einzelner Beiträge. Hier erfolgen auch die inhaltliche und die formale Prüfung sowie die Freigabe.

LithoLex startete im Sommer 2006 mit zunächst nur 80 Datensätzen. Seitdem ist der Datenbestand stark gewachsen. Er wird auch weiterhin ausgebaut und ständig aktualisiert. Mit Stand von Februar 2014 sind 636 Datensätze aus allen Erdzeitaltern und aus allen Regionen Deutschlands vorhanden (Abb. 1). Das ist bisher etwas weniger als die Hälfte der in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland (STD 2002) verzeichneten Einheiten. Weitere Beschreibungen sind in Bearbeitung. Im Endausbau sollen möglichst alle allgemein

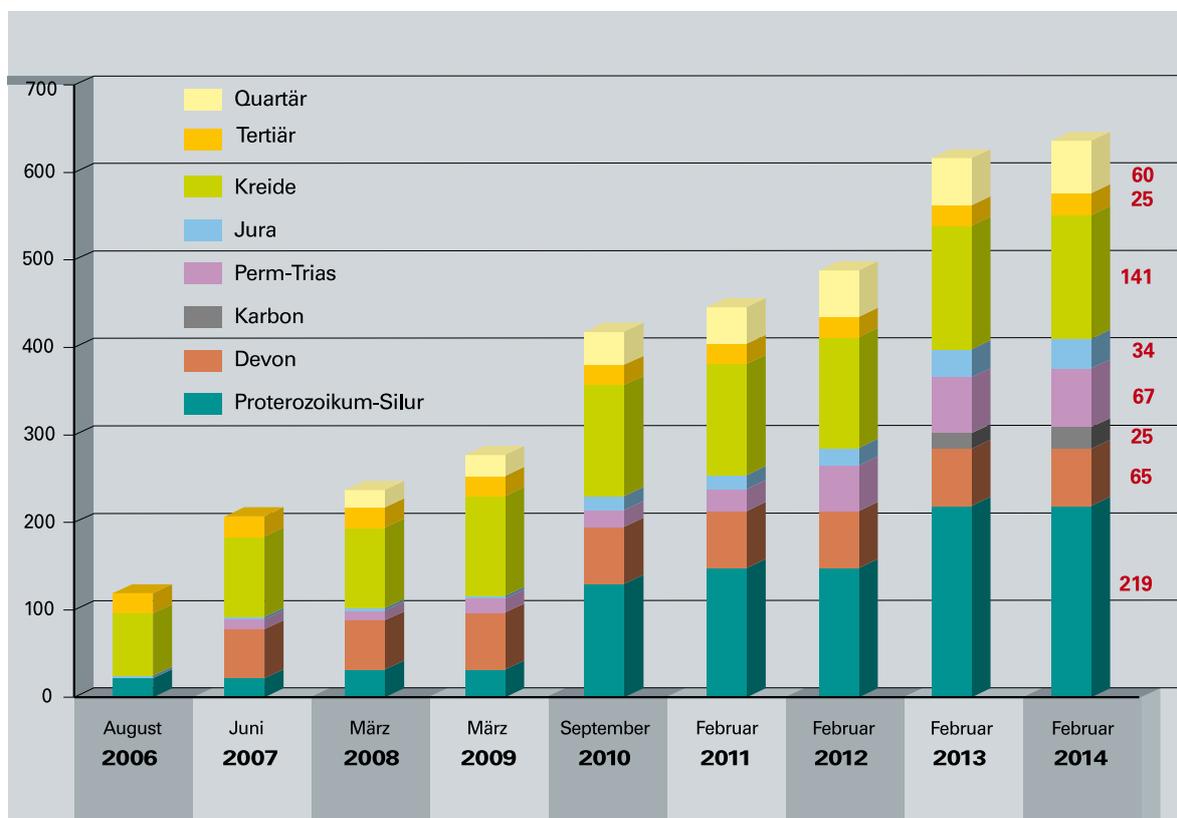


Abb. 1:

Seit 2006 ist die Zahl der Datensätze in LithoLex stetig gewachsen. Heute sind Beschreibungen lithostratigraphischer Einheiten aus allen Systemen vorhanden (Aktuelle Zahlen in Rot).

gebräuchlichen Einheiten bis zum Formationsrang (Gruppen, Subgruppen, Formationen) in jeweils eigenen Datensätzen erfasst sein, wobei Untereinheiten (Subformationen und Bänke) in der Regel zusammen mit der übergeordneten Formation beschrieben werden. Ziel ist es, den derzeitigen Status quo der lithostratigraphischen Einheiten darzustellen, die als Kartiereinheiten in geologischen Karten verwendet werden, auch wenn ihre formale Festlegung noch aussteht und sie derzeit nur informellen Charakter haben oder sich in einem revisionsbedürftigen Zustand befinden.

Grundlage für die Beschreibungen in LithoLex sind die bereits gedruckten beziehungsweise in Arbeit befindlichen Bände der „Stratigraphie von Deutschland“, die Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002 und die zugehörigen Erläuterungen sowie weiterführende regionalgeologische Literatur, insbesondere Erläuterungen zu geologischen Karten. Die Bearbeitung und Erfassung der Beiträge erfolgt zunächst dezentral, ehe diese dann in der eigentlichen Internet-Datenbank zusammengeführt und veröffentlicht werden. Die Datensätze sind einheitlich strukturiert und enthalten sowohl Pflicht- und fest vorgegebene Auswahlfelder als auch die Möglichkeit, freie Texte einzugeben. Zusätzlich kann auch eine Anlagedatei mit Abbildungen angefügt werden.

Die Internet-Datenbank ermöglicht über verschiedene Such- und Auswahlmenüs rasches, komfortables Recherchieren und Nachschlagen und liefert die vorhandenen Informationen zu den Einheiten. Es besteht uneingeschränktes Leserecht für alle freigegebenen Datensätze. Ausdrucken ist möglich, alle Daten sind zitierfähig. Die monatlichen Internet-Zugriffe auf LithoLex belegen die Akzeptanz und intensive Nutzung dieser Datenbank (Abb. 2).

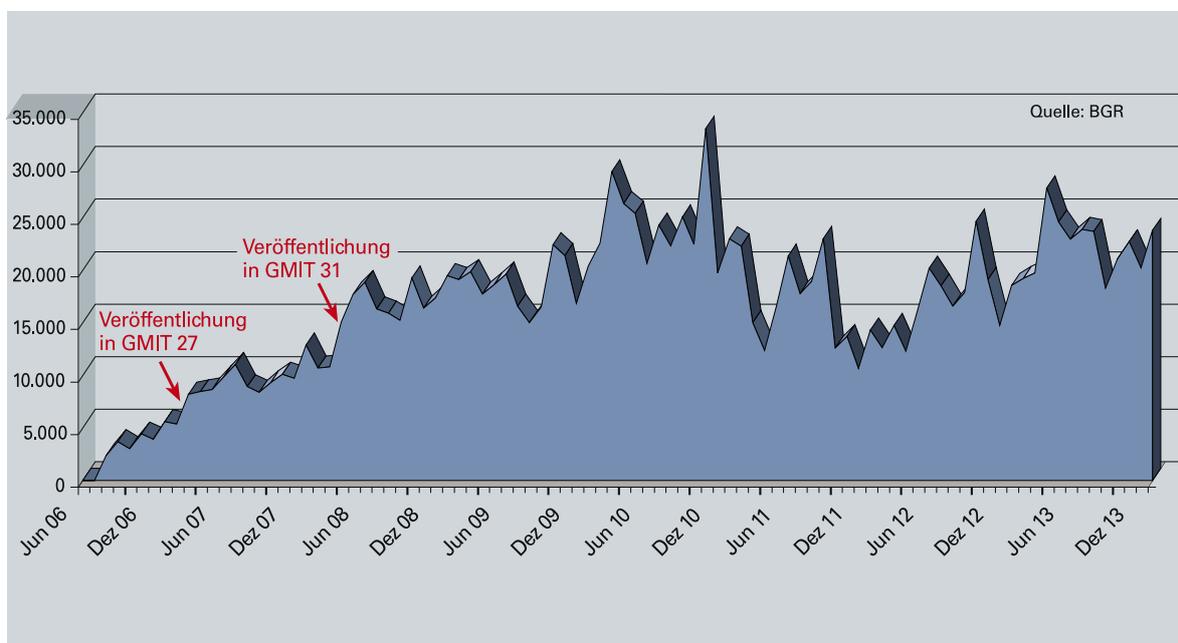


Abb. 2:
Die Zahlen der monatlichen Internetzugriffe auf LithoLex zeigen die Akzeptanz der Datenbank.

Ableitung von Korngrößenverteilungen aus textbasierten Bohrgutbeschreibungen zur flächenhaften Abschätzung von Rohstoffvorkommen und Baugrundeigenschaften

MICHAEL NAUMANN, JOACHIM FRITZ, CARSTEN SCHWARZ

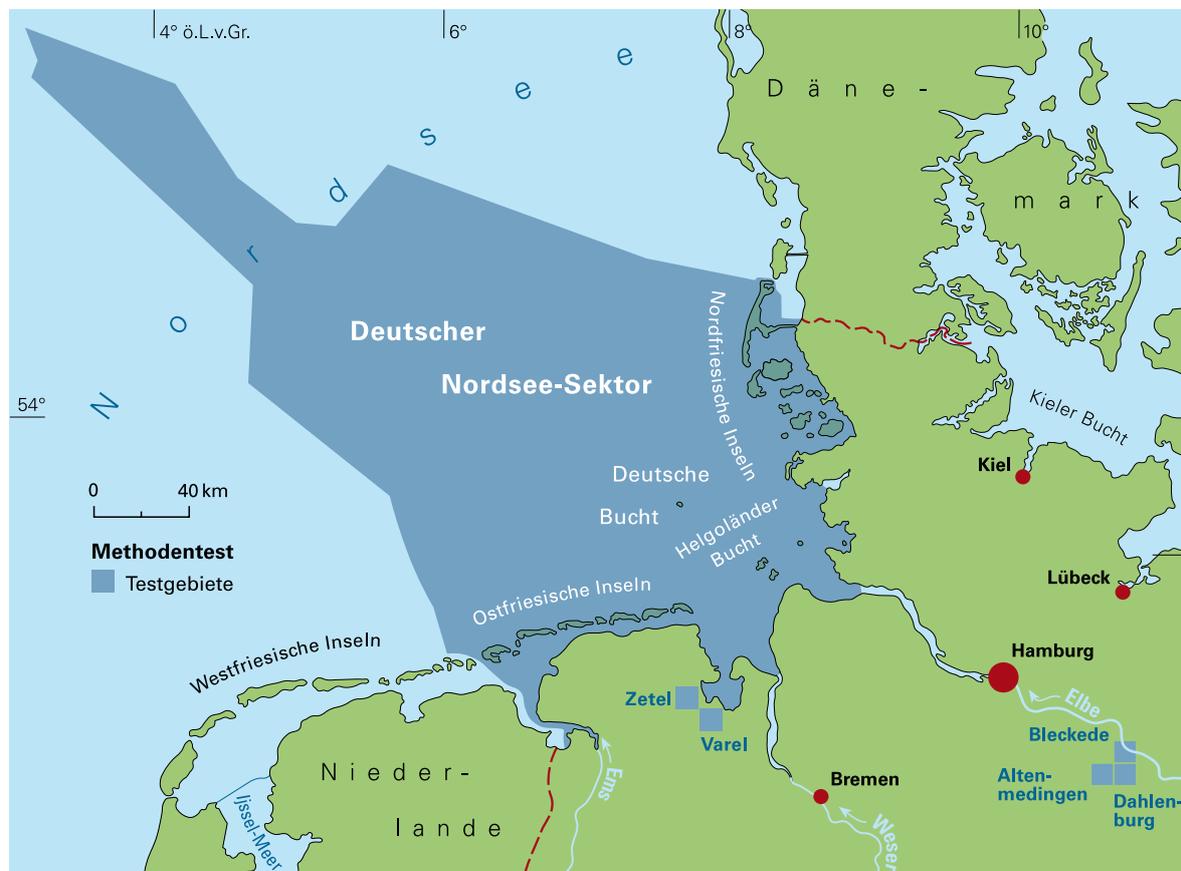
Im Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG) werden Angaben zu Korngrößen und Gemengeanteilen von in Bohrungen erkannten Schichteinheiten entweder in laborbasierten Korngrößenanalysen oder aufgrund von makroskopischer Abschätzung („Fingerprobe“) während der Geländearbeit ermittelt. Die Ergebnisse werden entweder als Laborbefund oder als in Kürzeln verschlüsselte textbasierte Beschreibungen in Datenbanken (z. B. Bohrdatenbank, Labordatenbank) gespeichert. Für eine systematische Zusammenführung und Nutzung der Ergebnisse aus diesen beiden Bestimmungsverfahren zu Korngrößenanteilen und Materialzusammensetzung von Sedimentproben wurde eine Methode zur Ableitung von Korngrößenverteilungen entwickelt (NAUMANN et al. eingereicht). Diese Methode wandelt die in Kürzeln verschlüsselte makroskopische Bohrgutbeschreibung in berechenbare Gemengeanteile um, die anschließend in eine Beziehung zu den laborbasierten Korngrößenanteilen gesetzt werden können. Sie bietet einen Lösungsansatz, um aus regional verfügbaren geologischen Punktinformationen einen interoperablen Datensatz für Kartierungsprozesse und flächenhafte Auswertungen zu generieren. Ein weiterer wesentlicher Nutzungsaspekt ist die zeiteffiziente Auswertungsmöglichkeit von großen Bohrdatenbeständen.

Der Bedarf dieser methodischen Entwicklung ergab sich aus der Aufgabenstellung, im Rahmen des Verbundprojektes Geopotenzial Deutsche Nordsee (GPDN) eine flächendeckende Karte der Sedimentverteilung am Meeresboden des deutschen Nordseeanteils zu erstellen. Dafür mussten bisher nicht erfasste Gebiete im nordwestlichen Teil der deutschen Ausschließlichen Wirtschaftszone (AWZ), die etwa 1/3 der Gesamtfläche umfassen, kartiert werden. Für diese Gebiete stellte die verhältnismäßig gute Bohrdatenbelegung die einzig vorhandene und zu diesem Zweck auswertbare Informationsgrundlage dar. Die meisten Bohrkerne aus diesem Gebiet stehen jedoch nicht mehr für eine Nachbeprobung zur Verfügung. Daher mussten die in der Bohrungsdatenbank erfassten textbasierten petrographischen Schichtbeschreibungen als Basis dienen und in Korngrößenverteilungen überführt werden, um entsprechende Sedimentklassifikationen darauf anwenden zu können.

Für die Konzeption lieferte ein unveröffentlichter Archivbericht von Voss (1982) wesentliche Grundlagen. Er beschäftigte sich mit der Qualitätssicherung von Sedimentansprachen einer Vielzahl kartierender Bodenkundler sowie Geologen und entwickelte eine Formel, um die Beschreibungen von Testproben mit den Siebergebnissen der Korngrößenanalysen abgleichen zu können. Voss hatte erkannt, dass in den Schichtbeschreibungen der Geländekartierer und der Umsetzung dieser Beschreibungen in ein Kürzelsystem der Anteil von Nebengemengeanteilen oft überbewertet wurde. Die von ihm daraufhin entwickelte Formel korrigiert diese Überbewertung, indem Nebengemengeanteile ins Verhältnis zum Hauptgemenge gesetzt werden, sodass im aufaddierten Gesamtergebnis aller beschriebenen Fraktionen der Wert von 100 % nicht überschritten wird. Dieser Berechnungsansatz wurde nunmehr aufgegriffen, getestet und erweitert.

Anschließend wurde der optimierte Algorithmus zur Auswertung umfangreicher Bohrdatenbestände nach selektierbaren Teufenintervallen erweitert. Die datenverarbeitungstechnische Umsetzung erfolgte basierend auf dem Symbolschlüssel Geologie (PREUSS et al. 1991) und dem strukturellen Aufbau der Bohrdatenbank Niedersachsen (BDN). Diese Grundlagen sind zwischen zahlreichen Staatlichen Geologischen Diensten der Bundesländer abgestimmt, normiert und werden zusätzlich in weiteren Bohrdatenbanksystemen von Forschungseinrichtungen und Universitäten genutzt. Eine Anpassung dieser Methodik beispielsweise an DIN 4022 (1998) oder DIN EN ISO 14688-1 (2003) ist möglich und sichert den vielfältigen Nutzen des methodischen Ansatzes auch für Daten, die nach anderen Regelwerken bzw. Beschreibungsgrundsätzen als dem Symbolschlüssel Geologie (PREUSS et al. 1991) erfasst wurden.

Die Genauigkeit des Berechnungsansatzes von Korngrößenverteilungen aus textbasierten petrographischen Schichtbeschreibungen wurde an einem Datensatz von 1.300 Referenzproben aus dem deutschen Nordseesektor untersucht und bewertet. Es konnten dabei eine ausreichende Genauigkeit für bestimmte Anwendungen nachgewiesen sowie potenzielle Fehlerquellen aufgezeigt werden. Unter genereller Berücksichtigung der Streubreite von Ungenauigkeiten im Vergleich von makroskopisch beschriebenem Bohrgut zu Laboranalysen der Korngrößenverteilung bietet dieser neue methodische Ansatz entscheidende Vorteile für Kartierungsprozesse. Beispielsweise wird die Integration von allen verfügbaren sedimentologisch-petrographischen Datenbeständen in Auswertungen wesentlich vereinfacht sowie eine zeitsparende und maßgeschneiderte Analyse von umfangreichen Bohrdatensätzen ermöglicht. Da mit der Berechnungsmethode generell jede auf Korngrößenverteilungen basierende Klassifikation vorgenommen werden kann, eignet sie sich für die Bearbeitung einer Vielzahl von praxisnahen Fragestellungen.



Testgebiete in Niedersachsen sowie in der deutschen Nordsee, in denen die entwickelte Methode zur Auswertung von Bohrungsdaten erprobt wurde

In der Entwicklungsphase wurde die Methodik an Bohrungsdaten in terrestrischen und marinen Testgebieten erprobt (Abb. 1). Auf fünf Blättern der Topographischen Karte 1 : 25 000 in verschiedenen Regionen Niedersachsens (TK 25: Varel, Zetel, Altenmedingen, Dahlenburg, Bleckede) stand der Abgleich von Ergebnissen der Bohrdatenanalyse, die im GIS räumlich verschnitten wurden, mit der regionalgeologischen Situation im Vordergrund. Im Küstengebiet (Raum Varel – Zetel) wurde die räumliche Verteilung verschiedener Fraktionen, besonders von Tonvorkommen, untersucht. In diesem Raum wird toniges Material der Lauenburger Fazies abgebaut, das als Rohstoff für Ziegeleierwerke dient. Im Gebiet der Lüneburger Heide (TK 25: Altenmedingen, Dahlenburg, Bleckede) wurde mit verschiedenen Parametereinstellungen der Berechnungen versucht, Vorkommen von Geschiebemergel zu rekonstruieren. Die Testergebnisse aus beiden Gebieten wurden mit den Angaben aus der Geologischen Karte von Niedersachsen im Maßstab 1 : 50 000 (GK50) abgeglichen und mit den regional tätigen Kartierern der geologischen und bodenkundlichen Landesaufnahme des LBEG diskutiert. Parallel wurden diese Auswertungsmethoden an etwa 10 000 Bohrungen aus dem Gebiet der deutschen Nordsee erprobt, um einen Eindruck zur benötigten Rechenleistung/-geschwindigkeit für die Bearbeitung umfangreicher Bohrdatensätze zu bekommen.

Im deutschen Nordseeraum wurde die Methode erstmals für die Erstellung einer Reihe angewandter geologischer Kartenwerke eingesetzt. Die Kartierung der Sedimentverteilung am Meeresboden nach den leicht divergierenden Klassifikationen von FOLK (1974) sowie FIGGE (1981) stellt hier nur ein Beispiel zur Anwendung der Berechnungsmethode dar. Die Auswertung der oberflächennahen Schichten in Bohrungen nach DIN 18311 – Nassbaggerarbeiten (2010) oder eine Klassifikation kritischer Korngrößenverteilungen für den Effekt der Bodenverflüssigung nach STUDER & KOLLER (1997) sind weitere Anwendungsbeispiele, die einen engen Praxisbezug zur Erstellung von Planungsgrundlagen für die Seekabel- und Pipelineverlegung haben. Zusätzlich können mit der neuen Methode Auswertungen zur potenziellen Verbreitung mineralischer Rohstoffe schnell und umfassend durchgeführt und darauf aufbauend der Nachweis beispielsweise von Kiesvorkommen beziehungsweise potenzieller Spülsande geführt werden.

Literatur

- DIN 4022 (1998): Baugrund und Grundwasser – Benennen und Beschreiben von Boden und Fels, Teil 1 & 3. – In: DIN Deutsches Institut für Normung e. V. [Hrsg.]: DIN-Taschenbuch 113 – Erkundung und Untersuchung des Baugrundes: S. 153 – 171 / 177 – 180; Berlin (Beuth Verlag GmbH).
- DIN 14688-1 (2003): Geotechnische Erkundung und Untersuchung – Benennung, Beschreibung und Klassifizierung von Böden – Teil 1: Benennung und Beschreibung (EN ISO 14688-1:2002). – In: DIN Deutsches Institut für Normung e. V. [Hrsg.]: DIN-Taschenbuch 113 – Erkundung und Untersuchung des Baugrundes: 15 S.; Berlin (Beuth Verlag GmbH).
- DIN 18311 (2010): VOB Vergabe- und Vertragsordnung für Bauleistungen – Teil C: Allgemeine Technische Vertragsbedingungen für Bauleistungen (ATV) – Nassbaggerarbeiten. – DIN Deutsches Institut für Normung e. V. [Hrsg.]; Berlin (Beuth Verlag GmbH).
- FIGGE, K. (1981): Sedimentverteilung in der Deutschen Bucht (Blatt: 2900, Maßstab: 1 : 250 000). – Deutsches Hydrographisches Institut; Hamburg.
- FOLK, R. L. (1974): Petrology of Sedimentary Rocks. – Austin (Hemphill Publishing Co.).
- NAUMANN, M.; WALDECK, A.; POSSIN, W.; SCHWARZ, C.; FRITZ, J. (2014): Ableitung von Korngrößenverteilungen aus textbasierten petrographischen Bohrgutbeschreibungen. – Z. dt. Ges. Geowiss.; – (German J. Geosci.), **165** (2): 275 bis 286; Stuttgart.
- PREUSS, H.; VINKEN, R.; VOSS, H.-H. (1991): Symbolschlüssel Geologie – Symbole für die Dokumentation und automatische Datenverarbeitung geologischer Feld- und Aufschlußdaten. – 328 S.; Hannover (Niedersächs. L.-Amt Bodenforsch. u. B.-Anst. Geowiss. u. Rohstoffe).
- STUDER, J. A.; KOLLER, M. G. (1997): Bodendynamik – Grundlagen, Kennziffern, Probleme. – 262 S.; Berlin (Springer Verlag).
- VOSS, H.-H. (1982): Unterlagen über Material und Methoden zur Vereinheitlichung der Korngrößenansprache bei der geologischen und bodenkundlichen Landesaufnahme. – [unveröffentl. Archivbericht Nr. **010930** des ehem. NLFb (heute LBEG); Hannover.]

3D-PDF – Frei zugängliches Mittel zur Publizierung von geologischen Objekten am Beispiel des GTA3D

MARK-FABIAN SLABY, RÜDIGER REIMANN

In der Geologie hat die 3D-Modellierung inzwischen starke Bedeutung. Wo früher zweidimensionale Daten wie Isolinien, Bohrprofile und daraus hergeleitete Schnitte zur Darstellung der Geologie des Untergrundes verwendet wurden, lassen sich inzwischen auch komplexe virtuelle 3D-Modelle erstellen. Diese Modelle werden mit Spezialsoftware wie beispielsweise GOCAD® modelliert. Die Betrachtung der Modelle ist häufig auch nur über diese Software oder durch vom Hersteller bereitgestellte Viewer möglich.

Zur Anschauung und Weitergabe von Texten, Grafiken und Bildern hat sich das plattformunabhängige Format PDF (Portable Document Format) von Adobe durchgesetzt. Dieses Format wurde ständig weiterentwickelt. Inzwischen lassen sich auch CAD-Daten in einer Adobe 3D-PDF-Datei darstellen und mit dem kostenlosen Adobe Reader (ab Version 7) anzeigen.

In einem 3D-PDF ist ein 3D-Modell frei drehbar und kann aus mehreren Objekten bestehen, die somit von allen Seiten auch einzeln betrachtet werden können. Darüber hinaus lassen sich unter anderem verschiebbare Querschnitte (Profilschnitte) erzeugen oder Transparenzen den Objekten zuweisen.

Angelehnt an Industriestandard-CAD-Software lassen sich bereits aus einer großen Anzahl an Formaten 3D-PDFs generieren, teilweise sogar direkt aus der Software exportieren.

In der Geoinformatik gibt es inzwischen unterschiedliche Ansätze zur Erstellung von 3D-PDFs. Die Ansprüche des Landesamtes für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG) um einen freien Zugang zu den Modellen des Geotektonischen Atlas 3D (GTA3D) ließen sich durch den Einsatz von Standardsoftwarelösungen nicht realisieren. Ein eigens entwickeltes Programm konvertiert die 3D-Objekte in das VRML-Format (Virtual Reality Modelling Language). VRML zählt zu den wenigen Formaten, die Bilddateien (Karten) als Texturen zulassen und Farben sowie Geometrien korrekt darstellen. Die Dateien wurden in Acrobat X Pro zusammengeführt und zu einem 3D-PDF generiert. Zur Orientierung dienen eine topographische Karte, die Anzeige der Himmelsrichtungen und horizontale beziehungsweise vertikale Skalen.

Das 3D-Modell des tieferen Untergrundes vom „Entenschnabel“ (Deutsche Nordsee)

CAROLIN SCHMIDT, KATRIN LADEMANN

Im Rahmen des Verbundprojektes „Geopotenzial Deutsche Nordsee“ (GPDN), an dem die Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), das LBEG sowie das Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) beteiligt sind, wird derzeit ein geologisches 3D-Modell vom tieferen Untergrund des deutschen Nordsee-Sektors erstellt.

Die Modellierung des tieferen Untergrundes für den zentralen Teil der deutschen Nordsee ist bereits im Projekt fertiggestellt. Die Grundlage für dieses 3D-Modell ist der Geotektonische Atlas von Nordwestdeutschland und dem deutschen Nordsee-Sektor (GTA) (KOCKEL et al. 1995, BALDSCHUHN et al. 2001). Hier wurden die 14 stratigraphischen Einheiten des GTA von der Basis des Zechsteins bis in das Tertiär mit der Modelliersoftware GOCAD® (Fa. Paradigm) in ein raumfüllendes geologisches 3D-Modell überführt. Über den Kartenserver des LBEG (<http://nibis.lbeg.de/cardomap3>) besteht bereits jetzt die Möglichkeit, Auswertungen des 3D-Modells in Form von virtuellen Bohrungen, frei wählbaren geologischen Profilschnitten und 3D-PDFs durchzuführen.

Für den nordwestlichen Teil des deutschen Nordsee-Sektors, den sogenannten „Entenschnabel“, liegen keine Daten aus dem GTA vor. Hier wird auf Grundlage von 2D-, 3D-Seismik und Bohrungen der geologische Untergrund modelliert. Hierzu werden unter anderem die zahlreichen Salzstrukturen und generalisierten Störungssysteme erfasst. Um einen nahtlosen Übergang zum 3D-Modell der zentralen deutschen Nordsee zu gewährleisten, werden die gleichen stratigraphischen Horizonte wie im GTA herausgearbeitet. Aus diesen drei interpretierten Elementen wird ein trianguliertes raumfüllendes 3D-Modell für den Entenschnabel aufgebaut. Durch die Möglichkeit der 3D-Sicht von den Daten bis zum fertigen Modell können Störungssysteme, Salzstrukturen sowie Horizonte auch bei komplexen strukturellen Verhältnissen räumlich erfasst werden. Dies ermöglicht eine weitgehend widerspruchsfreie Modellierung im Bereich des „Entenschnabels“.

Literatur

- BALDSCHUHN, R.; BINOT, F.; FLEIG, S.; KOCKEL, F. (2001): Geotektonischer Atlas von Nordwestdeutschland und dem deutschen Nordsee-Sektor: Strukturen, Strukturentwicklung, Paläogeographie. – Geol. Jb., **A 153**: 88 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- KOCKEL, F.; BALDSCHUHN, R.; BEST, G.; BINOT, F.; FRISCH, U.; GROSS, U.; JÜRGENS, U.; RÖHLING, H.-G.; SÄTTLER-KOSINOWSKI, S. (1995): Structural and palaeogeographical development of the german north sea sector. – Beiträge zur Regionalen Geologie der Erde: 96 S.; Berlin, Stuttgart (Bornträger).

Ein geologisch-hydrogeologisches 3D-Großraummodell des Känozoikums und Mesozoikums von Ostbrandenburg und Ergebnisse hydrogeologischer Untersuchungen und Modellierungen der Süß-Salzwasserdynamik

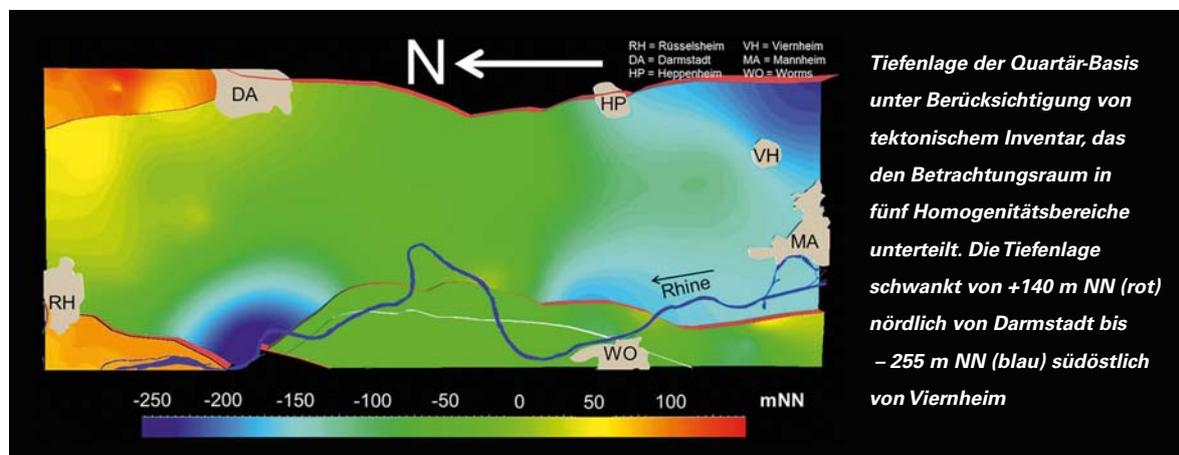
SILVIO JANETZ, RICARDA ENDLER, CHRISTOPH JAHNKE

Im Rahmen einer Studie wurden die hydrodynamischen Wechselwirkungen zwischen den Süß- und Salzwasser führenden Grundwasserleiterkomplexen in Ostbrandenburg durch hydrogeologische Felduntersuchungen und Modellierungen analysiert. Der 85 x 74 km große Untersuchungsraum ist durch känozoische Lockergesteine mit Mächtigkeiten bis > 300 m, die das Süßwasserstockwerk bilden, und unterlagernde mesozoische, Salzwasser führende Festgesteine gekennzeichnet. Die Lagerungsverhältnisse im Mesozoikum und auch noch im Paläogen/Neogen sind stark durch Salzdiapirismus und Störungssysteme geprägt. Im Untersuchungsraum treten in mehreren Regionen oberflächennahe, zum Teil oberflächliche Grundwasserversalzungen („Salzstellen“) auf, die einen intensiven Austausch zwischen den Süß- und Salzwasseraquifereen belegen. Es wurde ein detailliertes geologisch-hydrogeologisches Großraummodell des Untersuchungsraumes entwickelt, das die känozoischen Lockersedimente und die mesozoischen Festgesteine bis in Tiefen > 2,5 km umfasst. Auf der Basis dieses Modells erfolgten Dichte-gekoppelte Strömungs- und Transportmodellierungen über Zeiträume von mehreren tausend Jahren. Die natürlichen, langfristigen Prozesse sind durch eine räumlich sehr differenzierte Austauschdynamik zwischen den verschiedenen Stockwerken mit tiefer Infiltration von Neubildungswässern ins Mesozoikum und aufsteigenden, vielfach versalzten Tiefenwässern geprägt. Migrationswege der Salzwässer aus dem tieferen Untergrund in oberflächennahe Bereiche bilden dabei vorhandene Störungszonen im mesozoischen Deckgebirgskomplex, die zum Teil bis ins Miozän hineinwirken, sowie quartäre Erosionsrinnen, die den oligozänen Rupelton und miozäne Braunkohlen, die wichtigsten Barrieren zwischen den Süßwasser und den Salzwasser führenden Grundwasserleiterkomplexen, durchtrennen. Parallel erfolgten zur Untersuchung der Prozesse umfangreiche Grundwasserbeprobungen und hydrochemische Analysen von Haupt- und Spurenstoffen, stabilen Isotopen sowie Radioisotopen in den Grundwässern bis in Teufen >1000 m. Die stabilen Isotope ^{18}O und ^2H im Wasser liefern Informationen zu den Infiltrations- und Bildungsbedingungen der Grundwässer, Schwefel- und Strontium-Isotope zu möglichen Quellen, Reaktionsprozessen und Migrationswegen der gelösten Inhaltsstoffe. Altersdatierungen mit Radioisotopen (^3T , ^3He , ^{14}C) ermöglichen ein besseres Verständnis der Strömungs- und Transportvorgänge in ihrer Zeitskala.

Neue Lithostratigraphie und ein geologisches 3D-Modell des nördlichen Oberrheingrabens

CHRISTIAN HOSELMANN, ROUWEN LEHNÉ

Im nördlichen Oberrheingraben (NORG) wurden seit 2000 sowohl in Hessen als auch in den benachbarten Bundesländern eine Vielzahl neuer Bohrungen geologisch aufgenommen und interpretiert. Dazu gehörten einige Forschungsbohrungen, wobei die Forschungsbohrung Heidelberg UniNord mit einer Endteufe von 500 m die größte Schichtenfolge durchteuft hat. Insbesondere die Bohrung Heidelberg UniNord, die Forschungsbohrung Viernheim mit einer Endteufe von 350 m sowie drei Bohrungen im Bereich Ludwigshafen-Parkinsel mit Endteufen von jeweils 300 m wurden systematisch sedimentologisch, sedimentpetrographisch und paläontologisch untersucht. Sämtliche Ergebnisse dieser Arbeiten sind in ein neues lithostratigraphisches Konzept für den nördlichen Oberrheingraben eingegangen. Die Definitionen für die Iffezheim-, Viernheim-, Ludwigshafen- und Mannheim-Formation des Pliozäns und Pleistozäns sind in das Lithostratigraphische Lexikon (LithoLex) eingearbeitet worden (www.bgr.bund.de/litholex). Der petrographische Aufbau der pleistozänen Füllung im NORG wird durch eine Wechselfolge von grobklastischen Sanden und Kiesen sowie feinklastischen Tonen, Schluffen und Torfen gekennzeichnet. Die Verbreitung und Lage dieser Horizonte ist insbesondere für angewandte geologische Fragestellungen von großer Bedeutung. Für die Verbreitung und Raumlage dieser Schichten/Sedimente ist eine 3D-Modellierung der geologischen Körper eine wichtige Grundlage zur Beurteilung der regionalen geologischen Situation.



Anhand von rund 10 000 qualitätsgeprüften Bohrungen und Informationen aus der Kohlenwasserstoffexploration konnten Erkenntnisse zur Tiefenlage der Quartär-Basis abgeleitet werden, die eine Modifikation der bisher angenommenen Geometrie des quartären Sedimentkörpers erfordern. Demnach ist die Quartär-Basis tektonisch beeinflusst, was die Unterteilung des NORG in mindestens fünf Homogenitätsbereiche erlaubt (s. Abb.). Unter Berücksichtigung des tektonischen Inventars zeigt sich weiterhin, dass die Quartär-Basis insgesamt deutlich tiefer liegt als bisher angenommen und nach Westen durch Störungen treppenartig versetzt ist. Damit haben die neuen Erkenntnisse zur Geometrie des Quartärs einen großen Einfluss auf aktuelle Fragestellungen, insbesondere im Bereich Grundwasser und in den damit in Verbindung stehenden hydrogeologischen Modellierungen. Alle Ergebnisse des noch laufenden Projektes stehen dem HLOG auf verschiedenen Plattformen (GeODin, ArcGIS, GOCAD) in unterschiedlichen Datenformaten zur Verfügung und sollen das Tagesgeschäft im Hinblick auf den zunehmenden Nutzungsdruck auf den oberflächennahen Untergrund und die daraus resultierenden Nutzungskonflikte unterstützen.

Ergebnisse der Neuaufnahme der Geologischen Karte von Sachsen-Anhalt (GK 25) Blatt 4635 Querfurt

KONRAD SCHUBERTH

Die geologische Landesaufnahme von Sachsen-Anhalt im Maßstab 1 : 25 000 konzentrierte sich nach 1990 zunächst auf „weiße Flecken“ im Raum Schwarze Elster/Mittlere Elbe (Landkreis Jessen) sowie im Gebiet der Altmark (Arendsee, Oebisfelde). Ab 1997 wurde mit Revisionskartierungen im südlichen Sachsen-Anhalt begonnen, das durch eine große Wirtschaftsdynamik und zahlreiche Umweltprobleme gekennzeichnet war. Etliche der dort vorliegenden GK-25-Blätter stammen aus der Zeit vor 1900. Sie basieren lediglich auf Geländebegehungen und Oberflächenbefunden. Ihre Tiefenaussage ist gering, die stratigraphische Nomenklatur veraltet. Blatt Querfurt schließt im Westen an das 2003/2004 erschienene Blatt Mücheln (Geiseltal) an. Im Zuge der Neukartierung wurde durch mehr als 7 000 Peilstangensondierungen, zahlreiche Aufschlussaufnahmen und Laboranalysen sowie durch die Auswertung von Altbohrungen (vor allem der Kalisalzsuche, Grundwassererschließung, Baugrunderkundung) der geologische Kenntnisstand wesentlich erweitert (Abb. 1).

Der präkänozoische Untergrund wird von der Lage des Blattes am Rand der Querfurt-Mulde bestimmt. Der Mittlere Buntsandstein konnte in Formationen untergliedert werden (Detfurt-, Hardeggen- und Solling-Formation). Die zum Teil hervorragenden Aufschlussverhältnisse im Oberen Buntsandstein ermöglichten die flächenhafte Darstellung sämtlicher sechs Subformationen (Typlokalität der Vitzenburg-Subformation im Blattgebiet). Dies ist insbesondere zur Einschätzung der Erdfallgefährdung von hoher praktischer Relevanz. Die Aufschlussverhältnisse im Muschelkalk haben sich seit der Erstkartierung drastisch verschlechtert. Anhand von Bohrungen und einzelnen Oberflächenbefunden gelang eine flächenhafte Differenzierung des Unteren Muschelkalks (Wellenkalk, Bankzonen). Die über zum Teil subrodiertem Mittlerem Muschelkalk erhaltenen tertiären Bildungen wurden früher abgebaut (Braunkohletiefbau, Sand, Kies) und sind nur noch an wenigen Stellen zugänglich. Mittels geoelektrischer Profilsondierungen (I. RAPPILBER, LAGB) wurde der Kenntnisstand zum Niveau der Tertiär-Basis sowie zur Verbreitung und Mächtigkeit der känozoischen Sedimente verbessert. Anhand von Geschiebe- und Geröllanalysen konnten der über das Blattgebiet verlaufende Außenrand des saalezeitlichen Inlandeises präzisiert und fragliche elster-kaltzeitliche Bildungen aufgespürt werden. Besondere Aufmerksamkeit galt der Verbreitung der „Karsdorfer Sande“, einem Gemenge aus Schottern der Hauptterrasse der Unstrut und früh-saale-kaltzeitlichen Hangsedimenten. Neben der Grundkarte wird eine abgedeckte Karte ausgeliefert. Drei Beikarten (Geophysik, Rohstoffe und Baugrund) liefern Informationen zu Belangen der angewandten Geologie.

Literatur

SCHUBERTH, K.; RADZINSKI, K.-H. (2013, im Druck): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Sachsen-Anhalt 1 : 25 000, Blatt **4635** Querfurt: ca. 175 S., 2 Kt. 1 : 25 000, 3 Beikt. 1 : 50 000, 1 CD ROM; Halle.

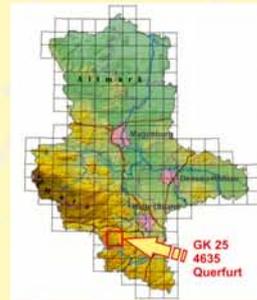
Einige Ergebnisse der Neuaufnahme der Geologischen Karte von Sachsen-Anhalt 1:25.000
4635 QUERFURT



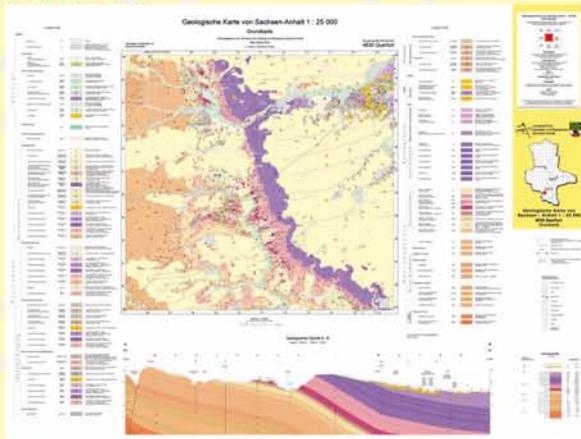
Die geologische Landesaufnahme von Sachsen-Anhalt im Maßstab 1:25.000 konzentrierte sich nach 1990 zunächst auf „weiße Flecken“ im Raum Schwarze Elster / Mittlere Elbe (Landkreis Jessen) sowie im Gebiet der Altmark (Arendsee, Oebisfelde). Ab 1997 wurde mit Revisionskartierungen im südlichen Sachsen-Anhalt begonnen, das durch große Wirtschaftsdynamik und zahlreiche Umweltprobleme gekennzeichnet war. Etliche der dort vorliegenden GK 25 - Blätter stammen aus der Zeit vor 1900. Sie basieren lediglich auf Geländebegehungen und Oberflächenbefunden. Ihre Tiefenaussage ist gering, die stratigraphische Nomenklatur veraltet.

Blatt Querfurt schließt im Westen an das 2003/2004 erschienene Blatt Mücheln (Geiseltau) an. Im Zuge der Neukartierung wurde durch mehr als 7.000 Peilstangensondierungen, zahlreiche Aufschlussaufnahmen und Laboranalysen sowie durch die Auswertung von Altbohrungen (vor allem der Kalisalzsuche, Grundwassererschließung, Baugrunderkundung) der geologische Kenntnisstand wesentlich erweitert.

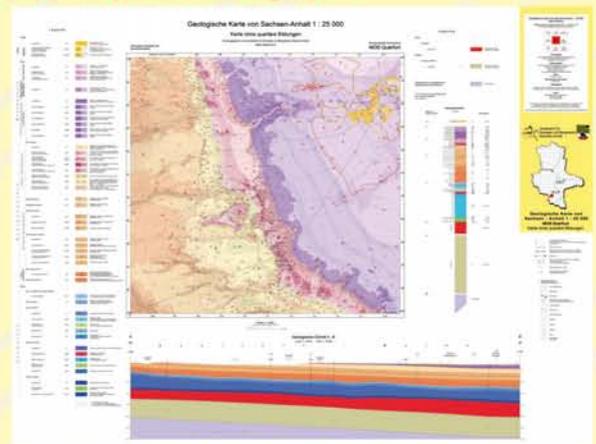
Erstkartierung 1882 (OSCAR SPEYER)



Grundkarte 2012



Karte ohne quartäre Bildungen 2013



sm Der Mittlere Buntsandstein konnte in Formationen untergliedert werden (Detfurth-, Hardegsen- und Solling-Formation).

so Die z. T. hervorragenden Aufschlussverhältnisse im Oberen Buntsandstein ermöglichten die Darstellung sämtlicher sechs Subformationen. Die Karsdorf-Subformation konnte nach den Gliederungen von JUBITZ (1959) und POMPER (1962) weiter unterteilt werden (Untere Violettfolge, Rote Werksfolge). Die Feingliederung ist insbesondere zur Einschätzung der Erdfallgefährdung von hoher praktischer Relevanz.

m Die Aufschlussverhältnisse im Unteren Muschelkalk haben sich seit der Erstkartierung drastisch verschlechtert. An Hand von Bohrungen und einzelnen Oberflächenbefunden gelang dennoch eine flächenhafte Differenzierung in Wellenkalke und Bankzonen sowie die Grenzziehung zum, partiell subrosionsanfalligen, Mittleren Muschelkalk.

Die über z. T. ausgelagtem Mittleren Muschelkalk erhaltenen tertiären Bildungen wurden früher abgebaut (Braunkohle im Tiefbau, Sand, Kies) und sind nur noch an wenigen Stellen zugänglich. Mittels geoelektrischer Sondierungen (I. RAPPILBER, LAGB) wurde der Kenntnisstand zum Niveau der Tertiärbasis sowie zur Verbreitung und Mächtigkeit kanozoischer Sedimente verbessert.

Mit Hilfe von Geschiebe- und Geröllanalysen konnten der über das Blattgebiet verlaufende Außenrand des saalezeitlichen Inlandeis präzisiert und fragliche elster-kaltzeitliche Bildungen aufgespürt werden. Besondere Aufmerksamkeit galt der Verbreitung der „Karsdorfer Sande“, einem Gemenge aus Schottern der Hauptterrasse der Unstrut und früh-saalezeitlichen Hangsedimenten.

Bibliographischer Hinweis

SCHUBERTH, K. & RADZINSKI, K.-H. (2013, im Druck): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Sachsen-Anhalt 1:25.000, Blatt 4635 Querfurt. - ca. 175 S., 2 Karten 1:25.000, 3 Beikarten 1:50.000 (Geophysik, Rohstoffe, Baugrund), 1 CD-ROM; Halle (LAGB Sachsen-Anhalt).

Dank

Unter den an der Revisionskartierung beteiligten Kollegen seien besonders hervorgehoben: A. BURMEIER, Dr. K.-H. RADZINSKI, Dr. I. RAPPILBER, L. STOTTMAYER, UND Dr. ST. WANSA.

78. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Norddeutscher Geologen, Krefeld, 21.-23.05.2013 (Poster: Kurzzusammenfassung im Tagungsbund)



Die Erstellung der digitalen Geologischen Übersichtskarte von Sachsen-Anhalt auf Basis der GÜK 200

K.-JÖRG HARTMANN, STEFAN WANSA

Bislang lag für die Fläche des Landes Sachsen-Anhalt keine Geologische Übersichtskarte im Maßstab 1 : 200 000 vor. Es gibt die Geologische Übersichtskarte von Sachsen-Anhalt im Maßstab 1 : 400 000 (GÜK 400, KNOTH 1993) sowie die seitens der BGR in Zusammenarbeit mit den Staatlichen Geologischen Diensten der Länder herausgegebene GÜK 200 von Deutschland. Sachsen-Anhalt wird auf den GÜK-200-Blättern Magdeburg und Leipzig sowie zu kleineren Teilen auf Hamburg-Ost, Wittenberge, Braunschweig, Goslar, Berlin, Riesa und Zwickau abgebildet. Einzelne gedruckte Blätter unterscheiden sich im Legendenaufbau (Kürzelkombinationen und Schichtbeschreibungen) und weisen an den Blattgrenzen „Verwerfungen“ auf. Von der BGR wurden zu den GÜK-200-Blättern digitale Datensätze übernommen, die zum Teil eine inhaltliche Weiterentwicklung gegenüber den analogen Karten aufweisen. Darüber hinaus hat die BGR die Legendentypen zur digitalen Kartendarstellung entwickelt und für die Nachnutzung bereitgestellt. Die bestehende Heterogenität der Legenden und die Anpassungsprobleme der Kartenblätter wurden bislang nicht behandelt.

Ziel des Projektes war es, für die Fläche des Landes Sachsen-Anhalt auf Grundlage der von der BGR zur Verfügung gestellten digitalen Unterlagen eine weitgehend homogene blattschnittfreie GÜK 200 zu erzeugen. Dies erforderte folgende Bearbeitungsschritte:

1. Zusammenführen der einzelnen Blattschnittdigitalisierungen (9 GÜK-200-Blätter)
(40 226 Polygone, 1 100 Kürzelkombinationen, 368 Schichten)
2. Ausschneiden der Landesfläche als Bearbeitungsgebiet (knapp 30 % der Gesamtfläche)
(10 668 Polygone, 344 Kürzelkombinationen, 197 Schichten)
3. Geometrischer Abgleich der Blattrandpolygone: Aufgrund der Einzelblattdigitalisierung passten die Polygone der einzelnen Blätter nicht direkt zusammen. Es gab Lücken und Überlagerungen, die beseitigt werden mussten.
4. Inhaltlicher Abgleich (im Ergebnis 10 282 Polygone, 339 Kürzelkombinationen, 196 Schichten)
Die fachlich-inhaltliche Bearbeitung lässt sich in zwei Punkten zusammenfassen:
 - Nomenklatorische Vereinheitlichung von Inhalten an Blattgrenzen
 - Einheitliche Beschreibung der Schichten für die Felder Stratigraphie, Petrographie und Genese entsprechend dem Symbolschlüssel Geologie (LBEG 2013).

Der Symbolschlüssel umfasst nicht alle in den Legenden verwendeten Begriffe und bedarf für die petrographische Beschreibung einer Erweiterung. Unter anderem erwies sich die Verschlüsselung folgender Begriffe als problematisch: phyllitisch, mikropegmatitisch, glaukonitisch, Mikrogranit, Kalksandstein, Trümmerkalkstein.

Im Folgenden wird die fachliche Bearbeitung an zwei Beispielen kurz erläutert.

Beispiel A: Inhaltliche Blattrandanpassung und neue Grenzlinien

Auf dem analogen Blatt Braunschweig ist im Großen Bruch „Anmoor über fluviatilen Ablagerungen“ eingetragen. In der breiten Bode-Niederung bei Oschersleben grenzen diese Bildungen auf Blatt Goslar an „fluviatile Ablagerungen“, die zwar keine Anmoor-Bedeckung aufweisen, aber nach der petrographischen Beschreibung anmoorige Bildungen beinhalten. Diese stärker generalisierte Darstellung entspricht den realen Verhältnissen in den Harztälern von Bode, Selke und Holtemme. Mit dem Eintritt der Bode in die breite Niederung südlich von Oschers-



Abb. 1 a:
 Das Bodetal bei Oschersleben und benachbartes Gebiet,
 Grenzbereich der digitalen GÜK-200-Blätter Braunschweig und Goslar;
 nicht maßstabsgetreu

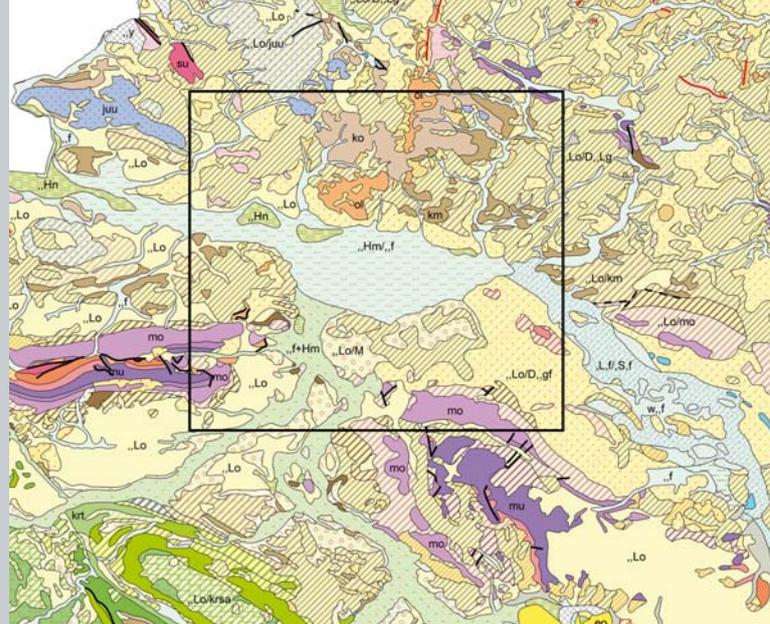


Abb. 1 b:
 Das Bodetal bei Oschersleben und benachbartes Gebiet,
 Ausschnitt aus der GÜK 200 Sachsen-Anhalt, nicht maßstabsgetreu
 (umrahmte Fläche entspricht etwa Abb. 1 a)

leben tritt Anmoor als bedeckende Schicht in großer Verbreitung auf, was die Übernahme der Darstellung aus dem Großen Bruch für die gesamte breite Niederung rechtfertigt. Die Grenze zwischen den beiden Kartiereinheiten wurde deshalb an den Eintritt der Bode in die Niederung verlegt. Dies ist einer der seltenen Fälle, wo im Rahmen der Blattrand-Anpassung eine Grenzlinie geändert wurde (Abb. 1 a und 1 b).

Beispiel B: Formale Blattrandanpassung

Im Fläming werden verbreitet drenthezeitliche Sedimente von warthezeitlichen überlagert. Die flächenhafte Abgrenzung der verschiedenen alten saalezeitlichen Bildungen ist bisher nicht überall mit hinreichender Sicherheit möglich. An der Grenze der analogen GÜK-200-Blätter Magdeburg und Leipzig stoßen daher insbesondere Schmelzwassersande und -kiese der beiden saalezeitlichen Vereisungsphasen aneinander. Diese Blattrand-Grenzen sind durch Zusammenfassung der betreffenden Flächen formal beseitigt worden. Den zusammengefassten Flächen wurden in der Regel die Inhalte des aktuelleren Blattes Magdeburg zugewiesen (Abb. 2 a und 2 b).

Abb. 2 a:
 Saalezeitliche Bildungen im Fläming, Grenzbereich der digitalen
 GÜK-200-Blätter Magdeburg und Leipzig; nicht maßstabsgetreu

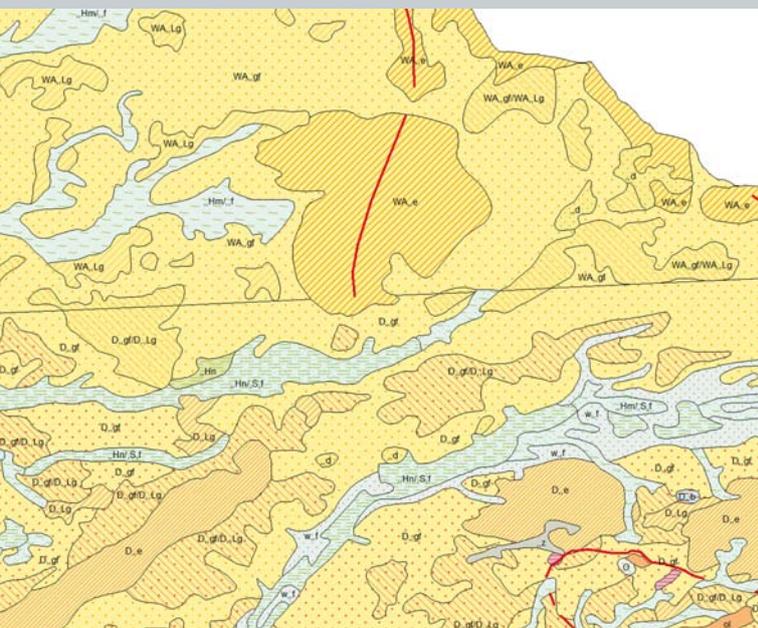
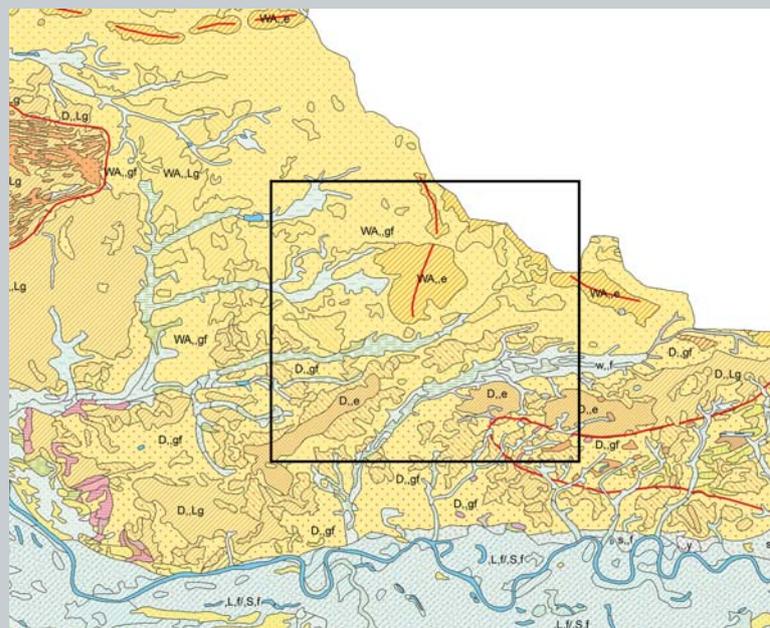


Abb. 2 b:
 Saalezeitliche Bildungen im Fläming, Ausschnitt aus der GÜK 200 Sachsen-
 Anhalt; nicht maßstabsgetreu (umrahmte Fläche entspricht etwa Abb. 2 a)



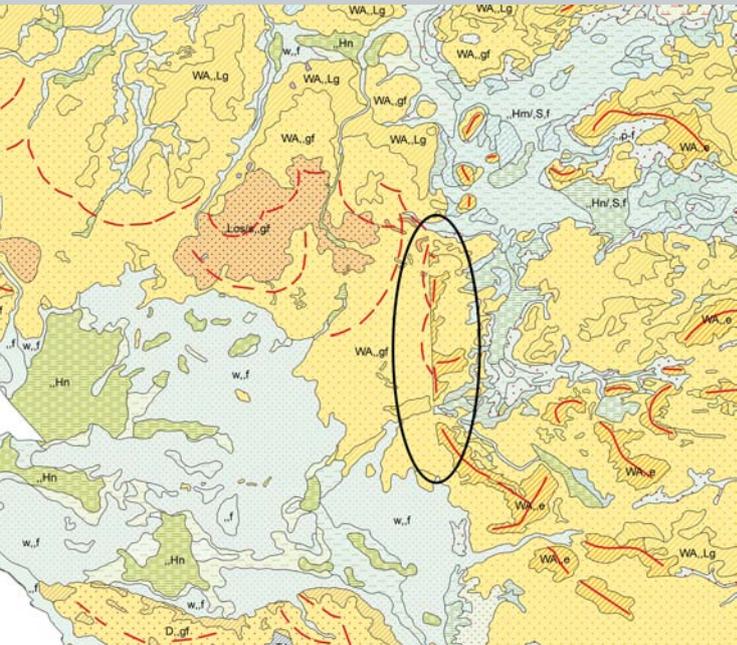


Abb. 3:
*„Blattrand-Verwerfungen“ an
 Endmoränen in der Altmark, Ausschnitt
 aus der GÜK 200 Sachsen-Anhalt;
 nicht maßstabsgetreu (Grenzbereich
 der digitalen GÜK-200-Blätter
 Braunschweig und Magdeburg)*

In wenigen Abschnitten konnten die Diskrepanzen an den Rändern der analogen Kartenblätter nicht beseitigt werden. Abbildung 3 zeigt eine „Blattrand-Verwerfung“, die aus unterschiedlichen Darstellungsweisen von Endmoränen resultiert. Auf Blatt Braunschweig (von 1974) sind die Endmoränenzüge lediglich durch eine rote Liniensignatur veranschaulicht, während auf dem moderneren Blatt Magdeburg (von 2000) zusätzlich Flächeneinheiten ausgehalten sind. Die Anpassung der Darstellungsweise von Blatt Braunschweig an die von Blatt Magdeburg ist mit höherem Aufwand verbunden und bleibt einer späteren Bearbeitung vorbehalten.

Die dargestellte Vorgehensweise bei der Homogenisierung von GÜK-200-Blättern ist grundsätzlich auf andere Bundesländer übertragbar. Aktuell erfolgt in Zusammenarbeit mit der Thüringer Landesanstalt für Umwelt und Geologie der Abgleich der Kartiereinheiten an der Landesgrenze.

Literatur/Quellen

KNOTH, W. (1993): Geologische Übersichtskarte von Sachsen-Anhalt 1 : 400 000. – Geologisches Landesamt Sachsen-Anhalt, Halle.

LBEG (2013): Symbolschlüssel Geologie, 4. Aufl. der digitalen Fassung aus der Master-Datenbank des LBEG mit Ergänzungen der Staatlichen Geologischen Dienste Deutschlands.

Geologische Übersichtskarte 1 : 200 000, hrsg. von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe in Zusammenarbeit mit den Staatlichen Geologischen Diensten der Bundesrepublik Deutschland und benachbarter Staaten:

- Blatt CC 3926 Braunschweig (1974). – Bearbeiter: DUPHORN, K.; LANG, H. D.; LOOK, E. R.; MENGELING, H.; MEYER, K.-D.; SCHNEEKLOTH, H.; VINKEN, R.; Hannover.
- Blatt CC 3934 Magdeburg (2000). – Bearbeiter: KNOTH, W.; MARTIKLOS, G.; LIPPSTREU, L.; Hannover.
- Blatt CC 4726 Goslar (1986). – Bearbeiter: WALDECK, H.; Hannover.
- Blatt CC 4734 Leipzig (1998). – Bearbeiter: KRIEBEL, U.; MARTIKLOS, G.; STANDKE, G.; Hannover.

Digitale Datensätze der aufgeführten GÜK 200-Blätter.

Das neue Blatt 3135 Leppin (Altmark) der Geologischen Karte 1 : 25 000 von Sachsen-Anhalt

LJUBA STOTTMEISTER, INES HEIBERT

Die geologische Landesaufnahme in der Altmark hat das Ziel, die Lücken im geologischen Kartenwerk zu schließen und einem breiten Nutzerkreis moderne Geoinformationen über das nördliche Sachsen-Anhalt zur Verfügung zu stellen. Derzeit konzentrieren sich die Arbeiten auf die Aktualisierung und Veröffentlichung von archivierten Kartierungsunterlagen. Die über 50 Jahre alten Manuskriptkarten werden mit minimalem Geländeaufwand, mithilfe von Luftbildauswertungen und unter Berücksichtigung aller verfügbarer Archivdaten (Berichte, Bohrungen, Bauprojekte, Laboranalysen) überarbeitet und vervollständigt sowie an die moderne Topographie angepasst. Grafikprogramme ermöglichen die Aufbereitung der überarbeiteten Karten, der Legenden und der Schnitte bis zu einem druckfertigen Layout. Die neuen Karten werden außerdem in die digitale, blattschnittfreie GK 25 eingepflegt.

Das 2012 gedruckte Blatt 3135 Leppin ist die zweite von insgesamt neun Manuskriptkarten aus der nördlichen Altmark, die auf diese Weise bearbeitet werden; das westlich anschließende Blatt 3134 Arendsee erschien 1998 als Komplettausgabe mit Erläuterungen (Abb. 1). Das Gebiet wurde 1965 – 1966 von B. MARCINKOWSKI geologisch aufgenommen. Es liegen Schichtenverzeichnisse von 998 Peilstangensondierungen bis 2 m Teufe vor (Abb. 2), die sehr ungleichmäßig auf dem Gelände verteilt sind.

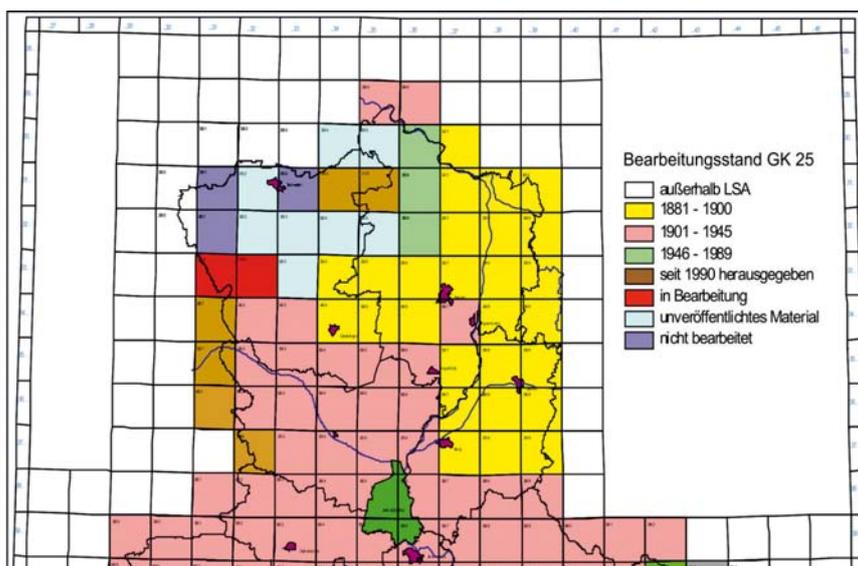


Abb. 1:
Blattübersicht der GK 25 von Sachsen-Anhalt

Blatt: *Leppin*

Abteilung: *NO 63*

Nr.	Profil	Farbe	Bemerkung	Formation	Nr.	Profil	Farbe	Bemerkung	Formation
1.	H.L.S. 9 m.S. 16	gl glt	des		9.	H.L.S. 5 m.S. 15	glt	des	
2.	H.L.S. 9 m.S. 16	gl glt	des		10.	H.L.S. 5 m.S. 6	glt	des	
3.	H.L.S. 5 B.m.S. 15	glt	des		11.	H.L.S. 5 S.L. 15	glt	des	
4.	H.L.S. 5 E.m.S. 9	glt	des		12.	H.L.S. 5 S.L. 9	glt	des	
5.	H.L.S. 4 m.S. 10	glt	des		13.	H.L.S. 5 m.S. 15	glt	des	
6.	H.L.S. 4 m.S. 10	glt	des		14.	H.L.S. 4 S.L. 18	glt	des	
7.	H.L.S. 10 m.S. 10	glt	des						
8.	H.L.S. 7 m.S. 13	glt	des						

Abb. 2:
Schichtenverzeichnis
dem Feldbuch von 1965/66

Durch geomorphologische Kartierungen, Aufschlussbegehungen und 283 neue Peilstangensondierungen gelang es, in nur 18 Geländetagen im Jahr 2009 die Unsicherheiten und Probleme in den vorliegenden Manuskriptkarten zu klären. Örtlich musste die Kartendarstellung revidiert werden. Die Schichtenverzeichnisse der alten Bohrungen wurden geprüft, die Bezeichnung der anstehenden Sedimente an die aktuelle lithologische und stratigraphische Nomenklatur angepasst und eine neue Legende erstellt.

Das Blattgebiet befindet sich im Norden der Altmark-Fläming-Scholle, die aufgrund ihrer tektonisch bedingten Tiefenlage eine Art geologisches Archiv bildet. Die Nähe zu den schollenbegrenzenden Tiefenstörungen (Arendsee- und Salzwedel-Störung, Abb. 3), verbunden mit der Nachbarschaft zu mehreren Salzstrukturen wie Arendsee, Wittenberge, Meseberg und Messdorf, lässt eine mächtige Quartärabfolge im Untergrund vermuten. Die Geländeoberfläche am Südwestrand der Elbtal-Niederung bilden saale-kaltzeitliche (warthestadiale) Ablagerungen, die während der Weichsel-Kaltzeit periglazial modifiziert und im Holozän weiter überprägt wurden. Die südöstliche Hälfte des Gebietes wird von der Grundmoräne beherrscht, die durch etwa parallel von SSW nach NNE verlaufende Abflussbahnen zerschnitten ist (Abb. 4). Diese wurden am Ende der Saale-Kaltzeit im Zusammenhang mit dem Zerfall des Warthe-Eises und dem Durchbruch der Elbe nach Norden angelegt. Innerhalb des Toteises erfolgte eine generelle Richtungsänderung des Schmelzwasserabflusses zur Elbe als Vorfluter. Im westlichen Teil des Blattgebietes befindet sich ein S – N gerichteter Höhenzug, der aus zum Teil sehr groben, am Ende des Warthe-Stadiums in einer Eisspalte geschütteten glazifluvialen Sedimenten besteht (Kames?).

Das Blatt „Geologische Schnitte“ veranschaulicht in vier geologischen Schnitten die Lagerungsverhältnisse im Untergrund (Abb. 5). Die Schnitte basieren auf ca. 450 meist flachen Brunnen-, Baugrund-, Ton-, Kies- und Eisenerzkundungs-Bohrungen aus der LAGB-Bohrdatenbank. Den wichtigsten Beitrag zur Rekonstruktion der nahezu vollständigen quartären Abfolge lieferten 28 mehr als 100 m tiefe Bohrungen (darunter 8 Kartierungs- und 7 Erdölbohrungen). Die tiefste Erdölbohrung wurde mit 4 745 m im Unterrotliegend eingestellt. Die Quartär-Basisfläche und der Verlauf einer über 250 m tiefen quartären Rinne sind im Wesentlichen mithilfe tiefenseismischer Profile aus der Zeit der Erdölsuche ermittelt worden.

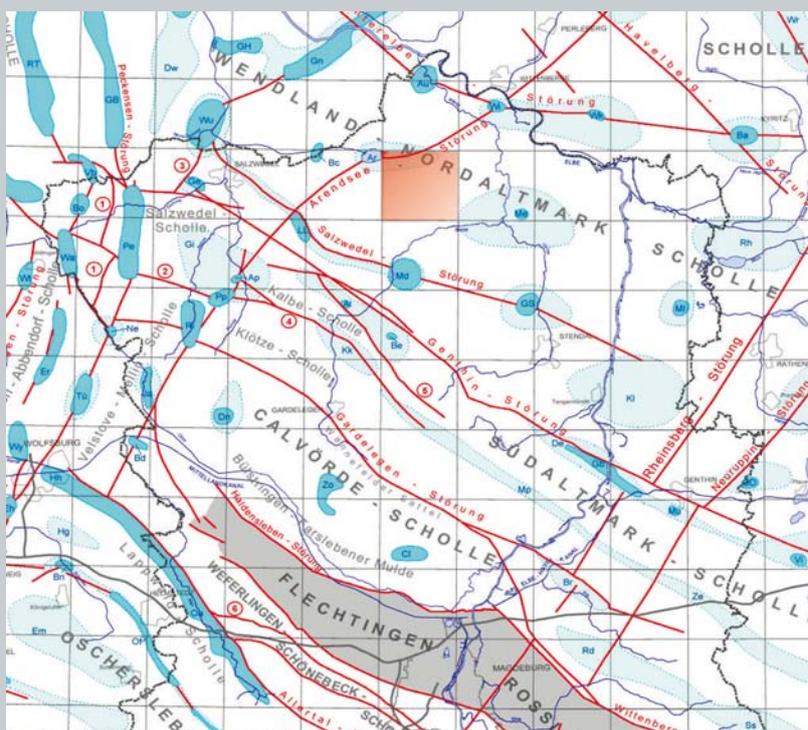


Abb. 3:
Lage des Blattgebietes auf der
Tektonischen Übersichtskarte
von Sachsen-Anhalt
(MARTIKLOS et al. 2001)

Geologische Karte von Sachsen-Anhalt 1 : 25 000

Grundkarte

Geologisch bearbeitet von Ljuba Stottmeister, 2010
unter Verwendung geologischer Aufnahmen
von Bruno Marcinkowski (1965-1966)

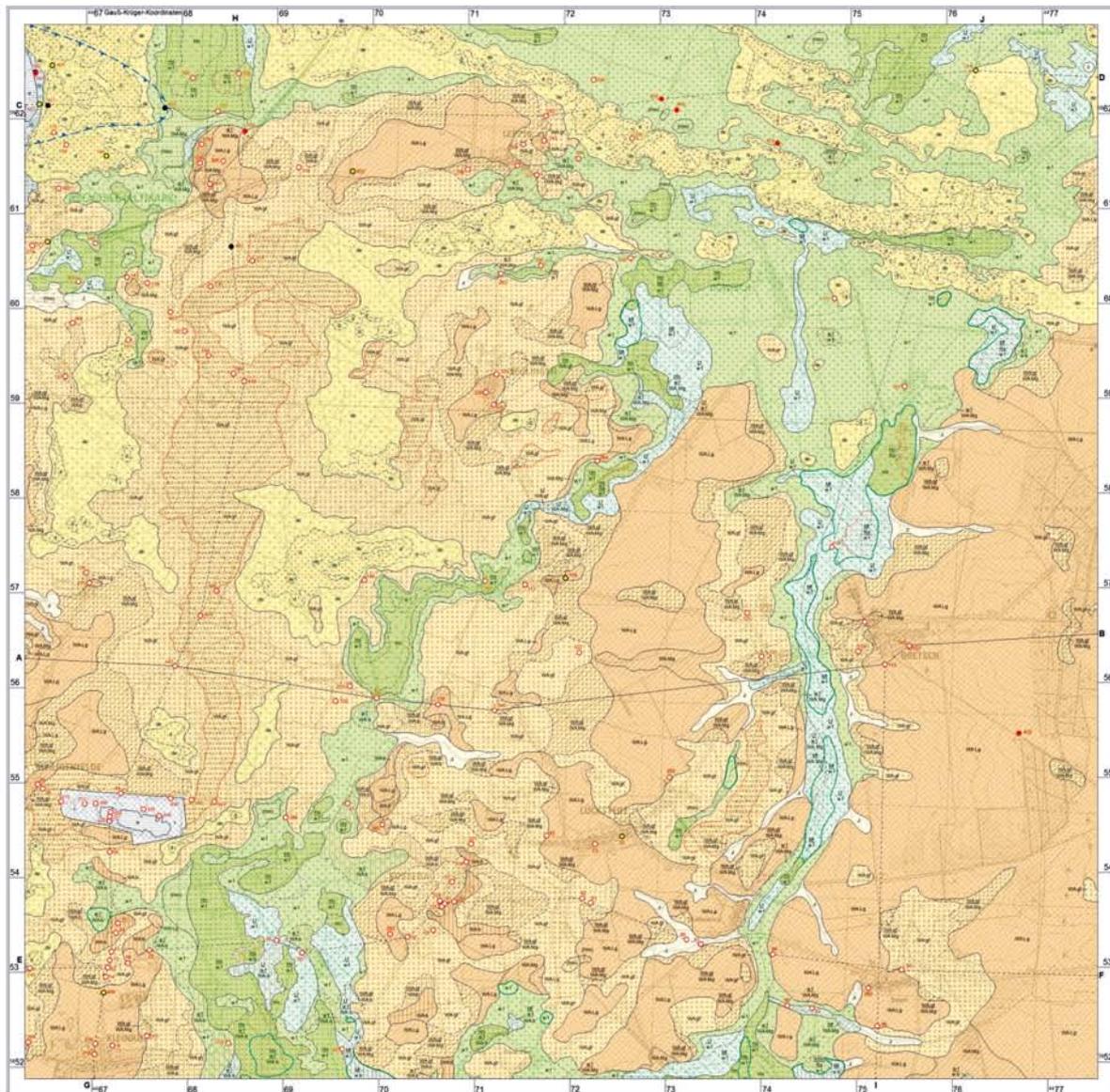
Herausgegeben vom Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt

Halle (Saale) 2012

1. Auflage

Bundesrepublik Deutschland

3135 Leppin



Maßstab 1 : 25 000
1 cm der Karte entspricht 250 m der Natur

Geologischer Schnitt A - B

Längen 1 : 25 000 Höhen 1 : 2 000

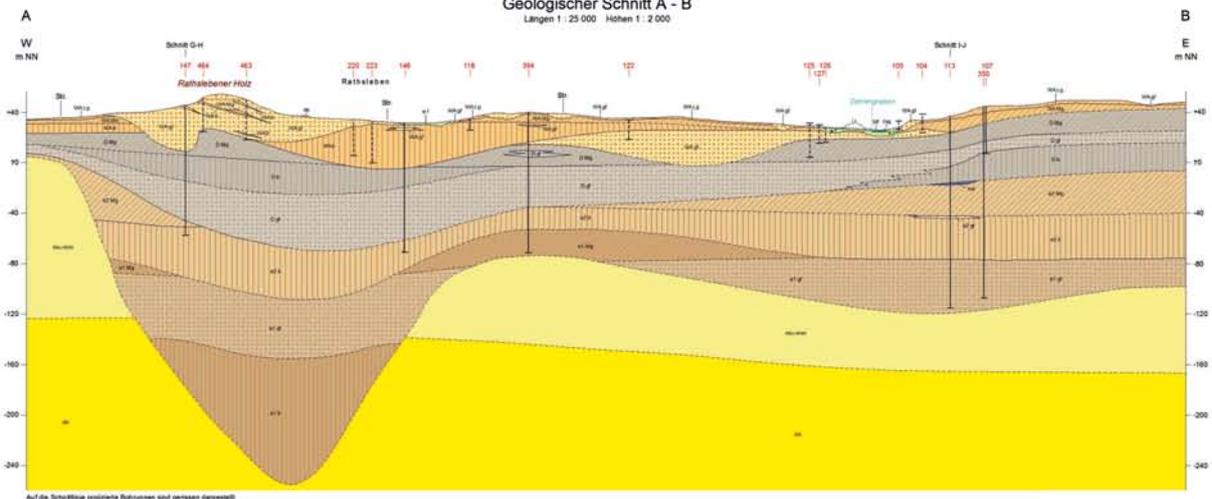


Abb. 4:

GK 25 von Sachsen-Anhalt, Blatt 3135 Leppin; Grundkarte und Geologischer Schnitt A - B

Kernbohrungen für die 3D-Modellierung in Ostfriesland

HERBERT RÖHM

Für das geologische 3D-Strukturmodell in Ostfriesland werden alle verfügbaren geologischen Informationen ausgewertet und, basierend auf einem Konzeptmodell der Stratigraphie und genetischen Entwicklung, in sich konsistent und widerspruchsfrei zusammengeführt. Hauptinformationsquelle ist dabei die „Bohrdatenbank Niedersachsen“, wobei allerdings nur ein Bruchteil der vorhandenen Bohrungsbeschreibungen detaillierte Angaben zur Stratigraphie beinhaltet. Die Angaben gehen selten über „Quartär“ oder „Pleistozän“ hinaus. Da auch „Leithorizonte“ nicht überall verbreitet sind (RÖHM & WITTHÖFT 2009), besteht der dringende Bedarf an zusätzlichen Daten zur Geologie und insbesondere zur stratigraphischen Einstufung. In den Jahren 2010 und 2011 hat die hydrogeologische Landesaufnahme des LBEG daher 5 Kernbohrungen abteufen lassen, um spezielle Fragen zur Alterseinstufung, Sedimentherkunft und Geochemie zu klären. Die Bohrungen hatten Teufen von 55 – 75 m mit insgesamt 335 Kernmetern.

3 Bohrungen erreichten das Pliozän, die beiden anderen endeten in elsterzeitlichen Sedimenten. Neben der üblichen Schichtenbeschreibung wurden Proben für Korngrößenanalysen (Abb. 1), Schwermineralbestimmungen (Abb. 2), geochemische sowie mikropaläontologischen Untersuchungen gewonnen. Der Kiesanteil (Fraktion > 2 mm) wurde geröllanalytisch ausgewertet (Abb. 3).

Literatur

RÖHM, H.; WITTHÖFT, M. (2009): Verbreitung von Elster-Grundmoräne und Lauenburger Ton in NW-Niedersachsen – Leithorizonte für die 3D-Modellierung? – In: WESTERHOFF, W. E.; ELSING, M. L. [Hrsg.]: 76. Tagung Arbeitsgemeinschaft Norddeutscher Geologen, 2. – 5. Juni 2009 in Utrecht (NL), Tagungsband und Exkursionsführer; Utrecht (NL).

Abb. 1:

Marcardsmoor:

Elsterzeitliche Grundmoräne

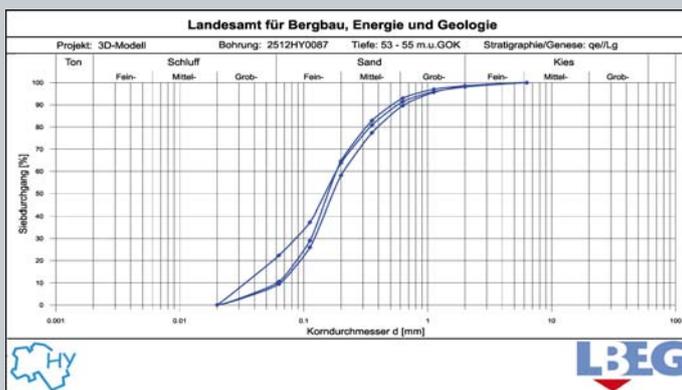
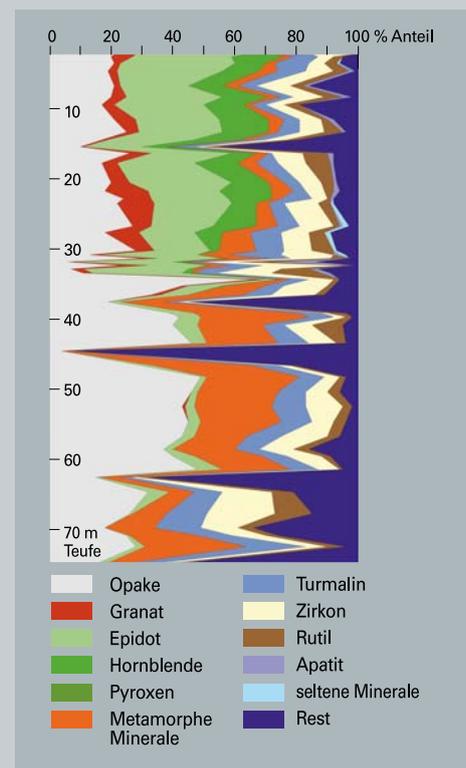


Abb. 3:

Negenmeerten: Mittelkies; links Pleistozän, rechts Pliozän

Abb. 2:

Negenmeerten: Schwermineralzusammensetzung, Analytik: I. Bitz



Hydrogeologische Karte von Niedersachsen 1 : 50 000 – Lage der Grundwasseroberfläche

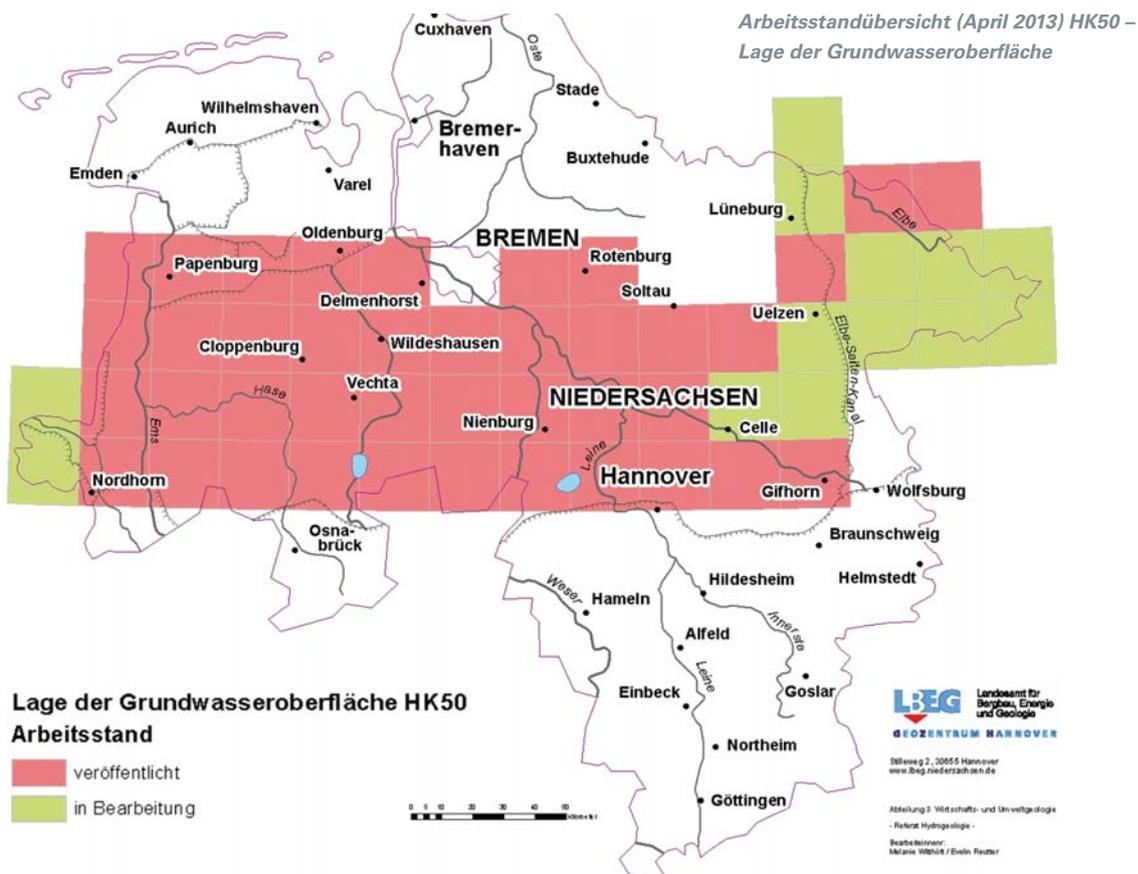
MELANIE WITTHÖFT

Für verschiedenste Fragestellungen seitens der Bürger, öffentlicher Einrichtungen und wirtschaftlicher Betriebe wird die Information über die Lage der Grundwasseroberfläche und die Grundwasserfließrichtung benötigt. Um Fragen zum Beispiel aus den Bereichen Trinkwasserversorgung, Grundwasserschutz, Beregnung und Geothermie im hydrogeologischen Kontext sinnvoll diskutieren zu können, wird im Rahmen der Erarbeitung der Hydrogeologischen Karte von Niedersachsen (1 : 50 000) zurzeit die Karte der Lage der Grundwasseroberfläche erstellt. Die Grundwasseroberfläche wird im Lockergesteinsgebiet von Niedersachsen mittels Grundwasserhöhengleichen im 2,5-m- (teils auch im 1-m-) Abstand für den oberen Hauptaquifer dargestellt. Als Grundlage zur Konstruktion der Grundwasserhöhengleichen dienen Bohrungs- und Grundwassermessstellen-Informationen aus der Bohrdatenbank des Landes Niedersachsen. Zunächst erfolgt die Zuordnung von Grundwassermessstellen zu den lokalen Aquiferen. Anhand dieser Zuordnung werden geeignete Grundwassermessstellen ausgewählt und ausgewertet. Die Grundwasserstandsdaten stammen aus dem Landesmessnetz und von Wasserversorgern oder anderen Messstellenbetreibern.

Um einen mittleren Grundwasserstand darzustellen wird als Stichtagsmonat der Januar 1993 genommen. Andere Grundwasserstandsdaten werden bei Bedarf nach Einzelfallprüfung im hydrogeologischen Kontext mit ausgewertet, um eine möglichst gute Belegpunktdichte zu gewährleisten.

Zur Beurteilung der lokalen hydrogeologischen Situation werden neben Schichtenverzeichnissen auch geologische Karten und geologische Schnitte ausgewertet beziehungsweise erstellt.

Als weiteres Thema der Hydrogeologischen Karte von Niedersachsen wird eine Karte zur Schwankungsbreite des Grundwasserstandes erarbeitet. Das LBEG stellt Daten und Karten auf dem NIBIS® KARTENSERVER und per WMS-Dienst frei verfügbar und kostenfrei zur Verfügung. Dort können die aktuell fertiggestellten Kartenblätter (s. Abb.) zur Lage der Grundwasseroberfläche eingesehen werden. Kartenplots und Shape-Dateien können über das LBEG kostenpflichtig bezogen werden (Kontakt unter www.lbeg.niedersachsen.de).

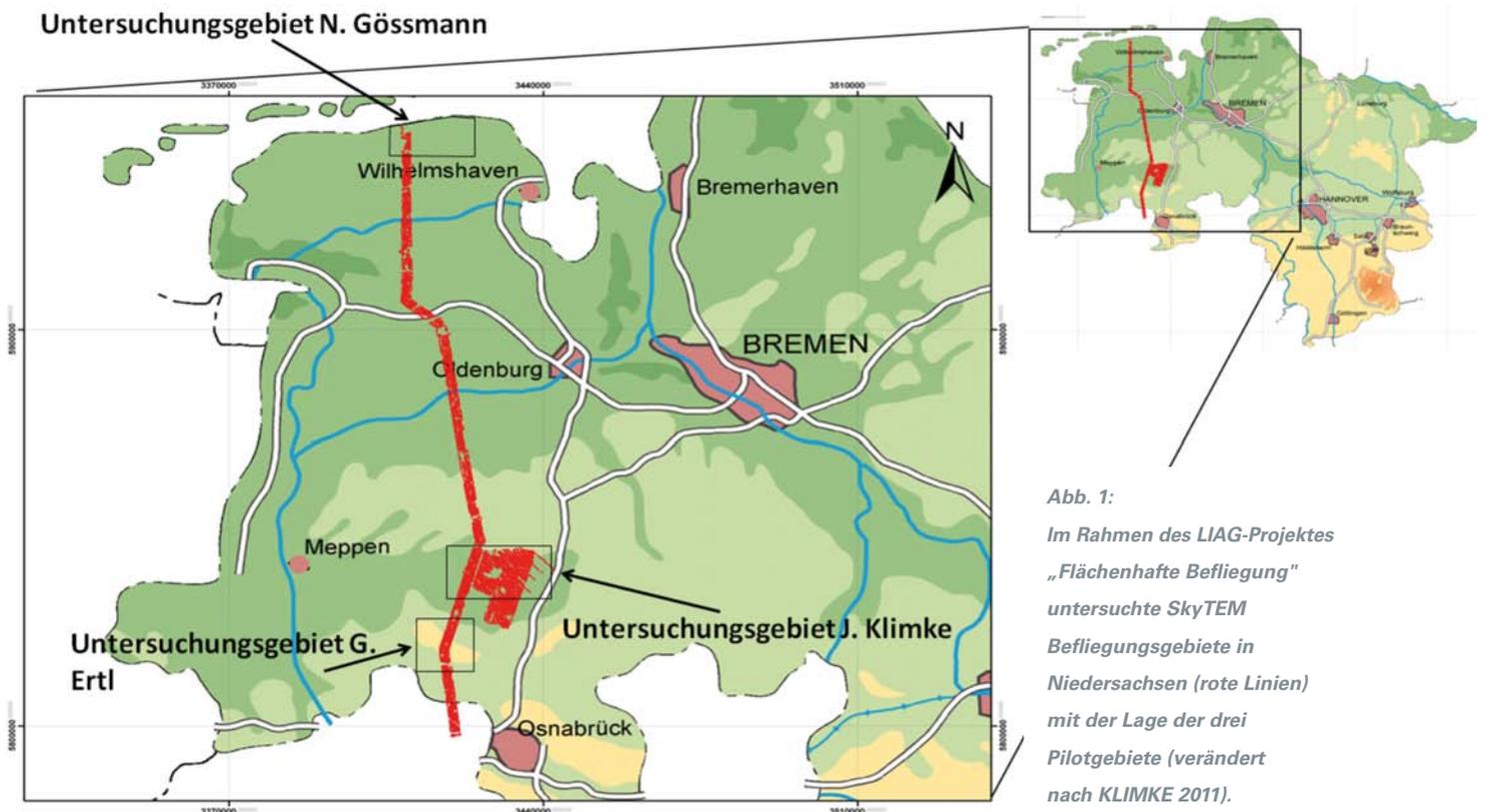


3D-Modellierung quartärzeitlicher Lockersedimente und Abgrenzung von Grundwasserversalzung in Niedersachsen mithilfe geophysikalischer Befliegungsdaten

JÖRG ELBRACHT, GABRIELE ERTL, NICO DEUS, JENNIFER KLIMKE, HELGA WIEDERHOLD

Aus der öffentlichen Wasserversorgung werden ca. 8 Mio. Einwohner Niedersachsens mit Trinkwasser versorgt. Da das Trinkwasser zu etwa 86 % dem Grundwasser entnommen wird, sind für eine dauerhafte Sicherung der Trinkwasserversorgung fundierte Kenntnisse über den Aufbau der Grundwasserleiter sowie die Beschaffenheit des Grundwassers erforderlich. Dabei hat sich gezeigt, dass die bislang vorliegenden Informationen besonders für Gebiete mit glazitektonischer Beanspruchung oder geogen versalzene Grundwasser als Planungs- und Bewirtschaftungsgrundlage oft unzureichend sind. Um das Informationsangebot zu verbessern, wurde in einem Pilotvorhaben getestet, ob die bislang vorhandenen Kenntnisse durch die Verwendung geophysikalischer Befliegungsdaten verbessert werden können.

Im Rahmen des LIAG-Projektes „Flächenhafte Befliegung“ wurde 2009 ein 2 km breiter und 160 km langer Streifen Niedersachsens mit dem transientelektromagnetischen System SkyTEM vermessen (Aarhus Geophysics 2009). Ziel der Befliegung war die Untersuchung eines typischen Querschnitts des Untergrundes Niedersachsens von der Küste bis ins Osnabrücker Bergland und einer bekannten binnenländischen Grundwasserversalzung im Quakenbrücker Becken, um die Möglichkeiten des Einsatzes der geophysikalischen Befliegung im Rahmen der hydrogeologischen Landesaufnahme zu testen. Vor diesem Hintergrund wurden die SkyTEM-Daten in Zusammenarbeit mit der Universität Hannover für die Bearbeitung von drei Projektgebieten verwendet (KLIMKE 2011, ERTL 2012, GÖSSMANN 2012).



Ergebnisse

Im Quakenbrücker Becken wurde von KLIMKE (2011) die Füllung eines drenthezeitlichen Gletscherzungenbeckens modelliert. Das 3D-Modell wurde auf der Basis von Bohrungsdaten aus der Bohrdatenbank Niedersachsen und daraus erstellten Profilschnitten konstruiert. Anschließend wurden SkyTEM-Daten integriert und dadurch das Modell verbessert. Die Interpretation der SkyTEM-Daten erfolgte mithilfe von Bohrlochwiderstandsmessungen, woraus sich eine Korrelation zwischen spezifischen elektrischen Widerständen und Korngrößen ableiten ließ. Dadurch konnten die meisten stratigraphischen Einheiten im Modellgebiet anhand ihrer jeweiligen charakteristischen Widerstände im süßwassergesättigten Bereich abgebildet werden. Zusätzlich konnten mithilfe der SkyTEM-Daten detaillierte Informationen zu Ausdehnung und Tiefenlage einer binnenländischen Grundwasserversalzungszone gewonnen werden.

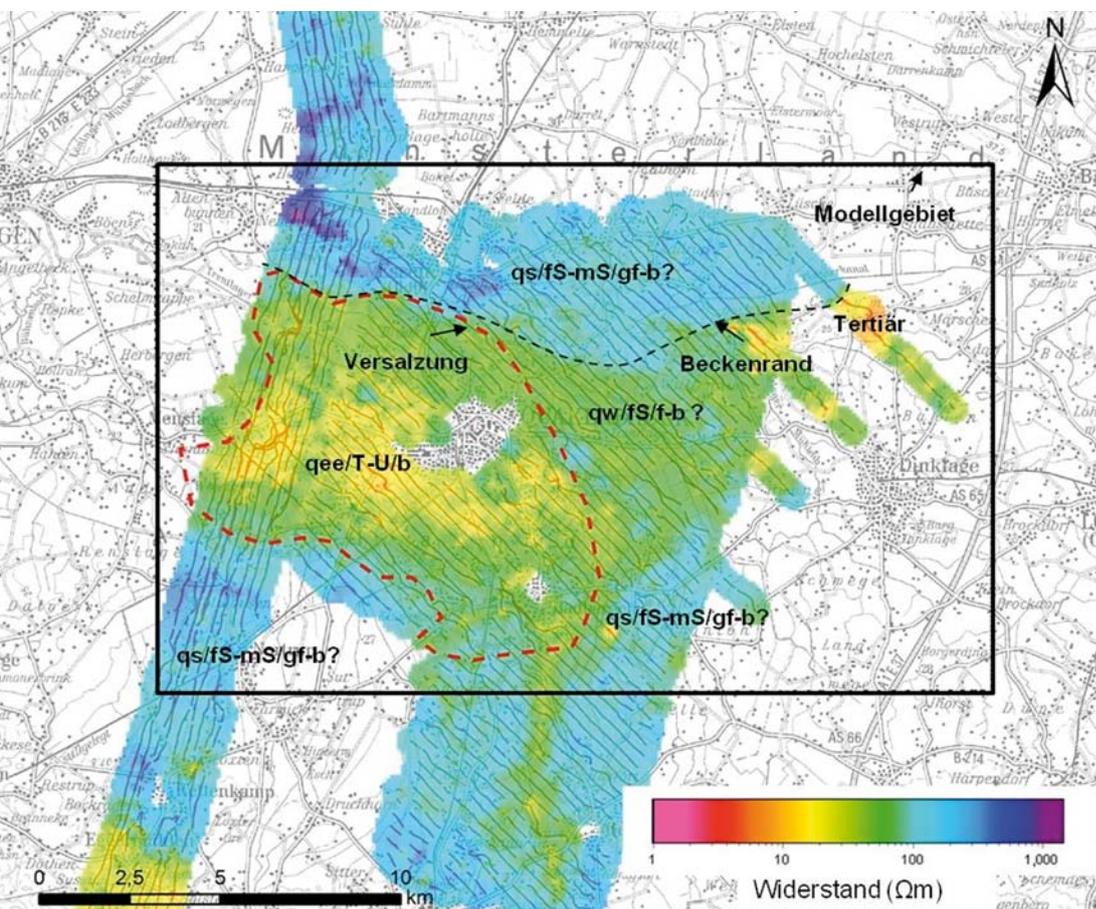


Abb. 2:
Auswertung der SkyTEM-Daten für das Untersuchungsgebiet im Tiefenbereich von 0 bis +10 m NN (KLIMKE 2011)

dünne blaue Linien =
SkyTEM-Datenpunkte

blaue Flächen =
drenthezeitliche
Schmelzwasser-
Ablagerungen

grüne und gelbe Flächen =
eem- und weichselzeitliche
Beckenfüllung

rot-gestrichelte Linie =
Versalzungsgrenze

Im Bereich der Ankumer Höhen, die zusammen mit den Dammer Bergen als Stauchendmoränen des drenthezeitlichen Gletschers südlich des Quakenbrücker Beckens interpretiert werden, wurden die Kenntnisse zum Internbau mithilfe der SkyTEM-Daten deutlich verbessert (ERTL 2012). Dazu wurden die charakteristischen Widerstände aus den SkyTEM-Daten der drenthezeitlichen Schmelzwasser-Ablagerungen, des drenthezeitlichen Tills und der unterlagernden Tertiär-Schichten mithilfe von Bohrlochwiderstandsmessungen korreliert. Die interpretierten SkyTEM-Daten lieferten hochauflösende Informationen zur Verbreitung der stratigraphischen Einheiten und deren Lagerungsverhältnissen, sodass der Aufbau des glazitektonisch verformten Höhenzuges detailliert modelliert werden konnte.

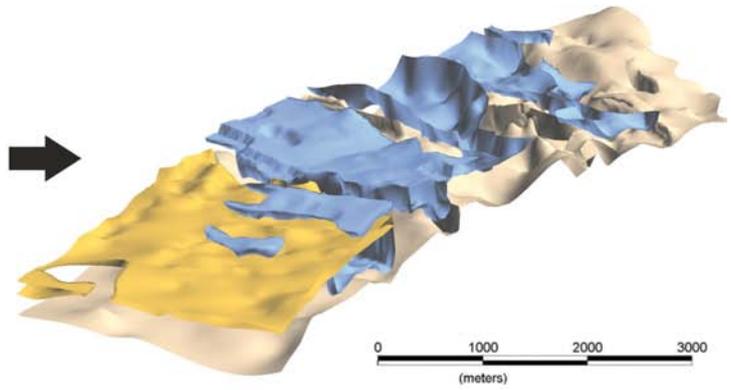
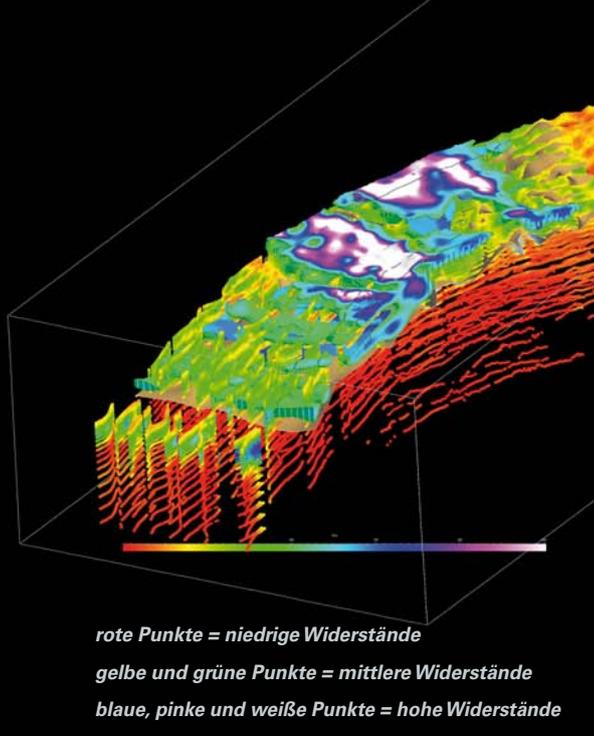


Abb. 3:

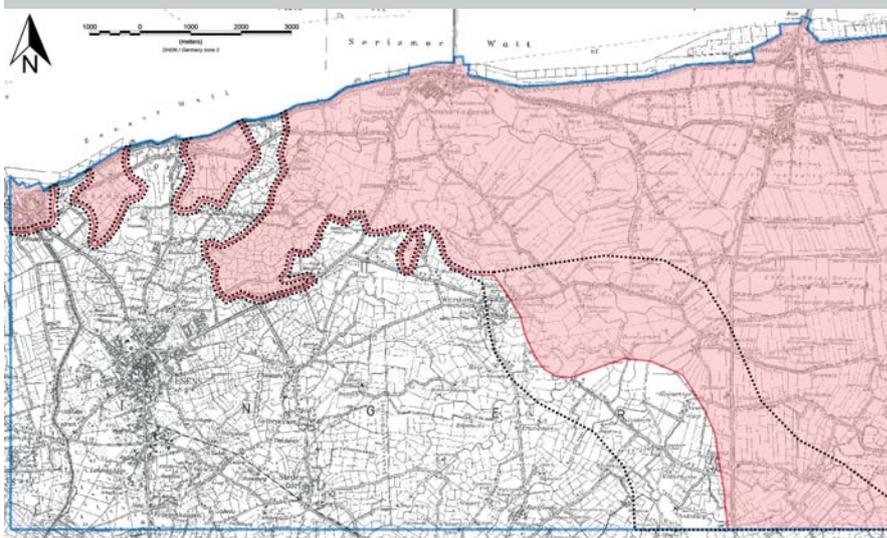
Links: SkyTEM-Daten als PointSet in GOCAD, auf deren Basis das 3D-Modell aufgespannt wurde.

Rechts: Mit GOCAD bearbeitetes 3D-Modell des Untersuchungsgebietes (5-fach überhöht) im Bereich der Ankumer Höhen (beides ERTL 2012)

Im Bereich der Nordseeküste bei Esens konnten von GÖSSMANN (2012) die Position und die Tiefenlage der Salz-/Süßwassergrenze mithilfe von geophysikalischen Befliegungsdaten detailliert beschrieben werden. Ein Ziel dieser Arbeit war es, eine Methode zur Nutzung von geophysikalischen Befliegungsdaten für hydrogeologische Fragestellungen am Beispiel der Kartierung einer Grundwasserversalzungszone zu erarbeiten. Hierfür wurde zuerst ein 3D-Modell der quartärzeitlichen Schichten auf Basis von Bohrungen und 2D-Profileschnitten erstellt, um eine Verwechslung der Widerstandssignaturen von Tonschichten und Versalzungsbereichen ausschließen zu können.

Abb. 4:

Lage des Grundwasserversalzungsbereiches im Untersuchungsgebiet. Im östlichen Teil des Gebietes wurden zur Abgrenzung der Versalzungszone lediglich Grundwasserbeschaffenheitsdaten ausgewertet. Im westlichen Teil lagen zusätzlich geophysikalische Befliegungsdaten (SkyTEM- und HEM-Daten) vor, sodass der Grenzverlauf detaillierter kartiert werden konnte (GÖSSMANN 2012).



blaue Linie =
Untersuchungsgebiet

rot =
Versalzungsgebiet

gestrichelte Linie =
Fehlerbereich bei der
Bestimmung der
Versalzungsgrenze

Neben den SkyTEM-Daten wurden für die Kartierung der Salz-/Süßwassergrenze zusätzlich elektromagnetische Daten der BGR (HEM-Daten), geoelektrische Sondierungen und Grundwasserbeschaffenheitsdaten verwendet. Die Arbeit hat gezeigt, dass die aerelektromagnetischen Daten nur in Kombination mit einem detaillierten geologischen Modell, basierend auf Bohrungen und Profilschnitten, zu nutzen sind, da eine ausschließlich auf den Widerständen der elektromagnetischen Messungen basierende, geologische Interpretation oft fehlerbehaftet ist.

Fazit

Die Ergebnisse der drei vorgestellten Arbeiten haben gezeigt, dass geophysikalische Befliegungsdaten (SkyTEM) wertvolle Eingangsdaten für die Kartierung von Grundwasserversalzungen und die geologische 3D-Modellierung in glazitektonisch intensiv beanspruchten Gebieten sind.

Literatur

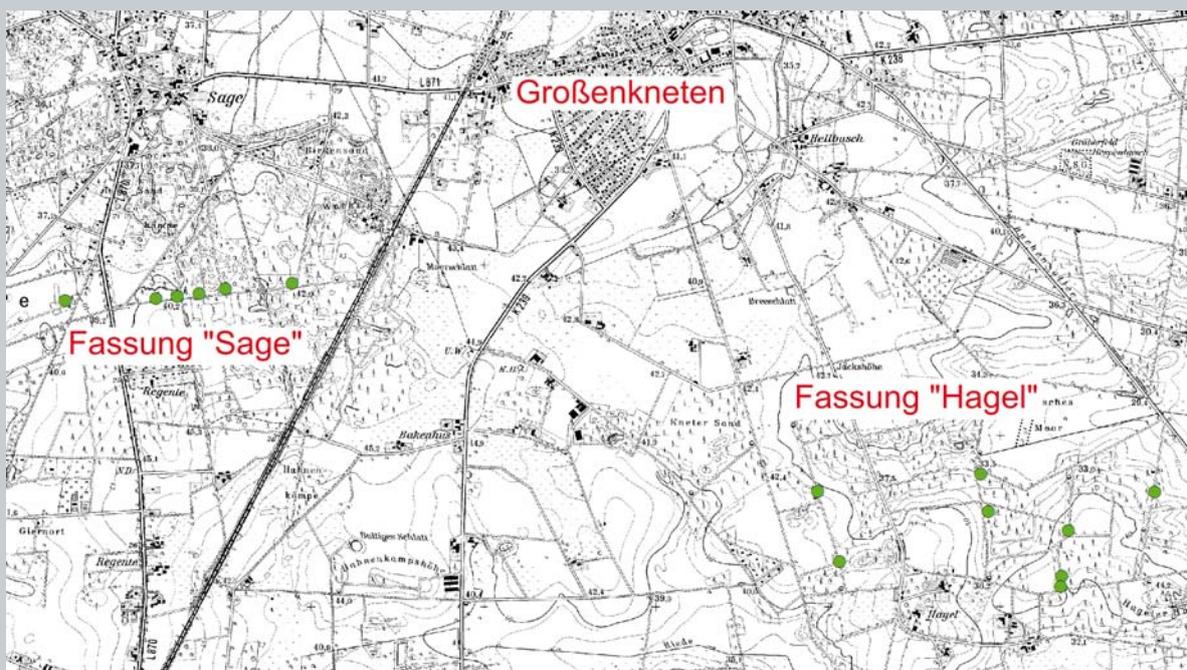
- Aarhus Geophysics (2009): Processing and inversion of SkyTEM Data for LIAG. – 95 S. – [unveröff. Projektbericht]
- ERTL, G. (2012): 3D-Detailmodellierung der Ankumer Höhen-Stauchmoräne mittels SkyTEM-Daten. – Tagung FH-DGG, SDGG, **78**: S. 200; Hannover.
- GÖSSMANN, N. (2012): Kartierung der Küstenversalzung mit Hilfe geophysikalischer Daten und 3D-Modellierung im Raum Esens (Ostfriesland). – 92 S.; Hannover. – [unveröff. Masterarb. Univ. Hannover]
- KLIMKE, J. (2011): Erstellung eines geologisch-geophysikalischen Untergrundmodells für den Bereich des pleistozänen Quakenbrücker Beckens in Niedersachsen. – 100 S.; Hannover. – [unveröff. Masterarb. Univ. Hannover]

Das Pliozän ist nicht zu fassen!

ANGELIKA KÖTHE, HERBERT RÖHM, MELANIE THOMAS

Das Untersuchungsgebiet befindet sich nahe der ca. 40 km westlich von Bremen gelegenen Ortschaft Großenkneten (s. Abb.). Der Oldenburgisch-Ostfriesische Wasserverband (OOWV) betreibt hier das Wasserwerk Großenkneten mit den Brunnenfeldern „Sage“ und „Hagel“. Im Rahmen weiterer Erkundungsarbeiten wurden zahlreiche Bohrungen teilweise im Kernbohrverfahren abgeteuft, an denen Proben für hydrogeologische Untersuchungen durch das LBEG gewonnen werden konnten, bei denen auch palynologische Methoden zur Altersbestimmung zum Einsatz kamen. Hierbei wurden aus 14 Bohrungen (6 im Bereich „Sage“ und 8 im Bereich „Hagel“) insgesamt 114 Proben aus Schluff- und Tonlagen mikropaläontologisch im Labor aufbereitet und anschließend untersucht. Das Ziel dieser Analyse war die Bestimmung der Miozän/Pliozän- und der Pliozän/Pleistozän-Grenze.

Seit den ersten Erkundungsarbeiten für das Wasserwerk (JOSOPAIT et al. 1973) war bekannt, dass unter den pleistozänen Sedimenten feinkörnige weiß- bis hellgraue Sande folgen, die mangels Untersuchungsmöglichkeiten grob als „Pliozän bis Prä-Elster“ eingestuft wurden. Die darunter folgenden dunkelgrauen/grüngrauen Glaukonit führenden Tone, Schluffe und Feinsande wurden aufgrund der überregionalen Kenntnis dem Miozän zugeordnet. Altersbestimmungen lagen für das Untersuchungsgebiet bisher nicht vor.



Untersuchungsgebiet mit Lage der probierten Bohrungen

Als erstes wurden die vorab sedimentologisch als marines Miozän eingestuft Proben auf Dinozysten untersucht, wobei die biostratigraphische Einstufung der verwendeten Dinozysten-Zonierung KÖTHE (2012) folgt. Zusätzlich wurden die vermutlich aus dem Pliozän bis Pleistozän stammenden Sedimente auf Pollen und Sporen durchgesehen. Insgesamt konnten jedoch von den 114 Proben lediglich 43 biostratigraphisch eingestuft werden, weswegen die Resultate beider Methoden nur wenig Klarheit in die anfangs gesetzte Fragestellung brachten. Dabei machte die oftmals sehr geringe Anzahl enthaltener Florenelemente in Verbindung mit den teilweise großen Probenabständen eine exakte biostratigraphische Einstufung mittels Pollenanalyse nahezu unmöglich. Hingegen gelang es, zumindest für einige Bohrungen, anhand von Dinozysten ein sicheres Ober-Miozän zu bestimmen. Da mithilfe der palynologischen Analysen keine eindeutig ins Pliozän oder Pleistozän zu stellenden Sedimente nachgewiesen wurden, konnte keine sichere Grenzziehung der einzelnen Serien gewährleistet werden, was eine Beantwortung der zu Anfang gestellten Hauptfrage nicht ermöglichte.

Ergebnisse

(alle Teufenangaben in m u. GOK):

Im Fassungsbereich „Sage“ liegt die GOK bei 40,5 – 41,5 m NN. Es wurde erst ab 40 m gekernt und somit wurden pleistozäne Schichten nicht erfasst. Die Pliozän/Pleistozän-Grenze ist hier nicht ermittelbar gewesen. Da pliozäne Sedimente nicht nachgewiesen wurden, bleibt als einziges Ergebnis, dass der Top gesicherten Miozäns bei -20 bis -25 m NN liegt. Der palynologische Befund ist wie folgt:

- GWM 431: Ober-Miozän ab 64,10 m
- GWM 439: Ober-Miozän ab 63,15 m
- GWM 441: Ober-Miozän ab 64,55m
- GWM 443: Ober-Miozän ab 62,40 m, pliozäne Sedimente nicht nachgewiesen
- GWM 445: Ober-Miozän ab 61,00 m, pliozäne Sedimente nicht nachgewiesen
- GWM 447: nur umgelagerte Sedimente

Weiter östlich, im Fassungsbereich „Hägel“ fällt das Gelände nach N und E hin bis auf 34 m NN ab. Zudem ist eine (vermutlich elsterzeitliche) Rinne vorhanden, da in diesen Bohrungen oft pleistozänes Material erbohrt wurde (gekernt ab 30 – 50 m bis Endteufe).

- GWM 412: pliozäne Sedimente nicht nachgewiesen, Ober-Miozän ab 79 m
- GWM 451: Pleistozän bis 83 m, Pliozän nicht nachgewiesen, Ober-Miozän ab 94,80 m
- GWM 453: Pleistozän bis 104 m, Pliozän nicht nachgewiesen, Ober-Miozän ab 119,70 m
- GWM 455: Pleistozän bis 52 m, Pliozän nicht nachgewiesen, Ober-Miozän ab 83,5 m
- GWM 457: Pleistozän bis 54 m, Ober-Miozän ab 77,45 m
- GWM 459: Pleistozän bis 36,7 m, pliozäne Sedimente nicht nachgewiesen, Ober-Miozän ab 77,70 m
- GWM 460: Pleistozän bis Endteufe (100 m)
- GWM 461: Pleistozän bis 46,9 m, pliozäne Sedimente nicht nachgewiesen, Ober-Miozän ab 82,20 m

Literatur

JOSOPAIT, V.; GERHARDY, H.; GIESEL, W.; DÜRBAUM, H.-J. (1973): Gutachtlicher Bericht über die hydrogeologischen Gegebenheiten im Bereich des Wasserwerks Großenkneten – Oldenburgisch-Ostfriesischer Wasserverband. Archivbericht **0020032**, Niedersächs. L.-Amt Bodenforsch., Hannover. – [unveröff].

KÖTHE, A. (2012): A revised Cenozoic dinoflagellate cyst and calcareous nanoplankton zonation for the German sector of the southeastern North Sea Basin. – Newsletter on stratigraphy, **45/3**: 189 – 220; Stuttgart.

Bohrprogramm Lockergesteine und Quartärbasis Niedersachsen: Ein Aufgabenfeld der geologischen Landesaufnahme

JANINE MEINSEN, KERSTIN FISCHER, RÜDIGER KOCH, ASDIS OELRICH, GUNTRAM HERRENDORF, WOLFGANG POSSIN, CARSTEN SCHWARZ

Das „Bohrprogramm Lockergesteine und Quartärbasis Niedersachsen“ dient der kontinuierlichen Verdichtung des Bohrnetzes in Niedersachsen, um geologische Informationen des mitteltiefen Untergrundes zu gewinnen, aufzubereiten und für die weitere Auswertung bereitzustellen. Mithilfe der LBEG-eigenen mobilen Bohranlage WD 500 (Abb. 1) sind die Mitarbeiter der integrierenden geologischen Landesaufnahme seit vielen Jahren im gesamten Jahresverlauf in ganz Niedersachsen unterwegs, um Grundlagendaten für die Fachbereiche Hydrogeologie, Geothermie, Baugrund, Rohstoffsuche etc. zur Verfügung zu stellen. Die durchgeführten Bohrungen im Trockenbohrverfahren mit der Endlosschnecke, im Bohrverfahren „Schneiden-Ziehen“ sowie teilweise durch Rammkernbohrungen haben maximale Teufen von 99 m. Ziel ist es, die quartären und tertiären Schichten zu erschließen bzw. das unterlagernde Festgestein zu erreichen. Aktuell liegen die Informationen über den geologischen Untergrund in Niedersachsen in unterschiedlicher räumlicher Verteilung vor. Erkannte „Lücken“ in der flächenhaften Verteilung der Daten werden im Rahmen des Bohrprogramms kontinuierlich geschlossen.

Die aktuellen Bohrkampagnen der Jahre 2012/2013 (s. Abb. 2) betreffen sowohl das niedersächsische Bergland (Osnabrücker Bergland, Großes Bruch), das Tiefland (Fürstenau, Raum Sögel und LK Heidekreis) als auch das Küstengebiet (Ostfriesische Inseln und Raum Otterndorf/Unterelbe). Im Osnabrücker Land bei Fürstenau und bei Hasbergen wurden 2012 vier Bohrungen für die geologische Landesaufnahme abgeteuft. Dabei ist im Bereich von Hasbergen das Festgestein, Oberer Münder Mergel (joOM 5), nachgewiesen worden (HEUNISCH 2012). Der Mergel stellt den Übergang zwischen Jura und Kreide dar und wird, der aktuellen Forschung entsprechend, schon zum Berrias und somit zur Unteren Kreide gezählt. Im Bereich Fürstenau wurden quartäre und tertiäre Schichten erbohrt, wobei das Tertiär dem Eozän zuzuordnen ist (KÖTHE 2012).

Im Großen Bruch, einer Ost – West gerichteten, ca. 40 km langen und 2 – 3 km breiten Abflussrinne von Schmelzwässern der Drenthe-Vereisung im nördlichen Harzvorland, wurden während 2 Kampagnen 2012 und 2013 bereits 11 Bohrungen bis 75 m Tiefe abgeteuft. Weitere Bohrungen sind geplant. Mit Profilschnitten sowie stratigraphischen und petrographischen Analysen werden Materialspektrum, Mächtigkeit, Alter und Genese der Füllung dieser markanten Talung untersucht, die heute keine natürliche Entwässerung mehr besitzt. Das angewandte und im Rahmen der laufenden Bohrprojekte optimierte Bohrverfahren „Schneiden-Ziehen“ mit der Endlosschnecke erlaubt hierbei eine relativ schnelle und präzise Erfassung von Schichten und Schichtgrenzen sowie eine teufengerechte Entnahme von Proben.

Abb. 1:

Die LBEG-eigene Bohranlage WD 500



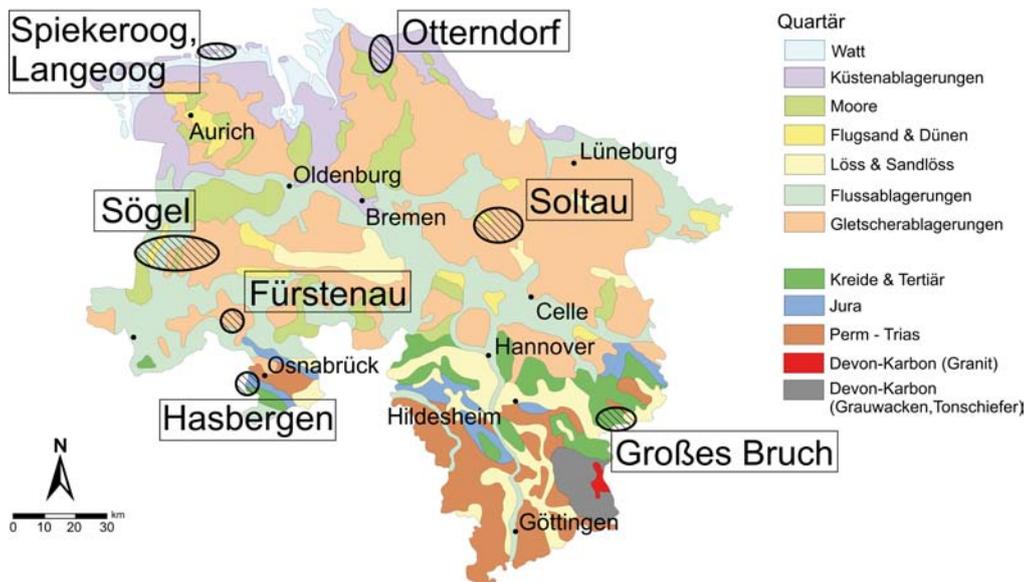


Abb. 2:
*Geologische Übersichtskarte
 von Niedersachsen (verändert
 nach HEUNISCH et al. 2007) mit
 Lage der aktuellen Einsatzorte
 (2012/2013) der integrierenden
 geologischen Landesaufnahme
 im „Bohrprogramm Lockerge-
 steine und Quartärbasis
 Niedersachsen“*

Um „Lücken“ in der flächenhaften Verteilung der Bohrdaten zu schließen, wurden im Raum Sögel bisher 52 Bohrungen abgeteuft. Dabei wurden bereits Bohrungen bis zur Quartär-Basis abgeschlossen, mit Proben- daten hinterlegt und Ergebnisse von „Altbohrungen“ durch nachvollziehbare Proben- daten in ihrer Qualität auf- gewertet. Im Landkreis Heidekreis wurden im Jahr 2012 insgesamt 14 Drillbohrungen durchgeführt. Weitere 8 Bohrungen folgen in 2013. Ziel ist hier die Erkundung der quartären Schichtfolge und die Erstellung vernetz- ter Schnitte. Zur Bestimmung des Geschiebespektrums in den angetroffenen Moränenablagerungen werden an Proben, die im Verfahren „Schneiden-Ziehen“ gewonnen werden, Feinkiesanalysen durchgeführt.

Auf den niedersächsischen Barriereinseln in der Nordsee dienen die bisher im Rahmen des Bohrprogramms der Landesaufnahme abgeteuften 27 Drill- und Kernbohrungen dem Verständnis zur quartären Entstehungsgeschichte der Inseln, liefern Informationen über Süßwasserlinsen im Untergrund sowie für Küstenschutz Zwecke. Sie bilden eine gesicherte Nahtstelle zur Geologie zwischen Festland und Nordsee und bieten damit wichtige Entschlei- dungshilfen, z. B. beim Interessenskonflikt Schutz des Wattenmeeres kontra Energietransport (Leitungstrassen) von Offshore-Windkraftanlagen an die Küstenlinie.

An der Unterelbe, im Raum Otterndorf, östlich von Cuxhaven, wurden bislang 15 Drillbohrungen bis zu einer Teufe von 99 m abgeteuft. Weitere Bohrungen werden kontinuierlich folgen. Im Untersuchungsgebiet liegen zurzeit nur sehr wenige, zum Großteil stratigraphisch nicht eingeordnete Bohrungen vor, die oft nur holozänzeitliche Ablage- rungen und Bildungen erfassen. Ein Ziel ist es daher, die vollständige holozäne und pleistozäne Schichtfolge bis zum Tertiär zu erbohren. Resultierend aus dem neuen Kenntnisstand sollen Kartenwerke zur Lage der Holozän- und Pleistozän-Basis erstellt bzw. modifiziert werden. Erste Ergebnisse zeigen, dass die Lage der Holozän-Basis und der Verlauf glazialer Rinnensysteme in diesem Gebiet wesentlich komplexer ausgebildet sind als bisher ange- nommen wurde. Die Schichtenverzeichnisse aller Bohrungen werden in die Bohrdatenbank Niedersachsen (BDN) des LBEG überführt und stehen damit der Nutzung und weiterführenden Auswertung durch alle Fachbereiche des LBEG zur Verfügung. Über den Kartenserver auf der Internetseite des LBEG (www.lbeg.niedersachsen.de) sind die Bohrungen, ebenso wie alle anderen Produkte und Dienstleistungen des LBEG, für jeden einsehbar.

Literatur:

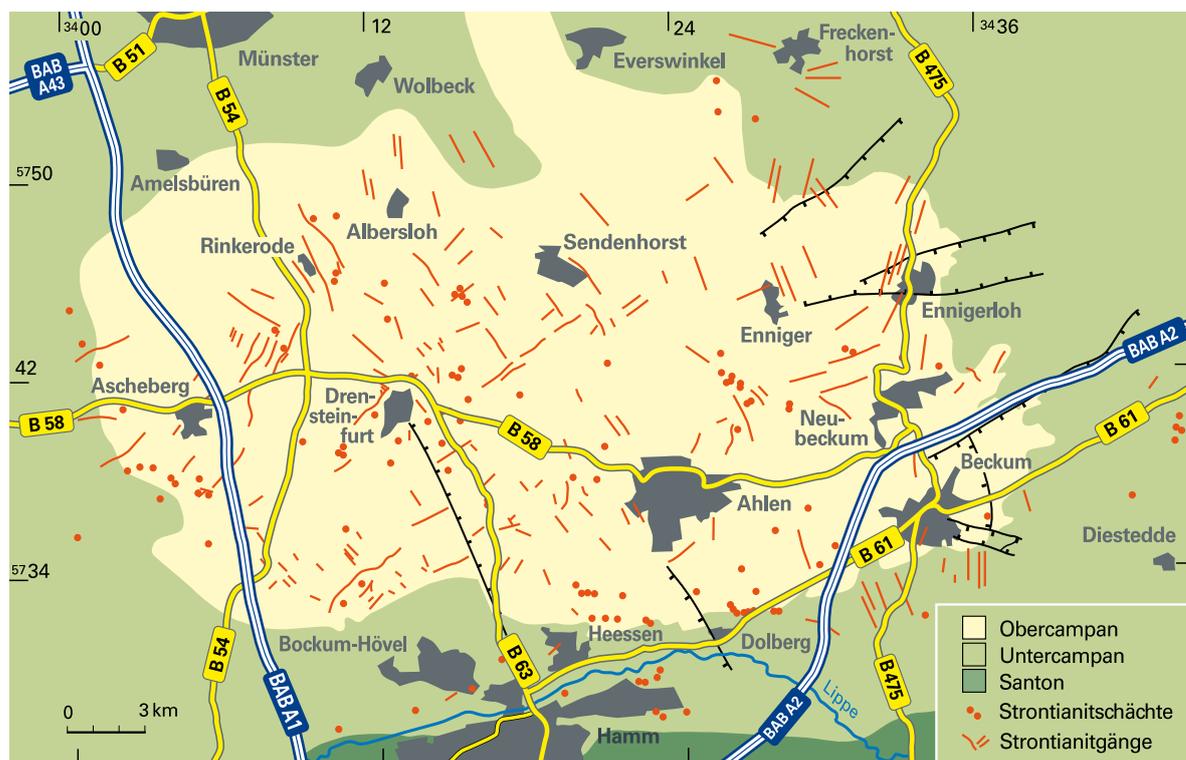
- HEUNISCH, C.; CASPERS, G.; ELBRACHT, J.; LANGER, A.; RÖHLING, H.-G.; SCHWARZ, C.; STREIF, H. (2007): Erdgeschichte von Niedersachsen – Geologie und Landschaftsentwicklung. – GeoBerichte, **6**: 85 S., 57 Abb., 18 Tab.; Hannover.
- HEUNISCH, C. (2012): Mikropaläontologischer Untersuchungsbericht der Bohrung Nollmannsberg 2, PaStraLa-Nr.: 4951_6466; (Archivbericht LBEG). – [unveröff.]
- KÖTHE, A. (2012): Mikropaläontologischer Untersuchungsbericht der Bohrung Osteroden Seefeldberg, PaStraLa-Nr.: 6774_8299; (Archivbericht LBEG). – [unveröff.]

Spuren des Strontianit-Abbaus im Münsterland (ein weitgehend vergessenes Montanerbe birgt aktuelle Georisiken)

MANFRED DÖLLING, ANDREAS LENZ, LUDGER KRAHN

Wird in Westfalen von Bergbau gesprochen, so ist im Allgemeinen der Abbau von Steinkohle gemeint. Beinahe vergessen ist hingegen die bergmännische Gewinnung des Minerals Strontianit (SrCO_3) im Münsterland. Das Strontianitvorkommen des Münsterlandes ist mit einer Ausdehnung von ca. 1700 km² und einem geschätzten Vorrat von 150 000 t eines der größten der Erde. Strontianit ist im Münsterland auf meist steilen bis saigeren, Nordwest – Südost und Nordost – Südwest streichenden Gängen von durchschnittlich 0,3 m, örtlich von bis zu 2,5 m Mächtigkeit und einer Erstreckung von wenigen 100 m bis zu 10 km Länge verbreitet. Die Gänge reichen etwa 100 – 200 m in die Tiefe und treten im Wesentlichen in den Gesteinsfolgen des Campan auf (vgl. Abb.).

Das Mineral wurde im Münsterland mit Unterbrechungen von etwa 1840 bis 1945 zuerst im Tagebau, ab 1874 auch bergmännisch im Firstenbau gewonnen. Als im Jahr 1945 der letzte Abbau stillgelegt wurde, waren bis dahin schätzungsweise rund 700 Tage- und Tiefbaue aufgefahren, meist Klein- bis Kleinstbetriebe, und knapp 93 000 t Strontianit im Münsterland abgebaut worden. Hauptabnehmer waren die Zuckerindustrie – sie benötigte das Mineral zum Entzuckern der Melasse – sowie die Stahl-, Glas-, Pharma- und Pyrotechnikindustrie. Da der Strontianitbergbau nicht der Bergaufsicht unterlag, gibt es aus dieser Zeit nur von den großen Betrieben Abbaupläne und Risswerke. Eine ordnungsgemäße Absicherung der aufgefahrenen Strecken und Schächte unterblieb meist, sodass vielfach bis heute die Gefahr von Tagesbrüchen besteht. Geologische Kartierungen – in Verbindung mit montanhistorischen und bergbehördlichen Unterlagen – unterstützen und erleichtern das Lokalisieren und Sichern solcher Hohlräume maßgeblich.



Verbreitung der Strontianitgänge im zentralen Münsterland (nach VENATOR 1882, MICKLINGHOFF 1942 und GESING 1995)

Expositionsdatierung von Geschieben in Nordostdeutschland mit kosmogenem Beryllium-10

ANDREAS BÖRNER, VINCENT RINTERKNECHT, DIDIER BOURLÈS, RÉGIS BRAUCHER

Von den 23 beprobten Geschieben wurden drei Geschiebe von weiteren statistischen Berechnungen ausgeschlossen. Die statistisch gemittelten Expositionsalter sind als Mindestalter anzusehen, da sie die ermittelte ^{10}Be -Konzentration unter Einberechnung einer ^{10}Be -Halbwertszeit von 1,36 Ma präsentieren. Mit einer konservativen ^{10}Be -Produktionsrate von 4,26 Atomen pro Gramm und pro Jahr ($\text{at gr}^{-1} \text{a}^{-1}$; BALCO et al. 2008) beträgt das im Lm-Scaling unkorrigierte Minimalalter der Pommern-Phase $15,6 \pm 0,6$ ^{10}Be ka ($n = 12$) und erhöht sich unter Einberechnung der Korrekturfaktoren auf $15,9 \pm 0,6$ ^{10}Be ka. Mit einer für NE-Nordamerika ermittelten Produktionsrate von $3,88 \text{ at gr}^{-1} \text{a}^{-1}$ (NENA; BALCO et al. 2009) liegt das unkorrigierte Minimalalter der Pommern-Phase im Lm-Scaling Verfahren um $17,6 \pm 0,6$ ^{10}Be ka und erhöht sich unter Einberechnung der Korrekturfaktoren auf $18,0 \pm 0,7$ ^{10}Be ka. Eine subjektiv gemittelte Altersbestimmung für die Deglaziation der Pommern-Phase würde aufgrund der vorgestellten Berechnungsschwankungen um 17 ^{10}Be ka liegen. Mit einer Produktionsrate von konservativen $4,26 \text{ at gr}^{-1} \text{a}^{-1}$ beträgt das im Lm-Scaling unkorrigierte Minimalalter von fünf Proben aus der jüngsten Grundmoräne (Mecklenburg-Phase) $13,7 \pm 0,6$ ^{10}Be ka ($n = 5$) und erhöht sich unter Einberechnung der Korrekturfaktoren auf $13,9 \pm 0,7$ ^{10}Be ka. Mit einer Produktionsrate von $3,88 \text{ at gr}^{-1} \text{a}^{-1}$ liegt das unkorrigierte Minimalalter der Mecklenburg-Phase im Lm-Scaling Verfahren um $15,4 \pm 0,7$ ^{10}Be ka und erhöht sich mit Korrekturfaktoren auf $15,7 \pm 0,8$ ^{10}Be ka. Eine subjektiv gemittelte Altersbestimmung für die Deglaziation der Mecklenburg-Phase würde aufgrund der Berechnungsschwankungen bei ca. 15 ka liegen, was gut mit Lumineszenz-datierten Rückschmelzablagerungen aus dem benachbarten Schleswig-Holstein korreliert (PREUSSER 1999). Die vorgestellten Daten werden ausführlich in einer Publikation von RINTERKNECHT et al. (in Vorber.) veröffentlicht.

Literatur

- BALCO, G.; STONE, J. O.; LIFTON, N. A.; DUNAI, T. J. (2008): A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ^{10}Be and ^{26}Al measurements. – *Quaternary Geochronology*, **3**: 174 – 195.
- BALCO, G.; BRINER, J.; FINKEL, R. C.; RAYBURN, J. A.; RIDGE, J. C.; SCHAEFFER, J. M. (2009): Regional beryllium-10 production rate calibration for late-glacial northeastern North America. – *Quaternary Geochronology*, **4**: 93 – 107.
- PREUSSER, F. (1999): Lumineszenzdatierung fluviatiler Sedimente; Fallbeispiele aus der Schweiz und Norddeutschland. – *Kölner Forum Geol. u. Paläont.*, **3**: 1 – 62.
- RINTERKNECHT, V.; BÖRNER, A.; BOURLÈS, D.; BRAUCHER, R. (in Vorber.): Cosmogenic ^{10}Be dating of ice sheet marginal belts in Mecklenburg-Vorpommern, Western Pomerania (northeast Germany). – *Quaternary Geochronology*.

Faszination Rheingerölle

HANS BAUMGARTEN

Herkunft und Vielfalt

Unglaubliche Gesteinsvielfalt und Geologie für die Westentasche – das gibt es am Rheinufer! Von der Quelle in den Schweizer Alpen bis zur Mündung im Rhein-Maas-Delta in den Niederlanden sind es 1233 Flusskilometer, auf denen der Rhein Gesteine aller Art und Herkunft transportiert. Die Steine sind so vielfältig wie die von ihm und seinen Nebenflüssen durchflossenen Landschaften. Manche Gerölle sind groß und schwer, andere klein und leicht wie Sandkörner. Es gibt weiße, dunkelrote, hellgrüne, pechschwarze, graue, bunt gesprenkelte, gestreifte; Gerölle vulkanischen Ursprungs, Sedimentgesteine mit Fossilien, Mammutzähne, Edelsteine, manchmal sogar Goldflitter und viele andere mehr: Ein außergewöhnliches Spektrum an Gesteinsarten, Formen und Farben.

Edel und gar nicht so selten

Unscheinbar liegen sie da – und sind gar nicht so selten: Edelsteine und Schmucksteine in den Schottern des Niederrheins! Achat, Jaspis, Amethyst, Bergkristall. Es gibt aber noch viele andere Besonderheiten im Kies. Reste von historischen Holzschiffen, große Fossilien wie Backenzähne ausgestorbener Mammuts, Rückenwirbel von Walen, Haizähne und manchmal sogar steinzeitliche Faustkeile!

Fundplätze und Gesteinsbestimmung

Die wichtigsten Orte fürs Sammeln von Rheingeröllen liegen direkt am Ufer und sind gut zu erreichen. Auch bieten die zahlreichen Kiesgruben am Niederrhein hervorragende Möglichkeiten zum Sammeln – mit Betretungsgenehmigung und entsprechender Vorsicht. Hilfreich sind Bestimmungsbücher. Aufmerksames Betrachten reicht aber meist aus, um die häufigsten Gerölle sicher zu identifizieren: Quarze und Quarzite, Sand- und Tonsteine, Grauwacken, Lydite, rote Eisenkiesel, Hornsteine, Feuersteine, „Maaseier“, Achate, Basalte, Bims, Porphyre, Granite und Gneise, Konglomerate und Brekzien ...



Abb. 1 bis 12:

Die attraktiven Exponate stammen von Privatsammlern und wurden zwischen Bonn und Kleve am Rheinufer und in rheinnahen Kiesgruben gesammelt. Die Gerölle wurden für die Ausstellung „Rheingerölle“ 2011 von zahlreichen Leihgebern freundlicherweise zur Verfügung gestellt.

Palaeogeographical reconstruction of the valley evolution since LGM and evolution of the Holocene Rhine-Meuse delta, The Netherlands

K. M. COHEN, E. STOUTHAMER, W. Z. HOEK, A. H. GEURTS, H. J. PIERIK, L. J. TAAL, M. JANSSENS, C. KASSE, F. S. BUSSCHERS, M. P. HIJMA, G. ERKENS

1 Introduction

In the Holocene Rhine-Meuse delta, the geography, architecture and chronology of the channel belts and their flood basins is known in exceptional high detail. This is due to a long history of intensive geological, geomorphological and archeological research by various academic and knowledge institutes and archaeological consultancy companies. A first reconstruction showing the build-up and palaeogeographical development of the delta in 500 year time-slices was published by BERENDSEN & STOUTHAMER 2001.

The mapping and the GIS to maintain it turned out to be of great value for academic and applied studies in archaeology, hydrology and sedimentary geology. Now, more than a decade later, knowledge of the evolving delta river network has majorly grown in both coverage and accuracy. This was reason to majorly update and expand the reconstruction and GIS database of the Rhine-Meuse delta (Fig.). Based on this, the reconstruction of the palaeogeographical development and avulsion history have been updated and expanded. Our contribution shows the new reconstruction and embedded avulsion history, and highlights the most important controls and lessons learned since 2001.

2 Revision of mapping and database

The reconstruction now covers the Valley evolution of the Rhine since the LGM, continuous in space and time from upstream reaches in the German Lower Rhine Embayment, through the Dutch-German border area, the central delta to the present river mouth and beyond. To produce the map, we filled a digital catalogue documenting each mapped element (paleomeanders, terrace-fragments) in the valley. Reconstruction of reworking as part of the valley evolution is an intrinsic part of the encoding in the GIS. Both the catalogue containing the descriptions of the individual channel belts and the digital mapping of channel belt fragments has been majorly revised. Revision included: a) significant extension of the mapped area to the west (transgressive systems and high stand coastal barrier) and northeast (avulsive re-annexation of the IJssel Valley), and the east into Germany; b) improved dating of the terrace deposits in the valley with combined ^{14}C , OSL and geomorphology; c) improved dating of especially Late Holocene channel belts owing to geoarcheological and other applied mapping studies, availability of digital elevation data and merging of institutional borehole databases; d) greatly improved mapping of the Middle Holocene channel belts in the lower delta; e) inclusion of sandy lake fills, and f) more detail to issues of channel belt inheritance and stage-wise abandonment.

The reconstruction of valley-to-delta evolution is continuous through all stages of delta development: from valley inheritance and transgression to human-impacted high stand situation.

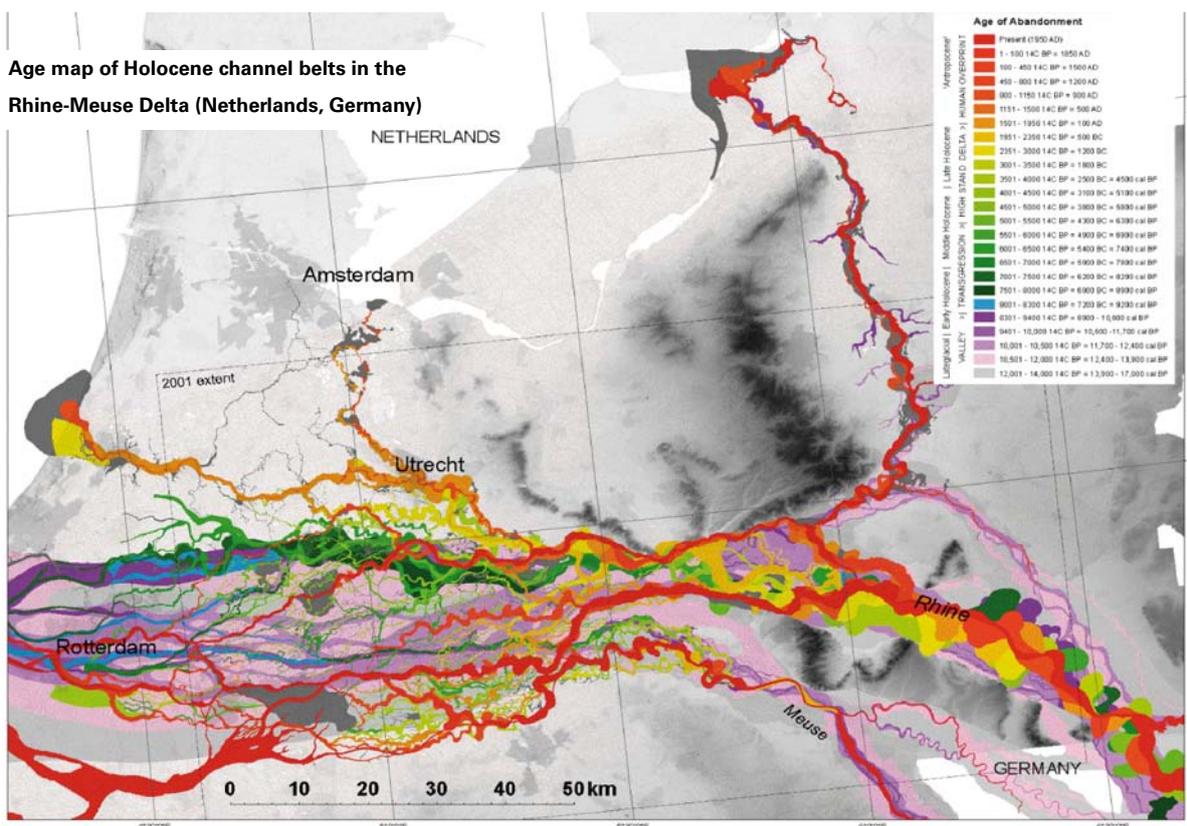
3 Palaeogeography and avulsion history

Aggradation of the Rhine-Meuse delta began slowly in the period 10 – 9 ka, and then accelerated as the area was transgressed. It transformed the drowning palaeovalley into a wide but shallow tidally-affected basin, with multiple river mouths. In the central and lower delta, avulsion of secondary channels into lakes and freshwater tidal floodbasins created relative large sandy splays at this stage. The transgressive aggradations of the delta are otherwise of organo-clastic dominated facies. The presence of these sands – at a position in the subsurface that is otherwise dominated by organo-clastic floodbasin facies – affects channel bed, bank stability of our present day rivers.

Stepwise northward avulsion of the river Rhine, slowing sea level rise and reworking of substrate in the coastal zone in the period 7.5 – 6.3 ka ago coastline retrogradation stopped and tidal inlets started to silt up. Fluvio-deltaic aggradation continued to occur in the now more protected backbarrier environment. Relative sea level rise at a modest rate continued to provide accommodation space, but in the lower and central delta it was mainly wetland peat that filled it. Clastic floodbasin deposition was relative restricted to the direct vicinity of channels and the upstream parts of the delta.

4 Conclusions

Digital map data and descriptive catalogues give overview and enable broad usage and exploration at an increased level of knowledge. It allows for further scientific exploration into the genesis of deltas and cross-border (valley) river systems. It also allows applied research on e.g., the gradual hydrological and compaction effects in polders, the assessment of dike-safety in relation to subsurface sand-bodies and archaeological prediction and site-distribution analysis. Lastly, it allows both types of usage to learn and profit from each other. The dataset is made publically available at <http://easy.dans.knaw.nl>.



The channel belt age and Lower Rhine valley map (COHEN et al., 2012; updating BERENDSEN & STOUTHAMER, 2001).

Major contraction of flow and modest incisional response to post LGM climatic amelioration begins ca. 15 ka (cal BP) and takes the whole of the Lateglacial and a good part of the Early Holocene to complete and result in a single meander belt for the Lower Rhine. The new integrated mapping incorporates the KASSE et al. 2005; BUSSCHERS et al. 2007; GOUW & ERKENS 2007; HIJMA et al. 2009; HIJMA & COHEN 2011; ERKENS et al. 2011 and JANSSENS et al. 2012 studies.

Literatur

- BERENDSEN, H. J. A. and STOUTHAMER, E. (2001). Palaeogeographic development of the Rhine-Meuse delta, The Netherlands. Assen, Van Gorcum, 270 p.
- BERENDSEN, H. J. A., COHEN, K. M. and STOUTHAMER, E. (2007). The use of GIS in reconstructing the Holocene palaeogeography of the Rhine-Meuse delta, The Netherlands. *Int. J. of GIS*, **21**: 589-602.
- BOS, I. J. and STOUTHAMER, E. (2011). Spatial and temporal distribution of sand-containing basin fills in the Holocene Rhine-Meuse delta, the Netherlands. *The J. of Geol.*, **119**: 641-660.
- BUSSCHERS, F. S., KASSE, C., VAN BALEN, R. T., VANDENBERGHE, J., COHEN, K. M., WEERTS, H. J. T., WALLINGA, J., JOHNS, C., imprints of climate change, sea-level oscillations and glacio-isostasy. *Quat. Sc. Rev.*, **26**: 3216-3248.
- COHEN, K. M., Stouthamer, E., PIERIK, H. J. and A. H. GEURTS (2012) Rhine-Meuse Delta Studies' Digital Basemap for Delta Evolution and Palaeogeography. Dept. Physical Geography. Utrecht University. Digital Dataset. Pers. Ident. urn:nbn:nl:ui:13-nqjn-zl
- COHEN, K. M., HOEK, W.Z., STOUTHAMER, E., GEURTS, A. H., JANSSENS, M., KASSE, C., BUSSCHERS, F. S., HIJMA, M. P., ERKENS G. (2013) Valley evolution of the Lower Rhine in LGM, Lateglacial and Early Holocene. ICFS 10, Leeds, extended abstract.
- COHEN, K. M., STOUTHAMER, E., PIERIK, H. J. and A. H. GEURTS (2012) Rhine-Meuse Delta Studies' Digital Basemap for Delta Evolution and Palaeogeography. Dept. Physical Geography. Utrecht University. Digital Dataset. Pers. Ident. urn:nbn:nl:ui:13-nqjn-zl
- ERKENS, G. and COHEN, K. M. (2013) The Rhine-Meuse delta: a record of intra-Holocene variable sediment delivery. ICFS 10, Leeds, extended abstract.
- ERKENS, G., HOFFMANN, T., GERLACH, R. and KLOSTERMANN, J. (2011) Complex fluvial response to Lateglacial and Holocene allogenic forcing in the Lower Rhine Valley (Germany). *Quat. Sc. Rev.*, **30**: 611-627.
- GOUW, M. J. P. and ERKENS, G. (2007) Architecture of the Holocene Rhine-Meuse delta (the Netherlands) – A result of changing external controls. *Netherlands Neth. J. of Geosc.*, **86**: 23-54.
- HIJMA, M. P., COHEN, K. M., HOFFMANN, G., VAN DER SPEK, A. J. F. and STOUTHAMER, E. (2009). From river valley to estuary: the evolution of the Rhine mouth in the early to middle Holocene (western Netherlands, Rhine-Meuse delta). *Neth. J. of Geosc.*, **88**: 13-53.
- HIJMA, M. P. and COHEN, K. M. (2011). Holocene transgression of the Rhine river mouth area, The Netherlands/Southern North Sea: palaeogeography and sequence stratigraphy. *Sedimentology* **58**: 1453-1485.
- HIJMA, M. P., COHEN, K. M., ROEBROEKS, W., WESTERHOFF, W. E. and BUSSCHERS, F. S. (2012) Pleistocene Rhine-Thames landscapes: geological background for hominin occupation of the southern North Sea region. *J. of Quat. Sc.*, **27**: 17-37.
- JANSSENS, M. M., KASSE, C., BOHNCKE, S. J. P., GREAVES, H., COHEN, K. M., WALLINGA, J. and HOEK, W. Z. (2012) Climate-driven fluvial development and valley abandonment at the last glacial-interglacial transition (Oude IJssel-Rhine, Germany). *Neth. J. of Geosc.*, **61**: 37-62.
- KASSE, C., HOEK, W. Z., BOHNCKE, S. J. P., KONERT, M., WEIJERS, J. W. H., CASSEE, M. L. and VAN DER ZEE, R. M. (2005) Late Glacial fluvial response of the Niers/Rhine (western Germany) to climate and vegetation change. *J. of Quat. Sc.*, **20**: 377-394
- STOUTHAMER, E., PIERIK, H. J. and COHEN, K. M., (2011a). Substrate geology affecting local erodibility in the bed of the river Lek (Rhine delta, Netherlands). *Conf. Proc. NCR-Days 2011*: 46-47.
- STOUTHAMER, E., COHEN, K. M. and GOUW, M. J. P. (2011b). Avulsion and its implications for fluvial-deltaic architecture, insight from the Rhine-Meuse delta. *Society for Sedimentary Geology*. In: DAVIDSON, S. K., LELEU, S., North, C.P. (Eds.). *From River to Rock Record: The preservation of fluvial sediments and their subsequent interpretation*. *Soc. for Sed. Geol., Spec. Pub.*, **97**: 215-231.

Exkursionen

Exkursion A

Tertiär (Paläogen und Neogen) in der Niederrheinischen Bucht

Stratigraphie · Paläontologie · Paläontologische Bodendenkmalpflege · Befahrung Braunkohlentagebau · Lagerstätte

MARTIN SALAMON, CHRISTOPH HARTKOPF-FRÖDER

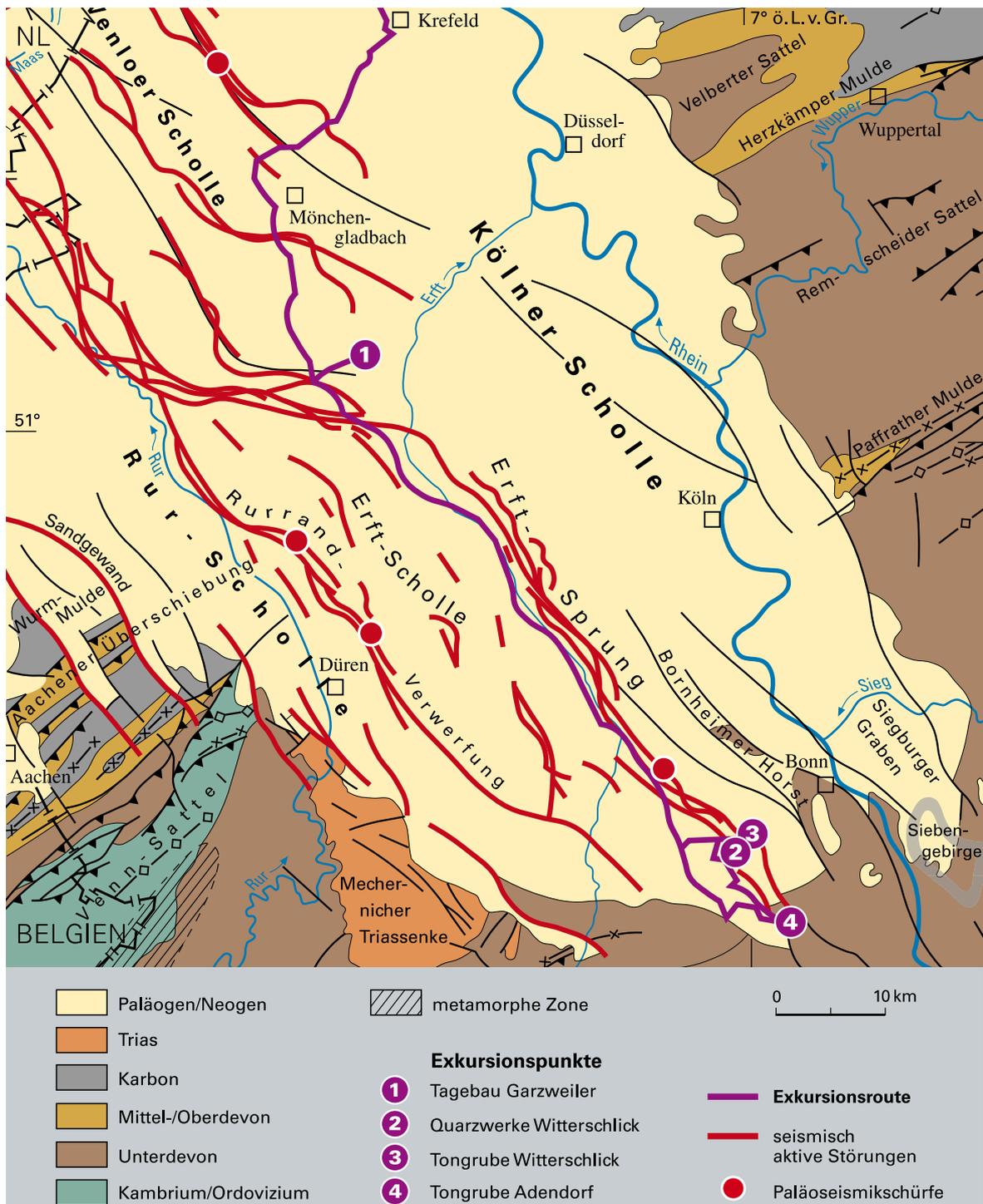


Abb. 1:
Exkursionsroute, Tertiär, Niederrheinische Bucht

Einleitung

Die Niederrheinische Bucht ist ein aktives intrakontinentales Riftbecken, das sich seit ca. 34 Mio. Jahren (seit dem Oligozän) einsenkt. Dabei kam es zur Ablagerung von bis zu 1 400 m mächtigen Sedimentabfolgen des Tertiärs, die Maximalmächtigkeit quartärer Ablagerungen liegt bei ca. 120 m. Geprägt ist die Abfolge durch mächtige Braunkohlenflöze, die aktuell in den Tagebauen Garzweiler, Hambach und Inden gewonnen werden. In der südlichen Niederrheinischen Bucht werden hochwertige Tone und Quarzkiese des Tertiärs abgebaut. Die Ton- und Quarzkies-Abbaustellen bieten zusammen mit den riesigen Braunkohlentagebauen die einmalige Möglichkeit, einen Einblick in die tertiären Ablagerungen der Niederrheinischen Bucht zu gewinnen. Die Exkursion beginnt im Tagebau Garzweiler und führt dann in die südliche Niederrheinische Bucht, wo die Möglichkeit besteht, in den beiden direkt benachbarten Gewinnungsstellen „Tongrube Witterschlick“ und „Quarzwerte Witterschlick“ völlig unterschiedliche tertiäre Schichtfolgen auf zwei verschiedenen tektonischen Großstrukturen zu untersuchen. Den Abschluss bildet die Tongrube des Töpferdorfs Adendorf, hier sind die südlichsten Äquivalente der Braunkohlenflöze der Niederrheinischen Bucht aufgeschlossen.

Strukturelle Gliederung der Niederrheinischen Bucht

Die Niederrheinische Bucht wird durch große Störungssysteme in mehrere Schollen zerlegt. Diese Störungssysteme sind heute noch aktiv und treten als deutliche morphologische Elemente in Erscheinung (s. Abb. 2).

Die westlichste Scholle ist die Rur-Scholle, ein Halbgraben, der im Westen durch die Verbreitungsgrenze tertiärer Schichten und im Osten durch die große Rur-Rand-Störung begrenzt wird (der Tagebau Inden befindet sich in der Rur-Scholle). Östlich der Rur-Rand-Störung schließt sich die Erft-Scholle an, ein weiterer nach Nordosten verkippter Halbgraben; hier befindet sich Hambach, der größte Braunkohlentagebau. Die Erft-Scholle wird nach Osten, zum Schollentieferen hin, durch das Erft-Sprungsystem begrenzt. Diese Störungszone macht sich morphologisch bemerkbar und ist bei unserer Fahrt vom Tagebau Garzweiler nach Süden als Höhenrücken östlich der Autobahn gut erkennbar. Östlich der Erft-Scholle liegt die Kölner Scholle, sie wird nach Osten und Süden durch die Verbreitungsgrenze tertiärer Sedimente begrenzt. Das Tertiär-Gebiet des Siebengebirges bildet den südlichsten Teil der Kölner Scholle. Diese wird morphologisch durch das Rheintal geprägt. Die sogenannte Ville-Teilscholle ist ein morphologischer Höhenrücken im Westen der Kölner Scholle. Hier war das Hauptflöz der Ville-Formation oberflächennah aufgeschlossen und wurde in den ehemaligen Tagebauen Vereinigte Ville, Bergheim, Frechen und Fortuna abgebaut. Der deutliche Anstieg von der zentralen Kölner Scholle zur Ville hin ist nicht tektonisch bedingt, sondern durch die Erosion des Rheins. Nach Norden hin ist die Kölner Scholle nicht tektonisch begrenzt. Sie geht im Nordwesten in die Venloer Scholle über und im Nordosten in die Krefelder Scholle. Die Grenze zwischen der Venloer und der Krefelder Scholle bildet der Viersener Sprung, der in seinem nördlichen Teil sehr hohe Verwurfbeträge zeigt und als seismisch aktiv bewertet ist. In der Venloer Scholle befindet sich der dritte Braunkohlentagebau: Garzweiler. Er bildet die Verlängerung der Braunkohlevorkommen der Ville-Teilscholle in die Venloer Scholle hinein.

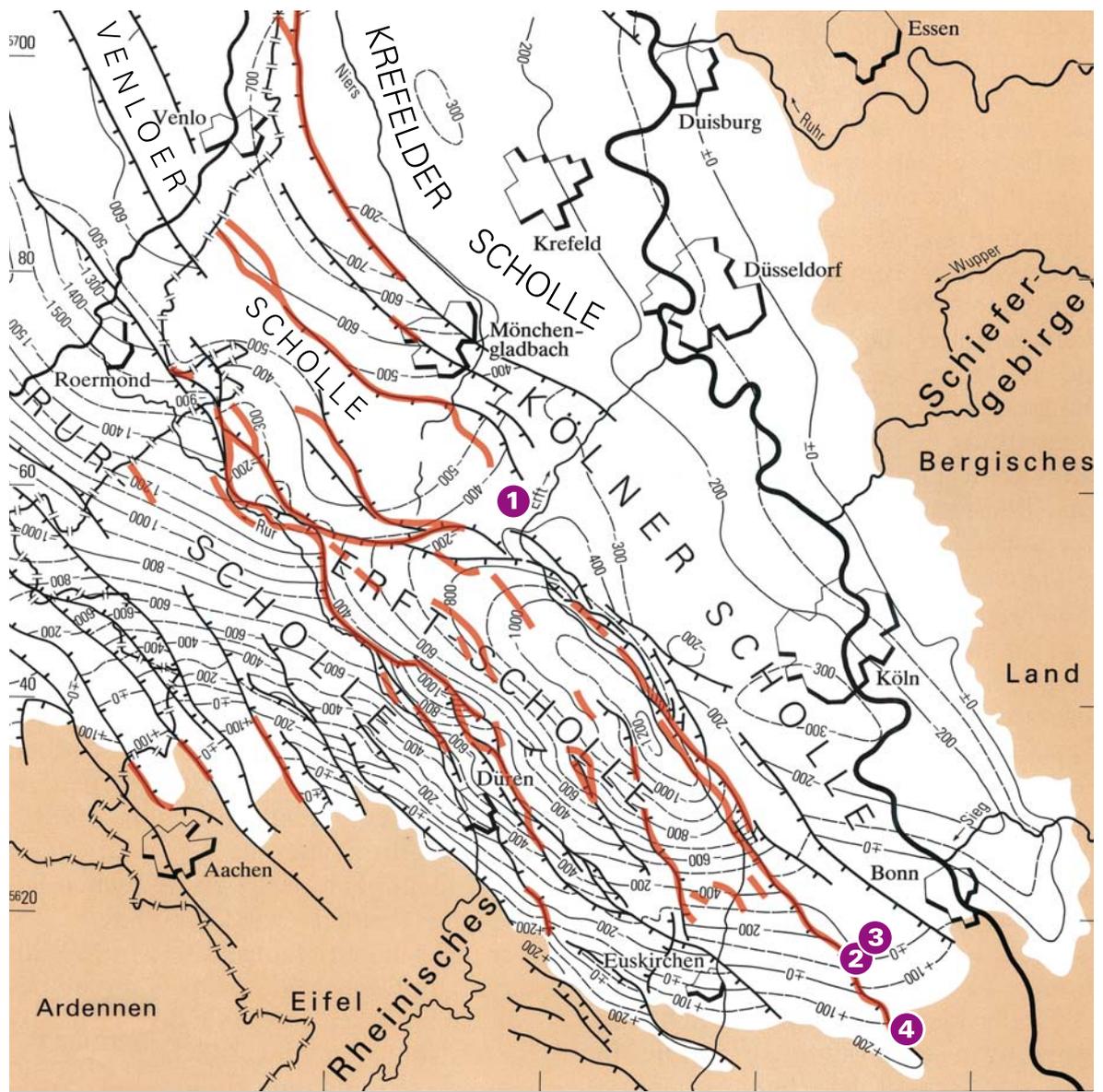
Die Exkursionsroute führt vom Tagebau Garzweiler in der Venloer Scholle durch die Erft-Scholle an die Grenze zwischen Erft-Scholle und Kölner Scholle (Quarzwerte und Tongrube Witterschlick). Die Tongrube Adendorf bildet das südlichste Tertiär-Vorkommen in der Erft-Scholle überhaupt.

Aktive Tektonik und Erdbeben in der Niederrheinischen Bucht

Die großen Störungssysteme der Niederrheinischen Bucht sind fortlebende Störungen, an denen auch heute noch Bewegungen und Erdbeben stattfinden. In der Niederrheinischen Bucht sind über 900 Störungen bekannt, die eine Gesamtlänge von über 3 300 km besitzen. Ein großer Teil dieser Störungen versetzt auch quartäre Schichten. Die Niederrheinische Bucht als aktives Riftbecken ist Teil eines intrakontinentalen Riftsystems auf der Eurasischen Kontinentalplatte. Dabei verursacht die Drift des Afrikanischen Kontinents nach Norden und die Spreizung des Mittelatlantischen Rückens nach Südosten eine Schwächezone quer durch Mitteleuropa. Die Einsenkung der Niederrheinischen Bucht und die damit verbundene Bewegung an den Verwerfungen begann bereits mit dem Oligozän vor etwa 34 Mio. Jahren und hält bis heute an. Aus geologischen Untersuchungen an Bohrkernen auf unterschiedlichen Seiten einzelner Verwerfungen kann eine durchschnittliche Bewegungsrate von etwa 0,05 mm pro Jahr seit dem Pleistozän festgestellt werden.

(z. B. VAN DEN BERG 1994, Zusammenstellung in LEHMANN et al. 2001). Die Ergebnisse der paläoseismischen Untersuchungen in der Niederrheinischen Bucht belegen ähnliche Bewegungsraten. Im Gegensatz zu einigen Zentimetern pro Jahr, die an aktiven Plattengrenzen gemessen werden, sind diese Bewegungen im globalen Maßstab als relativ gering anzusehen.

Das jüngste Beispiel für ein Schadenbeben ist das in einem weiten Umfeld verspürte Erdbeben von Roermond vom 13. April 1992 mit einer Magnitude von 5,9 auf der Richter-Skala (z. B. PELZING 1992). 30 Verletzte allein auf dem Gebiet von Deutschland und ein geschätzter Gesamtschaden von etwa 200 Mio. Euro durch Schäden an Gebäuden und Infrastruktur veranschaulichen die Bilanz. Das Beben von Alsdorf am 22. Juli 2002 mit einer Magnitude von 4,8 rief dagegen zwar großen Schrecken hervor, hatte aber lokal nur geringe Schäden an Gebäuden zur Folge (LEHMANN & SALAMON 2012).



- prätertiäre Umrahmung der Niederrheinischen Bucht
- Unterfläche des Tertiärs, dargestellt in Linien gleicher Höhe in Metern, bezogen auf NN
- Abschiebung
- seismisch aktive Störungen
- Exkursionspunkte

0 10 km

Abb. 2:
Schollengliederung der Niederrheinischen Bucht, Tiefenlage der Tertiär-Basis

Stratigraphie des Tertiärs in der südlichen Niederrheinischen Bucht

Das Tertiär wird als System/Periode international nicht mehr verwendet.

(s. z. B. <http://www.stratigraphy.org/index.php/ics-chart-timescale>). In Deutschland, unter anderem auch im Bergbau, ist der Begriff aber noch weit verbreitet. Zur Vereinfachung benutzen wir hier den Begriff „Tertiär“ im Sinne von „Paläogen und Neogen“. Die Schichtfolge des Tertiärs in der südlichen Niederrheinischen Bucht wird weitgehend durch miozäne und oberoligozäne zyklische Ablagerungen der Inden-, Ville- und Köln-Formation geprägt, sie bilden den größten Teil der tertiären Ablagerungen und sind durch den Braunkohlentagebau gut erforscht. Die Braunkohle der obermiozänen Inden-Formation wird im Tagebau Inden abgebaut, die mittel- und untermiozäne Ville-Formation bildet das mittlerweile abgebaute Hauptflöz in der Ville-Teilscholle, ihre Kohle wird in den Tagebauen Garzweiler und Hambach abgebaut. Das Liegende dieser Kohle bildet die weitgehend oberoligozäne Köln-

Stratigraphie des Tertiärs in der Niederrheinischen Bucht

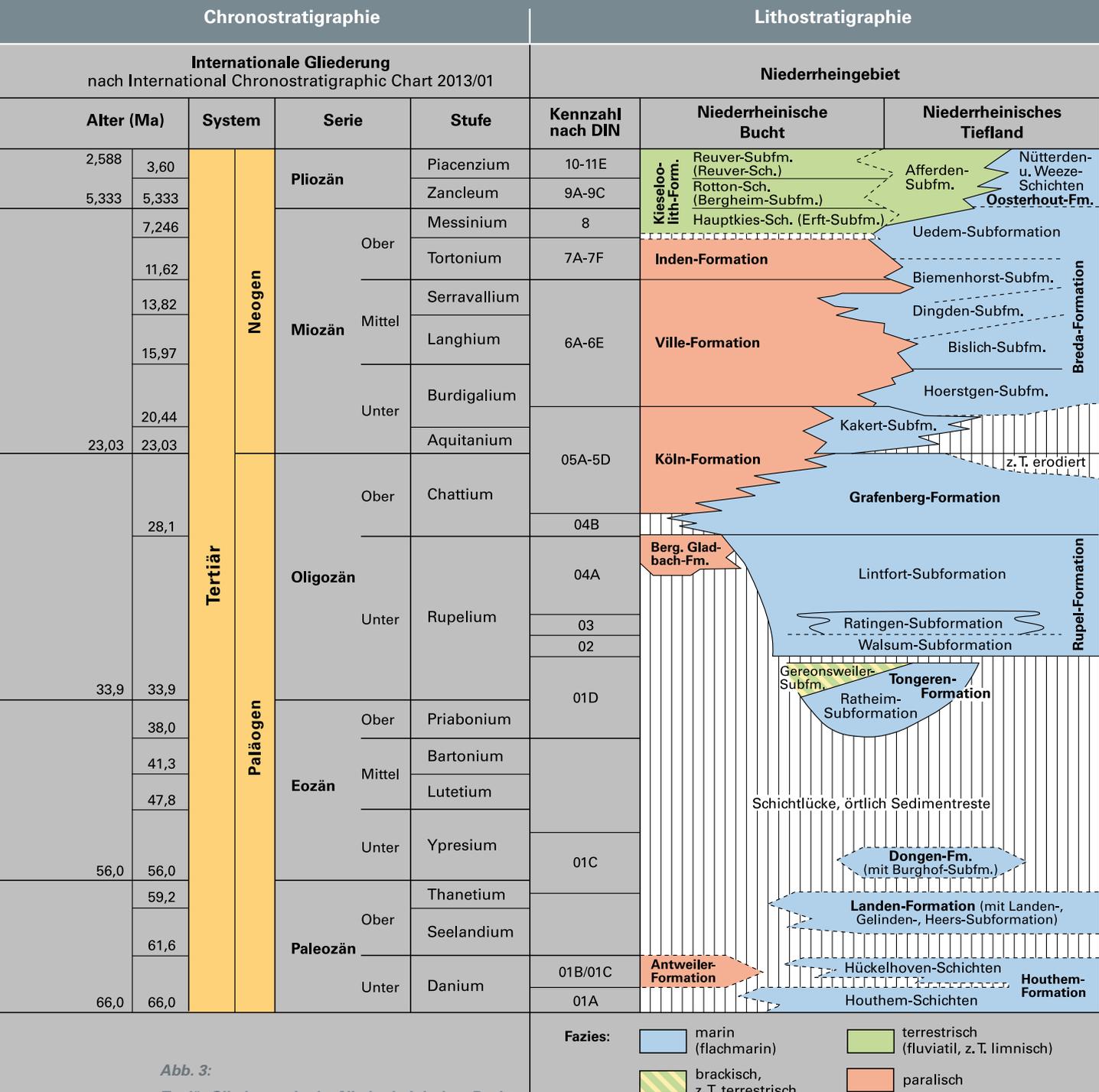


Abb. 3: Tertiär-Gliederung in der Niederrheinischen Bucht (Quelle: Geologischer Dienst NRW, Hiss 2008)

Fazies: marin (flachmarin) terrestrisch (fluviatil, z. T. limnisch)
 brackisch, z. T. terrestrisch paralisch

geändert nach Hiss, Litholex Online-Datenbank, 23. 05. 2013

Formation. Auch hier wurde, vor allem im Siebengebirge, Braunkohle in geringerem Umfang gewonnen (Horizont 1, Flöz Weiden). In der südlichen Kölner Scholle verzahnt sich die Köln-Formation mit Trachyttuffen des Siebengebirgsvulkanismus. Kennzeichnend für die Inden-, Ville- und Köln-Formation ist ein zyklischer Wechsel zwischen marinen Sanden und limnisch-terrestrischen Tonen, Schluffen und Braunkohlen.

Überlagert wird diese Abfolge von obermiozänen bis pliozänen Schichten der Kieseloolith-Formation. In diesen ebenfalls zyklisch aufgebauten Sedimenten wechseln sich jetzt fluviatile Quarzkiese und -sande mit limnisch-terrestrischen Tonen, Schluffen und untergeordnet Braunkohlen ab. Die Kieseloolith-Formation umfasst die Hauptkies-, die Rotton- und die Reuver-Schichten.

Unterlagert wird die Gruppe der Inden-, Ville- und Köln-Formation von marinen oligozänen Sanden (Grafenberg-Formation) und marinen feinsandigen Tonen und Schluffen (Lintfort-Subformation). Die Köln-Formation geht nach Norden auch lateral in die Grafenberg-Formation über (der marine Einfluss nimmt nach Norden hin zu). In der südlichen Niederrheinischen Bucht liegt dann meist die tonige Lintfort-Subformation der Tertiär-Basis auf. In der südlichen Kölner Scholle treten im Liegenden der Köln-Formation statt der marinen Lintfort-Subformation noch einmal mächtige Braunkohlen zusammen mit Quarzkiesen auf, sie werden mit der Bergisch Gladbach-Formation parallelisiert, die am Ostrand der Kölner Scholle zutage tritt. Unterlagert werden die tertiären Ablagerungen der südlichen Niederrheinischen Bucht durch unterdevonische bis mitteldevonische Gesteine. Sie sind in der südlichen Niederrheinischen Bucht durch eine mesozoisch-känozoische Verwitterung tief greifend entfestigt und verwittert. Diese fossile Bodenbildung kann bis über 100 m tief in den devonischen Fels hinein reichen. Verwitterte devonische Ton- und Schluffsteine werden häufig mit tertiären Tonen verwechselt, können aber durch palynologische Untersuchungen meist sicher eingestuft werden. In der nördlichen Niederrheinischen Bucht ist diese Verwitterungsrinde nicht vorhanden. Eine Besonderheit für die Stratigraphie in der Niederrheinischen Bucht ist eine Gliederung der Schichtfolge in Grundwasserstauer und Grundwasserleiter, die Einzug in eine DIN gefunden hat – die Gliederung der Schichtfolge nach SCHNEIDER & THIELE 1965 in Horizonte. Sie bildet die Basis der Stratigraphie im Braunkohlentagebau und in der Wasserwirtschaft.

Paläontologische Bodendenkmalpflege im Paläogen und Neogen der Niederrheinischen Bucht

Seit vielen Jahren werden vom Geologischen Dienst Nordrhein-Westfalen auch Arbeiten für die paläontologische Bodendenkmalpflege durchgeführt. Grundlage hierfür ist das Gesetz zum Schutz und zur Pflege der Denkmäler im Lande Nordrhein-Westfalen (Denkmalschutzgesetz – DSchG), in dem es in § 2 Abs. 5 heißt: „Bodendenkmäler sind bewegliche oder unbewegliche Denkmäler, die sich im Boden befinden oder befanden. Als Bodendenkmäler gelten auch Zeugnisse tierischen und pflanzlichen Lebens aus erdgeschichtlicher Zeit, ferner Veränderungen und Verfärbungen in der natürlichen Bodenbeschaffenheit, die durch nicht mehr selbständig erkennbare Bodendenkmäler hervorgerufen worden sind, sofern sie die Voraussetzungen des Absatzes 1 erfüllen.“

Schwerpunkte waren in den letzten Jahren das Mittel- und Oberdevon des Bergischen Landes und der Eifel, das flözführende Oberkarbon des westlichen Ruhrgebietes, kretazische Höhlenfüllungen im Raum Wülfrath-Wuppertal und das Paläogen und Neogen der Niederrheinischen Bucht (z. B. HARTKOPF-FRÖDER et al. 2010, 2012). Die Arbeiten werden vom Geologischen Dienst Nordrhein-Westfalen als Dienstleistung für das LVR-Amt für Bodendenkmalpflege im Rheinland sowie für Auftraggeber meist großer Bauvorhaben durchgeführt. Dabei profitiert die paläontologische Bodendenkmalpflege ganz wesentlich von den gewachsenen Strukturen der archäologischen Bodendenkmalpflege, die Großgrabungen im Zusammenhang mit Bauvorhaben seit Jahrzehnten durchführt. Oberstes Ziel aller Maßnahmen der paläontologischen Bodendenkmalpflege ist der Erhalt der Fossilien im Gesteinsverband. In der Regel ist dies jedoch nicht realisierbar, sodass nur sachgerechte Bergung und Dokumentation der Fundumstände eine weitgehende Sicherung des paläontologischen Erbes ermöglichen. Dies ist allerdings nur der erste Schritt: Dauerhafte Archivierung der Fossilien, wissenschaftliche Bearbeitung und die Vorstellung der Funde in der Öffentlichkeit sind ebenfalls Bestandteil der paläontologischen Bodendenkmalpflege. Daher wurden bereits sehr früh ehrenamtliche Helfer und externe Spezialisten von Universitäten und Forschungsinstituten in die Bearbeitung der Funde eingebunden. Außerdem bestehen enge Kooperationen mit freiberuflich arbeitenden Paläontologen, die einen Teil der Aus-

grabungen und der wissenschaftlichen Bearbeitung übernehmen. In der Regel verbleiben die Funde vorerst in der Sammlung des Geologischen Dienstes Nordrhein-Westfalen. Nach Abschluss des Projekts, das heißt in der Regel nach der abschließenden Publikation, erfolgt die dauerhafte Unterbringung aller Funde aus Grabungen der paläontologischen Bodendenkmalpflege des Rheinlandes im Ruhr Museum Essen.

Aktuelle Projekte im Paläogen und Neogen der Niederrheinischen Bucht konzentrieren sich auf die sehr fossilreichen marinen Sedimente des Oligozäns und Miozäns sowie auf das Miozän der südlichen Niederrheinischen Bucht und der Braunkohlentagebaue der RWE Power AG. Die oligozänen marinen Sedimente stehen nur in sehr wenigen, meist schon stark verfallenen Aufschlüssen überwiegend im Raum Düsseldorf-Gerresheim und Erkrath an. Sie sind hier entkalkt und führen nur Steinkerne und Abdrücke, überwiegend von Mollusken (z. B. VIEHOFEN 1997). Auch Aufschlüsse in marinen miozänen Ablagerungen sind im Rheinland ausgesprochen selten. Bohrungen und einige Aufschlüsse haben aber eine außerordentlich gut erhaltene und artenreiche Fauna geliefert (z. B. REINECKE et al. 2008, SCHWARZHANS 2010, WIENRICH et al. 2012). Fundmöglichkeiten durch tief reichende Bauvorhaben und insbesondere durch die neuerdings sehr zahlreichen Geothermiebohrungen haben daher eine besondere Bedeutung bekommen. Hier zeigen sich allerdings auch die finanziellen Einschränkungen, denen auch die paläontologische Bodendenkmalpflege unterliegt: Bei weitem nicht alle Bohrungen können beprobt und dokumentiert werden. Sollte dies angestrebt werden, müssten die finanziellen Mittel mindestens verdreifacht und zusätzliches Personal eingestellt werden. So konzentrieren wir uns auf Bohrungen mit selten angetroffenen Schichteinheiten oder auf Gebiete, in denen es an Aufschlüssen mangelt.

Aufgrund der großräumigen Aufschlussbedingungen bieten die Tagebaue der RWE Power AG regelmäßig sehr gute Fundmöglichkeiten. Zu nennen sind insbesondere Blatt- und Karpofloren (zuletzt BURGH 2012, LIEVEN et al. 2012, LIEVEN et al. 2013 sowie zahlreiche weitere Publikationen) aber auch Charophyten (SCHWARZ & MÖRS 2000), Spurenfossilien (überwiegend *Ophiomorpha*, s. LIEVEN 2005), Mollusken (z. B. SCHLICKUM & STRAUCH 1979) sowie eine biostratigraphisch und paläoökologisch bedeutende Vertebratenfauna (z. B. MÖRS 2002, GEE et al. 2003, DALSAÄT et al. 2006). Einen aktuellen Überblick über Florentwicklung und Paläoökologie der Braunkohlensumpfmoores bieten GOSSMANN et al. (2006). Diese geologisch/paläontologischen Arbeiten in den Braunkohlentagebauen sind nur durch umfangreiche logistische Unterstützung, bis hin zum Anlegen von Schürfen, seitens der RWE Power AG möglich – ein hervorragendes Beispiel dafür, dass die Interessen eines Wirtschaftsunternehmens und der paläontologischen Bodendenkmalpflege durchaus im Einklang stehen können.

Auch wenn der Geologische Dienst Nordrhein-Westfalen die Arbeiten zur paläontologischen Bodendenkmalpflege ausschließlich als Dienstleister durchführt, so kommen doch die Ergebnisse aus diesen Projekten den laufenden Arbeiten der integrierten geologischen Landesaufnahme zugute – also eine klassische win-win-Situation.

Ziel dieser Exkursion ist, die Grundlagen der integrierten geologischen Landesaufnahme und die Prinzipien der paläontologischen Bodendenkmalpflege am Beispiel einiger aktueller Projekte im Bereich der südlichen Niederrheinischen Bucht vorzuführen.

Tagebau Garzweiler

Lage: Bei R ²⁵ 36 700, H ⁵⁶ 58 700 (UTM East 32326400 UTM North 5659700)
(Zentralkoordinaten), TK 25: Blätter 4904 Titz und 4905 Grevenbroich

Tektonische Einheit: Venloer Scholle

Aufgeschlossene Schichtfolge: Quartäre Hauptterrassen, Reuvertone (Pliozän), Rottone (Pliozän), Hauptkies-Schichten (Miozän), Ville-Formation (Flöze Garzweiler, Frimmersdorf und Morken) (Miozän)

Zwischen den Städten Köln, Düsseldorf und Aachen lagern die größten Braunkohlevorkommen Europas. In den drei Tagebauen Garzweiler, Hambach und Inden fördert RWE Power mit den größten Schaufelradbaggern der Welt ca. 95 – 100 Mio. Tonnen Braunkohle, die fast ausschließlich zur Stromerzeugung genutzt werden; damit werden rund 15 % des Strombedarfs in Deutschland gedeckt.

Der Tagebau Garzweiler liegt im Süden der Venoler Scholle in der nördlichen Verlängerung der Kölner Scholle. Aufgeschlossen ist eine Schichtfolge von der oberen Köln-Formation bis ins Pleistozän. Es folgt eine Schichtbeschreibung der Abfolge im Tagebau Garzweiler nach GROSS & LIEVEN (2006): Die Köln-Formation ist im tiefsten Teil des Tagebaues aufgeschlossen (Liegendensand 5B). Es sind marine, schichtparallel oder schräg geschichtete Fein- bis Mittelsande, die das Spurenfossil *Ophiomorpha nodosa* (SEIDEL 1956, REINECK & SINGH 1980, LIEVEN 2005) führen. Sie sind durch Humusstoffe stark braun gefärbt. Häufig treten bis zu 2 m mächtige Feuersteinlagen auf (Uferwälle der tertiären Nordsee). Auf die Köln-Formation folgt die Ville-Formation mit ihren Braunkohlenflözen. Sie beginnen mit dem Flöz Morken I (Hor. 6A), das 3 – 17 m mächtig ist und häufig brikettfähige Kohle enthält. Auf das Flöz Morken I folgt der Frimmersdorf-Sand (6B) mit 15 – 35 m Mächtigkeit. Der Frimmersdorf-Sand ist ein mariner, brauner bis weißer Mittel- bis Feinsand mit Schrägschichtung, Entwässerungsstrukturen und Pflanzenresten. Auch hier treten Wohnbauten von Krebsen auf (*Ophiomorpha*). Überlagert wird er vom Flöz Frimmersdorf (Hor. 6C), das 5 – 18 m mächtig wird. Im Unterschied zu Flöz Morken I zeigt es häufig Sandeinlagerungen und Erosionsrinnen, als Besonderheit können am Top von Flöz Frimmersdorf „vergoldete“ Feuersteingerölle auftreten, die mit einer dünnen Schicht Pyrit/Markasit überzogen sind. Im Liegenden des Flözes kann eine 1 – 3 m mächtige Tonlage auftreten. Überlagert wird das Flöz Frimmersdorf vom marinen Neurather Sand (Hor. 6D), der im Tagebau 60 m Mächtigkeit erreicht. Es sind dunkelgraue bis graugrüne Mittel- bis Feinsande, mit einem teilweise hohen Schluffanteil. Kennzeichnend sind die starke Bioturbation und häufige Pyritanreicherungen. Zum Hangenden wird der Neurather Sand zunehmend grobsandiger und kiesiger. Hier zeigt er gelbbraune Farben und eine ausgeprägte Schrägschichtung. Den Abschluss der Ville-Formation bildet Flöz Garzweiler (Hor. 6E). Es ist nicht im ganzen Abbaugebiet ausgebildet und erreicht eine Mächtigkeit von 1 – 16 m.



Abb. 4:
Aktuelles Luftbild des Tagebaus Garzweiler (Quelle RWE Power AG)

Die obermiozäne bis pliozäne Kieseloolith-Formation beginnt mit den Hauptkies-Schichten (Hor. 8). Die Hauptkies-Schichten überlagern die Neurather Sande und das Flöz Garzweiler erosiv und sind im Tagebau 0 – 20 m mächtig. Sie werden aus weißlich grauen bis gelblichen Grobsanden mit Kieslagen aufgebaut, die ausgeprägte Trogschrägschichtung und convolute bedding zeigen. Die Gerölle bestehen fast ausschließlich aus Quarz (Gangquarze und Kieselschiefer). Namegebend für die Kieseloolith-Formation ist ein verkieselter Oolith, der wahrscheinlich aus dem lothringischen Jura stammt (KLOSTERMANN 1992). Die Ablagerungen sind durch mäandrierende und verflochtene Flüsse entstanden (BOERSMA et al. 1981, GROSS 1986).

Nur bereichsweise sind die jüngeren Schichten der Kieseloolith-Formation aufgeschlossen (Rotton-Schichten (Hor. 9A – 9C) und Reuver-Schichten (Hor. 10 und 11).

Paläontologische Bodendenkmalpflege im Tagebau Garzweiler

Beim Abbau werden immer wieder paläontologisch hoffige Horizonte angeschnitten, die überwiegend reiche Makroflora liefern. Bei regelmäßigen Befahrungen solcher Horizonte wird ausreichend Material geborgen und langfristig eingelagert, selbst wenn kurzfristig keine wissenschaftliche Bearbeitung möglich ist.

Die riesigen Abbaufelder ermöglichen auch Funde, die in kleineren Aufschlüssen üblicherweise nicht entdeckt werden können. Holzstämmen kommen regelmäßig in den Flözen und Sanden vor, sie erreichen aber nur selten eine Länge von deutlich über 2 m. Spektakulär war daher der Fund eines riesigen Baumstamms, der im April 2011 gelang (Abb. 5). Der Baumstamm war durch einen Schaufelradbagger freigeschnitten worden und



Abb. 5:

Baumstamm (Taxodioxydon germanicum) aus dem Tagebau Garzweiler: a) Fundsituation des Baumstamms, b) geborgener Baumstamm auf der 5. Sohle, c) nach Dreiteilung des Stammes Verladung der mit Spanngurten stabilisierten Stücke, d) Zuschneiden von Scheiben im Sägewerk (aus LIEVEN & HARTKOPF-FRÖDER 2012; Fotos ULI LIEVEN, RWE Power AG) weitere Informationen zu dem Fund s. http://www.geo-lieven.com/garz_geo_info/8/8ggi.htm

lag nur etwa 2 m unterhalb von Flöz Frimmersdorf in hellen, marinen Sanden. Mit einer Länge von 9,50 m, einem Durchmesser von 0,8 m und einem geschätzten Gewicht von ca. 4,5 t ist er der größte bisher dokumentierte Baumstamm aus dem Rheinischen Braunkohlerevier (LIEVEN & HARTKOPF-FRÖDER 2012, mit detaillierten Angaben zur Bergung und Präparation des Stammes). Der aufmerksamen Beobachtung durch Tagebau-Mitarbeiter und der großzügigen Unterstützung der RWE Power AG ist es zu verdanken, dass das einmalige Objekt gesichert werden konnte.

Paläontologisch interessant sind fluviatile Abfolgen, in denen lokal Holzreste zusammen mit Früchten und Samen angereichert sein können. Typisch für solche Konzentrationen ist, dass nur widerstandsfähige, holzige Reste vorkommen; Blätter, Blüten und andere fragile Pflanzenteile, die einen weiten Transport nicht überstehen, fehlen dagegen. Wichtige, zum Teil noch reichere Karpofloren-Konzentrationen dieses Typs kommen in den Inden-Schichten in den Horizonten 7E und 7F sowie in den Rotton-Schichten (Horizonte 9A und 9B) der Tagebaue Inden und Hambach vor (GEE 2005). Eine reiche Flora, überwiegend Blätter, wurde im Laufe der letzten Jahre aus dem pliozänen Reuerton aufgesammelt (Abb. 6, 7).

Aus den Braunkohlenflözen wurden in den letzten Jahren neben Palmenresten (Abb. 8) immer wieder Holzkohlestücke (Fusit) geborgen, die Waldbrände in den Braunkohlensumpfmooeren belegen. Teilweise sind zahlreiche Holzkohlestücke in dünnen Lagen im Flöz angereichert. Auch wenn diese Lagen über mehrere Meter zu verfolgen sind, scheinen die Holzkohlen nicht autochthon zu sein. Holzkohlen sind unter paläobotanischen Gesichtspunkten aus zwei Gründen von Interesse. Die Feinstrukturen sind fast immer exzellent erhalten, sodass anatomische Details schnell und einfach mit dem SEM studiert werden können. Da außerdem die Reflexion im polierten Anschliff abhängig von der Waldbrandtemperatur ist, ermöglichen Holzkohlen detaillierte feuerökologische Rückschlüsse.

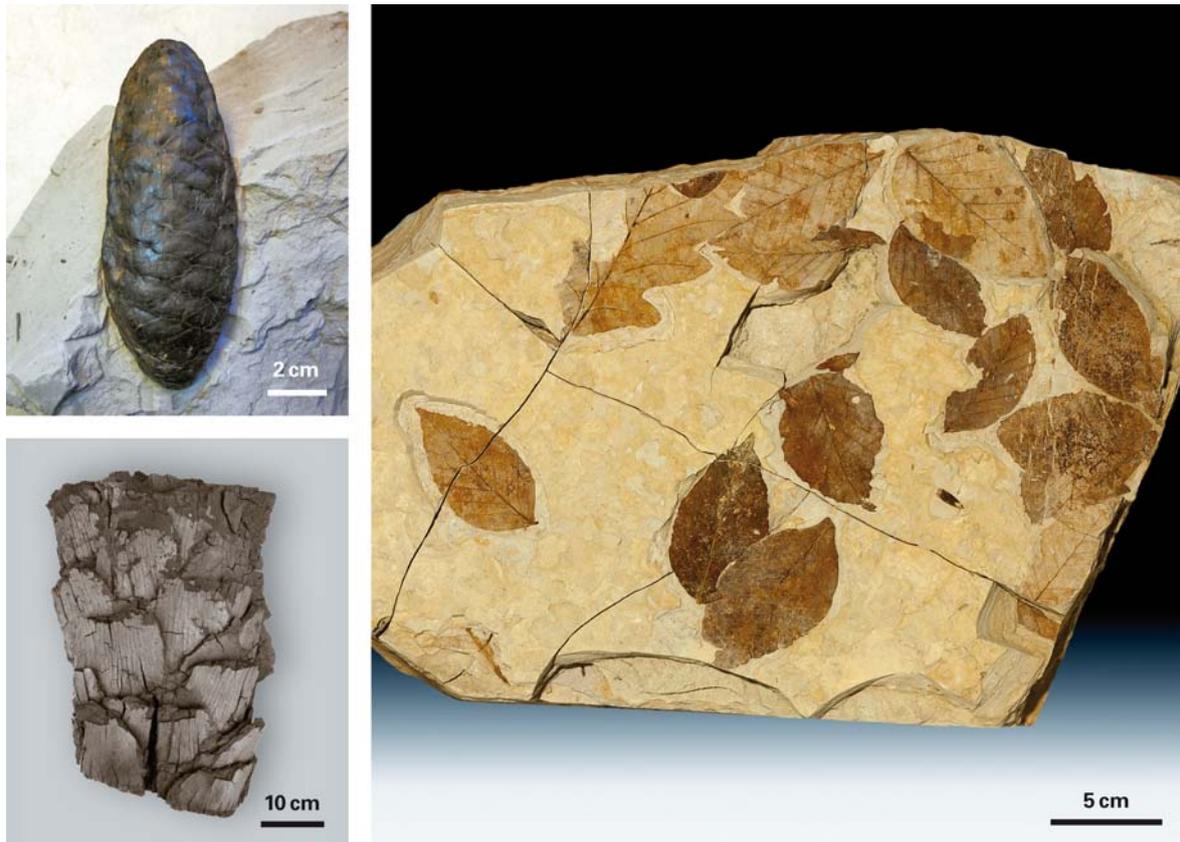


Abb. 6: links *Picea latisquamosa* aus dem pliozänen Reuerton, Braunkohlentagebau Garzweiler, 1. Sohle (Sammlung MICHAEL THOLEN, Geilenkirchen; Foto ULI LIEVEN, RWE Power AG); Abb. 7 rechts: Blattfloren (*Fagus haidingeri*, Buche, und *Quercus roburoides*, Eiche) aus dem pliozänen Reuerton, Braunkohlentagebau Garzweiler, 1. Sohle. Die artenreiche Flora wurde vermutlich in einem Altwasserarm abgelagert. (Sammlung ULI LIEVEN, RWE Power AG; Foto Georg OLESCHINSKI, Steinmann-Institut für Geologie, Mineralogie und Paläontologie der Universität Bonn); Abb. 8 unten links: Palmenrest, basale Blattscheiden (*Palmoxyton bacillare*), Braunkohlentagebau Garzweiler, Flöz Frimmersdorf, Mai 2011 (Sammlung und Foto ULI LIEVEN, RWE Power AG)

Tongrube Witterschlick Lage: Bei R²⁵ 71 200, H⁵⁶ 16 900 (UTM East 32359400 UTM North 5616700)
(Zentralkoordinaten), TK 25: Blatt 5308 Bonn-Bad Godesberg
Tektonische Einheit: Kölner Scholle
Aufgeschlossene Schichtfolge: Quartäre Hauptterrassen, Köln-Formation
(Horizont 1, Horizont 3)

Die Tongrube Witterschlick ist geologisch wenig erforscht, sie bietet einen guten Einblick in die Schichtfolge der Köln-Formation in der südlichen Kölner Scholle. Aufgeschlossen sind die oberoligozänen Tone des Horizontes 3 und des Horizontes 1 der Köln-Formation (s. Abb. 10). Damit schließt die Schichtfolge an die liegenden Schichten im Tagebau Garzweiler an. Im tiefsten Teil des Aufschlusses ist die Braunkohle des Horizontes 1 aufgeschlossen, das Flöz Weiden. Wenige 100 m nach Westen liegen die Quarzwerke Witterschlick auf der Erft-Scholle. Dort werden pliozäne Quarzkiese der Kieseloolith-Formation abgebaut. Der dazwischen liegende Kottenforst-Sprung versetzt den in der Tongrube Witterschlick aufgeschlossenen Horizont 1 der Köln-Formation und die Tertiär-Basis um über 150 m nach unten.

Abgebaut wird in der Tongrube Witterschlick ein sehr hochwertiger Feuerfestton mit der Bezeichnung „Witterschlick Blau“. Dabei handelt es sich um einen fetten blaugrauen Ton des Horizontes 1 direkt über Flöz Weiden.

Quarzwerke Witterschlick Lage: Bei R²⁵ 70 900, H⁵⁶ 16 800 (UTM East 32358900 UTM North 5615500)
(Zentralkoordinaten), TK 25: Blatt 5308 Bonn-Bad Godesberg
Tektonische Einheit: Erft-Scholle
Aufgeschlossene Schichtfolge: Quartäre Hauptterrassen (Ältere und Jüngere Hauptterrasse, Tegelenton), Rotton-Sand (Horizont 9B, Pliozän), Unterer Rotton (Horizont 9A, Pliozän); Hauptkies-Schichten (Horizont 8, Miozän)

Die Quarzwerke Witterschlick befinden sich wenige 100 m östlich der Tongrube Witterschlick und liegen nicht mehr auf der Kölner Scholle, sondern schon auf der Erft-Scholle. Dazwischen verläuft der Kottenforst-Sprung mit Verwurfhöhen an der Tertiär-Basis von über 150 m, die Quartär-Basis wird um ca. 14 m nach unten versetzt.

Im Norden der Quarzwerke werden die Kiese und Sande der Älteren und Jüngeren Hauptterrasse trocken abge-

Abb. 10:

Abbauwand der Tongrube Witterschlick mit den Horizonten 3 und 1 der Köln-Formation



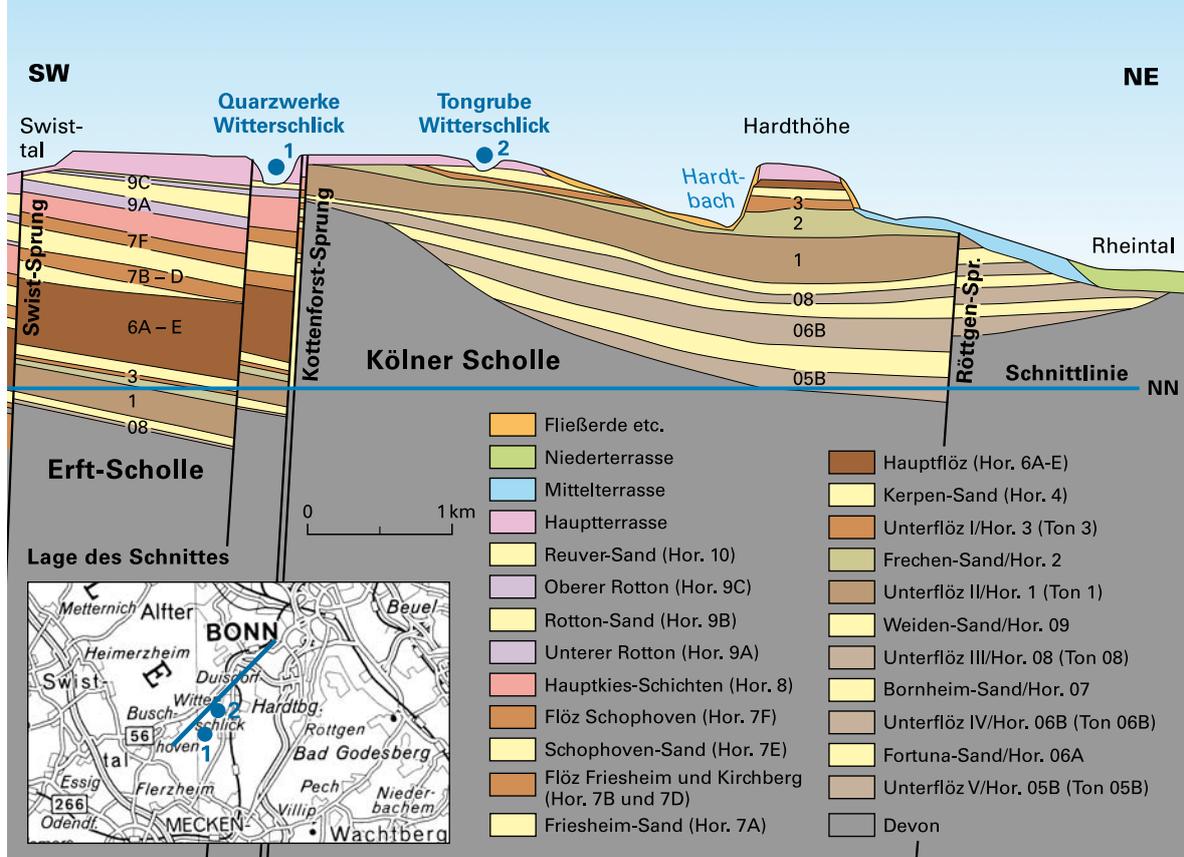


Abb. 9:
Geologischer Schnitt durch die Quarzwerke Witterschlick und die Tongrube Witterschlick

baut, der trennende Tegelen-Ton (Hor. 13) ist teilweise reliktsch an der Basis der Jüngeren Hauptterrasse erhalten geblieben. Noch an der Abbauwand (über dem Seespiegel, s. Abb. 11) lassen sich die weißen Sande des Horizontes 9B erkennen, darunter folgt der wenige Meter mächtige Untere Rotton (Hor. 9A). Die darunter folgenden Hauptkies-Schichten werden mit Schwimmbaggern abgebaut und liefern einen hochreinen Quarzkies, der überwiegend als Filterkies Verwendung findet.

Abb. 11:
Nördliche Abbauwand der Quarzwerke Witterschlick mit der Älteren und Jüngeren Hauptterrasse, dem Rotton-Sand (Hor. 9B), dem Unteren Rotton (Hor. 9A) und den Hauptkies-Schichten (Hor. 8)



Tongrube Adendorf

Lage: Bei R ²⁵ 75 050, H ⁵⁶ 08 550 (UTM East 32362700 UTM North 5608000),
TK 25: Blatt 5308 Bonn-Bad Godesberg

Tektonische Einheit: Erft-Scholle

Aufgeschlossene Schichtfolge: Quartäre Hauptterrassen, Ville-Formation

Die Tongrube Adendorf bildet den südlichsten Aufschluss tertiärer Schichten innerhalb der Erft-Scholle (s. Abb. 12). Nach bisherigen Erkenntnissen aus den Grundwassermodellen der Erft-Scholle sind dort die Inden- und die Ville-Formation aufgeschlossen, die direkt auf tiefgründig verwittertem Unterdevon aufliegen. Paläontologische Befunde deuten aber auf ein mittelmiozänes Alter hin (WITTKÉ & ASHRAF 1987). Daher ist es wahrscheinlich, dass es sich ausschließlich um die Ville-Formation handelt. Die Schichtfolge stellt damit ein landnahes Äquivalent der Flöze, wie sie im Tagebau Garzweiler aufgeschlossen sind, dar.

Zurzeit sind in der Grube Adendorf überwiegend hellgraue schluffige Sande bis Tone aufgeschlossen, die verwittertem Devon aufliegen. Nach einer von TEICHMÜLLER & ASHRAF (1987) beschriebenen Bohrung beträgt die Tertiär-Mächtigkeit ca. 46 m. Generell ist zum Hangenden hin eine Kornvergrößerung festzustellen. In der unteren Hälfte des Aufschlusses fallen zwei ca. 30 cm mächtige Braunkohlenhorizonte auf, die durch den gesamten Aufschluss zu verfolgen sind. Eingeschaltet sind gelegentlich auch dünne, dunkelgraue, C_{org}-reiche Lagen. In der oberen Hälfte kommen gelegentlich auch Kieseinschaltungen vor.

Sedimentologisch wurde der Aufschluss zuletzt durch WINTERSCHIED (1990) bearbeitet. Die damaligen Aufschlussverhältnisse waren deutlich besser. Ein im Liegenden der zurzeit anstehenden Abfolge vorkommendes, 1,7 m mächtiges Braunkohlenflöz liegt jetzt unterhalb des Wasserspiegels des Klärteiches. Außerdem beschreibt WINTERSCHIED (1990) zahlreiche Rinnensysteme mit ausgeprägten Erosionsdiskordanzen sowie lagen- und linsenförmige Konzentrationen von Pflanzenresten, darunter auch Samen, Früchte, Blätter und Koniferenzapfen. Diese Ablagerungen werden als Spülsäume im Bereich mäandrierender Flüsse interpretiert (WINTERSCHIED 1990: 51, 170).

Die reiche Makroflora aus der Tongrube Adendorf wurde insbesondere von GOSSMANN (1989) und WINTERSCHIED (1990) bearbeitet; ca. 80 Arten konnten nachgewiesen werden (GEE & GOSSMANN 2007). Die Pflanzen lassen sich dabei einem artenreichen Lorbeer-Mischwald zuordnen, während auf Sandbänken Kiefern und Lorbeerwaldelemente wesentlich artenärmere Bestände bildeten (GEE & GOSSMANN 2007). Der größte Teil der Funde stammt aus den als Spülsäume gedeuteten Anreicherungen. Hier kommen Holzstämmen mit bis zu einigen Metern Länge vor sowie die Zapfen, Früchte und Samen. Sehr häufige Elemente sind *Pinus* sp. (*Pinaceae* = Kieferngewächse), *Trigonobalanopsis exacantha* (*Fagaceae* = Buchengewächse), *Tectocarya lusatica*, *Mastixia* spp. (beide *Mastixiaceae*), *Leucothoe narbonnensis* (*Ericaceae* = Heidekrautgewächse), *Sphenotheca incurva* und *Symplocos* spp. (beide *Symplocaceae*). Die Flora aus den grobklastischen Rinnen ist dagegen sehr viel artenärmer und besteht aus größeren Resten (*Pinus*-Zapfen und *Mastixiaceen*). Auch aus den beiden Braunkohlenflözen konnte eine artenarme Flora gewonnen werden, in der *Carpolithus hafniensis* am häufigsten ist (*Carpolithus* ist eine Sammelgattung für systematisch nicht zuzuordnende Früchte oder Samen). Die Art kommt im Rheinland häufig in Braunkohlenflözen oder stark kohligem Sedimenten vor und gilt als typisch für Torfmoor- und Sumpfbiotope. Aufgrund der Häufigkeit von *Mastixiaceen* und *Symplocaceen* wird die Adendorfer Makroflora als jüngere *Mastixiaceen*-Flora miozänen Alters klassifiziert (alle Angaben aus WINTERSCHIED 1990; für einige repräsentative paläobotanische Funde aus der Tongrube Adendorf siehe Abbildungen 13 – 15).

Palynologische Bearbeitungen des Adendorfer Profils stammen von SCHÜNEMANN (1958), VON DER BRELIE (1968) und WITTKÉ & ASHRAF (1987). Zurzeit wird das gesamte Profil hochauflösend durch V. L. NITZ (Westfälische Wilhelms-Universität Münster) im Rahmen einer MSc-Arbeit untersucht. Im Vordergrund steht eine paläoökologische Analyse, basierend auf palynologischen Daten. Ein kleiner Abschnitt des Profils wurde bereits von NITZ (2012) bearbeitet. Im Rahmen der Arbeiten zur paläontologischen Bodendenkmalpflege wird die Grube Adendorf aufgrund ihrer paläobotanischen Bedeutung regelmäßig besucht und beprobt.

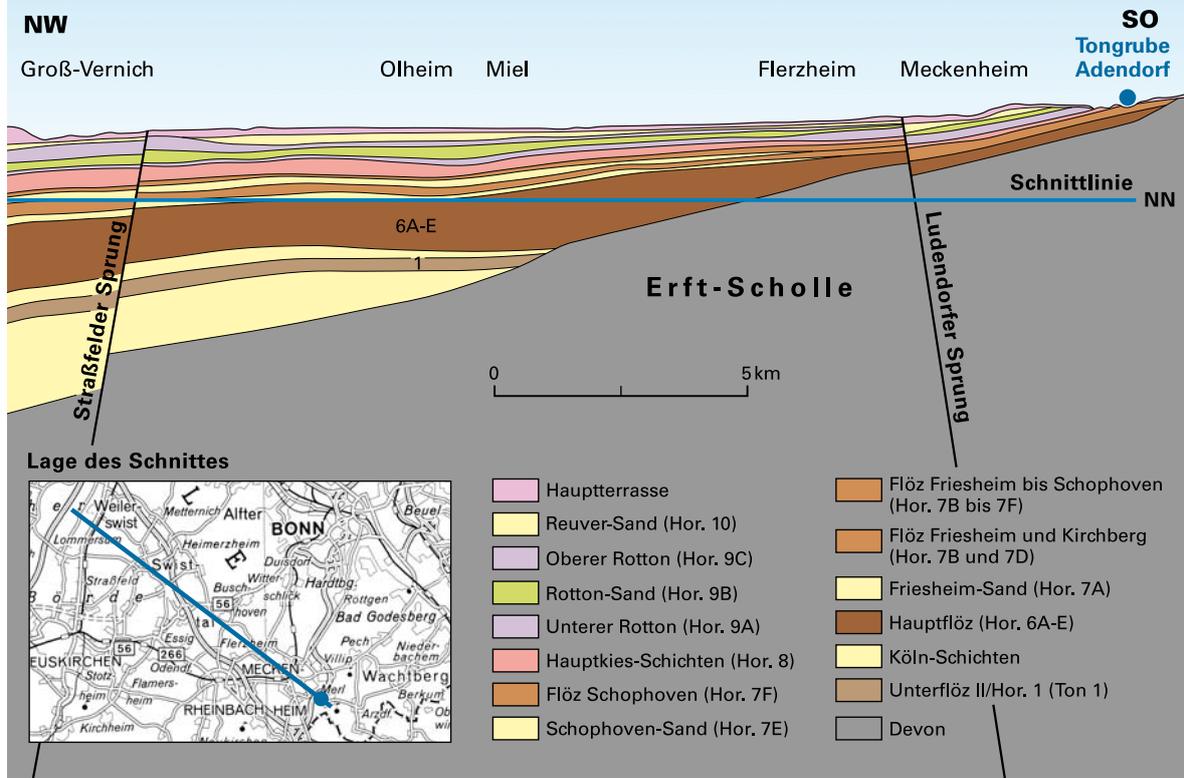


Abb. 12: Geologischer Längsschnitt durch die südliche Erft-Scholle und die Tongrube Adendorf



Abb. 13 oben: *Cathaya bergeri*, Tongrube Adendorf. Von dieser Koniferengattung leben heute noch etwa 2000 Bäume in Gebirgsregionen Chinas. Sammlung ROLF GOSSMANN, Bonn; Foto GEORG OLESCHINSKI, Steinmann-Institut für Geologie, Mineralogie und Paläontologie der Universität Bonn; Abb. 14 rechts: Palmholz (*Palmoxylon bacillare*) aus einem Braunkohlenhorizont der Tongrube Adendorf. Sammlung und Foto ULI LIEVEN, Bedburg; Abb. 15 unten: *Mastixia div. sp.*, Steinkerne, Tongrube Adendorf. Die Gattung kommt heute noch in malaiischen Bergwäldern vor. Sammlung ROLF GOSSMANN, Bonn; Foto GEORG OLESCHINSKI, Steinmann-Institut für Geologie, Mineralogie und Paläontologie der Universität Bonn

Literatur

- BOERSMA, J. R.; GELDER, A.; GROOT, T.; PUIGDEFABREGAS, C. (1981): Formen fluvialer Sedimentation in neogenen und jüngerer Ablagerungen im Braunkohlentagebau Frechen (Niederrheinische Bucht). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **29**: 275 – 307, 10 Abb., 7 Taf.; Krefeld.
- BRELIE, G. VON DER (1968): Mikroflora aus der Tongrube Adendorf (Miozän, Rheinland). – Z. dt. geol. Ges., **118**: 186 – 191, 1 Tab.; Hannover.
- BURGH, J. VAN DER (2012): Leaves of Lauraceae in the Inden series (Miocene) from the Lower Rhenish basin, Germany (open pits Hambach and Frechen). – Documenta naturae, **189**: 1 – 19, 4 Taf.; München.
- DALSÄTT, J.; MÖRS, T.; ERICSON, P. G. P. (2006): Fossil birds from the Miocene and Pliocene of Hambach (NW Germany). – Palaeontographica, **A 277**: 113 – 121, 1 Taf.; Stuttgart.
- GEE, C. T. (2005): The genesis of mass carpological deposits (bedload carpodeposits) in the Tertiary of the Lower Rhine Basin, Germany. – Palaios, **20**: 463 – 478, 6 Abb., 8 Tab.; Tulsa/Okla.
- GEE, C. T.; GOSSMANN, R. (2007): Die Tongrube Adendorf. – In: KOENIGSWALD, W. VON; SIMON, K. F. [Hrsg.]: Georallye – Spurensuche zur Erdgeschichte: 166 – 170; Bonn (Bouvier).
- GEE, C. T.; SANDER, P. M.; PETZELBERGER, B. E. M. (2003): A Miocene rodent nut cache in coastal dunes of the Lower Rhine Embayment, Germany. – Palaeontology, **46**: 1133 – 1149, 4 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; London.
- GOSSMANN, R. (1989): Tongrube Fischer bei Adendorf. – Arbeitskreis für Paläobotanik und Palynologie, Jahrestagung 1989 in Krefeld, **Exk. 2**, Tertiär der Niederrheinischen Bucht: 17 S., 11 Abb.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). – [als Mskr. gedr.]
- GOSSMANN, R.; GREGOR, H.-J.; LIEVEN, U. (2006): Die Niederrheinische Bucht und ihre Tertiärablagerungen (Braunkohlen, Kiese, Sande, Tone). – Documenta naturae, **SB 43**: 1 – 26, 2 Abb.; München.
- HARTKOPF-FRÖDER, C.; WEBER, H. M.; GERLACH, R. (2010) mit Beitr. von GOSNY, O.: Field trip E12: Field trip guide to sites of geological and palaeontological conservation in the Rhineland area, western Germany. – Schr.-R. dt. Ges. Geowiss., **66**: 212 – 225, 19 Abb.; Hannover.
- HARTKOPF-FRÖDER, C.; WEBER, H. M.; GERLACH, R. (2012): Paläontologie und paläontologische Bodendenkmalpflege im Rheinland – Ergebnisse und Perspektiven. – In: KUNOW, J. [Hrsg.]: 25 Jahre Archäologie im Rheinland 1987 – 2011: 306 – 311, 7 Abb.; Stuttgart (Theiss).
- KLOSTERMANN, J. (1992): Das Quartär der Niederrheinischen Bucht: Ablagerungen der letzten Eiszeit am Niederrhein. – 200 S., 30 Abb., 8 Tab., 2 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- LEHMANN, K.; SALAMON, M. (2012): Erdbeben und seismisch aktive Verwerfungen in der Niederrheinischen Bucht. – Glückauf: Bergbau und Energie, **36**: 4 – 15, 2 Abb., 1 Tab.; Alsdorf.
- LEHMANN, K.; KLOSTERMANN, J.; PELZING, R. (2001): Paleoseismological investigations at the Rurand Fault, Lower Rhine Embayment. – Netherl. J. Geosci. (Geol. en Mijnb.), **80** (3 – 4): 139 – 154; Dordrecht.
- LIEVEN, U. (2005): *Ophiomorpha* im Miozän der Niederrheinischen Bucht. – Fossilien, **2005** (2): 110 – 115, 7 Abb.; Wiebelsheim.
- LIEVEN, U.; GREGOR, H.-J.; PINGEN, M.; LIEVEN, L. (2012): Neufunde fossiler Pflanzen aus der Hauptflözgruppe der Niederrheinischen Braunkohle (mittl. Miozän) im Tagebau Garzweiler (RWE Power AG). – Documenta naturae, **190**: 1 – 47, 4 Abb., 7 Tab., 6 Taf.; München.

- LIEVEN, U.; HARTKOPF-FRÖDER, C. (2012): Mammutbaum und Kegelquarzite: neue Großfunde im Tagebau Garzweiler. – In: KUNOW, J. [Hrsg.]: 25 Jahre Archäologie im Rheinland 1987 – 2011: 44 – 46, 2 Abb.; Stuttgart (Theiss).
- LIEVEN, U.; GREGOR, H.-J. PINGEN, M. SCHMITT, H. (2013): Die jungtertiäre Otzenrath-Flora (Blätter, Früchte und Samen) aus dem Tagebau Garzweiler der RWE Power AG. – *Documenta naturae*, **194**: 107 S., 7 Abb., 12 Tab., 20 Taf.; München.
- MÖRS, T. (2002): Biostratigraphy and paleoecology of continental Tertiary vertebrate faunas in the Lower Rhine Embayment (NW-Germany). – *Netherl. J. Geosci. (Geol. en Mijnb.)*, **81**: 177 – 183, 1 Abb.; Dordrecht.
- NITZ, V. L. (2012): Palynology and stratigraphy of a profile in the Miocene of the clay open-cast mine Adendorf, Germany. – BSc-Arbeit Westfälische Wilhelms-Universität Münster: 47 S., 4 Abb., 3 Tab., 5 Taf.; Münster/Westf.
- PELZING, R. (1992): Das Erdbeben von Roermond, 13. April 1992. – 16 S.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- REINECKE, T.; HOCHT, F. VON DER; GÜRS, K. (2008): Die Elasmobranchier des Vierlandiums, Unteres Miozän, im Nordwestdeutschen Becken aus Bohrungen und glaziofluviatilen Geröllen („Holsteiner Gestein“) der Vierlande-Feinsande (Holstein) und der Kakert-Schichten (Niederrhein). – *Palaeontos*, **14**: 1 – 54, 7 Abb., 4 Tab., 8 Taf.; Antwerpen.
- SCHLICKUM, W. R.; STRAUCH, F. (1979): Die Land- und Süßwassermollusken der pliozänen Deckschichten der rheinischen Braunkohle. – *Abh. Senckenb. naturforsch. Ges.*, **536**: 144 S., 1 Tab., 11 Taf.; Frankfurt/M.
- SCHNEIDER, H.; THIELE, S. (1965): Geohydrologie des Erftgebietes. Düsseldorf: Ministerium für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten. – 185 S., 75 Abb., 2 Taf.; Düsseldorf.
- SCHÜNEMANN, H. W. (1958): Zur Stratigraphie und Tektonik des Tertiärs und Altpleistozäns am Südrand der Niederrheinischen Bucht. – *Fortschr. Geol. Rheinld. Westf.*, **2**: 457 – 472, 9 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- SCHWARZ, J.; MÖRS, T. (2000): Charophyten aus dem oberpliozänen Reuverton des Braunkohlen-Tagebaus Hambach (Niederrheinische Bucht, Deutschland). – *N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh.*, **215**: 297 – 319, 6 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- SCHWARZHANS, W. (2010): The otoliths from the Miocene of the North Sea Basin. – VIII + 352 S., 23 Abb., 4 Tab., 120 Taf.; Leiden (Backhuys).
- TEICHMÜLLER, R.; ASHAUER, W. (1968): Exkursionen am 18. und 21. Mai 1966, **Exk. D.** Tonlagerstätten am Südrand der Niederrheinischen Bucht. – *Z. dt. geol. Ges.*, **118**: 8 – 13, 3 Abb.; Hannover.
- VIEHOFEN, A. (1997): Die oberoligozäne Fauna aus der Grabung Erkrath-Pimpelsberg. – *Decheniana*, **150**: 373 – 416, 4 Abb., 1 Tab., 4 Taf.; Bonn.
- WIENRICH, G.; JAGD, J.; JANSSEN, R. (2012): Die Fauna des marinen Miozäns von Kevelaer (Niederrhein): **6.** Arthropoda, Echinodermata, Planta, Ichnofossilia, Indet, Stratigraphie: S. 1231 – 1344; Leiden u. a.
- WINTERSCHIED, H. (1990): Geologie der Umgebung von Adendorf/Rheinland und die allochthone Miozän-Flora aus der Tongrube „Fischer“. – *Dipl.-Arb. Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn*: 205 S., 37 Abb., 4 Tab., 11 Taf., 4 Anl.; Bonn.
- WITTKER, H. W.; ASHRAF, A. R. (1987): Schichtenfolge, Sedimentanalyse und Palynoflora im Miozän des Tontagebaus Fischer, Adendorf (Bl. 5308 – Bad Godesberg). – *Abh. Akad. Wiss. Lit., math.-naturwiss. Kl.*, **1987** (2): 27 S., 2 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Mainz.

Exkursionen

Exkursion B

Quartär am Niederrhein

Die pleistozäne Landschaftsentwicklung am Niederrhein – Einblicke in die Vergangenheit einer Eiszeitlandschaft

KLAUS SKUPIN, GEORG SCHOLLMAYER, JANINE MEINSEN

Geologie

Halt 1: Abgrabung Scholten – Bönninghardt-Sander im Vorfeld des Sonsbecker Lobus

Halt 2: Abgrabung Look – Louisendorf- und Moyland-Staffel am Nordostrand des Reichswald-Sanders

Halt 3: Abgrabung Schmitz – Reichswald-Sander, Pfalzdorf

Geologie und Lagerstätten

Halt 4: Lehrpfad und Findlingsweg Sonsbeck – geologische Landschaftsentwicklung am linken Niederrhein

Mittagspause

Halt 5: Kieswerk Hülskens, Wesel-Ginderich

Archäologie

Halt 6: Archäologischer Park und RömerMuseum Xanten

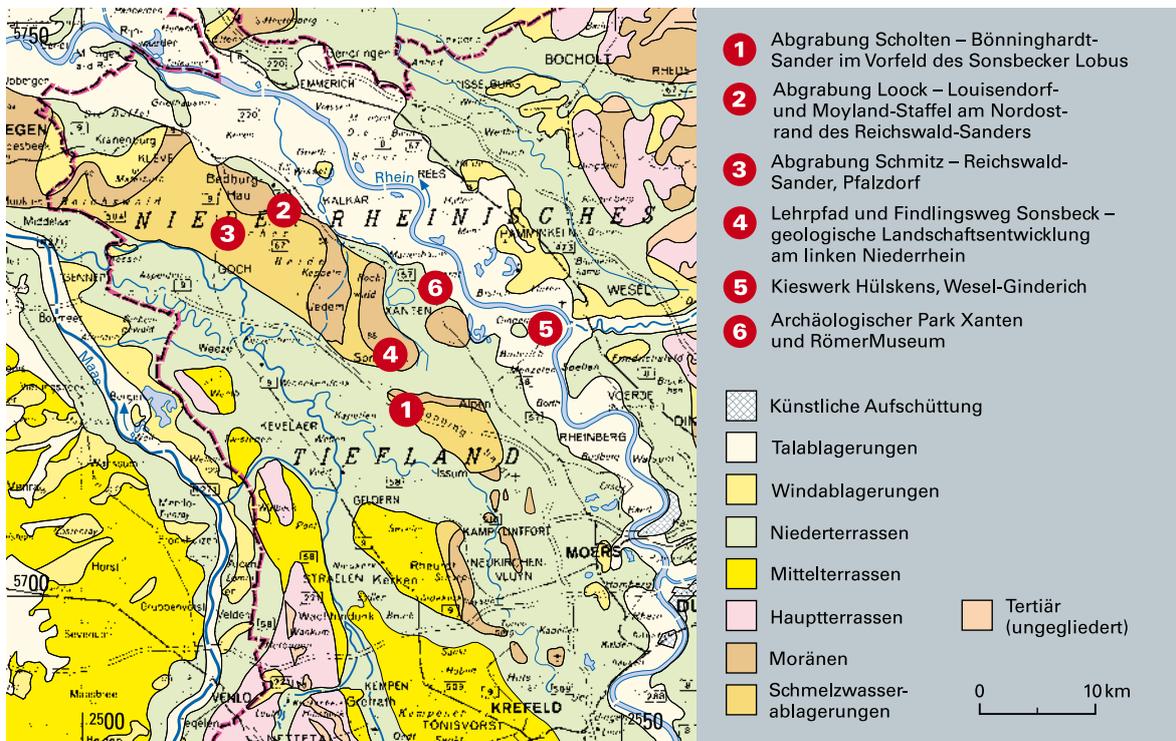


Abb. 1: Geologische Karte mit der Lage der Haltepunkte (vgl. JANSEN et al. 2008: Abb. 1)

Geologie

Halt 1: **Abgrabung Scholten, Bönninghardt** (GK 25: Blatt 4404 Issum; R²⁵ 28 600, H⁵⁷ 16 800);

(K. SKUPIN, Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen)

Die Sandgrube Scholten befindet sich im Nordostteil der Bönninghardt, einer im Untergrund überwiegend aus schräg- und horizontal geschichteten sandigen und kiesigen Sedimenten zusammengesetzten Sander-schüttung (= Bönninghardt-Sander) am Rande des saalezeitlichen Inlandeises. Eine Besonderheit stellt dabei die im Hangenden des Sanders vorhandene Abfolge aus Grund- und Fließmoräne im Vorfeld des Sonsbecker Lobus dar. Bei dem basalen Sander handelt es sich um mittel- bis feinkörnige Sande und Kiese, die im obersten Abschnitt aus gröberen Ablagerungen mit einzelnen nordischen Blöcken und Steinen bestehen. Die darüber folgende 1,5 – 2 m mächtige Grundmoräne ist stark lokal geprägt und besteht aus gelben bis rostfarbenen, schwach grobsandigen, schwach schluffigen bis schluffigen Fein- und Mittelsanden, in denen größere Blöcke aus Granit und Gneis anzutreffen sind. Charakteristisch für die Moräne sind zahlreiche Kryoturbationsstrukturen. Den Abschluss nach oben bilden 0,2 – 0,4 m mächtige hellgraue bis rötlich graue, schwach grobsandige Sande und Kiese mit zahlreichen Quarzen und Lyditen einer Fließmoräne, die von einzelnen Frosttaschen und Frostspalten durchsetzt ist.

Leitgeschiebeuntersuchungen nach den Methoden HESEMANN*) (1930) und ZANDSTRA**) ergaben folgendes Ergebnis:

1. Fließmoräne: HZ = 2260, KL = 17

2. Grundmoräne: HZ = 3160, KL = 27

Danach handelt es sich in Korrelation zu den Ergebnissen in den Niederlanden und im Münsterland zuunterst um die Hinterlassenschaften des ersten Eisvorstoßes (= Heerenveen-Moränengruppe, älterer Teil). Das Gleiche gilt im Großen und Ganzen auch für die Leitgeschiebeführung der auflagernden Fließmoräne. Allerdings ist dort der Anteil von Geschieben aus dem östlichen Mittelschweden leicht erhöht, was auf eine Subphase des ersten småländischen Eisvorstoßes (= Heerenveen-Moränengruppe, jüngerer Teil) hinweist (s. Halt 2).

Halt 2: **Abgrabung Loock, Louisendorf** (TK 25: Blatt 4203 Kalkar; R²⁵ 15 375, H⁵⁷ 34 200);

(K. SKUPIN, Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen,

J. MEINSEN, Landesamt für Bergbau, Energie u. Geologie Niedersachsen)

Das Gebiet des Reichswald-Sanders westlich von Kalkar wird von ausgedehnten Sanderterrassen eingenommen. Sie sind von den Stauchwallbildungen der Moyland- und Louisendorf-Staffel abzuleiten, die beim Vorstoß des ersten fröhndrenthezeitlichen Inlandeises gebildet wurden. Zwei mehr oder weniger vollständig entwickelte glaziäre Serien und Zyklen im Zuge der Louisendorf- (Louisendorf-Staffel I u. II) und der Moyland-Staffel (Moyland-Staffel I u. II) lassen dabei erkennen, dass das Eis kurzfristig zurückschmolz und wieder vorstieß.

In dem vorliegenden, ca. 4 – 5 m tiefen Aufschluss sind von der insgesamt 7 – 8 m mächtigen Schichtenfolge nur die hangenden Sedimente der Moyland-Staffel aufgeschlossen. Sie bestehen zuunterst aus einem ca. 0,6 m mächtigen Paket aus schwach tonigem Schluff, der Moräne der Moylandstaffel I. Über dieser unteren „grauen“ Moräne folgt ein Sand-Kiespaket (= Sander II) mit mehreren 5 – 7 cm dicken Lagen aus rötlich grauem Schluff, die von der Moyland-Staffel II abzuleiten sind. Die Mächtigkeit des Sand-Kies-Paketes nimmt nach Süden rasch zu und ist dort rinnenförmig in den Sander I eingetieft. Nach der Leitgeschiebeführung sind die Sedimente vom ersten fröhndrenthezeitlichen Eisvorstoß mit einer südschwedischen Geschiebevormacht (Småland) (= Heerenveen-Moränengruppe, älterer Teil) abzuleiten.

Der oberste Abschnitt der Schichtenfolge wird wiederum von einem 0,4 m mächtigen Moränenpaket aus rötlich grauem bis braunrotem schluffig-tonigem Sand beziehungsweise sandig-tonigem Schluff mit einem geringen Anteil an Fein-, Mittel- und Grobkies (z.T. Flint oder nordisches Kristallin) eingenommen. Diese rote Moräne ist der Moyland-Staffel II zuzuordnen und wurde nachfolgend durch periglaziale Vorgänge der ausgehenden Saale-Zeit beziehungsweise der Weichsel-Kaltzeit stark kryoturbat überprägt. Geschiebekundlich ist sie gegenüber der unteren grauen Moräne durch einen erhöhten Anteil kristalliner Leitgeschiebe aus dem östlichen Mittelschweden und dem Ostseegebiet (Dalarna) geprägt und ist als Nachphase des ersten fröhndrenthezeitlichen Eisvorstoßes aufzufassen. Entsprechend dem Vorkommen einer fröhndrenthezeitlichen roten Moräne bei Bronkhorst im Raum Nimwegen wird sie als Nijmegen-Moränentyp bezeichnet. Die rote Färbung ist wahrscheinlich auf den erhöhten Anteil an paläozoischen Sandsteinen (Dala-Sandstein) und Kalken zurückzuführen.

Halt 3: **Abgrabung Schmitz, Pfalzdorf** (TK 25: Blatt 4203 Kalkar; R²⁵ 12 630, H⁵⁷ 31 350)

(J. MEINSEN, Landesamt für Bergbau, Energie u. Geologie Niedersachsen)

Die Abgrabung Schmitz befindet sich, wie die Abgrabung Look, im Gebiet des Reichswald-Sanders, ca. 8 km südwestlich von Kalkar. Dort sind von der ehemals 8 – 9 m hohen Aufschlusswand nur noch die untersten 5 m aufgeschlossen. Die glazifluviatilen und glazilakustrinen Ablagerungen bestehen in ihrem basalen Teil aus Feinsand, schluffigem Feinsand und Schluff, in denen charakteristische Sedimentstrukturen wie Kletterrippeln und Entwässerungsstrukturen zu beobachten sind. Darüber folgt bis zur Oberkante des Aufschlusses eine Einheit von horizontal-laminiertem Feinsand und Schluff. Die eingemessenen Paläoströmungsrichtungen zeigen nach Westen beziehungsweise Nordwesten, was auf eine Strömung aus östlicher Richtung hindeutet. Die ehemals im Hangenden vorhandene, 3 – 4 m mächtige Überdeckung aus Kies und Sand ist nicht mehr erhalten. Nordisches Material wurde nicht beobachtet. Sedimente mit Kletterrippeln sind charakteristisch für Ablagerungen von abnehmenden, turbulenten Strömungen mit geringer Energie und hohen Sedimentationsraten (ASHLEY et al. 1982). Die Steigung der Rippeln ist abhängig vom Verhältnis der Suspensionsfracht zur Bodenfracht. Sie werden häufig in einem glazilakustrinen Milieu gebildet. Gleichzeitig deuten mächtige Ablagerungen mit Kletterrippeln auf Strömungen hin, die einen hydraulischen Sprung durchlaufen und so einen raschen Verlust der Transportkraft erlebt haben. In der Abgrabung Schmitz sind an der Basis subkritische (Typ-A) und am Top superkritische (Typ-B) Kletterrippeln erhalten, was auf steigende Suspensionsraten in der Strömung zurückzuführen ist. Eine weitere Besonderheit in der Abgrabung Schmitz ist das zahlreiche Auftreten von „Soft sediment deformation structures“. Diese Strukturen werden durch unterschiedliche Prozesse hervorgerufen, die zu Änderungen der Schichtlagerung kurz nach der Ablagerung führen. Die dominierenden Prozesse sind Verflüssigung („liquefaction“), Fluidisierung („fluidization“) und „loading“. Typische Strukturen im Aufschluss Schmitz sind Diapire („dykes“), Belastungsmarken („load casts“, „flame structures“) und Wickelstrukturen („convolute bedding“).

Geologie und Lagerstätten

Halt 4: **Lehrpfad und Findlingsweg Sonsbeck** – geologische Landschaftsentwicklung am linken Niederrhein, Sonsbeck am Fuße des Balbergs

(GK 25: Blatt 4304 Xanten; R²⁵ 26 300, H⁵⁷ 20 480)

(G. SCHOLLMAYER u. K. SKUPIN, Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen)

Station 1

Zwischen der Stadt Xanten, der römischen „Colonia Ulpia Traiana“ und dem Wallfahrtsort Kevelaer verläuft bei der Ortschaft Sonsbeck ein ca. 1,5 km langer geologischer Wanderweg. Er wurde am 2.10.1984 vom Heimat- und Verkehrsverein Sonsbeck in Zusammenarbeit mit dem Kommunalverband Ruhrgebiet und mit der Unterstützung des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen, Krefeld, sowie der Gemeinde Sonsbeck eröffnet. Er erschließt in sechs Stationen – Bild-/Text-Tafeln, Bohrprofile und typische Gesteine – die Erd- und Landschaftsgeschichte. Im Jahre 2012 wurde der Geopfad durch einen Findlingsweg ergänzt. Daran entlang sind eine Reihe von Kristallgesteinen aus Skandinavien (Gneise, Granite) sowie Driftblöcke aus Sedimentärgestein des Rheineinzugsgebietes (devonische Quarzite, Buntsandstein, tertiäre Braunkohlenquarzite) aufgestellt (SKUPIN 2012).

Station 2 (Paläozoikum – Mesozoikum)

Nach den bei Sonsbeck sowie im weiteren und näheren Umkreis niedergebrachten Bohrungen wird die Schichtenfolge im tieferen Untergrund von den Gesteinen des **Devons und Karbons** aus dem mittleren **Paläozoikum** (Erdaltertum; 417,5 – 296 Mio. J. v. h.) eingenommen. Sie sind Teil des variszischen Faltengebirges, das sich vom Sauerland über das Bergische Land und die Eifel bis zum Brabanter Massiv erstreckte. Zu dieser Zeit lag der Bereich der Niederrheinischen Bucht noch am Äquator und wurde durch ein feuchtheißes Klima bestimmt. Während der **Oberkarbon-Zeit** (ca. 320 – 296 Mio. J. v. h.) wich das Meer mehr und mehr zurück und im nördlichen Gebirgsvorland entwickelten sich ausgedehnte Waldmoore mit Schachtelhalmen, Schuppen- und Siegelbäumen, Baumfarnen und Bärlappgewächsen, die mächtige Torflager hinterließen, aus denen im Laufe der Erdgeschichte die Steinkohlenflöze des Ruhrgebietes hervorgingen. Die Steinkohlevorkommen des Karbons reichen vom Ruhrgebiet aus bis westlich des Rheins und bilden zusammen mit den Vorkommen des Ruhrgebiets das Niederrheinisch-Westfälische Steinkohlenrevier.

Mit Beginn des **Zechsteins** (258 – 251 Mio. J. v. h.) stieß das Meer erneut kurzfristig über die Weser-Ems-Senke bis in das Niederrheingebiet vor und bildete dort eine etwa 30 – 50 km breite Lagune (Niederrheinische Salzpflanne), in der es bei einem ariden Klima – die Niederrheinische Bucht lag damals im nördlichen Wüstengürtel – zur Ausscheidung von bis zu 200 m mächtigen chemischen Sedimenten (Karbonate, Anhydrite und Salze) kam. Letztere werden heute bei Borth östlich des Rheins in einer Tiefe von 700 – 800 m abgebaut. Neben dem untertägigen Abbau wird das Salz seit 1977 auch in Form von Sole gewonnen. Die dabei entstehenden Kavernen werden heute zur Speicherung von Erdgas genutzt.

Von den nachfolgenden Schichtgliedern **Trias, Jura** und **Kreide** des **Mesozoikums** (Erdmittelalter; 251 – 65 Mio. J. v. h.) sind am Niederrhein nur Reste in tiefer gelegenen Bereichen (in tektonischen Gräben wie Bislicher und Dinslake-ner Graben) erhalten. In den höher gelegenen Horstgebieten wurden sie weitgehend abgetragen.

Darüber wurden mit Beginn der **Erdneuzeit** die Schichten des **Tertiärs** (65 – 2,6 Mio. J. v. h.) abgelagert. Die Schichtenfolge des Tertiärs umfasst im vorliegenden Raum die Abschnitte Oligozän, Miozän und Pliozän und ist geprägt durch ein wiederholtes Vordringen und Zurückweichen der Nordsee in die Niederrheinische Bucht. Dementsprechend bestehen die Schichten aus einer Wechselfolge von marinen Sanden, Schluffen und Tonen, denen sich im Süden die küstennahen Deltaabsätze des Rheins anschließen. Dort existierten in der flachen, sumpfigen Landschaft tropische Urwälder, aus denen sich nach ihrem Absterben bis zu 100 m mächtige Torflager bildeten. Sie wurden nachfolgend unter der Auflast der darüber lagernden marinen und terrestrischen Sedimente von Rhein und Maas zu Braunkohle umgewandelt und werden heute in der südlichen Niederrheinischen Bucht zur Stromgewinnung abgebaut.

Stationen 3 und 4 (Quartär)

Im **Quartär** (2,6 Mio. Jahre – heute) setzte eine bedeutsame Klimaänderung ein. Die schon am Ende des Tertiärs sinkenden Temperaturen gingen weiter zurück und in Skandinavien bildeten sich in den Kaltzeiten mächtige Gletscher, die zum Teil weit nach Süden vordrangen. Während dem Drenthe-Stadium, der maximalen Vereisung der Saale-Kaltzeit (300 000 – 130 000 J. v. h.), der vorletzten Kaltzeit, stieß das Eis über die Ost- und Nordsee bis an den Niederrhein vor. Es dürfte dort noch eine Dicke von etwa 50 – 100 m gehabt haben und schob den sandigen und kiesigen Untergrund des Rheins an seinem Rande zu mächtigen Stauchwällen, den sogenannten Stauchendmoränen, auf. Diese lassen sich von Krefeld über Sonsbeck bis nach Nimwegen verfolgen und haben eine Länge von ca. 70 km. Außerhalb des Vereisungsgebietes werden die marinen Sedimente des Tertiärs von den jungpleistozänen Terrassen des Rheins überlagert. In diesen Ablagerungen sind vereinzelt große Granit- und Gneisblöcke (Findlinge) anzutreffen, die vom Eis aus Skandinavien mitgebracht und nachfolgend umgelagert wurden. Die Blöcke aus Sedimentgestein stammen aus dem Einzugsgebiet des Rheins und wurden, auf Eisschollen treibend, als sogenannte Driftblöcke bis an den Niederrhein transportiert.

Station 5 (Holozän)

Vor etwa 10 000 Jahren begann mit dem Holozän die heutige Warmzeit. Durch die Erwärmung des Klimas zogen sich die Gletscher der letzten Kaltzeit, der Weichsel-Kaltzeit, aus Norddeutschland zurück und leiteten damit eine grundlegende Veränderung der Flora und Fauna ein. Die Flüsse und Bäche veränderten ihr Abflussverhalten ebenfalls grundlegend. Bestand während der Kaltzeiten ein weit verzweigtes Wildwassersystem mit einzelnen sommerlichen Hochwasserspitzen, bildete sich während des Holozäns bei ansteigendem Meeresspiegel ein auf wenige Stromrinnen (Rhein, Maas) reduziertes Abflusssystem heraus, das die Landschaft in großen Windungen, sogenannten Mäandern, durchzieht und sich dabei kräftig in den Untergrund einschneidet. Durch diese Tätigkeit ist die Terrassenlandschaft im Niederrheinischen Tiefland in große und kleine Platten (Donken) mit dazwischen liegenden ehemaligen Abflusssrinnen (Altarme = Kendel) untergliedert.

Von den nicht energetischen Rohstoffen werden im Bereich Sonsbeck nur noch Sand und Kies des Bönninghardt-Sanders abgebaut. Die Gewinnung von Lehm und Ton für die Herstellung von Töpferwaren sowie die Gewinnung von Raseneisenerz sind nur noch von historischem Interesse.

Station 6

Untergrund und Rohstoffe im Raum Sonsbeck

Halt 5: **Kieswerk Hülskens, Wesel-Ginderich** (GK 25: Blatt 4305 Wesel; R²⁵ 39 550, H⁵⁷ 22 800);
(G. SCHOLLMAYER, Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen,
J. REICHELT, Kieswerk Hülskens)

Zwischen Xanten und Wesel hat der Rhein im Holozän eine 6 – 10 km breite Verebnungsfläche geschaffen, die meist zwischen + 18 und + 21 m NN liegt und 2 – 5 m in die Niederterrasse eingetieft ist. Im Bereich der Aue stehen bis zu 3 m mächtige Auenablagerungen an, unter denen bis zu 20 m mächtige Auenkiese vorhanden sind, die während der letzten 10 000 Jahre abgelagert wurden. Sie bestehen aus verschiedenen alten Auen- oder Reihenterrassen, hervorgerufen durch einen häufigen Wechsel zwischen Erosion und Akkumulation, wiederum verursacht durch eine ungleichmäßige Zunahme der Temperatur beziehungsweise einen Anstieg des Meeresspiegels. Mithilfe verschiedener Datierungsmethoden (Pollenanalyse, Dendrochronologie, ¹⁴C-Analyse, Archäologie, Bodenkunde, historische Karten) konnten auf den Blättern 4304 Xanten und 4305 Wesel der Geologischen Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000 sieben verschieden alte holozäne Terrassen ausgeschieden werden. Aus dem Altholozän (10 000 – 5 000 J. v. h.) stammen die Auenterrassen 1 und 2, aus dem Mittelholozän (5 000 – 2 000 J. v. h.) die Auenterrasse 3 und aus dem Jungholozän (2 000 J. v. h. bis heute) die Auenterrassen 4 – 7.

Die Genese warmzeitlicher Sedimentfolgen wird durch die seitliche Verlagerung der Hauptstromrinne verursacht. Im Bereich der eigentlichen Stromrinne werden grobe Sande und Kiese (Rinnensedimente) sedimentiert. Vom Rinnentiefsten aus in Richtung Gleithang nimmt die Strömungsgeschwindigkeit ab und es werden dort zunehmend sandige und feinkörnige Schluffe und Tone, die sogenannten Uferbanksedimente, abgelagert. Durch die seitliche Verlagerung der Stromrinne bedingt, lagern sich die gleichen Korngrößen dabei immer etwa im gleichen Höhengniveau ab. Eine Schichtsequenz beginnt somit an der Basis stets mit groben Sedimenten, die nach oben zu stetig feinkörniger werden. Die Schichtung wechselt von einer großbogigen Schrägschichtung zu einem schichtungslosen Schluff und Ton.

In diesen Ablagerungen sind vereinzelt große Granit- und Gneisblöcke (Findlinge) anzutreffen, die vom Eis aus Skandinavien mitgebracht und nachfolgend umgelagert wurden. Die Blöcke aus Sedimentgestein (Quarzit, Grauwacke-Sandstein, Sandstein) stammen aus dem Einzugsgebiet des Rheins (Hunsrück, Taunus, Siebengebirge) und wurden, auf Eisschollen treibend, als sogenannte Driftblöcke bis an den Niederrhein transportiert. Sie sind entlang des Findlingsweges Sonsbeck zu betrachten.

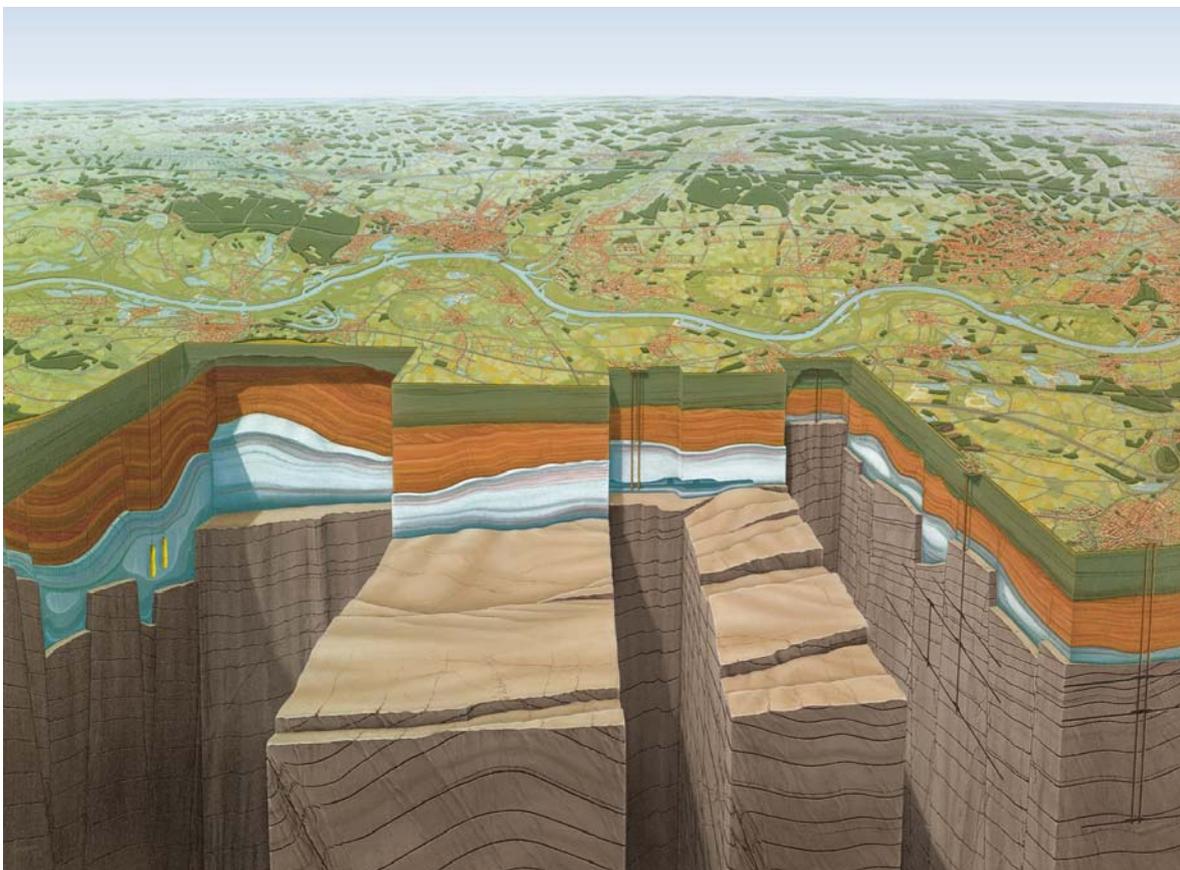


Abb. 2:

Poster des Geologischen Dienstes Nordrhein-Westfalen, geologischer Untergrund am Niederrhein bei Wesel

Archäologie

Halt 6: Archäologischer Park und RömerMuseum Xanten

Der Archäologische Park Xanten (APX) ist ein Freilichtmuseum mit auf Original-Fundamenten rekonstruierten römischen Bauten der **Colonia Ulpia Traiana** (s. Abb. 3). In den Park ist das LVR-RömerMuseum Xanten integriert. 1975 begonnen, wurde der südöstliche Teil des Parks (Bereich des Amphitheaters) am 8. Juni 1977 eröffnet. Die Erweiterung auf den gesamten Ostteil der Römischen Stadt erfolgte bei der Landesgartenschau 1980. Der Park steht unter der Trägerschaft des Landschaftsverbandes Rheinland und bietet neben rekonstruierten antiken Bauten auch ein Restaurant in der ebenfalls rekonstruierten Herberge und weite Grünflächen. Das dem Park angeschlossene LVR-RömerMuseum Xanten hieß bis 2006, als es sich noch in der Xantener Innenstadt befand, Regionalmuseum. Heute ist es in einem gläsernen Schutzbau untergebracht, der über den ausgegrabenen Fundamenten der großen Thermen errichtet wurde und die Dimensionen des Gebäudes nachahmt. Die Großen Thermen werden derzeit in den Park integriert. Die Bundesstraße B 57, die das Areal der Römerstadt etwa in der Mitte teilte und so die Thermen auf ihrer Westseite vom Archäologischen Park auf der Ostseite abschnitt, wurde verlegt. Die Erweiterung des Parks auf das komplette Areal der ehemaligen Colonia wird, ebenso wie der dafür erforderliche Rückbau der Straßen, bereits durchgeführt. Dafür wurden in den Jahren 2011 und 2012 über 450 Linden gepflanzt, die den antiken 3 km langen Straßenverlauf in der Erweiterung des APX nachzeichnen.

Die 73 Hektar und etwa 10 000 Einwohner umfassende **Colonia Ulpia Traiana**, auf deren Überresten der Park erbaut wurde, war eine der zentralen Städte der Provinz Niedergermanien. Wenige Jahre v. Chr. als Kolonie des römischen Militärlagers Vetera I gegründet, verlieh ihr ungefähr um 110 n. Chr. der römische Kaiser Trajan die Stadtrechte und gründete so die **Colonia Ulpia Traiana**. Die Bevölkerung wuchs auf über 10 000 Bewohner und war bald die drittgrößte Stadt in der Provinz Niedergermanien. Gegen 275 n. Chr. wurde sie beinahe vollständig von Franken zerstört. Die Bewohner errichteten daraufhin auf dem Gebiet der Colonia mit der Siedlung „**Tricensimae**“ das bedeutendste Festungswerk am Niederrhein. Zu Beginn des 5. Jahrhunderts nahmen die Überfälle durch germanische Stämme jedoch dermaßen zu, dass die Siedlung endgültig aufgegeben wurde.

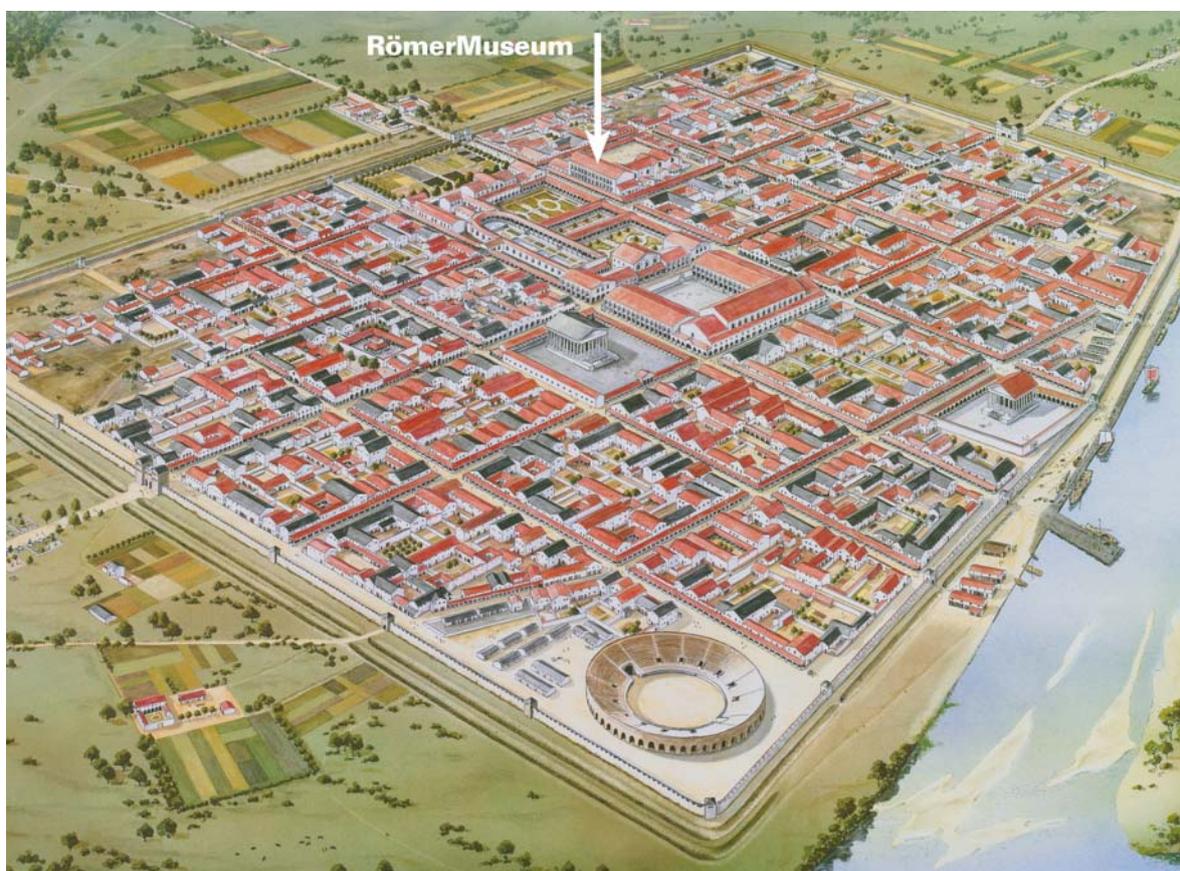


Abb. 3:

Rekonstruktion der Colonia Ulpia Traiana (Zeichnung HORST STELTER, LVR-Archäologischer Park Xanten)

Exkursion C

Vom Devon ins Karbon

Regionale Geologie des Ruhrgebiets · Stratigraphie · Tektonik · Geotope

VOLKER WREDE, MATTHIAS PIECHA

Textteile und Abbildungen zum Exkursionsführer wurden teilweise aus VON KAMP & RIBBERT (2005), PIECHA, RIBBERT & WREDE (2008), PIECHA & RIBBERT (2010) sowie WREDE (2010) entnommen.

Fahrtroute Krefeld – Hagen-Ambrock – Iserlohn – Iserlohn-Letmathe – Iserlohn-Stübbeken – Hagen-Vorhalle – Herdecke – Witten – Krefeld

Top./Geol. Karten Geol. Karte von Nordrh.-Westf. 1 : 100.000, C 4710 Dortmund, C 4706 Düsseldorf-Essen; TK 25 und GK 25: Bl. 4510 Witten, 4611 Hagen-Hohenlimburg, 4612 Iserlohn

Einführung

Das Exkursionsgebiet liegt zwischen den Städten Hagen, Iserlohn und Witten im Übergangsbereich vom südöstlichen Ruhrgebiet zum nördlichen Sauerland. Hier ist das paläozoische Grundgebirge des Ruhrgebiets in zahlreichen Aufschlüssen zu beobachten. Weiter im Norden wird es dagegen vom kreidezeitlichen Deckgebirge verhüllt (Abb. 1). Die aufgeschlossene Schichtenfolge reicht vom höchsten Unterdevon im Kern des Remscheid-Altener Sattels bis zum Westfalium A (Silesium/Oberkarbon) des Ruhrbeckens (s. Tab.). Die variszisch gefalteten Schichten werden bei Menden lokal diskordant von Sedimenten des Perms (Rotliegend) überlagert.

Der Vorschlag der Stratigraphischen Kommissionen, die lithostratigraphischen Einheiten wie „Schichten“ etc. durch „Formation“ etc. zu ersetzen, wurde im Paläozoikum Nordrhein-Westfalens bislang nur im Prädevon und im Oberkarbon (Silesium) umgesetzt. Für das Unterkarbon gibt es erste Vorschläge (KORN 2003, 2006), die aber teilweise noch in der Diskussion stehen.

Prädevon und Devon

Prädevon

Die geologische Dokumentation der paläozoischen Erdgeschichte beginnt im nordwestlichen Rheinischen Schiefergebirge mit den Kernschichten des Remscheid-Altener Sattels bei Solingen und Remscheid, südwestlich des Exkursionsgebiets. Dort sind in kleinen, tektonisch isolierten Vorkommen tonsteindominierte Schichten der Herscheid-Gruppe aufgeschlossen (EISERHARDT et al. 2001). Sie gehören dem Mittel- bis Oberordovizium (Llanvirn- bis Caradoc-Stufe) an und stoßen zum Hangenden hin mit einer ausgeprägten Schichtlücke an obersilurische Schichten. Die ordovizisch-silurische Schichtlücke könnte – in Analogie zu den Verhältnissen an der Stavelot-Venn-Antiklinale – einen Einfluss der kaledonischen Orogenese dokumentieren. Für eine kaledonische Faltung liegen aber keine konkreten Hinweise vor (Winkeldiskordanz, Basiskonglomerat des Silurs, Metamorphosesprung, radiometrische Daten). Die fossilreiche, kalkig-tonmergelige Schichtenfolge gehört zur Köbbinghausen-Formation, die nach ihrer Neudefinition auch die sehr ähnlichen Ockrigen Kalke umfasst (EISERHARDT & RIBBERT 2006). Die Systemgrenze Silur/Devon findet sich faunistisch belegt im oberen Teil dieser Schichten.

Devon

Das Unterdevon und das tiefere Mitteldevon sind teilweise noch terrestrisch oder küstennah (Delta) entwickelt, höheres Mitteldevon und Oberdevon sind dagegen durchgehend marin ausgebildet.

Die Außengrenze zwischen dem Flachs shelf (Rheinische Fazies) im Nordwesten und den tieferen Beckenbereichen (Herzynische Fazies) im Südosten verlagerte sich während des höheren Devons und auch noch im tieferen Unterkarbon (Dinantium) weiter nach Nordwesten, sodass bei ständig schwankendem Meeresspiegel ein genereller Trend zu einer Vertiefung des Beckens vorherrschte. Im Exkursionsgebiet sind die Sedimente des Devons geprägt durch wechselnde tonig-sandige und kalkige Abfolgen mit Riffkomplexen im höheren Mitteldevon. Vulkanite fehlen hier. Einen Überblick über die devonischen (und karbonischen) Fossilien in dieser Region gibt KOCH (1984).

Unterdevon

Der Rheinische Trog, der sich im Süden des kaledonisch konsolidierten Old-Red-Kontinents gebildet hat, ist von nun an Sedimentationsbecken für die devonischen Ablagerungen. Während die frühgedinnischen Huinghausen-Schichten mit einer karbonatisch-siliklastischen Sedimentation noch stärker marinen Charakter zeigen, sind die sandig-konglomeratischen Deltaschüttungen der jüngeren Bredeneck-Schichten immer stärker terrestrisch geprägt. Insgesamt ist die unterdevonische Sedimentation des Rheinischen Trogs von fossilarmen, küstennahen Deltaschüttungen dominiert.

Die Sedimentationsgeschichte des Unterdevons am Remscheid-Altenaer Sattel verläuft sehr wechselhaft. Über den Bredeneck-Schichten folgt die weitgehend terrestrische Abfolge der noch mangelhaft datierten Bunte-Ebbe-Schichten. Sie ist reich an Rotschiefern und umfasst gemeinsam mit den darüber folgenden Rimmert-Schichten große Teile des oberen Gedinniums, des Siegeniums und des unteren Emsiums. Die quarzitisch-konglomeratischen Rimmert-Schichten stehen am Beginn einer transgressiven Entwicklung, die mit den marinen Ton- und Schluffsteinen der oberemsischen Remscheid-Schichten ihren vorläufigen Höhepunkt findet.

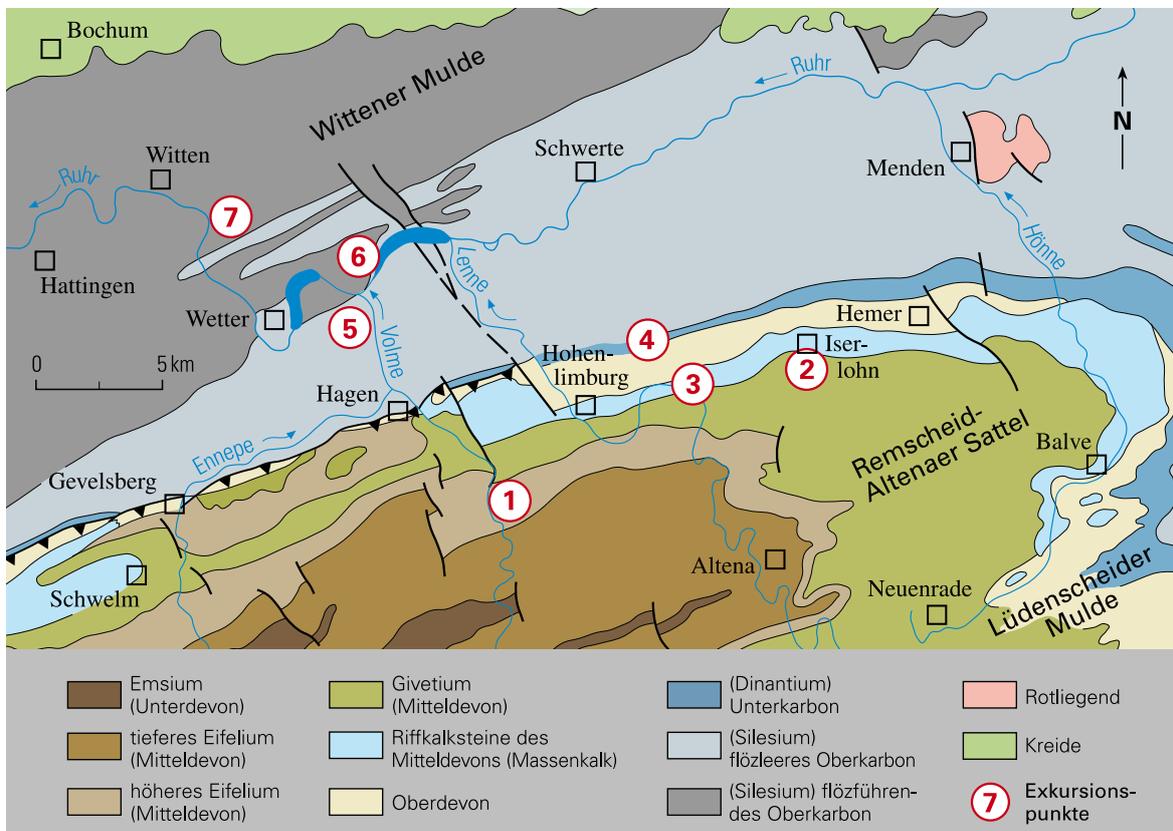


Abb. 1:

Geologische Übersicht des Exkursionsgebiets mit Lage der Ziele

Mitteldevon

Im Übergangsbereich Unter-/Mitteldevon liegen die an Rotschiefern reichen Hohenhof-Schichten, die noch einmal eine kurzzeitige Regression anzeigen, bevor sich mit den Hobräck-Schichten das mitteldevonische marine Schelfmilieu flächenhaft ausbreitet. Die weite Verbreitung der Hobräck-Schichten im nordwestlichen Rheinischen Schiefergebirge hat es möglich gemacht, lithologisch und faunistisch unterschiedliche landnahe und landferne Bereiche des Schelfs (Innerer und Äußerer Schelf) zu unterscheiden (LANGENSTRASSEN 1983). Nach den an fossilführenden Tonsteinen reichen Hobräck-Schichten breiten sich die Sandsteine der Mühlenberg-Schichten im gesamten Schelfgebiet aus. Ihre mächtigen Sandsteinhorizonte werden als flächenhafte Schelfsand-Akkumulationen gedeutet, sogenannte „sheet sandstones“ (GOLDRING & LANGENSTRASSEN 1979).

Die darüber folgenden Brandenburg-Schichten (Halt 1) sind eine typische Sedimentationseinheit aus einem Land-See-Übergangsbereich. Die Rotsediment-Horizonte sind zweifelsohne diejenigen Gesteinsanteile, die durch das Fehlen von Fossilien, durch Trockenrisse und caliche-ähnliche Karbonatknollen am ehesten als terrestrische Bildungen gedeutet werden können. Pflanzenanreicherungen mit Wurzelhorizonten weisen auf flaches Süßwasser oder terrestrischen Bewuchs hin. Die Schalenfauna aus Muscheln und globithyriden Brachiopoden ist auch in vielen „restricted marine“ Schichtenfolgen des Unterdevons (z. B. den Klerf-Schichten der Eifel) verbreitet. Marine Faunenbestandteile in stärker karbonatischen Gesteinen können als episodische Einschwemmungen aus küstenferneren Meeresgebieten gedeutet werden. Die Fischfauna weist eher auf einen marinen Lebensraum hin.

Lithofaziell vermitteln die mächtigen Sandsteinkörper das Bild eines durch Rinnen gegliederten Flachwasserbereichs mit wechselnden terrestrischen und brackisch-marinen Einflüssen.

Da die Fauna und Flora der Brandenburg-Schichten weniger biostratigraphischen Leitwert hat als sie fazielle Hinweise bietet, ist das Alter der Schichten nur indirekt über die Verzahnung mit küstenferneren marinen Schichten bestimmbar. Dies sind die im SE gelegenen Selscheid-Schichten, die wiederum mit den obereifelischen Junkerberg-Schichten der Eifel parallelisiert werden konnten.

In einem Fazieschnitt für die Zeit des oberen Eifeliums bilden die Brandenburg-Schichten den Land-See-Übergangsbereich zwischen einem Flussdelta vor dem Old-Red-Kontinent im NW und dem nach SE anschließenden Schelfmeer. Noch weiter nach Osten schließen die tonigen Beckenablagerungen der Wissenbacher Schieferfazies an. Die Brandenburg-Schichten stellen nach Litho- und Biofazies den weitesten terrestrischen Vorstoß in das mitteldevonische Schelfgebiet dar. Nach dieser regressiven Episode werden im Verlauf des Givetiums marine Sedimente des äußeren Rheinischen Schelfs in großer Mächtigkeit abgelagert. Die Kartiereinheiten mit unterschiedlicher Sandstein- oder Tonstein-Dominanz werden zukünftig unter dem Begriff Honsel-Gruppe zusammengefasst (VON KAMP & RIBBERT 2005) (Halt 2). Schon während der „Honsel-Zeit“ des tieferen Givetiums kommt es in sandarmen Phasen kurzzeitig zur Bildung räumlich begrenzter Stromatoporen-Korallen-Biostrome. Gegen Ende der „Honsel-Zeit“ lassen, vermutlich ausgelöst durch eine Meerestransgression nach Norden, die Sandschüttungen stark nach. Es kommt zu einer flächenhaften Besiedlung des ehemaligen klastischen Schelfs durch karbonatproduzierende Organismen, vorwiegend die genannten Stromatoporen. Ihre gesteinsbildenden Reste bauen den am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges weit verbreiteten Massenkalk auf (Halt 3).

Die Faziesgliederung des Massenkalkes fußt auf der von W. PAECKELMANN in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts geschaffenen lithostratigraphischen Gliederung, die von KREBS (1968 a, 1968 b, 1974) zu einer Faziesgliederung mit Bezug auf den Aufbau moderner Korallenriffe ausgebaut worden ist. Nach einem Plattformstadium mit weitflächigem, gleichmäßigem Wachstum (Schwelm-Fazies) gerät gegen Ende des Givetiums das Verhältnis zwischen biogenem Aufwuchs und Absenkung aus dem Gleichgewicht. Riffe wachsen nur noch punktuell (Dorp-Fazies) und wegen der stärkeren Absenkung vorwiegend vertikal. Sie können dann eine interne Gliederung in Riffkern, Riffaußenseite und Riffrückseite (Lagune) zeigen. Das Riffwachstum findet einen Abschluss in der Iberg-Fazies, die unterschiedlich als die Folge einer Verflachung oder Vertiefung des Meeres gedeutet wird. Der Massenkalk im Raum Hagen-Hohenlimburg gehört gänzlich der Schwelm-Fazies an. Er beginnt nach KOCH-FRÜCHTL & FRÜCHTL (1993) in der Zeit der Frühen *varcus*-Conodontenzone, also im mittleren Teil des Givetiums. Das Riffwachstum des Massenkalks findet sein Ende im Bereich der Mittel-/Oberdevon-Grenze (Givetium/Frasnium-Grenze), lokal auch wenig tiefer. Im Anschluss daran kommt es zur Ablagerung der Flinzschiefer, einer Gesteinsabfolge aus sehr dunklen Tonsteinen mit einzelnen biodetritischen Kalksteinbänken (Flinzkalken). Sie wurden von weiter bestehenden kleinen Riffzentren als Turbidite in das nun entstehende Oberdevon-Becken geschüttet.

Tabelle 1 Vereinfachte Darstellung der Schichtenfolge im Exkursionsgebiet vom Eifelium (Mitteldevon) bis Namurium C (Oberkarbon, Silesium)

Karbon	Oberkarbon (Silesium)	Namurium C	Sprockhövel-Formation		
		Namurium B	Kaisberg-Formation		
	Unterkarbon (Dinantium)	Viséum	Ziegelschiefer-Formation	crenistris-Horizont	
		Tournaisium	Hagen-Formation		
Devon	Oberdevon	Famennium	Erlenrode-Formation		
			Hangende Alaunschiefer-Formation		
		Frasnium	Kulm-Plattenkalk (Herdringen-Formation)		
	Mitteldevon	Givetium	Kieselige Übergangsschichten		
			Kulm-Kieselkalk (Becke-Oese-Formation)		
		Eifelium	Kulm-Kieselschiefer (Hardt-Subformation)		
		Liegende Alaunschiefer (Kahlenberg-Subformation)			
		Hangenberg-Schichten (Devon/Karbon-Übergangsschichten)			
		Dasberg- und Wocklum-Schichten	annulata-Horizont	Seller-Schichten	
		Hemberg-Schichten			
		Nehden-Schichten			
		Adorf-Bänderschiefer	Kellwasser-Horizonte		
		Oestrich-Kalkstein			
		Oberer Flinzschiefer-Horizont	Flinzkalk-Horizont		
		Unterer Flinzschiefer-Horizont			
		Massenkalk	Flinzkalk des Oberen Mitteldevon		
		Oege-Schichten			
		Saat-Schichten	Obere Honsel-Gruppe		
		Selberg-Schichten	Untere		
		Stenglingsen-Schichten			
		Ihmert-Schichten			
		Bräkerkopf-Schichten			
		Brandenberg-Schichten			
		Mühlenberg-Schichten			
		Hobräck-Schichten			
		Hohenhof-Schichten (Unter- bis Mitteldevon)			

Oberdevon

Das Oberdevon ist international in die beiden Stufen Frasnium und Famennium unterteilt (s. Tab.). Im Rechtsrheinischen Schiefergebirge, also auch im Exkursionsgebiet, finden aber auch noch die alten regionalen Bezeichnungen – Adorf, Nehden, Hemberg, Dasberg, Wocklum – Anwendung, die jedoch nie in gültiger Form als „Stufen“ definiert wurden. Im Oberdevon kam es nach dem Absterben der Riffe zu einer Vertiefung des Meeres (Herzynische Fazies), wodurch sich der Schelfrand weiter nach Nordwesten verlagerte. Der Meeresraum war in zahlreiche kleinere Becken und Schwellen untergliedert.

Im tiefsten Frasnium kommen noch die dunklen, bituminösen Flinzkalke vor, die als Kalkturbidite von den ehemaligen Riffschwällen in die Becken verfrachtet wurden. Diese werden im mittleren Frasnium vom Oestrich-Kalkstein, einer Abfolge aus hellen Kalkturbiditen, abgelöst. Dieser Kalksteinhorizont kommt nur im Exkursionsgebiet vor und keilt nach Osten hin allmählich aus. Darüber folgt die überwiegend tonige Sedimentation der Adorf-Bänderschiefer, die überleiten zum Famennium. Im östlichen Bereich des Exkursionsgebietes, in der Umgebung von Balve, kommt es im Frasnium auf Schwellenpositionen zur Ausbildung von Cephalopodenkalken (Adorf-Kalk). Innerhalb der Adorf-Bänderschiefer liegen die Kellwasser-Horizonte. Sie fehlen an der NW-Flanke des Remscheid-Altener Sattels im Exkursionsgebiet, sind aber in der südöstlich anschließenden Lüdenscheider Mulde, nordöstlich von Neuenrade, nachgewiesen (ZIEGLER 1970, GEREKE 2007). Die weltweit verbreiteten Kellwasser-Horizonte markieren einen Aussterbe-Event (Kellwasser-Event) unmittelbar an der Frasnium/Famennium-Grenze (BUGGISCH 1991, SCHINDLER 1990, WALLISER 1996). Im Famennium bleibt die Beckensituation weiter erhalten und dauert bis zum frühen Oberkarbon (Silesium) an. Bedingt durch Schwankungen des Meeresspiegels werden episodisch klastische Sedimente in das Becken geschüttet. Das frühe Famennium ist gekennzeichnet durch eine tonige Sedimentation mit Einschaltungen von turbiditischen Sandsteinen wie dem Plattensandstein (EINSELE 1963), der in weiten Bereichen des rechtsrheinischen Schiefergebirges vorkommt und als Nehden-Sandstein bezeichnet wird. Einzelne Sandsteinbänke dieser Schichtenfolge weisen die typische Wickelschichtung (convolute bedding) auf (KÜHN-VELTEN & PAPROTH 1981).

Ab dem mittleren Famennium (höheres Nehden) setzen markante Rotsedimente ein, die im gesamten Rechtsrheinischen Schiefergebirge zu finden sind und ihre Hauptverbreitung in der Hemberg-Stufe (etwa mittleres Famennium) haben. Je nach paläogeographischer Lage sind Rotschiefer, rote Kalksteine, Kalkknotenschiefer oder Knollenkalke entwickelt. In die rote pelitisch-karbonatische Abfolge ist der Hemberg-Sandstein eingeschaltet, der ebenfalls turbiditisch abgelagert wurde und deshalb auch die für die oberdevonischen Sandsteine typischen Sedimentstrukturen wie Wickelschichtung, Sohlmarken und Schrägschichtung zeigt. Der Hauptanteil der Rotsedimente endet mit dem weltweit vorkommenden *annulata*-Event (BECKER 1992). Hierbei handelt es sich um zwei gering mächtige schwarze Tonschiefer-Horizonte, die nach WALLISER (1996) einen kurzzeitigen Geo-Event markieren, der durch das Aufblühen verschiedener Taxa, unter anderem auch des Goniatiten *Platyclymenia annulata*, charakterisiert ist. Verbunden ist das Ereignis mit einem kurzfristigen überregionalen Meeresspiegelanstieg. Darüber folgen die überwiegend grauen, tonig-kalkigen und sandigen Sedimente der Dasberg-Schichten, in denen nur noch untergeordnet Rotschieferpartien auftreten.

Eine abweichende Entwicklung von der normalen oberdevonischen Sedimentation bilden die Seiler-Schichten, benannt nach der Seiler, einem Waldgebiet nordöstlich der Stadt Iserlohn. Diese sonderfazielle Ausbildung setzt sich zusammen aus grauen Ton-, Schluff- und Sandsteinen mit konglomeratischen Einschaltungen und Oolithen (KOCH et al. 1970). Sie dokumentieren eine Erosionrinne mit Konglomeraten im Rinnentiefsten, die von der Nehden-Stufe (tieferes Famennium) bis in die Wocklum-Stufe (höchstes Famennium) wirksam war.

Die Devon/Karbon-Übergangsschichten sind im Exkursionsgebiet durch die gering mächtigen Hangenberg-Schichten vertreten. Diese setzen sich vom Liegenden zum Hangenden aus Hangenberg-Schiefer und Hangenberg-Kalkstein zusammen, wobei die Devon/Karbon-Grenze etwa am Übergang dieser Einheiten liegt. Im Raum Hemer kommt lokal eine etwa 15 m mächtige Abfolge mit dickbankigen Sandsteinen (Hangenberg-Sandstein) im Liegenden des Hangenberg-Kalksteins vor. Der Zeitabschnitt der Hangenberg-Schichten korreliert mit einem Meeresspiegeltiefstand (ROSS & ROSS 1985).

Karbon

Das Karbon im traditionellen Sinne ist aufgeteilt in Unter- und Oberkarbon (s. Tab.). Da die Begriffe „Unter-“ bzw. „Oberkarbon“ jedoch nicht eindeutig definiert sind, wird empfohlen, entweder die internationalen Begriffe Mississippium und Pennsylvanium – mit der Grenze an der Basis des Bashkiriums, entsprechend etwa der Basis der *Homoceras*-Zone der mitteleuropäischen Goniatiten-Gliederung – zu benutzen oder die regional für Mitteleuropa gültigen Serien Dinantium und Silesium mit der Grenze an der Basis des Namuriums (HERBIG 2005).

Unterkarbon (Dinantium)

Detaillierte Angaben zu Stratigraphie, Fazies, Paläogeographie und Tektonik des deutschen Unterkarbons (Dinantium) finden sich in aktueller Zusammenfassung in der Monographie der Deutschen Stratigraphischen Kommission (2006). Das Unterkarbon im Exkursionsgebiet gehört noch zum Kulm-Becken, das dem Karbonatschelf im Nordwesten (Kohlenkalk-Fazies) vorgelagert ist. Mit Beginn des Unterkarbons setzt über den noch hellen Sedimenten der Hangenberg-Schichten (Devon/Karbon-Grenzschichten) im gesamten rechtsrheinischen Schiefergebirge abrupt die monotone schwarze, tonige Sedimentation der Liegenden Alaunschiefer (Kahlenberg-Subformation) ein. Dieser Umschlag, der in weiten Bereichen der Paläotethys zu beobachten ist, hängt mit einem raschen Meeresspiegelanstieg zusammen (GURSKY 2006). Den pelagischen Meeresspiegelhochstand markieren die pelitisch-kieseligen Kulm-Kiesel-schiefer (Hardt-Subformation), die überwiegend aus Radiolarienschlamm aufgebaut werden. Es bildete sich als Folge des Fehlens von terrigenem Eintrag ein Hungerbecken („starved basin“) aus. Mit den Kulm-Kieselkalken (Becke-Oese-Formation; Halt 4) beginnt im Exkursionsgebiet eine sehr mächtige Abfolge von Turbiditen, die über die Kulm-Plattenkalke (Herdringen-Formation) bis zu den oberkarbonischen Hangenden Alaunschiefern (Hangende Alaunschiefer-Formation) reicht. Als Liefergebiet der Kalkschlämme dürften kleinere Karbonatplattformen in der näheren Umgebung gedient haben (WITTEN 1979, EDER et al. 1983). Unterbrochen wird die turbiditische Sequenz zwischen den Kulm-Kieselkalken und Kulm-Plattenkalken vom nur wenige Meter mächtigen Horizont der Kieseligen Übergangsschichten (Retringen-Formation), einer Abfolge aus schwarzen Alaunschiefern und Kalksteinen. Am Top dieser Abfolge liegt der *crenistrina*-Horizont, ein europaweit vorkommender Event-Horizont, der als Folge eines Meeresspiegelhöchststandes gedeutet wird (HERBIG 1998, JACKSON 1990, MESTERMANN 1998). Kulm-Kieselkalke und Kulm-Plattenkalke verlieren außerhalb des Exkursionsgebietes rasch an Mächtigkeit. Die Kulm-Plattenkalke haben im Raum Becke-Oese mit 150 m ihre größte Mächtigkeit und schrumpfen bei Iserlohn im Westen und Arnsberg im Osten auf nur noch 90 m (STOPPEL et al. 2006). Sie werden im südöstlichen Teil des Rheinischen Schiefergebirges durch die Kulm-Tonschiefer vertreten. Mit dem Unterkarbon (Dinantium) endet auch die Schüttung der Kalkschlämme in das Becken und das Oberkarbon (Silesium) beginnt mit der monotonen Sedimentation schwarzer Tonschiefer (Hangende Alaunschiefer).

Oberkarbon (Silesium)

Die Ablagerungen des Silesiums im Ruhrbecken bilden wegen ihrer Flözführung die Grundlage für den umfangreichen und intensiven Steinkohlebergbau. Dementsprechend wurden die geologischen Verhältnisse seit langem gründlich untersucht und es liegt eine sehr umfangreiche Literatur vor. Die stratigraphischen, faziellen und sedimentologischen Verhältnisse wurden zuletzt im Rahmen der monographischen Darstellungen der Stratigraphie von Deutschland (Deutsche Stratigraphische Kommission 2005) zusammenfassend beschrieben. Einen analytischen Überblick über den tektonischen Bau des Ruhrbeckens legten zuletzt DROZDZEWSKI & WREDE (1994) vor. Danach ist zwischen dem variszisch angelegten Faltenbau mit intensiver Überschiebungstektonik einerseits und der überwiegend postvariszischen Quer-(Bruch-)Tektonik andererseits zu unterscheiden.

Die paläogeographische Situation des heutigen Ruhrbeckens während des Silesiums wird in erster Linie durch seine Lage im Vorland des nach Norden progradierenden Variszischen Gebirges bestimmt (KRULL 2005). Durch die Aufaltung dieses Orogens veränderte sich die Richtung des Sedimenteintrags gegenüber den Verhältnissen im Devon vollständig: Spiegeln die geologischen Verhältnisse im Mittel- und Oberdevon des nördlichen Rheinischen Schiefergebirges eine Lage am Südrand des „Old-Red-Kontinents“ wieder, so liegt nun das Festland im Süden und das Sedimentationsbecken im Norden. Der Sedimentationsraum während des Silesiums war das weite, weitgehend ebene Vorlandbecken des Variszikums, dessen Südrand nach und nach immer stärker in das Orogen einbezogen wurde. Das Ruhrbecken ist somit Teil der subvariszischen Vortiefe („Subvariscikum“ KOSSMAT 1927), die sich vom Südtteil Polens im Osten bis zum südlichen Portugal und den Britischen Inseln im Westen erstreckte und wahrscheinlich jenseits des Atlantiks im St.-Anthony-Basin in Neufundland ihre Fortsetzung findet. Die eigentliche subvariszische Vortiefe bildete sich nördlich der Orogenfront, wobei die Subsidenz der Vortiefe durch die Auflast der deformierten und somit verdickten Kruste des Orogens gesteuert wurde (DROZDZEWSKI 2005). Während des Namuriums und Westfaliums wurden infolge hoher Subsidenzraten 5000 m marine, deltaische und fluviatile Sedimente abgelagert.

Die überwiegend paralische Sedimentation entwickelte sich lückenlos aus dem Unterkarbon (Dinantium). Der kontinuierliche Übergang von den tiefmarinen Sedimentationsbedingungen zu den paralischen vollzog sich im Zeitraum vom Oberviséum bis zum Namurium B und spiegelt das Vorrücken der Orogenfront und die damit einhergehende, allmähliche Verflachung des variszischen Vorlandbeckens wieder, die mit einer verstärkten Zufuhr detritischen Materials verbunden war. Die hier auftretenden Ton-, Schluff- und Sandsteine werden als „Flözleeres Oberkarbon“ bezeichnet. Sie erreichen maximal etwa 1350 m Mächtigkeit (WREDE 2000). Sie werden nach WREDE (2005 b) in die Hangenden Alaunschiefer, die Arnsberg-, Erlenrode-, Hagen- sowie die Ziegelschiefer-Formation (Halt 5) gegliedert. Zeigen die tiefsten Ablagerungen des Silesiums, die Hangenden Alaunschiefer des Namuriums A, noch rein marine Verhältnisse an, deuten die gut differenzierten sandigen Schüttungskörper im höheren Namurium A und B zum Teil bereits auf größere Küstennähe hin. Beginnend mit dem hohen Namurium B entwickeln sich dann fluviatil-deltaische Faziesräume (Kaisberg-, Sprockhövel-, Witten-, Bochum-, Essen- und Horst-Formation; Halt 6 und 7), bis schließlich im höheren Westfalium alluviale Faziesräume vorherrschen (Dorsten-, Lembeck- und Osnabrück-Formation; DROZDZEWSKI 2005). Trotz der hohen Subsidenz von bis zu 800 mm/1 000 a bleibt der Sedimenteintrag immer ausreichend, um mit der Beckenabsenkung Schritt halten zu können. Unter dem vorherrschenden tropischen Klima schufen die ab dem Namurium C aus südlicher und südöstlicher Richtung entlang der Beckenachse vorschüttenden Deltas und alluvialen Ebenen Raum für die Entwicklung ausgedehnter Torfmoore. Flözführung und Kohleninhalte sind daher im Südosten deutlich größer als im Nordwesten des Ruhrbeckens (DROZDZEWSKI 2005).

Insgesamt macht die Steinkohle etwa 2 % der Schichtmächtigkeit des flözführenden Silesiums aus. Im Gegensatz zur Gruppe des „Flözleeren“ wird der Kohle führende Abschnitt des Silesiums (höchstes Namurium B – Westfalium D) als „flözführendes“ oder „produktives Karbon“ oder „Ruhr-Gruppe“ bezeichnet. Im Einzelnen wird die Beckenfüllung deutlich durch relative Meeresspiegelschwankungen beeinflusst. Meeresspiegelhochstände führen zu beckenweiten Überflutungen und zur Bildung stratigraphisch bedeutsamer mariner Horizonte. Meeresspiegeltiefstände führen zum erosiven Einschnitt von Flussrinnen und der teilweise beckenweiten Ablagerung mächtiger fluviatiler Sedimente. Insgesamt steuern die Meeresspiegelschwankungen eine zyklische Gliederung der Beckenfüllung in Parasequenzen und Sequenzen (Suess 2005, Suess et al. 2007).

Die zunächst im Namurium C und Westfalium A noch relativ häufigen, aus westlicher Richtung kommenden marinen Einschaltungen werden zum oberen Westfalium hin immer seltener und treten ab dem Westfalium C gar nicht mehr auf. Gleichzeitig engt sich der Sedimentationsraum im Verlaufe des Silesiums immer mehr ein.

Am Ende des Westfaliums beziehungsweise im untersten Stefanium wurde das heutige Ruhrbecken dann in die Faltung einbezogen (asturische Bewegungen). Dabei entstand der heute vorliegende, von SW – NE streichenden Falten und Überschiebungen bestimmte Gebirgsbau (DROZDZEWSKI & WREDE 1994). Kennzeichnend ist ein ausgeprägt disharmonischer

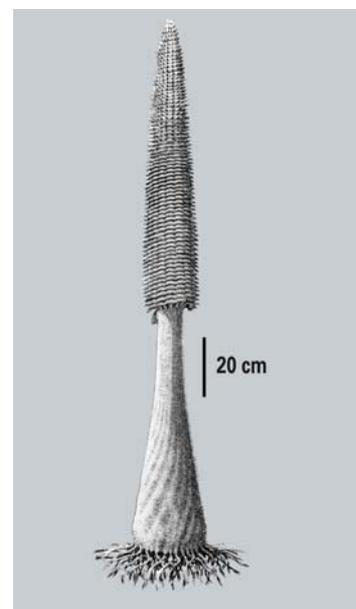
Exkursion

Halt 1: Stillgelegter Steinbruch im Volmetal bei Hagen-Ambrock

(TK 25: Blatt 4611 Hagen-Hohenlimburg; R³³ 96 900, H⁵⁶ 88 350).

In dem alten, stark bewachsenen Steinbruch ist das klastische Mitteldevon des Exkursionsgebietes aufgeschlossen. Die Brandenburg-Schichten umfassen eine Abfolge wechselnd grauer, grüner und roter Gesteine, die sich speziell durch das starke Auftreten roter Ton- und Schluffsteine von den Kartiereinheiten im Hangenden und Liegenden unterscheiden. Wesentlicher Bestandteil der Schichtenfolge sind auch Sandsteine, die die Brandenburg-Schichten für die Steine-und-Erden-Industrie interessant machen. Der Abbau erfolgt im Blattgebiet in zwei Großsteinbrüchen bei Hagen-Ambrock und bei Lasbeck nahe dem Lennetal südlich von Iserlohn-Letmathe. Das Auftreten roter Tonsteine und die eigenartige Zusammensetzung der fossilen Fauna und Flora haben die Brandenburg-Schichten schon mehrfach zum Objekt geologischer und paläontologischer Spezialuntersuchungen werden lassen. So haben PFEIFFER (1938) und LANGENSTRASSEN et al. (1979) aus dem Gesteinsaufbau (Lithofazies) und dem Fossilinhalt (Biofazies) der Schichtenfolge ein Bild des mitteldevonischen Ablagerungs- und Lebensraumes zusammengesetzt. Paläontologisch ausgerichtete Arbeiten haben speziell die Pflanzenfossilien und die Fischfauna behandelt (s. im Folgenden). Charakteristisch für den unteren Teil der Brandenburg-Schichten in den Lasbecker Steinbrüchen sind dickbankige, tonige, fein- bis mittelkörnige Sandsteine, deren Farbe in frischem Zustand zwischen grünlich grau und blaugrau liegt. Sie erreichen Einzelbankmächtigkeiten bis zu 3 m und treten in mehr oder weniger intensiver Wechsellagerung mit grünlich grauen, schluffigen bis feinsandstreifigen, geschieferten Tonsteinen auf. In diese stark wechselnde Abfolge sind gering mächtige rote, tonige Sand- und Schluffsteine eingelagert. Schrägschichtung in unterschiedlichen Dimensionen, deutbar als Rinnenfüllungen oder Sandbarren, sowie unterschiedlich aufgebaute Rippelstrukturen kommen vor. Sehr selten treten Kalksteine, Kalksandsteine beziehungsweise mergelige Sandsteine mit marinen Fossilresten auf. Kohlige Holzreste und Pflanzenhäcksel sind zu beobachten. Selten sind rote Tonsteine mit kleinen Kalkknoten. LANGENSTRASSEN et al. (1979) geben eine ausführliche Profilbeschreibung aus den südlichen Steinbrüchen im Tal des Lasbecker Baches (Abb. 2). Neben schluffigen Tonsteinen und tonigen Schluffsteinen sowie dickbankigen Sandsteinen heben sich besonders fossilführende intraformationelle Konglomerathorizonte hervor. In diesen Lagen mit meist artenarmen, aber individuenreichen Faunen und Floren an der Basis meterdicker Sandsteinbänke sind Fischfragmente und größere Pflanzenreste keine Seltenheit. Im oberen Teil der Brandenburg-Schichten, in dem heute der Gesteinsabbau seinen Schwerpunkt hat, ist der Anteil von Rotsedimenten in der immer noch sandsteindominierten Schichtenfolge höher; er kann bis zu 30 % der Schichtenmächtigkeit ausmachen. Die Gesamtmächtigkeit der Brandenburg-Schichten beträgt 600 – 700 m. LANGENSTRASSEN et al. (1979) stellten eine umfangreiche Fossilliste zusammen, die neben der Schalenfauna auch zahlreiche Fischreste, Pflanzenreste und Spurenfossilien enthält. Charakteristisch für die Unteren Brandenburg-Schichten sind die Muscheln *Modiomorpha waldschmidti* H. SCHMIDT, *Myalina circumcincta* FUCHS sowie der Ostrakode *Kozłowskiella fossilata* KUMMEROW. Bei den nicht so zahlreich auftretenden Brachiopoden dominiert *Mutationella* cf. *confluentina*. Es wurden aber auch Bruchstücke von Spiriferiden gefunden. Bei den Fischresten überwiegen Knochen und Panzerteile von Arthrodiren, während bei den Pflanzenresten *Calamophyton primaevum* KRÄUSEL & WEYLAND vorherrscht. Die Fossilführung der Oberen Brandenburg-Schichten ist am besten im Steinbruch Ambrock untersucht. Reiche Fischfunde von OTTO (1998, 1999) umfassen Vertreter der Placodermen (Panzerfische), Acanthodier (Stachelhaie), Actinopterygier (Strahlenflosser), Dipnoi (Lungenfische), Crossopterygier (Quastenflosser) und Selachier (Knorpelfische). Ebenso reichhaltig sind die Pflanzenfunde (MUSTAFA 1975, 1978). Das sehr gut erhaltene Material enthält unter anderem Vertreter der Gattungen *Protopteridium*, *Brandenbergia*, *Sawdonia*, *Duisbergia* (Abb. 3), *Pseudosporochnus*, *Euthursophyton* und *Calamophyton*. Ein Teil der Pflanzen ist am Einbettungsort in einem terrestrischen Boden gewachsen, wie Durchwurzelungen bereits abgestorbener Pflanzenreste zeigen.

Abb. 3:
Rekonstruktion des Bärlappgewächses *Duisbergia mirabilis*
KRÄUSEL & WEYLAND (aus SCHWEITZER 1990)



Halt 2: Alte Steinbrüche im Iserlohner Stadtwald

(TK 25: Blatt 4612 Iserlohn; R³⁴09 460, H⁵⁶93 380)

Südlich der Stadt Iserlohn, im Iserlohner Stadtwald, gibt es eine Reihe von alten Steinbrüchen, die in den mitteldevonischen Honsel-Schichten liegen. Hier wurden bereits im 19. Jahrhundert vor allem Sandsteine abgebaut und dienten meist als Fundamentsteine für den Hausbau. Man kann diese Sandsteine heute noch an vielen Bauwerken Iserlohns finden.

Auf dem sehr alten Kartenwerk der GK 25: Blatt 4612 Iserlohn (FUCHS 1911) finden wir noch die Bezeichnung „Obere Honsel-Schichten“ für die hier aufgeschlossene Abfolge. Auf der westlich gelegenen, neu kartierten GK 25: Blatt 4611 Hagen-Hohenlimburg hingegen wurden diese Schichten neu gegliedert, sodass diese Schichtenfolge nach VON KAMP & RIBBERT (2005) dort zu den Selberg-Schichten der Honsel-Gruppe gehört.

In einem im Fels angelegten Transportweg zu einem der Steinbrüche ist ein Profil in den Selberg-Schichten aufgeschlossen, das sehr gut den Aufbau dieser Schichtenfolge zeigt (Abb. 4). Das Einfallen der Schichtung beträgt im Wegeprofil etwa 40° nach Norden.

Die Selberg-Schichten bestehen aus einer Abfolge grauer, harter Sandsteine mit Zwischenlagen von schluffigen oder mergeligen Tonsteinen. Die Sandsteine weisen eine Reihe von Sedimentstrukturen auf, wie sie typisch für Turbidite sind: Gradierung, Parallelschichtung, Schrägschichtung, Ballen- und Kissen-Strukturen (ball and pillow structures), Sohlmarken wie flute casts und andere.

Im unteren Teil der Sandsteine sind häufig sehr kalkreiche Schichten mit reicher Fossilführung vorhanden, die W. E. SCHMIDT (1905) als *Avicula-Bänke* bezeichnete. Die Bänke verwittern zu einem rostbraunen, mulmigen Material. Untergeordnet treten in diesen Schichten auch tonige Sandsteine mit eingelagerten Tonflatschen sowie solche mit Pflanzenhäcksel auf. Die Fauna der *Avicula-Bänke* besteht nach MAY (1986) aus den Muscheln *Ptychopteria (Actinopteria) reticulata* (GOLDFUCHS) und *Cypricardelle pandora* W. E. SCHMIDT. Des Weiteren führt der unterste Teil der Selberg-Schichten eine Bank mit dem Brachiopoden *Spinocyrtia (Carpinaria) ascendens* (SPRIESTERSBACH), der für den mittleren Teil der Givet-Stufe bezeichnend ist. Vereinzelt kommen Krinoiden vor.

Untergeordnet treten Kalksteine auf, die zur Verkarstung neigen, wie auch im Profil zu sehen ist.



Abb. 4:

Wegeprofil in den Selberg-Schichten im Iserlohner Stadtwald, Blickrichtung nach Süden

Halt 3: Felsgruppe Pater und Nonne

(TK 25: Blatt 4611 Hagen-Hohenlimburg; R 34 04 780, H 56 93 080)

Schon von weitem kann man im Lennetal südlich von Iserlohn-Oestrich die bis zu 60 m hohe Felsformation „Pater und Nonne“ sehen, die aus mitteldevonischem Riffkalkstein (Massenkalk) aufgebaut wird (Abb. 5). Während die umgebenden Teile des Burgbergs, zu dem diese Felsgruppe gehört, durch Steinbruchbetrieb intensiv verändert wurden, blieb die Felsgruppe als Naturdenkmal erhalten, das bereits 1844 unter Schutz gestellt wurde. Es handelt sich hierbei um ein sehr frühes Beispiel für staatlichen Geotopschutz (ROSENDAHL & WREDE 2001).

Das Gestein des Massenkalks ist im frischen Zustand hellgrau, blaugrau oder schwarz und besteht fast ausschließlich aus reinem Kalziumkarbonat mit geringen tonigen Beimengungen. Daneben kommt stock- oder bankförmig Dolomitstein vor, der durch Umwandlung aus dem Kalkstein entstanden ist. Dieses Gestein zeigt häufig eine kavernöse Textur und ist im schwach angewitterten Zustand bräunlich grau. Der Massenkalk erscheint bei erster Betrachtung ungeschichtet. Größere, etwas angewitterte Felswände lassen aber fast immer eine Schichtung erkennen, die unregelmäßig wulstig sein kann. Stellenweise sind die Schichtflächen durch Kalklösungsvorgänge zu kleinen Spalten erweitert. Im angewitterten Zustand sieht der Massenkalk grauweiß aus und lässt seinen inneren Aufbau aus Riffschutt mit zahlreichen Stromatoporen, Korallen, Muscheln und Brachiopoden erkennen. Neben dickbankigen bis massigen Teilen treten immer wieder eng gebankte Zonen auf. Ihre räumliche Erstreckung im Streichen ist meist nicht festzustellen.

Die Mächtigkeit des Massenkalks liegt im Exkursionsgebiet zwischen 500 und 900 m. Wegen seiner hohen Reinheit von bis zu 99 % CaCO_3 ist der Massenkalk wirtschaftlich von großer Bedeutung und wird in zahlreichen Großsteinbrüchen am Nordrand des Schiefergebirges abgebaut (KNOBEL & WREDE 2008). Im Raum Hagen-Hohenlimburg dagegen ist der Massenkalk querschlägig von dolomitisierten Zonen durchzogen, wie zum Beispiel im Steinbruch am Steltenberg in Oege, oder auch vollständig dolomitisiert, wie im Steinbruch „Donnerkuhle“ bei Hagen-Halden. Im Raum Hemer traten bauwürdige metasomatische Eisenerze, in Iserlohn und Letmathe Zink-(Galmei-) und Kupfererze im Massenkalk auf. Auffällige graue Krusten auf den Felsen erwiesen sich als schwermetallhaltige Gipsbildungen. Sie lassen sich auf die Reaktion der schwefeloxidreichen Emissionen der ehemaligen Letmather Zinkhütte mit dem Kalkstein zurückführen (NIGGEMANN et al. 1999).



Abb. 5:

Die Kalksteinfelsen „Pater und Nonne“ mit der Grümannshöhle (links unten), Blickrichtung nach Norden

Der Massenkalk ist intensiv verkarstet, was sich sowohl durch das Auftreten von Schlottenbildungen an der Oberfläche zeigt, die oft mit jüngeren (z. T. tertiärzeitlichen) Sedimenten gefüllt sind, als auch durch zahlreiche, zum Teil sehr ausgedehnte Höhlen, die im gesamten Ausstrichbereich des Massenkalks bekannt geworden sind (MÜGGE et al. 2007). Die Felsgruppe Pater und Nonne liegt an der Einmündung des Grüner Tals in das Lennetal. Das Grüner Tal folgt der Streichrichtung des Massenkalkzugs von Iserlohn nach Letmathe. In diese Richtung biegt auch das Lennetal von Süden kommend um. Das Grüner Tal ist von extremer Verkarstung geprägt. Auf ca. 4 km Tallänge finden sich mehr als 60 Höhlen, darunter mehrere Großhöhlen von zum Teil mehreren Kilometern Ganglänge (z. B. die „B-7-Höhle“ mit über 5 km Gesamtganglänge). Die Dechenhöhle (mit angeschlossenem höhlenkundlichem Museum) ist als Besucherhöhle ein wichtiges Fremdenverkehrsobjekt (HAMMERSCHMIDT et al. 1995, GREBE 1998). Die Höhlen bildeten sich im phreatischen Bereich, das heißt unter dem Grundwasserspiegel entlang von Schichtflächen und dem ausgeprägten Kluftsystem im Massenkalk. Die intensive Verkarstung dieses Gebietes ergibt sich daraus, dass das hydraulische Gefälle von der Iserlohner Hochfläche zum Vorfluter des Lennetals mit der Streichrichtung des Massenkalkzugs zusammenfällt. Bemerkenswert ist die Ausbildung ausgeprägter Höhlenniveaus, die sich zumindest teilweise mit den pleistozänen Terrassenniveaus des Lennetals parallelisieren lassen. Die Höhlenbildung fand demnach vorrangig während Stagnationsphasen in unterschiedlichen Warmzeiten des Pleistozäns statt, in denen sich der Karstwasserspiegel nur wenig eintiefte (GREBE & NIGGEMANN 1995).

Die Grürmannshöhle im Massenkalk von Pater und Nonne ist leider durch die Steinbruchaktivitäten größtenteils zerstört worden. Sie war ursprünglich gut 30 m lang und ist heute nach 5 m vermauert. Vor allem im 19. Jahrhundert, als ihr Höhleninhalt teilweise ausgeräumt wurde, war sie Fundpunkt zahlreicher Knochenreste von pleistozänen Säugtieren wie zum Beispiel Höhlenhyäne, Höhlenlöwe, Riesenhirsch und viele anderen. Hinweise auf eine archäologische Bedeutung der Höhle ergeben spätpaläolithische bis mesolithische Artefakte, die zunächst im Abraum vor der Höhle und dann auch in der Höhle selbst gefunden wurden (ROSENDAHL & ROSENDAHL 2001).

Halt 4: Felsklippe südlich von Letmathe-Stübbeken

(TK 25: Blatt 4611 Hagen-Hohenlimburg; R³⁴ 03 100, H⁵⁶ 94 475)

Südlich von Letmathe-Stübbeken erstreckt sich auf der Ostseite des Flehmebachtals gegenüber den Tennisplätzen eine Felsklippe aus Kieselkalkstein hangaufwärts. Aufgeschlossen sind dort Kulm-Kieselkalke des Unterkarbons mit einer Mächtigkeit von mehr als 10 m (Abb. 6). Die Gesamtmächtigkeit der Abfolge liegt im Blattgebiet Hagen-Hohenlimburg bei 60 – 70 m.



Abb. 6:
Dünnbankige Kieselkalke mit Verwitterungserscheinungen (Iserlohn-Stübbeken)

Nach VON KAMP & RIBBERT (2005) setzt sich der Kulm-Kieselkalk vorwiegend aus dünnbankigen, hellgrauen, stark verkieselten Kalksteinen mit zwischengeschalteten grauen Tonsteinen zusammen. Wie der Kieselschiefer zerfällt auch der Kieselkalk kleinstückig und scharfkantig. Die Kieselkalksteinbänke sind oft fein geschichtet, Ober- und Unterflächen der einzelnen Bänke weisen häufig wulstige oder flachweilige Unebenheiten auf. Der Quarzgehalt ist innerhalb einer Bank meist inhomogen verteilt, sodass stellenweise reine Hornsteine in knolligen oder wulstigen Lagen vorliegen. Die Kieselkalksteinbänke verwittern dementsprechend unregelmäßig und löchrig. Je höher der Quarzgehalt, desto widerstandsfähiger ist das Gestein gegen die Verwitterung. Nach HELMKAMPF (1969) sind die Kieselkalksteinbänke bei Letmathe-Stübbeken aus überwiegend sehr feinkörnigen, nicht näher bestimmbar, biotritischen Karbonatpartikeln aufgebaut. Nur im oberen und unteren Teil der Kieselkalk-Abfolge treten auch Lagen mit größeren Partikeln auf. Zwischen den Kieselkalksteinbänken liegen grüne Kieselschiefer, schwarze Alaunschiefer oder graue Tonsteine, die gewöhnlich nur einige Millimeter bis wenige Zentimeter dick sind.

Innerhalb der Kieselkalkbänke kommen in unregelmäßigen Abständen Metabentonite (Tuffe) vor, die einen sauren Chemismus aufweisen. Diese sind leicht als inkompetente Lagen aus schmierigem Ton zu erkennen.

Der Kulm-Kieselkalk ist relativ arm an Makrofossilien. Bei mikrofaunistischen Untersuchungen fanden sich im Profil bei Letmathe-Stübbeken in Säurelösungsresten des Kieselkalks neben Conodonten auch kieselige Radiolarien, Foraminiferen und Schwammnadeln (BENDER et al. 1991).

Die lithologisch wenig scharfe Obergrenze des Kulm-Kieselkalks wird auch mit dem Fundniveau des Goniatiten *Entogonites grimmeri* an der Basis der Kieseligen Übergangsschichten in Verbindung gebracht.

Der Kulm-Kieselkalk gehört mit den unterlagernden Kulm-Kieselschiefern zu den unterkarbonischen Härtlingsgesteinen. Seine Untergrenze ist daher nicht morphologisch, sondern nur durch den Gesteinswechsel zu fassen. Die im Hangenden folgenden Kieseligen Übergangsschichten bilden mit einer Wechsellagerung von Kalksteinen und schwarzen, teils kieseligen Tonschiefern eine Übergangszone zu den schwarzen Kalksteinen des Kulm-Plattenkalks.

Halt 5: Ehemalige Ziegeleigrube Hagen-Vorhalle

(TK 25: Blatt 4610 Hagen; R²⁶ 00 680, H⁵⁶ 95 230)

Im Zeitraum von 1853 bis 1986 nutzten die „Vorhaller Klinkerwerke“ in Hagen-Vorhalle die Ton- und Schluffsteine des Namuriums B („Ziegelschiefer-Formation“, RIBBERT in WREDE 2005 b) als Rohmaterial zur Herstellung keramischer Produkte. Der sogenannte „Neue Steinbruch“, der im Rahmen der Exkursion besucht wird, wurde erst 1968 eröffnet (IMMENKAMP 2005).

In die Schluffsteine sind hier zahlreiche Sandsteinbänke bis zu ca. 1 m Mächtigkeit eingeschaltet. Als Ergebnis der variszischen Orogenese sind die Schichten intensiv zu einem beeindruckenden Sattel- und Muldenbau gefaltet (Abb. 7), der Teil des Sattels von Kabel ist, der sich seinerseits wiederum in der Nordflanke des Remscheid-Altenaer Antiklinoriums entwickelte. Bemerkenswert sind Kombinationen von entgegengesetzt einfallenden Überschiebungen, die eine Einengung des Gebirges bewirken, ohne dass dabei ein gerichteter Transport erfolgt („Fischschwanz-Strukturen“; DROZDZEWSKI & WREDE 1994, WREDE 2005 a).

Die größte Bedeutung des Steinbruchs Hagen-Vorhalle liegt jedoch im Fossilinhalt der hier aufgeschlossenen Schichten: Zweifellos ist dieser Aufschluss der bedeutendste Fundpunkt für namurische Insekten und Arachniden weltweit. Bei systematischen Ausgrabungen des Westfälischen Amtes für Bodendenkmalpflege in Münster wurden in den 1990er-Jahren ungefähr 16 000 Fossilien geborgen, darunter allein 16 Arten von geflügelten Insekten. Abgesehen von sehr wenigen Einzelfunden an anderen Lokalitäten sind dies die ältesten Nachweise von Fluginsekten überhaupt (BRAUCKMANN et al. 1993, HENDRICKS 2005).

Die meisten von ihnen zählen zu den Palaedictyoptera mit Flügelspannweiten von bis zu mehreren Dezimetern. Der Erhaltungszustand der Fossilien ist oft exzellent, einige zeigen noch Relikte eines ursprünglichen Farbmusters auf den Flügeldecken (Abb. 7). Darüber hinaus wurden fünf verschiedene Arachniden und zwei Arten von Myriapoden entdeckt. Diese Funde landbewohnender Fauna wurden begleitet von einer reichen Flora (Articulatae, Lycopsidia, Pteridophylla und Coniferospida), aber auch von Süßwasserorganismen und marinen Organismen (z. B. Bivalvia, Gastropoda, Cephalopoda und Fischreste).

Aufgrund dieses gemeinsamen Auftretens von terrestrischen, fluviatil-limnischen und marinen Spezies und der aus dem Gestein abgeleiteten Sedimentationsbedingungen wurde der Ablagerungsraum der Vorhaller Sedimente als eine Bucht zwischen den Armen eines Flussdeltas interpretiert. Der Fluss lieferte Pflanzenreste und Süßwasser-Organismen, während die Salzwasser-Organismen vom Meer her einwanderten. Innerhalb der Bucht kam es zu einer Schichtung von Süßwasser über dichterem Salzwasser, was eine gemeinsame Einbettung von Organismenresten aus beiden Milieus ermöglichte (RICHTER 2005, SCHÖLLMANN 2005). Die Insekten könnten durch Stürme eingetragen worden sein.

Nach Beendigung der Rohstoffgewinnung blieb die weitere Entwicklung des Steinbruchs lange offen. Unter mehrfach wechselnden Besitzverhältnissen wurden Deponieprojekte, eine Wohnbebauung und andere Projekte verfolgt, aber keines realisiert. Mittlerweile wurde der geowissenschaftlich bedeutsame Bereich sowohl als Bodendenkmal nach dem Denkmalschutzgesetz von NRW als auch als Naturdenkmal nach dem Landschaftsgesetz ausgewiesen. Wegen seiner außerordentlichen paläontologischen Bedeutung, seiner hervorragenden tektonischen Strukturen und seiner Bedeutung für die regionale Stratigraphie („Ziegelschiefer-Formation“) wurde der ehemalige Ziegeleisteinbruch Hagen-Vorhalle im Jahre 2006 in die Liste der „Nationalen Geotope“ der Akademie für Geowissenschaften in Hannover aufgenommen (LOOK et al. 2007).



Abb. 7:

Gefaltete Ton- und Sandsteine der Ziegelschiefer-Formation im Steinbruch Hagen-Vorhalle.

*Unten rechts im Bild: urzeitliches Fluginsekt *Lithomantis varius* (Flügelspannweite ca. 9 cm)*

Halt 6: Straßenprofil „Am Schiffswinkel“ bei Herdecke

(TK 25: Blatt 4510 Witten; R 26 00 920, H 56 97 575)

Die Böschung der Betriebsstraße des Pumpspeicher-Kraftwerkes am Nordufer des Hengsteysees bei Herdecke erschließt ein gut 200 m langes Profil, das den Übergang von der marinen Fazies des „Flözleeren“ (Ziegelschiefer-Formation, Namurium B) zur deltaisch-fluviatilen Fazies des produktiven Karbons (Kaisberg-Formation, oberstes Namurium B) erkennen lässt (Abb. 8).

Aufgeschlossen sind hier das südliche Faltenscharnier des Harkort-Sattels und die anschließende Hiddinghäuser Mulde, Spezialfalten innerhalb der Herzkämpfer Hauptmulde des Ruhrkarbons (BRAUCKMANN et al. 1993). Das Profil beginnt im flach gelagerten Sattelnern mit einer Wechsellagerung von sandigen Schluffsteinen und dünnen Sandsteinlagen, in die mehrere unreine kohlige Bänder von einigen cm Mächtigkeit eingeschaltet sind. Es handelt sich bei diesen Bändern jedoch nicht um autochthone Flözbildungen, sondern um allochthones, zusammengeschwemmtes Pflanzenmaterial. Die Schichten gehören zur Ziegelschiefer-Formation des Namuriums B, die eine marine, wenn auch sehr küstennahe Bildung darstellt. Im unweit gelegenen Aufschluss Hagen-Vorhalle haben diese Schichten neben mariner Fauna (vor allem Goniatiten) viel eingeschwemmtes Pflanzenmaterial und vor allem Reste von Fluginsekten in großer Arten- und Individuenzahl geliefert (Halt 5). Die Schichten im Sattelnern werden von einem System gegenvergenger Überschiebungen verworfen, die eine sogenannte „Fischschwanz-Struktur“ (DROZDZEWSKI 1979) bilden (Abb. 9). Bei einer solchen Überschiebungskonfiguration, die in den unterschiedlichsten Maßstäben für die Ruhrgebietstektonik sehr typisch ist, kommt es zu einer Profilverkürzung (Einengung) und Krustenverdickung, ohne dass aber ein gerichteter Transport in eine bevorzugte Richtung stattfindet. Es erfolgt dann auf sehr kurze Entfernung die fast bruchlose Umbiegung der Schichten im Faltenscharnier des Harkort-Sattels. In der anschließenden, mit 70 – 80° steil nach SE einfallenden Faltenflanke tritt dann mit dem etwa 10 m mächtigen Grenzsandstein die erste mächtige Deltaschüttung des flözführenden Karbons auf. Traditionell wurde die

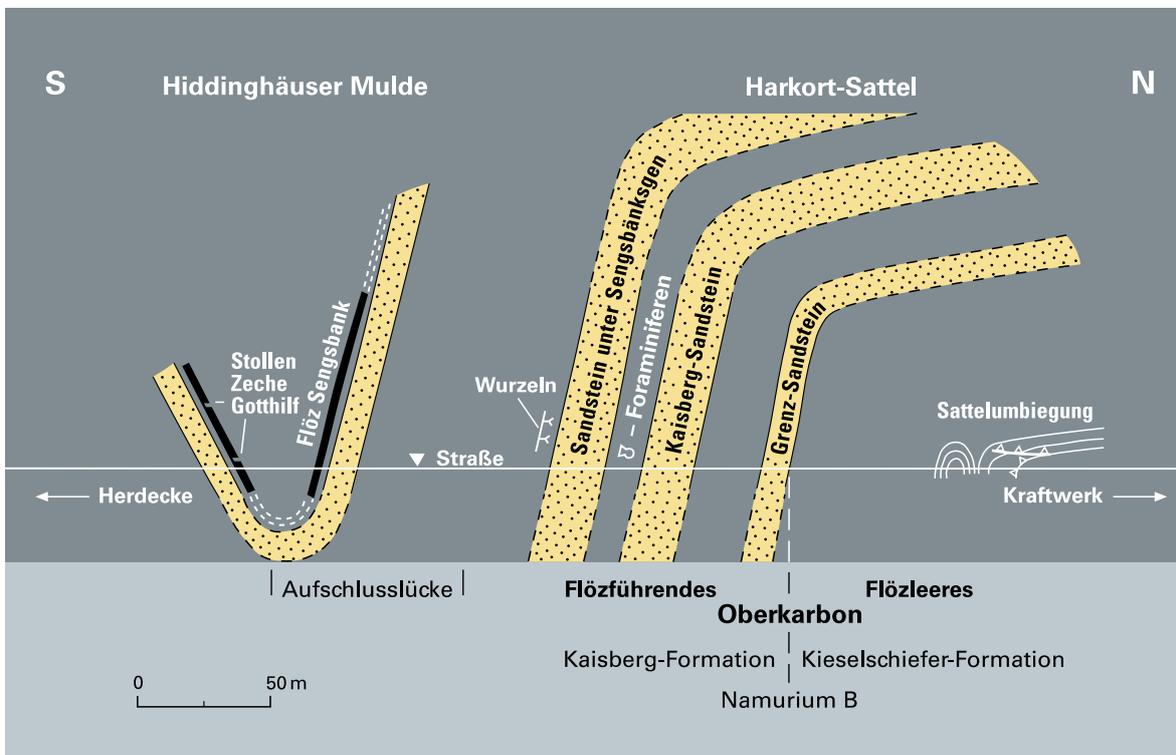


Abb. 8:

Profilskizze des Aufschlusses Herdecke „Am Schiffswinkel“: Grenzbereich flözleeres/flözführendes Karbon.

Grenze Namurium B/Namurium C (Ziegelschiefer-Formation/Sprockhövel-Formation) an der lithostratigraphisch markanten Basis dieses Sandsteins definiert (z. B. HEDEMANN et al. 1971). Da das Erstauftreten von Goniatiten der *Gastrioceras*-Zone, das für diese Grenzziehung maßgeblich ist, aber erst etwa 180 m höher im Profil im marinen Cremer-Horizont belegt ist, wurde für den hier vorliegenden sandsteinreichen obersten Abschnitt des Namuriums B die lithostratigraphische Einheit „Kaisberg-Formation“ neu eingeführt (WREDE 2003).

Der Schüttungskörper des „Grenzsandstein-Deltas“ wurde erneut überflutet, wie eine weitere Schluffsteinabfolge erkennen lässt. Mit dem etwa 20 m mächtigen, dickbankigen, zum Teil Geröll führenden Kaisberg-Sandstein tritt uns dann eine weitere Deltaschüttung entgegen. Auch dieser Schüttungskörper wurde rasch wieder überflutet: Im Hangenden dieses Sandsteins, bei km 1,27 der Straße, wurde ein Foraminiferen führender Horizont nachgewiesen, der dem marinen Bernhardt-Horizont (mit *Reticuloceras superbilingue*) an der Typlokalität am Kaisberg bei Hagen entsprechen dürfte. Erst der nächstfolgende Sandsteinkörper, der Sengsbänksgen-Sandstein, hat offenbar längerfristig über den Meeresspiegel gereicht, wie eine schwache Durchwurzelung im Hangenden erkennen lässt.

Andernorts, so zum Beispiel am etwa 2,5 km NE gelegenen Syberg, ist es sogar zur Ausbildung eines mit 15 cm nur gering mächtigen Kohlenflözes (Flöz Sengsbänksgen) gekommen (GRAMM & RÜHL 2007). Es tritt nun eine Aufschlusslücke auf, in der sich die Hangendschichten bis zum Flöz Sengsbänk verbergen. Das kleine Tal, das sich hinter dem ersten Wohnhaus den Hang hinaufzieht, zeichnet den Kern der Hiddinghäuser Mulde nach, wie die gegenfallenden Schichten im Anschluss daran erkennen lassen. Hier ist mit dem Flöz Sengsbänk und dem Sandstein im Liegenden das erste weitflächig im Ruhrkarbon verbreitete und zumindest örtlich bergbaulich genutzte Steinkohlenflöz aufgeschlossen. Mit der Schüttung des „Sengsbänk-Sandsteins“ hatte sich der Übergang von der marinen Fazies des „Flözleeren“ zur deltainschluviatilen Fazies des „Flözführenden“ vollzogen. Der restaurierte Stollen „Gotthilf“ weist auf einen von 1822 bis 1846 erfolgten, wenig erfolgreichen Abbau auf das hier etwa 50 cm mächtige Flöz Sengsbänk hin.

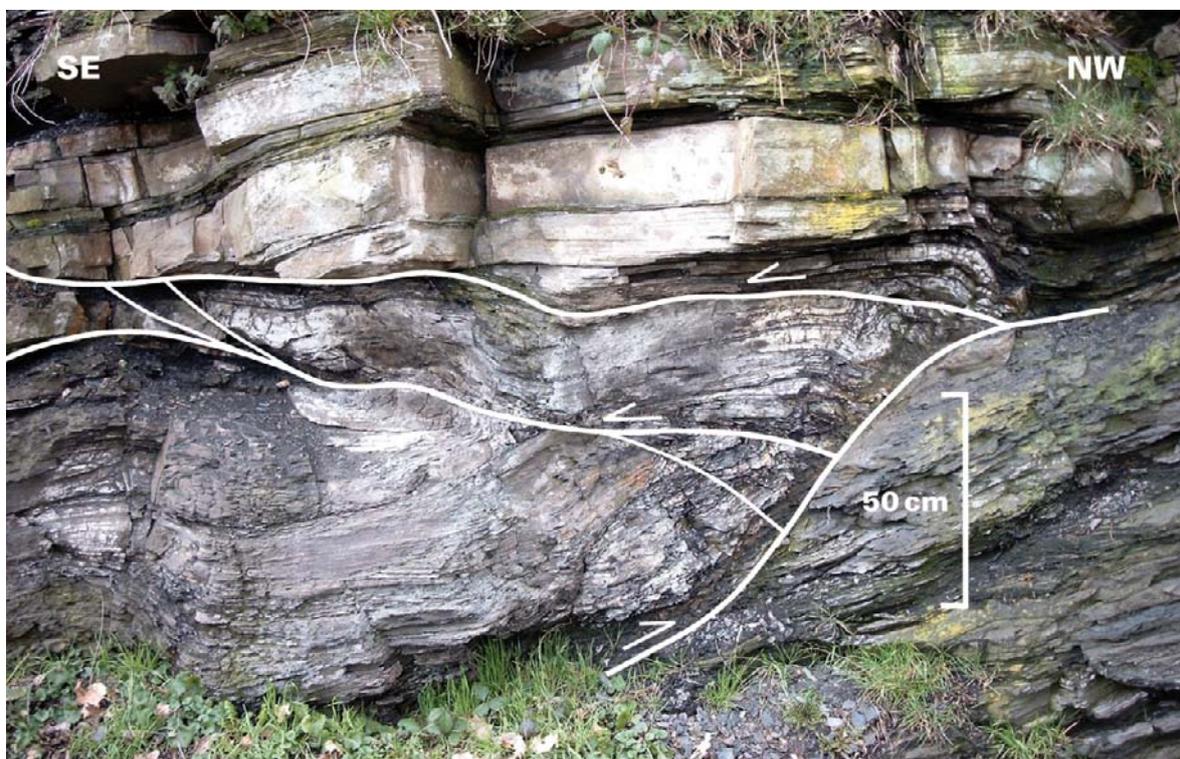


Abb. 9:
„Fischschwanz“-Konfiguration gegenvergenger Überschiebungen im Kern des Harkort-Sattels; Herdecke „Am Schiffswinkel“

Halt 7: **Steinbruch Rauen bei Witten-Gedern**

(TK 25: Blatt 4510 Witten; R 25 94 400, H 56 99 400)

Der ehemalige Sandsteinbruch schneidet von Westen her den Wartenberg an und erschließt ein etwa 200 m mächtiges Profil innerhalb der Sprockhövel-Formation (Namurium C). Es enthält fast alle wesentlichen Elemente, die für das flözführende Silesium des Ruhrkarbons typisch sind. Es handelt sich um einen Aufschluss von überregionaler Bedeutung, der als Naturdenkmal aus erdgeschichtlichen Gründen geschützt ist. Er wurde bereits vielfach in der Literatur beschrieben (z. B. DROZDZEWSKI 2001, MÜGGE et al. 2005) und in den 1980er-Jahren insbesondere sedimentologisch bearbeitet (CONZE 1984, CONZE et al. 1988). Seit Ende des 18. Jahrhunderts bis nach dem 2. Weltkrieg ist im Bereich des Steinbruchs und in der östlichen Fortsetzung Steinkohlenbergbau belegt. Abgebaut wurden die Flöze Neufköz und Wasserbank 1. Auf der unteren Sohle des Steinbruchs gewinnt man zunächst einen Überblick über die Gesamtsituation: Der Aufschluss liegt auf der Nordflanke des Kirchhörder Sattels, eines Spezialsattels innerhalb der Wittener Hauptmulde. Links fällt der Blick nach Nordosten auf die hier querschlägig angeschnittene, sandsteinreiche und Kohle führende Abfolge von der Flözgruppe Wasserbank bis zum Neufköz-Sandstein (Abb. 10). Vor dem Betrachter liegt eine große, mit etwa 50° nach NW einfallende Schichtfläche aus dem Bereich des „Hinnebecke-Horizonts“. Sie wird im Westen von einer westfallenden Abschiebung (Verwurf ca. 70 m mit zusätzlicher Horizontalkomponente) begrenzt, deren chaotisch gelagerte Störungszone gut aufgeschlossen ist. Auf der oberen Sohle lässt sich dann die vollständige Schichtenfolge von Flöz Gottessegen bis Flöz Wasserbank im Detail studieren.

Die stratigraphische Abfolge lässt sich in mehrere Zyklen gliedern (Abb. 11). Jeder Abschnitt beginnt im Prinzip mit einer klastischen Abfolge und endet mit Moorbildungen. Die Mächtigkeit der einzelnen Abschnitte beträgt zwischen 15 und 30 m. Es treten sowohl Zyklen mit einer Kornvergrößerung von unten nach oben auf als auch Zyklen mit einer Kornverfeinerung. Die „coarsening-upward“-Sequenzen reichen von marinen Tonsteinen bis zu deltaischen Sandsteinen und limnischen Schluffsteinen mit Wurzelböden und Kohleflözen. Die „fining-upward“-Sequenzen reichen von grob- über feinkörnige Rinnensedimente bis zu Auenbildungen mit Kohleflözen. Die Paläoschüttungsrichtungen der fluviatilen Rinnensandsteine weisen auf einen Sedi-



Abb. 10:
Steinbruch Rauen in Witten-Gedern, Blick auf die Ostseite

menttransport von Ost nach West. Beide Profilentwicklungen beschreiben die Sedimentation im südlichen Ruhrbecken, die durch den raschen Wechsel von marinen Ingressionen sowie deltaisichen und fluviatilen Faziesräumen mit dem jeweils typischen Fossilinhalt gekennzeichnet ist.

Das Profil der oberen Sohle beginnt mit den Schluffsteinen und Sandsteinen im Liegenden von Flöz Gottessegen. Über dem unreinen und hier nicht bauwürdigen Flöz Gottessegen erfolgte eine marine Ingression. In den feinkörnigen Tonsteinen sind spärlich marine Fossilien zu finden (*Lingula* und Grabgänge von *Planolites ophthalmoides*). Die marinen Tonsteine werden mit scharfer Grenze vom Sandstein unter Flöz Besserdich überlagert. Er ist im unteren Teil parallel geschichtet, im höheren schräg geschichtet. Dort deuten Gezeitenbündel auf Gezeiteinfluss (Watt- bzw. Prielbildungen) hin.

Der Wurzelboden im Liegenden von Flöz Besserdich-Unterbank ist in einer größeren Schichtfläche mit zahlreichen bis zu 1 m langen Stigmarien aufgeschlossen. Bei den Stigmarien handelt es sich um die Wurzelorgane der Lepidodendren (Schuppenbäume), die im Sediment flach ausgebreitet sind, der Verankerung dienten und umfangreiche Durchlüftungsgewebe aufwiesen. Flöz Besserdich-Unterbank ist nur wenige cm mächtig, und auch Flöz Besserdich-Oberbank ist nur gering mächtig. In seinem Hangenden stehen eben geschichtete Ton- und Schluffsteine mit marinen Fossilien (Goniatiten, Linguliden, Muscheln) und Lebensspuren (*Planolites ophthalmoides*) an. Die Exkursionsroute biegt im Hangenden von Flöz Besserdich aus der querschlägigen in die streichende Richtung um. Hier sind auf einer großen Schichtfläche Pflaster nichtmariner bis brackischer Muscheln (*Carbonicola lenicurvata*, *Naiadites hibernicus*) zu beobachten. Die feinklastische marine und

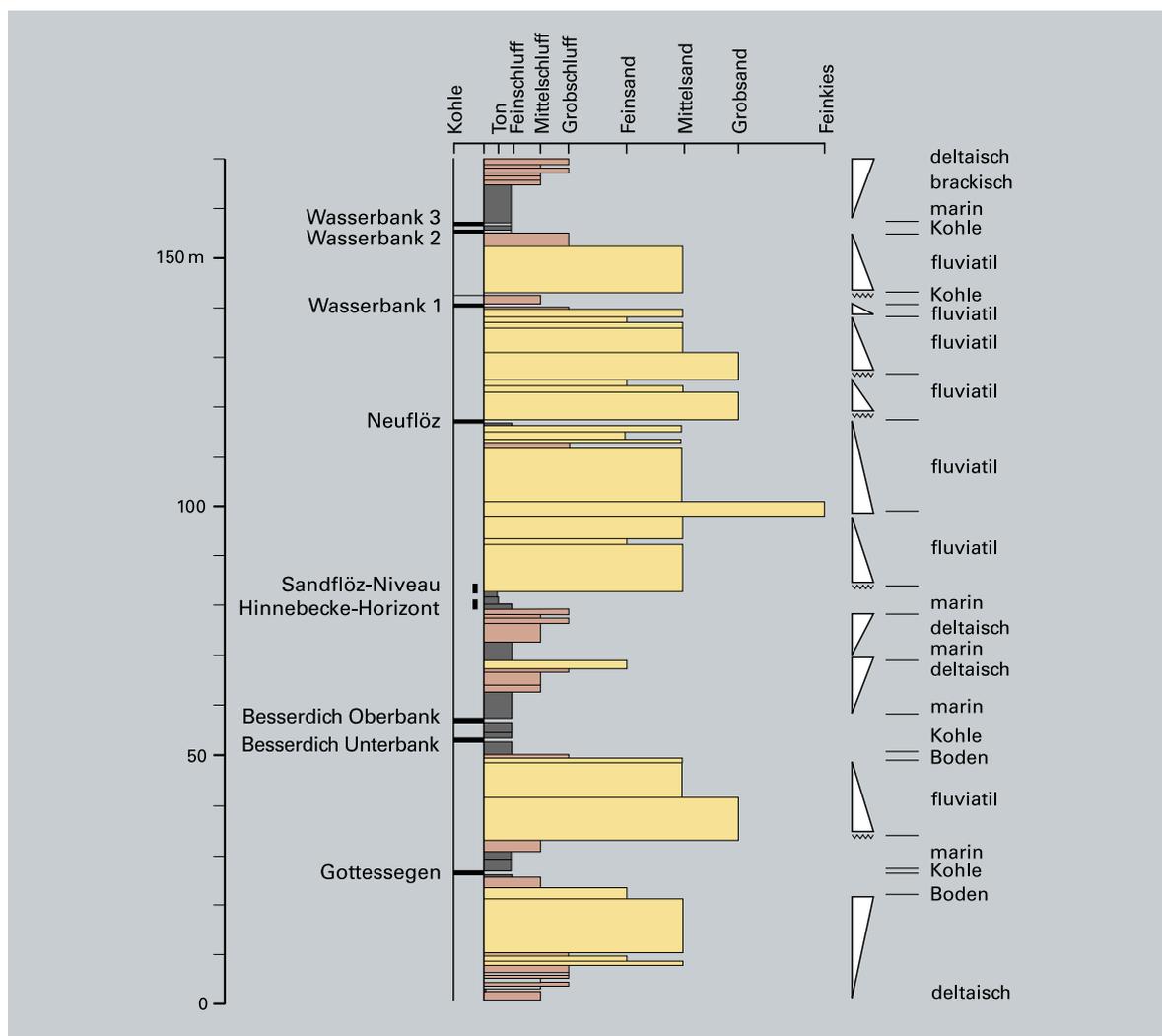


Abb. 11:
Sedimentäre Abfolge im Steinbruch Rauen: zyklische Gliederung der Schichten der Sprockhövel-Formation
(verändert nach BRAUCKMANN et al. 1993). Erl. s. Text.

brackische Schichtenfolge im Hangenden von Flöz Besserdich schließt nach oben mit sandigen Sedimenten ab, deren schwache Durchwurzelung (Hinnebecke-Niveau) eine erneute Verlandung anzeigt. Der nun folgende marine Hinnebecke-Horizont mit Goniatiten (*Donetzoceras sigma*) und Muscheln ist hier nur rund 3 m mächtig und wird erosiv vom Neuflöz-Sandstein überlagert.

Die mächtigen marinen Sedimente über den Flözen Gottessegen, Besserdich und Hinnebecke belegen für diesen Schichtenabschnitt insgesamt ein Ablagerungsmilieu vorwiegend in küstennahen Becken und Buchten. Auch die beschriebenen fluviatilen Sandsteine mit ihren Gezeiteneinflüssen belegen ein Milieu in Meeresnähe, beispielsweise in Flussästuaren. Es folgt nun die hohe Wand des Neuflöz-Sandsteins, der deutlich erosiv in die unterlagernden Schichten des Hinnebecke-Horizontes eingreift. Der Hinnebecke-Horizont ist normal 15 – 20 m mächtig, davon sind hier jedoch infolge der Erosion durch den Neuflöz-Sandstein nur etwa 3 m erhalten. Dieser erosive Kontakt des fluviatilen Neuflöz-Sandsteins deutet auf einen rasch absinkenden Meeresspiegel hin. In dessen Folge schnitten sich die Flüsse aus dem Hinterland tief in den Beckenuntergrund ein und erodierten Teile der zuvor gebildeten Sedimente. Die mehrere Zehnermeter mächtigen Sandsteine sind überwiegend großrippelgeschichtet und planar bis flach trogförmig schräg geschichtet, zeigen häufig Rinnenbildungen, erosive Kontakte und führen bereichsweise Kieslagen sowie häufig grobe Treibhölzer. Am Fuß der Felswand steht das sogenannte Sandflöz-Niveau an, ein Sand-Ton-Gemenge mit vielen kohlig erhaltenen Treibholzresten. Es füllt Hohlformen des Unterlagers aus und wird zum Teil vom hangenden Teil des Neuflöz-Sandsteins erodiert. Über dem Sandstein liegt Flöz Neuflöz, das vor der Anlage des Steinbruchs von der Zeche Bergmann abgebaut wurde. Die ursprüngliche Kohlemächtigkeit von ca. 0,5 m ist direkt unter der Steinbruchoberkante noch erkennbar, der darunter gelegene Abbauhohlraum hat sich mittlerweile wieder weitgehend geschlossen. Ein Schienenrest, der aus der Steinbruchwand ragt, ist ein deutliches Relikt des früheren Bergbaus. Das Flöz wird erneut von einem Sandstein überlagert, der zur Flöz- und Sandsteingruppe Wasserbank überleitet. Flöz Wasserbank 1 ist ebenfalls weitgehend abgebaut. Die Grenze zwischen anstehender und abgebauter Kohle lässt sich von der unteren Steinbruchsohle aus deutlich erkennen. Der Wurzelboden unter Flöz Wasserbank 1 bildet eine große freiliegende Schichtfläche voller Stigmarien.

Über dem Flöz Wasserbank 1 folgen 3 m Auensedimente mit zahlreichen Pflanzenresten und eine dünne Kohlelage. Über einem weiteren, ca. 10 m mächtigen fluviatilen Sandstein liegen dann die dünnen Kohleflöze Wasserbank 2 und 3. Im Gegensatz zu dem stärker marin beeinflussten Abschnitt von Flöz Gottessegen bis Hinnebecke ist der jüngere Schichtenabschnitt vom Neuflöz-Sandstein bis zu den Wasserbank-Flözen einem eher fluviatilen Environment zuzuordnen.

Literatur

- BECKER, R. T. (1992): Zur Kenntnis von Hemberg-Stufe und *Annulata*-Schiefer im Nordsauerland (Oberdevon, Rheinisches Schiefergebirge, GK 4611 Hohenlimburg). – Berliner geowiss. Abh., **E 3**: 3 – 41; Berlin.
- BENDER, P.; BRAUN, A.; KÖNIGSHOF, P. (1991): Radiolarien und Conodonten aus unterkarbonischen Kieselkalken und Kieselchiefern des nördlichen Rheinischen Schiefergebirges. – Geol. et Palaeont., **25**: 87 – 97; Marburg.
- BRAUCKMANN, C.; SCHÄFER, A.; DROZDZEWSKI, G.; WREDE, V. (1993): Stratigraphie, Sedimentologie und Tektonik im Oberkarbon des Subvariscikums. – Dt. geol. Ges. 145. Hauptvers., Exkursionsführer: 25 – 40; Krefeld.
- BUGGISCH, W. (1991): The global Frasnian-Famennian „Kellwasser-Event“ – Geol. Rdsch., **80**: 49 – 72; Stuttgart.
- CONZE, R. (1984): Sedimentologische Typisierung der feinklastischen Gesteine des Ruhrkarbons. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **32**: 187 – 230; Krefeld.
- CONZE, R.; KRAFT, O.; STREHLAU, K. (1988): Typische Sedimentfolgen im südlichen Ruhrkarbon (Namur C u. Westfal A). – In: Exkursionsführer / Sediment '88, **Exk. A**: 57 S.; Bochum.
- CRAMM, T.; RÜHL, W. (2007) m. Beitr. von WREDE, V.: Auf den Spuren des Bergbaus in Dortmund-Syberg. Forschungen und Grabungen am Nordwesthang des Sybergs von 1986 – 2006. – scriptum, **15**: 113 S.; Krefeld.
- Deutsche Stratigraphische Kommission [Hrsg.] (2005): Stratigraphie von Deutschland, V: Oberkarbon (Pennsylvanium). – Cour. Forsch.-Inst. Senckenb., **254**: 1 – 477; Frankfurt/Main.
- Deutsche Stratigraphische Kommission [Hrsg.] (2006): Stratigraphie von Deutschland, VI: Unterkarbon (Mississippium). – Schr.-R. dt. Ges. Geowiss., **41**: 1 – 590; Hannover.

- DROZDZEWSKI, G. (1979): Grundmuster der Falten- und Bruchstrukturen im Ruhrkarbon. – Z. dt. geol. Ges., **130**: 51 – 67; Hannover.
- DROZDZEWSKI, G. (1993): The Ruhr coal basin (Germany): Structural evolution of an autochthonous foreland basin. – Internat. J. Coal Geol., **23**: 231 – 250; Amsterdam.
- DROZDZEWSKI, G. (2001): Geotope im Ruhrgebiet. – scriptum, **8**: 53 – 69; Krefeld.
- DROZDZEWSKI, G. (2005): Zur sedimentären Entwicklung des Subvariscikums im Namurium und Westfalium Nordwestdeutschlands. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland, V: Oberkarbon (Pennsylvanium). – Cour. Forsch.-Inst. Senckenb., **254**: 271 – 320; Frankfurt/Main.
- DROZDZEWSKI, G.; WREDE, V. (1994): Faltung und Bruchtektonik – Analyse der Tektonik im Subvariscikum. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **38**: 7 – 187; Krefeld.
- EDER, W.; ENGEL, W.; FRANKE, W.; SADLER, P. M. (1983): Devonian and Carboniferous Limestone-Turbidites of the Rheinisches Schiefergebirge and their Tectonic Significance. – In: MARTIN, H.; EDER, W. [Hrsg.]: Intracontinental Fold Belts: 93 – 124; Berlin, Heidelberg (Springer).
- EINSELE, G. (1963): Über Art und Richtung der Sedimentation im klastischen rheinischen Oberdevon (Famenne). – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **43**: 1 – 60; Wiesbaden.
- EISERHARDT, K.-H.; RIBBERT, K.-H. (2006): Nördliches Rheinisches Schiefergebirge. – In: STEININGER, F. F. [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland, VII. Silur. – Schr.-R. dt. geol. Ges., **46**: 38 – 44; Hannover.
- EISERHARDT, K.-H.; KOCH, L.; MALETZ, J. (2001): Nördliches Rheinisches Schiefergebirge (29). – In: STEININGER, F. F. [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland II. Ordovizium, Kambrium, Vendium, Riphäikum. Teil III. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenb., **235**: 90 – 108; Frankfurt/Main.
- FUCHS, A. (1911): Erläuterungen zu Blatt 4612 Iserlohn – Geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesstaaten <1 : 25 000>, Erl., **4612**: 61 S.; Berlin.
- GEREKE, M. (2007): Die oberdevonische Kellwasser-Krise in der Beckenfazies von Rhenohertzynikum und Saxothuringikum (spätes Frasnium/basales Famennium, Deutschland). – Kölner Forum Geol. u. Paläont., **17**: 1 – 228; Köln.
- GOLDRING, R.; LANGENSTRASSEN, F. (1979): Open shelf and near-shore clastic facies in the Devonian. – Spec. Pap. Palaeont., **23**: 81 – 97; London.
- GREBE, W. (1998): Zur aktuellen Ausdehnung der B-7-Höhle. – Speläol. Jb. Ver. Höhlenkde. Westf., **1997**: 21 – 22, 1 Plan, 2 Abb.; Iserlohn.
- GREBE, W.; NIGGEMANN, S. (1995): Zur Speläogenese der Höhlen im Grünerbachtal (Iserlohn). – Speläol. Jb. Ver. Höhlenkde. Westf., **1994**: 23 – 24, 1 Abb.; Iserlohn.
- GURSKY, H. J. (2006): Paläogeographie, Paläoozeanographie und Fazies. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland, VI: Unterkarbon (Mississippium). – Schr.-R. dt. Ges. Geowiss., **41**: 51 – 68; Hannover.
- HAMMERSCHMIDT, E.; NIGGEMANN, S.; GREBE, W.; OELZE, R.; BRIX, M. R.; RICHTER, D. K. (1995): Höhlen in Iserlohn – Schriften z. Karst- u. Höhlenkde. Westf., **1**: 153 S., 128 Abb., 1 Taf.; Iserlohn.
- HEDEMANN, H. A.; FABIAN, H. J.; FIEBIG, H. J.; RABITZ, A. (1971): Das Karbon in marinparalischer Entwicklung. – 7. Congr. Int. Strat. Geol. Carbonif. 1971; C. R., **1**: 29 – 47; Krefeld.
- HELMKAMPF, K. (1969): Zur Sedimentpetrographie und Stratinomie des Westenfelder Kohlenkalks (Sauerland). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **16**: 473 – 528; Krefeld.
- HENDRICKS, A. [Hrsg.] (2005): Als Hagen am Äquator lag. Die Fossilien der Ziegeleigrube Hagen-Vorhalle. – 222 S.; Münster/Westf. (Westf. Museum f. Naturkunde).
- HERBIG, H.-G. (1998): The late Asbian transgression in the central European Culm basins (Late Viséan, cd III α). – Z. dt. geol. Ges., **149**: 39 – 58; Stuttgart.
- HERBIG, H.-G. (2005): Die internationale Mississippium-Pennsylvanium-Grenze – Entwicklung des Konzeptes, Definition und Anwendung in Deutschland. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland, V: Oberkarbon (Pennsylvanium). – Cour. Forsch.-Inst. Senckenb., **254**: 3 – 12; Frankfurt/Main.
- IMMENKAMP, A. (2005): Die Vorhaller Schichten als Rohstoff. Geschichte der Ziegelindustrie in Hagen. – In: HENDRICKS, A. [Hrsg.]: Als Hagen am Äquator lag. Die Fossilien der Ziegeleigrube Hagen-Vorhalle: 8 – 15, 2 Abb.; Münster/Westf..
- JACKSON, P. C. (1990): The Crenistria Limestone: palaeoceanographic crisis in a Dinantian sea. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1990** (10): 607 – 621; Stuttgart.

- KAMP, H. VON; RIBBERT, K.-H. (2005): Erläuterungen zu Blatt 4611 Hagen-Hohenlimburg. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4611**, 3. Aufl.: 156 S., Krefeld.
- KNOBEL, M.; WREDE, V. (2008): Kalksteinlagerstätte Wülfrath (Exkursion L am 28. März 2008). – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F., **90**: 347 – 358; Stuttgart.
- KOCH, L. (1984): Aus Devon, Karbon und Kreide. Die fossile Welt des nordwestlichen Sauerlandes. – 159 S.; Hagen.
- KOCH, M.; LEUTERITZ, K.; ZIEGLER, W. (1970): Alter, Fazies und Paläogeographie der Oberdevon/Unterkarbon-Schichtenfolge an der Seiler bei Iserlohn. Ergebnisse von Schurarbeiten. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **17**: 679 – 732; Krefeld.
- KOCH-FRÜCHTL, U.; FRÜCHTL, M. (1993): Stratigraphie und Faziesanalyse einer mitteldevonischen Karbonatabfolge im Remscheid-Altenaer Sattel (Sauerland). – Geol. u. Paläont. Westf., **26**: 47 – 75; Münster/Westf.
- KORN, D. (2003): Die Formationen der Kulm-Fazies im Rheinischen Schiefergebirge. – In: AMLER, M.; GEREKE, M. [Hrsg.]: Karbon-Korrelationstabelle (KKT), Ausgabe 2003. – Senckenb. lethaea, **83** (1/2): 235 – 247; Frankfurt/Main.
- KORN, D. (2006): Lithostratigraphische Neugliederung der Kulm-Sedimentgesteine im Rheinischen Schiefergebirge. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland, VI: Unterkarbon (Mississippium). – Schr.-R. dt. Ges. Geowiss., **41**: 379 – 383; Hannover.
- KOSSMAT, F. (1927): Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. – Abh. sächs. Geol. L.-Amt, **1**: 40 S.; Leipzig.
- KREBS, W. (1968 a): Reef development in the Devonian of the eastern Rhenish Slate Mountains, Germany. – Internat. Symp. Devon. Syst., **2**: 295 – 306; Calgary/Alberta.
- KREBS, W. (1968 b): Facies types in Devonian back-reef limestones in the Eastern Rhenish Schiefergebirge. – In: MÜLLER; FRIEDMANN [Hrsg.]: Recent developments in carbonate sedimentology in Central Europe: 186 – 195; Berlin (Springer).
- KREBS, W. (1974): Devonian carbonate complexes of central Europe. – In: LAPORTE, L. F. [Hrsg.]: Reefs in time and space. – Soc. econ. Paleont. and Mineral., Spec. Publ., **18**: 155 – 208; Tulsa/Oklahoma.
- KRULL, P. (2005): Paläogeographischer Rahmen. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland, V: Oberkarbon (Pennsylvanien). – Cour. Forsch.-Inst. Senckenb., **254**: 13 – 24; Frankfurt/Main.
- KÜHN-VELTEN, H.; PAPROTH, E. (1981): Oberdevon und Unterkarbon am Haltepunkt Oese. – In: Erläuterungen zu Blatt C 4710 Dortmund. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 100 000>, Erl., C **4710**: 38 – 39; Krefeld.
- LANGENSTRASSEN, F. (1983): Neritic Sedimentation of the Lower and Middle Devonian in the Rheinisches Schiefergebirge East of the River Rhine. – In: MARTIN, H.; EDER, F. W. [Hrsg.]: Intracontinental Fold Belts: 43 – 76; Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo (Springer).
- LANGENSTRASSEN, F.; BECKER, G.; GROSS-UFFENORDE, H. (1979): Zur Fazies und Fauna der Brandenburg-Schichten bei Lasbeck (Eifel-Stufe), Rechtsrheinisches Schiefergebirge. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **158**: 64 – 99; Stuttgart.
- LOOK, E.-R.; QUADE, H.; MÜLLER, R. (2007): Faszination Geologie. Die bedeutendsten Geotope Deutschlands, 2. Aufl.: 175 S.; Stuttgart.
- MAY, A. (1986): Biostratigraphische Untersuchungen im Mittel-Devon des Nordwest-Sauerlandes (Rheinisches Schiefergebirge). – Dortmunder Beitr. Landeskd., naturwiss. Mitt., **20**: 23 – 55; Dortmund.
- MESTERMANN, R. (1998): Mikrofazies, Paläogeographie und Eventgenese des *crenistrina*-Horizontes (Obervisé, Rhenohercynicum). – Kölner Forum Geol. u. Paläont., **2**: 1 – 77; Köln.
- MÜGGE, V.; ROSENDAHL, W.; WREDE, V. (2007): Zur Bedeutung von Höhle und Karst für den Nationalen GeoPark Ruhrgebiet. – Mitt. Verb. dt. Höhlen- u. Karstforsch., **53** (2): 36 – 40; München.
- MÜGGE, V.; WREDE, V.; DROZDZEWSKI, G. (2005): Von Korallenriffen, Schachtelhalmen und dem Alten Mann – ein spannender Führer zu 22 Geotopen im mittleren Ruhrtal. – 160 S.; Essen (Klartext).
- MÜLLER, H. (1981): Permzeitlicher Wüstenschutt: Mendener Konglomerat. – In: Erläuterungen zu Blatt C 4710 Dortmund. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 100 000>, Erl., C **4710**: 41 – 43; Krefeld.
- MUSTAFA, H. (1975): Beiträge zur Devonflora I. – Argumenta palaeobot., **4**: 101 – 133; Münster/Westf.
- MUSTAFA, H. (1978): Beiträge zur Devonflora II und III. – Argumenta palaeobot., **5**: 31 – 56; Münster/Westf.
- NIGGEMANN, S.; OELZE, U.; HAMMERSCHMIDT, E.; RICHTER, D. K. (1999): Pb/Zn-haltige Gipskrusten im Massenkalkgebiet von Iserlohn (NRW) als Ausdruck einer subrezenten Umweltbelastung. – Zbl. Geol. u. Paläontol., Tl. 1, **1997** (10 – 12): 1285 – 1294; Stuttgart.
- OTTO, M. (1998): New finds of vertebrates in the Middle Devonian Brandenburg-Group (Sauerland, Northwest Germany), Part 1.: Arthrodira. – Paläont. Z., **72** (1/2): 117 – 134; Stuttgart.

- OTTO, M. (1999): New finds of vertebrates in the Middle Devonian Brandenburg-Group (Sauerland, Northwest Germany), Part 2: Ptyctodontida, Acanthodii, Actinopterygii and Sarcopterygii. – *Paläont. Z.*, **73** (1/2): 113 – 131; Stuttgart.
- PFEIFFER, A. (1938): Die Brandenbergschichten im bergisch-sauerländischen Mitteldevon. – Diss. Univ. Göttingen: 60 S.; Göttingen.
- PIECHA, M.; RIBBERT, K.-H. (2010): Selected Geosites in the northern Rhenish Mountains. – In: MÜGGE, V.; RÖHLING, H.G.; WREDE, V. [Hrsg.]: Geotop 2010 – 14. Internationale Jahrestagung der Fachsektion GeoTop in der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften and 6th International Symposium on Conservation of Geological Heritage, May 29th 2010 – June 2nd 2010 in Hagen (Westf.) Germany. – *Schr.-R. dt. Ges. Geowiss.*, **66**: 184 – 196; Hannover.
- PIECHA, M.; RIBBERT, K.-H.; WREDE, V. (2008): Das Paläozoikum im südlichen Ruhrgebiet (Exkursion C am 27. März 2008). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F.*, **90**: 149 – 185, 21 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- RICHTER, D. K. (2005): Sedimentologie. – In: HENDRICKS, A. [Hrsg.]: Als Hagen am Äquator lag. Die Fossilien der Ziegeleigrube Hagen-Vorhalle: 30 – 38, 3 Abb.; Münster/Westf..
- ROSENDAHL, G.; ROSENDAHL, W. (2001): Neue Artefaktfunde von der Grümannshöhle in Iserlohn-Letmathe – *Mitt. Verb. dt. Höhlen- u. Karstforsch.*, **51** (4): 136 – 139, 6 Abb.; München.
- ROSENDAHL, W.; WREDE, V. (2001): Karsterscheinungen und Geotopschutz im nördlichen Sauerland. – *scriptum*, **8**: 85 – 98, 12 Abb.; Krefeld.
- ROSS, C. A.; ROSS, J. R. P. (1985): Late Paleozoic depositional sequences are synchronous and worldwide. – *Geology*, **13**: 194 – 197; Boulder, Colorado.
- SCHINDLER, E. (1990): Die Kellwasser-Krise (hohe Frasn-Stufe, Ober-Devon). – *Göttinger Arbeiten zur Geologie und Paläontologie*, **46**: 115 S.; Göttingen.
- SCHMIDT, W. E. (1905): Der oberste Lenneschiefer zwischen Letmathe und Iserlohn. – *Z. dt. geol. Ges.*, **57**: 498 – 566; Berlin.
- SCHÖLLMANN, L. (2005): Entstehung der Fossilagerstätte. – In: HENDRICKS, A. [Hrsg.]: Als Hagen am Äquator lag. Die Fossilien der Ziegeleigrube Hagen-Vorhalle: 40 – 41, 1 Abb.; Münster/Westf..
- SCHWEITZER, H.-J. (1990): Pflanzen erobern das Land. – *Kleine Senckenberg-Reihe*, **18**: 75 S.; Frankfurt/Main.
- STOPPEL, D.; KORN, D.; AMLER, M. R. W. (2006): Der Nord- und Nordostrand des Rheinischen Schiefergebirges und das zentrale Sauerland – In: Deutsche Stratigraphische Kommission [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland, VI: Unterkarbon (Mississippium). – *Schr.-R. dt. Ges. Geowiss.*, **41**: 330 – 357; Hannover.
- Suess, M. P. (2005): Zykltheme, Zyklen und Sequenzen – Steuernde Faktoren der Sedimentation im Ruhr-Becken. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland, V: Oberkarbon (Pennsylvanium). – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenb.*, **254**: 161 – 168; Frankfurt/Main.
- Suess, M. P.; DROZDZEWSKI, G.; SCHAEFER, A. (2007): Sedimentary Environment dynamics and the formation of coal in the Pennsylvanian Variscan foreland in the Ruhr basin (Germany, Western Europe). – *Internat. J. Coal. Geol.*, **69**: 267 – 287; Amsterdam.
- WALLISER, O. H. (1996): Global Events in the Devonian and Carboniferous. – In: WALLISER, O. H. [Hrsg.]: Global Events and Event Stratigraphy: 225 – 250; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- WITTEN, W. (1979): Stratigraphie, Sedimentologie und Paläogeographie der Kieselkalke im Unterkarbon II γ/δ – III γ/α des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges. – *Geol. Abh. Hessen*, **80**: 1 – 132; Wiesbaden.
- WREDE, V. (1987): Einengung und Bruchtektonik im Ruhrkarbon. – *Glückauf-Forsch.-H.*, **48**: 116 – 121; Essen.
- WREDE, V. (1992): Störungstektonik im Ruhrkarbon. – *Z. angew. Geol.*, **38**: 94 – 104; Hannover.
- WREDE, V. (2000): Struktureller Bau und Mächtigkeit des „Flözleeren“ (Namur A - C) im Raum Haßlinghausen (südliches Ruhrkarbon). – *Z. dt. geol. Ges.*, **151**: 171 – 185; Stuttgart.
- WREDE, V. (2003): Neue Festlegungen in der Oberkarbon-Stratigraphie. – *Glückauf-Forsch.-H.*, **64**: 13 – 17; Essen.
- WREDE, V. (2005 a): Thrusting in a folded regime: Fold Accomodation Faults in the Ruhr basin, Germany. – *J. Struct. Geol.*, **27**: 789 – 803; Amsterdam.
- WREDE, V. (2005 b) m. Beitr. von RIBBERT, K.-H.: Das Oberkarbon (Silesium) am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges (Ruhrkarbon). – In: Deutsche Stratigraphische Kommission [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland, V: Oberkarbon (Pennsylvanium). – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenb.*, **254**: 225 – 254; Frankfurt/Main.
- WREDE, V. (2010): Carboniferous and Coal in the Ruhr Valley. – *Schr.-R. dt. Ges. Geowiss.*, **66**: 226 – 236, 17 Abb.; Hannover.
- ZIEGLER, W. (1970) mit Beitr. von KAMP, H. von; REINHARDT, M.; SCHERP, A.; SCHMIDT, W.; WIRTH, W.: Erläuterungen zu Blatt 4713 Plettenberg. – *Geol. Kt. von Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>*, mit Erl., **4713**, 2. Aufl.: 179 S.; Krefeld.

Exkursion D

Reise in den Nationalen GeoPark Ruhrgebiet

Weltkulturerbe Zeche Zollverein · Infozentrum GeoPark Ruhrgebiet · Industriemuseum Zeche Nachtigall

VERA BARTOLOVIĆ, ULRIKE STOTTROP, UDO SCHEER, MICHAEL PETERS

Einleitung

Warum gibt es das Ruhrgebiet? Wieso leben hier mehr Menschen als in Deutschlands größter Stadt Berlin? Welche Rolle spielen Kohle, Erz oder Steinsalz? Die Bodenschätze der Metropole Ruhr sind das Hauptthema des Nationalen GeoParks Ruhrgebiet, dem weltweit ersten Geopark in einem urbanen Ballungsgebiet. Die Steinkohle war der wichtigste, aber nicht der einzige Rohstoff, der das Ruhrgebiet geprägt hat. Erze für die Hüttenindustrie, Salz als Chemierohstoff oder auch Sand und Kies für die Bauindustrie repräsentieren bis heute die Bedeutung der hier vorkommenden Bodenschätze.

Rohstoffland Ruhrgebiet, Geologie zum Anschauen lautet der Slogan, mit dem sich der GeoPark Ruhrgebiet vorstellt. Seine Gesteine dokumentieren 400 Mio. Jahre Erdgeschichte vom Devon bis ins Quartär. An gut Hundert zugänglichen Geotopen können Besucher die Gesteins- und Fossilienwelt erkunden. Drei herausragende Naturorte wurden im bundesweiten Wettbewerb als Nationale Geotope ausgezeichnet: das Muttental als Wiege des Steinkohlenbergbaus, das während dieser Exkursion besucht wird; die bizarre Karstlandschaft des Felsenmeeres in Hemer; die Ziegeleigrube Hagen-Vorhalle als Fundstätte der ältesten Fluginsekten der Erdgeschichte.

Der GeoPark Ruhrgebiet liegt auf der Grenze zwischen den deutschen Mittelgebirgen und dem norddeutschen Flachland. Der Süden ist geprägt durch die Mittelgebirgslandschaft des Ruhrtals. Das dortige Geopark-Wandereareal mit der 185 km langen GeoRoute Ruhr bietet viele Möglichkeiten für geologische, bergbau- und kulturgeschichtliche Touren. Nördlich der Ruhr bewegt sich der Besucher in einer Stadt-an-Stadt-Landschaft. Alte Industriebauten wie das UNESCO-Welterbe Zeche Zollverein – erster Haltepunkt dieser Exkursion – erstrahlen in neuem Glanz und laden in einzigartige Räume für Museen, Musik und Kunst ein. Im Norden des Geoparks beginnt das ländlich geprägte, flache Münsterland mit seinen kreidezeitlichen Ablagerungen und Spuren längst vergangener eisiger Zeiten. Die sehr gut ausgebaute Infrastruktur ist vor allem für geotouristische Radtouren geeignet.

Die große Zahl an Sehenswürdigkeiten geologischer Art oder der Industriekultur macht die Zusammenhänge zwischen den hier vorkommenden Bodenschätzen und der Entwicklung zum Ballungsraum Ruhrgebiet nicht nur dem Fachpublikum, sondern auch der breiten Öffentlichkeit anschaulich. Aus diesem Grunde wurde die Metropole Ruhr im Jahr 2006 als „Nationaler GeoPark Ruhrgebiet“ anerkannt. Träger des Nationalen GeoParks ist der Verein GeoPark Ruhrgebiet e. V., der im Jahr 2004 auf Initiative des Geologischen Dienstes NRW und des damaligen Kommunalverbandes Ruhrgebiet (heute Regionalverband Ruhr) ins Leben gerufen wurde. Im Trägerverein engagieren sich zahlreiche geowissenschaftliche Institutionen, Kommunen, Wirtschaftsbetriebe, Naturschutzorganisationen sowie Einzelpersonen, die als fachkompetentes Netzwerk gemeinsam daran arbeiten, den Geotopschutz, die geowissenschaftliche Bildung und Information sowie den Geotourismus innerhalb der Metropole Ruhr voranzutreiben. Die erneute Anerkennung als Nationaler GeoPark Ende 2011 durch die Experten der GeoUnion Alfred-Wegener-Stiftung bestätigt den bisherigen erfolgreich gegangenen Weg.

Weitere Informationen zum GeoPark Ruhrgebiet: www.geopark-ruhrgebiet.de



Abb. 1:

Kreise und Städte im GeoPark Ruhrgebiet, Exkursionspunkte (rot) Weltkulturerbe Zeche Zollverein: Ruhr Museum (1) und LWL-Industriemuseum Zeche Nachtigall / Infozentrum GeoPark Ruhrgebiet (2) (Grafik: GeoPark Ruhrgebiet e. V.)

Exkursionspunkte

Mit der Exkursion „Reise in den Nationalen GeoPark Ruhrgebiet“ werden zwei bedeutende Geopark-Mitgliedsinstitutionen und deren Standorte vorgestellt. Der erste Exkursionsstopp führt zum Ruhr Museum auf dem Gelände der UNESCO-Welterbestätte Zeche Zollverein in Essen (Abb. 1). Das Ruhr Museum präsentiert sich als Regionalmuseum und zeigt in seiner Dauerausstellung die Natur- und Kulturgeschichte des gesamten Ruhrgebietes. Es präsentiert sich als „Gedächtnis und Schaufenster der Metropole Ruhr“.

Der Nationale Geotop Muttental mit dem dortigen LWL-Industriemuseum Zeche Nachtigall ist die zweite Lokalität der Exkursion. Dem Besucher bieten sich dort hervorragende Einblicke in Aufschlüsse des flözführenden Oberkarbons und in einen ausgebauten Bergwerksstollen. In eindrucksvoller Weise präsentiert das Industriemuseum den Übergang vom Stollen- zum Tiefbau der Steinkohlegewinnung an der Ruhr. Neben den geologischen Aufschlüssen und musealen Installationen wird während der Exkursion auch das künftige Infozentrum des Nationalen Geoparks Ruhrgebiet vorgestellt, das derzeit in der ehemaligen Museums-Cafeteria gebaut wird.

1 Weltkulturerbe Zeche Zollverein: Ruhr Museum

Einleitung

Eine Fläche von über 160 ha im Norden von Essen wird von einem gewaltigen Bergwerks-Komplex – Zollverein Schacht XII, Schachtanlage 1/2/8 und die Kokerei Zollverein – eingenommen. Im Jahr 1847 erfolgte die erste Schacht- abteufung, 1986 wurde die letzte Kohle zutage gefördert und im Jahr 1993 kam es zur Schließung der Kokerei. 2001 wurde die ehemals größte, modernste und weltweit produktivste Steinkohlenzeche schließlich in die UNESCO- Welterbeliste aufgenommen.

Das Ruhr Museum befindet sich in der Kohlenwäsche von Schacht XII, dem größten Gebäudekomplex der gesamten Industrieanlage. Es ist das einzige Regionalmuseum, das die gesamte Natur- und Kulturgeschichte des Ruhrgebietes als Dauerausstellung präsentiert. Vorgestellt werden Mythen, Phänomene und Strukturen, die Geologie, die vorindustrielle Zeit, die Geschichte der Industrialisierung und ihre Folgen sowie die Perspektiven für die Zukunft der Region. Das Ruhr Museum besitzt umfangreiche Sammlungen zur Geologie, Archäologie, Geschichte und Fotografie der Metropole Ruhr, die im Wesentlichen auf den Sammlungen des ehemaligen Ruhr- landmuseums der Stadt Essen beruhen.

Besichtigungstour

Während der Exkursion werden die Besucher zunächst einen eindrucksvollen Panoramablick vom Dach der Kohlenwäsche auf den Zollverein-Komplex und die umliegende Region genießen können. Dabei wird ein Einblick in die Geschichte von Zollverein und des Ruhrgebietes mit seinen charakteristischen Landschaftsmerkmalen gegeben. Anschließend führt die Tour weiter in die sich über drei Etagen erstreckende Dauerausstellung, wobei vor allem die geowissenschaftlichen Ausstellungsteile vorgestellt werden.

1.1 Panoramablick vom Dach der Kohlenwäsche: Zollverein-Komplex, Industrienatur und Industrielandschaft

Das Dach der Kohlenwäsche bietet einen spektakulären Blick über den Zollverein-Komplex und die Industrielandschaft des Ruhrgebietes (Abb. 2). Entgegen der allgemeinen Ansicht ist der Ballungsraum mit über 5 Mio. Einwohnern erstaunlich grün. Gut 60 % des Ruhrgebietes bestehen aus Wald-, Wasser- und Landwirtschaftsflächen. Innerhalb von nur 150 Jahren wurden im Ruhrgebiet über 7 Mrd. Tonnen Gestein bewegt, um 11 Mrd. Tonnen Steinkohle zu gewinnen. Die dabei entstandenen Bergsenkungsgebiete und Bergehalden haben eine für das Ruhrgebiet charakteristische Landschaft geschaffen. So zählen beispielsweise die weithin sichtbaren Halden zu den typischen und unverkennbaren morphologischen Kennzeichen der heutigen Metropole Ruhr. Einige von ihnen wurden mittlerweile künstlerisch gestaltet. Solche „Landmarken“ sind nicht nur bei Radsportlern und Wanderern bekannt, sondern sie dienen auch vielen Menschen als grüne Oasen zum ausruhen und relaxen.

Darüber hinaus sind durch Bergbau beeinflusste Landschaften auch das Ergebnis eines radikalen Eingriffs in die Oberflächengestalt der Erde. Infolge der Industriellen Revolution entwickelte sich im Ruhrgebiet die Flora und Fauna auf völlig neuen Böden. Durch die Bergbau- und Stahlindustrie wurden künstliche Bodenablagerungen geschaffen, die mit Aschen, Schlacken und Bergematerial angereichert waren und so zu neuen „industriebürtigen Substraten“ führten. Die Zusammensetzung der neuen Böden variiert auf kleinstem Raum, je nachdem welches Material an welcher Stelle abgelagert wurde. Dies bringt eine unwahrscheinlich große Vielfalt an Pflanzen- und Tierarten hervor, genau so auch auf dem hier zu sehenden Gelände der Zeche Zollverein. Es traten alle Arten der Besiedlung auf, von Pioniervegetation bis hin zu Wäldern. Die industrielle Flora umfasst unter anderem autochthone Urformen, solche, die sich nach der letzten Eiszeit angesiedelt haben, Arten, die sich im 16. Jahrhundert entfalteteten, und Arten, die mit dem Einsetzen der Industrialisierung auftauchten. Auf den Besucherstegen, einem auf Stelzen gelegenen Rundkurs, erhält man einen Überblick über das Werksgelände. Auf den Schotterpisten unterhalb der Stege ist eine Pioniervegetation, unter anderem bestehend aus *Echium vulgare* „Natterkopf“, Buddleja „Schmetterlingsstrauch“ und *Oenothera biennis* „Nachtkerze“, zu sehen.



Abb. 2:

Die Weltkulturerbestätte Zeche Zollverein im Zentrum des Ruhrgebietes (Foto: PETER WIELER)

1.2 Ruhr Museum: Dauerausstellung Natur. Kultur

Das Ruhr Museum präsentiert sich als Gedächtnis und Schaufenster der Metropole Ruhr. Es wurde am 10. Januar 2010 in einem der größten und repräsentativsten Industriegebäude des Ruhrgebietes, der Kohlenwäsche der Zeche Zollverein/Schacht XII, für die Besucher eröffnet. In einem integrativen Ausstellungskonzept, das die Natur- und Kulturgeschichte miteinander verbindet, wird die gesamte Geschichte des Ruhrgebiets von der Entstehung der Kohle vor über 300 Mio. Jahren bis zum heutigen Strukturwandel zur Metropole Ruhr dargestellt. Drei Ausstellungsebenen sind dabei den Kategorien GEGENWART, GEDÄCHTNIS und GESCHICHTE zugeordnet.

Der Museumsrundgang folgt dem ehemaligen Weg der Kohle. Ziemlich ungewöhnlich für ein historisches Museum, beginnt der Rundgang in der GEGENWART. Denn das Ruhrgebiet ist eine Region, die sich stetig verändert und immer wieder neu erfindet. Präsentiert wird die Gegenwart auf der sogenannten 17-Meter-Ebene der Kohlenwäsche, einer großen Maschinenbühne zur Sortierung des Nebengesteins der Kohle. Sie zeigt die Bilder und Vorstellungen vom Ruhrgebiet, die Mythen und Klischees, die heute sichtbaren Phänomene und die ihm zugrunde liegenden Strukturen. Und die Gegenwart erzählt auch von den grundlegenden Erfahrungen und Erinnerungen der Bevölkerung im Ruhrgebiet sowie von den Spuren, welche die Erdgeschichte über Jahrmillionen im Revier hinterlassen hat.

Die 12-Meter-Ebene der Kohlenwäsche, wo einst vor allem die Kohle zwischengelagert wurde, ist der vorindustriellen Geschichte vom Paläolithikum bis in das frühe 19. Jahrhundert gewidmet. Begrüßt werden die Besucher von den Zeugen der letzten Eiszeit: Findlinge, Mammut, Wollnashorn und Co. Fensterlose ehemalige Kohlebunker dienen symbolisch als Speicher des vormodernen kulturellen GEDÄCHTNISSES der Region. Das Thema der vorindustriellen Zeit wird mit historischen Aufnahmen verschiedener Städte, archäologischen Funden, Fossilien aus dem Perm, dem Tertiär und vor allem der Kreide-Zeit vermittelt (Abb. 3). Die Objekte scheinen über den offenen Kohlebunkern zu schweben.

Die 6-Meter-Ebene, auf welcher einst die Kohle verteilt und schließlich abtransportiert wurde, präsentiert schließlich die dritte Ausstellungskategorie, die GESCHICHTE des Ruhrgebietes, beginnend mit der Industrialisierung vor über 200 Jahren. Sie verwandelte die ehemalige Agrarlandschaft in die größte Montanregion Europas und danach in einen modernen Wirtschafts- und Dienstleistungsraum, die Metropole Ruhr. Dieser gewaltige Umwälzungsprozess wird entlang einer 90 m langen Raumachse präsentiert. Auf einen erdgeschichtlichen Prolog (Abb. 4) über die Entstehung der Kohle vor 300 Mio. Jahren folgt der dramatische Prozess der Industrialisierung mit den Anfängen im 18. Jahrhundert, den Durchbrüchen zur Verhüttung von Erzen, dem Höhepunkt in der Hochindustrialisierung, den Zerstörungen in zwei Weltkriegen und dem anschließenden Wiederaufbau bis hin zum noch andauernden Strukturwandel. Ein Epilog zieht Bilanz und versucht einen Ausblick auf die Zeit nach der Nutzung fossiler Energie.



Abb. 3:
12-m-Ebene: Ammoniten aus dem Campan in einem ehemaligen Kohlebunker
(Foto: BRIGIDA GONZÁLES)



Abb. 4:
6-m-Ebene: Prolog – Karbonzeitliche Pflanzenfossilien
(Foto: BRIGIDA GONZÁLES)

2 LWL-Industriemuseum Zeche Nachtigall und Infozentrum GeoPark Ruhrgebiet

Einleitung

Die zweite Lokalität der Exkursion führt in das Muttental nach Witten und dort auf das Gelände der ehemaligen Zeche Nachtigall, einem von insgesamt acht Standorten des LWL-Industriemuseums (Abb. 5).

Die Zeche Nachtigall zählt zu den ehemals ältesten Tiefbauzechen im Ruhrgebiet. Nach der Stilllegung Ende des 19. Jahrhunderts wurden auf dem Zechengelände eine Ziegelei und ein Steinbruch in Betrieb genommen. Der Steinbruch nutzte die Ton- und Sandsteine der hier entstandenen Witten-Formation (Westfalium A). Für die Ziegelei fand zeitweilig ein Nachlesebergbau auf Steinkohle statt. Das Industriemuseum thematisiert die verschiedenen rohstoffwirtschaftlichen Nutzungen und schafft mit den für Besucher zugänglichen Aufschlüssen „Nachtigallstollen“, „Dünkelberg-Stollen“ sowie mit dem „Steinbruch Dünkelberg“ und dem Sandsteinbruch auf der Nordseite des Hettbergs ein hervorragendes Ensemble geologischer Sehenswürdigkeiten, die im Jahr 2006 in die Liste der „Nationalen Geotope“ aufgenommen wurden (LOOK et al. 2007).

Die Zeche Nachtigall ist idealer Ausgangspunkt für eine Wanderung auf dem 6 km langen Bergbaurundweg (KOETTER 2001). Der Weg ist Teil der GeoRoute Ruhr, einer vom Geopark installierten 185 km langen geotouristischen Wanderstrecke längs des Ruhrtals zwischen Mülheim im Westen und Schwerte im Osten. Die GeoRoute Ruhr wurde im Jahr 2009 eröffnet. Sie verknüpft weitere 22 Themenpfade zu einem großen Wanderwegenetz von über 300 km, das fast den gesamten Süden des Geoparks abdeckt (MÜGGE-BARTOLOVIĆ 2010; Wrede & MÜGGE-BARTOLOVIĆ 2012).

Besichtigungstour

2.1 Dampfmaschine

2.2 Schacht Herkules

2.3 Ziegelei-Ringofen

2.4 Besucherbergwerk Nachtigallstollen und Dünkelbergstollen

2.5 Steinbruch Dünkelberg und Sandsteinbruch an der Nordseite des Hettbergs

2.6 Infozentrum GeoPark Ruhrgebiet

Die Zeche Nachtigall präsentiert mit ihren Ausstellungsbereichen vor allem die Entwicklung des Bergbaus vom Stollenbau bis zum Tiefbau im Ruhrtal. Das ehemalige Bergwerk entwickelte sich aus einer 1714 erstmals erwähnten Kleinzeche, die 1832 vom Stollenbau zum Tiefbau wechselte und fortan Dampfmaschinen zur Wasserhaltung und Kohlenförderung einsetzte. Im Maschinenhaus steht eine der ältesten Dampf Fördermaschinen (aus dem Jahr 1887) des Reviers, die regelmäßig vorgeführt wird (Abb. 6).

Auf dem Museumsgelände befindet sich im Bereich des Schachtes Herkules, dessen Schachttöpfung restauriert ist, der Ringofen der Ziegelei Dünkelberg. Die Verbindung zwischen der Ziegelei und dem rohstoffliefernden



Abb. 5:
Historische Betriebsgebäude der Zeche Nachtigall und der Ziegelei Dünkelberg auf dem Gelände des heutigen LWL-Industriemuseums Zeche Nachtigall (Foto: LWL-Industriemuseum Zeche Nachtigall)



Abb. 6:
Funktionsfähige Dampfmaschine aus dem Jahr 1887 im alten Schachtgebäude von Schacht Herkules. Die Dampfmaschine war zuletzt auf der Zeche Prosper-Haniel in Bottrop im Einsatz. (Foto: VOLKER WREDE)

Steinbruch stellte der Nachtigallstollen her. Dieser 130 m lange ehemalige Stollen durch den Hettberg ist heute als Besucherbergwerk eingerichtet. Dort sind verschiedene bergmännische Ausbau-Arten und die im Steinbruch aufgeschlossene Schichtenfolge zu sehen. Im nördlichen Teil zweigt vom Hauptstollen eine Flözstrecke im Flöz Mentor ab. Hier kann der Besucher die Arbeitsbedingungen im Kohlebergbau vergangener Tage erleben. Einen Überblick über den Steinbruch Dünkelberg am Hettberg bekommt man am ehesten von der gegenüberliegenden Talseite (Abb. 7). Markant tritt an der Steinbruchoberkante der Finefrausandstein hervor. Der Sandstein überlagert direkt das dünne Kohleflöz Mentor. Im mittleren Teil des Steinbruchs verwerfen Querstörungen die Schichtenfolge, die mit 20° nach Nordwesten hin einfällt. Der Aufschluss liegt an der Nordflanke des Herbeder Sattels. Ganz an der Basis der Steinbruchwand findet sich im Osten des Aufschlusses am Mundloch des Dünkelbergstollens ein Restpfeiler des sonst vollständig abgebauten 1,5 m mächtigen Flözes Geitling 1.

Darüber folgt im Profil ein ca. 10 m mächtiger Abschnitt einer tonig-schluffigen Abfolge, die nach oben in eine rhythmische Wechsellagerung von feinsandigen Schluff- und Feinsandsteinen übergeht. Sie enthält eine auffallend gelb verwitternde, vormals Fe-ankeritisch zementierte Sandsteinbank. Dieser Abschnitt wurde auf der Überflutungsebene oder in einer Lagune abgelagert und ist nach oben hin gezeitenbeeinflusst (CONZE et al. 1988).

Der darüber folgende Abschnitt ist eine ca. 20 m mächtige tonige Folge, die von anfänglich marinen zu brackischen Sedimenten übergeht. An ihrer Basis liegt das Flözniveau Geitling 2 mit nur wenigen Wurzelresten. In der Nachbarschaft ist Flöz Geitling 2 auch als dünnes Kohleflöz entwickelt. Der schwach marine Geitling-2-Horizont enthält hier marine Muscheln und Wurmsspuren von *Planolites ophthalmoides*. Dieser Horizont belegt eine marine Überflutung, in deren Folge möglicherweise hier die Ausbildung des Kohleflözes Geitling 2 aussetzte. Nach oben wird die Tonfolge von dem 0,3 m mächtigen Flöz Mentor (Geitling 3) mit sandigem Wurzelboden abgeschlossen. Den obersten Abschnitt bildet der Finefrausandstein. Er ist ein konglomeratischer Mittelsandstein, der aus Großrippellagen und erosiven Trögen nach Art von verzweigten Flusssystemen besteht. Große Treibhölzer sind häufig. Die Schüttung der Sandsteine erfolgte überwiegend nach Westen.

Der Ablagerung des Finefrausandsteins ging infolge eines Meeresspiegeltiefstands eine tief greifende Erosion des Ruhrbeckens voraus. Beim erneuten Meeresspiegelanstieg wurden die eingeschnittenen Täler mit Sanden und Kiesen aufgeschüttet. So hat WENDT (1965) zwischen Bochum und Essen im Niveau des Finefrausandsteins ein 20 m tief eingeschnittenes und mehrere Kilometer breites Tal nachgewiesen. Es verläuft etwa parallel der heutigen Ruhr und hatte sich bis an das Liegende von Flöz Mentor eingeschnitten. Das „Finefrau-Tal“ wurde vollständig mit Sanden und Kiesen aufgefüllt. Umso erstaunlicher ist, dass das Flöz Mentor an der Basis des Finefrausandsteins nirgendwo im Bereich des Steinbruchs abgetragen wurde. Vermutlich war die Zähigkeit des Torfes der Grund, warum trotz starker Erosionskraft das Torfmoor weitgehend erhalten blieb.

Der Finefrausandstein, der im Steinbruch Dünkelberg die Bergkuppe bildet, befindet sich auf der Nordseite des Hettbergs im Niveau des Zechenplanums und darunter. Dort ist im Keller des Zechengebäudes auch das stratigraphisch darüber liegende Flöz Finefrau aufgeschlossen.



Abb. 7:
Felswand im ehemaligen Steinbruch Dünkelberg mit dem Kohleflöz Mentor der Witten-Formation
(Foto: VOLKER WREDE)



Abb. 8:
Flöz Geitling 1 am Mundloch des Dünkelbergstollens
(Foto: MARKUS STÜBER-DELHEY)

2.6 Infozentrum GeoPark Ruhrgebiet im LWL-Industriemuseum Zeche Nachtigall

Das Ruhrgebiet trägt seit dem Jahr 2006 den Titel Nationaler GeoPark. Damit gehört die Metropole Ruhr neben der Vulkaneifel, dem Rieskrater oder der Schwäbischen Alb zu den spannendsten Geo-Regionen Deutschlands, die für Besucher zugänglich und erlebbar sind.

Zu den bisherigen Erfolgen zählen unter anderem die Installation der Wanderstrecke GeoRoute Ruhr sowie eine umfangreiche Palette an Printmedien und Veranstaltungen. Als nächstes Etappenziel wird die Einrichtung eines zentralen Infozentrums für Geopark-Besucher im Hauptgebäude des LWL-Industriemuseums Zeche Nachtigall in Witten anvisiert. Aktuell werden erste Baumaßnahmen durchgeführt. Während der Exkursion wird es die Möglichkeit geben, eine Vorschau auf das künftige Infozentrum zu bekommen.

Gemäß dem Motto des Geoparks sind die Bodenschätze der Region, deren Entstehung, Verwendung und Bedeutung das Hauptthema im Infozentrum. Daneben sollen dem Besucher auch Einblicke in die Grundlagen der Geologie (z. B. Gesteinskreislauf) angeboten werden, um damit das Verständnis für die Geowissenschaften zu fördern. Als herausragendes Beispiel für Ausflugsziele im Geopark wird ein Fokus auf den angrenzenden Nationalen Geotop Muttental gesetzt.

Das Infozentrum ist als eine Ausstellung mit zahlreichen Exponaten, Modellen und multimedialer Präsentationen konzipiert. Unter anderem werden Rohstoffproben und -produkte, Gesteine und Fossilien, ein Landschaftsmodell der Karbon-Zeit sowie ein zentraler Tischblock präsentiert, der die Geologie des Ruhrgebietes als 3D-Block veranschaulicht. Das Infozentrum GeoPark Ruhrgebiet wird im Jahr 2014 eröffnet.

Literatur

- BORS DORF, U.; GRÜTTER, H. T. [Hrsg.] (2010): Ruhr Museum. Natur, Kultur, Geschichte. – Ausstellungskatalog: 409 S.; Essen (Klartext).
- CONZE, R.; KRAFT, O.; STREHLAU K. (1988): Typische Sedimentfolgen im südlichen Ruhrkarbon (Namur C u. Westfal A). – Sediment, '88, Bochum, **Exk. A**: 57 S.; Bochum.
- DETTMAR, J. (2005): Forests for Shrinking Cities? The Project "Industrial Forests of the Ruhr". – In: KOWARIK, I.; KÖRNER, S. [Hrsg.]: Wild Urban Woodlands – New Perspectives for Urban Forestry. – 263 – 277; Berlin/Heidelberg/New York.
- GÜNTER, R.; GÜNTER, J.; LIEDTKE, P. (2007): Industrie-Wald und Landschafts-Kunst im Ruhrgebiet. – 432 S.; Essen (Klartext).
- KEIL, A. (2005): Use and Perception of Post-Industrial Urban Landscapes in the Ruhr. – In: KOWARIK, I.; KÖRNER, S. [Hrsg.]: Wild Urban Woodlands – New Perspectives for Urban Forestry: 117 – 130; Berlin/Heidelberg/New York.
- KOETTER, G. (2001): Bergbau im Muttental. – Geologie und Geschichte des Wittener Bergbauwanderwegs. – 198 S., 108 Abb.; Witten.
- LOOK, E.-R.; QUADE, H.; MÜLLER, R. (2007): Faszination Geologie. Die bedeutendsten Geotope Deutschlands, 2. Aufl.: 175 S.; Stuttgart.
- MÜGGE-BARTOLOVIĆ, V. (2010): GeoRoute Ruhr. Durch das Tal des schwarzen Goldes. Der geotouristische Wanderweg von Mülheim bis Schwerte. Maßstab 1 : 30.000.– 112 S; Essen.
- STOTTROP, U.; SCHEER, U. (1994): 90 Jahre Ruhrlandmuseum Essen – Die Geowissenschaftliche Sammlung. – Mitteilungen, **12**: 117 – 139; Essen.
- STOTTROP, U. [Hrsg.] (2000): Unten und Oben. Die Naturkultur des Ruhrgebiets. – Ausstellungskatalog: 320 S.; Bottrop (Pomp).
- STOTTROP, U. (2004): Die naturwissenschaftliche Sammlung des Ruhrlandmuseums im Wechselspiel mit den spezifischen Voraussetzungen einer Industrielandschaft. – Tauschbörse. Mitt. d. Fachgr. Naturwiss. Museen im DMB, **22**: 18 – 22.
- STOTTROP, U. (2007): „Nature-Culture“ in a high-density industrial area: new strategies for collecting and exhibiting. – Natural History Committee newsletter, **21**.
- WENDT, A. (1965): Der Finefrausandstein – Sedimentation und Epirogenese im Ruhrkarbon. – Forsch.- Ber. Land Nordrh.-Westf., **1396**: 48 S.; Köln, Opladen.
- WREDE, V.; MÜGGE-BARTOLOVIĆ, V. (2012): GeoRoute Ruhr – a Network of Geotrails in the Ruhr Area National GeoPark, Germany. – Geoheritage (DOI) 10.1007/s12371-012-0057-1

Anschriften der Autoren

Integrierte geologische Landesaufnahme aktueller Projekte

Dipl.-Geol'in Ursula Pabsch-Rother

Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen, De-Greiff-Str. 195, 47803 Krefeld, E-Mail: ursula.pabsch-rother@gd.nrw.de

Rohstoffkarte für Locker- und Festgesteine in NRW als Basis für ein Abgrabungsmonitoring

Ingo Schäfer

Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen, De-Greiff-Straße 195, 47803 Krefeld, E-Mail: rohstoffe@gd.nrw.de

Karte der Erosionsgefährdung von Ackerböden in NRW

Dipl.-Geogr. Dirk Elhaus

Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen, De-Greiff-Str. 195, 47803 Krefeld, E-Mail: dirk.elhaus@gd.nrw.de

Gebietsmonographie „Die Böden im Sauer- und Siegerland“ – Ergebnisse von über 50 Jahren bodenkundlicher Landesaufnahme

Dipl.-Geol. Dr. Reinhold Roth

Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen, De-Greiff-Str. 195, 47803 Krefeld, E-Mail: reinhold.roth@gd.nrw.de

Aktuelle Themen aus der Landesaufnahme Schleswig-Holsteins

Dr. Alf Grube,

*Landesamt für Landwirtschaft, Umwelt und Ländliche Räume des Landes Schleswig-Holstein, Geologischer Dienst,
Hamburger Chaussee 25, 24220 Flintbek, E-Mail: alf.grube@llur.landsh.de*

Pingo-Ruinen in NW-Niedersachsen (Geotop – Biotop – Bodendenkmal)

Axel Heinze

Museum „Leben am Meer“, Benersieler Str. 1, 26427 Esens, E-Mail: axel.heinze@gmx.de

Martina Tammen

Museum „Leben am Meer“, Benersieler Str. 1, 26427 Esens, E-Mail: Mar.ta@online.de

Die quartäre Abfolge der Forschungsbohrung Garding aus Schleswig-Holstein

Prof. Dr. Manfred Frechen

Leibniz Institute for Applied Geophysics (LIAG), Stilleweg 2, 30655 Hannover, E-Mail: Manfred.Frechen@liag-hannover.de

Die Mittelterrassen des Rheins zwischen Bonn und Bocholt

Dipl.-Geol. Fritz Jansen

Sternstr. 151, 47918 Tönisvorst

Dipl.-Geol. Dr. Georg Schollmayer

Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen, De-Greiff-Str. 195, 47803 Krefeld, E-Mail: georg.schollmayer@gd.nrw.de

Reichswald- und Bönninghardt-Sander und ihre mränaalen Deckschichten (Linker Niederrhein)

Dipl.-Geol. Dr. Klaus Skupin

Leipziger Str. 126, 47918 Tönisvorst, E-Mail: klaus.skupin@unitybox.de

Dipl.-Geow.'in Janine Meinsen

Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG), Stilleweg 2, 30655 Hannover

Oberdevonzeitliche Tektonik und Verkarstung im Wülfrather Massenkalk

Dipl.-Geol. Dr. Dierk Juch

Westparkstr. 81, 47803 Krefeld, E-Mail: dierk.juch@t-online.de

Dipl.-Geol. Dr. Günter Drozdowski

Erftweg 41, 47807 Krefeld, E-Mail: Guenter.Drozdowski@gmx.de

Die Datenbank „LithoLex“, ein Lexikon lithostratigraphischer Einheiten in Deutschland

Dipl.-Geol. Dr. Martin Hiß,

Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen, De-Greiff-Str. 195, 47803 Krefeld, E-Mail: martin.hiss@gd.nrw.de

Ableitung von Korngrößenverteilungen aus textbasierten Bohrgutbeschreibungen zur flächenhaften Abschätzung von Rohstoffvorkommen und Baugrundeigenschaften

Dr. Michael Naumann, Joachim Fritz, Dr. Carsten Schwarz

Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie, Stilleweg 2, 30655 Hannover, E-Mail: Michael.Naumann@lbeg.niedersachsen.de

3D-PDF – Frei zugängliches Mittel zur Publizierung von geologischen Objekten am Beispiel des GTA3D

Mark-Fabian Slaby, Rüdiger Reimann

Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie, Stilleweg 2, 30655 Hannover,

E-Mail: mark-fabian.slaby@lbeg.niedersachsen.de; ruediger.reimann@lbeg.niedersachsen.de

Das 3D-Modell des tieferen Untergrundes vom „Entenschnabel“ (Deutsche Nordsee)

Carolin Schmidt, Katrin Lademann

Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie, Stilleweg 2, 30655 Hannover,

E-Mail: Carolin.Schmidt@lbeg.niedersachsen.de; Katrin.Lademann@lbeg.niedersachsen.de

Ein geologisch-hydrogeologisches 3D-Großraummodell des Känozoikums und Mesozoikums von Ostbrandenburg und Ergebnisse hydrogeologischer Untersuchungen und Modellierungen der Süß-Salzwasserdynamik

Silvio Janetz, Ricarda Endler, Christoph Jahnke

Lehrstuhl Umweltgeologie, Brandenburgische Technische Universität Cottbus, Erich-Weinert-Str. 1, 03046 Cottbus,

E-Mail: janetz@tu-cottbus.de

Neue Lithostratigraphie und ein geologisches 3D-Modell des nördlichen Oberrheingrabens

Dr. Christian Hoselmann

Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie (HLUG), Rheingaustraße 186, 65203 Wiesbaden,

E-Mail: christian.hoselmann@hlug.hessen.de

Dr. Rouven Lehné

Technische Universität Darmstadt, Institut für Angewandte Geowissenschaften, Schnittspahnstraße 9, 64287 Darmstadt,

E-Mail: lehne@geo.tu-darmstadt.de

Ergebnisse der Neuaufnahme der Geologischen Karte von Sachsen-Anhalt (GK 25) Blatt 4635 Querfurt

Konrad Schuberth

Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt, Köthener Straße 38, 06118 Halle (Saale),

E-Mail: schuberth@lagb.mw.sachsen-anhalt.de

Die Erstellung der digitalen Geologischen Übersichtskarte von Sachsen-Anhalt auf Basis der GÜK 200

K.-Jörg Hartmann, Dr. Stefan Wansa

Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt, Postfach 156, 06035 Halle,

E-Mail: Hartmann@lagb.mw.sachsen-anhalt.de; Wansa@lagb.mw.sachsen-anhalt.de

Das neue Blatt 3135 Leppin (Altmark) der Geologischen Karte 1 : 25 000 von Sachsen-Anhalt

Ljuba Stottmeister, Ines Heibert

Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt, Köthener Straße 38, 06118 Halle (Saale),

E-Mail: stottmeister@lagb.mw.sachsen-anhalt.de

Kernbohrungen für die 3D-Modellierung in Ostfriesland

Herbert Röhm

Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie, Stilleweg 2, 30655 Hannover, E-Mail: Herbert.Roehm@lbeg.niedersachsen.de

Hydrogeologische Karte von Niedersachsen 1 : 50 000 – Lage der Grundwasseroberfläche

Melanie Witthöft

Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie, Stilleweg 2, 30655 Hannover, E-Mail: melanie.witthoeft@lbeg.niedersachsen.de

3D-Modellierung quartärzeitlicher Lockersedimente und Abgrenzung von Grundwasserversalzung in Niedersachsen mithilfe geophysikalischer Befliegungsdaten

Jörg Elbracht, Gabriele Ertl, Nico Deus

Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG), Referat Hydrogeologie, Stilleweg 2, 30655 Hannover,

E-Mail: joerg.elbracht@lbeg.niedersachsen.de

Jennifer Klimke

Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Stilleweg 2, 30655 Hannover

Helga Wiederhold

Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik (LIAG,) GeoZentrum Hannover, Stilleweg 2, 30655 Hannover

Das Pliozän ist nicht zu fassen!

Angelika Köthe, Herbert Röhm, Melanie Thomas

Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Stilleweg 2, 30655 Hannover, E-Mail: Angelika.Koethe@bgr.de

Bohrprogramm Lockergesteine und Quartärbasis Niedersachsen: Ein Aufgabenfeld der geologischen Landesaufnahme

Janine Meinsen, Kerstin Fischer, Rüdiger Koch, Asdis Oelrich, Guntram Herrendorf, Wolfgang Poßin, Carsten Schwarz

Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG), Stilleweg 2, 30655 Hannover, E-Mail: janine.meinsen@lbeg.niedersachsen.de

Spuren des Strontianit-Abbaus im Münsterland (ein weitgehend vergessenes Montanerbe birgt aktuelle Georisiken)

Dr. Manfred Dölling, Dipl.-Geogr. Andreas Lenz, Dr. Ludger Krahn

Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen, De-Greif-Str. 195, 47803 Krefeld, E-Mail: manfred.doelling@gd.nrw.de

Expositionsdatierung von Geschieben in Nordostdeutschland mit kosmogenem Beryllium-10

Dr. Andreas Börner

Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie (LUNG) Mecklenburg-Vorpommern, 18263 Güstrow, Germany,

E-Mail: andreas.boerner@lung.mv-regierung.de

Vincent Rinterknecht

School of Geography and Geosciences, University of St Andrews, KY16 9AL St Andrews, Scotland, UK

Didier Bourlès, Régis Braucher

CEREGE-CNRS-Université Aix-Marseille III, Plateau de l'Arbois, BP80, F-13545 Aix en Provence, France

Faszination Rheingerölle

Dipl.-Geogr. Hans Baumgarten

Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen, De-Greif-Str. 195, 47803 Krefeld; baumgarten@gd.nrw.de

Palaeogeographical reconstruction of the valley evolution since LGM and evolution of the Holocene Rhine-Meuse delta, The Netherlands

K.M. Cohen

Department of Physical Geography, Faculty of Geosciences, Utrecht University, Netherlands, E-Mail: k.m.cohen@uu.nl; TNO Geological Survey of the Netherlands, Utrecht, Netherlands; Deltares Research Institute, Unit BGS, Utrecht, The Netherlands

E. Stouthamer, W. Z. Hoek, A. H. Geurts, H. J. Pierik, L. J. Taal

Department of Physical Geography, Faculty of Geosciences, Utrecht University, Netherlands.

E-Mail: e.stouthamer@uu.nl; w.z.hoek@uu.nl

M. Janssens, C. Kasse

Faculty of Earth- and Lifesciences, Vrije Universiteit Amsterdam, Netherlands

F. S. Busschers

TNO Geological Survey of the Netherlands, Utrecht, Netherlands

M. P. Hijma

Deltares Research Institute, Unit BGS, Utrecht, The Netherlands

G. Erkens

Deltares Research Institute, Unit BGS, Utrecht, The Netherlands

Department of Physical Geography, Faculty of Geosciences, Utrecht University, Netherlands

Exkursion A

Tertiär (Paläogen und Neogen) in der Niederrheinischen Bucht

Stratigraphie · Paläontologie · Paläontologische Bodendenkmalpflege · Befahrung Braunkohlentagebau · Lagerstätte

Dr. Martin Salamon, Dipl.-Geol. Christoph Hartkopf-Fröder

Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen, De-Greif-Str. 195, 47803 Krefeld, E-Mail: martin.salamon@gd.nrw.de

Exkursion B

Quartär am Niederrhein

Die pleistozäne Landschaftsentwicklung am Niederrhein – Einblicke in die Vergangenheit einer Eiszeitlandschaft

Dipl.-Geol. Dr. Klaus Skupin,

Leipziger Str. 126, 47918 Tönisvorst, E-Mail: klaus.skupin@unitybox.de

Dipl.-Geol. Dr. Georg Schollmayer

Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen, De-Greif-Str. 195, 47803 Krefeld, E-Mail: georg.schollmayer@gd.nrw.de

Dipl.-Geow.'in Janine Meinsen

Landesamt für Bergbau, Energie u. Geologie (Niedersachsen), Stilleweg 2, 30655 Hannover

Exkursion C

Vom Devon ins Karbon

Regionale Geologie des Ruhrgebiets · Stratigraphie · Tektonik · Geotope

Dr. Volker Wrede, Dr. Matthias Piecha

Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen, De-Greif-Str. 195, 47803 Krefeld

E-Mail: matthias.piecha@gd.nrw.de; volker.wrede@gd.nrw.de

Exkursion D

Reise in den Nationalen GeoPark Ruhrgebiet

Weltkulturerbe Zeche Zollverein · Infozentrum GeoPark Ruhrgebiet · Industriemuseum Zeche Nachtigall

Dipl.-Geol.'in Vera Bartolović

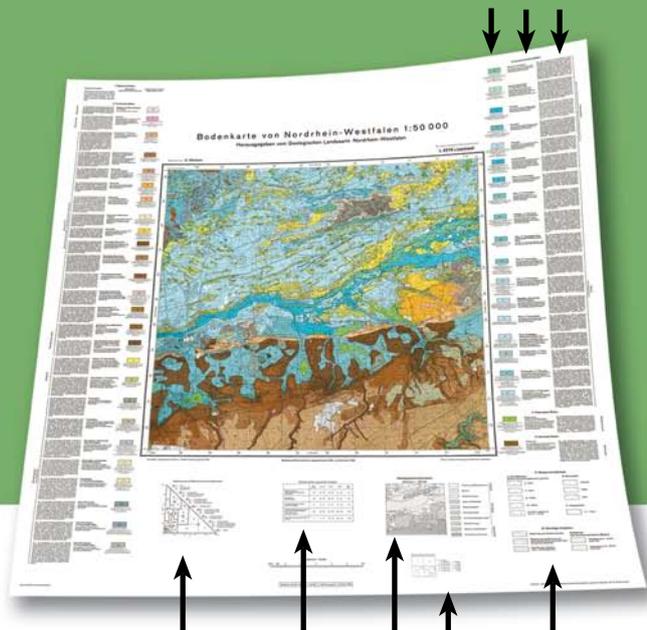
GeoPark Ruhrgebiet e.V., c/o Geologischer Dienst NRW, De-Greif-Str. 195, 47803 Krefeld, E-Mail: bartolovic@gd.nrw.de

Dipl.-Geol.'in Ulrike Stottrop, Dipl.-Geol. Udo Scheer

Stiftung Ruhr Museum, Fritz-Schupp-Allee 15, 45141 Essen, E-Mail: ulrike.stottrop@ruhrmuseum.de, E-Mail: udo.scheer@ruhrmuseum.de

M. A. Michael Peters

LWL-Industriemuseum Zeche Nachtigall, Nachtigallstraße 35, D-58452 Witten, E-Mail: michael.peters@lwl.org



Neuerscheinung

SONDERVERÖFFENTLICHUNG

2014

120 S., 20 Abb., 35 Tab., 81 S. im Anh.

ISBN 978-3-86029-712-4

Preis 19,50 € (inkl. 7 % MwSt.)

Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000

BK 50 NRW

Neben Wasser und Luft ist der Boden das dritte Umweltmedium. Er zählt zu den kostbarsten Gütern der Menschheit. Als Teil des Ökosystems sind Böden Lebensgrundlage und Lebensraum für Menschen, Tiere und Pflanzen. Sie speichern Wasser und Nährstoffe, sind Grundlage der Land- und Forstwirtschaft und schützen unser Grund- und Trinkwasser. Aber sie sind empfindlich und nicht vermehrbar. Deshalb sind Böden vor Nutzungen zu schützen, die ihre Eigenschaften nachhaltig ändern oder zerstören. Aber: Nur wer den Boden kennt, kann ihn schützen!

Ein wesentliches Werkzeug, den Boden in seinen Eigenschaften zu erkennen und zu erfassen, ist die vom GD NRW herausgegebene Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000 (BK 50). Sie beschreibt in einheitlicher Weise den Bodenaufbau bis in maximal 2 m Tiefe. Die Karte liegt landesweit flächendeckend in analoger und – als Informationssystem Bodenkarte 1 : 50 000 – in digitaler Form vor.

Die vorliegende Sonderveröffentlichung erklärt ausführlich den Inhalt und Aufbau sowohl der gedruckten als auch der digitalen Variante des Kartenwerks. Sie gibt den interessierten Bürgern und den Entscheidungsträgern in der Verwaltung detailliert Auskunft über die Verbreitung der Böden, ihre natürlichen Funktionen, ihre Funktionen in der Natur- und Kulturgeschichte sowie in der land- und forstwirtschaftlichen Nutzung.



scriptum

Arbeitsergebnisse aus dem Geologischen Dienst Nordrhein-Westfalen (ehemals Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen) ISSN 1430-5267. Die Hefte sind zu beziehen beim Geologischen Dienst Nordrhein-Westfalen – Landesbetrieb –, Postfach 10 07 63, 47707 Krefeld, Fon 02151 897-210 oder -212, Fax 02151 897-428. In dieser Reihe sind bisher erschienen:

Heft 1

75 S., 5 Abb.; Krefeld 1996

Gert Michel; Ulrich Adams; Georg Schollmayer: Grundwasser in Nordrhein-Westfalen. Eine Bibliographie zur regionalen Hydrogeologie
Best.-Nr. 8000 € 7,-

Heft 1 ist auch als Datei mit einem dazugehörigen Installationsprogramm auf Diskette erhältlich. Die digitale Fassung ist geeignet für alle PCs, die mit einer MS-Windows-Version ab 3.1 ausgestattet sind. Heft und Diskette: Best.-Nr. 8002 € 12,-

Heft 2

83 S., 34 Abb., 9 Tab., 4 Anl.; Krefeld 1997

Fünf Beiträge zur Geologie und Bodenkunde **vergriffen**

Heft 3

94 S., 23 Abb., 27 Tab., 12 Taf., 10 Anl.; Krefeld 1998

Reinhold Strotmann: Hydrologische Auswirkungen der Siedlungsentwicklung auf den Wasserkreislauf der Stadt Krefeld (1800 – 1995)
Best.-Nr. 8004 € 7,-

Heft 4

85 S., 30 Abb., 2 Tab., 5 Taf.; Krefeld 1999

Vier Beiträge zur Geologie und Bodenkunde Best.-Nr. 8005 € 7,-

Heft 5

57 S., 23 Abb., 6 Tab.; Krefeld 1999

Zwei Beiträge zur Hydrogeologie Best.-Nr. 8006 € 7,-

Heft 6

53 S., 21 Abb., 5 Tab.; Krefeld 2000

Kies- und Sandgewinnung – Fachbeiträge zur Rohstoffsicherung in Nordrhein-Westfalen **vergriffen**

Heft 7

127 S., 24 Abb., 17 Tab., 6 Kt.; Krefeld 2000

Stoffbestand, Eigenschaften und räumliche Verbreitung urbanindustrieller Böden – Ergebnisse aus dem Projekt Stadtbodenkartierung Oberhausen-Brücktorviertel – Best.-Nr. 8008 € 7,-

Heft 8

115 S., 54 Abb., 1 Tab.; Krefeld 2001

Geotopschutz im Ballungsgebiet. 5. Internationale Tagung der Fachsektion Geotopschutz der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 16. – 19. Mai 2001 in Krefeld. Vortragskurzfassungen und Exkursionsführer. **vergriffen**

Heft 9

166 S., 127 Abb., 6 Tab., 3 S. Anh.; Krefeld 2002

Geotopschutz im Ballungsgebiet. 5. Internationale Tagung der Fachsektion Geotopschutz der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 16. – 19. Mai 2001 in Krefeld. Tagungsband Best.-Nr. 8010 € 9,50

Heft 10

113 S., 10 Abb., 9 Tab., 13 Anl.; Krefeld 2003

Drei Beiträge zur Geologie und Bodenkunde Best.-Nr. 8011 € 7,-

Heft 11

131 S., 19 Abb., 2 Tab., 1 Taf., 66 S. Anh.; Krefeld 2004

Geologie und Paläontologie an der TENP2-Erdgastrasse in der Nordeifel (Nordrhein-Westfalen) Best.-Nr. 8012 € 7,-

Heft 12

53 S., 25 Abb., 16 Tab.; Krefeld 2004

Drei Beiträge zur Geologie und Bodenkunde Nordrhein-Westfalens Best.-Nr. 8013 € 7,-

Heft 13

120 S., 75 Abb., 7 Tab., 2 Taf. in der Anl.; Krefeld 2005

Der tiefere Untergrund der Niederrheinischen Bucht – Ergebnisse eines Tiefbohrprogramms im Rheinischen Braunkohlenrevier – Best.-Nr. 8014 € 11,50

Heft 14

160 S., zahlr. Abb. u. Tab., viele Arbeitsbl.; Krefeld 2007

Geologie macht Schule. Themen für den Unterricht Best.-Nr. 8015 € 11,50

Heft 15

113 S., 195 Abb., 3 Tab., 1 Taf. in der Anl.; Krefeld 2007

Auf den Spuren des Bergbaus in Dortmund-Syburg. Forschungen und Grabungen am Nordwesthang des Sybergs von 1986 – 2006
Gedruckte Auflage nicht mehr lieferbar, als PDF-Datei zum Download
Best.-Nr. 7414 € 15,-

Heft 16

49 S., 53 Abb.; Krefeld 2007

Hydrogeologische Raumgliederung von Nordrhein-Westfalen Best.-Nr. 8017 € 11,50

Heft 17

72 S., 58 Abb., 6 Tab.; Krefeld 2008

Paläoseismische Untersuchungen im Bereich der Niederrheinischen Bucht Best.-Nr. 8018 € 11,50

Heft 18

44 S., 23 Abb., 4 Tab.; Krefeld 2009

Zwei Beiträge zur Geologie des zentralen und des südlichen Münsterlandes Best.-Nr. 8019 € 9,-

Heft 19

56 S., 33 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Krefeld 2010

Drei Beiträge zur Geologie im Oberkarbon zwischen Essen-Kupferdreh und Velbert, Niederbergisches Land Best.-Nr. 8020 € 9,-

Heft 20

64 S., 41 Abb., 5 Tab., 2 Taf.; Krefeld 2011

Sedimente des Paläokarsts im devonischen Massenkalk von Wülfrath (Bergisches Land) Best.-Nr. 8021 € 11,50

Heft 21

46 S., 9 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Krefeld 2014

Drei geowissenschaftliche Beiträge zu Quartär, Ur- und Frühgeschichte Westfalens Best.-Nr. 8022 € 11,50

gdreport

Die Kundenzeitschrift des Geologischen Dienstes NRW

Lesen · Lesen · Lesen · Lesen · Lesen · Lesen

... und Sie wissen mehr
über das faszinierende Universum
unter unseren Füßen sowie über
aktuelle Arbeiten und Diskussionen
zu geowissenschaftlichen Themen
in Nordrhein-Westfalen.



gdreport erhalten Sie kostenlos zweimal im Jahr.

Bei Interesse bitte E-Mail an: oeffentlichkeitsarbeit@gd.nrw.de

oder als Download: www.gd.nrw.de/g_start.php

