

Integrierte geologische Landesaufnahme in Nordrhein-Westfalen

ERLÄUTERUNGEN
ZUM KARTIERPROJEKT
RUHRGEBIET



Geologischer Dienst NRW



Alle Rechte vorbehalten

© 2020 Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen – Landesbetrieb –

De-Greif-Straße 195 · 47803 Krefeld

Postfach 10 07 63 · 47707 Krefeld

Fon 0 21 51 897 0 · Fax 0 21 51 897 505

poststelle@gd.nrw.de

www.gd.nrw.de

Redaktion: Barbara Groß-Dohme, Martin Hiß

Lektorat: Gesa Fuchs, Gabriele Kamp

Grafik: Ulrike Lux, Ulrike Mittler, Ursula Amend

Satz und Layout: Ursula Amend

Zitierweise:

Geologischer Dienst NRW (2020) [Hrsg.], mit Beitr. von DÖLLING, B.; DÖLLING, M.; GAWLIK, A.; GELLENDIN, M.; HISS, M.; HOPP, H.; LENZ, A.; PABSCH-ROTHER, U.; SALAMON, M.; SCHÄFER, I.; SCHOLLMAYER, G.; SCHRIJVER, D.; STEUERWALD, K.: Integrierte geologische Landesaufnahme in Nordrhein-Westfalen – Erläuterungen zum Kartierprojekt Ruhrgebiet. – 176 S., 86 Abb.; Krefeld.

Druck: JVA Willich

ISBN 978-3-86029-939-5

Integrierte geologische Landesaufnahme in Nordrhein-Westfalen

ERLÄUTERUNGEN
ZUM KARTIERPROJEKT
RUHRGEBIET

Autoren

BETTINA DÖLLING

MANFRED DÖLLING

ARNOLD GAWLIK

MAIK GELLENDIN

MARTIN HISS

HARALD HOPP

ANDREAS LENZ

URSULA PABSCH-ROTHER

MARTIN SALAMON

INGO SCHÄFER

GEORG SCHOLLMAYER

DANIEL SCHRIJVER

KLAUS STEUERWALD

Inhalt

Vorwort	9
1 Einführung	10
1.1 Metropolregion Ruhr (K. STEUERWALD)	10
1.2 Integrierte geologische Landesaufnahme und Projekt Ruhrgebiet (K. STEUERWALD)	11
1.3 Datengrundlage (M. GELLENDIN)	12
1.4 Darstellungsebenen (Layer) und Produkte (U. PABSCH-ROTHER)	13
2 Übersicht über die geologische Entwicklung (M. HISS)	18
2.1 Gefaltetes Gebirge des Paläozoikums (Devon, Karbon)	20
2.2 Deckgebirge (Perm bis Tertiär)	22
2.3 Deckschichten (Quartär)	24
3 Kurzbeschreibung der Kartiereinheiten ...	25
3.1 Gefaltetes Gebirge des Paläozoikums	26
3.1.1 Devon (K. STEUERWALD)	26
3.1.1.1 Mitteldevon, ungegliedert (dm)	26
3.1.1.2 Oberdevon, Frasnium, ungegliedert (dfr), und Famennium, ungegliedert (dfa)	27
3.1.2 Karbon (M. SALAMON, D. SCHRIJVER)	28
3.1.2.1 Unterkarbon, ungegliedert (cu)	28
3.1.2.2 Seltersberg-Formation (Hangende Alaunschiefer) (cvnse)	30
3.1.2.3 Arnsberg-Formation (cnar)	32
3.1.2.4 Hagen-Formation (cnha)	33
3.1.2.5 Ziegelschiefer-Formation (cnzi)	35
3.1.2.6 Kaisberg-Formation (cnkai)	37
3.1.2.7 Sprockhövel-Formation (cnsp)	38
3.1.2.8 Witten-Formation (cwwi)	40
3.1.2.9 Bochum-Formation (cwbo)	41
3.1.2.10 Essen-Formation (cwes)	43
3.1.2.11 Horst-Formation (cwho)	44
3.1.2.12 Dorsten-Formation (cwdo)	45
3.1.2.13 Lembeck-Formation (cwle)	47
3.2 Deckgebirge (Perm bis Tertiär)	49
3.2.1 Perm (M. DÖLLING)	49
3.2.1.1 Zechstein (pz)	49
3.2.1.1.1 <i>Werra-Formation (pz1)</i>	50
3.2.1.1.2 <i>Staufurt-Formation (pz2)</i>	52
3.2.1.1.3 <i>Leine-Formation (pz3)</i>	54

3.2.1.14	<i>Aller-Formation (pz4)</i>	55	3.3.2.3	Jüngere Mittelterrassen (qmtj)	108
3.2.2	Trias (M. DÖLLING)	57	3.3.3	Schmelzwasser- und Gletscherablagerungen	112
3.2.2.1	Buntsandstein (rs)	58	3.3.3.1	Schmelzwasser- und Beckenablagerungen (qsgf, qsgl)	113
3.2.2.1.1	<i>Niederrhein-Formation (rsunr)</i>	58	3.3.3.2	Grundmoräne (Till) (qsgm)	116
3.2.2.1.2	<i>Volpriehausen-Formation (rsmvo)</i>	60	3.3.4	Niederterrassen (qnt)	119
3.2.2.1.3	<i>Solling-Formation (rsmso)</i>	61	3.3.4.1	Niederterrassen des Rheins und der Ruhr (qntRR)	119
3.2.2.1.4	<i>Röt-Formation (rso)</i>	62	3.3.4.2	Niederterrassen der Emscher, der Emscher-Nebenbäche und der Lippe-Nebenbäche (qntEL)	122
3.2.3	Kreide (B. DÖLLING)	65	3.3.4.2.1	<i>Knochenkies (qntak), Sand-Schluff-Wechselfolge (qntas)</i>	123
3.2.3.1	Olfen-Formation (kr1ol)	65	3.3.4.2.2	<i>Schluff-Folge (qntau), Talsand (qntat)</i>	125
3.2.3.2	Essen-Grünsand-Formation (krceg)	67	3.3.5	Löss (qlo), Sandlöss (qlos)	128
3.2.3.3	Baddeckenstedt- bis Brochterbeck-Formation (krc2-3)	68	3.3.6	Flugsand (qa)	130
3.2.3.4	Cenomanium, ungegliedert (krc)	70	3.3.7	Dünen (qd)	131
3.2.3.5	Büren-Formation (krt1)	70	3.3.8	Verschwemmungsablagerungen, Frostbodenbildungen, Rutschmassen (qu)	132
3.2.3.6	Duisburg-Formation (krodb)	73	3.3.8.1	Fließerden (quf)	132
3.2.3.7	Oerlinghausen-Formation (krt2)	77	3.3.8.2	Abschwemmmassen (qua)	134
3.2.3.8	Salder-Formation (krt3)	79	3.3.9	Ablagerungen in Bach- und Flusstälern	136
3.2.3.9	Turonium, ungegliedert (krt)	80	3.3.9.1	Hochflutablagerungen (qfbh)	137
3.2.3.10	Erwitte-Formation (krcc1)	80	3.3.9.2	Auenterrassen (qfbat)	139
3.2.3.11	Coniacium, ungegliedert (krcc)	82	3.3.9.3	Auenablagerungen (qfba)	141
3.2.3.12	Emscher-Formation (kroe)	83	3.3.9.4	Bach- und Flussablagerungen kleinerer Gewässer (qfb)	143
3.2.3.13	Recklinghausen-Formation (krsare)	85	3.3.10	Moor (qhm)	145
3.2.3.14	Osterfeld-Subformation (krsaos) (Haltern-Formation)	87	3.3.11	Künstliche Aufschüttung (qy)	146
3.2.3.15	Santonium, ungegliedert (krca)	89	4	Lagerungsverhältnisse (M. DÖLLING)	147
3.2.3.16	Bottrop-Formation (krcabo)	89	4.1	Tektonik des Ruhrkarbons (Oberkarbon)	149
3.2.3.17	Campanium, ungegliedert (krca)	91	4.1.1	Falten und Überschiebungen	151
3.2.3.18	Kreide, ungegliedert (kr)	91	4.1.2	Abschiebungen	155
3.2.4	Tertiär (Paläogen) (B. DÖLLING)	93	4.1.3	Blattverschiebungen	157
3.2.4.1	Rupel-Formation (tolru)	93	4.2	Tektonik des Deckgebirges	158
3.2.4.2	Grafenberg-Formation (tolgr)	96	4.2.1	Bruchtektonik	160
3.2.4.3	Oligozän, ungegliedert (tol)	97	4.2.2	Inversionsbewegungen	163
3.2.4.4	Tertiär, ungegliedert (t)	97	4.2.3	Deckgebirgsfalten	164
3.3	Deckschichten (Quartär)		4.2.4	Synsedimentäre Tektonik	164
	(H. HOPP, A. LENZ, G. SCHOLLMAYER, K. STEUERWALD)	99	4.3	Bilanzierung von Störungsverwürfen	165
3.3.1	Hauptterrassen	99	4.4	Hydraulische Eigenschaften der Störungszonen	166
3.3.1.1	Ältere Hauptterrassen (qhta)	99	5	Literatur	168
3.3.1.2	Jüngere Hauptterrassen (qhtj)	101			
3.3.2	Mittelterrassen	104			
3.3.2.1	Ältere Mittelterrassen (qmta)	104			
3.3.2.2	Holstein-Schichten (qho)	106			

Verzeichnis der Abbildungen

Abb. 1	Metropolregion Ruhr und Lage des Projektgebietes	10
Abb. 2	Geologie in Nordrhein-Westfalen mit Projektgebiet	11
Abb. 3	13 Beispiele für verschiedene Darstellungsebenen	14 – 17
Abb. 4	Geologische Übersicht des Projektgebietes	18/19
Abb. 5	Paläogeographie im Mitteldevon	20
Abb. 6	Paläogeographie im Oberkarbon	21
Abb. 7	Paläogeographie im Perm	22
Abb. 8	Paläogeographie in der Oberkreide	23
Abb. 9	Paläogeographie im Tertiär	24
Abb.10	Paläogeographie im Quartär	25
Abb.11	Stratigraphische Gliederung des Karbons in Nordrhein-Westfalen . . .	29
Abb.12	Verbreitung der Schichteinheiten des Oberkarbons an der Oberfläche des gefalteten paläozoischen Untergrundes	32
Abb.13	Schichtenfolge der Ziegelschiefer-Formation an der Typuslokalität in Hagen-Vorhalle	36
Abb.14	Schichtenfolge der Sprockhövel-Formation im Steinbruch Rauen in Witten	39
Abb.15	Schichtenfolge der Bochum-Formation im Geologischen Garten in Bochum-Wiemelhausen	42
Abb.16	Stratigraphische Gliederung des Perms in Nordrhein-Westfalen . . .	48
Abb.17	Verbreitung der Schichteinheiten des Zechsteins	49
Abb.18	Mittelgrauer, grobkristalliner Anhydrit, wechsellagernd mit unregel- mäßigen, grauweißen, dichten Karbonatbändern (Magnesit) mit schlierenartiger Gelstruktur; Unterer Werra-Anhydrit	51
Abb.19	Stratigraphische Gliederung der Trias in Nordrhein-Westfalen.	56
Abb.20	Verbreitung der Schichteinheiten des Buntsandsteins	57
Abb.21	Streifiger, rotbrauner Feinsandstein mit schichtigen Einlagerungen von Mittel- und Grobsandlagen; Untere Niederrhein-Formation . . .	59
Abb.22	Stratigraphische Gliederung der Kreide in Nordrhein-Westfalen . . .	64
Abb.23	Verbreitung der Olfen-Formation	65
Abb.24	Verbreitung der Einheiten des Cenomaniums	66
Abb.25	Brauneisenhorizont und knollige Kalksandsteinlagen der Essen-Grünsand-Formation	68
Abb.26	Verbreitung (a) und Mächtigkeit (b) der Büren-Formation	70/71
Abb.27	Kieselige Knollen innerhalb der Büren-Formation	71
Abb.28	Verbreitung der Duisburg-Formation und ihrer Untereinheiten Bochum-Grünsand-Subformation, Soest-Grünsand- Subformation und Mülheim-Grünsand-Subformation	72
Abb.29	Die Soest-Grünsand-Subformation überlagert diskordant die Bochum-Grünsand-Subformation	74
Abb.30	Mülheim-Grünsand-Subformation der Duisburg- Formation in typischer Farbausbildung.	74

Abb. 31 Beispiel einer GR-Log-Korrelation im Raum Mülheim – Essen	75	Abb. 58 Schichtenaufbau einer Jüngerer Mittelterrasse des Rheins über Rupel-Formation (Lintfort-Subformation) des Tertiärs . .	109
Abb. 32 Verbreitung der Oerlinghausen-Formation	76	Abb. 59 Schnitt durch die alte Ruhrschlinge bei Bochum-Langendreer.	111
Abb. 33 Die Oerlinghausen-Formation in 2 Bohrungen	77	Abb. 60 Verbreitung von Schmelzwasser- und Beckenablagerungen. .	112
Abb. 34 Oerlinghausen-Formation mit M _{Teuto} im GR-Log im Raum Bochum – Unna	78	Abb. 61 Sandige Schmelzwasserablagerungen in einer Sandgrube bei Bottrop-Kirchhellen.	112
Abb. 35 Verbreitung der Salder-Formation	79	Abb. 62 Schmelzwasserablagerungen, Blockpackung („Endmoräne“) bei Unna-Billmerich	114
Abb. 36 Verbreitung der Erwitte-Formation	81	Abb. 63 Verbreitung der Grundmoräne (Till)	116
Abb. 37 Grauweiße Wechselfolge der Erwitte-Formation	81	Abb. 64 Typische Grundmoräne (Till) bei Dortmund-Brechten . . .	117
Abb. 38 Verbreitung, Fazies und Basisniveau der Emscher-Formation mit Vorkommen der Emscher-Grünsand-Subformation	83	Abb. 65 Sandreicher Till in einer Kiesgrube bei Bottrop-Kirchhellen . .	118
Abb. 39 Die Emscher-Grünsand-Subformation überlagert diskordant die Emscher-Formation	84	Abb. 66 Verbreitung der Niederterrassen von Rhein und Ruhr	119
Abb. 40 Verbreitung der Recklinghausen-Formation und der Osterfeld-Subformation der Haltern-Formation	85	Abb. 67 Niederterrasse des Rheins in einer Bohrung	120
Abb. 41 Die Recklinghausen-Formation in einer Bohrung	86	Abb. 68 Niederterrasse des Rheins mit typischen Sedimentstrukturen	120
Abb. 42 Die Osterfeld-Subformation in einer Bohrung.	88	Abb. 69 Typisches Profil einer Kartierbohrung durch die Niederterrassen der Seseke bei Kamen.	122
Abb. 43 Verbreitung der Bottrop-Formation	89	Abb. 70 Verbreitung von Knochenkies und Sand-Schluff-Wechselfolge	123
Abb. 44 Die Bottrop-Formation in 2 Bohrungen	90	Abb. 71 Verbreitung der Schluff-Folge.	125
Abb. 45 Stratigraphische Gliederung des Tertiärs in Nordrhein-Westfalen	92	Abb. 72 Verbreitung des Talsands	126
Abb. 46 Verbreitung und Basisniveau der Rupel- und Grafenberg-Formation	93	Abb. 73 Verbreitung von Löss, Sandlöss, Flugsand und Dünen . . .	128
Abb. 47 Feinsand der Walsum-Subformation, überlagert von Ton der Ratingen-Subformation	94	Abb. 74 Verbreitung von Fließberden und Abschwemmmassen	132
Abb. 48 Stratigraphische Gliederung des Quartärs in Nordrhein-Westfalen	98	Abb. 75 Verbreitung von Hochflutablagerungen	136
Abb. 49 Verbreitung der Älteren und Jüngerer Hauptterrassen	99	Abb. 76 Hochflutsand mit Schluffstreifen und periglazialen Deformationen über kiesigen Sanden der Niederterrassen	137
Abb. 50 Übergang zwischen den Jüngerer Hauptterrassen des Rheins und denen der Ruhr.	101	Abb. 77 Verbreitung von Auenterrassen.	139
Abb. 51 Eiskeilstrukturen in den Jüngerer Hauptterrassen des Rheins in der Sand- und Kiesgrube Spickermann; Bottrop-Kirchhellen	102	Abb. 78 Verbreitung von Auenablagerungen sowie Bach- und Flussablagerungen kleinerer Gewässer	141
Abb. 52 Jüngere Hauptterrassen des Rheins in der Sand- und Kiesgrube Spickermann; Bottrop-Kirchhellen	102	Abb. 79 Fossile Baumstämme aus einer verorteten Rinne im Auensand; Marina Oberhausen.	142
Abb. 53 Verbreitung der Älteren Mittelterrassen	104	Abb. 80 Mit Torf gefüllte Rinne im Auensand; Marina Oberhausen . .	142
Abb. 54 Verbreitung der Holstein-Schichten	106	Abb. 81 Künstlich veränderte Flächen.	146
Abb. 55 Ausschnitt aus einer kartierbegleitenden Rammkernbohrung	106	Abb. 82 Tektonische Übersicht des Ruhrkarbons.	148/149
Abb. 56 Holstein-Schichten im Aufschluss Regenrückhaltebecken Liedbachtalbrücke der Autobahn A1	107	Abb. 83 Tektonische Strukturen des Ruhrkarbons im Projektgebiet . .	150/151
Abb. 57 Verbreitung der Jüngerer Mittelterrassen	108	Abb. 84 Beispiel einer Spitzfalte in der Sprockhövel-Formation; Essen-Werden.	152
		Abb. 85 Tiefenlage der Kreide-Basis im Projektgebiet	158
		Abb. 86 Tiefenlage der Kreide-Basis und Struktur der Bottroper Kreide-Mulde im nordwestlichen Ruhrgebiet . . .	159

Vorwort

Im Jahr 2017 wurde das Projekt Ruhrgebiet im Rahmen der integrierten geologischen Landesaufnahme des Geologischen Dienstes NRW (GD NRW) abgeschlossen. Damit liegen nun aktuelle Informationen über den Untergrund der Metropolregion Ruhr vor und stehen für zukunftsweisende Planungen zur Verfügung. Die flächendeckenden Daten werden digital über ein Informationssystem bereitgestellt und sind in verschiedenen Darstellungsformen wie Karten, Schnitte und Tiefenlinienpläne auf Anfrage verfügbar. 3D-Modelle werden derzeit noch erstellt. Was bisher fehlte, ist eine zusammenfassende Beschreibung der kartierten geologischen Einheiten sowie eine Übersicht über die Darstellungsebenen. Diese Lücke wird mit der vorliegenden Publikation geschlossen.

Mit Blick auf zukünftige Fragestellungen hat der GD NRW als zuständige Landesfachbehörde die vor über 150 Jahren begonnene Erkundung und Dokumentation des oberflächennahen und tieferen Untergrundes im Ruhrgebiet fortgesetzt. Neben den über viele Jahrzehnte gesammelten Daten aus der Bergbautätigkeit, vielen Aufschluss- und Bohrungsinformationen, zahlreichen Archivdaten, z. B. aus der geowissenschaftlichen Beratung, und anderen Informationsquellen wurden auch neue Befunde erhoben. Diese dienen vornehmlich dazu, frühere Daten zu verifizieren, um sie nach einheitlichen und aktuellen Kriterien methodisch neu bewerten zu können. Dabei wurden neben der Erkundung der Geländeoberfläche durch Kartieren und Bohren, geophysikalische Bohrlochmessungen, Beprobung der vorkommenden Gesteine und der Erkundung von Strukturen der Steinkohlenlagerstätte auch hydrogeologische, geotechnische, geothermische und bodenkundliche Aspekte erfasst. Die gewonnenen geowissenschaftlichen Erkenntnisse dokumentieren das Fachwissen über die Gesteine der verschiedenen Erdzeitalter, ihre Raumlage und ihre planungsrelevante Bedeutung.

Der GD NRW begleitet den Strukturwandel im Ruhrgebiet fast von Beginn an fachlich. Geowissenschaftliche Fragen im Rahmen von Planungen, z. B. bei Flächennutzungen für Siedlungen, Industrie oder Infrastrukturmaßnahmen, aber auch zur Rohstoffgewinnung, zum Grundwasser, zum Baugrund, zum Einsatz regenerativer Erdwärme und zu den wertvollen Böden, wurden und werden in der Metropolregion Ruhr kompetent abgewogen und in guter Zusammenarbeit mit anderen Fachbehörden und Kommunen beantwortet. Mit der endgültigen Einstellung des Steinkohlenbergbaus Ende 2018 rückten neue Fragestellungen und Anforderungen an den Untergrund in den Fokus, für die zukunftsweisende Daten notwendig sind. Als Beispiel sei hier nur der verantwortungsvolle prognostische Umgang mit dem Grundwasserwiederanstieg nach Einstellung der Grubenwasserhaltung genannt. Geowissenschaftliche Fakten sind wichtige Mosaiksteine, um Planungen für die Zukunft zu realisieren, den schon lange begonnenen Strukturwandel zu optimieren und zukunftsorientiert zu begleiten.

Am Kartierprojekt Ruhrgebiet und an der vorliegenden textlichen Beschreibung waren zahlreiche Mitarbeiterinnen und Mitarbeiter des GD NRW beteiligt. So bei der Methoden- und Projektentwicklung, der Projektsteuerung, der Beschaffung und Auswertung von Daten, der Durchführung, Aufnahme und Auswertung von Bohrungen, Sondierungen und Bohrlochmessungen, bei der geowissenschaftlichen Aufschlussaufnahme und Geländearbeit, bei der Analytik in den haus-eigenen Laboren, bei der geowissenschaftlichen Interpretation und Zusammenführung aller Daten sowie deren Umsetzung in das Geoinformationssystem; außerdem bei der Verarbeitung und Pflege der Daten, der 3D-Modellierung sowie in Redaktion und Grafik. Allen, die an diesem Werk mitgewirkt haben, sei herzlich gedankt.



Direktor Dr. Ulrich Pahlke



Abt.-Dir. Klaus Steuerwald



Abb. 1
Metropolregion
Ruhr und Lage
des Projektgebietes

1 Einführung

1.1 Metropolregion Ruhr

K. STEUERWALD

In Nordrhein-Westfalen wohnen rund 18 Millionen Menschen, davon mehr als 6 Millionen in der Metropolregion Ruhr. Diese als Ruhrgebiet bekannte Region beginnt im Westen an der Rheinschiene und erstreckt sich zwischen den Flüssen Ruhr im Süden und Lippe im Norden bis weit östlich von Dortmund (Abb. 1). Sie ist mit einer Fläche von mehr als 4 400 km² der größte Ballungsraum Deutschlands und der fünfgrößte in der Europäischen Union.

Die Metropolregion Ruhr besteht aus mehreren zusammengewachsenen Großstädten, die entlang des Hellwegs, einer der wichtigsten mittelalterlichen Handelsrouten, entstanden sind. Mit der einsetzenden Industrialisierung Ende des 19. Jahrhunderts gewannen zuerst die im Süden gelegenen Hellwegstädte Duisburg, Essen, Bochum und Dortmund an Bedeutung. Hier steht das Steinkohlengebirge oberflächennah an und die Steinkohle konnte vergleichsweise einfach abgebaut werden. Später, im Zuge des sich nach Norden in immer größere Tiefen ausdehnenden Kohlenabbaus, wuchsen auch die nördlich gelegenen ehemaligen Kleinstädte wie Bottrop, Gelsenkirchen oder Herne.

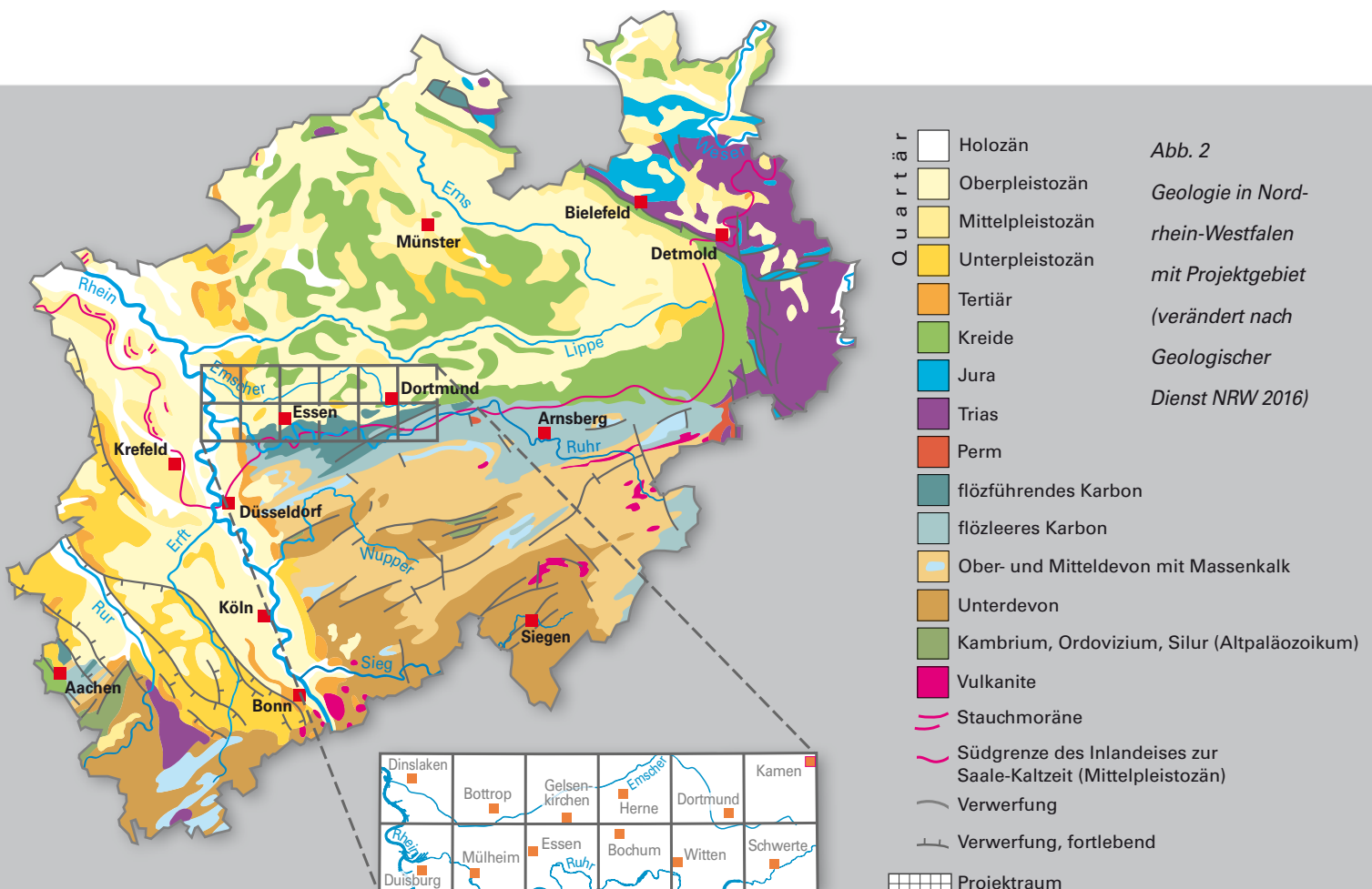
Die südlichen Bereiche des Ruhrgebietes lassen sich schon lange nicht mehr mit den Begriffen Kohlenpott, Kohlerevier oder Ruhrpott in Verbindung bringen. Noch in den 1960er-Jahren hatten diese Bezeichnungen den Nimbus einer schwarzen, staubigen, unattraktiven Malocherregion. In den letzten Jahrzehnten sind hier begehrte Wohn- und Geschäftslagen entstanden. Inzwischen ist der Strukturwandel auch in der Lipperegion angekommen. Ehemalige Bergbau- und Schwerindustriearale wurden anderen Nutzungen zugeführt, z. T. als grüne Oasen, in die ihre industrielle Vergangenheit geschickt integriert ist. So wurde auch der GeoPark Ruhrgebiet, ein national zertifizierter Geopark, als Anlaufpunkt und Aushängeschild für alle natur- und geowissenschaftlich interessierten Bürgerinnen und Bürger eingerichtet. Nicht zuletzt das Projekt RUHR.2010, das das Ruhrgebiet im Jahr 2010 als Kulturhauptstadt Europas präsentierte, führte zu einem nachhaltigen Imagewandel. Übernachtungszahlen von Geschäftsleuten, Besuchern und Urlaubern zeigen: Die Metropolregion Ruhr ist heute eine Reise wert.

1.2 Integrierte geologische Landesaufnahme und Projekt Ruhrgebiet

K. STEUERWALD

Die integrierte geologische Landesaufnahme (IGL) des GD NRW widmet sich der landesweiten Erkundung der im Untergrund vorkommenden Gesteine und ihren praxisrelevanten Eigenschaften. Die dabei gewonnenen Informationen dienen als Grundlage für fachlich fundierte Meinungsbildungs- und Entscheidungsprozesse – z. B. für die Landesplanung – in den Bereichen Wasserwirtschaft, Rohstoffgewinnung, Baugrundbeurteilung, Erdwärmennutzung und Georisiken.

Aufbauend auf preußischen geologischen Kartierungen optimiert der GD NRW (bis 2001 das Geologische Landesamt NRW) seit mehr als sechs Jahrzehnten die Grundlagen des Wissens über den Untergrund in ganz NRW. Zunächst erfolgte dies durch Kartierungen im Maßstab 1 : 25 000 im Ruhrgebiet mit den Blättern Dinslaken, Bottrop, Duisburg, Mülheim an der Ruhr, Essen, Bochum, Witten und Dortmund der Topographischen Karte 1 : 25 000 (TK 25). 2001 wurde diese Art der Kartierung durch die integrierte geologische Landesaufnahme abgelöst, die Ergebnisse werden in Geoinformationssystemen für den Planungsmaßstab 1 : 50 000 digital aufbereitet. In den Jahren 2011 – 2017 wurde die geowissenschaftliche Bearbeitung des Projekts Ruhrgebiet durchgeführt. Das Projektgebiet umfasst insgesamt 12 Kartenblätter der Topographischen Karte 1 : 25 000 (Blatt 4406 Dinslaken, 4407 Bottrop, 4408 Gelsenkirchen, 4409 Herne, 4410 Dortmund, 4411 Kamen, 4506 Duisburg, 4507 Mülheim an der Ruhr, 4508 Essen, 4509 Bochum, 4510 Witten, 4511 Schwerte; Abb. 2).



Der Paradigmenwechsel von der Messtischblattaufnahme im 19. und 20. Jahrhundert zur integrierten geologischen Landesaufnahme hat viele Vorzüge, die die vermeintlichen Nachteile durch den Maßstabswechsel deutlich überwiegen. Die fortschrittliche und schlankere Arbeitsweise mit modernen, einheitlichen Untersuchungsmethoden sowie die digitale Aufbereitung und Erfassung von Punkt-, Flächen- und 3D-Informationen ermöglichen in vergleichsweise kurzer Zeit, den geologischen Bau größerer Räume darzustellen. Die Fachwelt hat inzwischen die Vorzüge der IGL-Produktwelt erkannt, etwa die schnelle Sichtung von Untergrunddaten und ihre digitale Weiterverarbeitung. Im Rahmen der heutigen Anforderungen, digitale Geodaten in Web-Dienste einzubinden, die mit den europäischen INSPIRE-Vorgaben übereinstimmen, sind Produkte entstanden, die auf Basis der Ergebnisse der Geländearbeiten und der Bewertungen vor Ort neue Möglichkeiten der Interpretation und Auswertung schaffen. Ein wesentlicher Schritt zur Dreidimensionalität und zu einem umfassenden Informationssystem wurde gemacht – nun auch für das Ruhrgebiet.

1.3 Datengrundlage

M. GELLENDIN

Datengrundlage für die integrierte geologische Landesaufnahme des Ruhrgebietes sind einerseits publizierte geowissenschaftliche Karten und zahlreiche Beschreibungen in der umfangreichen Literatur, andererseits Archivdaten des GD NRW. Hierzu zählen unter anderem Unterlagen aus dem Bergbau, von dessen Anfängen bis heute, Gutachten und Stellungnahmen zu Planungsvorhaben, Daten zu geotechnischen und hydrogeologischen Fragen und insbesondere die Bohr- und Aufschlussdaten der Bohrungsdatenbank NRW (DABO).

Bohrdaten: Für das gesamte Projektgebiet wurden rund 37 400 Bohrungen ausgewertet und bei Karten- und Schnittkonstruktionen berücksichtigt. Zusätzlich zu den bereits archivierten wurden weitere Bohrungsdaten bei den örtlichen Kommunen und Wasserverbänden akquiriert. Außerdem wurden mit Beginn der Projektarbeiten kartierbegleitende Bohrungen abgeteuft, insbesondere um Kenntnislücken zu schließen und Referenzen für eine einheitliche Bewertung von älteren Archivunterlagen zu schaffen. Mehr als 1 000 eigene Bohrungen und Aufschlüsse wurden stratigraphisch neu bearbeitet und daraufhin ca. 270 000 vorhandene Schichteneinträge in allen Bohrungen im Projektgebiet überarbeitet.

Im Zuge des projekteigenen Tiefbohrprogramms konnten die mächtigen Tertiär- und Kreide-Sedimente z. T. bis in den paläozoischen Untergrund durchteuft werden. 13 Kernbohrungen lieferten mit Tiefen von bis zu 266 m wichtige Erkenntnisse zum Deckgebirge. Ergänzt wurden diese Informationen durch geophysikalische Bohrlochmessungen.

Daten aus Fachinformationssystemen: Die Fachinformationssysteme des GD NRW lieferten u. a. wichtige Basisdaten zum Aufbau und zur Durchführung des Kartierprojekts. Der Blattschnitt der Topographischen Karte 1 : 50 000 (TK 50) mit den Blättern L 4506 Duisburg, L 4508 Essen und L 4510 Dortmund bildet den Projektraum ab. Ergänzende Informationen zu Gewässern, Straßen oder künstlich veränderten Flächen sind ebenfalls Bestandteile des Fachinformationssystems und in die Projektbearbeitung eingeflossen. Das Digitale Geländemodell basiert auf Daten von Geobasis NRW aus dem Jahre 2008 und hat eine Auflösung von 50 x 50 m. Es bildete die Grundlage für die Bohransatzhöhe oder die Berechnung weiterer Bezugshorizonte, wie beispielsweise die Quartär-Basis.

Bei der geologischen Konstruktion wurden auch Geodaten aus vorhergehenden oder angrenzenden Projekten berücksichtigt. Hierzu zählten sowohl Informationen aus der Bodenkarte 1 : 50 000 als auch solche aus den Kartierprojekten „Westliches Ruhrgebiet“ und „Haarstrang“. Des Weiteren wurden vorhandene geowissenschaftliche Datenbestände, z. B. aus hydrogeologischen, lagerstättenkundlichen oder ingenieurgeologischen Kartenwerken verschiedener Maßstäbe, berücksichtigt. Auch wurden digitale Datensätze der zu Beginn des 20. Jahrhunderts erfolgten preußischen geologischen Erstaufnahme im Maßstab 1 : 25 000 sowie der jüngeren Blätter der Geologischen Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000 mit einbezogen. Für das Deckgebirge wurden u. a. Deckgebirgskarten der Westfälischen Berggewerkschaftskasse sowie diverse Manuskriptkarten, Diplomkartierungen und Gutachten aufgenommen.

1.4 Darstellungsebenen (Layer) und Produkte U. PABSCH-ROTHER

Bei der systematischen, flächendeckenden Erkundung und Dokumentation des Ruhrgebietes durch die integrierte geologische Landesaufnahme steht die Erfassung der komplexen dreidimensionalen geologischen Strukturen des Untergrundes und der praxisrelevanten Eigenschaften der Gesteine im Vordergrund. Dabei werden nicht nur der oberflächennahe Untergrund, sondern auch die geologischen Verhältnisse in größeren Tiefen erkundet. Schwerpunkte der geologischen Bearbeitung sind folgende Themenbereiche:

- regionale Verteilung geologischer Einheiten bzw. Kartiereinheiten an der Geländeoberfläche
- Verbreitung, Tiefenlage und Mächtigkeit relevanter geologischer Schichten des tieferen Untergrundes
- Tektonik

Die digitale Datenerfassung und Datenhaltung erlauben es, unterschiedlichste anwenderfreundliche Produkte zu erstellen, die teils als landesweite Standardprodukte, teils als optionale, das heißt, auf bestimmte Regionen und Fragestellungen beschränkte Produkte bereitgestellt werden. Zu den Standardprodukten zählt z. B. die Geologische Detailkarte. Optionale Produkte sind u. a. Höhenlinien- und Verbreitungsdarstellungen ausgewählter geologischer Einheiten. Für das Ruhrgebiet wurden beispielsweise die in Abbildung 3 (3.1 – 3.13) gezeigten Darstellungen erarbeitet.

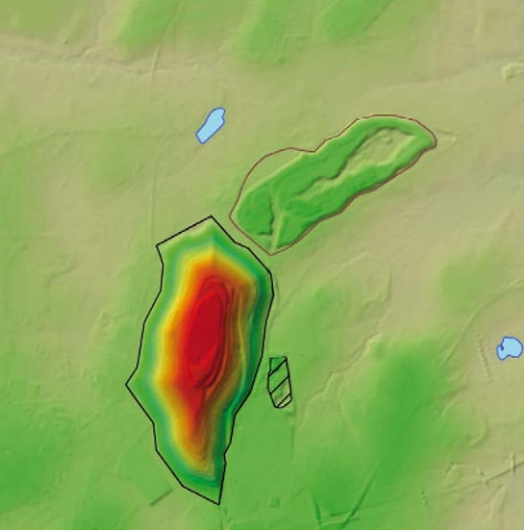


Abb. 3.1

Künstlich veränderte Flächen (KvF) – 4407

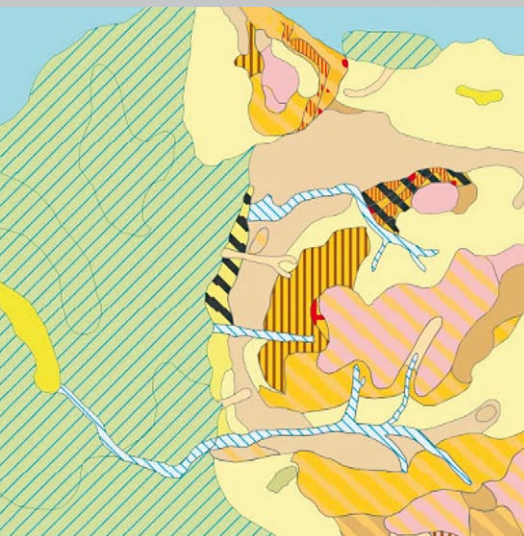


Abb. 3.2

Geologische Karte (GK 50) – 4506



Abb. 3.3

Lithologie – 4511

Abb. 3

13 Beispiele für verschiedene Darstellungsebenen (mit Blattnummern)

KvF-Layer (Künstlich veränderte Flächen): Im Layer „Künstlich veränderte Flächen“ (Abb. 3.1) werden Flächen ausgewiesen, die durch eine mehr als 1 m in die Tiefe reichende oder über das ursprüngliche natürliche Geländeniveau hinausreichende Veränderung des Untergrundes durch Materialentnahme bzw. Materialauftrag, z. B. im Rahmen der Rohstoffgewinnung, gekennzeichnet sind und eine Mindestgröße von 1 ha aufweisen (vgl. Abb. 81 in Kap. 3.3.11).

Die Darstellung der künstlich veränderten Flächen ist das Ergebnis einer fernerkundlichen Methode, bei der topographische Karten im Maßstab 1 : 25 000 von der Uraufnahme (ab 1836) bis zur Gegenwart ausgewertet wurden. Hierbei fanden auch Daten aus Luftbildern und älteren geologischen Kartenwerken sowie Ergebnisse aus Geländebegehungen im Rahmen des Projekts Berücksichtigung.

Zu den künstlich veränderten Flächen zählen Aufschüttungen und Abgrabungen. Bei den Aufschüttungen sind vor allem die rund 250 Halden des Bergbaus zu nennen. Bis zu 137 m hoch sind sie heute meist rekultiviert und als sogenannte Landschaftsbauwerke gestaltet. Ebenso gehören aber auch großflächige Aufschüttungen für Industrieansiedlungen sowie Infrastrukturmaßnahmen oder Deponieaufschüttungen dazu. Abgrabungen können jeweils unverfüllt, teilverfüllt, verfüllt oder auch wassererfüllt sein. Auch Bereiche ehemals offener Fließgewässer, abgetorfte Gebiete und modellierte Parklandschaften werden zu den künstlich veränderten Flächen gezählt.

Künstlich veränderte Flächen werden neben dem KvF-Layer auch in folgenden thematischen Karten des IGL 50-Kartenwerks gezeigt:

- Geologische Karte im Maßstab 1 : 50 000 (Geologische Detaildarstellung)
- Höhenliniendarstellung einzelner Bezugshorizonte (Oberfläche oder Basis) geologischer Kartiereinheiten
- Geologische Schnitte

Geologische Karte (GK 50): Die „Geologische Karte“ im Maßstab 1 : 50 000 (Detaildarstellung; Abb. 3.2) gibt einen Überblick über das geologische Alter und die Ausbildung der oberflächennahen Gesteinsschichten. Es werden geologische Schichten mit einer Mächtigkeit von mindestens 2 m sowie der Überlagerungsfall durch gering mächtige Schichten (< 2 m) dargestellt. Komplexe geologische Verhältnisse werden in generalisierter Form wiedergegeben.

Lithologie: Der Layer „Lithologie“ (Abb. 3.3) wird aus der GK 50 abgeleitet und beschreibt die Gesteinsausbildung (Lithologie) der oberflächennahen Schichten mit einer Mächtigkeit von mindestens 2 m.

Höhenlinien- und Verbreitungskarten: Von den für wasserwirtschaftliche, lagerstättenkundliche, ökologische und baugrundtechnische Fragestellungen relevanten Horizonten werden jeweils Oberfläche und Basis konstruiert und in Höhenlinien- und Verbreitungskarten (Abb. 3.4) wiedergegeben.

In Höhenlinienkarten ist die Tiefenlage der jeweiligen Schichtfläche (Oberfläche oder Basis einer Kartiereinheit) durch Linien gleicher Höhe mit Angaben in Metern über oder unter NHN dargestellt. Bereiche, in denen die geologischen Schichten direkt an der Geländeoberfläche anstehen oder nur mit einer gering mächtigen (< 2 m) quartärzeitlichen Schicht bedeckt sind, werden mit einem Farbsaum begrenzt. Störungen werden nur innerhalb der Verbreitungsgrenzen der jeweiligen Kartiereinheit gezeigt.

Störungsbedingte Versatzbeträge an quartärzeitlichen Schichten sind in Nordrhein-Westfalen gering. Für Störungen in quartärzeitlichen geologischen Kartiereinheiten wird mit Rücksicht auf den Generalisierungsgrad im Maßstab 1 : 50 000 ein senkrechtes Einfallen angenommen. Somit bleibt die Lage von Störungen in der Höhenliniendarstellung der Oberfläche und der Basis quartärzeitlicher Kartiereinheiten gleich. Im Gegensatz dazu kann die Lage von Störungen präquartärzeitlicher Tiefenhorizonte voneinander abweichen, da das Einfallen einer geneigten Störung eine horizontale Lageverschiebung verursacht. Von besonderem Interesse für das Ruhrgebiet ist die Höhenlinienkarte der Oberfläche des Präperms, die im Ruhrgebiet meist der Karbon-Oberfläche entspricht.

Um die räumliche Struktur, Tektonik und Verteilung der jeweiligen Kartiereinheiten gut erkennbar zu dokumentieren, werden in den Verbreitungskarten die sie überlagernden Schichten nicht dargestellt. Von großem Interesse sind Verbreitungskarten des Präquartärs, durch die die Gesteine der Karbon- bis Tertiär-Zeit in ihrer räumlichen Verbreitung erfasst werden.

Diese und eine Vielzahl anderer Höhenlinien- und Verbreitungskarten sind für den gesamten Projektraum vorhanden:

- Verbreitungslayer ohne Höhenlinien: Auenterrassen, Niederterrassen (Talsand, Schluff-Folge, Sand-Schluff-Wechselfolge und Knochenkies), jeweils Jüngere und Ältere Mittel- und Hauptterrassen, Grundmoräne, Schmelzwasserablagerungen, Beckenablagerungen
- Verbreitungslayer mit Höhenlinien: Zechstein (Basis/Oberfläche), Buntsandstein (Basis/Oberfläche), Kreide (Basis), Unterkreide (Basis/Oberfläche), Emischer-Formation (Basis), Recklinghausen-Formation (Basis), Bottrop-Formation (Basis), Tertiär (Basis), Quartär (Basis; Abb.3.5)

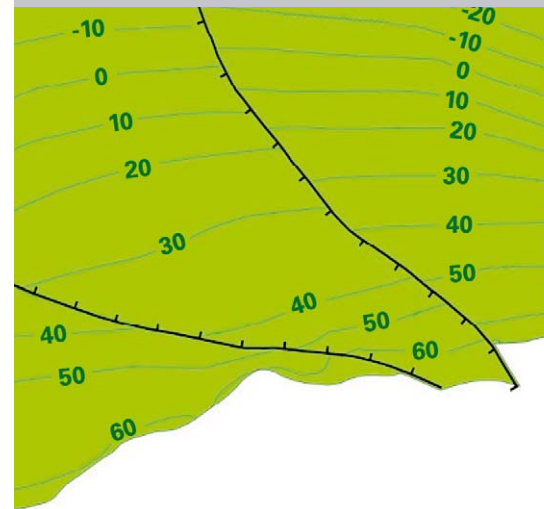


Abb. 3.4
Höhenlinien und Verbreitungen – 4410

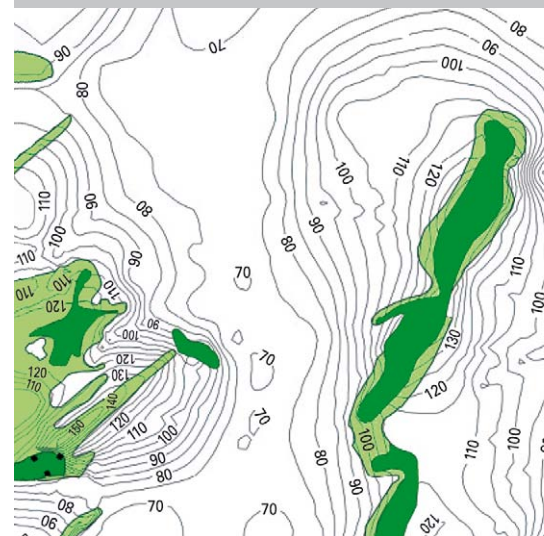


Abb. 3.5
Quartär-Basis – 4509

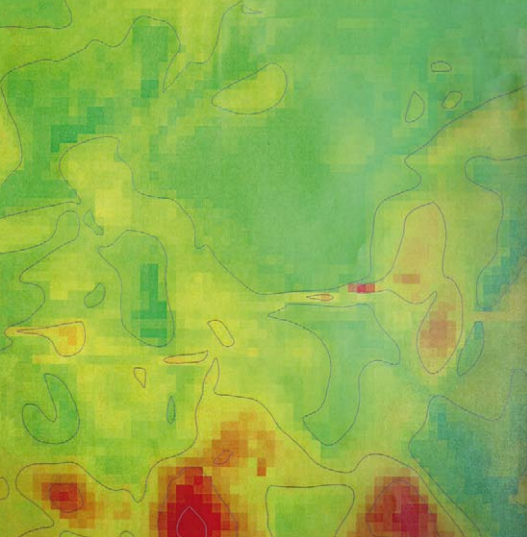


Abb. 3.6
Quartär-Mächtigkeit –
4508



Abb. 3.7
Präquartärer
Untergrund – 4508

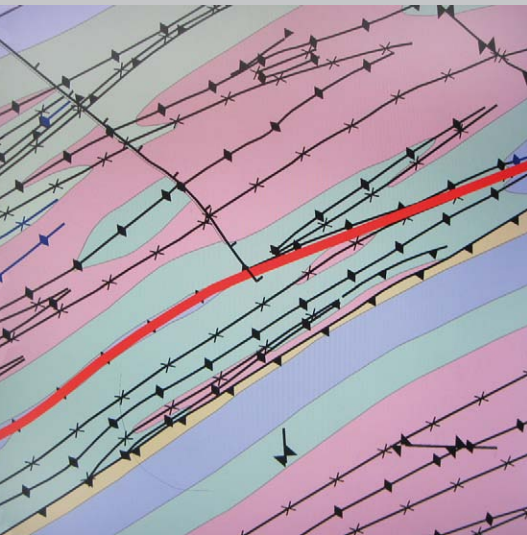


Abb. 3.8
Präpermischer
Untergrund – 4509

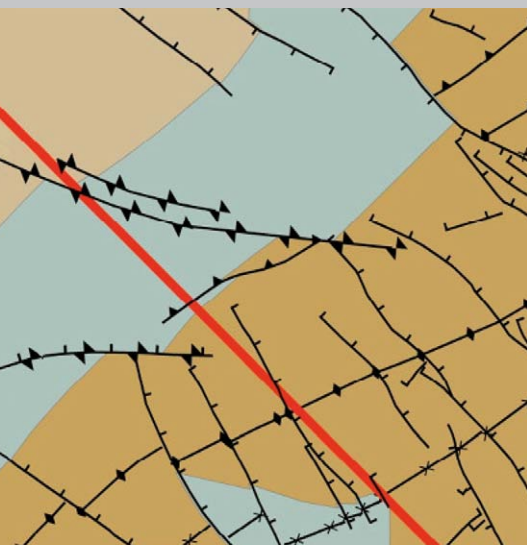


Abb. 3.9
Strukturkarte
(Präperm-
Oberfläche) – 4409

Mächtigkeit: Der Layer „Quartär-Mächtigkeit“ (Abb. 3.6) stellt in definierten Klassen die Mächtigkeit der quartärzeitlichen geologischen Schichten dar und ergibt sich aus der Differenz zwischen Quartär-Basis und dem Digitalen Geländemodell (DGM). Dunkle Flächenfarben kennzeichnen dabei große und helle Flächenfarben geringe Mächtigkeiten. Auch für andere Schichteinheiten lassen sich bei Bedarf aus den im Informationssystem abgelegten Daten Mächtigkeitsdarstellungen ableiten.

Präquartärer und präpermischer Untergrund: Die Layer „Präquartärer Untergrund“ (Abb. 3.7) und „Präpermischer Untergrund“ (Abb. 3.8) informieren über das geologische Alter und die Ausbildung der Gesteine an der Oberfläche der präquartärzeitlichen bzw. präpermzeitlichen Schichten sowie über die tektonischen Verhältnisse. Der Gebirgsbau wird durch Strukturelemente wie z. B. Störungen, Sättel und Mulden wiedergegeben. Ausgewählte tektonische Messpunkte informieren über die Lagerung, das heißt das Streichen und Einfallen der Schichten.

Strukturkarte: Durch die „Strukturkarte“ (Abb. 3.9) soll der generelle geologische Bau verständlich gemacht werden. In den Strukturkarten zur Präquartär- und Präperm-Darstellung werden tektonische Groß- und Kleinstrukturen wie Störungen, tektonische Achsen (z. B. Sattel- und Muldenachsen), Messwerte und ggf. tektonische Sonderflächen (z. B. Bereiche mit überkippter Lagerung) sowie tektonische Sonderlinien (z. B. Trendlinien zur Schichtung oder Schieferung) dargestellt. Eine vereinfachte Karte des geologischen Bezugshorizonts wird als Verbreitungslayer hinterlegt.

Geologische Schnitte: Schnitte und Schnittserien geben einen vereinfachten Überblick über den geologischen Aufbau des Untergrundes senkrecht zur Geländeoberfläche, die Lagerung, das geologische Alter und die Ausbildung der Gesteinsschichten. Schnittserien vermitteln dem Nutzer quasi einen dreidimensionalen Einblick in den Schichtenaufbau. Das gefaltete paläozoische Gebirge wird ohne Überhöhung abgebildet (Abb. 3.10). Komplexe geologische Verhältnisse werden in generalisierter Form wiedergegeben. Durch die 5- (Abb. 3.11) bzw. 25-fache (Abb. 3.12) Überhöhung können die Deckgebirgsschichten sehr differenziert dargestellt werden. Grundriss- und Schnittdarstellung müssen aufgrund von maßstabsbedingten Generalisierungszwängen nicht unbedingt übereinstimmen.

Überlagern sich die einzelnen Schnittdarstellungen in den Schnittserienkarten aufgrund der gewählten Darstellungstiefe bzw. Überhöhung, so werden die Schnittgeometrien an ihrer Basis entsprechend abgeschnitten.

Bohrungen: Der Layer „Bohrungen“ (Abb. 3.13) informiert, welche Bohrungen als Datengrundlage zur Konstruktion verwendet wurden. Alle Bohrungsdaten können, sofern sie aus Gründen des Datenschutzes nicht als vertraulich eingestuft sind, über das Bohrungsportal des GD NRW (www.bohrungen.nrw.de) eingesehen oder über den Geoshop erworben werden.

Abb. 3.10
Schnitt (ohne
Überhöhung) – 4406

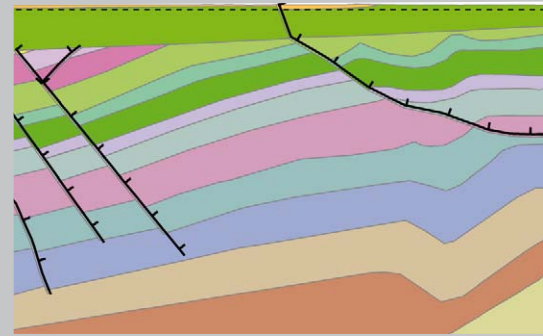


Abb. 3.11
Schnitt (5-fache
Überhöhung) – 4406

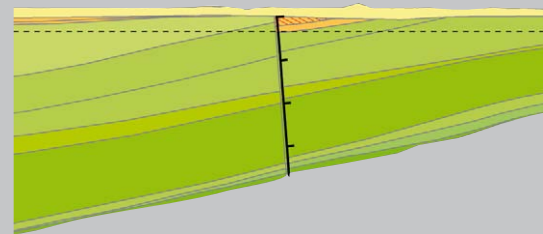


Abb. 3.12
Schnitt (25-fache
Überhöhung) – 4406



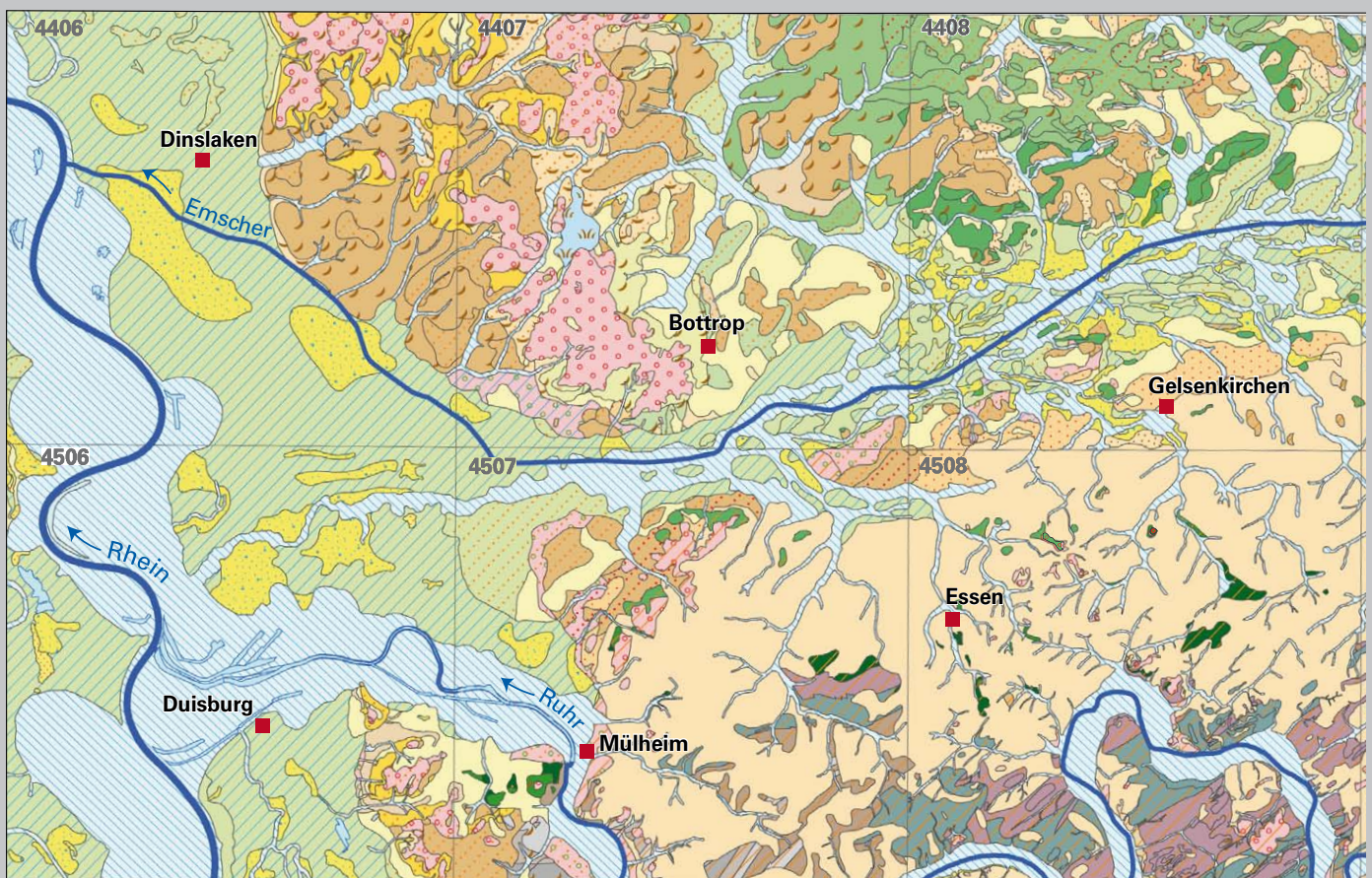
Abb. 3.13
Bohrungen und
Aufschlüsse – 4411



2 Übersicht über die geologische Entwicklung

M. Hiss

Die geologische Entwicklung des Projektgebietes lässt sich anhand der dort überlieferten Sedimente bis in das Devon zurückverfolgen. Mehrere Entwicklungsphasen sind zu erkennen, die für die heutige Dreigliederung in das gefaltete Gebirge des Paläozoikums mit Schichten des Devons und Karbons (s. Kap. 3.1), das flach darauf lagernde Deckgebirge mit Schichten des Perms bis Tertiärs



Deckschichten des Quartärs bis zu 2 m über älteren Ablagerungen

- Ablagerungen in Bach- und Flusstälern, Auenablagerungen
- Hochflutablagerungen
- Verschwemmungsablagerungen, Frostbodenbildungen, Rutschmassen
- Fließberden
- Flugsand
- Löss
- Sandlöss
- Niederterrassen
- Grundmoräne
- Schmelzwasserablagerungen
- Jüngere Hauptterrassen
- Ältere Hauptterrassen

Deckschichten des Quartärs

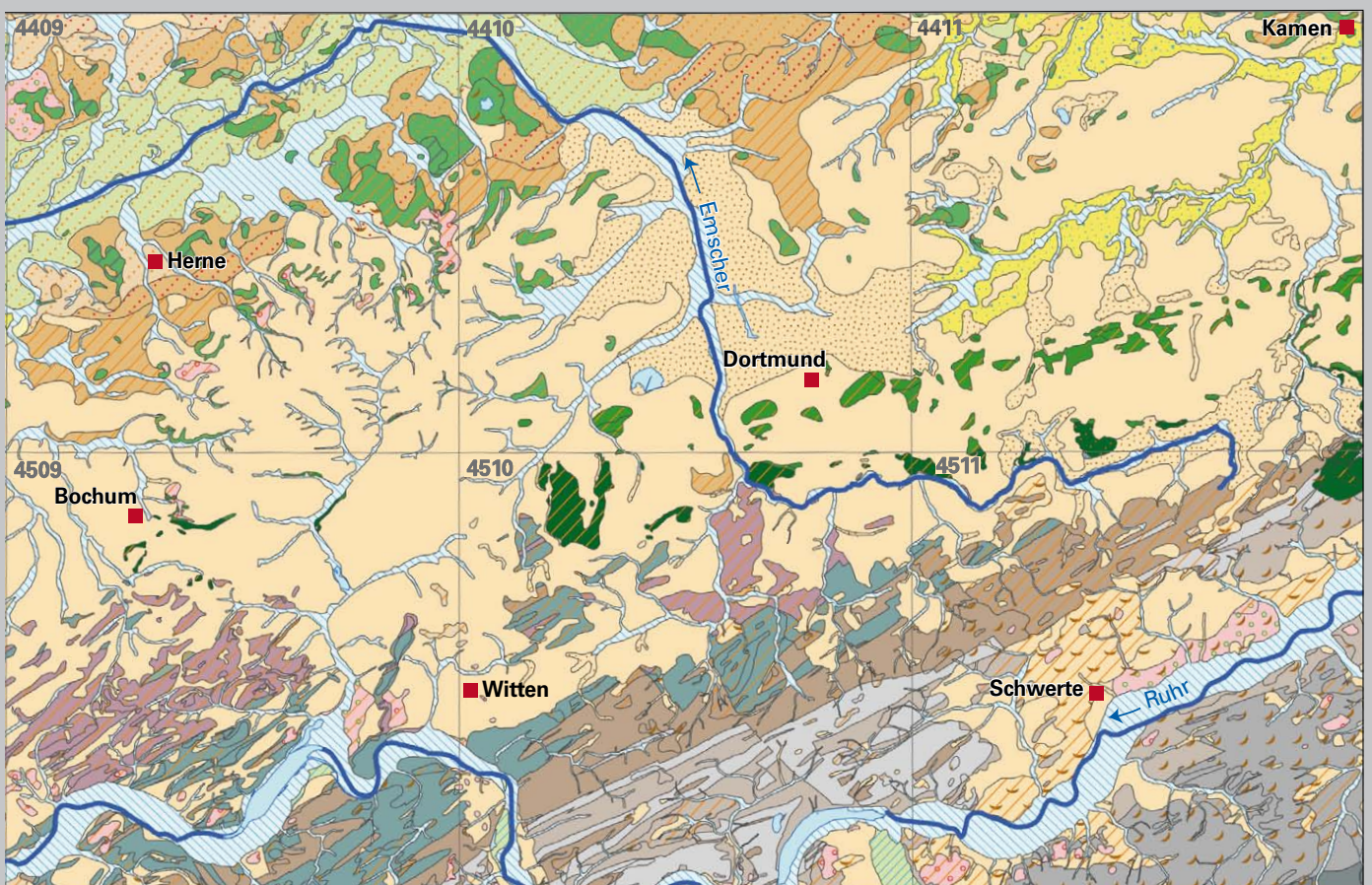
- Moorablagerungen
- Ablagerungen in Bach- und Flusstälern, Auenablagerungen
- Auenterrassen
- Hochflutablagerungen
- Verschwemmungsablagerungen, Frostbodenbildungen, Rutschmassen
- Fließberden
- Dünen

- Flugsand
- Löss
- Sandlöss
- Niederterrassen
- Grundmoräne
- Schmelzwasser- und Beckenablagerungen
- Jüngere Mittelterrassen, Ältere Mittelterrassen
- Jüngere Hauptterrassen, Ältere Hauptterrassen

Abb. 4

Geologische Übersicht des Projektgebietes; Geologie an der Geländeoberfläche, ohne Darstellung von künstlich veränderten Flächen

(s. Kap. 3.2) und die Deckschichten des Quartärs (s. Kap. 3.3) maßgeblich sind. Diese stehen im Kontext zur Erdgeschichte von ganz NRW, die in der Publikation „Geologie und Boden in Nordrhein-Westfalen“ (Geologischer Dienst NRW 2016) zusammengefasst ist. Abbildung 4 gibt einen Überblick über die Verbreitung der Schichten an der Geländeoberfläche des Projektgebietes.



Tertiär (Paläogen)

Rupel-Formation

Kreide

- Bottrop-Formation
- Osterfeld-Subformation (Haltern-Formation)
- Recklinghausen-Formation
- Emscher-Formation
- Erwitte-Formation, Oerlinghausen-Formation, Duisburg-Formation
- Büren-Formation, Cenomanium (ungegliedert)

Karbon

- Essen-Formation
- Bochum-Formation
- Witten-Formation
- Sprockhövel-Formation
- Kaisberg-Formation
- Ziegelschiefer-Formation
- Hagen-Formation
- Arnsberg-Formation

0 5 km

4406 Nummer der Topographischen Karte 1 : 25 000

Gewässerflächen

namensgebende Stadt des Blattgebietes



2.1 Gefaltetes Gebirge des Paläozoikums (Devon, Karbon)

Eine paläogeographische Konstellation zwischen dem Old-Red-Kontinent im Norden und der sich allmählich zum Variszischen Gebirge heraushebenden Mitteldeutschen Schwelle (Abb. 5) ist im Bereich des Ruhrgebietes zunächst für Meeresablagerungen verantwortlich. So sind im tiefen Untergrund Sand-, Ton- und Kalksteine des Devons zu erwarten, die überwiegend auf dem südlichen Schelf des Old-Red-Kontinents abgelagert wurden. Darunter können auch mächtige, aus Korallenriffen entstandene Karbonatgesteine sein. Im Projektgebiet sind diese Schichten nur in einigen Tiefenschnitten dargestellt, zutage treten sie erst weiter südlich, im Bergischen Land. Da sie im Ruhrgebiet von mächtigen Karbon-Schichten überlagert werden, ist dort über ihre genaue Ausbildung bisher kaum etwas bekannt. Unter dem Aspekt künftiger tiefer Erdwärmennutzung rücken sie aber stärker in das Zentrum des Interesses.

Im Unterkarbon (361 – 331 Mio. Jahre v. h.) dehnte sich die Mitteldeutsche Schwelle durch fortschreitende Hebungen nach Norden aus und zugleich senkte sich der Meerestrog vor ihrer Front weiter ein. Für das Ruhrgebiet bedeutet dies im Westen noch Schelfablagerungen, z. T. mit Kalksteinen, im Osten dann eher



rhythmisch geschichtete Wechselfolgen aus Ton-, Kalk- und Sandsteinen, die in tieferem Wasser entstanden sind. Im Oberkarbon (331 – 299 Mio. Jahre v. h.) verflachte der Meerestrog mehr und mehr. Vor dem sich immer stärker heraushebenden Variszischen Gebirge bildete sich eine flache, verlandende Küstenebene, die Subvariszische Saumsenke (Abb. 6). Dort dehnten sich Moore aus, die Entstehungsorte der Steinkohlenflöze. Sie wurden von gelegentlichen Meeresablagerungen, Seesedimenten oder durch von Flüssen geschütteten Sandablagerungen überdeckt. Der Untergrund sank ständig ab, sodass sich ein mehr als 4 000 m mächtiger Sedimentstapel ablagerte und sich im zyklischen Wechsel mit Ton- und Sandsteinen rund 300 Steinkohlenflöze bilden konnten. Die ältesten Flöze finden sich in der Kaisberg-, die jüngsten in der Lembeck-Formation. Noch im Verlauf des Oberkarbons wurden auch die Oberkarbonschichten von der Gebirgsbildung erfasst, gefaltet, von tektonischen Bruchstrukturen durchzogen und dem Variszischen Gebirge angegliedert. Mit ihrer Heraushebung setzte zugleich ihre Abtragung ein.

Mehr als 150 Jahre lang waren die im Oberkarbon entstandenen Steinkohlenflöze der Energierohstoff des Ruhrgebietes und ausschlaggebend für die wirtschaftliche Entwicklung der Montanindustrie.

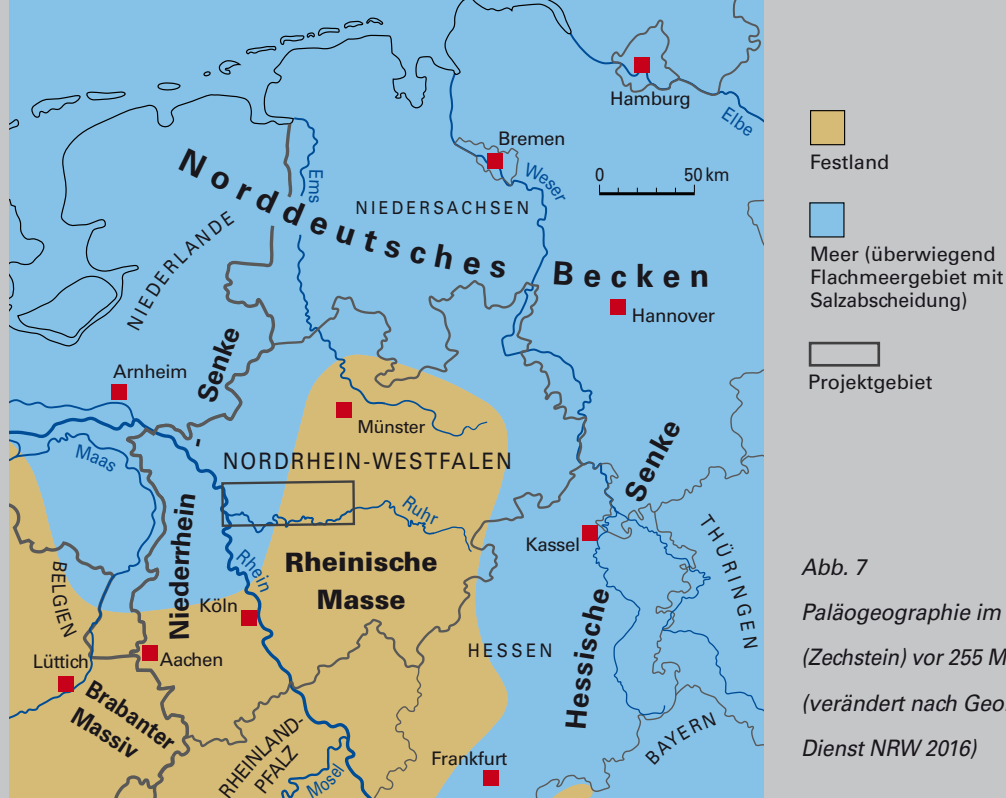


Abb. 7
 Paläogeographie im Perm
 (Zechstein) vor 255 Mio. Jahren
 (verändert nach Geologischer
 Dienst NRW 2016)

2.2 Deckgebirge (Perm bis Tertiär)

Nach Abschluss der Gebirgsbildung und dem Abtrag des Variszischen Gebirges entstand eine vollkommen neue paläogeographische Konstellation. Diese hatte in ihren Grundzügen vom Perm bis in das Tertiär, also für mehr als 250 Mio. Jahre, Bestand. Zentrales Festland war die Rheinische Masse. Im Norden existierte das Norddeutsche Becken mit zwei nach Süden gerichteten Fortsätzen: die Niederrhein- und die Hessische Senke (Abb. 7). Im Wesentlichen waren es Veränderungen im Meeresspiegel sowie unterschiedliche klimatische Bedingungen, z. T. auch tektonische Vorgänge, die für die wechselhafte Schichtenfolge des Deckgebirges maßgeblich sind.

In Perm und Trias wurden nur im Nordwesten des Projektgebietes, im Bereich der Niederrhein-Senke, Sedimente abgelagert, der übrige Teil gehörte zur festländischen Rheinischen Masse. Im Perm bildete sich in der Niederrhein-Senke ein mehrfach vom offenen Wasseraustausch abgeschnittenes Meeresbecken. Es kam durch starke Verdunstung in heißem, aridem Klima zu Anreicherungen gelöster mineralischer Inhaltsstoffe, aus denen sich dann in der Reihenfolge ihrer Löslichkeit Karbonate, Sulfate, Chlorid- und Kalisalze abschieden und am Meeresboden absetzten. Später wurden sie von festländischen Ablagerungen aus Ton und Sand überlagert. Diese sind in der frühen Trias in wüstenhaftem Klima von episodisch wasserführenden Flüssen in die Niederrhein-Senke transportiert worden (Buntsandstein). Aus der späteren Trias (Muschelkalk und Keuper) sowie dem Jura und dem überwiegenden Teil der Unterkreide sind im Ruhrgebiet keine Ablagerungen bekannt. Zu dieser Zeit war die gesamte Region festländischer Bestandteil der Rheinischen Masse.

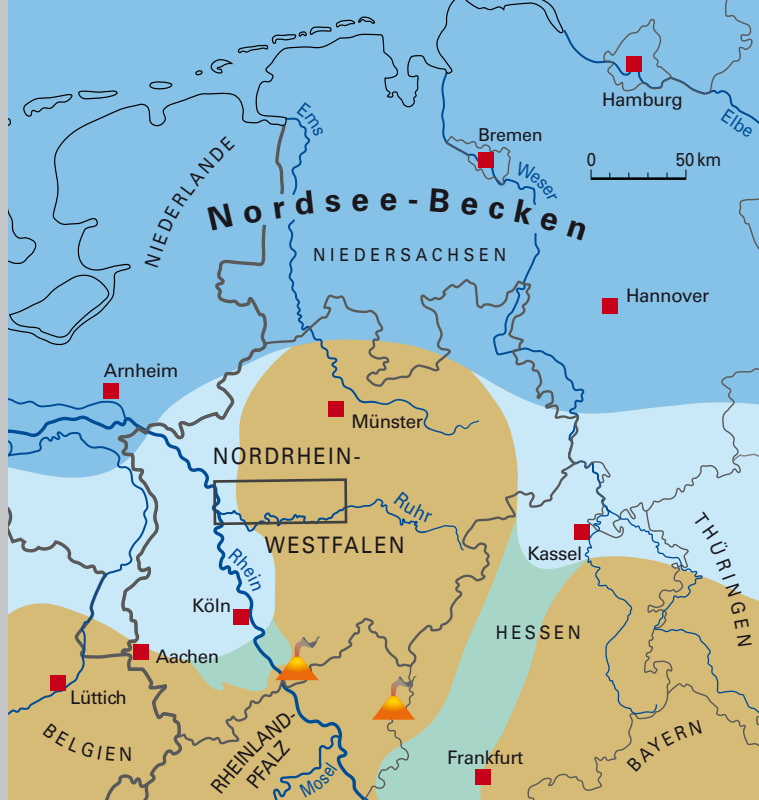
Im Albium, also gegen Ende der Unterkreide, setzte ein starker Meeresspiegelanstieg ein, durch den sich die Küstenlinie von Norden her weit auf die Rheinische Masse verlagerte. Das Ruhrgebiet war ab dem Cenomanium nahezu komplett überflutet (Abb. 8). Küstennahe, im flachen Wasser abgelagerte Sedimente sind Sand- und Sandmergelsteine, in der Regel mit dem grünen Mineral Glaukonit. Sie



werden daher als Grünsandstein bezeichnet. Im westlichen Ruhrgebiet, das während der gesamten Überflutungszeit eine küstennahe Position hatte, sind in der Essen- und der Duisburg-Formation nahezu durchgehend Grünsandsteine entwickelt. Weiter nach Osten verzahnen sich Grünsandsteine mit Sandmergel-, Mergel- und Kalksteinen, die in etwas küstenfernerer Position entstanden sind.

Während bis zum Unterconiacium das Ablagerungsgeschehen ausschließlich durch den generellen Meeresspiegelanstieg mit mehreren kleineren Schwankungen gesteuert wurde, kamen ab dem Mittelconiacium tektonische Einflüsse hinzu. Infolge von kräftigen Hebungen ehemaliger Beckengebiete in den Niederlanden und in Niedersachsen sank das Münsterländer Kreide-Becken stark ein. Wenn auch das Zentrum dieses Beckens im nordöstlichen Münsterland unmittelbar vor dem Teutoburger Wald liegt, so sind seine Auswirkungen auch im Ruhrgebiet spürbar. Die typische Ablagerung dieser Phase ist die Emscher-Formation. Im Becken ist sie ein reiner Tonmergelstein, der auch im nordöstlichen Ruhrgebiet vorhanden und dort bis zu 320 m mächtig ist. Nach Westen, mit Annäherung an die Küstenregion, gehen die Gesteine der Emscher-Formation in Schluffmergel- und Sandmergelsteine über und können im Raum Mülheim – Duisburg – Oberhausen auch Grünsandsteine enthalten.

Ab dem Santonium bilden sich im Westen des Münsterländer Kreide-Beckens aufgrund von tektonischen Bewegungen der Küste vorgelagerte Schwellen und dazwischen flache Senken, die zunächst mit Sandablagerungen aufgefüllt werden. Dazu gehört die Osterfeld-Subformation der Haltern-Formation, die zwischen Oberhausen-Osterfeld und Bottrop verbreitet ist. Eine erneute Transgressionsphase zu Beginn des Campaniums sorgt im westlichen Ruhrgebiet außerdem noch für die Ablagerung von sandigen Mergelsteinen der Bottrop-Formation, die z. T. mit einer Schichtlücke über verschiedenen älteren Kreide-Schichten liegen. Damit endet die Kreide-Schichtenfolge des Projektgebietes. Es wird insgesamt wieder festländisch und unterliegt der Abtragung.



- Festland
- Küstenebene, zeitweise überflutet, mit Torfmooren (Braunkohlenbildung)
- Flachmeergebiet, küstennah, vorwiegend mit Ablagerung von Feinsand, z.T. Ton und Schluff
- flaches bis mäßig tiefes Meeresgebiet, vorwiegend mit Ablagerung von Ton und Schluff
- Vulkan-
gebiet
- Projekt-
gebiet

Abb. 9
Paläogeographie im Tertiär (Oberoligozän) vor 25 Mio. Jahren (verändert nach Geologischer Dienst NRW 2016)

Im überwiegenden Teil des Ruhrgebietes stehen Kreide-Gesteine an der Oberfläche des Deckgebirges an oder sind von meist nur wenige Meter mächtigen Lockergesteinen des Quartärs verhüllt. Nur westlich einer Linie Mülheim – Bottrop-Grafenwald gibt es auch noch Ablagerungen aus Feinsanden, Schluffen und Tonen des Tertiärs, die beim Einsinken der Niederrheinischen Bucht und einem erneuten Meeresvorstoß in diese Region vor 30 – 23 Mio. Jahren entstanden sind (Abb. 9).

2.3 Deckschichten (Quartär)

Deckschichten des Quartärs liegen in lückenhafter Verbreitung auf allen Gesteinen des gefalteten paläozoischen Gebirges und des Deckgebirges. Oft sind sie gering mächtig und erreichen nur wenige Meter, mitunter fehlen sie auch. Nur im Bereich des Rheintals zwischen Duisburg und Dinslaken können sie mehrere Zehnermeter mächtig sein.

Drei wesentliche Prozesse sind für die vielfältige Palette unterschiedlicher Ablagerungen maßgeblich (Abb. 10):

Die Hebung des Rheinischen Schiefergebirges: Seit dem Ende des Tertiärs hebt sich das Rheinische Schiefergebirge pultartig heraus, sodass allmählich das heutige Landschaftsbild entstand und Täler und Bergzüge ihre Gestalt annahmen. Spuren der langsamen Hebung sind Flussablagerungen in Terrassen, die deutlich über den heutigen Talniveaus liegen.

Das Flusssystem Rhein: Der Rhein als bedeutendstes Gewässer, aber auch seine Nebenflüsse wie Ruhr und Emscher, brachten eine größere Sedimentfracht aus Verwitterungs- und Abtragungsschutt des sich hebenden Gebirges mit sich. Sie bestand aus Sand oder Schotter und ist heute in den hoch gelegenen Haupt- und Mittelterrassen, den Niederterrassen und auch in den Auenterrassen, in den Ablagerungen in Bach- und Flusstälern und als Hochflutlehm entlang der Fließgewässer z. T. großflächig verbreitet.



Abb. 10
 Paläogeographie im Quartär (Pleistozän;
 verändert nach Geologischer Dienst NRW 2016)

Klimaänderungen: Mehrfache Klimaänderungen sind die Ursache für den Wechsel von Kalt- und Warmzeiten. In der Saale-Zeit, vor 250 000 – 200 000 Jahren, erreichte das von Norden vorrückende Inlandeis das Ruhrgebiet und hat seine Gletscherfracht als Schmelzwasserablagerungen und Grundmoräne (Till) hinterlassen. In anderen Kaltzeiten, vor allem in der Weichsel-Zeit, vor 115 000 – 11 700 Jahren, gab es tundrenartige Verhältnisse mit karger Vegetation, sodass aus den freiliegenden Sedimentflächen Sand und Staub vom Wind aufgenommen und als Flugsand, Sandlöss oder Löss verweht und abgelagert wurde. Auch Dünen haben sich dabei gebildet. In der jüngsten Phase des Quartärs, dem Holozän, sind Moore entstanden.

Mit Beginn der Industrialisierung war es maßgeblich der Mensch, der die Landschaft veränderte. Es entstanden die zahlreichen künstlich veränderten Flächen, z. B. die Halden des Bergbaus, aber auch viele Aufschüttungen für Verkehrswege und Industrieansiedlungen, rekultivierte Abgrabungen und verschiedene mehr.

Der Bergbau hat tiefgründige Strukturveränderungen hervorgerufen, die z. T. beträchtliche Veränderungen der Geländeoberfläche durch Bergsenkungen bewirkt haben. Großflächige Senkungen sind aber Veränderungen der Geländeoberfläche, die nur die Topographie betreffen, ohne die Struktur der anstehenden Gesteine zu verändern. Sie werden deshalb auf den geologischen Karten und in den Schnitten nicht ausgewiesen.

3 Kurzbeschreibung der Kartiereinheiten

In den folgenden Kapiteln werden die in den verschiedenen Darstellungsebenen enthaltenen Kartiereinheiten vorgestellt. Das Hauptaugenmerk liegt dabei auf einer Beschreibung der Schichtenfolge und der Gesteine, deren Abgrenzungskriterien zu unter- und überlagernden Schichten sowie deren lateralen Änderungen. Daneben werden auch Informationen zur hydrogeologischen Klassifizierung, Lagerstätten- und geothermischen Bewertung gegeben. Zu jeder Kartiereinheit werden Referenzprofile genannt, die den Aufbau der Schichtenfolge im Detail zeigen. Meist sind es über das Bohrungsportal www.bohrungen.nrw.de frei zugängliche Bohrungen, die durch die Eingabe der Bohrungsnummer (BNUM) in der Suchmaske aufgerufen werden können.

Angaben zur Altersstellung (chronostratigraphische Einstufung) folgen der Gliederung in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland (Deutsche Stratigraphische Kommission 2016). Dort, wo für Serien und Stufen nebeneinander internationale und regionale Gliederungsschemata existieren, wird dem in der Region üblicherweise gebräuchlichen Schema gefolgt.

Neben den für die Unterkapitel hauptverantwortlichen Autoren verfasste ARNOLD GAWLIK die Fachbeiträge zur hydrogeologischen Klassifizierung und INGO SCHÄFER lieferte die Fachbeiträge zur Lagerstätten- und geothermischen Bewertung.

3.1 Gefaltetes Gebirge des Paläozoikums

3.1.1 Devon

K. STEUERWALD

Ablagerungen des Devons kommen im tieferen Untergrund des Projektgebietes vor, treten aber nirgendwo zutage. Sie sind lediglich in den untersten Abschnitten einiger der nicht überhöhten Tiefenschnitte dargestellt. Im Detail ist über devonische Ablagerungen im Untergrund des Ruhrgebietes wenig bekannt, sodass sich das Devon nur in Analogie zu seinen im Süden angrenzenden, oberflächennahen Verbreitungsgebieten zusammenfassend darstellen lässt. Dort wird es von unten nach oben in das Mitteldevon, ungegliedert (dm), und die beiden Einheiten des Oberdevons – Frasnium, ungegliedert (dfr), und Famennium, ungegliedert (dfa), – unterteilt.

Literatur: Geologischer Dienst NRW (2017); RIBBERT (2012)

3.1.1.1 Mitteldevon, ungegliedert (dm)

Mitteldevon, ungegliedert, ist eine darstellungstechnische Zusammenfassung aller Kartiereinheiten des Mitteldevons.

Altersstellung: Eifelium und Givetium

Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Die Einheit umfasst undifferenziert Ton-, Schluff- und Mergelsteine mit Kalksteinbänken, z. T. auch mit mächtigen Kalksteinen (Riffkalkstein) sowie untergeordnet mit Sandsteinlagen. Es sind Ablagerungen eines stark gegliederten Meeresbeckens mit wechselnden Tiefen, Strömungs- und Sedimentationsbedingungen. Aus dem Eifelium überwiegen Ton- und Schluffsteine eines tieferen Schelfbereichs, während aus dem Givetium vermehrt mächtige Riffkalksteine neben tonig-karbonatischen Riffschuttablagerungen (sog. Flinz-Schichten) überliefert sind. Da Mitteldevon im Projektgebiet nur im tieferen Untergrund auftritt, sind Einzelheiten über Schichtenaufbau und Mächtigkeit bisher nicht bekannt.

Hydrogeologische Klassifizierung: Kluffgrundwasserleiter mit sehr geringer bis geringer Gebirgsdurchlässigkeit, verkarstungsfähige Gesteine mit geringer bis mäßiger Gebirgsdurchlässigkeit.

Lagerstättenbewertung: Innerhalb des Projektgebietes haben Gesteine des Mitteldevons aus rohstoffkundlicher Sicht keine Bedeutung. Außerhalb des Projektgebietes werden südlich von Hagen bedeutende Massenkalkvorkommen, insbesondere als Sinterkalk, sowie Sandsteine der Brandenburg-Schichten als Straßenbaumaterial gewonnen.

Geothermische Bewertung: Die in größeren Tiefen vorkommenden devonzeitlichen Karbonatgesteine sind in Bezug auf eine tiefengeothermische Nutzung zunehmend von Interesse. Insbesondere wird für Karbonate in Störungsbereichen eine ausreichend hohe Schüttungsrate vermutet, die eine Nutzung über offene Brunnensysteme (Dublette) ermöglichen kann.

Eine geothermische Nutzung über geschlossene Tiefensonden ist grundsätzlich möglich. Da geschlossene Systeme nicht auf wasserführende Schichten angewiesen sind, entfällt das Fündigkeitsrisiko. Messungen der Wärmeleitfähigkeit an mitteldevonzeitlichen Karbonatgesteinen ergaben $2,5 - 3,5 \text{ W}/(\text{m} \cdot \text{K})$. Die Wärmeleitfähigkeit der mitteldevonzeitlichen Ton- und Schuffsteine liegt mit $2,5 - 3,5 \text{ W}/(\text{m} \cdot \text{K})$ ebenfalls im mittleren bis oberen Bereich der Werteskala für Wärmeleitfähigkeit im Projektgebiet. Die untergeordnet auftretenden Sandsteinhorizonte erreichen aufgrund ihrer hohen Dichte Wärmeleitfähigkeiten von $3,0 - 5,0 \text{ W}/(\text{m} \cdot \text{K})$.

3.1.1.2 Oberdevon, Frasnium, ungegliedert (dfr), und Famennium, ungegliedert (dfa)

Auch über die Ablagerungen des Oberdevons im Untergrund des Ruhrgebietes ist im Detail bisher wenig bekannt. Es lassen sich nur in Analogie zu den südlichen Nachbargebieten die beiden Teileinheiten Frasnium, ungegliedert, und Famennium, ungegliedert, darstellen.

Altersstellung: Frasnium und Famennium

Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Die Einheit Frasnium, ungegliedert, umfasst undifferenziert graue und graugrüne Ton-, Schluff- und Kalksteine, teilweise auch Riffkalksteine.

Die Einheit Famennium, ungegliedert, besteht aus grauen, roten oder grünen Ton- und Schluffsteinen, die meist karbonatisch sind und häufig Kalksteinknollen enthalten. Insbesondere im oberen Teil können turbiditische Sandsteinbänke eingeschaltet sein. In einigen Bereichen kommen auch kondensierte Schichten, wie z. B. der Cephalopoden-Kalk, vor.

Mächtigkeit: Die mittlere Mächtigkeit der ungegliederten Schichten des Frasniums wird auf etwa 870 m, die des Famenniums auf etwa 220 m geschätzt.

Hydrogeologische Klassifizierung: Kluftgrundwasserleiter mit sehr geringer bis geringer Gebirgsdurchlässigkeit, verkarstungsfähige Gesteine mit geringer bis mäßiger Gebirgsdurchlässigkeit

Lagerstättenbewertung: Aufgrund der Tiefenlage haben die Gesteine des Oberdevons innerhalb des Projektgebietes aus rohstoffkundlicher Sicht keine Bedeutung.

Geothermische Bewertung: Die in größeren Tiefen vorkommenden devonzeitlichen Karbonatgesteine sind in Bezug auf eine tiefengeothermische Nutzung zunehmend von Interesse. Insbesondere wird für die Karbonate in Störungsbereichen eine ausreichend hohe Schüttungsrate vermutet, die eine Nutzung über offene Brunnensysteme (Dublette) ermöglichen könnte.

Eine geothermische Nutzung über geschlossene Tiefensonden ist grundsätzlich möglich. Messungen der Wärmeleitfähigkeit an devonzeitlichen Karbonatgesteinen ergaben $2,5 - 3,5 \text{ W}/(\text{m} \cdot \text{K})$. Die Wärmeleitfähigkeit der oberdevonzeitlichen Ton- und Schuffsteine liegt mit $2,0 - 3,5 \text{ W}/(\text{m} \cdot \text{K})$ ebenfalls im mittleren bis oberen Bereich der Werteskala für Wärmeleitfähigkeit im Projektgebiet. Die untergeordnet auftretenden Sandsteinhorizonte erreichen aufgrund ihrer hohen Dichte Wärmeleitfähigkeiten von $3,0 - 5,0 \text{ W}/(\text{m} \cdot \text{K})$.

3.1.2 Karbon

M. SALAMON, D. SCHRIJVER

Im Projektgebiet sind Schichten des Unter- und Oberkarbons verbreitet (Abb. 11). Während über die Unterkarbon-Ablagerungen bisher nur wenige Informationen vorliegen, sind sämtliche Oberkarbon-Formationen durch übertägige Aufschlüsse, zahlreiche Bohrungen und untertägige Bergbauaufschlüsse sehr gut bekannt.

Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Die in diesem Kapitel genannten tektonischen Strukturen sind in den Abbildungen 82 und 83 (S.148/149 u. S. 150/151) dargestellt.

Auch wenn der Steinkohlenbergbau im Jahr 2018 eingestellt worden ist, so sind im flözführenden Oberkarbon immer noch Kohlenstoffvorräte vorhanden. Sie beinhalten Methan als Flözgas, welches im Projektgebiet zur Energieversorgung genutzt wird. Andererseits können unkontrollierte Methanaustragungen bei Bauvorhaben zu Gefährdungen führen. In Gebieten, in denen das flözführende Oberkarbon oberflächennah ansteht und von keiner abdichtenden Deckschicht überlagert wird, ist von einer bereits weitgehend erfolgten Entgasung auszugehen. Anders verhält es sich in Gebieten, in denen gering durchlässige Deckschichten, wie zum Beispiel Gesteine der Emscher-Formation (s. Kap. 3.2.3.12) über den kohleführenden Schichten lagern. Hier treten gegebenenfalls unterhalb abdichtender Gesteinsschichten Methanansammlungen auf, die bei Baumaßnahmen oder Bohrungen freigesetzt werden können. Daher ist in diesen Bereichen vor jedem tieferen Eingriff in den Untergrund auf mögliche Gefahren durch Methan zu achten. Einen ersten Überblick über mögliche Methanvorkommen gibt das Internetportal des Geologischen Dienstes NRW „Gefährdungspotenziale des Untergrundes in NRW“ (https://www.gd.nrw.de/pr_od.htm).

3.1.2.1 Unterkarbon, ungegliedert (cu)

Die Kartiereinheit Unterkarbon, ungegliedert, ist eine Sammeleinheit mehrerer Formationen des Unterkarbons, die im Projektgebiet nur im Untergrund verbreitet ist und nur in den nicht überhöhten Schnitten durch das gefaltete paläozoische Gebirge dargestellt wird.

Altersstellung: Unterkarbon, Dinantium

Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Die Einheit Karbon, ungegliedert, umfasst die auch als Kulm bezeichnete Medebach- und Drewer-Gruppe, die sich im Südwesten des Projektgebietes mit der zur Kohlenkalk-Gruppe gehörenden Heiligenhaus-Formation verzahnt. Die Kulm-Fazies wird überwiegend von klastischen Gesteinen wie dunklen Ton- und Schluffsteinen untergeordnet auch Sandsteinen sowie dunklen Kieselschiefer aufgebaut. Bereichsweise treten auch Wechselfolgen mit turbiditischen Kalksteinen auf. Dagegen dominieren in der Kohlenkalk-Fazies Karbonatgesteine.

Abgrenzungskriterien: Die Liegendgrenze der Einheit Unterkarbon, ungegliedert, bildet die Devon-/Karbon-Grenze mit dem Hangenberg-Event (Hangenberg-Schwarzschiefer und Hangenberg-Sandstein) innerhalb der Hangenberg-Formation. Darunter folgen feinsandige, turbiditische Sandsteine und geschieferte, milde Tonschiefer des Oberdevons.

Die Hangendgrenze dieser Einheit bildet der Übergang von den dunklen Ton-, Schluff- und Sandsteinen, Kiesschiefern und turbiditischen Kalksteinen der Kulm-Fazies bzw. den Karbonatgesteinen der Kohlenkalk-Fazies zu den C_{org}- und pyritreichen Ton- und Schluffsteinen der Seltersberg-Formation (Hangende Alaunschiefer).

Laterale Änderungen der Schichtenfolge, Besonderheiten: Mächtigkeitsänderungen in den Kalk-turbiditabfolgen der Herdringen-Formation deuten darauf hin, dass unter dem Oberkarbon des Ruhrgebietes eine Plattform aus Karbonatgesteinen der Kohlenkalk-Gruppe liegt, die das Material für diese Turbidite lieferte.

Mächtigkeit: Die durchschnittliche Mächtigkeit dieser Sammelkartiereinheit liegt bei 175 – 200 m.

Referenzprofile: Die kartierbegleitende Kernbohrung Schälk 1, Iserlohn-Letmathe, wenig südlich des Projektgebietes (TK 25: Blatt 4611 Hagen-Hohenlimburg; BNUM 285933), stellt das Referenzprofil für den obersten Teil der Herdringen-Formation dar. Aufschlüsse im Projektgebiet existieren nicht.

Hydrogeologische Klassifizierung: Kluft- und Karstgrundwasserleiter mit sehr geringer bis geringer Gebirgsdurchlässigkeit (Kulm), mittlerer bis hoher Gebirgsdurchlässigkeit (Kohlenkalk-Gruppe); verkarstungsfähige Gesteine im Kohlenkalk

Lagerstättenbewertung: Südlich des Projektgebietes, wo diese Schichten an der Geländeoberfläche austreichen, bilden sie z. T. Kalksteinlagerstätten. In diesen Gesteinen existieren mehrere Steinbrüche zur Splittherstellung. Die Kahlenberg-Formation ist durch den hohen C_{org}-Gehalt potenziell zur Schiefergasgewinnung geeignet, teilweise dafür aber zu hoch inkohlt.

Geothermische Bewertung: Karbonatgesteine der Kohlenkalk-Gruppe in größeren Tiefen sind in Bezug auf eine tiefengeothermische Nutzung zunehmend von Interesse. Insbesondere wird für die Karbonate in Störungsbereichen eine ausreichend hohe Schüttungsrate vermutet, die eine Nutzung über offene Brunnensysteme (Dublette) ermöglichen könnte.

Die Nutzung der karbonzeitlichen Gesteine zu geothermischen Zwecken über geschlossene Tiefensonden stellt im Bereich des Kohlenkalks mit Wärmeleitfähigkeiten zwischen 3,0 – 5,5 W/(m · K) ein gutes Potenzial dar. Aufgrund möglicher Verkarstungserscheinungen sind beim Bohren im Kohlenkalk geeignete Vorkehrungen zu treffen.

Literatur: KORN (2003, 2006, 2010, 2015a – 2015e)

3.1.2.2 Seltersberg-Formation (Hangende Alaunschiefer) (cvnse)

Die Seltersberg-Formation tritt im Projektgebiet im tieferen Untergrund auf und ist nur in den nicht überhöhten Schnitten durch das gefaltete paläozoische Gebirge dargestellt.

Altersstellung: Unterkarbon – Oberkarbon, Dinantium – Silesium, Viseum – Namurium A und B

Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Bei der Seltersberg-Formation handelt es sich um relativ weiche, sehr dunkle bis schwarze Ton- und Schluffsteine, die sehr reich an organischem Kohlenstoff und Pyrit sind (sogenannte Alaunschiefer). Im unverwitterten Zustand sind sie dunkelgrau bis schwarz. Sie neigen zu einer tiefgründigen Verwitterung, bei der die Gesteine stark ausbleichen. Im liegenden Teil der Abfolge können einzelne, gering mächtige turbiditische Kalksteinbänke auftreten. Es handelt sich um eine marine Schwarzschieferbildung. Eine tektonische Schieferung ist nicht ausgebildet.

Abgrenzungskriterien: Die Liegendgrenze der Seltersberg-Formation ist recht scharf und wird lithologisch dort gezogen, wo der Tonsteinanteil eine starke Übermacht gewinnt. Sie lässt sich dadurch gut von den darunter liegenden Ablagerungen der Kulm- und Kohlenkalk-Fazies abgrenzen. Die Hangendgrenze wird durch das Einsetzen von turbiditischen Grauwacken der Arnberg-Formation gebildet.

Laterale Änderungen der Schichtenfolge, Besonderheiten: Liegend- und Hangendgrenze der Seltersberg-Formation sind insgesamt leicht diachron. Im Projektgebiet liegt ihre Basis chronostratigraphisch nahe an der Viseum-/Namurium-Grenze. Nach Südwesten, zum Velberter Sattel hin, setzt sie erst später ein und reicht stratigraphisch etwas höher. Eine wichtige Besonderheit stellt der „Actinopterien-Horizont“ dar, ein Leithorizont in der Nähe der Formationsbasis. Er liegt im Projektgebiet noch innerhalb der liegenden Wennemen- und Herdringen-Formation, in anderen Bereichen NRWs aber schon innerhalb der Seltersberg-Formation (KORN 2015f).

Mächtigkeit: Die mittlere Mächtigkeit der Seltersberg-Formation gibt KORN (2015f) mit rund 75 m an. Unmittelbar aus dem Projektgebiet liegen keine Daten vor.

Referenzprofile: Die kartierbegleitende Kernbohrung Schälk 1, Iserlohn-Letmathe (TK 25: Blatt 4611 Hagen-Hohenlimburg; BNUM 285933) stellt das Referenzprofil für den unteren Teil der Seltersberg-Formation dar und ist im Bohrkernarchiv des GD NRW archiviert. Ein weiteres Referenzprofil ist das außerhalb des Projektgebietes gelegene Ruhrfer-Profil in Arnberg (UTM E 32435870 N 5694997 bis UTM E 32435911 N 5694921).

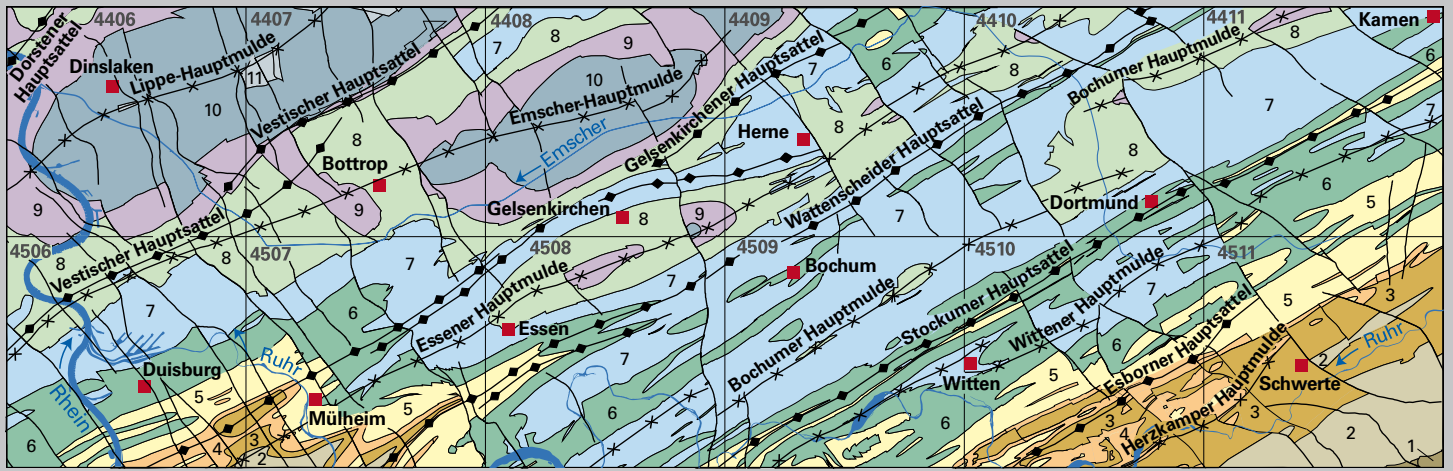
Hydrogeologische Klassifizierung: Kluftgrundwasserleiter mit sehr geringer Gebirgsdurchlässigkeit

Lagerstättenbewertung: Aufgrund des hohen C_{org} -Gehalts ist die Seltersberg-Formation grundsätzlich zur Schiefergasgewinnung geeignet. Teilweise sind die Gesteine aber zu hoch inkohlt.

Geothermische Bewertung: Aufgrund des potenziell hohen C_{org} -Gehalts ist die Seltersberg-Formation bei der Gewinnung von Tiefengeothermie über ein offenes System zu meiden. Dies ist insbesondere zu beachten, wenn die darunterliegenden Karbonatgesteine als Reservoir genutzt werden sollen.

Die Gewinnung geothermischer Energie mittels geschlossener Tiefensonden ist möglich. Vertikale Umläufigkeiten an den Sonden sind dauerhaft zu vermeiden. Die Wärmeleitfähigkeit liegt bei ca. 3,5 – 4,5 W/(m · K).

Literatur: KORN (2003, 2006, 2010, 2015f)



Karbon-Oberfläche (zusammengefasst)

11	Lembeck-Formation	8	Essen-Formation	5	Sprockhövel-Formation	4406	Nummer der Topographischen Karte 1 : 25 000
10	Dorsten-Formation	7	Bochum-Formation	4	Kaisberg-Formation	◆◆	Sattelachse
9	Horst-Formation	6	Witten-Formation	3	Ziegelschiefer-Formation	××	Muldenachse
				2	Hagen-Formation	—	Störung
				1	Arnsberg-Formation		

Abb. 12

Verbreitung der Schichteinheiten des Oberkarbons an der Oberfläche des gefalteten paläozoischen Untergrundes

3.1.2.3 Arnsberg-Formation (cnar)

Die Arnsberg-Formation ist nur in der äußersten Südostecke des Projektgebietes an der Geländeoberfläche, z. T. unter einer gering mächtigen Quartär-Deckschicht, verbreitet. Nach Norden taucht sie unter jüngeren Schichten des gefalteten paläozoischen Gebirges zur Tiefe hin ab. Ihre Verbreitung an der Oberfläche des präpermischen Untergrundes ist in Abbildung 12 dargestellt.

Altersstellung: Oberkarbon, Silesium, Namurium A und B

Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Die Arnsberg-Formation wird überwiegend durch braungraue und graue, glimmerarme, turbiditische Grauwacken aufgebaut, die im Dezimeterbereich gebankt sind und mit dunkelgrauen bis graubraunen Schluffsteinen und tonigen Schluffsteinen wechsellagern. Dabei überwiegen die Grauwackenbänke. Bei den turbiditischen Grauwacken handelt es sich überwiegend um unreine Mittelsandsteine. Untergeordnet treten Feinsandsteine auf, im Liegenden der Formation auch unreine Grobsandsteine. Die Sandsteine zeigen eine ausgeprägte Bankung im Dezimeterbereich. Im unteren Teil der Formation treten auch metermächtige Bänke auf. An den Bankunterseiten sind gelegentlich load casts oder flute casts ausgebildet. Mächtigere Bänke zeigen die für Turbidite typische Gradierung.

Abgrenzungskriterien: Die Liegendgrenze der Arnsberg-Formation bildet der scharfe Kontakt zu den schwarzen Ton- und Schluffsteinen der Seltersberg-Formation. Die Hangendgrenze zeigt einen allmählichen Übergang zu den viel stärker aufgearbeiteten, glimmerreicheren und reineren Sandsteinen der Hagen-Formation, die keine Turbiditmerkmale mehr führen. In diesem Grenzbereich treten gelegentlich dünnbankige, sehr dunkle quarzitisches Feinsandsteinbänke auf.

Laterale Änderungen der Schichtenfolge, Besonderheiten: Die Arnberg-Formation ähnelt stark den unterkarbonischen Kulm-Grauwacken des östlichen Rheinischen Schiefergebirges (Dainrode-Formation). Hier setzt sich faziell noch die Flysch-Sedimentation aus dem Abtragungsschutt des Variszischen Orogens bis in das Namurium hinein fort.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Arnberg-Formation liegt im Projektgebiet bei ca. 450 – 480 m. Sie ist im Lennetal-Profil nördlich von Iserlohn-Letmathe (TK 25: Blatt 4611 Hagen-Hohenlimburg, wenig südlich des Projektgebietes; UTM E 32398694 N 5693060 – UTM E 32399138 N 5692474) gut aufgeschlossen.

Referenzprofile: Wichtige Referenzprofile für die Arnberg-Formation liegen allesamt südlich oder östlich des Projektgebietes: Lennetal-Profil (TK 25: Blatt 4611 Hagen-Hohenlimburg; UTM E 32396131 N 5695104 – UTM E 32398694 N 5693060), kartierbegleitende Kernbohrung „Am Sondert“ (TK 25: Blatt 4607 Heiligenhaus; BNUM 301332), Ruhrufer-Profil (TK 25: Blatt 4614 Arnberg; UTM E 32425912 N 5694860 – UTM E 32436504 N 5694109). Ein schönes Grenzprofil zwischen Hagen-Formation und Arnberg-Formation befindet sich an der Letmather Straße am Talhang des Wannebachs (TK 25: Blatt 4611 Hagen-Hohenlimburg; UTM E 32401305 N 5694475 – UTM E 32401696 N 5694186).

Hydrogeologische Klassifizierung: Kluffgrundwasserleiter mit sehr geringer bis geringer Gebirgsdurchlässigkeit

Lagerstättenbewertung: Die Gesteine der Arnberg-Formation sind aus rohstoffgeologischer Sicht im Projektgebiet nicht bedeutend.

Geothermische Bewertung: Bei großer Tiefe können die Sandsteinhorizonte für eine tiefengeothermische Nutzung über ein Enhanced Geothermal System (EGS) von Interesse sein. Hierbei ist es notwendig, Bereiche mit einer ausreichenden Sandsteinmächtigkeit zu erschließen sowie die Ergiebigkeit des Zielhorizonts durch gesteuerte Stimulation zu erhöhen.

Die Gewinnung geothermischer Energie mittels geschlossener Erdwärmesonden (tief und oberflächennah) ist möglich. Die Wärmeleitfähigkeit der Sandsteinhorizonte liegt bei 4,5 – 5,5 W/(m · K), die Wärmeleitfähigkeit der Ton- und Schluffsteinhorizonte bei 3,0 – 4,5 W/(m · K).

Literatur: KORN (2003, 2006, 2010, 2015g); WREDE (2005)

3.1.2.4 Hagen-Formation (cnha)

Die Hagen-Formation ist nur im Südosten des Projektgebietes und im Südwesten, südlich von Mülheim, an der Geländeoberfläche oder unter einer gering mächtigen Quartär-Deckschicht verbreitet. Nach Norden taucht sie unter jüngere Schichten des gefalteten paläozoischen Gebirges ab. Ihre Verbreitung an der Oberfläche des präpermischen Untergrundes ist in Abbildung 12 dargestellt.

Untereinheiten: Untere Hagen-Formation (cnhau), Mittlere Hagen-Formation (cnham), Obere Hagen-Formation (cnhao)

Altersstellung: Oberkarbon, Silesium, Namurium B

Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Die Hagen-Formation wird dominiert von mittel- bis dickbankigen, relativ reifen, grauen und braungrauen Mittel-, untergeordnet Feinsandsteinbänken. Die Sandsteine sind stärker aufbereitet als die der Arnsberg-Formation und führen häufig makroskopisch erkennbare Hellglimmer. Sie wechsellagern mit grauen, tonigen Schluffsteinen, die braun verwittern. Im oberen Drittel der Hagen-Formation tritt eine ca. 75 m mächtige Zone aus dunkelgrauen, bröckeligen, tonigen Schluffsteinen auf, die reich an Pyrit und organischem Material ist und stark der Ziegelschiefer-Formation ähnelt. Dieses „Schieferpaket“ machte eine Dreiteilung möglich und wurde als Mittlere Hagen-Formation (cnham) klassifiziert. Der durch Mittelsandsteine dominierte Abschnitt darunter wird als Untere Hagen-Formation (cahau) und der ebenfalls durch Mittelsandsteine dominierte Bereich darüber als Obere Hagen-Formation (cnhao) bezeichnet. Die Sandsteinbänke der Hagen-Formation ähneln den klassischen Ruhrsandsteinen des Oberkarbons und zeigen häufig Schrägschichtung in unterschiedlichen Dimensionen. Die Gesteine sind marine Ablagerungen mit deltaisichen Sandsteineinschaltungen. Sie besitzen keine tektonische Schieferung.

Abgrenzungskriterien: Die Liegendgrenze bildet der allmähliche Übergang zu den turbiditischen Grauwa-cken-Sandsteinbänken der Arnsberg-Formation. Die Grenze ist fließend, sodass im untersten Teil der Hagen-Formation noch einzelne Turbiditbänke auftreten. Neben dem weitgehenden Fehlen der Turbiditmerkmale in der Hagen-Formation kann auch die weitgehend fehlende Glimmerführung in den Sandsteinen der Arnsberg-Formation als Abgrenzungskriterium genutzt werden.

Die Hangendgrenze der Hagen-Formation bildet der schnelle Wechsel zu den dunklen bis schwarzen C_{org}- und pyritreichen Ton- und Schluffsteinen der Ziegelschiefer-Formation.

Die durch dunkelgraue bis schwarze C_{org}- und pyritreiche Ton- und Schluffsteine aufgebaute Mittlere Hagen-Formation lässt sich sehr gut sowohl von der sandsteindominierten Oberen als auch der Unteren Hagen-Formation abgrenzen.

Laterale Änderungen der Schichtenfolge, Besonderheiten: Hagen- und Arnsberg-Formation wurden ehemals als „Grauwacken-Quarzit-Formation“ zusammengefasst (WREDE 2015a). Bei der Neubearbeitung des Kartiergebietes zeigte sich, dass die alte preußische Gliederung in Arnsberg-Schichten und Hagen-Schichten sehr sinnvoll ist. Auch folgt sie damit dem Vorschlag von RIBBERT (in WREDE 2005). In diesen beiden Formationen steckt der geotektonisch bedeutende Übergang von der Flysch-Sedimentation aus dem Abtragungsschutt des Variszischen Orogens (Arnsberg-Formation) hin zur Molasse-Sedimentation (Hagen-Formation), aus der später bei zunehmender Verflachung des Ablagerungsraums die typischen zyklischen Abfolgen des flözführenden Oberkarbons des Ruhrgebietes hervorgegangen sind. Die auffällige Einschaltung der C_{org}- und pyritreichen Ton- und Schluffsteine der Mittleren Hagen-Formation wurde vermutlich durch eustatische Meeresspiegelschwankungen gesteuert.

Mächtigkeit: Die Hagen-Formation zeigt im Lennetal-Profil (s. Referenzprofile) eine Gesamtmächtigkeit von 800 – 825 m. Dabei entfallen auf die sandsteindominierte Untere Hagen-Formation 550 – 575 m. Die C_{org}- und pyritreichen Ton- und Schluffsteine der Mittleren Hagen-Formation sind 75 m, die sandsteindominierte Obere Hagen-Formation ist ca. 175 m mächtig.

Referenzprofil: Die Referenzbohrung der Hagen-Formation ist die kartierbegleitende Kernbohrung Kabel 1 (TK 25: Blatt 4510 Witten; BNUM 285925). Das Referenzprofil für die komplette Hagen-Formation ist das Lenetal-Profil (TK 25: Blatt 4611 Hagen-Hohenlimburg; UTM E 32396131 N 5695104 – UTM E 32398694 N 5693060). Dort sind sowohl Untere (UTM E 32396762 N 5694538 – UTM E 32398694 N 5693060), Mittlere (UTM E 32396389 N 5694875 – UTM E 32396762 N 5694538) als auch Obere Hagen-Formation (UTM E 32396131 N 5695104 – UTM E 32396389 N 5694875) aufgeschlossen. Ein schönes Grenzprofil zwischen Hagen- und Arnsberg-Formation befindet sich an der Letmather Straße am Talhang des Wannebachs (TK 25: Blatt 4611 Hagen-Hohenlimburg; UTM E 32401305 N 5694475 bis UTM E 32401696 N 5694186).

Hydrogeologische Klassifizierung: Kluftgrundwasserleiter mit sehr geringer bis geringer Gebirgsdurchlässigkeit

Lagerstättenbewertung: Die Gesteine der Hagen-Formation sind aus rohstoffgeologischer Sicht im Projektgebiet nicht bedeutend.

Geothermische Bewertung: Bei großer Tiefe können die Sandsteinhorizonte für eine tiefengeothermische Nutzung über ein Enhanced Geothermal System (EGS) von Interesse sein. Hierbei ist es notwendig, Bereiche mit einer ausreichenden Sandsteinmächtigkeit zu erschließen sowie die Ergiebigkeit des Zielhorizonts durch gesteuerte Stimulation zu erhöhen.

Die Gewinnung geothermischer Energie mittels geschlossener Erdwärmesonden (tief und oberflächennah) ist möglich. Die Wärmeleitfähigkeit der Sandsteinhorizonte liegt bei 4,5 – 5,5 W/(m · K), die Wärmeleitfähigkeit der Ton- und Schluffsteinhorizonte bei 3,0 – 4,5 W/(m · K).

Literatur: WREDE (2005, 2015a)

3.1.2.5 Ziegelschiefer-Formation (cnzi)

Die Ziegelschiefer-Formation ist nur im Südosten des Projektgebietes, entlang des Ruhrtales zwischen Witten und Schwerte, und im Südwesten, im Bereich von Mülheim, an der Geländeoberfläche verbreitet, wird dort aber häufig von Quartär-Ablagerungen überdeckt. Nach Norden taucht sie unter jüngere Schichten des gefalteten paläozoischen Gebirges ab. Ihre Verbreitung an der Oberfläche des präpermischen Untergrundes ist in Abbildung 12 (s. S. 32) dargestellt.

Altersstellung: Oberkarbon, Silesium, Namurium B

Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Die marinen Ablagerungen der Ziegelschiefer-Formation werden überwiegend aus tonigen Schuffsteinen aufgebaut, die frisch dunkelgrau bis schwarz sind und gelbbraun verwittern oder ausbleichen. Sie führen einen recht hohen Gehalt an C_{org} und Pyrit; untergeordnet treten dezimetermächtige Fein- und Mittelsandsteinbänke auf. Eine tektonische Schieferung ist nicht ausgebildet.



Abb. 13
Schichtenfolge
der Ziegelschiefer-
Formation an der
Typuslokalität
in Hagen-Vorhalle

Abgrenzungskriterien: Der Übergang zu den Mittelsandsteinen der Oberen Hagen-Formation bildet die Liegendgrenze der Ziegelschiefer-Formation. Die Hangendgrenze wird durch das abrupte Einsetzen des Grenzsandsteins bzw. des Kaisberg-Sandsteins der Kaisberg-Formation markiert.

Laterale Änderungen der Schichtenfolge, Besonderheiten: Die Ziegelschiefer-Formation beinhaltet mit dem Steinbruch Hagen-Vorhalle eine Fossilfundstätte von Weltrang, die vor allem für ihre Insekten- und andere Arthropodenfunde berühmt ist (BRAUCKMANN 1991).

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Ziegelschiefer-Formation liegt bei 350 – 400 m.

Referenzprofile: Die Typuslokalität der Ziegelschiefer-Formation ist der Steinbruch Hagen-Vorhalle (TK 25: Blatt 4610 Hagen; UTM E 32391827 N 5693552; Abb. 13). Sie liegt dicht südlich des Projektgebietes. Eine Referenzbohrung ist die kartierbegleitende Kernbohrung Kabel 1 (TK 25: Blatt 4510 Witten; BNUM 285925). Das Referenzprofil für den unteren Teil der Ziegelschiefer-Formation ist das Lennetal-Profil, wenig südlich des Projektgebietes (TK 25: Blatt 4611 Hagen-Hohenlimburg; UTM E 32395368 N 5696435 – UTM E 32395428 N 5696365).

Hydrogeologische Klassifizierung: Kluftgrundwasserleiter mit sehr geringer Gebirgsdurchlässigkeit

Lagerstättenbewertung: Südlich des Projektgebietes wurden in Hagen-Vorhalle in der Vergangenheit die Tonsteine der Ziegelschiefer-Formation zur Herstellung von Ziegelsteinen gewonnen. Durch den recht hohen Gehalt an organischem Material und die geringe Inkohlung haben die Gesteine ein gewisses Potenzial zur Schiefergasgewinnung.

Geothermische Bewertung: Die Gewinnung geothermischer Energie mittels geschlossener Erdwärmesonden (tief und oberflächennah) ist möglich. Die Wärmeleitfähigkeit der Ton- und Schluffsteinhorizonte liegt bei 3,0 – 4,5 W/(m · K). Bei den Bohrungen im Bereich der Ziegelschiefer-Formation ist potenziell mit Gasaustritt zu rechnen.

Literatur: BRAUCKMANN (1991); WREDE (2005, 2015b)

3.1.2.6 Kaisberg-Formation (cnkai)

Der Ausstrich der Kaisberg-Formation umrahmt die am weitesten herausgehobenen Bereiche von Gelsenkirchener Hauptsattel, Essener Hauptmulde und Wattenscheider Hauptsattel. Auch im Esborner Hauptsattel und in der Herzkamper Hauptmulde streicht die Kaisberg-Formation großflächig aus. Nordwestlich davon ist sie ebenfalls, überlagert von jüngeren Schichten, überall vorhanden. In der Lippe-Hauptmulde liegen die Gesteine der Kaisberg-Formation bereichsweise mehr als 2 500 m unter der Geländeoberfläche. Ihre Verbreitung an der Oberfläche des präpermischen Untergrundes ist in Abbildung 12 (s. S. 32) dargestellt.

Altersstellung: Oberkarbon, Silesium, Namurium B

Die Kaisberg-Formation gehört lithostratigraphisch zu dem als Ruhr-Gruppe zusammengefassten flözführenden Oberkarbon. Von der Sprockhövel-Formation wurde sie neben lithostratigraphischen Aspekten vor allem wegen biostratigraphischer Überlegungen abgetrennt. Nach Goniatiten datiert die Kaisberg-Formation in das Namurium B, die Sprockhövel-Formation bereits in das Namurium C.

Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Die Kaisberg-Formation besteht aus mächtigen Sandsteinen sowie Schluff- und Tonsteinen. Kohlenflöze sind untergeordnet und nicht lückenlos vorhanden.

Die Sandsteine sind grau bis graubraun, fein- bis mittelkörnig, bisweilen grobkörnig. Teilweise enthalten sie, zumeist in Lagen und Nestern, Gerölle in Kieskorngöße. Oft sind sie schräg geschichtet. Die bedeutendsten Sandsteine sind der z. T. an der Basis vorhandene Grenzsandstein, der Kaisberg-Sandstein, der Sengsbänkggen-Sandstein und der Sengsbank-Sandstein. Diese sind in der Regel mehrere Meter mächtig. So erreicht z. B. der Kaisberg-Sandstein in der Wittener Hauptmulde eine Mächtigkeit von 30 m.

Abgrenzungskriterien: Die Basis des untersten Sandsteins (Grenzsandstein bzw. Kaisberg-Sandstein) über der Ziegelschiefer-Formation ist die Liegendgrenze. Die Hangendgrenze wird an der Basis des marinen Horizonts über Flöz Cremer gezogen.

Laterale Änderungen der Schichtenfolge, Besonderheiten: Die Sandsteine der Kaisberg-Formation sind im Esborner Hauptsattel und der östlichen Herzkamper Hauptmulde in großer Mächtigkeit ausgebildet. Weiter westlich verringert sich ihre Bedeutung. Im Wattenscheider Hauptsattel und westlich davon liegt der Kaisberg-Sandstein nur noch in verringerter Mächtigkeit vor und der Grenzsandstein fehlt. Auch das Flöz Sengsbank, das im Osten gut entwickelt ist, keilt in westlicher und nordwestlicher Richtung aus.

Mächtigkeit: Die mittlere Mächtigkeit der Kaisberg-Formation beträgt etwa 180 m. Hohe Mächtigkeiten sind im Bereich der Herzkamper Hauptmulde anzutreffen. Mit Annäherung an den Velberter Sattel verringern sie sich.

Referenzprofile: Typuslokalitäten sind der Kaisberg bei Hagen (TK 25: Blatt 4610 Hagen; UTM E 32390310 N 5694378) und der Aufschluss „Schiffswinkel“ bei Herdecke (TK 25: Blatt 4510 Witten; UTM E 32 392167 N 5695877; DROZDZEWSKI et al. 1996).

Hydrogeologische Klassifizierung: Kluftgrundwasserleiter mit geringer Gebirgsdurchlässigkeit

Lagerstättenbewertung: Im Projektgebiet sind Steinbrüche in Dortmund-Buchholz, Dortmund-Syburg und Herdecke (Kaisberg-Sandstein) sowie Sprockhövel-Haßlinghausen (Sengsbank-Sandstein) erwähnenswert. Die Sandsteine sind unter der Produktbezeichnung „Ruhrsandstein“ bekannt und werden als Werksteine verwendet. Aufgrund einer stark schwankenden Nachfrage befinden sich derzeit nicht alle genannten Steinbrüche in Abbau. Der Ruhrsandstein umfasst die Sandsteine der Kaisberg- und Sprockhövel-Formation.

Geothermische Bewertung: Die Gewinnung geothermischer Energie mittels geschlossener Erdwärmesonden (tief und oberflächennah) ist möglich. Die Wärmeleitfähigkeit der Ton- und Schluffsteinhorizonte liegt bei 2,5 – 3,5 W/(m · K), die der Sandsteinhorizonte bei 3,0 – 4,5 W/(m · K).

Literatur: DROZDZEWSKI (2005); DROZDZEWSKI et al. (1996); WREDE (2003, 2005, 2008a)

3.1.2.7 Sprockhövel-Formation (cnsf)

Die Sprockhövel-Formation ist im Projektgebiet weit verbreitet. Ihr Ausstreichen an der Oberfläche des präpermischen Untergrundes ist in Abbildung 12 (s. S. 32) dargestellt. Abgetragen ist sie im Bereich des Sellerbecker Sattels, einer dem Gelsenkirchener Hauptsattel untergeordneten Faltenstruktur, bis zu dem am stärksten herausgehobenen Abschnitt des Wattenscheider Hauptsattels westlich des Fortuna-Sprungs. Auch südöstlich der Wittener Hauptmulde fehlt die Sprockhövel-Formation weitgehend. Nur lokal ist sie dort in einzelnen Mulden anzutreffen. Weitere kleine Verbreitungslücken sind auf besondere struktureologische Gegebenheiten zurückzuführen, wie im Schnittbereich des Kamener Horstes mit dem Kern des Stockumer Hauptsattels oder am Quintus-Sprung im Kern des Kirchhörder Sattels, einer der Wittener Hauptmulde untergeordneten Faltenstruktur.

Untereinheiten: Untere Sprockhövel-Formation (cnsfu), Obere Sprockhövel-Formation (cnsfo)

Altersstellung: Oberkarbon, Silesium, Namurium C

Die biostratigraphische Alterseinstufung erfolgt nach Goniatiten in die *Gastrioceras*-Zone.

Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Die Schichtenfolge der Sprockhövel-Formation wird von Schluff- und Tonsteinen dominiert. Sand ist als diffus verteilte Komponente meist enthalten und kann zur Ausbildung einer feinen Sandstreifigkeit oder zentimeter- bis meterdicker Sandsteinbänke führen. Mächtiger Sandsteine, wie beispielsweise der Sandstein im Liegenden von Flöz Neuföz, haben eine weite Verbreitung und erreichen teilweise Mächtigkeiten von etwa 40 m. Die Sandsteine sind fein- bis grobkörnig, in Lagen oder in Nestern auch konglomeratisch.

Steinkohle hat mit weniger als 1 % der Mächtigkeit nur einen geringen Anteil am Aufbau der Sprockhövel-Formation. Nur selten erreichen einzelne Flöze eine Mächtigkeit von 2 m. Lokal kommt Siderit als sedimentär gebildeter Kohleneisenstein oder Spateisenstein vor. Zeitweise wurde das Erz abgebaut, doch sein Anteil an der gesamten Schichtenfolge ist insgesamt gering. Die Mächtigkeit der Erzflöze beträgt bis zu 1,7 m. Meist liegt sie unter 1 m.



Abb. 14
Schichtenfolge
der Sprockhövel-
Formation
im Steinbruch
Rauen in Witten

Abgrenzungskriterien: Die Basis des marinen Horizonts über Flöz Cremer bildet die Liegendgrenze. Die Hangendgrenze ist die Basis des marinen Horizonts über der Sarnsbank-Flözgruppe. Die Basis des marinen Horizonts über Flöz Hinnebecke bildet die Grenze zwischen der Unteren und der Oberen Sprockhövel-Formation.

Laterale Änderungen der Schichtenfolge, Besonderheiten: Die Schichtenfolge der Sprockhövel-Formation weist laterale Variationen auf. Besonders gut ist dies anhand der Kohlenflöze nachvollziehbar. Sie schwanken in ihren Mächtigkeiten, keilen bereichsweise aus, spalten sich in mehrere Flöze auf oder vereinen sich unter Ausfall der Zwischenmittel. Auch die Sandsteine sind lokal unterschiedlich ausgebildet. So ist z. B. der Sandstein im Liegenden von Flöz Sarnsbänksgen stellenweise über 20 m mächtig, andernorts fehlt er. Spateisenstein kommt nur lokal und in uneinheitlichen Mächtigkeiten vor.

Mächtigkeit: Die mittlere Mächtigkeit der Sprockhövel-Formation wird mit 450 – 550 m angegeben (WREDE 2008b).

Referenzprofile: Richtschichtenschnitte befinden sich auf den Zechen Herbede in Witten-Herbede (TK 25: Blatt 4509 Bochum) und Gottessegen in Dortmund-Kirchhörde (TK 25: Blatt 4510 Witten; FIEBIG 1969). Diese Profile sind nicht mehr zugänglich. Ein etwa 200 m mächtiger Profilabschnitt aus dem Grenzbereich zwischen Unterer und Oberer Sprockhövel-Formation zwischen den Flözen Gottessegen und Wasserbank ist im ehemaligen Steinbruch Rauen in Witten (TK 25: Blatt 4510 Witten) erschlossen. Einen Ausschnitt daraus zeigt Abbildung 14.

Hydrogeologische Klassifizierung: Kluftgrundwasserleiter mit geringer Gebirgsdurchlässigkeit

Lagerstättenbewertung: Im Projektgebiet sind die offengelassenen Steinbrüche in Wetter (Besserdich-Sandstein) sowie in Mülheim an der Ruhr (Neuflöz-Sandstein) erwähnenswert. Die Sandsteine wurden in der Vergangenheit unter der Produktbezeichnung „Ruhrsandstein“ als Werksteine abgebaut. Der Ruhrsandstein umfasst Sandsteine der Kaisberg- und Sprockhövel-Formation.

Im Steinbruch Rauen in Mülheim an der Ruhr wurde in der Vergangenheit zudem der Tonstein zur Ziegelherstellung gewonnen. Die Steinkohlenflöze der Sprockhövel-Formation wurden früher abgebaut.

Geothermische Bewertung: Die Gewinnung geothermischer Energie mittels geschlossener Erdwärmesonden (tief und oberflächennah) ist möglich. Die Wärmeleitfähigkeit der Ton- und Schluffsteinhorizonte liegt bei 2,5 – 4,0 W/(m · K), die Wärmeleitfähigkeit der Sandsteinhorizonte bei 3,5 – 4,5 W/(m · K). Bei Bohrungen in die Sprockhövel-Formation ist mit bergbaubedingten Lockerungszonen bis hin zu Hohlräumen zu rechnen.

Literatur: FIEBIG (1969); WREDE (2005, 2008a, 2008b)

3.1.2.8 Witten-Formation (cwwi)

Die Witten-Formation ist vom äußersten Nordwesten des Arbeitsgebietes bis in die Wittener Hauptmulde großflächig verbreitet. Sie fehlt südlich der Alstadener Mulde im Gelsenkirchener Hauptsattel und im höchsten Teil des Wattenscheider Hauptsattels. Kleinere Verbreitungslücken liegen im Bereich von Stockumer Hauptsattel und Wittener Hauptmulde sowie im Kern des Gelsenkirchener Hauptsattels. Ihre Verbreitung an der Oberfläche des präpermischen Untergrundes ist in Abbildung 12 dargestellt (s. S. 32).

Untereinheiten: Untere Witten-Formation (cwwiu), Obere Witten-Formation (cwwio)

Altersstellung: Oberkarbon, Silesium, Westfalium A

Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Die Witten-Formation besteht aus einer Wechselfolge von Schluff- und Sandsteinen, untergeordnet Tonsteinen und Steinkohlenflözen. Die Sandsteine erreichen teilweise beträchtliche Mächtigkeiten. So wird die Mächtigkeit der sandreichen Folge unterhalb von Flöz Mau-segatt im Gebiet der TK 25: Blatt 4508 Essen mit 30 – 70 m angegeben (PIEPER 1990). Insbesondere in der Unteren Witten-Formation haben die Sandsteine einen großen Anteil an der Schichtenfolge. Teils sind sie feinkörnig, teils mittel- bis grobkörnig. Nicht selten enthalten sie Konglomeratlinsen. Die Sandsteine sind deutlich geschichtet oder kompakt wie der Sandstein im Liegenden von Flöz Finefrau, der aufgrund seiner Verwitterungsbeständigkeit in seinem Ausstrichsgebiet oft morphologisch hervortritt. Die Kohlenflöze der Witten-Formation sind teilweise mächtig und über weite Strecken gleichbleibend ausgebildet. Sie wurden deshalb intensiv abgebaut. Lokal kommt sedimentär gebildeter Kohleneisenstein vor.

Abgrenzungskriterien: Die Liegendgrenze ist die Basis des marinen Horizonts über der Sarnsbank-Flözgruppe, die Hangendgrenze die Basis des marinen Horizonts über Flöz Plaßhofsbank.

Die Basis des marinen Horizonts über Flöz Finefrau-Nebenbank bildet die Grenze zwischen der Unteren und der Oberen Witten-Formation.

Laterale Änderungen der Schichtenfolge, Besonderheiten: Die laterale Variabilität ist innerhalb der Schichtenfolge der Witten-Formation unterschiedlich. Im Gegensatz zu einigen Flözen (z. B. Girondelle 5), die nur in einem Teil des Projektgebietes vorkommen, zeigt der Sandstein im Liegenden von Flöz Finefrau eine ungewöhnliche Kontinuität. Er ist im gesamten Verbreitungsbereich der Formation innerhalb des Projektgebietes und darüber hinaus vom Münsterland bis nach Roermond und Lüttich nachweisbar.

Mächtigkeit: Mit etwa 650 m haben die Gesteine der Witten-Formation im äußersten Nordwesten des Arbeitsgebietes ihre größte Mächtigkeit. In südöstlicher Richtung nimmt sie ab. In der Wittener Hauptmulde beträgt die Mächtigkeit noch etwa 340 – 410 m.

Referenzprofile: Der Richtschichtenschnitt liegt auf der Zeche Prinz Regent in Bochum (TK 25: Blatt 4909 Bochum), der Ersatzrichtschichtenschnitt von Flöz Sarnsbank bis Mausegatt auf der Zeche Engelsburg in Bochum-Eppendorf (TK 25: Blatt 4909 Bochum) und der von Flöz Mausegatt bis Plaßhofsbank auf der Zeche Prinz Regent, 8. Sohle (FIEBIG 1954). Alle diese Profile sind nicht mehr zugänglich.

Hydrogeologische Klassifizierung: Kluftgrundwasserleiter mit geringer Gebirgsdurchlässigkeit

Lagerstättenbewertung: Die Steinkohlenflöze der Witten-Formation wurden früher intensiv abgebaut.

Geothermische Bewertung: Die Gewinnung geothermischer Energie mittels geschlossener Erdwärmesonden (tief und oberflächennah) ist möglich. Die Wärmeleitfähigkeit der Ton- und Schluffsteinhorizonte liegt bei 2,0 – 3,5 W/(m · K), die der Sandsteinhorizonte bei 3,0 – 4,5 W/(m · K). Bei Bohrungen in die Witten-Formation ist mit bergbaubedingten Lockerungszonen bis hin zu Hohlräumen zu rechnen.

Literatur: FIEBIG (1954); PIEPER (1990); WREDE (2005, 2008c)

3.1.2.9 Bochum-Formation (cwbo)

Die Bochum-Formation ist im gesamten nordwestlichen Arbeitsgebiet bis einschließlich zur Emscher-Hauptmulde lückenlos vorhanden. Ihre Verbreitung an der Oberfläche des präpermischen Untergrundes ist in Abbildung 12 (s. S. 32) dargestellt. Östlich des Oberhausener Sprungs (s. Abb. 83, S. 150) setzt sich das Verbreitungsgebiet bis zur Nordflanke des Stockumer Hauptsattels fort. Verbreitungslücken bestehen im Gelsenkirchener Hauptsattel nordöstlich des Tertius-Sprungs und im Bereich des Wattenscheider Hauptsattels. Die südöstlichsten Vorkommen der Bochum-Formation liegen in den stärker eingetieften Bereichen der Wittener Hauptmulde.

Untereinheiten: Untere Bochum-Formation (cwbou), Mittlere Bochum-Formation (cwbom), Obere Bochum-Formation (cwboo)

Altersstellung: Oberkarbon, Silesium, Westfalium A

Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Die Bochum-Formation ist eine Wechselfolge von Sandsteinen und sandigen Schluffsteinen, in die untergeordnet Tonsteine und Steinkohlenflöze eingeschaltet sind.

Die Sandsteine sind geschichtet oder massig. Sie führen oft Gerölle, die unterschiedliche Korngrößen und Rundungsgrade aufweisen. Oft sind sie verwitterungsbeständiger als die Schluffsteine, weshalb sie im Ausstrichsbereich morphologisch hervortreten.



Abb. 15

Schichtenfolge der Bochum-Formation im Geologischen Garten in Bochum-Wiemelhausen. Rechts Wurzelboden unter dem gering mächtigen Flöz Dünnebank, links Dickebank-Sandstein. Das bis zu 1,35 m mächtige Flöz Dickebank befand sich an der Basis des Sandsteins und ist abgebaut, der Hohlraum ist verbrochen.

Die Steinkohle ist innerhalb der Bochum-Formation ungleichmäßig verteilt. Der basale, 100 – 150 m mächtige Teil enthält kaum Flöze. Darüber beginnen mit Flöz Sonnenschein die flözreichen Abschnitte der Bochum-Formation, die durch viele Schachtanlagen aufgeschlossen wurden.

Abgrenzungskriterien: Die Liegendgrenze ist die Basis des marinen Horizonts über Flöz Plaßhofsbank, die Hangendgrenze die Basis des marinen Horizonts über Flöz Katharina.

Die Oberkante von Flöz Präsident bildet die Grenze zwischen der Unteren und der Mittleren Bochum-Formation. Die Basis des Fossilhorizonts über Flöz Hugo grenzt die Mittlere von der Oberen Bochum-Formation ab.

Laterale Änderungen der Schichtenfolge, Besonderheiten: Im tieferen Bereich der Bochum-Formation kommen Sandsteine mit weiter Verbreitung vor, die großregional parallelisiert werden können. Die Sandsteine der mittleren und höheren Teile der Bochum-Formation haben dagegen nur eine begrenzte Verbreitung. Beispielsweise keilt der Sandstein über Flöz Präsident, der im östlichen Ruhrgebiet häufig ausgebildet ist, nach Westen aus.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Bochum-Formation beträgt im Kern der Emscher-Hauptmulde etwa 580 m. In westlicher Richtung steigt sie bis zum Dorstener Hauptsattel auf 620 – 640 m an. In südöstlicher Richtung nimmt die Mächtigkeit zu. Im Bereich der Wittener Hauptmulde dürfte sie vor der Abtragung etwa 770 – 820 m betragen haben.

Referenzprofile: Der Ersatzrichtschichtenschnitt liegt auf der Zeche Bonifacius, Essen-Kray (TK 25: Blatt 4508 Essen; FIEBIG 1957), und ist heute nicht mehr zugänglich. Der Schichtenabschnitt der Unteren Bochum-Formation zwischen Flöz Sonnenschein und dem Sandstein über Flöz Dickebank ist im Geotop Geologischer Garten in Bochum-Wiemelhausen (TK 25: Blatt 4509 Bochum) erschlossen. Einen Ausschnitt daraus zeigt Abbildung 15.

Hydrogeologische Klassifizierung: Kluffgrundwasserleiter mit geringer Gebirgsdurchlässigkeit

Lagerstättenbewertung: Die Steinkohlenflöze der Bochum-Formation wurden früher intensiv abgebaut.

Geothermische Bewertung: Die Gewinnung geothermischer Energie mittels geschlossener Erdwärmesonden (tief und oberflächennah) ist möglich. Die Wärmeleitfähigkeit der Ton- und Schluffsteinhorizonte liegt bei 2,0–3,5 W/(m · K), die der Sandsteinhorizonte bei 3,0–4,5 W/(m · K). Bei Bohrungen in die Bochum-Formation ist mit bergbaubedingten Lockerungszonen bis hin zu Hohlräumen zu rechnen.

Literatur: FIEBIG (1957); WREDE (2005, 2008d)

3.1.2.10 Essen-Formation (cwes)

Die Gesteine der Essen-Formation sind in der Lippe- und Emscher-Hauptmulde und damit im gesamten Nordwesten des Arbeitsgebietes nahezu flächendeckend verbreitet. Lediglich im Gladbecker Sattel, einer dem Vestischen Hauptsattel untergeordneten Faltenstruktur, fehlen sie. In der Essener Hauptmulde ist die Essen-Formation im Muldenkern vom Raum Essen an nordostwärts weiterzuverfolgen. Durch Horststrukturen wird das Verbreitungsgebiet stellenweise unterbrochen. In Gräben (Marler Graben, Dortmund Graben) wird es mehrere Kilometer breit. Kleinere Vorkommen der Unteren Essen-Formation im Wattenscheider Hauptsattel sind an die Sutan-Überschiebung gebunden. In der Bochumer Hauptmulde sind die Gesteine der Essen-Formation östlich des Quartus-Sprungs flächenhaft verbreitet. Westlich des Quartus-Sprungs sind nur noch stellenweise basale Teile der Essen-Formation vorhanden. Ihre Verbreitung an der Oberfläche des präpermischen Untergrundes ist in Abbildung 12 (s. S. 32) dargestellt.

Untereinheiten: Untere Essen-Formation (cwesu), Mittlere Essen-Formation (cwesm), Obere Essen-Formation (cweso)

Altersstellung: Oberkarbon, Silesium, Westfalium B

Die biostratigraphische Alterseinstufung erfolgt durch die Faunen (Goniatiten, Linguliden) der marinen Horizonte an den Grenzen. Auch spielen Kaolin-Kohlentonsteine für die Einstufung eine große Rolle.

Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Die Schichtenfolge der Essen-Formation ist eine Wechselfolge aus Ton-, Schluff- und Sandsteinen, in die untergeordnet Steinkohlenflöze eingelagert sind.

In der Essen-Formation sind die Gesteine insgesamt feinkörniger ausgebildet als in der unterlagernden Bochum-Formation und der Horst-Formation im Hangenden. Der Anteil der Sandsteine tritt zurück. Diese sind zumeist fein- bis mittelkörnig, gering mächtig und ungleichmäßig verbreitet. Die Tonsteine können sandig oder annähernd sandfrei sein. Zuweilen weisen sie eine deutliche Pyritführung auf.

In ihrem unteren Teil ist die Schichtenfolge der Essen-Formation flözarm. Beginnend mit dem Flöz Zollverein 7/8 folgt darüber ein flözreicherer Abschnitt. Im Vergleich zur Bochum-Formation ist die Essen-Formation insgesamt kohleärmer.

Abgrenzungskriterien: Die Liegendgrenze ist die Basis des marinen Horizonts über Flöz Katharina, die Hangendgrenze die Basis des marinen Horizonts über Flöz L (= Domina-Horizont).

Die Oberkante von Flöz Grimberg 1 bildet die Grenze zwischen der Unteren und der Mittleren Essen-Formation. Die Oberkante von Flöz Zollverein 1 grenzt die Mittlere von der Oberen Essen-Formation ab.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Essen-Formation nimmt von Westen nach Osten zu. In der Lippe-Hauptmulde beträgt sie etwa 420 m, in der Emscher-Hauptmulde 440–460 m und in der Bochumer Hauptmulde durchschnittlich 580 m.

Referenzprofile: Übertägige Aufschlüsse in der Essen-Formation existieren nicht. Der Ersatzrichtschichtenschnitt auf der Zeche Westerholt in Herten (TK 25: Blatt 4308 Marl; FIEBIG 1960) ist heute nicht mehr zugänglich.

Hydrogeologische Klassifizierung: Kluffgrundwasserleiter mit sehr geringer bis geringer Gebirgsdurchlässigkeit

Lagerstättenbewertung: Die Steinkohlenflöze der Essen-Formation wurden früher abgebaut.

Geothermische Bewertung: Die Gewinnung geothermischer Energie mittels geschlossener Erdwärmesonden (tief und oberflächennah) ist möglich. Die Wärmeleitfähigkeit der Ton- und Schluffsteinhorizonte liegt bei 2,0–3,5 W/(m·K), die der Sandsteinhorizonte bei 3,0–4,5 W/(m·K). Bei Bohrungen in die Essen-Formation ist mit bergbaubedingten Lockerungszonen bis hin zu Hohlräumen zu rechnen.

Literatur: FIEBIG (1960); WREDE (2005, 2008e)

3.1.2.11 Horst-Formation (cwho)

Die Horst-Formation ist überwiegend im nördlichen Teil des Projektgebietes verbreitet. Ihr Ausstreichen an der Oberfläche des präpermischen Untergrundes ist in Abbildung 12 (s. S. 32) dargestellt. Im Kern der knapp westlich des Projektgebietes verlaufenden Schermbecker Mulde ist vorwiegend die Untere Horst-Formation verbreitet. In den Kernen der Lippe- und der Emscher-Hauptmulde ist sie in voller Mächtigkeit entwickelt. In deren Umrahmung streicht sie jeweils an der Oberfläche des Karbons aus. Die vollständige Schichtenfolge ist sonst nur noch in der Essener Hauptmulde im Bereich der Gelsenkirchener Achsendepression anzutreffen. Alle weiteren Vorkommen sind erosiv gekappte Schichtfolgen in struktureologisch bedingten Tieflagen. In der Emscher-Hauptmulde ist das der Hünxer Graben. In den der Essener Hauptmulde untergeordneten Strukturen der Sodinger und der 2. Essener Mulde liegen kleinere Vorkommen westlich des Tertius-Sprungs und am Quintus-Sprung. Im Muldentiefsten der Bochumer Hauptmulde gibt es ein Restvorkommen am Quintus-Sprung und ein weiteres im Graben von Preußen.

Untereinheiten: Untere Horst-Formation (cwhou), Obere Horst-Formation (cwhoo)

Altersstellung: Oberkarbon, Silesium, Westfalium B

Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Die Horst-Formation wird von einer Wechselfolge aus Ton, Schluff und teilweise Geröll führenden Sandsteinen aufgebaut. Untergeordnet sind Steinkohlenflöze beteiligt. Gegenüber den unterlagernden Gesteinen der Essen-Formation haben die Sandsteine in der Horst-Formation einen bedeutenderen Anteil. Sie erreichen Mächtigkeiten von über 40 m, haben aber meist nur eine relativ geringe laterale Verbreitung. Steinkohlenflöze sind in der Unteren Horst-Formation häufiger. Insbesondere die selteneren Steinkohlenflöze der Oberen Horst-Formation galten zumeist als nicht bauwürdig.

Abgrenzungskriterien: Die Liegendgrenze ist die Basis des marinen Horizonts über Flöz L (= Domina-Horizont), die Hangendgrenze die Basis des marinen Horizonts über Flöz Ägir.

Die Oberkante von Flöz T bildet die Grenze zwischen der Unteren und der Oberen Horst-Formation.

Laterale Änderungen der Schichtenfolge, Besonderheiten: Die mächtigeren Sandsteinbänke sind meist nur gering lateral verbreitet. Ihre Ausbildung und Mächtigkeit unterliegen auf kurzer Distanz starken Änderungen. Auch die Steinkohlenflöze haben oft kleinräumig Mächtigkeitschwankungen, die z. T. durch Scharungen und Aufspaltungen bedingt sind. Nicht selten fallen Flöze ganz aus.

Mächtigkeit: Die Gesamtmächtigkeit der Horst-Formation beträgt 290 – 340 m.

Referenzprofil: Typusprofil ist der Ersatzrichtschichtenschnitt auf der Zeche Scholven in Gelsenkirchen-Scholven (TK 25: Blatt 4408 Gelsenkirchen; FIEBIG 1961). Das Profil ist heute nicht mehr zugänglich.

Hydrogeologische Klassifizierung: Kluftgrundwasserleiter mit sehr geringer bis geringer Gebirgsdurchlässigkeit

Lagerstättenbewertung: Die Steinkohlenflöze v. a. der Unteren Horst-Formation wurden früher abgebaut.

Geothermische Bewertung: Die Gewinnung geothermischer Energie mittels geschlossener Erdwärmesonden (tief und oberflächennah) ist möglich. Die Wärmeleitfähigkeit der Ton- und Schluffsteinhorizonte liegt bei 2,0 – 4,0 W/(m · K), die der Sandsteinhorizonte bei 3,5 – 4,5 W/(m · K). Beim Bohren in die Horst-Formation ist mit bergbaubedingten Lockerungszonen bis hin zu Hohlräumen zu rechnen.

Literatur: FIEBIG (1961); WREDE (2005, 2008f)

3.1.2.12 Dorsten-Formation (cwdo)

Die Dorsten-Formation ist nur im Kern der Lippe-Hauptmulde in voller Mächtigkeit erhalten. In den weiteren Vorkommen sind, erosiv bedingt, nur noch Teile vorhanden. Ihr Ausstreichen an der Oberfläche des präpermischen Untergrundes ist in Abbildung 12 (s. S. 32) dargestellt. In der Emscher-Hauptmulde sind die höchsten verbliebenen Restmächtigkeiten nordöstlich des Sekundus-Sprungs anzutreffen. Das weitere Vorkommen in der Emscher-Hauptmulde ist auf die Untere Dorsten-Formation im Bereich der Gelsenkirchener Achsendepression beschränkt. Innerhalb der Essener Hauptmulde gibt es nur noch in dem Bereich ein relikthisches Vorkommen, in dem der Muldenkern durch den Primus-Sprung weit nach unten versetzt wird.

Untereinheiten: Untere Dorsten-Formation (cwdou), Obere Dorsten-Formation (cwdo)

Altersstellung: Oberkarbon, Silesium, Westfalium C

Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Die Gesteine der Dorsten-Formation sind eine Wechselfolge von Ton-, Schluff- und Sandsteinen sowie untergeordnet Steinkohlenflözen. Die Sandsteine sind teilweise kiesig. Einzelne Sandsteine haben eine größere laterale Verbreitung und eine Mächtigkeit bis etwa 40 m. Die Schichtenfolge der Dorsten-Formation enthält mit ca. 4 % der Mächtigkeit nur wenige und zumeist gering mächtige Flöze.

Abgrenzungskriterien: Die Liegendgrenze ist die Basis des marinen Horizonts über Flöz Ägir. Die Abgrenzung zur im Hangenden folgenden Lembeck-Formation ist grundsätzlich an der Basis des marinen Horizonts über Flöz Nibelung festgelegt. Da dieser im Ruhrgebiet bisher nicht nachgewiesen wurde, erfolgt die Grenzziehung an der Basis des ersten Sandsteins über Flöz Nibelung (vgl. FIEBIG & GROSCURTH 1984).

Die Oberkante von Flöz Hagen 1 bildet die Grenze zwischen der Unteren und der Oberen Dorsten-Formation.

Laterale Änderungen der Schichtenfolge, Besonderheiten: Die Kohlenflöze haben eine ungleichmäßige Verbreitung.

Mächtigkeit: Die Gesamtmächtigkeit der Dorsten-Formation beträgt zwischen 360 und 430 m.

Referenzprofile: Richtschichtenschnitte liegen auf den Zechen Baldur in Dorsten (TK 25: Blatt 4307 Dorsten; OBERSTE-BRINK & BÄRTLING 1930) sowie Friedrich Thyssen 2/5 (= Wehofen; TK 25: Blatt 4506 Duisburg). Sie sind heute nicht mehr zugänglich. Referenzbohrungen sind die Tiefbohrungen Specking 1 (TK 25: Blatt 4208 Wulfen; BNUM 51400; FIEBIG & GROSCURTH 1984) und Lippermulde 1a (TK 25: Blatt 4307 Dorsten; BNUM 66284; vgl. FIEBIG in HEDEMANN et al. 1972).

Hydrogeologische Klassifizierung: Kluftgrundwasserleiter mit sehr geringer bis geringer Gebirgsdurchlässigkeit

Lagerstättenbewertung: Die Steinkohlenflöze der Dorsten-Formation wurden früher abgebaut.

Geothermische Bewertung: Die Gewinnung geothermischer Energie mittels geschlossener Erdwärmesonden (tief und oberflächennah) ist möglich. Die Wärmeleitfähigkeit der Ton- und Schluffsteinhorizonte liegt bei 2,0–3,5 W/(m·K), die der Sandsteinhorizonte bei 3,0–4,5 W/(m·K). Bei Bohrungen in die Dorsten-Formation ist mit bergbaubedingten Lockerungszonen bis hin zu Hohlräumen zu rechnen.

Literatur: FIEBIG & GROSCURTH (1984); FIEBIG in HEDEMANN et al. (1972); LIPPOLT & HESS & BURGER (1984); OBERSTE-BRINK & BÄRTLING (1930); WREDE (2008g)

3.1.2.13 Lembeck-Formation (cwle)

Innerhalb des Projektgebietes ist nur der basale Teil der Lembeck-Formation überliefert, der höhere Teil ist abgetragen. Die Bedingungen für die Überlieferung sind nur in den Bereichen gegeben, in denen der Kern der Lippe-Hauptmulde innerhalb von quer verlaufenden Gräben (Dinslakener Graben, Hünxer Graben und Kirchhellener Graben) abgeschoben wurde. Das Ausstreichen der Lembeck-Formation an der Oberfläche des präpermischen Untergrundes ist in Abbildung 12 (s. S. 32) dargestellt.

Altersstellung: Oberkarbon, Silesium, Westfalium C

Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Die Lembeck-Formation besteht überwiegend aus Sand- und Schluffsteinen. Steinkohle ist in einzelnen Flözen enthalten. Im Projektgebiet ist nur die unterste Partie der Lembeck-Formation vorhanden. Vorherrschend ist hier ein dunkelgrauer Sandstein, der teilweise rötlich violett verfärbt und bereichsweise kavernös ist.

Abgrenzungskriterien: Die unterlagernde Einheit ist die Dorsten-Formation. Die Liegendgrenze ist im Kartiergebiet der Hiatus zwischen der erosiv gekappten Nibelung-Flözgruppe und dem darüber folgenden Sandstein (FIEBIG & GROSCURTH 1984). Im Projektgebiet wurden die höheren Partien der Lembeck-Formation frühzeitig vollständig abgetragen. Die verbliebenen Reste werden von permischen Gesteinen überlagert. Im Ibbenbürener Steinkohlenrevier, wo die Lembeck-Formation vollständig überliefert ist, wird die Hangendgrenze an die Oberkante von Flöz Ziu (Dickenberg) gelegt. Die überlagernde Einheit ist dort die Osnabrück-Formation (Westfalium D).

Mächtigkeit: Im Projektgebiet wurde die größte nachgewiesene Mächtigkeit der Lembeck-Formation mit etwa 36 m in der Bohrung Roter Bach 3 in Oberhausen-Sterkrade-Nord (TK 25: Blatt 4407 Bottrop; BNUM 82926; vgl. WREDE 2000: 126) angetroffen. Größere Restmächtigkeiten sind darüber hinaus nördlich der Drevenacker Störung zu erwarten. Im Ibbenbürener Steinkohlenrevier beträgt die Gesamtmächtigkeit der Lembeck-Formation etwa 520 m.

Referenzprofile: Das Typusprofil für die Lembeck-Formation ist die Tiefbohrung Specking 1 (TK 25: Blatt 4208 Wulfen; BNUM 51400), die in der Raesfelder Hauptmulde abgeteuft wurde. Bohrgut dieser Bohrung befindet sich im Bohrkernarchiv des GD NRW. Im Kartiergebiet hat die Tiefbohrung Roter Bach 3 (TK 25: Blatt 4407 Bottrop; BNUM 82926) die untersten Partien der Lembeck-Formation aufgeschlossen (vgl. WREDE 2000).

Hydrogeologische Klassifizierung: Kluffgrundwasserleiter mit geringer Gebirgsdurchlässigkeit

Lagerstättenbewertung: Die Steinkohlenflöze der Lembeck-Formation wurden früher abgebaut.

Geothermische Bewertung: Die Gewinnung geothermischer Energie mittels geschlossener Erdwärmesonden (tief und oberflächennah) ist möglich. Die Wärmeleitfähigkeit der Ton- und Schluffsteinhorizonte liegt bei 2,0–3,5 W/(m · K), die der Sandsteinhorizonte bei 3,5–5,0 W/(m · K).

Literatur: FIEBIG & GROSCURTH (1984); WREDE (2000, 2008h)

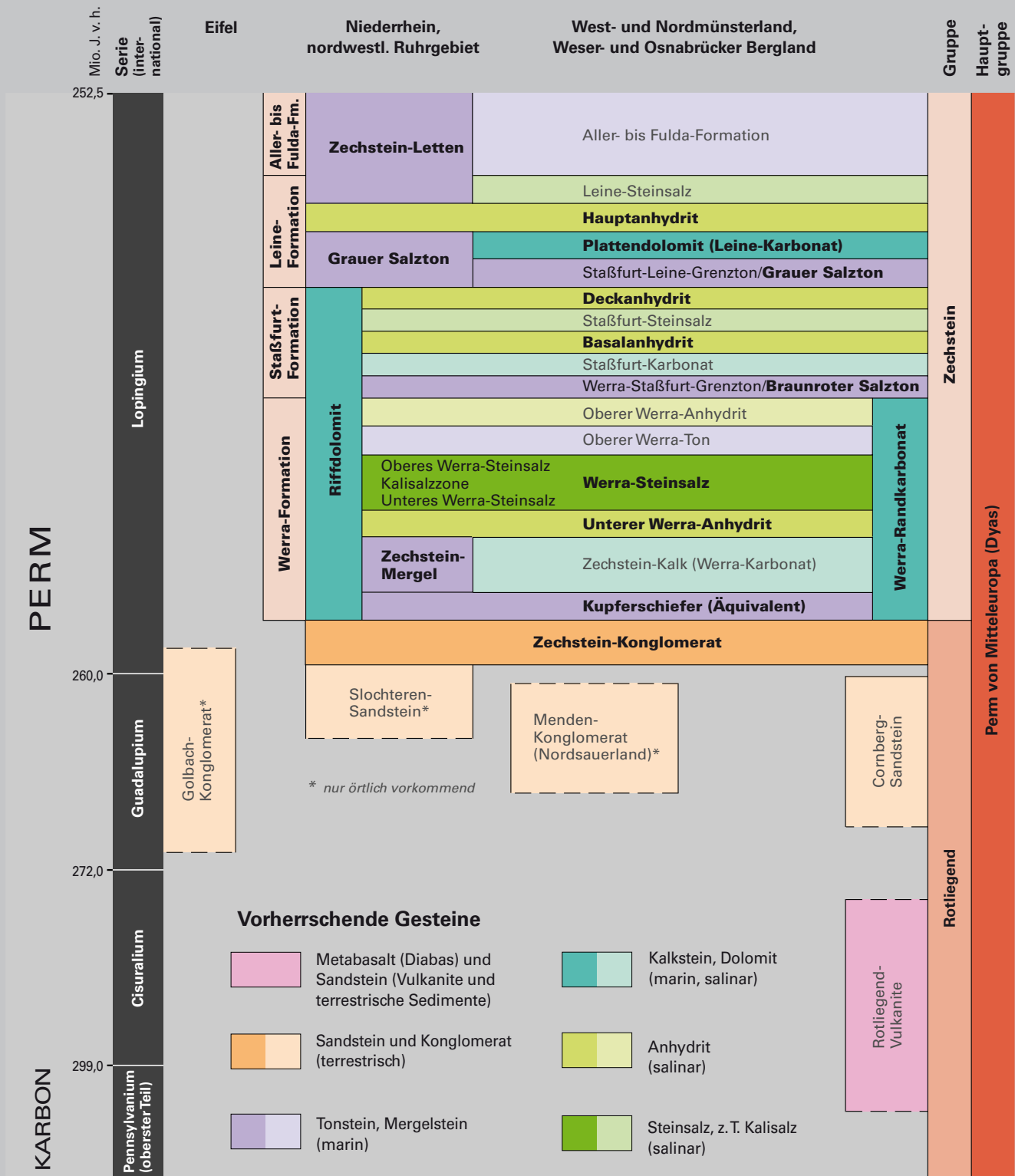


Abb. 16

Stratigraphische Gliederung des Perms in Nordrhein-Westfalen.

Die blass dargestellten Schichteinheiten kommen im Projektgebiet nicht vor (verändert nach Geologischer Dienst NRW 2016).

3.2 Deckgebirge (Perm bis Tertiär)

3.2.1 Perm

M. DÖLLING

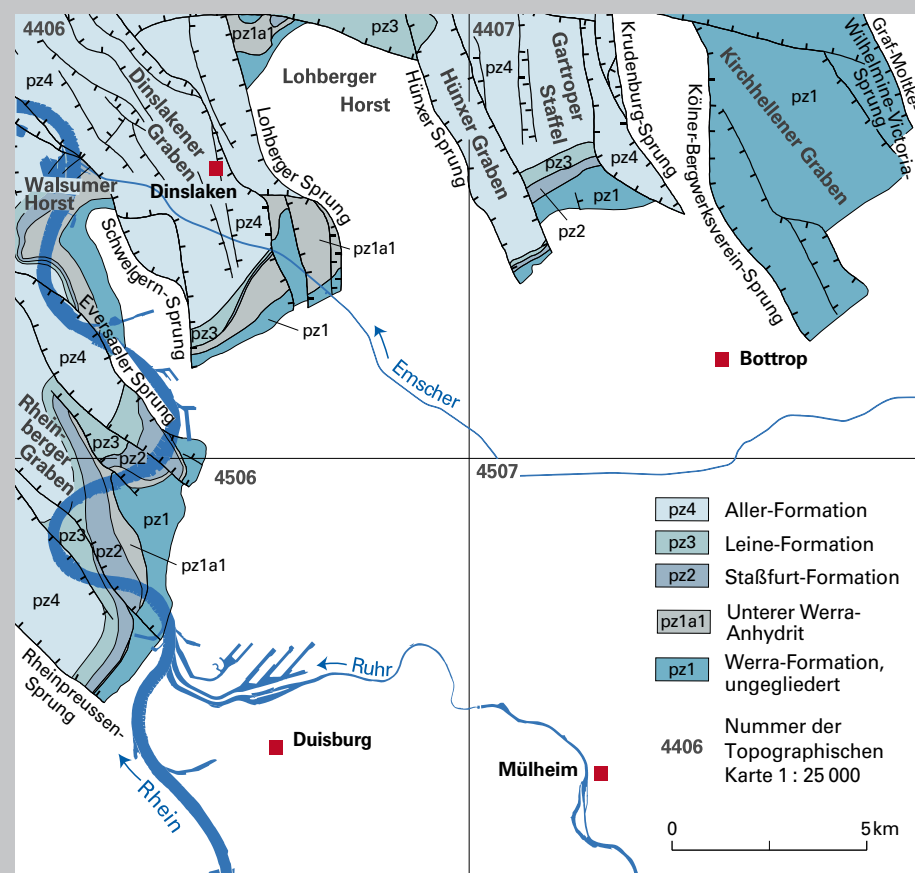
3.2.1.1 Zechstein (pz)

Zu Beginn der Zechstein-Zeit drang von Nordnordosten her das Meer über die Ems-Senke bis in das Niederrheingebiet und das nordwestliche Ruhrgebiet vor. Eine Schwelle im Raum Winterswijk behinderte den freien Wasseraustausch mit dem nördlich gelegenen offenen Meer, sodass es unter ariden Klimabedingungen zur Ausfällung von Evaporiten in der so gebildeten Niederrhein-Senke kam (vgl. Abb. 7, S. 22). Dieser Vorgang wiederholte sich mehrfach; es entstand eine zyklische Abfolge vorwiegend chemischer Sedimente (Abb. 16). Durch die umfangreichen Explorationsmaßnahmen des Steinkohlenbergbaus in den 1970er- bis 1980er-Jahren sind die Kenntnisse über die Schichten des Zechsteins im Niederrheingebiet und im westlichen Ruhrgebiet stark erweitert worden. Eine genauere stratigraphische Einstufung wurde vielfach erst mithilfe von Proben aus Spül- und Kernbohrungen sowie durch die Auswertung entsprechender geophysikalischer Bohrlochmessungen möglich. Danach sind im nordwestlichen Ruhrgebiet Schichten der Zechsteinzyklen 1 – 4 vertreten (Werra-, Staßfurt-, Leine- u. Aller-Formation). Die Gesamtmächtigkeit der Zechstein-Sedimente beträgt maximal 185 m.

Die südliche Verbreitungsgrenze des Zechsteins verläuft von Gladbeck über Bottrop und Dinslaken bis in den nördlichen Duisburger Raum (Abb. 17). Die südwestliche Begrenzung wird durch den Rheinpreussen-Sprung markiert. Die entsprechenden Ablagerungen fehlen deshalb im Süd- und Ostteil des Ruhrgebietes gänzlich. Aber auch im nordwestlichen Ruhrgebiet beschränkt sich die Verbreitung der

Abb. 17

Verbreitung der Schichteinheiten des Zechsteins



Zechstein-Schichten im Wesentlichen auf die tektonisch abgesenkten Schollen von Rheinberger, Dinslakener und Hünxer Graben, der Gartroper Staffel sowie des Kirchhellener Grabens, während sie auf den dazwischenliegenden Horstschollen weitgehend abgetragen worden sind.

3.2.1.1.1 **Werra-Formation (pz1)**

Die Werra-Formation (Zechstein 1) ist nur im nordwestlichen Ruhrgebiet verbreitet und weitgehend auf die Grabenstrukturen des Rheinberger, Dinslakener und Hünxer Grabens, der Gartroper Staffel sowie des Kirchhellener Grabens beschränkt (Abb. 17). Im Projektraum lassen sich Zechstein-Konglomerat, Kupferschiefer (Äquivalent), Zechstein-Mergel, Unterer Werra-Anhydrit und Werra-Steinsalz nachweisen. Da die wenigen Tiefbohrungen im Projektgebiet häufig nicht genügend differenzierte Gesteinsbeschreibungen liefern, kann die Werra-Formation in den Karten und Schnittkonstruktionen nicht in diese Untereinheiten gegliedert werden.

Legt man nach der derzeit gültigen Konvention die Grenze Rotliegend/Zechstein an die Basis des Kupferschiefers, so ist das darunter auftretende Zechstein-Konglomerat noch in das Oberrotliegend zu stellen. Es wird hier aber, der Tradition folgend, mit dem Zechstein zusammen beschrieben.

Untereinheiten: Zechstein-Konglomerat, Kupferschiefer (Äquivalent), Zechstein-Mergel, Unterer Werra-Anhydrit und Werra-Steinsalz. Der Untere Werra-Anhydrit (pz1a1) wird in den 5-fach überhöhten Deckgebirgsschnitten sowie in der Verbreitungskarte des Zechsteins (Abb. 17) gesondert dargestellt.

Altersstellung: Oberperm (Lopingium), Zechstein

Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Die Abfolge der Werra-Formation beginnt an der Basis mit dem 0,1 – 2,1 m mächtigen Zechstein-Konglomerat (= Oberrotliegend; s. o.), welches diskordant über den Schichten des Oberkarbons liegt. Die Matrix des Konglomerats besteht aus einem Fein- bis Mittelsandstein, untergeordnet auch Grobsandstein, der stellenweise schluffig, dolomitisch oder kalkig ausgebildet ist. Der Sandstein ist mittelgrau, mitunter ist sein unterer Teil rotbraun gefärbt. An Komponenten treten abgeplattete, kantengerundete und gerundete Gerölle im Fein- und Mittelkiesbereich auf. Es handelt sich um Quarz, Quarzit und Sandsteine des Karbons sowie um Lydit, Toneisenstein und Kalkstein.

Beim darauf folgenden Äquivalent des Kupferschiefers handelt es sich um einen rund 1,0 – 2,4 m mächtigen, mittel- bis dunkelgrauen, tonigen, dolomitischen oder kalkigen Schluffstein, der eine deutliche Feinschichtung aufweist. Das in einem sauerstoffarmen Milieu entstandene Sedimentgestein ist reich an bituminöser, organischer Substanz. Auf den Schichtflächen finden sich häufig Fisch- und Pflanzenreste, von denen die Konifere *Ullmannia* sp. und Relikte des Fisches *Palaeoniscus freienslebeni* BLAINVILLE besonders erwähnenswert sind (WREDE 2000).

Über der Stillwasserfazies des Kupferschiefer-Äquivalents setzt im Zechstein-Mergel mit scharfer Grenze ein mittelgrauer schluffiger Tonstein ein, in den stellenweise hellgrauer bis mittelgrauer toniger Dolomitstein, Dolomitmergelstein, dolomitischer Kalkmergelstein und dünne Lagen von Fasergips ein-

geschaltet sind. Der Tonstein ist oft von pyritisierten Grabgängen durchsetzt, während Dolomit- und Mergelsteine häufig Muscheln, Brachiopoden, Korallen und Bryozoen enthalten. Der Zechstein-Mergel erreicht eine Mächtigkeit von 6 – 16 m.

Mit der Ablagerung des Unteren Werra-Anhydrits beginnt die salinare Phase der Werra-Formation. Im nordwestlichen Ruhrgebiet kam es zur Ablagerung von grauem, meist feinkristallinem, reinem Anhydrit (Abb. 18). Stellenweise ist der Anhydrit von dünnen karbonatischen oder dolomitischen Tonsteinlagen sowie Lagen von Kalkmergelstein und Dolomitstein durchsetzt, die dem Gestein eine flaserige bis kalkig aufgelöste Textur verleihen. Bei besonders ausgeprägter Wechsellagerung von vergipstem Anhydrit mit Dolomitmergelsteinen und dolomitischen Tonsteinen spricht man aufgrund der perlschnurartigen bis knotigen Textur auch von „Perlanhydrit“.

Durch die Lage des Ruhrgebietes am Außenrand des Salinarbeckens wurde der Anhydrit in stark wechselnden Mächtigkeiten abgelagert (Anhydritwall). So wurden in verschiedenen Bohrungen Mächtigkeiten zwischen 10 und 55 m nachgewiesen.

Das Werra-Steinsalz ist heute vermutlich nur noch im äußersten Nordwesten des Dinslakener Grabens, im Raum Voerde, in geringer Mächtigkeit vorhanden. Dort wurden rund 34 m erbohrt. Die ursprüngliche Salzverbreitung muss zumindest im Dinslakener Graben weiter nach Süden gereicht haben, da in mehreren Explorationsbohrungen im Bereich des Braunroten Salztons der Staßfurt-Formation Auslaugungshorizonte oder Einsturzbekziken angegeben wurden. Die südlichste dieser Bohrungen, die Tiefbohrung Eppinghoven 1 (TK 25: Blatt 4406 Dinslaken; BNUM 80743), liegt westlich des Stadtgebietes Dinslaken.

Oberer Werra-Ton und -Anhydrit wurden im Projektraum nicht abgelagert.

Abgrenzungskriterien: Die Werra-Formation liegt diskordant auf Ablagerungen des Karbons. Die Hangendgrenze bildet die Basis des Braunroten Salztons der Staßfurt-Formation.

Laterale Änderungen der Schichtenfolge, Besonderheiten: Abweichend von der vorstehend beschriebenen stratigraphischen und faziellen Normalausbildung des Zechsteins wurden in einigen Bohrungen nördlich von Bottrop zellig-porös ausgebildete, meist aber feste Dolo-



Abb. 18
Mittelgrauer, hier grobkristalliner Anhydrit, wechsellagernd mit unregelmäßigen, grauweißen, dichten Karbonatbändern (Magnesit) mit schlierenartiger Gelstruktur; Unterer Werra-Anhydrit (17 cm langer Bohrkern aus der Bohrung Schwarzer Bach 5; TK 25: Blatt 4407 Bottrop; Teufe: 481,7 m; BNUM: 82995; Bohrkern: Sammlung Geologischer Dienst NRW)

mitsteine von gelblicher Farbe angetroffen. Diese erreichen über 70 m Mächtigkeit, weiter im Nordwesten, in der Tiefbohrung Saure Heide 1 (TK 25: Blatt 4307 Dorsten; BNUM 64459), sogar 140 m. Es handelt sich bei diesen Gesteinen um Relikte eines Bryozoenriffes, dessen Verbreitung sich auffällig mit dem Verlauf der bedeutenden Drevenacker Störung (vgl. Abb. 82, S. 148/149) deckt. Stratigraphisch umfasst dieser Riffdolomit den größten Teil des Zechsteins 1 und 2. Beginn und Ende des Riffwachstums erfolgten jedoch in verschiedenen Bereichen zu unterschiedlicher Zeit. So liegt in der Tiefbohrung Kirchheller Heide 1 (TK 25: Blatt 4407 Bottrop; BNUM 66109) der Riffdolomit unmittelbar auf dem Zechstein-Konglomerat und wird vom Grauen Salzton der Leine-Formation überlagert. In der Tiefbohrung Schwarzer Bach 6 (TK 25: Blatt 4307 Dorsten; BNUM 65915) endet das Riffwachstum jedoch früher, sodass die Dolomite hier vom Unteren Werra-Anhydrit überlagert werden. In der Bohrung Schlägersheide 7 (TK 25: Blatt 4307 Dorsten; BNUM 65798) wird der Riffdolomit noch von gering mächtigem Zechstein-Mergel und dem Kupferschiefer unterlagert, sodass das Riffwachstum wohl erst später eingesetzt hat. Neben Bryozoenresten und Algenoiden enthält der Riffdolomit auch Muschel- und Brachiopodenrelikte (WREDE 2000).

Mächtigkeit: Die Mächtigkeiten bewegen sich zwischen 20 und 98 m; lokal schwellen sie stark an. So wurden im Raum Voerde ca. 139 m Ablagerungen der Werra-Formation erbohrt.

Referenzprofile: Tiefbohrungen Möllen 1 (TK 25: Blatt 4406 Dinslaken; BNUM 80586), Kirchheller Heide 1 (TK 25: Blatt 4407 Bottrop; BNUM 66109)

Hydrogeologische Klassifizierung: Kluft- und Karstgrundwasserleiter mit sehr geringer bis mittlerer Gebirgsdurchlässigkeit, z. T. Grundwassernichtleiter (salinare Gesteine, auslaugungsfähig)

Lagerstättenbewertung: Die Gesteine der Werra-Formation sind im Projektgebiet aus rohstoffgeologischer Sicht nicht bedeutend. Nordwestlich des Projektgebietes, bei Rheinberg-Borth, steht die dort bis zu 200 m mächtige Steinsalzlagerstätte im Abbau. Das gewonnene Salz wird zum großen Teil als Auftausalz, aber auch als Speise- und Industriesalz vermarktet.

Geothermische Bewertung: Aufgrund der Salinar-Horizonte und der damit verbundenen möglichen Auslaugungsprozesse wird von einer geothermischen Erschließung der Werra-Formation abgeraten.

Literatur: JANSEN (1991, 1995); WREDE (2000)

3.2.1.1.2 **Staðfurt-Formation (pz2)**

Die Staðfurt-Formation umfasst den zweiten Sedimentationszyklus des Zechsteins (Zechstein 2). In der Normalausbildung beginnt sie mit der klastischen Sedimentation des Braunroten Salztons, auf die erneut eine evaporitische Phase folgt, die sich im Zentralteil der Niederrhein-Senke in die Abfolge Basalanhydrit, Staðfurt-Steinsalz und Deckanhydrit gliedern lässt. Da es im Randbereich des Beckens nicht zur Abscheidung von Steinsalz gekommen ist, gehen Basal- und Deckanhydrit hier ineinander über und müssen zusammen betrachtet werden.

Die Abfolgen der Staßfurt-Formation sind in ihrer Verbreitung im Wesentlichen auf die abgesenkten Bereiche der Grabenstrukturen des Rheinberger, Dinslakener und Hünxer Grabens und der Gartroper Staffel beschränkt (s. Abb. 17, S. 49). In den Karten- und Schnittdarstellungen wird die Staßfurt-Formation aufgrund ihrer Geringmächtigkeit zusammengefasst dargestellt.

Altersstellung: Oberperm (Lopingium), Zechstein

Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Als Braunroter Salzton wird eine 1 – 6 m mächtige Schicht aus rotbraunen, karbonatischen und schluffigen Tonsteinen bezeichnet, in die einzelne dünne Gips-, Anhydrit- und Dolomitsteinlagen eingeschaltet sind.

Basal- und Deckanhydrit erreichen im nordwestlichen Ruhrgebiet zusammen zwischen 6 und 10 m Mächtigkeit. Sie bestehen aus einer Folge von hellgrauem Anhydrit und Gips, in die bräunliche, dünne Tonsteinbänder eingelagert sind. Eine Trennung der beiden Schichtglieder ist nicht möglich.

Abgrenzungskriterien: Die Liegendgrenze der Staßfurt-Formation wird durch die Basis des Braunroten Salztons gebildet. Die Hangendgrenze bildet der Top des Deckanhydrits, der vom Grauen Salzton der Leine-Formation überlagert wird.

Laterale Änderungen der Schichtenfolge, Besonderheiten: Bisweilen treten in den Schichten des Braunroten Salztons Auslaugungshorizonte und Einsturzbrekzien auf. Aus der Tiefbohrung Voerde 5 (TK 25: Blatt 4406 Dinslaken; BNUM 80528), ca. 5,5 km nördlich von Dinslaken, liegt eine genaue Beschreibung einer Einsturzbrekzie vor (JANSEN 1995). Die Bohrung wurde vom Hauptanhydrit der überlagernden Leine-Formation an gekernt. Schon im oberen Kernbereich deutet sich die Einsturzbrekzie durch eine starke Zerschering des Gesteins an, die zum Liegenden hin bis zur Einsturzbrekzie anhält. Der Basalanhydrit und der Braunrote Salzton sind ausgefallen und werden durch die Brekzie ersetzt. Diese enthält im oberen Teil auch rotbraune Sandsteine. Es handelt sich dabei vermutlich um Buntsandstein-Material, das auf Klüften, die infolge der Salzsubrosion entstanden sind, eingeschwemmt wurde. Im unteren Teil der Brekzie treten Tonsteine auf, in die Gips- und Anhydritknollen und -brocken eingeschaltet sind. Dabei handelt es sich vermutlich um Residualsedimente des ehemals vorhandenen Salzlagers sowie um Tonsteine, Gipse und Anhydrite aus der Staßfurt-Formation.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Staßfurt-Formation bewegt sich zwischen wenigen Metern und maximal 35 m.

Abgrenzungskriterien: Das Liegende des Braunroten Salztons an der Basis der Staßfurt-Formation wird im Dinslakener Graben durch den Unteren Werra-Anhydrit der Werra-Formation gebildet. Die Hangendgrenze ist durch das Einsetzen des Grauen Salztons der Leine-Formation definiert.

Referenzprofile: Tiefbohrungen Strassenacker 1 (TK 25: Blatt 4406 Dinslaken; BNUM 80527), Voerde 5 (TK 25: Blatt 4406 Dinslaken; BNUM 80528)

Hydrogeologische Klassifizierung: Kluft- und Karstgrundwasserleiter mit sehr geringer bis mittlerer Gebirgsdurchlässigkeit, z. T. Grundwassernichtleiter (salinare Gesteine, auslaugungsfähig)

Lagerstättenbewertung: Die Gesteine der Staßfurt-Formation sind aus rohstoffgeologischer Sicht im Projektgebiet nicht bedeutend.

Geothermische Bewertung: Aufgrund der Gips- und Anhydrit-Horizonte und der damit verbundenen möglichen Auslaugungsprozesse wird von einer geothermischen Erschließung der Staßfurt-Formation abgeraten.

Literatur: JANSEN (1991, 1995); WREDE (2000)

3.2.1.1.3 **Leine-Formation (pz3)**

Die Ablagerungen der Leine-Formation (Zechstein 3) treten im Ruhrgebiet weitgehend im Bereich des Rheinberger, Dinslakener und Hünxer Grabens sowie der Gartroper Staffel auf (s. Abb. 17, S. 49). Sie lassen sich in den Grauen Salzton, den Plattendolomit (Leine-Karbonat) und in den Hauptanhydrit gliedern. Im Projektraum wird das Leine-Steinsalz von den Zechstein-Letten vertreten, die hauptsächlich zur hangenden Aller-Formation gehören. Wegen ihrer geringen Mächtigkeit werden die Ablagerungen der Leine-Formation hier zusammengefasst dargestellt.

Altersstellung: Oberperm (Lopingium), Zechstein

Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Der Graue Salzton besteht aus rötlichem und mittelgrauem, schluffigem, dolomitischem Tonstein, der im unteren Teil Gipseinlagerungen enthält. Er erreicht eine Mächtigkeit von 1,7 – 11,8 m.

Darüber folgt der Plattendolomit. Er ist ein hellbraungrauer, kalkiger Dolomitstein und dolomitischer Kalkstein, der stellenweise graue, flaserige Tonstreifen enthält. Im unteren Teil tritt gelegentlich etwas Gips auf. Die Mächtigkeit des Plattendolomits beträgt 1,7 – 5,2 m.

Darüber folgen die Ablagerungen des Hauptanhydrits. Dieser besteht aus weißgrauem, stellenweise vergipstem Anhydrit, Gips, untergeordnet dolomitischem Kalkstein und Einschaltungen von dünnen Tonsteinlagen. Die Mächtigkeit des Hauptanhydrits beträgt 1,2 – 10,0 m.

Das weiter zum Beckenzentrum hin vorhandene Leine-Steinsalz wurde im Projektgebiet nicht abgelaugert, es wird durch die Zechstein-Letten vertreten, die hauptsächlich zur Aller-Formation gehören.

Abgrenzungskriterien: Die Liegendgrenze der Leine-Formation bildet die Basis des Grauen Salztons bzw. die Oberkante des Deckanhydrits der Staßfurt-Formation. Die Hangendgrenze zur Aller-Formation ist fließend und liegt in den Zechstein-Letten.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Leine-Formation liegt zwischen wenigen Metern und rund 25 m.

Referenzprofile: Tiefbohrung Voerde 2 (TK 25: Blatt 4406 Dinslaken; BNUM 80693)

Hydrogeologische Klassifizierung: Kluft- und Karstgrundwasserleiter mit sehr geringer bis mittlerer Gebirgsdurchlässigkeit, z. T. Grundwassernichtleiter (salinare Gesteine, auslaugungsfähig)

Lagerstättenbewertung: Die Gesteine der Leine-Formation sind aus rohstoffgeologischer Sicht im Projektgebiet nicht bedeutend.

Geothermische Bewertung: Aufgrund der Gips- und Anhydrit-Horizonte und der damit verbundenen möglichen Auslaugungsprozesse wird von einer geothermischen Erschließung der Leine-Formation abgeraten.

Literatur: JANSEN (1991, 1995); WREDE (2000)

3.2.1.1.4 Aller-Formation (pz4)

Die Aller-Formation (Zechstein 4), der vierte Sedimentationszyklus des Zechsteins, wird am Niederrhein und im nordwestlichen Ruhrgebiet durch die Gesteine der Zechstein-Letten vertreten. Es ist unklar, ob die Zechstein-Letten neben Ablagerungen der obersten Leine-Formation auch solche jüngerer Sedimentationszyklen (Zechstein 5 – 7) enthalten, wie sie aus Norddeutschland bekannt sind, oder ob hier eine Schichtlücke bis zum Buntsandstein vorliegt. Im ersten Fall entsprechen dann Teile der Zechstein-Letten der Bröckelschiefer-Folge Nordhessens, die den Übergang zur Trias markiert.

Die Ablagerungen der Aller-Formation sind im Wesentlichen auf die Grabenstrukturen des Rheinberger, Dinslakener und Hünxer Grabens sowie der Gartroper Staffel nördlich von Bottrop beschränkt (s. Abb. 17, S. 49).

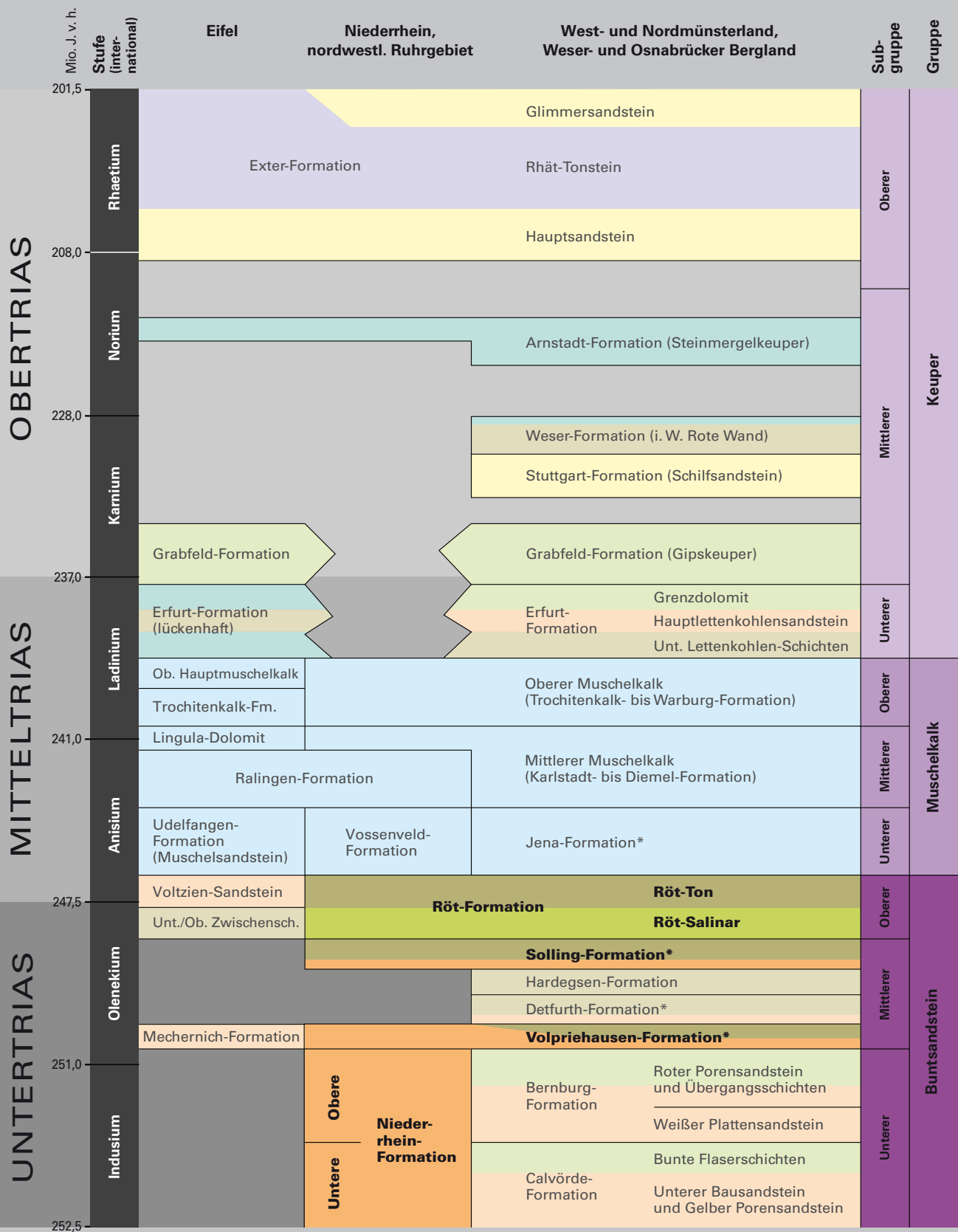
Altersstellung: Oberperm (Lopingium), Zechstein

Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Die Zechstein-Letten bestehen aus rotbraunem, schluffigem, stellenweise dolomitischem Tonstein.

Abgrenzungskriterien: Die Liegendgrenze der Aller-Formation ist fließend und liegt in den Zechstein-Letten. Die Hangendgrenze zum Unteren Buntsandstein ergibt sich durch das Einsetzen der ersten Sandschüttungen der Unteren Niederrhein-Formation.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Zechstein-Letten beträgt im Dinslakener Graben 1,2 – 22,6 m. Im Raum Bottrop werden bis zu 15 m erreicht, stellenweise sind sie aber auch vollständig erodiert.

Referenzprofile: Tiefbohrung Strassenacker 1 (TK 25: Blatt 4406 Dinslaken; BNUM 80527)



* Untereinheiten der Formationen nicht dargestellt

Vorherrschende Gesteine

- Sandstein, z. T. konglomeratisch (terrestrisch)
- Mergelstein, z. T. dolomitisch (terrestrisch, z. T. salinar)
- Feinsandstein, z. T. Tonstein (limnisch-brackisch)
- Ton- und Schluffstein, z. T. Feinsandstein (terrestrisch, z. T. limnisch)
- Tonstein, Dolomit, Anhydrit, Gips, z. T. Salz (terrestrisch, salinar)
- Tonstein (brackisch, z. T. marin)
- Kalkstein, Mergelstein, z. T. Dolomit (marin, z. T. salinar)

Abb. 19

Stratigraphische Gliederung der Trias in Nordrhein-Westfalen. Die blass dargestellten Schicht-einheiten kommen im Projektgebiet nicht vor (verändert nach Geologischer Dienst NRW 2016).

Hydrogeologische Klassifizierung: Kluftgrundwasserleiter mit sehr geringer bis geringer Gebirgsdurchlässigkeit

Lagerstättenbewertung: Die Gesteine der Aller-Formation sind aus rohstoffgeologischer Sicht im Projektgebiet nicht bedeutend.

Geothermische Bewertung: Die Gewinnung geothermischer Energie mittels geschlossener Erdwärmesonden (tief und oberflächennah) ist möglich. Die Wärmeleitfähigkeit der Ton- und Schluffsteine liegt bei 1,5 – 2,5 W/(m · K).

Literatur: JANSEN (1991, 1995); WREDE (2000)

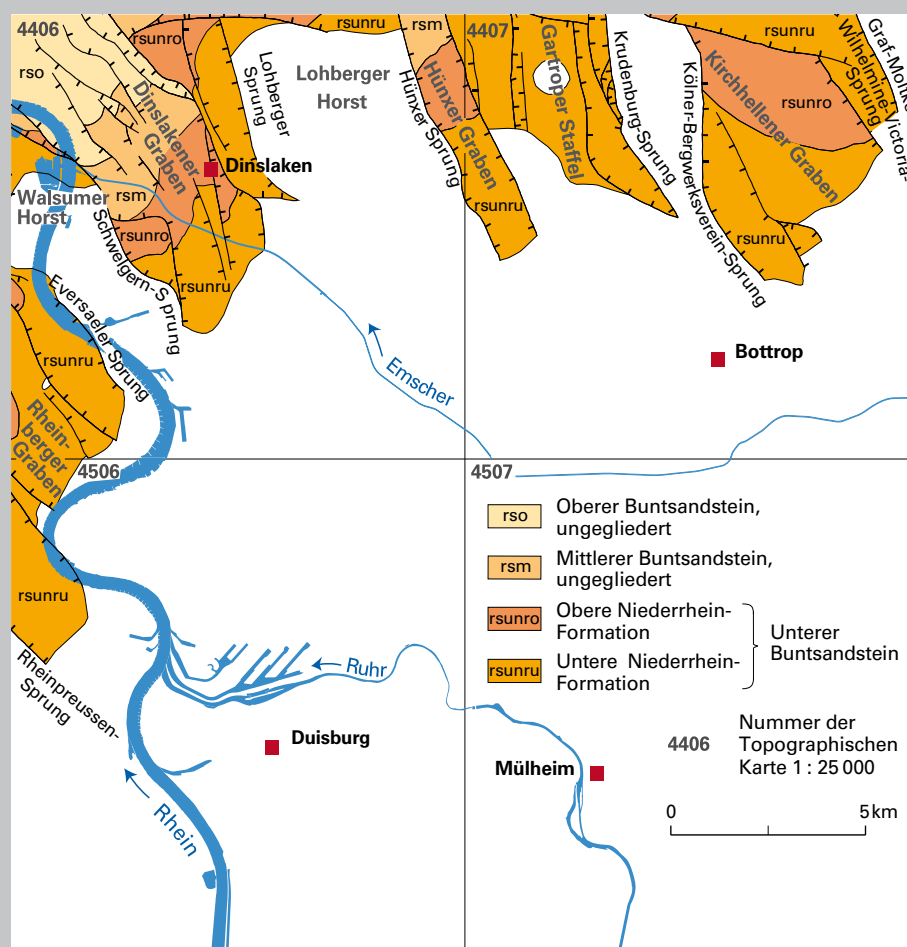
3.2.2 Trias

M. DÖLLING

Von den drei Abteilungen der Trias – Buntsandstein (Untertrias), Muschelkalk (Mitteltrias) und Keuper (Obertrias) – ist im nordwestlichen Ruhrgebiet lediglich der Buntsandstein vertreten (Abb. 19). Ablagerungen des Muschelkalks und des Keupers waren vermutlich ursprünglich auch vorhanden. Gegen Ende der Trias-Zeit wurden sie jedoch vollständig erodiert. Lediglich die Schichten des Buntsandsteins blieben – wie auch die Schichten des Zechsteins – in den tiefer eingesenkten Grabenschollen zumindest teilweise erhalten. Das Verbreitungsgebiet des Buntsandsteins entspricht daher etwa dem des Zechsteins (Abb. 20).

Abb. 20

Verbreitung der Schichteinheiten des Buntsandsteins



3.2.2.1 Buntsandstein (rs)

Wie im Zechstein war das heutige Niederrheingebiet auch während des Buntsandsteins der südliche Ausläufer des Norddeutschen Beckens. Dieses Becken nahm unter semiariden bis wechselfeuchten Klimabedingungen den Abtragungsschutt von umliegenden, teilweise aber auch weiter entfernt liegenden Hochländern auf.

Der Buntsandstein wird in den Unteren (rsu), den Mittleren (rsm) und den Oberen Buntsandstein (rso) gegliedert.

Der Untere Buntsandstein (Niederrhein-Formation, rsunr, im Projektgebiet) ist vor allem in den Strukturen von Rheinberger, Dinslakener und Hünxer Graben, der Gartroper Staffel sowie dem Kirchheller Graben vertreten.

Der Mittlere Buntsandstein ist im Projektgebiet nur im nordwestlichen Bereich des Dinslakener und Hünxer Grabens vorhanden. Er kann dort in die Volpriehausen- und Solling-Formation gegliedert werden. Die dazwischenliegenden, in Nordwestdeutschland verbreiteten Formationen – die Detfurth- und die Hardeggen-Formation – sind nicht ausgebildet. Es ist daher anzunehmen, dass am Niederrhein und im nordwestlichen Ruhrgebiet zwischen Volpriehausen- und Solling-Formation eine größere Schichtlücke vorhanden ist.

Der Obere Buntsandstein ist im Projektgebiet durch die Röt-Formation vertreten. Er ist lediglich im Dinslakener Graben nachgewiesen.

3.2.2.1.1 Niederrhein-Formation (rsunr)

Die Niederrhein-Formation (Unterer Buntsandstein) ist nur im nordwestlichen Ruhrgebiet in tief liegenden, NW – SE streichenden Grabenstrukturen (z. B. Dinslakener Graben, Hünxer Graben) in größerer Mächtigkeit erhalten geblieben; im Bereich des Walsumer und Lohberger Horstes ist sie stark bis vollständig erodiert.

Untereinheiten: Die Niederrhein-Formation lässt sich in die Untere Niederrhein-Formation (rsunru) und die Obere Niederrhein-Formation (rsunro) gliedern (s. Abb. 20). Die Untere Niederrhein-Formation entspricht stratigraphisch der Calvörde-Formation und die Obere Niederrhein-Formation der Bernburg-Formation der Unteren Germanischen Trias des Norddeutschen Beckens. Diese Untergliederung lässt sich allerdings nicht im gesamten nordwestlichen Ruhrgebiet durchführen, da die Gesteinsbeschreibungen der älteren Bohrungen häufig nicht differenziert genug sind und entsprechende Korngrößenangaben fehlen. Nur in moderneren Explorationsbohrungen erfolgte mehrheitlich mithilfe der Interpretation von geophysikalischen Bohrlochdiagrammen eine stratigraphische Ansprache, die die Zweiteilung erkennen lässt.

Altersstellung: Unterer Buntsandstein

Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Die Untere Niederrhein-Formation besteht aus gering verfestigtem, schwach schluffigem, schwach kalkigem Fein- und Mittelsandstein von rotbrauner Farbe mit Einschaltungen von einzelnen rotbraunen bis dunkelrot-braunen Tonsteinlagen. Im Basisbereich ist der Mittelsandstein gelegentlich grobsandig ausgebildet. Lokal konnte auch das Auftreten von Gips beobachtet werden. Einen typischen Feinsandstein aus der Unteren Niederrhein-Formation zeigt Abbildung 21. Im Duisburger Raum (Schacht Gerdt, Duisburg-Baerl; vgl. JANSEN 1991) beginnt der Untere Buntsandstein über den Oberen Zechstein-Letten mit einem 0,4 m mächtigen, gebleichten Sandstein mit rotem, grauem und gelbem Tonstein. Darüber folgen 29 m roter bis brauner, schwach verfestigter Sandstein mit drei 4 – 6 cm dicken Tonsteineinschaltungen. In dem darüberliegenden, etwa 20 m mächtigen Abschnitt bis zum Tertiär sind mehrere gelbe, sandige Tonsteine im Sandstein eingeschaltet.

In der Oberen Niederrhein-Formation tritt nur noch meist mittelsandiger, schluffiger, schwach kalkiger Feinsandstein auf, in den ebenfalls dunkelrotbraune Tonsteinlagen eingeschaltet sind.

Abgrenzungskriterien: Die Liegendgrenze der Niederrhein-Formation wird dorthin gelegt, wo über den Zechstein-Letten die ersten Sandsteine einsetzen. Der Übergang von der Unteren zur Oberen Niederrhein-Formation ist an einer markanten Abnahme der Korngröße zu erkennen und zeichnet sich in den geophysikalischen Bohrlochmessungen deutlich ab. Die Hangendgrenze der Niederrhein-Formation wird durch das Einsetzen von dunkelrotem, schwach kalkigem Tonstein der Volpriehausen-Formation (Mittlerer Buntsandstein) markiert.

*Abb. 21
Streifiger, rotbrauner Feinsandstein
mit schichtigen Einlagerungen von
Mittel- und Grobsandlagen (Untere
Niederrhein-Formation; Bohrung
Prosper V; TK 25: Blatt 4407 Bottrop;
Tiefe: 397,2 m; BNUM: 83119; Bohrkern:
Sammlung Geologischer Dienst NRW)*



Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Unteren Niederrhein-Formation liegt im Raum Dinslaken zwischen 95 und 140 m, im Duisburger Raum sind aufgrund starker Erosion maximal 50 m erhalten geblieben. Im Bereich Bottrop werden bis zu 120 m vermutet. Die in der Bohrung Grafenmühle 2 (TK 25: Blatt 4407 Bottrop; BNUM 83128) angetroffene Mächtigkeit von über 200 m basiert auf dem Einfluss von Störungen und Schichtenschleppungen mit Einfallswerten von über 60°.

Die Mächtigkeit der Oberen Niederrhein-Formation bewegt sich zwischen 109 und 128 m. Im Hünxer Graben wurden 93 m erbohrt.

Referenzprofile: Tiefbohrung Strassenacker 1 (TK 25: Blatt 4406 Dinslaken; BNUM 80527)

Hydrogeologische Klassifizierung: Kluft-, z. T. Porengrundwasserleiter mit geringer bis mäßiger Gebirgsdurchlässigkeit

Lagerstättenbewertung: Die Gesteine der Niederrhein-Formation sind aus rohstoffgeologischer Sicht im Projektgebiet nicht bedeutend.

Geothermische Bewertung: Die Gewinnung geothermischer Energie mittels geschlossener Erdwärmesonden (tief und oberflächennah) ist möglich. Die Wärmeleitfähigkeit der Ton-, Schluff- und Sandsteinhorizonte liegt einheitlich bei 2,5 – 3,5 W/(m · K).

Literatur: JANSEN (1991, 1995); LEPPER & RAMBOW & RÖHLING (2013); RÖHLING (2013); WREDE (2000)

3.2.2.1.2 *Volpriehausen-Formation (rsmvo)*

Ablagerungen der Volpriehausen-Formation sind auf die stark abgesenkten Bereiche des Dinslakener und möglicherweise auch des Hünxer Grabens beschränkt. In der Verbreitungskarte (s. Abb. 20, S. 57) wird die Volpriehausen- mit der Solling-Formation zusammengefasst als Mittlerer Buntsandstein (rsm) dargestellt.

Altersstellung: Mittlerer Buntsandstein

Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Die Volpriehausen-Formation beginnt über der Oberen Niederrhein-Formation mit dunkelrotem, schwach schluffigem, schwach kalkigem Tonstein. Darüber folgt rotbrauner, schwach schluffiger, schwach kalkiger Feinsandstein mit wenigen dunkelrot-braunen Tonsteinlagen. Die Volpriehausen-Formation ist im Dinslakener Graben nicht durchgängig ausgebildet. So fehlt sie z. B. in der Tiefbohrung Dinslakener Bruch 2 (TK 25: Blatt 4406 Dinslaken; BNUM 80832) nordwestlich von Dinslaken, wo über der Oberen Niederrhein-Formation direkt die Solling-Formation folgt.

Abgrenzungskriterien: Die Liegendgrenze der Volpriehausen-Formation wird durch den diskordanten Übergang zur Oberen Niederrhein-Formation des Unteren Buntsandsteins gebildet. Dieser ist durch einen Wechsel in der Korngröße der Sedimente deutlich erkennbar. Im Gegensatz zum Tonstein an der Basis der Volpriehausen-Formation ist im oberen Abschnitt der Niederrhein-Formation überwiegend schluffiger, z. T. schwach mittelsandiger Feinsandstein entwickelt.

Die Volpriehausen-Formation geht mit unscharfer Grenze in die darüber lagernde Solling-Formation über. Im Basisbereich der Solling-Formation tritt vorwiegend rotbrauner bis olivbrauner, schluffiger, mittelsandiger, schwach kalkiger Feinsandstein auf.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Volpriehausen-Formation schwankt zwischen wenigen Metern und maximal 38 m.

Referenzprofile: Tiefbohrungen Strassenacker 1 (TK 25: Blatt 4406 Dinslaken; BNUM 80527) und Haus Ahr 2 (TK 25: Blatt 4406 Dinslaken; BNUM 80520)

Hydrogeologische Klassifizierung: Kluft-, z. T. Porengrundwasserleiter mit geringer bis mäßiger Gebirgsdurchlässigkeit

Lagerstättenbewertung: Die Gesteine der Volpriehausen-Formation sind aus rohstoffgeologischer Sicht im Projektgebiet nicht bedeutend.

Geothermische Bewertung: Die Gewinnung geothermischer Energie mittels geschlossener Erdwärmesonden ist möglich. Die Wärmeleitfähigkeit der tonig-schluffigen Horizonte liegt bei 2,0 – 3,0 W/(m · K), die der Sandsteinhorizonte bei 2,5 – 3,5 W/(m · K).

Literatur: JANSEN (1991, 1995); LEPPER & RAMBOW & RÖHLING (2013); RÖHLING (2013); WREDE (2000)

3.2.2.13 **Solling-Formation (rsmso)**

Die Verbreitung der Solling-Formation ist im Projektgebiet auf den Nordwestteil des Dinslakener Grabens im Raum Voerde sowie auf den Nordteil des Hünxer Grabens östlich von Dinslaken beschränkt. In der Verbreitungskarte ist die Solling- mit der Volpriehausen-Formation zusammengefasst als Mittlerer Buntsandstein (rsm) dargestellt (s. Abb. 20, S. 57).

Altersstellung: Mittlerer Buntsandstein

Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Im Basisbereich der Solling-Formation ist rotbrauner bis olivbrauner, schluffiger, mittelsandiger, schwach kalkiger Feinsandstein vorherrschend. Darüber folgt abschnittsweise vorwiegend dunkelrot-brauner und grünlich grauer, schluffiger Tonstein mit einzelnen, wenig verfestigten, rotbraunen und hellgrauen Feinsandsteinlagen und rotbrauner, schluffiger, schwach kalkiger Feinsandstein mit einzelnen dunkelrot-braunen Tonsteinlagen.

Abgrenzungskriterien: Die Solling-Formation liegt diskordant über der Volpriehausen-Formation. Der Übergang zur liegenden Volpriehausen-Formation ist durch eine leichte Abnahme der Korngröße zu erkennen. Es tritt dort überwiegend schwach schluffiger Feinsandstein auf.

Die Hangendgrenze zur Röt-Formation ist durch das markante Einsetzen des Röt-Salinars (Unteres Gipslager) gegeben und lässt sich in Tiefbohrungen auch bohrlochgeophysikalisch problemlos fixieren.

Mächtigkeit: Die Solling-Formation ist im Dinslakener Graben 38 – 96 m, im Hünxer Graben bis 69 m mächtig.

Referenzprofile: Tiefbohrung Strassenacker 1 (TK 25: Blatt 4406 Dinslaken; BNUM 80527)

Hydrogeologische Klassifizierung: Kluft-, z. T. Porengrundwasserleiter mit geringer bis mäßiger Gebirgsdurchlässigkeit

Lagerstättenbewertung: Die Gesteine der Solling-Formation sind aus rohstoffgeologischer Sicht im Projektgebiet nicht bedeutend.

Geothermische Bewertung: Die Gewinnung geothermischer Energie mittels geschlossener Erdwärmesonden ist möglich. Die Wärmeleitfähigkeit der Ton- und Schluffsteinhorizonte liegt bei 2,0 – 3,0 W/(m · K), die der Sandsteinhorizonte bei 2,5 – 3,5 W/(m · K).

Literatur: JANSEN (1991, 1995); LEPPER & RAMBOW & RÖHLING (2013); RÖHLING (2013); WREDE (2000)

3.2.2.14 **Röt-Formation (rso)**

Die Röt-Formation (Oberer Buntsandstein) ist nur im Raum Voerde, im Nordwestteil des Dinslakener Grabens, abschnittsweise vorhanden (s. Abb. 20, S. 57). Sie wird am Niederrhein wie in Nordwestdeutschland in das Röt-Salinar (rsos) und den Röt-Ton (rso3-4) gegliedert. Das Röt-Salinar am Niederrhein entspricht weitgehend dem Röt 1 und Röt 2 bzw. umfasst den stratigraphischen Bereich der Vitzenburg-, Göschwitz- und Glockenseck-Subformation des Norddeutschen Beckens (LEPPER & RAMBOW & RÖHLING 2013; RÖHLING 2013). Der Röt-Ton entspricht dem Röt 3 und Röt 4 des Norddeutschen Beckens. Der Röt 3 umfasst dabei die Karsdorf-Subformation und der Röt 4 ist der Gleina- und der Dornburg-Subformation zuzuordnen.

Altersstellung: Oberer Buntsandstein

Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Das Röt-Salinar (rsos) besteht im nordwestlichen Ruhrgebiet im Übergang zum Niederrheingebiet aus einem 3–8 m mächtigen unteren Lager aus Gips und etwas vergipstem Anhydrit, einem 12–18 m mächtigen Zwischenmittel aus rotbraunem und mittelgrauem, schluffigem, meist dolomitischem Tonstein und einem etwa 2–3 m mächtigen oberen Lager aus Gips mit etwas vergipstem Anhydrit. Das Röt-Salinar ist nicht in allen Bohrungen, die den Oberen Buntsandstein durchörtert haben, nachgewiesen. Es fällt auf, dass in den Bohrungen, in denen es fehlt, die im Hangenden folgenden Röt-Tone deutlich geringer mächtig sind als in den Bohrungen mit Röt-Salinar.

Über der anhydritischen Randfazies des Röt-Salinars folgt der Röt-Ton (rso3-4), eine Abfolge von rotbraunem, ziegelrotem und hellgrünlich grauem, schluffigem, kalkigem, stellenweise auch dolomitischem Tonstein mit einzelnen rotbraunen und mittelgrauen, schluffigen, schwach kalkigen Feinsandsteinlagen.

Abgrenzungskriterien: Die Grenzziehung zwischen dem Röt-Salinar und der unterlagernden Solling-Formation erfolgt am Niederrhein mit dem ersten Einsetzen salinärer Ablagerungen, das heißt, dem Einsetzen des unteren Gipslayers.

Der Übergang vom Röt-Salinar zum Röt-Ton ist meist sehr scharf. Anhand der Bohrlochmessungen ist die Grenze in der Regel problemlos zu fixieren. Liegt Röt-Ton direkt auf den Gesteinen der Solling-Formation, so ist auch diese Grenze bohrlochgeophysikalisch stets gut zu fassen.

Die Hangendgrenze der Röt-Formation ist erosiv ausgebildet.

Mächtigkeit: Die Gesamtmächtigkeit der Röt-Formation liegt im Durchschnitt bei rund 80 m. Das Röt-Salinar erreicht lokal Mächtigkeiten bis maximal 27 m (Bohrung Voerde 5; s. u.). Die Mächtigkeit des Röt-Tons liegt im nördlichen Bereich des Dinslakener Grabens zwischen 20 und 80 m. Im Raum Voerde wurden rund 13 m Röt-Ton erbohrt.

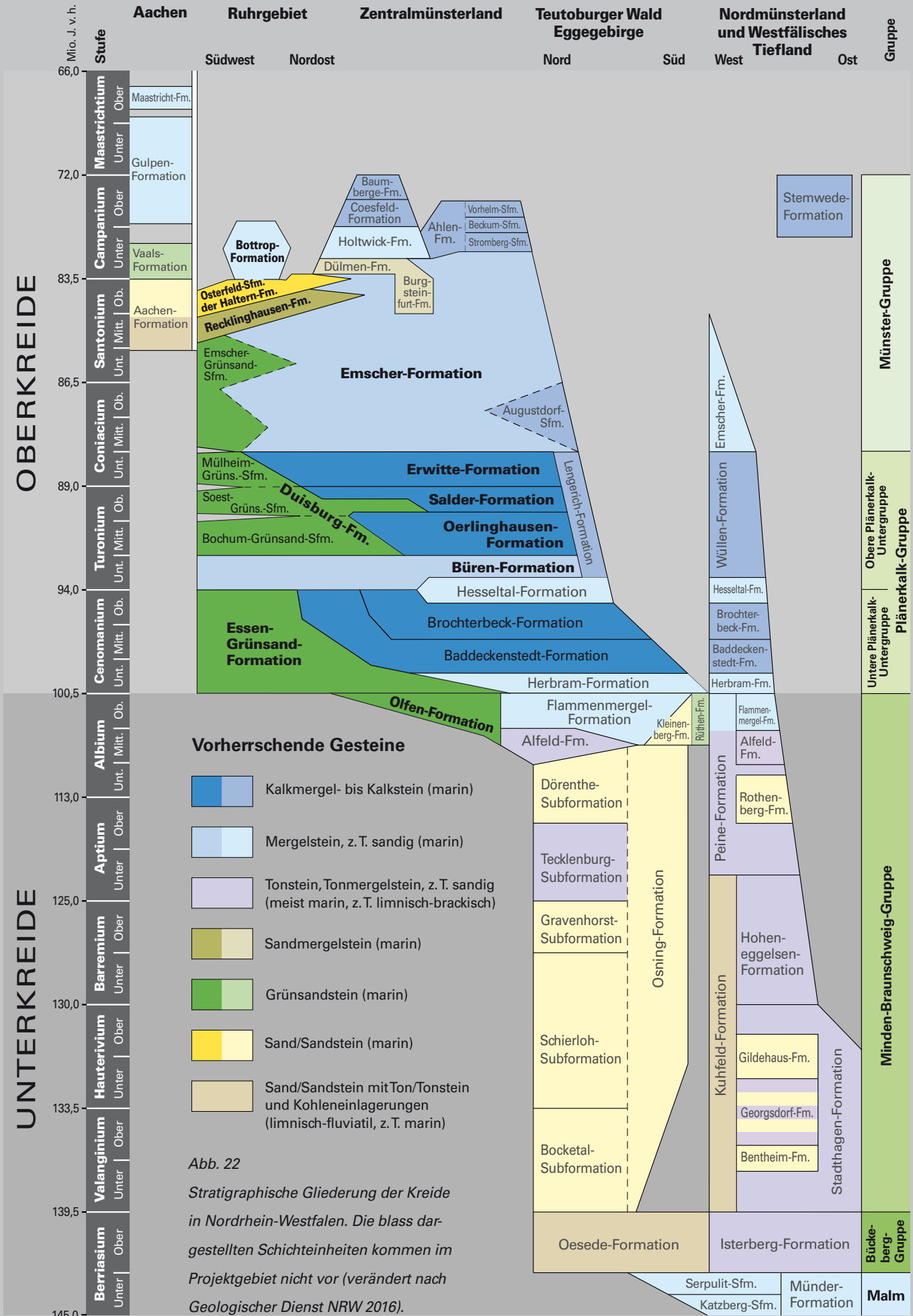
Referenzprofile: Tiefbohrung Voerde 5 (TK 25: Blatt 4406 Dinslaken; BNUM 80528)

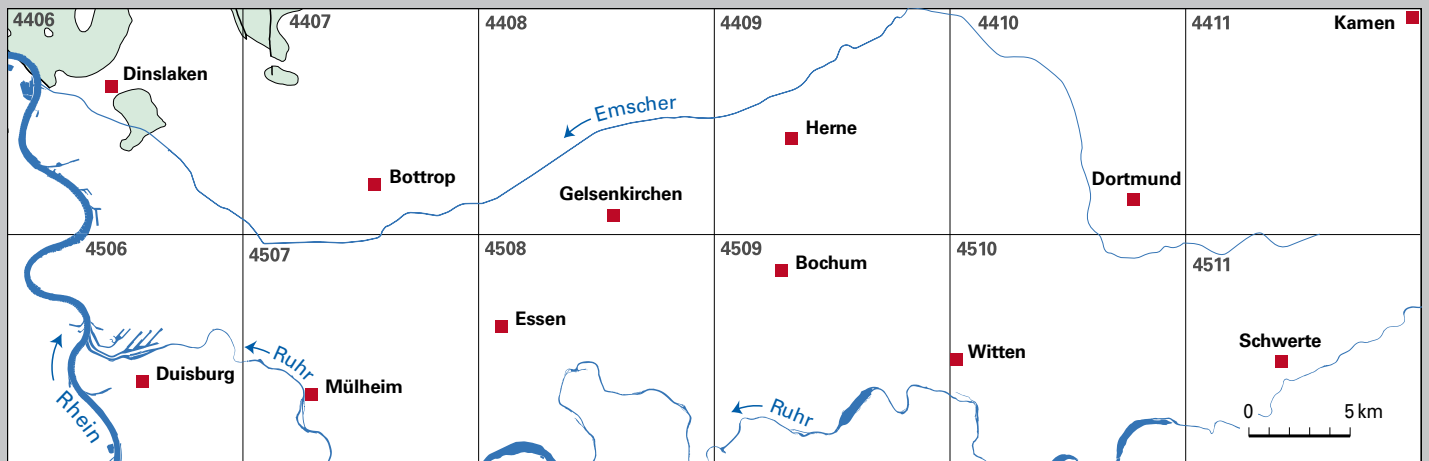
Hydrogeologische Klassifizierung: Kluftgrundwasserleiter mit sehr geringer bis geringer Gebirgsdurchlässigkeit, z. T. Grundwassernichtleiter (salinare Gesteine, auslaugungsfähig)

Lagerstättenbewertung: Die Gesteine der Röt-Formation sind aus rohstoffgeologischer Sicht im Projektgebiet nicht bedeutend.

Geothermische Bewertung: Die Gewinnung geothermischer Energie mittels geschlossener Erdwärmesonden ist möglich. Die Wärmeleitfähigkeit der tonig-schluffigen Horizonte liegt bei 2,0–3,5 W/(m · K).

Literatur: JANSEN (1991, 1995); LEPPER & RAMBOW & RÖHLING (2013); RÖHLING (2013); WREDE (2000)





Verbreitung der Olfen-Formation (krlol) unter jüngeren Deckschichten

— Verwerfung
 Nummer der Topographischen Karte 1 : 25 000

Abb. 23

Verbreitung der Olfen-Formation

3.2.3 Kreide

B. DÖLLING

Schichten des Juras und eines Großteils der Unterkreide sind im Projektgebiet nicht überliefert. Im nördlichen Teil lagert über älteren Ablagerungen des Perms oder des Buntsandsteins oder direkt auf dem gefalteten Gebirge des Paläozoikums als nächst jüngere Einheiten die Olfen-Formation (Mittel- bis Oberalium) bzw. die Essen-Grünsand-Formation (Cenomanium). Die Kreide-Schichtenfolge zeigt Abbildung 22.

3.2.3.1 Olfen-Formation (krlol)

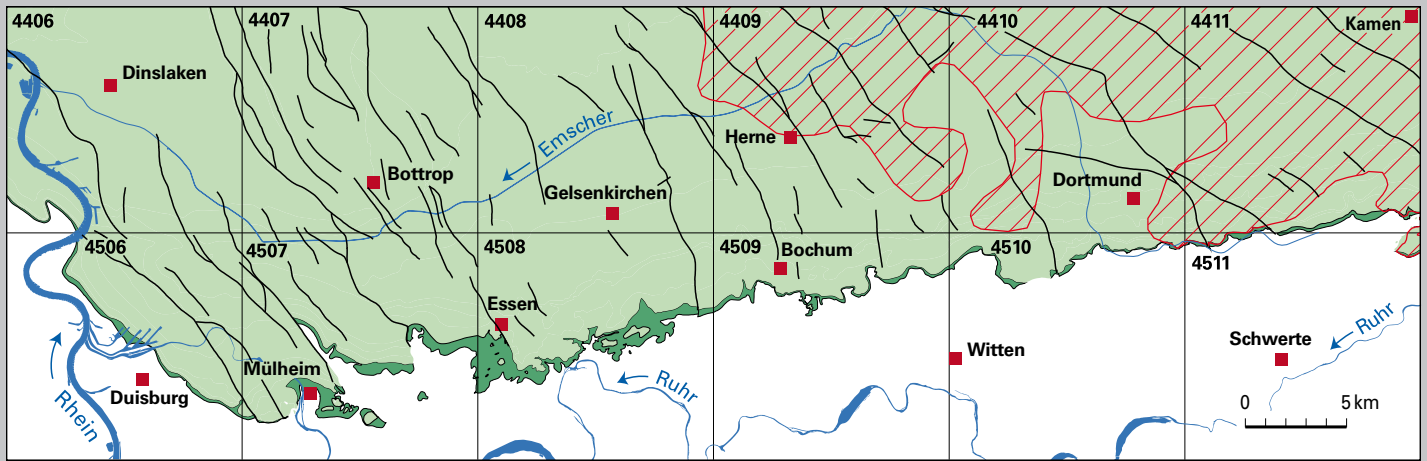
Die Olfen-Formation ist nur im Norden bzw. Nordosten der TK 25: Blatt 4407 Dinslaken und 4408 Bottrop und ausschließlich im tiefen Untergrund, in 215 – 435 m Tiefe, in isolierten Vorkommen verbreitet (JANSEN 1995; WREDE 2000; Abb. 23). Sie wird nur in den 5-fach überhöhten Deckgebirgsschnitten dargestellt.

Ältere Bezeichnungen: *minus*-Schichten, *minus*-Grünsand, Flammenmergel

Altersstellung: Unterkreide, Alium, Mittel- bis Oberalium

Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Die Olfen-Formation besteht aus grüngrauen, schluffigen, kalkigen, glaukonitischen Fein- und Mittelsanden. Glaukonitische Feinsandlagen sind teilweise zu Feinsandstein verfestigt. An der Basis ist häufig eine dünne Grobsandlage ausgebildet, die z. T. einzelne Gerölle führt. Innerhalb der Schichtenfolge treten Phosphoritlagen auf, die im Gamma-Ray-Log (GR-Log) zu einer erhöhten Strahlung führen. Im oberen Teil der Schichtenfolge kommen feinsandige, kalkige Schluffsteine und mergelige Fein- und Mittelsandsteine vor. Aus einzelnen Bohrungen sind auch Verkieselungen beschrieben.

Abgrenzungskriterien: Sedimente der Olfen-Formation lagern im Projektgebiet transgressiv über Ablagerungen der Trias (Buntsandstein) oder des Perms (Zechstein). Von diesen sind sie lithologisch eindeutig abgrenzbar.



- Ausbiss der Essen-Grünsand-Formation (krceg) an der Geländeoberfläche und der Quartär-Basis
- Verbreitung der Essen-Grünsand-Formation (krceg) unter jüngeren Deckschichten
- Verbreitung der Essen-Grünsand-Formation (krceg) und der Baddeckenstedt- bis Brochterbeck-Formation (krc2-3) unter jüngeren Deckschichten

- Verwerfung
- 4406 Nummer der Topographischen Karte 1 : 25 000

Abb. 24
Verbreitung der Einheiten des Cenomaniums

Über der Olfen-Formation folgen Sedimente der Essen-Grünsand-Formation, die meist aus stark glaukonitischen Sand- oder Sandmergelsteinen bestehen. Der lithologische Wechsel ist nicht sehr deutlich, zumal im Verbreitungsgebiet der Unterkreide im Cenomanium kein Basalkonglomerat mit paläozoischen Geröllen ausgebildet ist (MÜLLER in HAHNE & SCHMIDT 1982). Die Sedimente der Essen-Grünsand-Formation sind zumeist etwas grobkörniger (Mittelsand), mergeliger und stärker glaukonitisch als die der Olfen-Formation und meist dunkel grüngrau gefärbt. Im GR-Log ist der Beginn der Essen-Grünsand-Formation durch einen markanten Basispeak oder durch einen insgesamt deutlichen Anstieg der natürlichen Gammastrahlung gekennzeichnet (JANSEN 1995: 48)

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Olfen-Formation beträgt meist 8 – 12 m. Sie dünnt an den Verbreitungsgrenzen bis auf 0 m aus.

Referenzprofile: Tiefbohrungen Schlägersheide 5 (TK 25: Blatt 4407 Bottrop; BNUM 80449), Pelden 1 (TK 25: Blatt 4405 Rheinberg; BNUM 79300), Kuhl 2 (TK 25: Blatt 4406 Dinslaken; BNUM 80062)

Hydrogeologische Klassifizierung: Poren- bis Klufgrundwasserleiter mit mäßiger bis mittlerer Durchlässigkeit

Lagerstättenbewertung: Die Gesteine der Olfen-Formation sind aus rohstoffgeologischer Sicht im Projektgebiet nicht bedeutend.

Geothermische Bewertung: Die Gewinnung geothermischer Energie mittels geschlossener Erdwärmesonden ist möglich. Die Wärmeleitfähigkeit der Fein- und Mittelsande liegt bei 2,5 – 3,0 W/(m · K).

Literatur: ERBACHER et al. (2014); HAHNE & SCHMIDT (1982); JANSEN (1995); WREDE (2000)

3.2.3.2 Essen-Grünsand-Formation (krceg)

Die Essen-Grünsand-Formation tritt im Projektgebiet am Südrand der Kreide-Verbreitung in einem schmalen Streifen zutage und ist meist von gering mächtigen quartärzeitlichen Lockersedimenten überlagert. Nach Norden hin ist sie unter jüngeren Kreide-Ablagerungen überall im Untergrund verbreitet (Abb. 24). Sie ist nur in den 5-fach überhöhten Deckgebirgsschnitten dargestellt.

Altersstellung: Oberkreide, Cenomanium, Unter- bis Obercenomanium

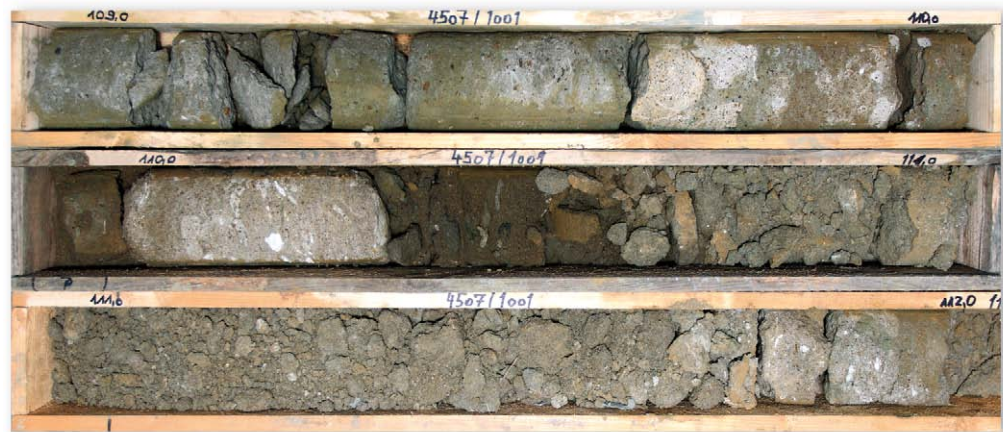
Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Die unterste Einheit der oberkreidezeitlichen Schichtenfolge, die transgressive Essen-Grünsand-Formation, ist in Abhängigkeit vom Paläorelief sehr heterogen ausgebildet, insbesondere was ihre Lithologie und Mächtigkeit, aber auch ihre Altersstellung betrifft (Hiss 1982a, 1982b; JANSEN 1995). Sie umfasst im westlichen Ruhrgebiet zeitlich nahezu das gesamte Cenomanium und kann lithologisch sehr unterschiedlich ausgeprägt sein (JANSEN & Drozdowski 1986: Tab. 8). Auf Hochlagen des Untergrundes (Untiefen oder Klippen im Kreide-See) setzen die Sedimente später ein bzw. können örtlich fehlen. Gelegentlich kann auch eine Sonderfazies mit Rotkalken ausgebildet sein, wie etwa am Kassenberg in Mülheim an der Ruhr (JANSEN & DROZDZEWski 1986).

Häufig beginnt die Essen-Grünsand-Formation mit einem etwa 10–30 cm mächtigen Basalkonglomerat. Die paläozoischen Gerölle dieses Konglomerats bestehen aus Sand-, Schluff- und Tonsteinen, Milchquarz und einzelnen Brauneisen- und Toneisensteinen. In manchen Horizonten kommen Phosphoritkonkretionen vor. Oberhalb des Basalkonglomerats folgen 3–5 m olivbraune, schwach verfestigte Sandmergelsteine, die zahlreiche braune, abgeplattete, glänzend polierte Schluffstein- und Limonitgerölle sowie Toneisensteingerölle enthalten, die zu Brauneisenstein (Limonit) verwittert sind. Oberhalb dieses sogenannten Brauneisensteinhorizonts, der innerhalb des Verbreitungsgebietes der Olfen-Formation nicht ausgebildet ist, folgt der Essen-Grünsand i. e. S. (JANSEN 1991, 1995). Die Ablagerungen bestehen aus olivgrünem bis grünem, glaukonitreichem, fein- bis mittelkörnigem, selten kiesigem Sandmergelstein und sandigem Mergelstein, der zumeist nur schwach verfestigt ist. Die Ablagerungen sind stark bioturbat und manchmal sind knollige Kalksandsteinlagen von 5–15 cm Mächtigkeit eingeschaltet. Die oberen 2–3 m der Formation bestehen aus grünem bis grauem, glaukonitreichem, fein- bis mittelkörnigem, stark sandigem Mergelstein. Im östlichen Ruhrgebiet, bis in das Stadtgebiet von Essen hinein, ist oberhalb der Essen-Grünsand-Formation ein Rest der sogenannten Kalkknollenbank verbreitet, die formal zur Brochterbeck-Formation gehört. Dieser 5–20 cm mächtige Leithorizont besteht aus Knollen von hellgrünem Kalkstein mit auffällig großen Glaukonitkörnern. Die Kalksteinknollen sind umgeben von einer Matrix aus hellgrünem, stark glaukonitischem, teilweise sandigem Kalkmergelstein.

Abgrenzungskriterien: Von den winkeldiskordant unterlagernden Ton-, Schluff- und Sandsteinen des Karbons ist die Essen-Grünsand-Formation lithologisch eindeutig abgrenzbar. Ist sie von den sehr ähnlichen Gesteinen der Olfen-Formation (Albium; krlol) unterlagert, so ist die lithologische Abgrenzung schwierig. Sie wird u. a. nach geophysikalischen Bohrlochmessungen gezogen (vgl. Olfen-Formation, Kap. 3.2.3.1 u. JANSEN 1995: 48). Die Hangendgrenze bilden entweder die Kalkmergelsteine der Baddeckenstedt- bis Brochterbeck-Formation (krc2-3) oder die Kalkknollenbank. Fehlt beides, bilden die Kalkmergelsteine der Büren-Formation (krt1) die Hangendgrenze.

Abb. 25

Brauneisenhorizont und knollige Kalksandsteinlagen der Essen-Grünsand-Formation (Bohrung KB 4507/1001 Essen-Bedingrade; TK 25: Blatt 4507 Mülheim an der Ruhr; BNUM 285558; 109 – 112 m Tiefe)



Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Essen-Grünsand-Formation variiert zwischen 0 m (z. B. KB 4409/1001; TK 25: Blatt 4409 Herne; BNUM 272777) und etwa 15 m. Aus dem Schacht Minister Achenbach 1 in Lünen-Brambauer sind 26,8 m überliefert (RABITZ & HEWIG 1987). Die durchschnittliche Mächtigkeit beträgt 10 – 12 m.

Referenzprofile: kartierbegleitende Kernbohrungen KB 4507/1001 Essen-Bedingrade (TK 25: Blatt 4507 Mülheim an der Ruhr; BNUM 285558; mit Basalkonglomerat, Brauneisensteinhorizont, Kalksandsteinlagen; Abb. 25), KB 4508/1002 Gelsenkirchen-Krayer-Str. (TK 25: Blatt 4508 Essen; BNUM 295546; mit knolligen Kalksandsteinlagen) und KB 4508/1001 Essen-Nordviertel (TK 25: Blatt 4508 Essen; BNUM 295544; mit Brauneisenhorizont)

Hydrogeologische Klassifizierung: Kluffgrundwasserleiter mit geringer bis mäßiger Gebirgsdurchlässigkeit

Lagerstättenbewertung: Die Gesteine der Essen-Grünsand-Formation sind aus rohstoffgeologischer Sicht im Projektgebiet heute nicht mehr bedeutend.

Geothermische Bewertung: Die Gewinnung geothermischer Energie mittels geschlossener Erdwärmesonden ist möglich. Aufgrund des heterogenen Aufbaus der Essen-Grünsand-Formation kann keine typische Wärmeleitfähigkeit angegeben werden.

Literatur: HISS (1982a, 1982b, 2006a); JANSEN (1991, 1995); JANSEN & DROZDZEWSKI (1986); RABITZ & HEWIG (1987)

3.2.3.3 Baddeckenstedt- bis Brochterbeck-Formation (krc2-3)

Im Nordosten des Projektgebietes sind die oberen Meter der Schichtenfolge des Cenomaniums in Kalkmergelsteinfazies ausgebildet. Eine Untergliederung der Abfolge in Baddeckenstedt- (früher Cenoman-Pläner) bis Brochterbeck-Formation (früher Cenoman-Kalk) ist nicht möglich, sodass beide Einheiten zusammengefasst werden müssen. Die Kartiereinheit wird nur in den 5-fach überhöhten Deckgebirgschnitten dargestellt. Bereichsweise ist sogar eine Zusammenfassung mit der Büren-Formation (Kombi-Einheit krc2-3+t1) erforderlich.

Baddeckenstedt- bis Brochterbeck-Formation sind nur im Untergrund und nennenswert nur im Norden der TK 25: Blatt 4409 Herne und 4410 Dortmund sowie in weiten Teilen des Blattes 4411 Kamen im Hangenden der Essen-Grünsand-Formation ausgebildet (s. Abb. 24, S. 66).

Ältere Bezeichnungen: Cenoman-Pläner, Cenoman-Kalk

Altersstellung: Oberkreide, Cenomanium, Unter- bis Obercenomanium

Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Die Ablagerungen bestehen aus Kalkmergel-, Mergelkalk- und Kalksteinen, die im Übergangsbereich zur unterlagernden Essen-Grünsand-Formation noch glaukonitisch sind (RABITZ & HEWIG 1987). Den Abschluss der Schichtenfolge bildet die Kalkknollenbank, ein Markerhorizont, der aus Knollen von hell grünlich grauem Kalkstein in einer Matrix aus feinglaukonitischem, schluffigem Kalkmergelstein besteht (vgl. Essen-Grünsand-Formation; HISS 1982b).

Abgrenzungskriterien: Die glaukonitischen Sandmergelsteine der Essen-Grünsand-Formation bilden die z. T. diachrone Liegendgrenze. Die Hangendgrenze der Einheit wird durch die bis auf wenige Dezimeter reduzierte Kalkknollenbank gebildet. (DÖLLING, B. & DÖLLING, M. & HISS 2014).

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Kartiereinheit Baddeckenstedt- bis Brochterbeck-Formation beträgt im Südteil ihrer Verbreitung 1 – 6 m und schwillt nach Nordosten (TK 25: Blatt 4410 Dortmund u. 4411 Kamen) auf 10 – 20 m an.

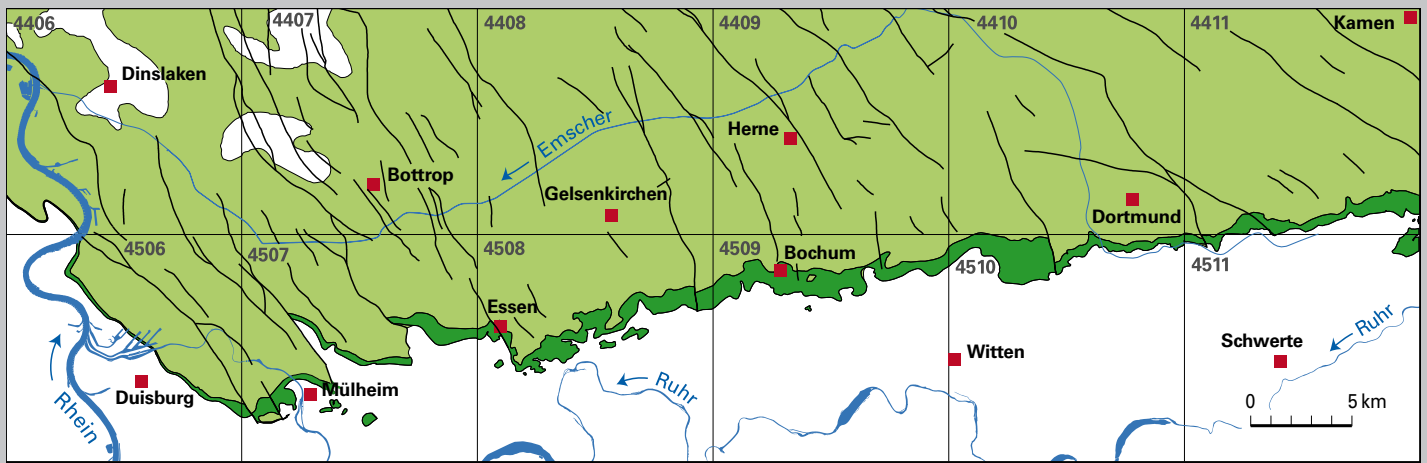
Referenzprofile: Kernbohrung BK 6 Kamen-Wasserkurl (TK 25: Blatt 4411 Kamen; BNUM 265424)

Hydrogeologische Klassifizierung: Kluft- und Karstgrundwasserleiter mit mäßiger bis mittlerer Gebirgsdurchlässigkeit, hohe Gebirgsdurchlässigkeit bei stärkerer Verkarstung

Lagerstättenbewertung: Die Gesteine der Baddeckenstedt- bis Brochterbeck-Formation sind aus rohstoffgeologischer Sicht im Projektgebiet aufgrund der Tiefenlage nicht bedeutend.

Geothermische Bewertung: Die Gewinnung geothermischer Energie mittels geschlossener Erdwärmesonden ist möglich. Die Wärmeleitfähigkeit der beiden Formationen liegt bei 2,0 – 3,0 W/(m · K). Bei der Planung einer geothermischen Anlage ist die mögliche Verkarstung in Bezug auf die Bohrtechnik sowie die Hinterfüllung zu berücksichtigen. Aufgrund bergbaubedingter Wasserhaltung im liegenden karbonzeitlichen Gestein sollten im Vorfeld einer geothermischen Planung die hydrogeologischen Verhältnisse in den beiden Formationen geklärt bzw. erkundet werden.

Literatur: DÖLLING, B. & DÖLLING, M. & HISS (2014); HISS (1982b); HISS & KAPLAN & WILMSEN (2006); RABITZ & HEWIG (1987); WILMSEN & HISS (2006)



- Ausbiss der Büren-Formation (krt1) an der Geländeoberfläche und der Quartär-Basis
- Verbreitung der Büren-Formation (krt1) unter jüngeren Deckschichten

— Verwerfung
 4406 Nummer der Topographischen Karte 1 : 25 000

Abb. 26a

Verbreitung der Büren-Formation

3.2.3.4 Cenomanium, ungegliedert (krc)

Cenomanium, ungegliedert, ist eine darstellungstechnische Zusammenfassung der Kartiereinheiten Essen-Grünsand-Formation (krceg) mit Baddeckenstedt- bis Brochterbeck-Formation (krc2-3). Beschreibung siehe dort.

Ungegliedertes Cenomanium ist in der Geologischen Karte, den beiden Präquartär-Karten (vereinfachte und Normaldarstellung) sowie der Prätertiär-Karte dargestellt. Eine Untergliederung in die Essen Grünsand-Formation (krceg) sowie die Baddeckenstedt- bis Brochterbeck-Formation (krc2-3) ist nur in den 5-fach überhöhten Deckgebirgsschnitten erfolgt. Bereichsweise ist dort aber auch eine Zusammenfassung des ungegliederten Cenomaniums mit der Büren-Formation erfolgt (Kombi-Einheit krc+t1).

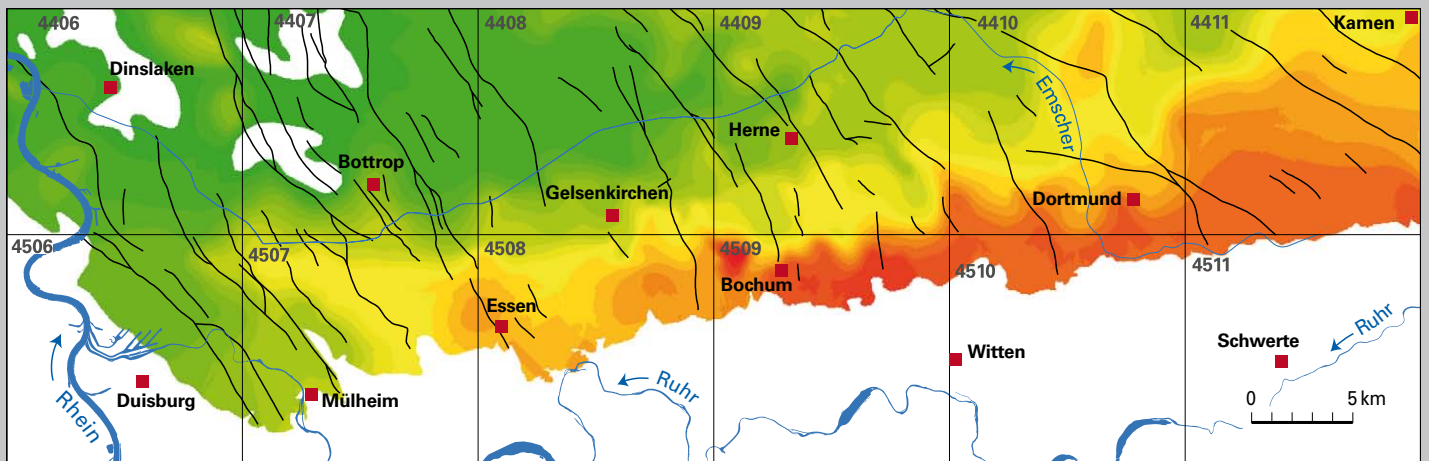
Altersstellung: Oberkreide, Cenomanium, Unter- und Obercenomanium

3.2.3.5 Büren-Formation (krt1)

Die Büren-Formation streicht in etwa entlang einer Linie Mülheim an der Ruhr – Essen – Bochum – Dortmund – Unna in einem schmalen Streifen an der Geländeoberfläche aus. Meist ist sie von gering mächtigen quartärzeitlichen Lockersedimenten bedeckt. Nach Norden hin ist sie nahezu im gesamten Projektgebiet im Untergrund verbreitet (Abb. 26a u. b.). Nur im Raum Hünxe, Dinslaken, Oberhausen, Bottrop und Gladbeck fehlt sie z. T. vollständig.

In den 5-fach überhöhten Deckgebirgsschnitten ist die Büren-Formation teilweise in Kombination mit Kartiereinheiten des Cenomaniums zusammengefasst worden (Kombi-Einheit krc2-3+t1 oder Kombi-Einheit krc+t1).

Ältere Bezeichnungen: *labiatus*-Mergel, *labiatus*-Schichten (z. B. HISS 1989), Grüngraue Wechselfolge (FRIEG & HISS & MÜLLER 1989; KAPLAN 1991)



Mächtigkeit der Büren-Formation (krt1)



— Verwerfung
 Nummer der Topographischen Karte 1 : 25 000
 4406

Abb. 26b

Mächtigkeit der Büren-Formation

Altersstellung: Oberkreide, Turonium, Unterturonium

Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Die Ablagerungen der Büren-Formation bestehen typischerweise aus grünlich grauen bis hellgrauen Schluff- und Kalkmergelsteinen mit Mergelkalksteinlagen. Im Gegensatz zur Region Büren sind die Mergelsteine im Projektraum Ruhrgebiet reich an Schluff (ca. 50 – 65 % SiO_2), während der Kalziumkarbonatgehalt nur 25 – 35 % beträgt. Im tieferen Teil der Schichtenfolge sind Kalkmergelsteine mit bis zu 55 – 60 % CaCO_3 vorherrschend. Die Mergelkalksteinlagen enthalten bis zu 80 % CaCO_3 . Im tieferen Teil der Schichtenfolge findet sich vielfach Muschelschill aus Schalen der Gattungen *Mytiloides mytiloides* und insbesondere *M. labiatus*. Die anderenorts lokal auftretenden Rotfärbungen an der Basis der Büren-Formation kommen im Projektgebiet nicht vor, jedoch sind die unteren 1 – 2 m als leicht sandiger, glaukonitischer Mergelstein ausgebildet. Im Raum Mülheim an der Ruhr, Essen, Gelsenkirchen-Süd und Bochum-Nord ist der obere Abschnitt der Büren-Formation (ca. 5 – 15 m) durch knollige Verkieselungen charakterisiert (Abb. 27). Der Gehalt der Knollen an amorpher Kieselsäure beträgt etwa 80 %. Gleichzeitig tritt in diesem Raum etwa in der Mitte der Gesamtabfolge eine ca. 1 m mächtige, grüngraue, stark glaukonitische, stark feinsandige Kalkmergelsteinlage auf.



Abb. 27

Kieselige Knollen innerhalb der Büren-Formation (Bohrung KB 4508/1002 Gelsenkirchen-Krayer-Str.; TK 25: Blatt 4508 Essen; BNUM 295546; 52 – 56 m Tiefe)

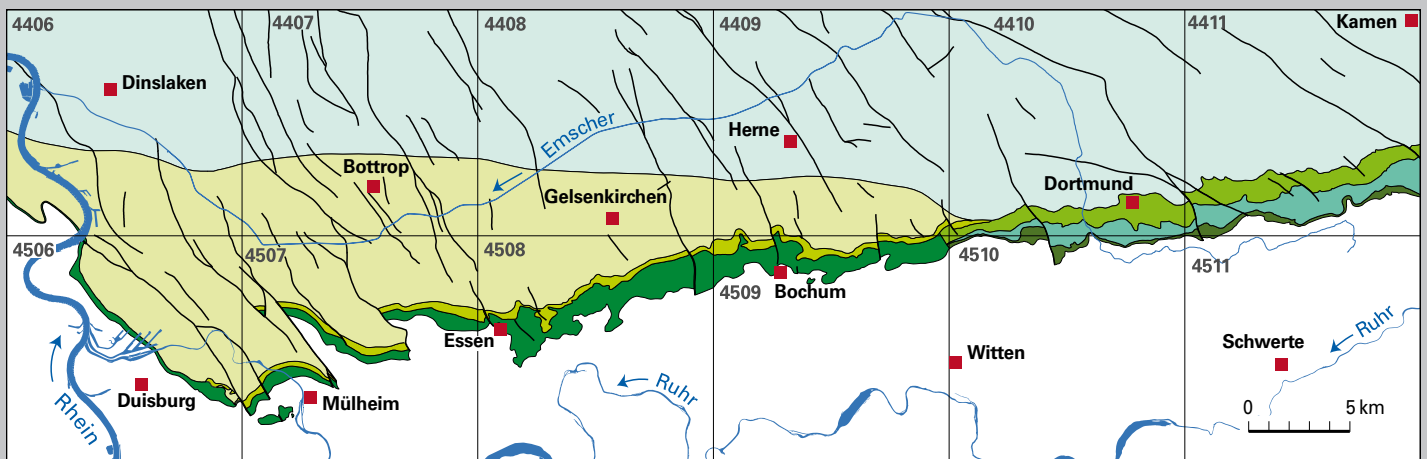
Abgrenzungskriterien: Die Büren-Formation lagert im östlichen Ruhrgebiet unmittelbar auf der zur Brochterbeck-Formation gehörenden Kalkknollenbank, im westlichen Ruhrgebiet über der Essen-Grünsand-Formation. Dort ist die Basis der Büren-Formation durch einen nach oben hin rasch abnehmenden Glaukonitgehalt charakterisiert. Wegen intensiver Bioturbation ist eine möglicherweise vormals vorhandene Schichtlücke heute nicht mehr erkennbar.

Der abrupte lithologische Wechsel zu den glaukonitischen Sandmergelsteinen der Duisburg-Formation bildet die Hangendgrenze (DÖLLING, B. et al. 2018).

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Büren-Formation beträgt durchschnittlich 15 – 20 m. Nach Süden steigt sie bis auf 30 m an (DÖLLING, B. & DÖLLING, M. & HISS 2014; DÖLLING, B. et al. 2018). Im Raum Hünxe, Dinslaken, Oberhausen, Bottrop und Gladbeck fehlt die Büren-Formation zumeist vollständig oder es sind nur sehr gering mächtige Ablagerungen überliefert (s. Abb. 26b).

Referenzprofile: für das östliche Ruhrgebiet kartierbegleitende Kernbohrung KB 4410/1001 Dortmund-Wischlingen (TK 25: Blatt 4410 Dortmund; BNUM 279990); für das westliche Ruhrgebiet KB 4508/1002 Gelsenkirchen-Krayer-Str. (TK 25: Blatt 4508 Essen; BNUM 295546; Fazies mit knolligen Verkieselungen)

Hydrogeologische Klassifizierung: Kluftgrundwasserleiter mit geringer Gebirgsdurchlässigkeit



- Ausbiss der Mülheim-Grünsand-Subformation (krcc1m) an der Geländeoberfläche und der Quartär-Basis
- Ausbiss der Bochum- und Soest-Grünsand-Subformation (krt2b+3s) an der Geländeoberfläche und der Quartär-Basis
- Ausbiss der Soest-Grünsand-Subformation (krt3s) an der Geländeoberfläche und der Quartär-Basis
- Ausbiss der Bochum-Grünsand-Subformation (krt2b) an der Geländeoberfläche und der Quartär-Basis
- Verbreitung der Bochum-, Soest- und Mülheim-Grünsand-Subformation (krt2b+krt3s, krcc1m) unter jüngeren Deckschichten
- Verbreitung der Bochum- und Soest-Grünsand-Subformation (krt2b, krt3s, krt2b+3s) unter jüngeren Deckschichten
- Verbreitung der Bochum-Grünsand-Subformation (krt2b) unter Oerlinghausen-Formation (krt2)

— Verwerfung
 4406 Nummer der Topographischen Karte 1 : 25 000

Abb. 28
 Verbreitung der Duisburg-Formation und ihrer Untereinheiten Bochum-Grünsand-Subformation, Soest-Grünsand-Subformation und Mülheim-Grünsand-Subformation

Lagerstättenbewertung: Die Gesteine der Büren-Formation sind aus rohstoffgeologischer Sicht im Projektgebiet nicht bedeutend.

Geothermische Bewertung: Die Gewinnung geothermischer Energie mittels geschlossener Erdwärmesonden ist möglich. Die Wärmeleitfähigkeit liegt bei 1,5 – 2,5 W/(m · K).

Literatur: DÖLLING, B. & DÖLLING, M. & HISS (2014); DÖLLING, B. et al. (2018); FRIEG & HISS & MÜLLER (1989); HISS (1989); HISS & KAPLAN & WIESE (2006a); KAPLAN (1991)

3.2.3.6 Duisburg-Formation (krodb)

Die Duisburg-Formation bzw. ihre Untereinheiten sind im Projektgebiet innerhalb des gesamten Kreide-Areals entwickelt (Abb. 28). Im Westen ist die Duisburg-Formation nordwestlich des Stadtzentrums von Duisburg unter tertiär- und quartärzeitlicher Überdeckung im Untergrund verbreitet und ihre drei Untereinheiten Bochum-, Soest- und Mülheim-Grünsand-Subformation (krt2b, krt3s, krcc1m) liegen direkt übereinander. Die Mülheim-Grünsand-Subformation geht nördlich einer Linie Alt-Walsum (Duisburg) – Oberhausen-Holteln – Bottrop-Welheim – Gelsenkirchen-Schalke – Herne-Eickel – Bochum-Gerthe in die Erwitte-Formation über. Ab Dortmund-Lütgendortmund ist sie in östlicher Richtung nicht mehr entwickelt. Gleichzeitig werden ab hier die Bochum- und die Soest-Grünsand-Subformation durch die Kalkmergel- und Mergelkalksteinsolgen der Oerlinghausen-Formation voneinander getrennt und liegen somit nicht mehr direkt übereinander.

Untereinheiten: Bochum-Grünsand-Subformation (krt2b), Soest-Grünsand-Subformation (krt3s), Mülheim-Grünsand-Subformation (krcc1m); aus Darstellungsgründen müssen in den 5-fach überhöhten Deckgebirgsschnitten stellenweise die Bochum- und die Soest-Grünsand-Subformation als Kombi-Einheit (krt2b+3s) zusammengefasst werden, ebenso die Mülheim-Grünsand-Subformation und die Emscher-Formation (krcc1m+2-3e).

Ältere Formationszuordnungen: Die Bochum-Grünsand-Subformation wurde früher zur Oerlinghausen-Formation und die Soest-Grünsand-Subformation zur Salder-Formation gestellt. Die Grünsande der Mülheim-Grünsand-Subformation wurden früher in der Kartiereinheit „Emscher-Mergel und Emscher-Grünsand des Coniacs“ zusammengefasst (JANSEN 1991) bzw. als *schloenbachi*-Schichten (in glaukonitischer Fazies) ausgegliedert (JANSEN & DROZDZEWSKI 1986; JANSEN 1995).

Altersstellung: Oberkreide, Mittel- und Oberturonium bis Unterconiacium

Im Raum Mülheim setzt die Duisburg-Formation stellenweise erst im Unterconiacium ein, sodass die turonzeitlichen Anteile der Abfolge fehlen können (z. B. in der Kernbohrung KB 4507/1002, Mülheim-Styrum; TK 25: Blatt 4507 Mülheim an der Ruhr; BNUM 300576). Umgekehrt ist östlich von Bochum im Unterconiacium keine Grünsand-Fazies entwickelt und die Formation reicht nur bis ins Oberturonium (Foraminiferen-Zone Ko-F7; BERENSMEIER et al. 2018; vgl. DÖLLING, B. & DÖLLING, M. & HISS 2014; DÖLLING, B. et al. 2018; PÜTTMANN et al. 2018).

Abb. 29

Die Soest-Grünsand-Subformation (intensiv grün) überlagert bei 111,4 m diskordant die Bochum-Grünsand-Subformation (mittelgrün) (KB 4408/1001 Gelsenkirchen-Hüllen; TK 25: Blatt 4408 Gelsenkirchen; BNUM 279998; 110 – 113 m Tiefe)



Abb. 30

Mülheim-Grünsand-Subformation der Duisburg-Formation in typischer Farbausbildung (mittelgrün) (KB 4507/1002 Mülheim-Styrum; TK 25: Blatt 4507 Mülheim an der Ruhr; BNUM 300576; 82 – 84 m Tiefe)



Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Die Duisburg-Formation besteht aus stark bioturbaten, graugrünen bis dunkelgrünen, glaukonitreichen, fein- bis mittelkörnigen mergeligen Sanden, Sandmergeln und Sandmergelsteinen (BERENSMEIER et al. 2018). Im Raum Duisburg ist die Formation nur wenig bis gar nicht verfestigt, während nach Osten hin der Karbonatgehalt ansteigt und die Festigkeit der einzelnen Schichtglieder zunimmt. Glaukonit ist meist mengenmäßig häufiger als detritischer Quarz, wobei der Glaukonitgehalt im Westen am höchsten ist und ostwärts abnimmt. Die Färbung der drei untergeordneten Einheiten ändert sich vom Liegenden ins Hangende von mittelgrün, weiß gefleckt, mit großen isolierten Glaukonitkörnern (Bochum-Grünsand-Subformation), über auffällig intensiv grün bis grasgrün (Soest-Grünsand-Subformation) zu dunkel- bis mittelgrün, hellgrau gefleckt (Mülheim-Grünsand-Subformation; Abb. 29 u. 30).

Die überwiegend mittelgrüne, nach Osten hin auch dunkelgrüne Bochum-Grünsand-Subformation (krt2b; Mitteluronium) ist vor allem im Ruhrgebiet ausgeprägt (RABITZ & HEWIG 1987). Unterhalb ihrer erosiven Basis ist in Grabgängen typischerweise glaukonitisches Material bis 1 m tief ins Liegende verschleppt. In östliche Richtung nimmt der Glaukonitgehalt der Bochum-Grünsand-Subformation allmählich ab. Östlich von Unna (außerhalb des Projektgebietes) ist die Subformation nicht mehr ausgebildet.

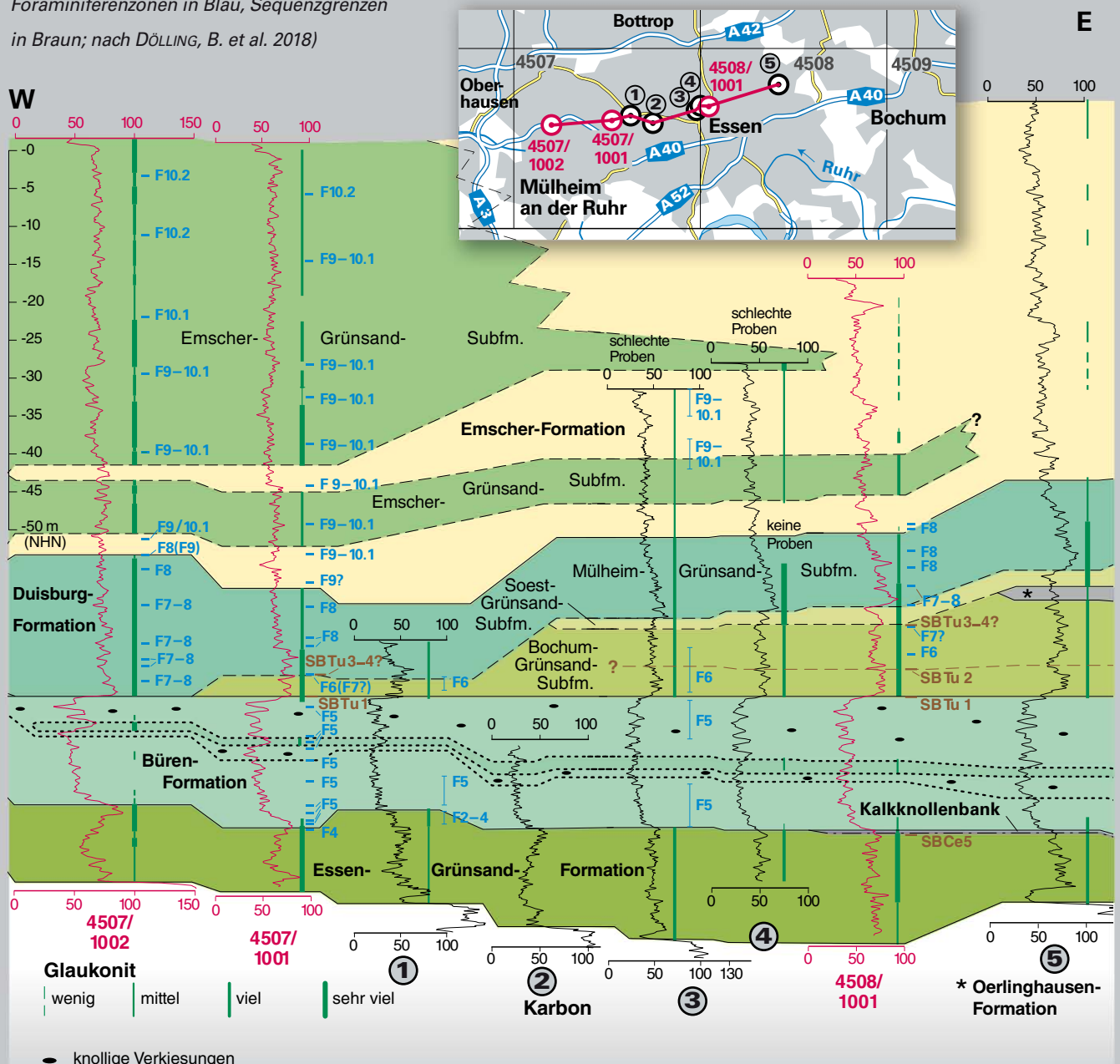
Die intensiv grüne Soest-Grünsand-Subformation (krt3s; Oberturonium), die im Raum Soest/Anröchte als Baustein abgebaut wird, ist im Ruhrgebiet weniger kalkhaltig, dafür jedoch stärker glaukonitisch, was zu der intensiv grünen Färbung führt. Die Basis der Subformation ist meist erosiv und es treten kleine Quarzgerölle, Muscheldetritus und Phosphoritknollen auf. Westlich von Essen ist die Subformation nicht mehr ausgliederbar. Östlich von Bochum spalten die beiden bis dahin direkt übereinanderliegenden Schichtglieder der Bochum- und Soest-Grünsand-Subformation auf und werden durch die Kalkmergel- bis Mergelkalksteine der Oerlinghausen-Formation getrennt (vgl. Abb. 31).

Die überwiegend mittelgrüne Mülheim-Grünsand-Subformation (krcc1m; Unterconiacium) ist nur zwischen Duisburg und Bochum verbreitet. Manchmal ist eine erosive Basis erkennbar, meist jedoch liegen Soest- und Mülheim-Grünsand-Subformation konkordant übereinander. Östlich von Bochum geht die Einheit in die Kalkmergel- bis Mergelkalkstein-Fazies der Erwitte-Formation über.

Abgrenzungskriterien: Der Fazieswechsel von den Kalkmergelsteinen der Büren-Formation zu den Grünsand-Abfolgen der Duisburg-Formation ist ein markanter lithologischer Wechsel mit erosiver Basis. Im GR-Log ist ein deutlicher Anstieg der Gamma-Ray-Strahlung um 20–40 API zu erkennen (DÖLLING, B. et al. 2018; Abb. 31). Auch die untergeordneten Einheiten können eine erosive Basis aufweisen und sind dann gut voneinander abgrenzbar.

Abb. 31

Beispiel einer GR-Log-Korrelation im Raum Mülheim – Essen (Messgröße API, Referenzbohrungen in Rot, Foraminiferenzonen in Blau, Sequenzgrenzen in Braun; nach DÖLLING, B. et al. 2018)



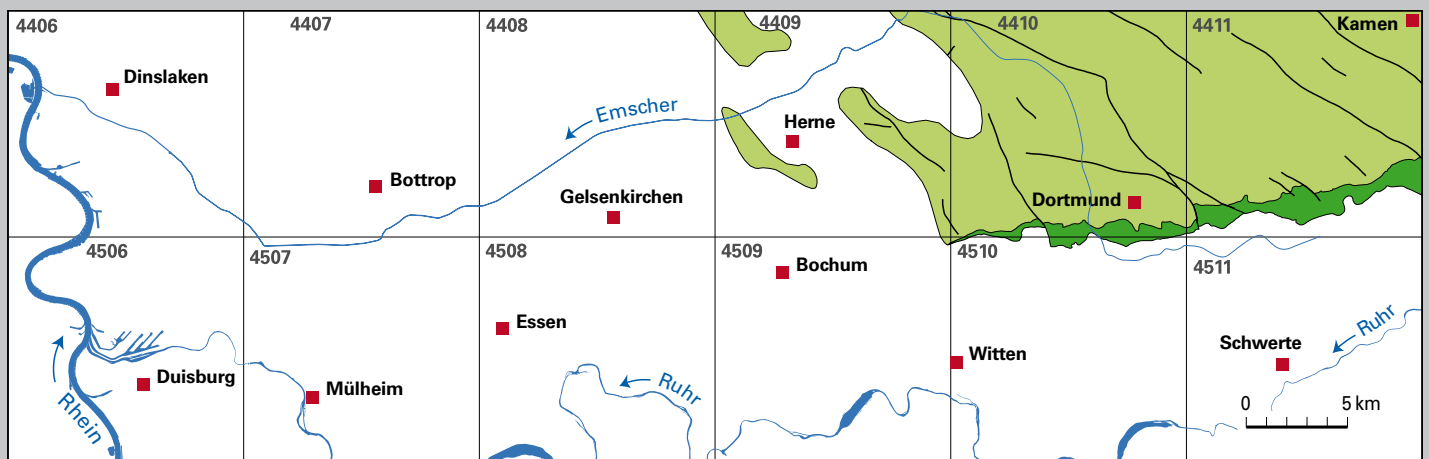
Die Hangendgrenze wird mit dem oft graduellen Einsetzen der tonig-schluffigen Mergelstein-Abfolge definiert, welche die Basis der Emscher-Formation markiert. Im Raum Duisburg ist die Hangendgrenze lithologisch nicht eindeutig, da die Emscher-Formation meist als Emscher-Grünsand-Subformation ausgebildet und als solche nur schwer von den glaukonitischen Sedimenten der Duisburg-Formation zu unterscheiden ist.

Laterale Änderungen der Schichtenfolge, Besonderheiten: Die sandig-glaukonitische Abfolge der Duisburg-Formation geht nach Osten hin in die kalkigen Gesteine (Mergel-, Kalkmergel- und Kalksteine) der Oerlinghausen-, Salder- und Erwitte-Formation über. Die glaukonitische Abfolge der Duisburg-Formation ist stark kondensiert und eine primäre Schichtung ist durch Bioturbation komplett zerstört. Aufgrund von Meeresspiegelschwankungen und lokalen synsedimentären Bewegungen ist die Abfolge zudem oft stratigraphisch nicht komplett überliefert bzw. es existieren Schichtlücken innerhalb der Formation, die oft nur schwer erkennbar sind.

Mächtigkeit: Die Gesamtmächtigkeit der Duisburg-Formation schwankt zwischen 2 und rund 30 m. Maximal wurden 30,60 m erbohrt (KB 4508/1002 Gelsenkirchen-Krayer-Str.; TK 25: Blatt 4508 Essen; BNUM 295546). Im Mittel sind es ca. 15 – 25 m. Die Bochum-Grünsand-Subformation ist durchschnittlich 12 – 14 m mächtig, die Soest-Grünsand-Subformation 12 – 15 m und die Mülheim-Grünsand-Subformation 10 – 20 m.

Referenzprofile: kartierbegleitende Kernbohrungen KB 4506/1001 Duisburg-Zoo (TK 25: Blatt 4506 Duisburg; BNUM 300788; Duisburg-Formation), KB 4508/1002 Gelsenkirchen-Krayer-Str. (TK 25: Blatt 4508 Essen; BNUM 295546; Bochum-Grünsand-Subformation), KB 4408/1001 Gelsenkirchen-Hüllen (TK 25: Blatt 4408 Gelsenkirchen; BNUM 279998; Soest-Grünsand-Subformation), KB 4507/1002 Mülheim-Styrum (TK 25: Blatt 4507 Mülheim an der Ruhr; BNUM 300576; Mülheim-Grünsand-Subformation)

Hydrogeologische Klassifizierung: Poren- bis Kluftgrundwasserleiter mit mäßiger bis mittlerer Durchlässigkeit



- Ausbiss der Oerlinghausen-Formation (krt2) an der Geländeoberfläche und der Quartär-Basis
- Verbreitung der Oerlinghausen-Formation (krt2) unter jüngeren Deckschichten

- Verwerfung
- 4406 Nummer der Topographischen Karte 1 : 25 000

Abb. 32

Verbreitung der Oerlinghausen-Formation

Abb. 33

Die Oerlinghausen-Formation
in den Bohrungen 4410/1001
(TK 25: Blatt 4410 Dortmund;
BNUM 279990; 45 – 47 m Tiefe) (a)

(a)



und BK 6 Kamen-Wasserkurl
(TK 25: Blatt 4411 Kamen;
BNUM 265424; 112 – 114 m Tiefe) (b)

(b)



Lagerstättenbewertung: Die Gesteine der Duisburg-Formation sind aus rohstoffgeologischer Sicht im Projektgebiet nicht bedeutend.

Geothermische Bewertung: Die Gewinnung geothermischer Energie mittels geschlossener Erdwärmesonden ist möglich. Die Wärmeleitfähigkeit liegt bei 2,0 – 3,0 W/(m · K). Eine Nutzung über Grundwasserbrunnen in den aufgelockerten Bereichen setzt Vorerkundungen in Bezug auf die Ergiebigkeit sowie die Inhaltsstoffe des Grundwassers voraus.

Literatur: BERENSMEIER et al. (2018); DÖLLING, B. & DÖLLING, M. & HISS (2014); DÖLLING, B. (2018); DÖLLING, B. et al. (2018); JANSEN (1991, 1995); JANSEN & DROZDZEWSKI (1986); PÜTTMANN et al. (2018); RABITZ & HEWIG (1987)

3.2.3.7 Oerlinghausen-Formation (krt2)

Die Oerlinghausen-Formation tritt am Südrand der TK 25: Blatt 4411 Kamen und im Grenzbereich der TK 25: Blatt 4410 Dortmund und 4510 Witten an der Geländeoberfläche zutage, taucht von dort nach Norden ab und ist im Untergrund der Blätter Dortmund und Kamen flächendeckend verbreitet (Abb. 32). Im Untergrund der TK 25: Blatt 4409 Herne ist die Formation nur noch lückenhaft entwickelt. Westlich von Blatt Herne ist die Einheit nicht mehr ausgliederbar, wenngleich bis 1 m mächtige, glaukonitische Kalkmergelsteinlagen zwischen Bochum- und Soest-Grünsand-Subformation lokal weiter nachweisbar sind, z. B. in der Kernbohrung 4508/1002 Gelsenkirchen-Krayer-Str. (BNUM 295546) und im Gebiet der TK 25: Blatt 4407 Bottrop (WREDE 2000: 48). Aus Darstellungsgründen muss in den 5-fach überhöhten Deckgebirgsschnitten stellenweise die Oerlinghausen-Formation mit der Soest-Grünsand-Subformation (Duisburg-Formation) als Kombi-Einheit (krt2+3s) zusammengefasst werden.

Ältere Bezeichnungen: *lamarcki-Schichten* (SKUPIN 1982)

Altersstellung: Oberkreide, Turonium, Mittel- bis Oberturonium (tieferer Teil)

Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Die Ablagerungen der Oerlinghausen-Formation bestehen aus einer Wechselfolge von hellgrauen bis weißgrauen Mergelkalksteinen und hellgrauen Kalkmergelsteinen mit dünnen Zwischenlagen aus grauem Tonmergelstein. Je nach Karbonatgehalt neigen die Gesteine zur Verkarstung (Abb. 33). In westliche Richtung werden die Gesteine schwach sandig und enthalten Spuren von Glaukonit. Im Süden der TK 25: Blatt 4410 Dortmund sind die Ablagerungen schließlich feinsandig und schwach glaukonitisch (vgl. DÖLLING, B. & DÖLLING, M. & HISS 2014).

Abgrenzungskriterien: Im Projektraum Ruhrgebiet bildet die Oberkante der Bochum-Grünsand-Subformation (Duisburg-Formation) die lithologisch gut erkennbare Liegendgrenze der Oerlinghausen-Formation. Die Hangendgrenze ist durch einen erneuten lithologischen Wechsel hin zu stark glaukonitischen Sandmergelsteinen der Soest-Grünsand-Subformation charakterisiert. Die Basis der Soest-Grünsand-Subformation ist hierbei meist erosiv.

Laterale Änderungen der Schichtenfolge, Besonderheiten: Einen markanten Leithorizont bildet die etwa 0,5 – 1 m mächtige, dunkelgraue Tonmergelsteinlage „M_{Teuto}“. Sie ist ab Dortmund in östliche Richtung ausgebildet und im GR-Log durch einen äußerst markanten positiven Peak erkennbar (Abb. 34). Westlich von Dortmund ist sie nicht nachweisbar.

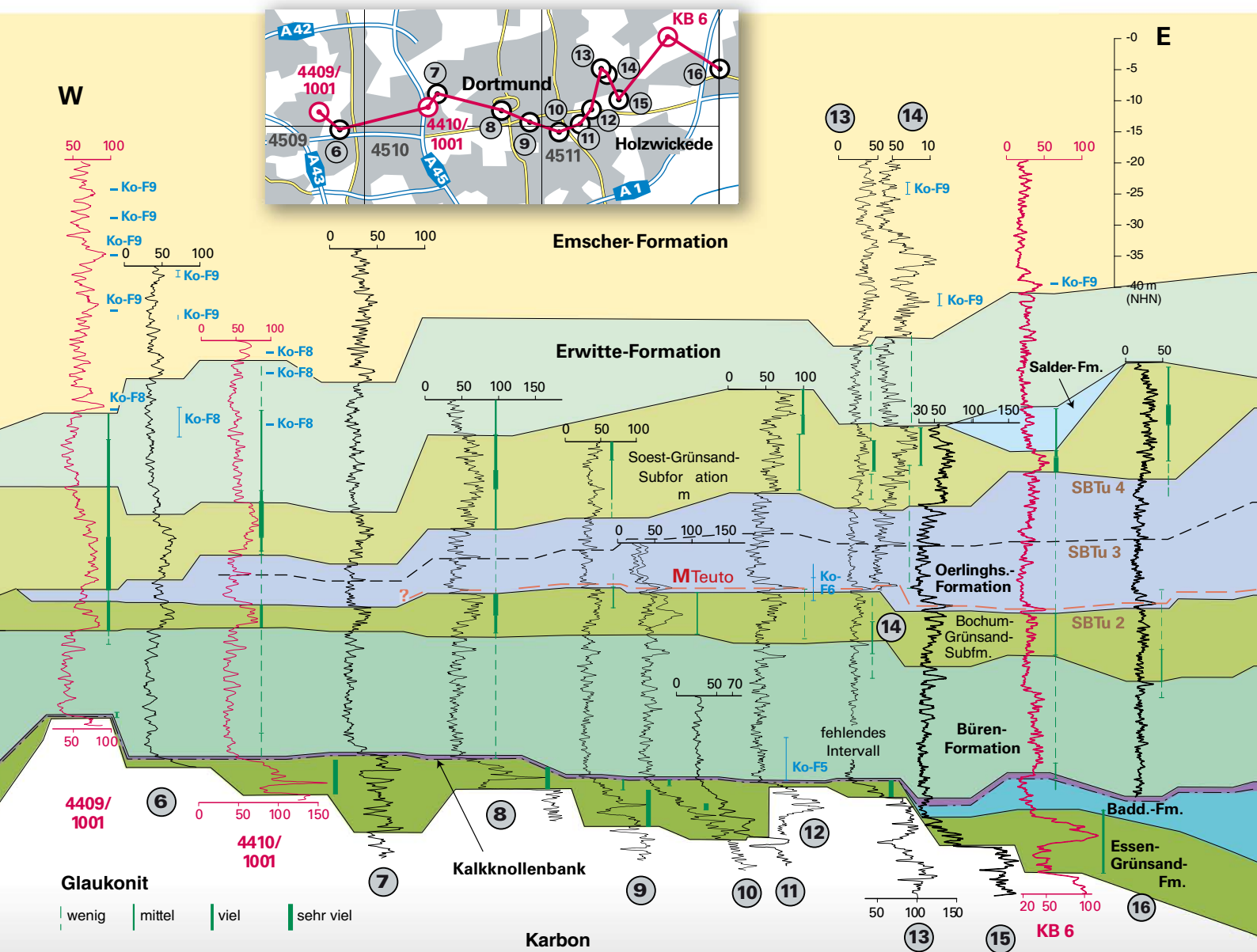
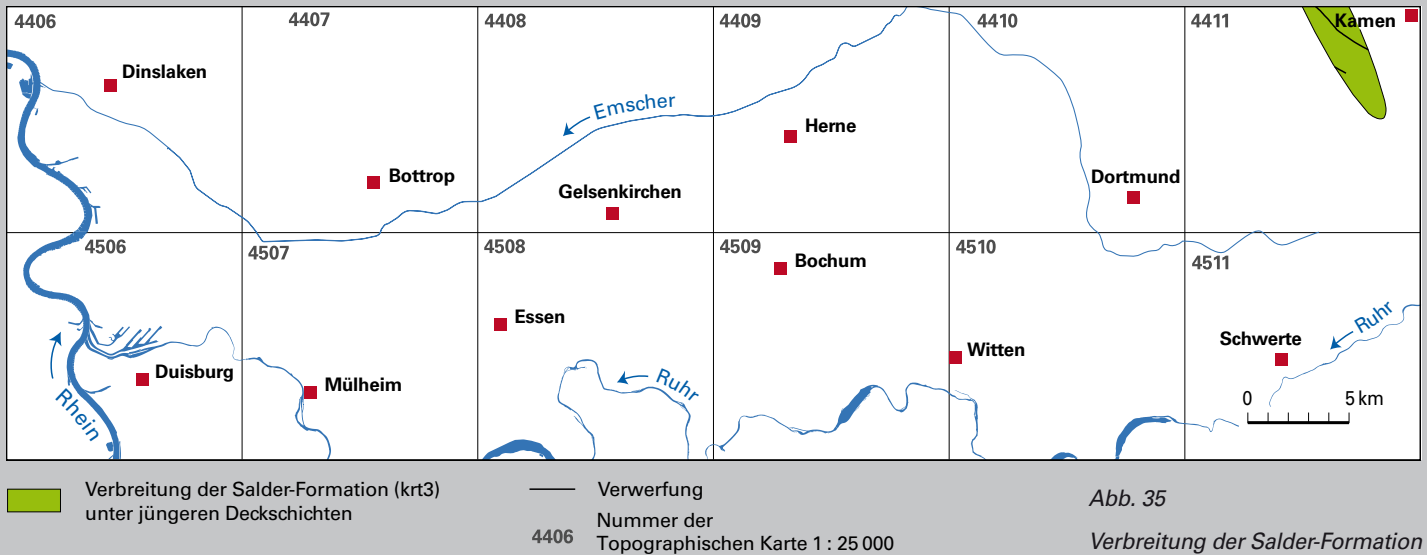


Abb. 34

Oerlinghausen-Formation mit M_{Teuto} im GR-Log (Raum Bochum – Unna; Messgröße API, Referenzbohrungen in Rot, Foraminiferenzonen in Blau, Sequenzgrenzen in Braun; nach B. Dölling & M. Dölling & Hiss 2014)



Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Oerlinghausen-Formation nimmt von 30 m im Osten (Kernbohrung Ost 2.1; TK 25: Blatt 4412 Unna; BNUM 249354) auf etwa 8–10 m im Raum Dortmund ab (KB 4410/1001; TK 25: Blatt 4410 Dortmund; BNUM 279990). Auf der TK 25: Blatt 4409 Herne keilt die Einheit rasch aus (0 m in KB 4409/1001; BNUM 272777).

Referenzprofile: kartierbegleitende Kernbohrung BK 6 Kamen-Wasserkurl (TK 25: Blatt 4411 Kamen; BNUM 265424)

Hydrogeologische Klassifizierung: Kluft- und Karstgrundwasserleiter mit mittlerer Gebirgsdurchlässigkeit

Lagerstättenbewertung: Die Gesteine der Oerlinghausen-Formation sind aus rohstoffgeologischer Sicht im Projektgebiet nicht bedeutend.

Geothermische Bewertung: Die Gewinnung geothermischer Energie mittels geschlossener Erdwärmesonden ist möglich. Die Wärmeleitfähigkeit der Oerlinghausen-Formation liegt bei 2,0–3,0 W/(m · K). Bei der Planung einer geothermischen Anlage ist die mögliche Verkarstung in Bezug auf die Bohrtechnik sowie die Hinterfüllung zu berücksichtigen.

Literatur: DÖLLING, B. & DÖLLING, M. & HISS (2014); DÖLLING, B. et al. (2018); HISS & KAPLAN & WIESE (2006b); SKUPIN (1982); WREDE (2000)

3.2.3.8 Salder-Formation (krt3)

Die Salder-Formation ist nur kleinflächig im Raum Kamen im Nordostteil des Projektgebietes in geringer Mächtigkeit und lückenhaft verbreitet (Abb. 35). Ihre Darstellung erfolgt nur im 5-fach überhöhten Deckgebirgsschnitt durch diese Region.

Ältere Bezeichnungen: *striatoconcentricus*-Schichten (SKUPIN 1985)

Altersstellung: Oberkreide, Turonium, Oberturonium

Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Die Salder-Formation besteht aus grauem, schwach glaukonitischem, detritischem Kalkmergel- und Mergelkalkstein. Die Einheit entspricht dem Weißgrauen Kalkstein nach FRIEG & HISS & MÜLLER (1989). Entgegen der Darstellung von FRIEG & HISS & MÜLLER (1989: Abb. 4) überlagert sie die Soest-Grünsand-Subformation.

Abgrenzungskriterien: Die Liegendgrenze wird durch die lithologisch gut abgrenzbaren glaukonitischen Sandmergelsteine der Soest-Grünsand-Subformation (Duisburg-Formation) gebildet. Die Hangendgrenze wird mit der ersten markanten Mergelsteinlage der Erwitte-Formation (Beginn der Grauweißen Wechselfolge) definiert.

Mächtigkeit: Die Salder-Formation wurde nur in der Kernbohrung KB 6 Kamen-Wasserkurl (TK 25: Blatt 4411 Kamen; BNUM 265424) als nordwärts gerichtete Rinnenfüllung in einer Mächtigkeit von 7 m erbohrt.

Referenzprofile: kartierbegleitende Kernbohrung KB 6 Kamen-Wasserkurl (TK 25: Blatt 4411 Kamen; BNUM 265424)

Hydrogeologische Klassifizierung: Kluft- und Karstgrundwasserleiter mit mäßiger bis mittlerer Gebirgsdurchlässigkeit

Lagerstättenbewertung: Die Gesteine der Salder-Formation sind aus rohstoffgeologischer Sicht im Projektgebiet nicht bedeutend.

Geothermische Bewertung: Die Gewinnung geothermischer Energie mittels geschlossener Erdwärmesonden ist möglich. Die Wärmeleitfähigkeit der Salder-Formation liegt bei 1,5 – 2,5 W/(m · K).

Literatur: FRIEG & HISS & MÜLLER (1989); SKUPIN (1985); WIESE & HISS & VOIGT (2006)

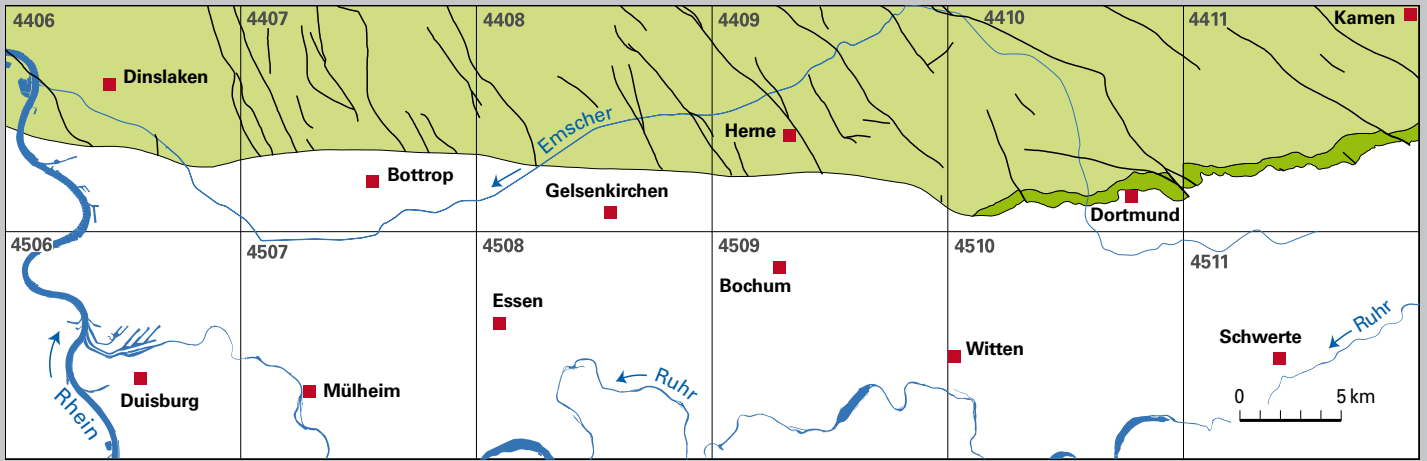
3.2.3.9 Turonium, ungegliedert (krt)

Turonium, ungegliedert, ist eine darstellungstechnische Zusammenfassung der Kartiereinheiten Büren-Formation (krt1), Bochum-Grünsand-Subformation (krt2b), Oerlinghausen-Formation (krt2) und Soest-Grünsand-Subformation (krt3s) sowie der Kombi-Einheit Bochum- und Soest-Grünsand-Subformation (krt2b+3s). Das Turonium ist nur in der vereinfachten Präquartär-Karte sowie in einzelnen 5-fach überhöhten Deckgebirgsschnitten ungegliedert dargestellt. Lithologische Beschreibungen finden sich bei den einzelnen zugeordneten Einheiten.

Altersstellung: Oberkreide, Turonium, Unter- und Oberturonium

3.2.3.10 Erwitte-Formation (krcc1)

Die Erwitte-Formation streicht im Süden der TK 25: Blatt 4410 Dortmund und 4411 Kamen aus, taucht nach Norden ab und ist dort im Untergrund der beiden Blätter flächendeckend verbreitet. Darüber hinaus ist die Formation flächendeckend in der Nordhälfte der Blätter 4406 Dinslaken bis 4409 Herne im Untergrund vorhanden (Abb. 36). Auf Blatt 4406 Dinslaken und im Westteil der Blattes 4407 Bottrop ist sie in der Kombi-Einheit krcc1-3 zusammengefasst.



Ausbliss der Erwitte-Formation (krcc1) an der Geländeoberfläche und der Quartär-Basis
 Verbreitung der Erwitte-Formation (krcc1) unter jüngeren Deckschichten

— Verwerfung
 4406 Nummer der Topographischen Karte 1 : 25 000

Abb. 36

Verbreitung der Erwitte-Formation

Ältere Bezeichnungen: *schloenbachi*-Schichten (SKUPIN 1985)

Altersstellung: Oberkreide, Coniacium, Unterconiacium

Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Die Schichtenfolge der Erwitte-Formation beginnt im östlichen Ruhrgebiet mit einer Wechsellagerung aus hellgrauem Kalkmergelstein und weißgrauem Mergelkalkstein (Grauweiße Wechselfolge; Abb. 37). Den Abschluss der Einheit bilden die sogenannten Übergangsschichten, hellgraue bis graue Kalkmergelsteine mit Zwischenlagen aus grauem Tonmergelstein. Sie markieren die Grenze zu den überlagernden Ton- und Schluffmergelsteinfolgen der Emscher-Formation. In nördliche Richtung ist zwischen Grauweißer Wechselfolge und den Übergangsschichten die Obere Kalkstein-Einheit entwickelt. Sie besteht aus weißgrauem, schwach mergeligem Kalkstein (DÖLLING, B. & DÖLLING, M. & HISS 2014).



Abb. 37

Grauweiße Wechselfolge der Erwitte-Formation (Bohrung BK 6 Kamen-Wasserkurl; TK 25: Blatt 4411 Kamen; BNUM 265424; 83 – 87 m Tiefe)

Abgrenzungskriterien: Die Kalkmergelsteine der Erwitte-Formation lagern zumeist konkordant auf den glaukonitischen Sandmergelsteinen der Untereinheiten der Duisburg-Formation. Dort ist der lithologische Wechsel eindeutig. Im Nordosten des Projektgebietes, wo die Erwitte-Formation wenige Meter mächtige, schwach glaukonitische Kalkmergelsteine der Salder-Formation überlagert, wird die Grenze mit dem Beginn der lithologisch auffälligen Grauweißen Wechselfolge gezogen. Unterstützend können GR-Log-Messungen herangezogen werden.

Laterale Änderungen der Schichtenfolge, Besonderheiten: Von der Südwestecke der TK 25: Blatt 4410 Dortmund geht die Erwitte-Formation in westliche Richtung durch eine sukzessive Sand- und Glaukonit-Zunahme in die Mülheim-Grünsand-Subformation der Duisburg-Formation über. Beschreibung siehe dort.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Erwitte-Formation beträgt im Osten von Dortmund und südlich von Kamen ca. 20 – 25 m (KB 4410/1001, Dortmund-Wischlingen; TK 25: Blatt 4410 Dortmund; BNUM 279990). Nach Nordwesten nimmt ihre Mächtigkeit bis auf 60 – 70 m zu. Lokal können bis zu 85 m erreicht werden. Westlich von Gelsenkirchen nimmt die Mächtigkeit sukzessive ab, bis an der nördlichen Grenze des Blattgebietes Bottrop noch 30 – 35 m erreicht werden. Auf dem Blattgebiet Dinslaken dünnt die Formation weiter aus (15 m und weniger) und kann im Westteil des Blattgebietes schließlich nur noch in der Kombi-Einheit krcc1-3 mit den Gesteinen der Emscher-Formation zusammengefasst werden.

Referenzprofile: Tiefbohrung Ost 4.2 (TK 25: Blatt 4411 Kamen; BNUM 249371)

Hydrogeologische Klassifizierung: Kluft- und Karstgrundwasserleiter mit mäßiger bis mittlerer Gebirgsdurchlässigkeit

Lagerstättenbewertung: Die Gesteine der Erwitte-Formation sind aus rohstoffgeologischer Sicht im Projektgebiet nicht bedeutend. Östlich vom Projektgebiet wird die Erwitte-Formation im Raum Erwitte – Ge-seke zur Zementherstellung genutzt.

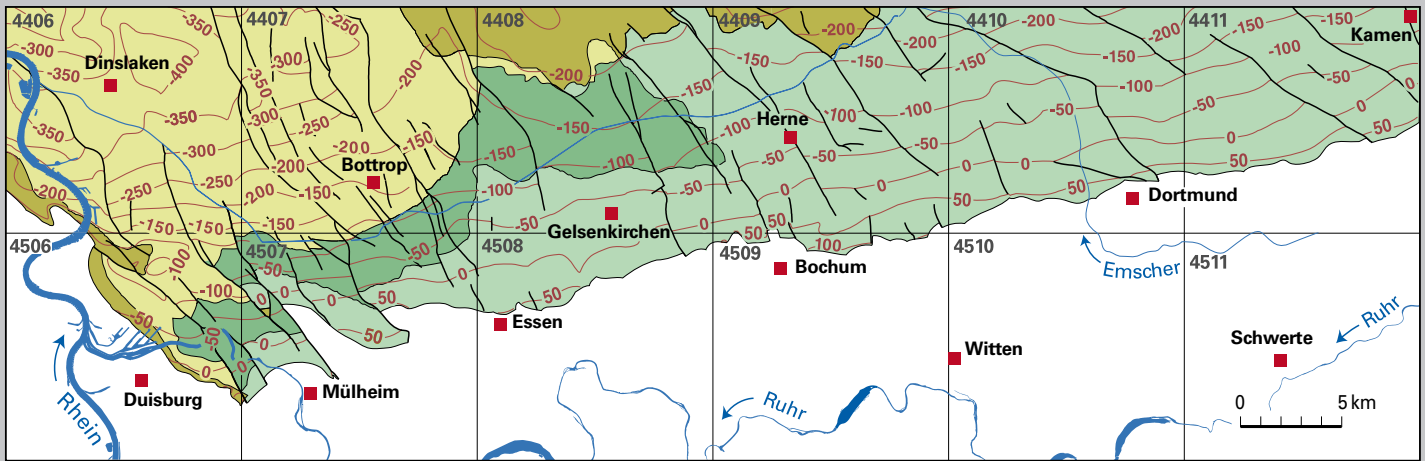
Geothermische Bewertung: Die Gewinnung geothermischer Energie mittels geschlossener Erdwärmesonden ist möglich. Die Wärmeleitfähigkeit der Erwitte-Formation liegt bei 2,0 – 3,5 W/(m · K). Bei der Planung einer geothermischen Anlage ist die mögliche Verkarstung in Bezug auf die Bohrtechnik sowie die Hinterfüllung zu berücksichtigen.

Literatur: DÖLLING, B. & DÖLLING, M. & HISS (2014); SKUPIN (1985); WIESE et al. (2006)

3.2.3.11 Coniacium, ungegliedert (krcc)

Coniacium, ungegliedert, ist in der vereinfachten Präquartär-Karte eine darstellungstechnische Zusammenfassung der Kartiereinheiten Erwitte-Formation (krcc1), Mülheim-Grünsand-Subformation der Duisburg-Formation (krcc1m) und Emscher-Formation (krcc2e, krcc3e u. krcc2-3e). Beschreibung siehe dort.

Altersstellung: Oberkreide, Coniacium, Unter- und Oberconiacium



- | | |
|--|--|
| <ul style="list-style-type: none"> Ausbiss der Emscher-Formation (kroe) an der Geländeoberfläche und der Quartär-Basis Ausbiss der Emscher-Formation (kroe) mit Vorkommen von Emscher-Grünsand-Subformation (kroeg) an der Geländeoberfläche und der Quartär-Basis Verbreitung der Emscher-Formation (kroe) unter jüngeren Deckschichten Verbreitung der Emscher-Formation (kroe) mit Vorkommen von Emscher-Grünsand-Subformation (kroeg) unter jüngeren Deckschichten | <ul style="list-style-type: none"> — Verwerfung 4406 Nummer der Topographischen Karte 1 : 25 000 -50 Basis Emscher-Formation in m NHN |
|--|--|

Abb. 38

Verbreitung, Fazies und Basisniveau der Emscher-Formation mit Vorkommen der Emscher-Grünsand-Subformation

3.2.3.12 Emscher-Formation (kroe)

Die Emscher-Formation ist nördlich einer Linie Duisburg – Mülheim – Essen – Bochum-Nord – Dortmund – Unna-Königsborn im gesamten Projektgebiet verbreitet (Abb. 38). Im Raum Dinslaken – Bottrop – Gladbeck – Gelsenkirchen-Buer – Recklinghausen-Röllinghausen wird sie von jüngeren Ablagerungen der Kreide-Zeit und im Raum Duisburg – Dinslaken randlich von tertiär- und quartärzeitlichen Sedimenten überlagert. Oberflächen-nah ist die Emscher-Formation zumeist von gering mächtigen quartärzeitlichen Lockersedimenten bedeckt.

Untereinheiten: Emscher-Grünsand-Subformation (kroeg): In den Kartendarstellungen ist die Emscher-Grünsand-Subformation nicht ausgegliedert. Die Kartiereinheit Emscher-Formation umfasst damit immer auch die Untereinheit Emscher-Grünsand-Subformation. Eine Ausgliederung der Untereinheit erfolgte nur in den 5-fach überhöhten Deckgebirgsschnitten. Zur flächenhaften Verbreitung der Emscher-Grünsand-Subformation siehe Abbildung 38.

Sowohl in den Kartendarstellungen als auch in den 5-fach überhöhten Deckgebirgsschnitten wird die Emscher-Formation in stratigraphische Teilabschnitte gegliedert dargestellt. Dabei sind folgende Teilbereiche und Kombinationen möglich: Mittelconiacium (krcc2e), Oberconiacium (krcc3e), Mittel- bis Oberconiacium (krcc2-3e), Untersantonium (krsa1e), Unteres Mittelsantonium (krsa2e), Mittelsantonium (krsa2-3e), Untersantonium bis Unteres Mittelsantonium (krsa1-2e), Unter- und Mittelsantonium (krsa1-3e), Mittel- bis Obersantonium (krsa2-4e).

Ältere Bezeichnungen: Emscher-Mergel, Emscher-Grünsand und Emscher-Mergel (z. B. JANSEN & DROZDZEWSKI 1986)

Altersstellung: Oberkreide, Coniacium, Santonium, Mittelconiacium bis Obersantonium



Abb. 39

Die Emscher-Grünsand-Subformation überlagert diskordant die Emscher-Formation (KB 4407/1002; TK 25: Blatt 4407 Bottrop; BNUM 294533; 61 – 65 m Tiefe).

Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Die Gesteine der Emscher-Formation bestehen im östlichen Ruhrgebiet aus hellgrauem bis grauem, homogenem Schluffmergelstein. Lagenweise sind Kalkmergelsteine ausgebildet. Im zentralen Projektgebiet besteht die Abfolge aus hellgrauem, teilweise hellgrünlichem, feinsandigem, teilweise glaukonitischem Schluffmergelstein mit Einschaltungen aus grünem, stark glaukonitischem, schluffigem Sandmergelstein. Die Abfolge beginnt mit zwei bis drei auffälligen, ca. 1 – 1,5 m mächtigen Lagen aus grauem Tonmergelstein mit zwischengeschalteten, etwa 1 m mächtigen, hellgrauen Kalkmergelsteinlagen. Im Raum Duisburg – Dinslaken ist fast ausschließlich die von Glaukonit dominierte Untereinheit der Emscher-Grünsand-Subformation ausgebildet.

Die Emscher-Grünsand-Subformation besteht überwiegend aus grünem bis dunkelgrünem, stark glaukonitischem, schluffigem Sandmergelstein. Innerhalb der Emscher-Formation verzahnt sich die glaukonitische Grünsand-Fazies sehr stark mit der Schluffmergelsteinfazies, wobei die Basis der einzelnen Grünsandhorizonte immer erosiv ist (Abb. 39). Nach oben nimmt der Glaukonitgehalt allmählich ab und die Abfolge geht in die Schluffmergelsteinfazies über, bevor im Hangenden der nächste Grünsandhorizont mit erosiver Basis folgt.

Abgrenzungskriterien: Die Basis der Emscher-Formation ist durch zwei bis drei Tonmergelsteinlagen charakterisiert, die im GR-Log deutliche Peaks zeigen. Die Unter-/Mittelconiac-Grenze liegt innerhalb der zweiten Tonmergelsteinlage (Basis der Foraminiferenzzone Ko-F9; vgl. DÖLLING, B. & DÖLLING, M. & HISS 2014).

Die Grenze zu den überlagernden, nur schwach verfestigten, kaum glaukonitischen Sandmergelsteinen der Recklinghausen-Formation oder zu den lockeren Feinsanden der Osterfeld-Subformation der Haltern-Formation ist lithologisch eindeutig.

Mächtigkeit: Die maximale Mächtigkeit der Emscher-Formation beträgt im Raum Dinslaken etwa 150 m. Entlang der nördlichen Projektbegrenzung steigt sie in Richtung Osten bis in die Nordostecke des Blattes Dortmund allmählich an und beträgt dort maximal 320 m. Im Raum Kamen liegt die Maximalmächtigkeit bei ca. 220 m.

Referenzprofile: kartierbegleitende Kernbohrungen KB 4408/1001 Gelsenkirchen-Hüllen (TK 25: Blatt 4408 Gelsenkirchen; BNUM 279998; Schluffmergelsteinfazies), KB 4409/1001 Bochum-Gerthe (TK 25: Blatt 4409 Herne; BNUM 272777; Schluffmergelsteinfazies), KB 4506/1001 Duisburg-Zoo (TK 25: Blatt 4506 Duisburg; BNUM 300788; Grünsandfazies), KB 4507/1002 Mülheim-Styrum (TK 25: Blatt 4507 Mül-

heim an der Ruhr; BNUM 300576; Verzahnungsbereich Schluffmergelsteinfazies/Grünsandfazies), KB 4508/1001 Essen-Nordviertel (TK 25: Blatt 4508 Essen; BNUM 295544; Verzahnungsbereich Schluffmergelsteinfazies/Grünsandfazies), KB 4507/1001 Essen-Bedingrade (TK 25: Blatt 4507 Mülheim an der Ruhr; BNUM 285558; Verzahnungsbereich Schluffmergelsteinfazies/Grünsandfazies)

Hydrogeologische Klassifizierung: Kluffgrundwasserleiter mit sehr geringer bis geringer Gebirgsdurchlässigkeit

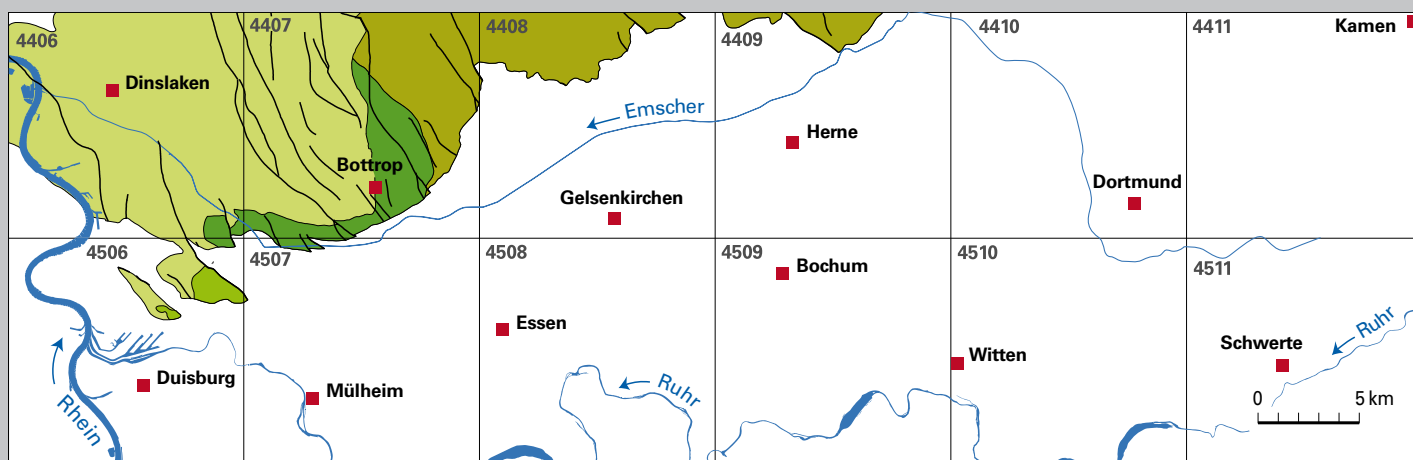
Lagerstättenbewertung: Die Gesteine der Emscher-Formation wurden früher in lokalen kleineren Ziegeleien verwendet. Heute haben sie aus rohstoffgeologischer Sicht im Projektgebiet keine Bedeutung mehr.

Geothermische Bewertung: Die Gewinnung geothermischer Energie mittels geschlossener Erdwärmesonden ist möglich. Die Wärmeleitfähigkeit der Formation liegt bei 1,5 – 2,5 W/(m · K).

Literatur: DÖLLING, B. & DÖLLING, M. & HISS (2014); DÖLLING, B. et al. (2018); HISS (2006b); JANSEN & DROZDZEWSKI (1986)

3.2.3.13 Recklinghausen-Formation (krsare)

Die Recklinghausen-Formation ist im Raum Gladbeck – Gelsenkirchen-Buer – Recklinghausen-Röllinghausen an der Geländeoberfläche verbreitet, wird aber oft von quartärzeitlichen Lockersedimenten überdeckt. Darüber hinaus ist die Formation auch im Raum Duisburg-Nord – Dinslaken – Bottrop im Untergrund vorhanden. Sie wird dort von jüngeren kreide- und tertiärzeitlichen Ablagerungen überlagert. In den Kartendarstellungen und in einigen Teilbereichen der 5-fach überhöhten Deckgebirgsschnitte wird sie als Kombi-Einheit krsare+os zusammen mit der Osterfeld-Subformation der Haltern-Formation dargestellt (Abb. 40).



- Ausbiss der Recklinghausen-Formation und der Osterfeld-Subformation (krsare+os) an der Geländeoberfläche und der Quartär-Basis
- Ausbiss der Osterfeld-Subformation (krsaos) an der Geländeoberfläche und der Quartär-Basis
- Ausbiss der Recklinghausen-Formation (krsare) an der Geländeoberfläche und der Quartär-Basis
- Verbreitung der Recklinghausen-Formation und der Osterfeld-Subformation (krsare+os) unter jüngeren Deckschichten

— Verwerfung
4406 Nummer der Topographischen Karte 1 : 25 000

Abb. 40
Verbreitung der Recklinghausen-Formation und der Osterfeld-Subformation der Haltern-Formation

Abb. 41

Die Recklinghausen-Formation (Bohrung 4309/1001; TK 25: Blatt 4309 Recklinghausen; BNUM 280018). Im grundwasserbeeinflussten Bereich 11 – 13 m Tiefe herrschen ockergelbe Farbtöne vor (a); zur Tiefe hin (31 – 33 m) wechselt die Farbe zu Hellgrau und Grüngrau (b).

(a)



(b)



Ältere Bezeichnungen: Recklinghausen-Schichten (z. B. WREDE 2000), Recklinghäuser Sandmergel (z. B. HILDEN & THIERMANN in ANDERSON et al. 1987)

Altersstellung: Oberkreide, Mittel- bis Obersantonium

Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Die Ablagerungen bestehen aus grauen und grünlich grauen, schwach glaukonitischen, fein- und mittelkörnigen Sandmergeln und Sandmergelsteinen mit zahlreichen 5 – 25 cm dicken Einlagerungen aus hellgrauem, hartem Kalksandstein. Oberflächennah liegt meist eine gelbe bis ockergelbe Verwitterungsfarbe vor (Abb. 41).

In der Kernbohrung KB 4407/1002 Oberhausen (TK 25: Blatt 4407 Bottrop; BNUM 294533) ist die Basis der Recklinghausen-Formation erosiv und es ist ein auffälliges, 10 cm dickes Basiskonglomerat ausgebildet, das zahlreiche kantengerundete Gerölle aus Brauneisenstein enthält.

Abgrenzungskriterien: Im nordwestlichen Ruhrgebiet werden die Ablagerungen der Emscher-Formation teilweise diskordant, meist jedoch konkordant von Sandmergeln und Sandmergelsteinen der Recklinghausen-Formation überlagert. Dabei sind die schwach glaukonitischen Sandmergelsteine der Recklinghausen-Formation nicht immer eindeutig von den lithologisch ähnlichen, sandigen Schluffmergelsteinen der Emscher-Formation im Liegenden zu unterscheiden. Sie lassen sich jedoch gut von den glaukonitischen Sandmergelsteinen der Emscher-Grünsand-Subformation abgrenzen.

Die Grenze zu den schwach schluffigen Feinsanden der Osterfeld-Subformation der Haltern-Formation im Hangenden oder zu lokal sehr sandig ausgebildeten Schichten der Bottrop-Formation ist oft nicht scharf. Hilfsweise kann das letzte Auftreten von harten Kalksandsteinlagen der Recklinghausen-Formation als Abgrenzungskriterium herangezogen werden.

Laterale Änderungen der Schichtenfolge, Besonderheiten: Die Schichtenfolge der Recklinghausen-Formation verzahnt sich lateral mit den Sedimenten der Osterfeld-Subformation der Haltern-Formation. In Bohrungen, in denen beide Einheiten angetroffen wurden, bildet die Recklinghausen-Formation stets das Liegende der Osterfeld-Subformation.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Recklinghausen-Formation beträgt am nördlichen Projektgebietsrand ca. 80 m. In der unweit nördlich des Projektgebietes niedergebrachten Kernbohrung KB 4309/1001 Recklinghausen (TK 25: Blatt 4309 Recklinghausen; BNUM 280018) wurden 86,78 m erbohrt.

Referenzprofile: kartierbegleitende Kernbohrungen KB 4309/1001 Recklinghausen (TK 25: Blatt 4309 Recklinghausen; BNUM 280018), KB 4407/1001 Bottrop (TK 25: Blatt 4407 Bottrop; BNUM 286676), KB 4407/1002 Oberhausen (TK 25: Blatt 4407 Bottrop; BNUM 294533; erosive Basis mit Basiskonglomerat)

Hydrogeologische Klassifizierung: Poren- bis Kluftgrundwasserleiter mit geringer bis mäßiger Durchlässigkeit

Lagerstättenbewertung: Die Gesteine der Recklinghausen-Formation sind aus rohstoffgeologischer Sicht im Projektgebiet nicht bedeutend.

Geothermische Bewertung: Die Gewinnung geothermischer Energie mittels geschlossener Erdwärmesonden ist möglich. Die Wärmeleitfähigkeit liegt bei 2,0 – 3,0 W/(m · K).

Literatur: ANDERSON et al. (1987); HISS (2006c); WREDE (2000)

3.2.3.14 Osterfeld-Subformation (krsaos) (Haltern-Formation)

Aus der Haltern-Formation ist lediglich die Osterfeld-Subformation im Raum Bottrop – Oberhausen-Osterfeld – Oberhausen-Lirich an der Geländeoberfläche verbreitet. Sie wird oft von quartärzeitlichen Lockerseimenten überlagert. Darüber hinaus kommt die Einheit im Raum Duisburg-Nord – Dinslaken – Bottrop im Untergrund vor. Sie wird dort von jüngeren kreide- und tertiärzeitlichen Ablagerungen überdeckt. In den Kartendarstellungen und in einigen Teilbereichen der 5-fach überhöhten Deckgebirgsschnitte wird sie als Kombi-Einheit krsare+os zusammen mit der Recklinghausen-Subformation dargestellt (s. Abb. 40, S. 85).

Ältere Bezeichnungen: Osterfelder Sande (JANSEN & DROZDZEWSKI 1986), Osterfeld-Schichten (JANSEN 1995)

Altersstellung: Oberkreide, Santonium, Oberes Mittelsantonium bis Obersantonium

Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Die Ablagerungen der Osterfeld-Subformation der Haltern-Formation bestehen überwiegend aus schwach glaukonitischen, schwach kalkhaltigen, schwach schluffigen Fein- und Mittelsanden, die im frischen Zustand grünlich grau bis grüngrau gefärbt sind (Abb. 42). Die Sande sind stark bioturbat, wobei schluffiges Material in den Grabgängen angereichert ist. Unter Luftkontakt wechselt die Sedimentfarbe allmählich zu bräunlich grau und gelblich grau. Vereinzelt sind bis zu 30 cm dicke Lagen aus schwach verfestigtem, mergeligem Sandstein eingeschaltet. Der höhere Teil der Schichtenfolge enthält durchschnittlich 4 – 8 % Karbonat (JANSEN 1995: 55). Ab der Mitte der Abfolge nimmt der Karbonatgehalt zum Liegenden hin allmählich zu und erreicht an der Basis bis zu 29 % (JANSEN & DROZDZEWSKI 1986: 74). Karbonatreiche Horizonte sind dabei stärker verfestigt als karbonatarmer Bereiche. Im tieferen Teil der Schichtenfolge können lokal bis mehrere Meter mäch-

Abb. 42

Die Osterfeld-Subformation

(Bohrung 4407/1002;

TK 25: Blatt 4407 Bottrop;

BNUM 294533; 49 – 51 m Tiefe)



tige Abfolgen mit Kiesgeröllen auftreten (JANSEN & DROZDZEWSKI 1986: 75; JANSEN 1991: 59). Den oberen Abschluss der Schichtenfolge bildet eine etwa 1 – 1,5 m mächtige Folge von grobkörnigem, schwach kiesigem, teils festem, teils schwach verfestigtem Sandstein. Das Geröllspektrum besteht aus Quarz, Schluffstein, Toneisenstein und Phosphorit.

Abgrenzungskriterien: Die Liegendgrenze der Osterfeld-Subformation zur unterlagernden Recklinghausen-Formation ist lithologisch nicht scharf ausgebildet. Als Abgrenzungskriterium kann das oberste Auftreten von harten Kalksandsteinlagen in der Recklinghausen-Formation herangezogen werden. Fehlt die Recklinghausen-Formation und die an der Basis mergeligen Sande und Sandmergel der Osterfeld-Subformation lagern direkt auf sandigen Schluffmergelsteinen der Emscher-Formation, so ist auch hier die Abgrenzung lithologisch nicht scharf. Lediglich von den stark glaukonitischen Sandmergelsteinen der Emscher-Grünsand-Subformation sind sie gut abgrenzbar. Die Hangendgrenze bilden die glaukonitischen Schluffmergelsteine der Bottrop-Formation, die die Osterfeld-Subformation mit einer deutlichen Schichtlücke diskordant überlagern. Ist die Bottrop-Formation im Hangenden stark sandig ausgebildet, so ist die lithologische Grenze trotz Schichtlücke oft unscharf – auch im GR-Log. Mikro- und Nanofossilien sowie Isotopendaten ($\delta^{13}\text{C}$) können hier unterstützend herangezogen werden, da die Hangendgrenze exakt der mit diesen Methoden ermittelbaren chronostratigraphischen Grenze Santonium/Campanium entspricht.

Laterale Änderungen der Schichtenfolge, Besonderheiten: Die Schichtenfolge der Osterfeld-Subformation verzahnt sich lateral mit den Sedimenten der Recklinghausen-Formation. In Bohrungen, in denen beide Einheiten angetroffen wurden, bildet die Osterfeld-Subformation stets das Hangende der Recklinghausen-Formation.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Osterfeld-Subformation beträgt etwa 60 – 70 m. Östlich von Dinslaken wird eine maximale Mächtigkeit von 93 m erreicht (vgl. JANSEN 1995: 56).

Referenzprofile: kartierbegleitende Kernbohrungen KB 4407/1001 Bottrop (TK 25: Blatt 4407 Bottrop; BNUM 286676), KB 4407/1002 Oberhausen (TK 25: Blatt 4407 Bottrop; BNUM 294533), KB 4407/1003 Oberhausen-Sterkrade (TK 25: Blatt 4407 Bottrop; BNUM 300534)

Hydrogeologische Klassifizierung: Porengrundwasserleiter, z. T. verfestigt, mit mittlerer Durchlässigkeit

Lagerstättenbewertung: Die Gesteine der Osterfeld-Subformation wurden noch bis Ende des letzten Jahrhunderts als begehrte Form- und Gießereisande in zahlreichen Gruben abgebaut und vermarktet. Grund hierfür ist ihr Schluffgehalt sowie ihre homogene Korngrößenverteilung. Heute sind die oberflächennahen Vorkommen weitestgehend erschöpft.

Geothermische Bewertung: Die Gewinnung geothermischer Energie mittels geschlossener Erdwärmesonden ist möglich. Die Wärmeleitfähigkeit liegt bei 2,0 – 3,0 W/(m · K).

Bei ausreichender Ergiebigkeit ist der Einsatz eines Brunnensystems möglich. Im Vorfeld sollten die Inhaltsstoffe des Grundwassers, insbesondere Eisen- und Mangangehalte, bestimmt werden.

Literatur: HISS (2006d); JANSEN (1991, 1995); JANSEN & DROZDZEWSKI (1986)

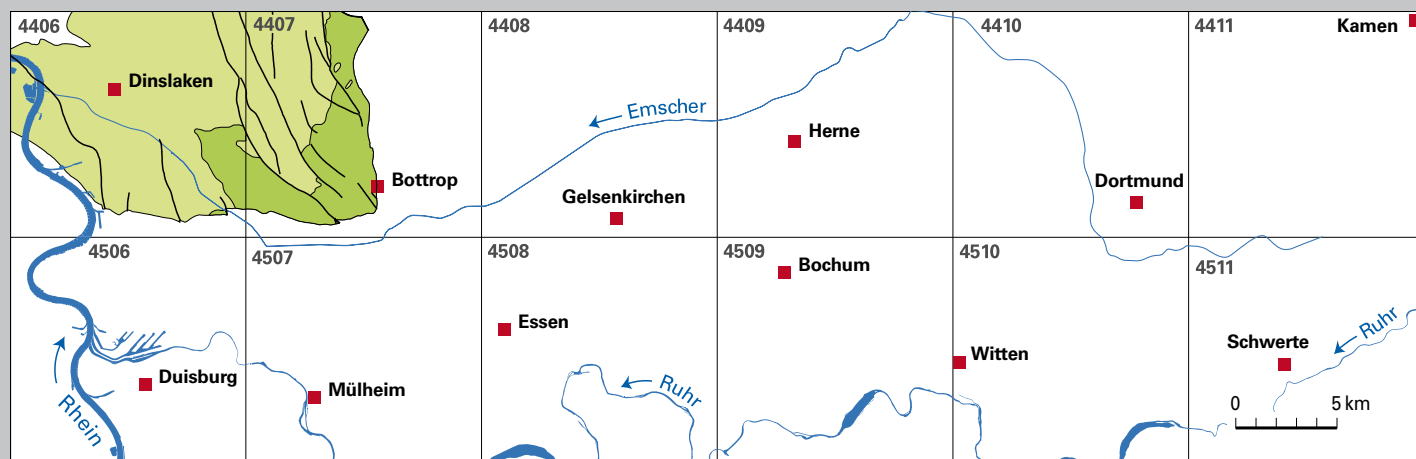
3.2.3.15 Santonium, ungegliedert (krsa)

Santonium, ungegliedert, ist in der vereinfachten Präquartär-Karte eine darstellungstechnische Zusammenfassung der Kartiereinheiten der Emscher-Formation (auf das Santonium begrenzte Teileinheiten krsa1e, krsa2e, krsa1-2e, krsa1-3e, krsa2-4e, kroeg), der Recklinghausen-Formation (krsare) und der Osterfeld-Subformation (krsaos sowie Kombi-Einheit krsare+os). Beschreibung siehe dort.

Altersstellung: Oberkreide, Santonium, Unter- bis Obersantonium

3.2.3.16 Bottrop-Formation (krcabo)

Die Bottrop-Formation ist im Nordwesten des Projektgebietes, im Bereich der Städte Bottrop und Dinslaken, verbreitet (Abb. 43), wird jedoch überwiegend von mächtigen tertiär- und quartärzeitlichen Lockersedimenten überdeckt. Vor allem im Gebiet der TK 25: Blatt 4407 Bottrop streicht die Bottrop-Formation nahe der Geländeoberfläche aus – so im Bereich der Bauerschaft Holthausen und zwischen Grafenwald und Bottrop-Fuhlenbrock sowie in Oberhausen-Heide. Die quartärzeitliche Überdeckung beträgt dort weniger als 2 m.



Ausbiss der Bottrop-Formation (krcabo) an der Geländeoberfläche und der Quartär-Basis
 Verbreitung der Bottrop-Formation (krcabo) unter jüngeren Deckschichten
 Verwerfung
 Nummer der Topographischen Karte 1 : 25 000

Abb. 43
Verbreitung der Bottrop-Formation

Abb. 44

Die Bottrop-Formation in
der Bohrung 4407/1001

(TK 25: Blatt 4407 Bottrop;
BNUM 286676; 43 – 45 m Tiefe),
mit Phosphoritgeröllen (a) (a)



und in der Bohrung 4407/1002
(TK 25: Blatt 4407 Bottrop;
BNUM 294533;
25 – 27 m Tiefe) (b) (b)



Altersstellung: Oberkreide, Campanium, Unteramazonium bis basales Oberamazonium

Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Die Gesteine der Bottrop-Formation bestehen aus graugrünen, stark bioturbaten, glaukonitreichen, fein- und teilweise mittelsandigen Schluffmergelsteinen (KAPLAN & KENNEDY & SCHEER 2006). Dabei sind die Grabgänge häufig mit glaukonitfreiem, hellgrauem Schluffmergel verfüllt (Abb. 44). Die Schichtenfolge der Bottrop-Formation beginnt erosiv über einer Schichtlücke und die unteren Meter der Abfolge enthalten einige Kieslagen. Die Kiese bestehen aus Phosphorit, Toneisenstein und Quarz (Abb. 44a). In der Kernbohrung KB 4406/1001 Duisburg-Aldenrade (TK 25: Blatt 4406 Dinslaken; BNUM 300574) bestehen die unteren 2,15 m aus hellgrauem, grünlich-gelblichem, glaukonitischem, mergeligem, schluffigem Mittel- und Grobsand mit etwas Kies. Solche unverfestigten Basallagen sind insbesondere im Blattgebiet 4406 Dinslaken verbreitet (JANSEN 1995). In der Kernbohrung KB 4407/1001 Bottrop (TK 25: Blatt 4407 Bottrop; BNUM 286676) treten mehrere 1 – 2 cm dünne Lagen aus dunkelgrünem, stark glaukonitischem, sandigem Schluffmergelstein auf, die Glaukonit sowohl in der Sandfraktion als auch in der schluffig-tonigen Matrix enthalten. Hierbei könnte es sich um Aufarbeitungshorizonte handeln.

Abgrenzungskriterien: Die Liegendgrenze bilden die kaum verfestigten, schluffigen Sande der Osterfeld-Subformation, der die Bottrop-Formation mit einer deutlichen Schichtlücke diskordant auflagert. Ist die Bottrop-Formation an ihrer Basis stark sandig ausgebildet, so ist die lithologische Grenze trotz Schichtlücke oft unscharf – auch im GR-Log. Mikro- und Nannofossilien sowie Isotopendaten ($\delta^{13}\text{C}$) können hier unterstützend herangezogen werden, da die Formationsgrenze exakt der chronostratigraphischen Grenze Santonium/Campanium entspricht, die mit diesen Methoden ermittelt werden kann.

Die Hangendgrenze der Formation ist erosiv und die Bottrop-Formation wird von känozoischen Lockersedimenten überlagert, von denen sie lithologisch gut abgrenzbar ist.

Laterale Änderungen der Schichtenfolge, Besonderheiten: Die Schichtlücke an der Basis der Bottrop-Formation umfasst vermutlich die komplette Foraminiferen-Zone Ko-F15 (DÖLLING, B. et al. 2018). Die jüngsten Abschnitte der Bottrop-Formation datieren bis in das basale Obercampanium (Foraminiferen-Zone Ko-F20; vgl. KAPLAN & KENNEDY & HISS 2005). Funde von *Hoplitoplacenticeras* (*Hoplitoplacenticeras*) *coesfeldiense* (KAPLAN & KENNEDY & SCHEER 2006: 27) bestätigen dies.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Bottrop-Formation beträgt im Durchschnitt 80 – 100 m und erreicht maximal 150 m.

Referenzprofile: Kartierbohrung 4406/3004 (TK 25: Blatt 4406 Dinslaken; BNUM 286687; Nachweis basales Obercampanium), kartierbegleitende Kernbohrungen KB 4406/1001 Duisburg-Aldenrade (TK 25: Blatt 4506 Dinslaken; BNUM 300574); KB 4407/1001 Bottrop (TK 25: Blatt 4407 Bottrop; BNUM 286676), KB 4407/1002 Oberhausen (TK 25: Blatt 4407 Bottrop; BNUM 294533), KB 4407/1003 Oberhausen-Sterkrade (TK 25: Blatt 4407 Bottrop; BNUM 300534)

Hydrogeologische Klassifizierung: Kluftgrundwasserleiter mit sehr geringer bis geringer Gebirgsdurchlässigkeit

Lagerstättenbewertung: Die Gesteine der Bottrop-Formation sind aus rohstoffgeologischer Sicht im Projektgebiet heute nicht bedeutend.

Geothermische Bewertung: Die Gewinnung geothermischer Energie mittels geschlossener Erdwärmesonden ist möglich. Die Wärmeleitfähigkeit liegt bei 1,5 – 2,5 W/(m · K).

Literatur: HISS & KAPLAN (2006); JANSEN (1995); KAPLAN & KENNEDY & HISS (2005); KAPLAN & KENNEDY & SCHEER (2006)

3.2.3.17 **Campanium, ungegliedert (krca)**

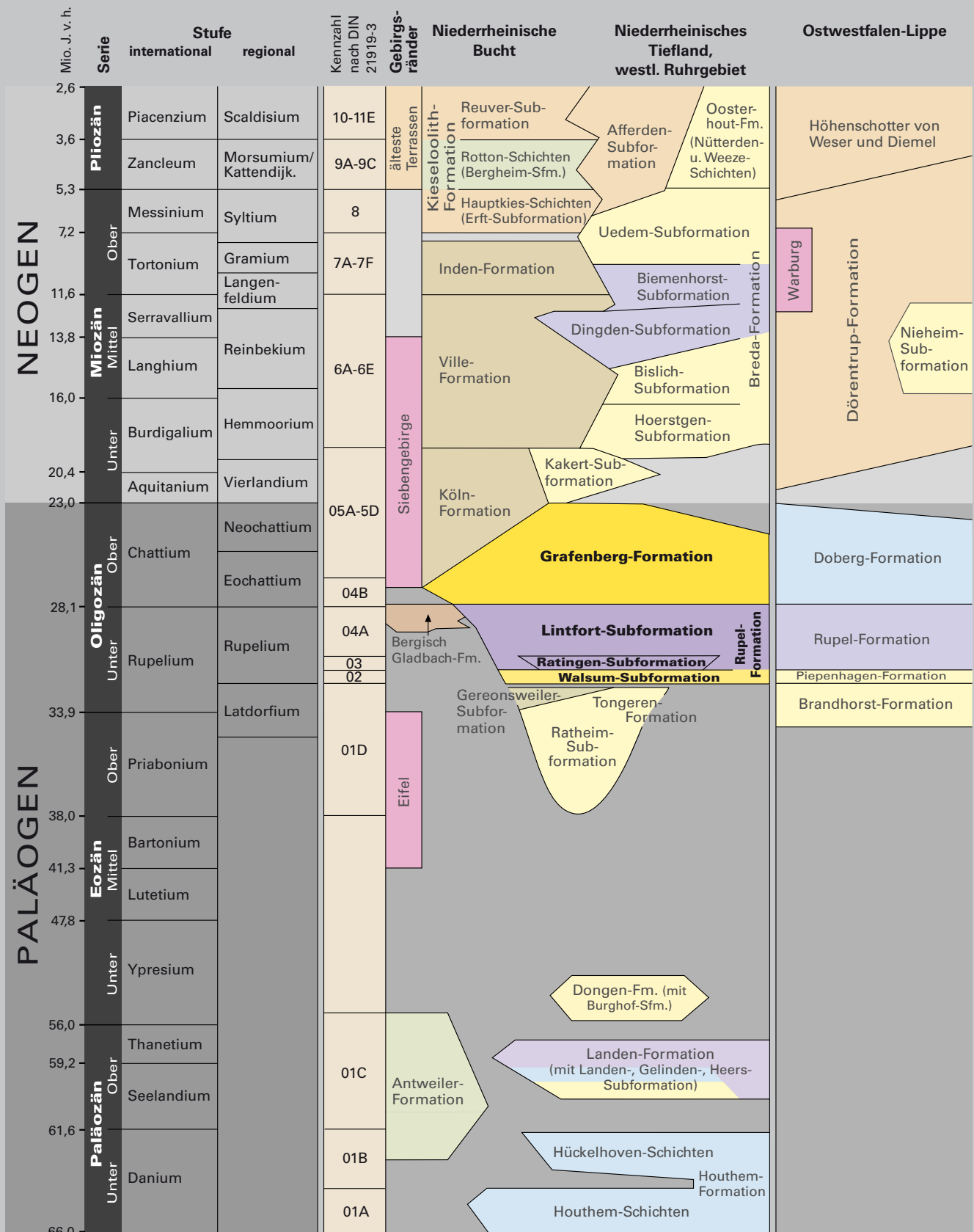
Campanium, ungegliedert, ist eine darstellungstechnische Zusammenfassung von Kartiereinheiten für die vereinfachte Präquartär-Karte. Sie entspricht für das Projektgebiet der Kartiereinheit Bottrop-Formation (krcabo). Beschreibung siehe dort.

Altersstellung: Oberkreide, Campanium, Unterampanium bis basales Obercampanium

3.2.3.18 **Kreide, ungegliedert (kr)**

Kreide, ungegliedert, ist eine darstellungstechnische Zusammenfassung von allen Kartiereinheiten der Kreide. Sie umfasst undifferenziert Ton- und Schluffmergelsteine, stark glaukonitische Sandmergel und Sandmergelsteine sowie Kalkmergel- und Kalksteine. Ihre Darstellung erfolgt nur in den 25-fach überhöhten Quartär-Schnitten und den nicht überhöhten Schnitten.

Altersstellung: Unter- und Oberkreide, Albium bis Campanium



Vorherrschende Gesteine

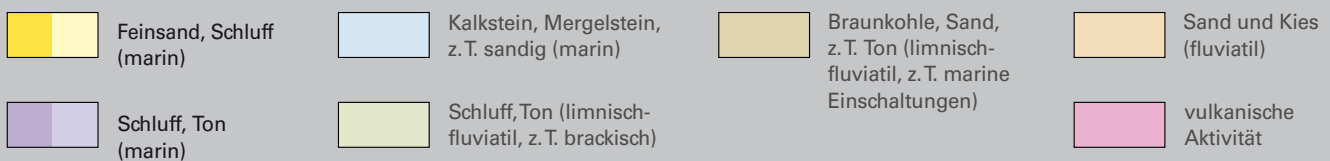


Abb. 45

Stratigraphische Gliederung des Tertiärs in Nordrhein-Westfalen. Die blass dargestellten Schicht-einheiten kommen im Projektgebiet nicht vor (verändert nach Geologischer Dienst NRW 2016).

3.2.4 Tertiär (Paläogen)

B. DÖLLING

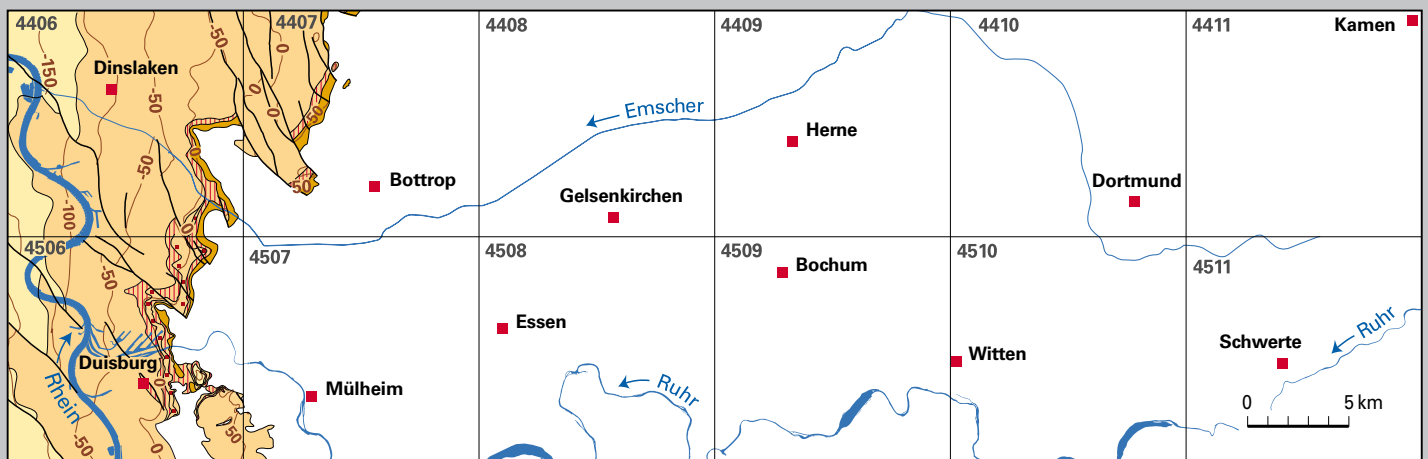
Tertiär-Ablagerungen sind nur im Westen des Projektgebietes, westlich einer Linie Mülheim-Saarn – Duisburg-Meiderich – Bottrop-Grafenwald verbreitet. Es sind nur die Rupel- und die Grafenberg-Formation überliefert, die beide ins Oligozän datieren. Miozän-Ablagerungen fehlen, kommen aber in nordwestlich und nördlich anschließenden Gebieten vor. Zur stratigraphischen Stellung der Kartiereinheiten innerhalb der nordrhein-westfälischen Tertiär-Schichtenfolgen siehe Abbildung 45.

3.2.4.1 Rupel-Formation (tolru)

Die Rupel-Formation ist im gesamten Tertiär-Verbreitungsgebiet ausgebildet (Abb. 46). Am Westrand des Projektgebietes (TK 25: Blatt 4406 Dinslaken u. 4506 Duisburg) wird sie von jüngeren, ebenfalls oligozänzeitlichen Sedimenten der Grafenberg-Formation überlagert. In ihrem gesamten Verbreitungsgebiet wird die Rupel-Formation von meist gering mächtigen Ablagerungen des Quartärs überdeckt, die im Bereich des Rheins jedoch bis zu 25 – 30 m Mächtigkeit erreichen können.

Untereinheiten: Walsum-Subformation (tolru02), Ratingen-Subformation (tolru03 = tonige Normalausbildung, tolru03s = sandige Einschaltungen), Lintfort-Subformation (tolru04a)

Altersstellung: Oligozän, Unteroligozän, Rupelium (Horizonte A – D nach INDANS 1958)



- Ausbiss der Grafenberg-Formation, Horizont 04B (tolgr04b) an der Quartär-Basis
- Ausbiss der Lintfort-Subformation, Horizont 04A (tolru04a) an der Geländeoberfläche und der Quartär-Basis
- Ausbiss der Ratingen-Subformation, Horizont 03 in toniger Ausprägung (tolru03) an der Geländeoberfläche und der Quartär-Basis
- Ausbiss der Ratingen-Subformation, Horizont 03 in sandiger Ausprägung (tolru03s) an der Geländeoberfläche und der Quartär-Basis
- Ausbiss der Walsum-Subformation, Horizont 02 (tolru02) an der Geländeoberfläche und der Quartär-Basis

Rupel-Formation

- Verwerfung
- 4406 Nummer der Topographischen Karte 1 : 25 000
- Basis Oligozän in m NN

Abb. 46

Verbreitung und Basisniveau der Rupel- und Grafenberg-Formation mit Walsum-, Ratingen- und Lintfort-Subformation



Abb. 47

Feinsand der Walsum-Subformation, überlagert von Ton der Ratingen-Subformation; bei Bottrop-Kirchhellen, nördlich des Projektgebietes

Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Die Schichtenfolge der Rupel-Formation beginnt mit den schwach schluffigen, z. T. schwach kalkigen, sehr gleichkörnigen Feinsanden der Walsum-Subformation (tolru02, Horizont 02 im Sinne von SCHNEIDER & THIELE 1965). Die Sande sind hellbeige bis hellgrau und erscheinen häufig auch schwach grünlich oder grünlich grau. Im Basisbereich treten vereinzelt Muschelbruchstücke, Feinkiese und Glaukonitkörner auf. Im Raum Voerde werden diese Sande lokal von einer 1 – 2 m mächtigen Ton-/Schlufflage und einer nur stellenweise darunter vorhandenen, bis 1,4 m dicken Feinsandlage unterlagert. JANSEN (1995: 61) hat diese Abfolge als Voerde-Schichten bezeichnet. Wegen ihrer geringen Mächtigkeit und lokalen Verbreitung wurde diese Abfolge im Projekt Ruhrgebiet der Walsum-Subformation zugeordnet.

Über der Walsum-Subformation folgen hell- bis dunkelgraue, örtlich auch grüngraue, schluffige, stellenweise auch schwach feinsandige, kalkhaltige Tone, in die einzelne dünne Bänke aus Ton- und Kalkmergelstein eingeschaltet sind (tolru03, Ratingen-Subformation in toniger Ausbildung, Horizont 03 im Sinne von SCHNEIDER & THIELE 1965; vgl. Abb. 47). Am Westrand des Projektgebietes sind in die tonige Abfolge bis ca. 20 m mächtige Feinsande eingeschaltet, die sich petrographisch nicht von den Sanden der Wal-

sum-Subformation unterscheiden. Sie bestehen aus grauen, z. T. schwach kalkigen, schwach schluffigen Feinsanden mit vereinzelt Fein- bis Mittelkiesgeröllen. Die Feinsande sind stellenweise sehr schwach bis schwach glaukonitisch und es sind Muschel- und Schneckenschalenreste eingeschaltet (tolru03s, Ratingen-Subformation in sandiger Ausbildung). Über den Tonen der Ratingen-Subformation folgen graue und grünlich graue, schwach kalkige, feinsandige, tonige Schluffe mit Einschaltungen von schluffigen Tonen und schluffig-tonigen Feinsandlagen (tolru04a, Lintfort-Subformation; Horizont 04A im Sinne von SCHNEIDER & THIELE 1965). Im höheren Teil geht die Schichtenfolge in grüngraue, schwach glaukonitische, schwach kalkige, tonig-schluffige Feinsande über, die vereinzelt Ton- und Schlufflagen enthalten. Aus der Lintfort-Subformation sind länglich gestreckte Kalkkonkretionen, sogenannte Septarien, bekannt.

Abgrenzungskriterien: Die einzelnen Subformationen der Rupel-Formation lassen sich meist gut nach lithologischen Kriterien (Ton gegen Sand) voneinander abgrenzen. Ebenso ist die Abgrenzung der sandigen Walsum-Subformation von den glaukonitischen Ton- und Schluffmergelsteinen der Bottrop-Formation (Campanium) lithologisch eindeutig. Schwierig ist lediglich die Abgrenzung der Ratingen-Subformation gegen die tonig ausgebildete Lintfort-Subformation. Hier können GR-Logs hilfreich sein, da die Ratingen-Subformation zumeist eine höhere Strahlungsintensität (API) als die Lintfort-Subformation zeigt.

Die Abgrenzung der Lintfort-Subformation gegen die hangende Grafenberg-Formation ist fließend und nicht immer eindeutig möglich. Im GR-Log tritt eine deutliche Abnahme der gemessenen Intensitäten am Übergang der Lintfort-Subformation zur Grafenberg-Formation auf, die von einer – makroskopisch nicht immer deutlich sichtbaren – Abnahme des Schluff- und Tongehalts hervorgerufen wird.

Laterale Änderungen der Schichtenfolge, Besonderheiten: Die Lintfort-Subformation der Rupel-Formation weist lateral und vertikal starke Faziesunterschiede auf. In toniger Fazies ist sie häufig nicht von den Tonen der Ratingen-Subformation zu unterscheiden. Eine Abgrenzung ist daher meist nur in vollständigen, entsprechend mächtigen Profilen möglich, die geophysikalisch vermessen sind. Mikrofaunistische Untersuchungen stellen eine zusätzliche Hilfestellung in Profilabfolgen dar.

Mächtigkeit: Die Gesamtmächtigkeit der Rupel-Formation beträgt ca. 120 – 150 m, davon entfallen auf die Walsum-Subformation durchschnittlich 10 – 16 m (maximal 26,5 m in der Bohrung Voerde 5; TK 25: Blatt 4406 Dinslaken; BNUM 80528; s. JANSEN 1995: 62) und auf die rein tonig ausgebildete Ratingen-Subformation ca. 15 – 25 m. In Bereichen mit sandigen Einschaltungen beträgt die Mächtigkeit der Ratingen-Subformation ca. 30 – 40 m. Die Lintfort-Subformation erreicht schließlich 95 – 115 m Mächtigkeit.

Referenzprofile: kartierbegleitende Kernbohrung KB 4406/1001 Duisburg-Aldenrade (TK 25: Blatt 4406 Dinslaken; BNUM 300574)

Hydrogeologische Klassifizierung: Porengrundwasserleiter mit sehr geringer (Ratingen- u. Lintfort-Subformation) bis mäßiger Durchlässigkeit (Walsum-Subformation, z. T. Ratingen-Subformation in sandiger Ausbildung)

Lagerstättenbewertung: Die Sande der Walsum-Subformation im unteren Teil der Rupel-Formation wurden noch bis Ende des letzten Jahrhunderts als Form- und Gießereisande gewonnen. Heute werden sie nördlich des Projektgebietes, bei Bottrop-Kirchhellen, als hochwertige Reitsande abgebaut.

Geothermische Bewertung: Die Gewinnung geothermischer Energie mittels geschlossener Erdwärmesonden ist möglich. Die Wärmeleitfähigkeit der Feinsande liegt bei 2,0–3,0 W/(m · K), die der Tone bei 1,5–2,0 W/(m · K).

In den Feinsanden der Walsum-Subformation kann die Gewinnung geothermischer Energie über Brunnsysteme sinnvoll sein. Da die Tone eine Schutzfunktion für die darunterliegenden Sande erfüllen, ist im Falle einer Anlagenplanung besonderes Augenmerk auf die dauerhafte Abdichtung der Ratingen- und Lintfort-Subformation zu legen.

Literatur: INDANS (1958); JANSEN (1991, 1995); SCHNEIDER & THIELE (1965)

3.2.4.2 Grafenberg-Formation (tolgr)

Die Grafenberg-Formation (Horizont 04B im Sinne von SCHNEIDER & THIELE 1965) ist am Westrand des Projektgebietes als jüngstes Schichtglied der tertiärzeitlichen Sedimentabfolge erhalten. Die Formation wird von 15–25 m mächtigen, quartärzeitlichen Lockersedimenten überlagert und tritt nicht an der Geländeoberfläche zutage (s. Abb. 46, S. 93).

Altersstellung: Oligozän, Oberoligozän, Chattium (Horizonte E u. F nach INDANS 1958)

Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Die Gesteine der Grafenberg-Formation bestehen aus grüngrauen, schwach glaukonitischen, schwach kalkigen bis kalkfreien, schwach schluffigen bis schluffigen Feinsanden, in die stellenweise dünne Ton- und Schlufflagen eingeschaltet sind. Lagenweise treten Schillbänke auf, die überwiegend aus Schalen pektinider Muscheln bestehen.

Abgrenzungskriterien: Die Grafenberg-Formation lässt sich lithologisch nur schwer von den liegenden Sedimenten der Lintfort-Subformation (Rupel-Formation) unterscheiden, da die Grenze fließend ist. Mithilfe von GR-Logs lassen sich die Schichten jedoch gut voneinander abgrenzen (s. Beschreibung und Abgrenzung der Rupel-Formation). Die erosive Hangendgrenze gegen die zumeist wesentlich größeren Sedimente des Quartärs ist in der Regel deutlich.

Verbreitung und Mächtigkeit: Die Hangendgrenze der Grafenberg-Formation ist erosiv, weshalb lokal sehr unterschiedliche Mächtigkeiten erhalten sind. Die Maximalmächtigkeit liegt bei 45 m (TK 25: Blatt 4506 Duisburg). Im Blattgebiet 4406 Dinslaken werden höchstens 32 m erreicht.

Referenzprofile: Spülbohrung KBB DU 26 (TK 25: Blatt 4506 Duisburg; BNUM 103912)

Hydrogeologische Klassifizierung: Porengrundwasserleiter mit geringer bis mäßiger Durchlässigkeit

Lagerstättenbewertung: Die Sande der Grafenberg-Formation wurden außerhalb des Projektgebietes in der Niederrheinischen Bucht, dort, wo sie zu Tage treten, bis Mitte des letzten Jahrhunderts als Form- und Gießereisande gewonnen. Im Projektgebiet sind sie aufgrund ihrer weitgehenden Überdeckung durch z. T. mächtige quartärzeitliche Abagerungen aus rohstoffgeologischer Sicht nicht bedeutend.

Geothermische Bewertung: Die Gewinnung geothermischer Energie mittels geschlossener Erdwärmesonden ist möglich. Die Wärmeleitfähigkeit der Grafenberg-Formation liegt bei $2,0 - 3,0 \text{ W}/(\text{m} \cdot \text{K})$.

In der Grafenberg-Formation kann die Gewinnung geothermischer Energie über Brunnensysteme sinnvoll sein.

Literatur: HISS (2013); JANSEN (1991, 1995); SCHNEIDER & THIELE (1965)

3.2.4.3 Oligozän, ungegliedert (tol)

Oligozän, ungegliedert, ist eine darstellungstechnische Zusammenfassung der Kartiereinheiten des Oligozäns für die vereinfachte Präquartär-Karte. Sie enthält für das Projektgebiet die Kartiereinheiten Rupel-Formation mit ihren Subformationen (tolru02, tolru03, tolru03s, tolru04a) und Grafenberg-Formation (tolgr). Beschreibung siehe dort.

Altersstellung: Oligozän, Unter- und Oberoligozän

3.2.4.4 Tertiär, ungegliedert (t)

Tertiär, ungegliedert, ist eine darstellungstechnische Zusammenfassung der Kartiereinheiten des Tertiärs. Ihre Darstellung erfolgt nur in den 25-fach überhöhten Quartär-Schnitten und den nicht überhöhten Schnitten. Sie entspricht für das Projektgebiet der zusammengefassten Einheit Oligozän, ungegliedert, und enthält die Kartiereinheiten Rupel-Formation mit ihren Subformationen (tolru02, tolru03, tolru03s, tolru04a) und Grafenberg-Formation (tolgr). Beschreibung siehe dort.

Altersstellung: Oligozän, Unter- und Oberoligozän

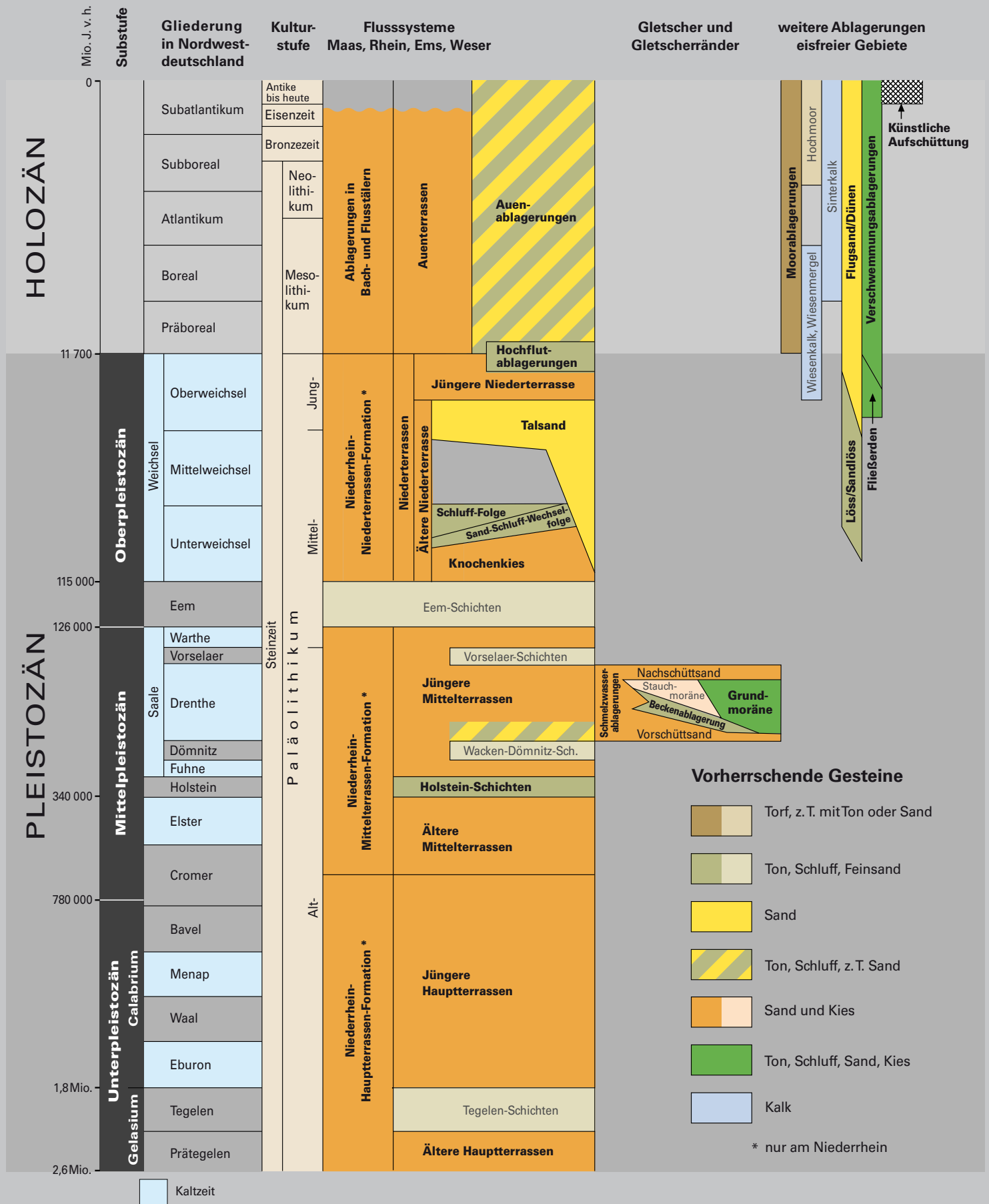


Abb. 48
 Stratigraphische Gliederung des Quartärs in Nordrhein-Westfalen.
 Die blass dargestellten Schichteinheiten kommen im Projektgebiet
 nicht vor (verändert nach Geologischer Dienst NRW 2016).

3.3 Deckschichten (Quartär)

H. HOPP, A. LENZ, G. SCHOLLMAYER, K. STEUERWALD

Deckschichten des Quartärs finden sich in lückenhafter Verbreitung als Überlagerung auf allen Gesteinen des gefalteten paläozoischen Gebirges und des Deckgebirges. Oft sind sie nur wenige Dezimeter bis wenige Meter mächtig, mitunter fehlen sie auch. Nur im Rheintal und an wenigen anderen Stellen können sie auch mehrere Zehnermeter mächtig sein. Neben Ablagerungen der Flüsse, insbesondere Rhein, Ruhr und Lippe, sind Eis- und Schmelzwasserablagerungen sowie Windablagerungen und untergeordnet Moorbildungen vorhanden. Künstliche Veränderungen wie Aufschüttungen spielen in dem hoch industrialisierten Ballungsraum eine große Rolle. Die stratigraphische Stellung der Kartiereinheiten innerhalb der nordrhein-westfälischen Quartär-Schichtenfolgen zeigt Abbildung 48.

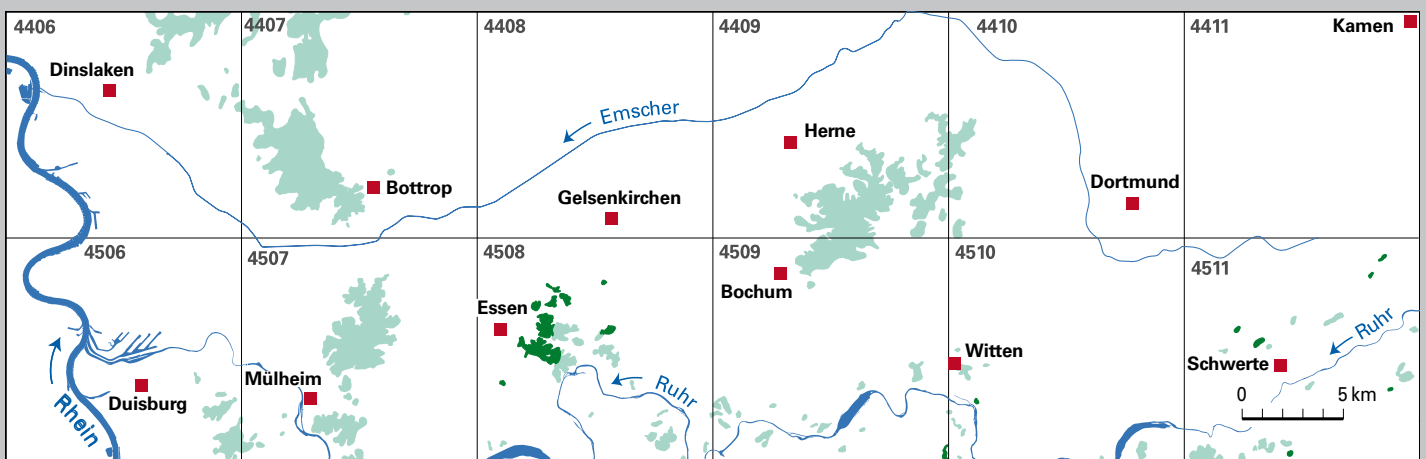
3.3.1 Hauptterrassen

Die Älteren und Jüngeren Hauptterrassen mit den im Projektgebiet nicht nachgewiesenen Tegelen-Schichten werden mit der für den Niederrhein definierten Niederrhein-Hauptterrassen-Formation (SCHOLLMAYER 2014a) parallelisiert. Die exakte stratigraphische Stellung der Älteren und Jüngeren Hauptterrassen ist noch immer in der Diskussion. Der Geologische Dienst NRW folgt der Gliederung nach KLOSTERMANN (1992).

3.3.1.1 Ältere Hauptterrassen (qhta)

Entlang des Ruhrtales wird das Landschaftsbild von mehreren Talstufen und deren Einebnungsflächen bestimmt. Diese Flächen erscheinen in den Gebieten der TK 25: Blatt 4508 Essen, 4509 Bochum, 4510 Witten und 4511 Schwerte in unterschiedlichen Höhenlagen mit umgelagerten Deckschichten aus Löss und Fließerden (Abb. 49). An ihrer Basis treten Geröllhorizonte auf, sodass sie zumeist als Terrassenreste ehemaliger Flusstalniveaus gedeutet werden können. Je nach Höhenlage ihrer Basisflächen und dem Abstand zur heutigen Talauie werden die Aufschotterungszyklen der Ruhr und ihrer Nebenflüsse weiter untergliedert. Zu den Älteren Hauptterrassen zählen die Schottervorkommen der Hösel- und Drüfel-Terrasse aus dem ältesten Pleistozän (vgl. z. B. JANSEN 1980).

Altersstellung: Pleistozän, Unterpleistozän, Prätegelen



■ Verbreitung der Jüngeren Hauptterrassen (qhtj)
■ Verbreitung der Älteren Hauptterrassen (qhta)

4406 Nummer der Topographischen Karte 1 : 25 000

Abb. 49

Verbreitung der Älteren und Jüngeren Hauptterrassen

Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Die braunen bis graubraunen Schotterablagerungen (Höhenschotter) auf einigen hoch über dem heutigen Talboden der Ruhr gelegenen Verebnungsflächen bestehen überwiegend aus sandigen Fein- bis Grobkiesen mit wechselndem Schluff- und Tongehalt; durch Löss einschwemmung sind sie häufig verlehmt. Hauptgeröllkomponenten sind Quarzite, Quarze (häufig weiße Gangquarze), Sandsteine, Grauwacken und dunkle Kieselschiefer bzw. Lydite. Im Schwermineralspektrum dominieren die stabilen Minerale Turmalin und Zirkon. Daneben finden sich Rutil, Granat und grüne Hornblende. Liefergebiet ist das Rheinische Schiefergebirge.

Abgrenzungskriterien: Die Abgrenzung der Älteren Hauptterrassen erfolgt durch Relief und Höhenlage. Meist bilden sie lokale Verebnungsflächen. Das Hangende bilden Lösslehmdecken. Im Liegenden folgen Ton-, Schluff- und Sandsteine des Karbons bzw. Sand- und Tonmergelsteine der Oberkreide.

Die Unterkante der Terrassenreste liegt östlich des Essener Stadtkerns im Bereich Essen-Huttrop/-Frillendorf bis zum Mechtenberg (Städtedreieck Essen – Gelsenkirchen – Bochum-Wattenscheid) bei etwa +100 m NHN. Im Blattgebiet 4510 Witten liegt die Unterkante der Älteren Hauptterrassen am Hohenstein, östlich der Ruhr, bei +130 m NHN, also 45–50 m über der heutigen Talau. Westlich des Ruhrtals sind bei Wengern (TK 25: Blatt 4509 Bochum) Reste einer Älteren Hauptterrasse in der Höhe von +165 m NHN erhalten. Im Blattgebiet 4511 Schwerte treten Reste der Älteren Hauptterrassen nur vereinzelt und kleinflächig auf. Nordwestlich der Ruhr, im Bereich der Straße „Am Drüfel“ (Schwerte), ist eine dünne Geröllbestreuung mit Quarziten, Milchquarzen, Kieselschiefern sowie Sand- und Tonsteinen des Oberkarbons, die als Hauptterrasse rest gedeutet werden, unter Fließerden erhalten. An der Schwertener Lokalität „Im Spiek“, am südlichen Blattgebietsrand, liegen unter umgelagertem Löss verlehnte Kiese mit zahlreichen Gesteinsbruchstücken. Unterlagert werden die Terrassenreste von Sand-, Ton- und Schluffsteinen des Oberkarbons (Hagen- und Untere Sprockhövel-Formation, Namurium B – C).

Mächtigkeit: Reste der Älteren Hauptterrassen sind in der Regel nur wenige Dezimeter bis 1,5 m mächtig. Nur im Bereich Essen-Huttrop/-Frillendorf sind sie etwas großflächiger verbreitet und erreichen dort Mächtigkeiten von 4–5 m.

Referenzprofile: Kleinbohrungen für Baugrunduntersuchungen 4508/323 (TK 25: Blatt 4508 Essen; BNUM 112888), 4511/BS 2 (TK 25: Blatt 4511 Schwerte; BNUM 283563), Kartierbohrung 4511/3004 (TK 25: Blatt 4511 Schwerte; BNUM 277202)

Hydrogeologische Klassifizierung: Porengrundwasserleiter mit mittlerer Durchlässigkeit, gering mächtig, aufgrund der Höhenlage nicht durchgehend grundwasserführend

Lagerstättenbewertung: Die Älteren Hauptterrassen der Ruhr sind aus rohstoffgeologischer Sicht im Projektgebiet nicht bedeutend.

Geothermische Bewertung: Aufgrund der geringen Mächtigkeiten haben die Älteren Hauptterrassen im Projektgebiet unter geothermischen Gesichtspunkten in der Regel keine Bedeutung.

Literatur: JANSEN (1980); KLOSTERMANN (1992); PIEPER (1990); STEHN (1988)

3.3.1.2 Jüngere Hauptterrassen (qhtj)

Die Jüngeren Hauptterrassen als oberer Teil der Niederrhein-Hauptterrassen-Formation (SCHOLLMAYER 2014a) wurden vom Rhein aufgeschüttet und mit entsprechenden Ablagerungen der Ruhr parallelisiert. Sie besitzen eine weitaus größere Verbreitung als die Älteren Hauptterrassen. Zu ihnen zählen die zahlreichen, beiderseits des heutigen Ruhrtals durch Kiesvorkommen nachgewiesenen kleineren Terrassenflächen, die sogenannten Castroper Höhenschotter im Norden von Bochum und in Castrop-Rauxel sowie die ausgedehnten Vorkommen zwischen Mülheim an der Ruhr und Bottrop-Kirchhellen (s. Abb. 49).

Altersstellung: Pleistozän, Unter- bis Mittelpleistozän, Eburon bis Cromer

Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Überwiegend vom Rhein aufgeschüttete Jüngere Hauptterrassen sind am Ostrand der Niederrheinischen Bucht verbreitet. Ihr petrographisches Spektrum zeigt Mischungen aus Sand und Kies, meist mit höherem Sand- und etwas geringerem Kiesanteil. Bei den Kiesen fällt ein hoher Quarzgehalt auf. Vereinzelt Feuersteingerölle („Maaseier“) und Kieseloolithe sind typische Leitgerölle des Rheins, die in den Ruhrterrassen fehlen. Im Schwermineralspektrum ist der Epidot-Anteil deutlich erhöht. Nördlich von Oberhausen-Osterfeld treten am Donnerberg Terrassenflächen auf, deren Geröll- wie Schwermineralspektren eindeutig vom Einzugsgebiet der Ruhr stammen. Dort gehen Terrassenablagerungen des Rheins in die der Ruhr über (Abb. 50). Auch bei Mülheim-Speldorf (TK 25: Blatt 4507 Mülheim an der Ruhr) weisen stellenweise stark schwankende Quarzgehalte und hohe Anteile der stabilen Schwerminerale (Turmalin, Zirkon, Rutil) auf lokal bedingte Schüttungen der Ruhr hin.

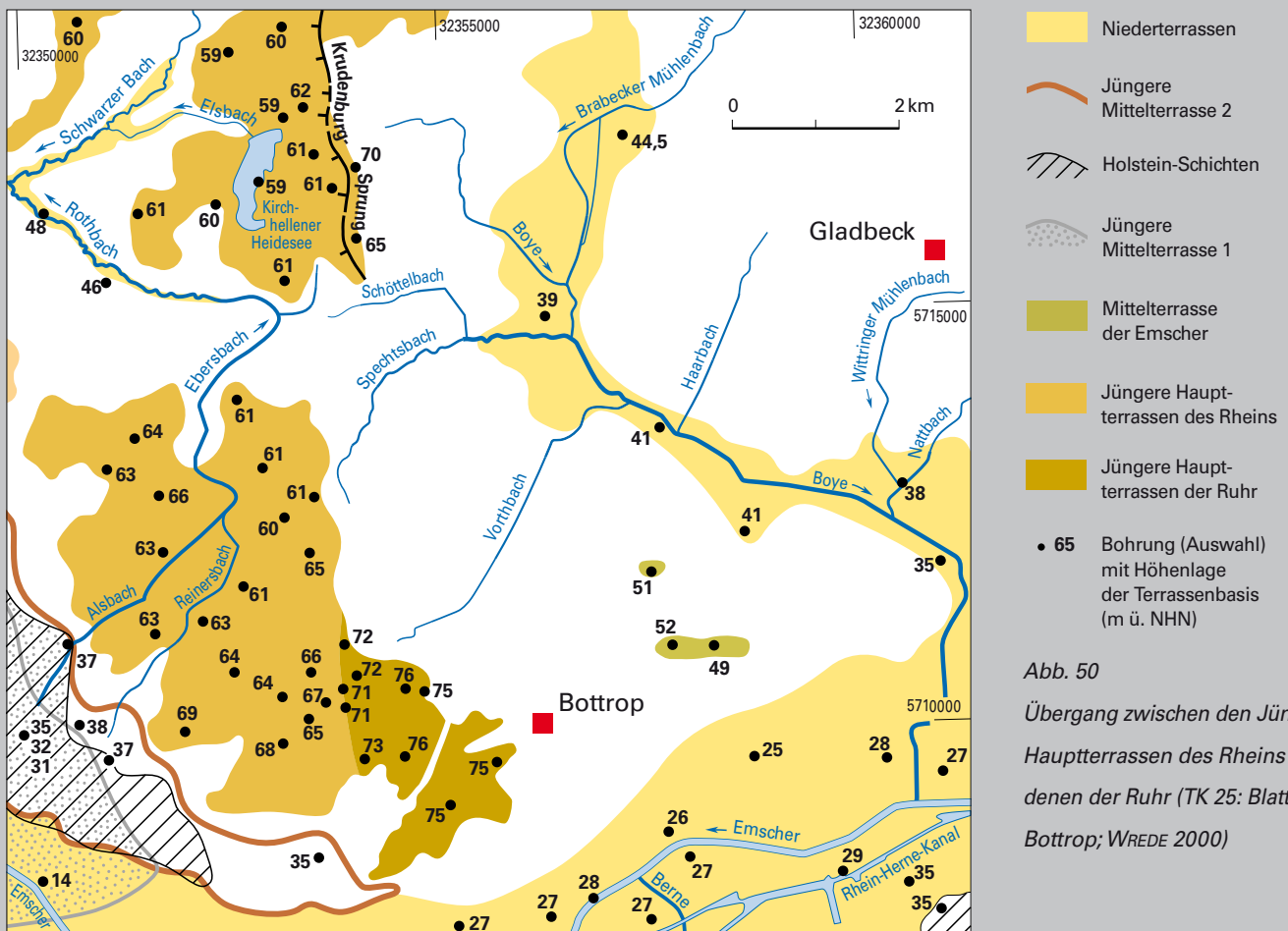


Abb. 50
Übergang zwischen den Jüngeren Hauptterrassen des Rheins und denen der Ruhr (TK 25: Blatt 4407 Bottrop; WREDE 2000)



Abb. 51
Eiskeilstrukturen in den Jüngeren Hauptterrassen des Rheins in der Sand- und Kiesgrube Spickermann bei Bottrop-Kirchhellen

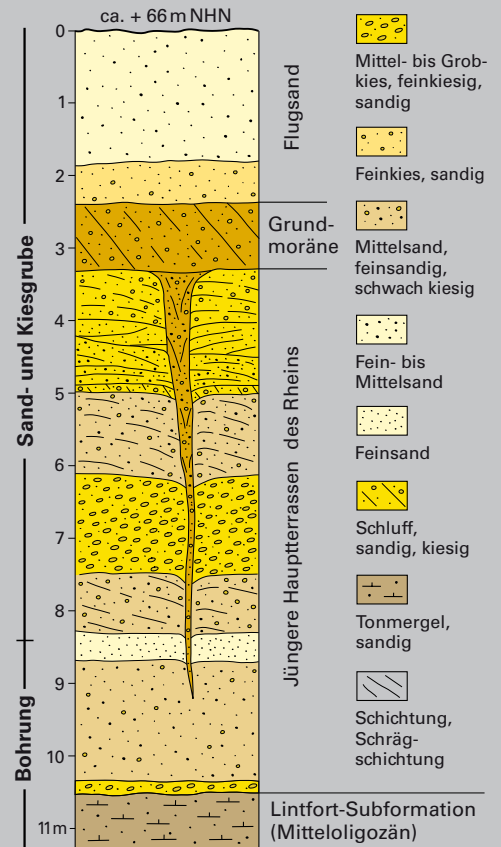


Abb. 52
Jüngere Hauptterrassen des Rheins in der Sand- und Kiesgrube Spickermann bei Bottrop-Kirchhellen (WREDE 2000)

Graubraune, sandige, schwach schluffig-tonige Mittel- bis Grobkiese, stellenweise mit Sand-, Schluff- und Tonsteingeröllen, kennzeichnen die auch als Castroper Höhenschotter bezeichneten Terrassensedimente auf Verebnungsflächen zwischen Ruhr- und Emschertal in den Gebieten der TK 25: Blatt 4409 Herne, 4509 Bochum und 4410 Dortmund. Ihr Schotterspektrum zeigt überwiegend Quarzite und quarzitisches Sandsteine, untergeordnet Kieselschiefer und Gangquarze, die über die Ruhr aus dem Rheinischen Schiefergebirge geliefert wurden. Das Vorherrschen der stabilen Minerale (Zirkon, Rutil, Turmalin) neben Anteilen von Epidot und untergeordnet Granat bestimmt das Schwermineralspektrum. Ähnlich sind auch die Sedimente auf den kleineren Terrassenflächen beiderseits des Ruhrtals beschaffen.

Abgrenzungskriterien: Jüngere Hauptterrassen lagern in Verebnungsflächen direkt auf älteren Schichten des Tertiärs, der Kreide oder des Karbons. Im westlichen Ruhrgebiet werden sie teilweise von Grundmoräne, pleistozänen bis holozänen Flugsanden oder Fließerden überdeckt. Im Norden von Bochum und bei Castrop-Rauxel liegt auf den Terrassensedimenten mehrere Meter mächtiger Löss der Saale- und Weichsel-Zeit. Kleinere Terrassenflächen an der Ruhr (z. B. bei Garenfeld im Gebiet der TK 25: Blatt 4511 Schwerte) werden meist von Fließerden aus Lösslehm überdeckt.

Laterale Änderungen der Schichtenfolge, Besonderheiten: Die nördlich vom Kirchhellener Heidesee gelegene Sand- und Kiesgrube Spickermann (TK 25: Blatt 4407 Bottrop) zeigte in Aufschlusswänden eine Dreigliederung der Sand-Kies-Folgen mit charakteristischen Schrägschichtungsstrukturen und Erosionsdiskordanzen zu Rinnenkörpern mit deren linsenartig eingeschalteten graugrünen, tonigen Schlufflagen. Die kiesigen Horizonte sind oftmals durch Eisen- und Manganausfällungen in rostrot-schwarze Oxidationsbänder zerlegt. Im hangenden Teil der Terrassenabfolge wurden mitunter Eiskeile aufgeschlossen, die von der überlagernden Grundmoräne gekappt wurden, zur Tiefe hin jedoch flexurartig häufig bis unter die Grubensohle reichten (Abb. 51 u. 52).

Mächtigkeit: Im Blattgebiet 4406 Dinslaken und im Westteil des Blattgebietes 4407 Bottrop erreichen die Jüngeren Hauptterrassen des Rheins Mächtigkeiten zwischen 0,5 und 8 m. Im Bereich des Duisburger Stadtwaldes und im Speldorfer Wald (TK 25: Blatt 4506 Duisburg u. 4507 Mülheim an der Ruhr) sind sie in mehreren Erosionsflächen mit durchschnittlich 2 – 6 m Mächtigkeit erhalten. Die Unterkante der Jüngeren Hauptterrassen liegt dort bei +77 bis +79 m NHN und fällt zum nördlich gelegenen Terrassenrest auf dem Kaiserberg auf +74 m NHN ab.

Für die Jüngeren Hauptterrassen im Norden von Bochum (Castroper Höhenschotter) ergaben Bohrungen im Bereich Bochum-Kornharpen Kiesmächtigkeiten von ca. 5 m. Die Unterkante der Terrassen liegt in diesem Raum bei +110 m NHN. Nach Norden steigt die Basis zunächst auf über +115 m NHN an, um dann im Raum Castrop-Rauxel (TK 25: Blatt 4409 Herne) wieder auf +110 m abzufallen. Dort erreichen die Jüngeren Hauptterrassen Mächtigkeiten von 0,5 – 6 m.

Referenzprofile: Kartierbohrungen 4406/3026 (TK 25: Blatt 4406 Dinslaken; BNUM 293239), 4407/3022 (TK 25: Blatt 4407 Bottrop; BNUM 286679), 4407/3017 (TK 25: Blatt 4407 Bottrop; BNUM 286395), 4409/3020 (TK 25: Blatt 4409 Herne; BNUM 281050), 4506/3004 (TK 25: Blatt 4506 Duisburg; BNUM 295793), 4509/153 (TK 25: Blatt 4509 Bochum; BNUM 288099), 4509/VB 1 (TK 25: Blatt 4509 Bochum; BNUM 278751), 4511/3171 (TK 25: Blatt 4511 Schwerte; BNUM 284263), 4511/3048 (TK 25: Blatt 4511 Schwerte; BNUM 277802)

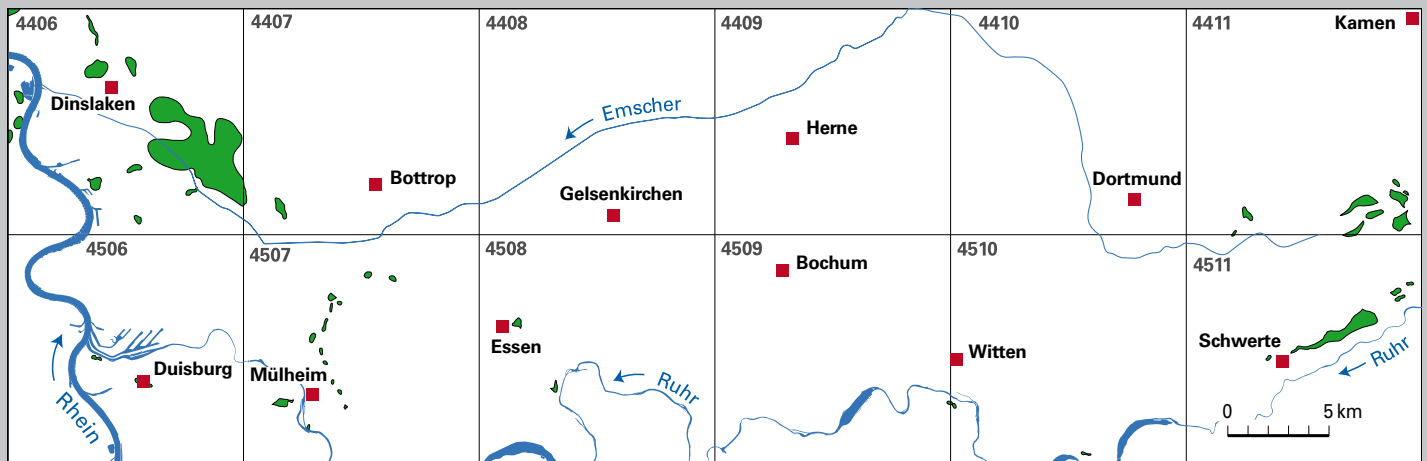
Hydrogeologische Klassifizierung: Porengrundwasserleiter mit mittlerer bis hoher Durchlässigkeit

Lagerstättenbewertung: Die Ablagerungen des Rheins stellen für NRW eine bedeutende Kies-/Kies-sand-Lagerstätte dar, hierzu zählen auch die Ablagerungen der Jüngeren Hauptterrassen innerhalb des Projektgebietes. Die Kiese und Sande finden ihre Verwendung in der Bauindustrie.

Geothermische Bewertung: Die Jüngeren Hauptterrassen können bei ausreichender Mächtigkeit mittels geothermischer Brunnensysteme genutzt werden.

Die Erschließung der Jüngeren Hauptterrassen mittels geschlossener Erdwärmesonden ist bei Wassersättigung mit einer Wärmeleitfähigkeit von 2,0 – 3,0 W/(m · K) gut möglich. Starker Grundwasserfluss erhöht die geothermische Entzugsleistung.

Literatur: JANSEN (1980); PIEPER (1990); SCHOLLMAYER (2014a); STEHN (1988); WREDE (2000)



Verbreitung der Älteren Mittelterrassen (qmta)

4406 Nummer der Topographischen Karte 1 : 25 000

Abb. 53

Verbreitung der Älteren Mittelterrassen

3.3.2 Mittelterrassen

Die Älteren und Jüngeren Mittelterrassen im Projektgebiet werden mit den zwischengeschalteten Holstein-Schichten mit der für den Niederrhein definierten Niederrhein-Mittelterrassen-Formation parallelisiert (SCHOLLMAYER 2014b).

3.3.2.1 Ältere Mittelterrassen (qmta)

Während der Elster- und der Cromer-Zeit wurden die Älteren Mittelterrassen als fluviatile Schotter im Rhein-, Ruhr- und Emscher-Einzugsgebiet abgelagert (Abb. 53). Östlich des Rheintals sind sie lokal verbreitet. Ihre Basis ist rinnenförmig in die Sedimente des Tertiärs, der Oberkreide und des Oberkarbons eingeschnitten.

Längs des Ruhrtals zwischen Mülheim und Schwerte wurden kleinflächige Terrassenreste erbohrt. Ursprünglich vorhandene Geländekanten sind durch Lössfließerden nahezu vollständig ausgeglichen worden. Zur Zeit der Ablagerung der Älteren Mittelterrassen folgte die Ruhr im Raum Bochum – Witten einem im Altpleistozän angelegten Mäander nordwärts, bog bei Bochum-Langendreer nach Westen ab und verlief im heutigen Oelbachtal weiter südlich zurück zum heutigen Ruhrtal. Auf den Verebnungsflächen der leicht verwitterbaren Kreide-Mergel konnte sie weitflächiger aufschottern als in den widerstandsfähigen, quarzitären Sandsteinen des Ruhrkarbons im Engtal. Der östliche Teil dieser Ruhrschleife ist später durch Schmelzwässer des Drenthe-Eisvorstoßes (Saale-Zeit) fast völlig erodiert und durch Schmelzwasserablagerungen ersetzt worden (JANSEN 1980; KASIELKE 2018; STEHN 1988).

Am Ostrand des Projektgebietes sind im Bereich der TK 25: Blatt 4411 Kamen Reste eines ehemals zusammenhängenden Schotterkörpers der „Ur-Emscher“ erhalten.

Altersstellung: Pleistozän, Mittelpleistozän, Cromer und Elster

Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Die Älteren Mittelterrassen im Gebiet der TK 25: Blatt 4406 Dinslaken bestehen aus grauen, sandigen Mittel- bis Grobkiesen, stellenweise mit Steinen und geringen Schluff- und Tongehalten. Die Geröllzusammensetzung mit hohem Anteil von

Quarzit, quarzitischem Sandstein und Kieselschiefer (Lydit) entspricht dem typischen Ruhrschotterpektrum. Leitgerölle des Rheins wie Buntsandstein, Eisenkiesel oder Feuersteingerölle fehlen. Der niedrige Anteil an vulkanischen Schwermineralen (Klinopyroxen) spricht ebenfalls für eine Aufschotterung durch die Ruhr. Ähnliche Zusammensetzungen finden sich auch in den kleinen Terrassenflächen entlang der Ruhr.

Im Südostteil der TK 25: Blatt 4411 Kamen sind die Ablagerungen der „Ur-Emscher“ meist kalkhaltige, braungraue bis ockerfarbene, sandige, schwach schluffig-tonige Kiese. Neben Geröllen aus Kalk- und Sandmergelstein der Kreide treten untergeordnet auch meist stark verwitterte Ton-, Schluff- und Sandsteine des Karbons auf.

Abgrenzungskriterien: Ablagerungen der Älteren Mittelterrassen lagern über sandigen Schluffen, Tonen und Feinsanden des Tertiärs (TK 25: Blatt 4406 Dinslaken), über Sandmergel- und Mergelsteinen der Oberkreide (z. B. TK 25: Blatt 4507 Mülheim an der Ruhr) oder über zersetzten Ton- und Schluffsteinen der Ziegelschiefer- bzw. Hagen-Formation des Karbons (TK 25: Blatt 4511 Schwerte).

Im Raum Oberhausen-Sterkrade, wo die warmzeitlichen, feinklastischen Holstein-Schichten verbreitet sind, überlagern diese die Älteren Mittelterrassen. Sonst überdecken meist sandig-schluffige Fließerden die Terrassensedimente.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Älteren Mittelterrassen beträgt im Blattgebiet 4406 Dinslaken ca. 0,5 bis 8 m. Die wenigen kleinen Terrassenreste im Stadtgebiet von Mülheim sowie am rechten Ruhrtalrand bei Essen-Rellinghausen sind bis zu 8 m mächtig. Die Basis dieser sandigen Kiese mit wechselndem Schluffanteil liegt zwischen +63 und +65 m NHN.

Im Talursprung der Emscher südwestlich von Unna (Bereich Massener Heide und Holzwickede, TK 25: Blatt 4411 Kamen, sowie in Dortmund-Schüren) sind Terrassenablagerungen meist weniger als 2 m, stellenweise aber auch bis zu 5 m mächtig.

Referenzprofile: Kartierbohrungen 4406/DI 35 (TK 25: Blatt 4406 Dinslaken; BNUM 80126), 4406/DI 28 (TK 25: Blatt 4406 Dinslaken; BNUM 81452), 4411/3134 (TK 25: Blatt 4411 Kamen; BNUM 275984), 4511/3032 (TK 25: Blatt 4511 Schwerte; BNUM 277194)

Hydrogeologische Klassifizierung: Porengrundwasserleiter mit hoher Durchlässigkeit

Lagerstättenbewertung: Die Ablagerungen des Rheins stellen insgesamt für NRW eine bedeutende Kies-/Kiessand-Lagerstätte dar, hierzu zählen auch die Ablagerungen der Älteren Mittelterrassen innerhalb des Projektgebietes. Die Kiese und Sande finden ihre Verwendung in der Bauindustrie.

Geothermische Bewertung: Die Älteren Mittelterrassen können bei ausreichender Mächtigkeit mittels geothermischer Brunnensysteme genutzt werden.

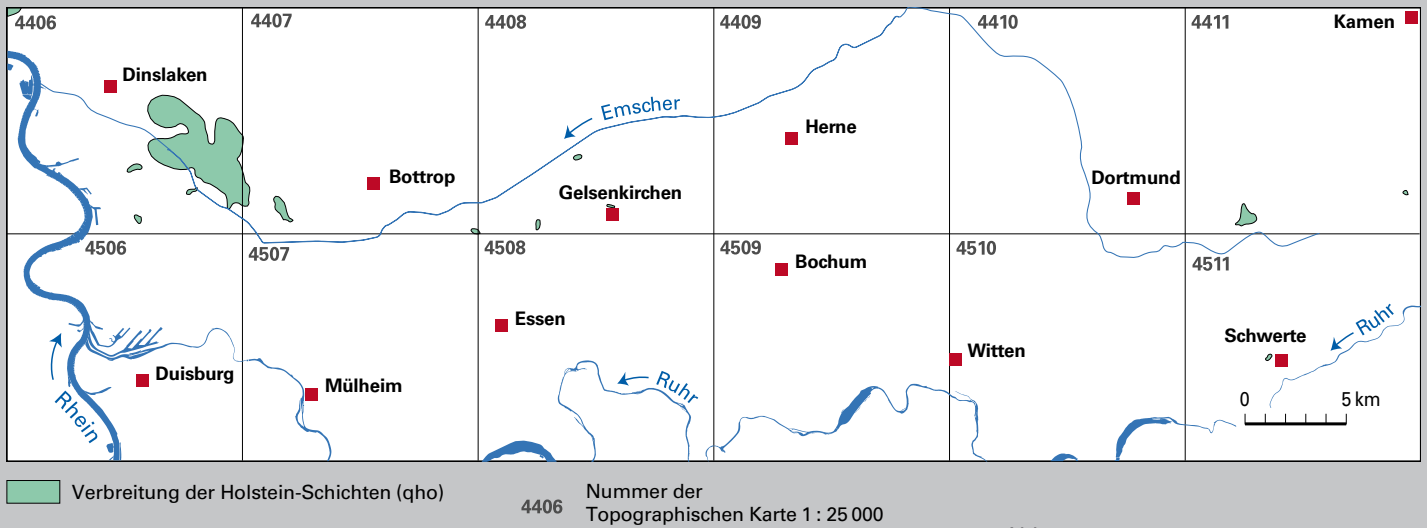


Abb. 54

Verbreitung der Holstein-Schichten

Die Erschließung der Älteren Mittelterrassen mittels geschlossener Erdwärmesonden ist bei Wassersättigung mit einer Wärmeleitfähigkeit von $2,0 - 3,0 \text{ W}/(\text{m} \cdot \text{K})$ gut möglich. Starker Grundwasserfluss erhöht die geothermische Entzugsleistung.

Literatur: JANSEN (1980, 1991, 1995); KASIELKE (2008); KLOSTERMANN (1985); Schollmayer (2014b); STEHN (1988)

3.3.2.2 Holstein-Schichten (qho)

Zwischen Dinslaken-Hiesfeld und Oberhausen-Sterkrade (TK 25: Blatt 4406 Dinslaken u. 4407 Bottrop; Abb. 54) sind in die Sande und Kiese der Mittelterrassen oftmals feinklastische Sedimente als Ton- und Schluffhorizonte mit humosen und torfigen Partien eingeschaltet. Als limnisch-terrestrische Ablagerungen werden sie aufgrund ihrer Pollenführung der Holstein-Zeit zugeordnet.

Ältere Bezeichnungen: Sterkrade-Schichten (JANSEN 1995)

Altersstellung: Pleistozän, Mittelpleistozän, Holstein

Abb. 55
Ausschnitt aus der
kartierbegleitenden
Rammkernbohrung
DI 32 Hühnerheide
(TK 25: Blatt 4406
Dinslaken;
BNUM 80201)



Abb. 56

Holstein-Schichten im Aufschluss Regenrückhaltebecken Liedbachtalbrücke der Autobahn A1 (TK 25: Blatt 4411 Kamen)



Altersdatierungen erfolgen mittels $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -Daten sowie durch pollenanalytische Untersuchungen (LITT et al. 2007). Pollenanalysen zeigen ein Vegetationsbild, das vorwiegend durch Nadelhölzer bestimmt war. Für den basalen Teil der Holstein-Zeit sind hohe Tannenanteile kennzeichnend.

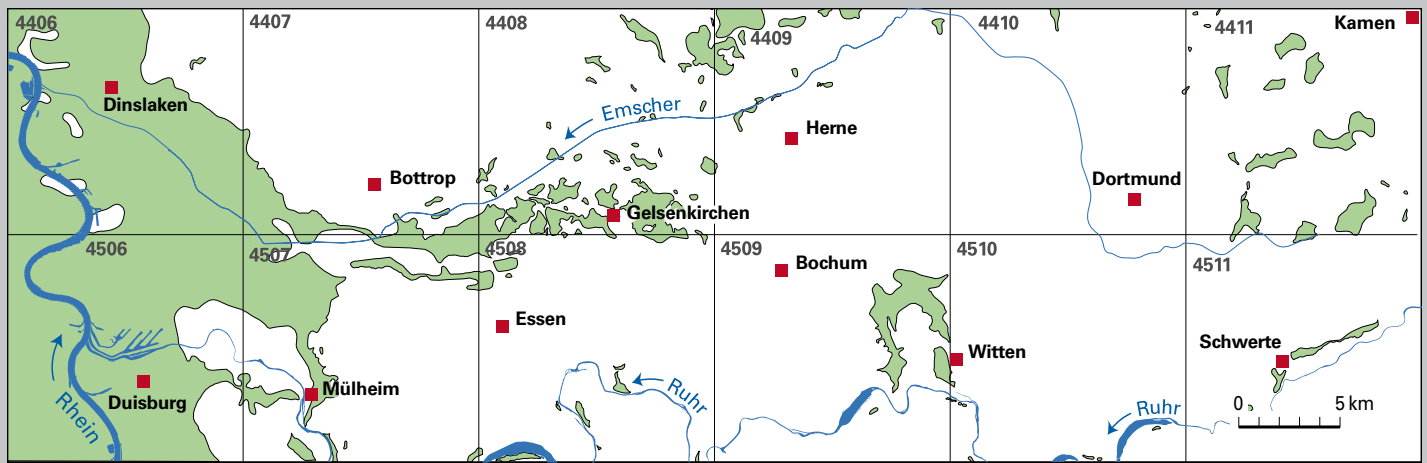
Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Im Referenzprofil der Rammkernbohrung DI 32 (BNUM 80201) in Dinslaken (Hühnerheide) sind unterhalb der Sande und Kiese der Jüngeren Mittelterrassen vorwiegend grünlich graue, schluffige Tone bis feinsandig-tonige Schluffe erbohrt (Abb. 55). Die tonigen Lagen sind häufig von dunkelbraunen, humosen Schlieren und Bändern durchsetzt. Stellenweise treten eingeschaltete Pflanzen- und Holzreste sowie dünne Torflagen auf. In die schluffig-tonigen Schichten sind dünne Fein- bis Mittelsandlagen eingeschaltet und vereinzelt Kiese mit eingearbeitet. Das Schwermineralspektrum zeigt eine Vormacht der stabilen Minerale (Zirkon, Rutil) von 50 – 80 %, der Epidot-Anteil liegt bei rund 30 %, Granat ist mit bis zu 24 % vertreten, während Klinopyroxen lediglich mit 1 – 2 % auftritt.

Abgrenzungskriterien: Im Liegenden der Holstein-Schichten markieren kiesig-sandige Schotter den Übergang zu den Älteren Mittelterrassen der Elster- und Cromer-Zeit. Im Hangenden der humosen Schluffe und Tone mit Torflagen folgen Sande und Kiese der Jüngeren Mittelterrassen, die bereits in die Saale-Zeit gehören.

Laterale Änderungen der Schichtenfolge, Besonderheiten: Nach den Ergebnissen der sedimentpetrographischen Untersuchungen, insbesondere aufgrund von Schwermineralspektren, sind die im Raum Oberhausen-Sterkrade erbohrten Holstein-Schichten weder vom Rhein noch von der Ruhr, sondern durch die Emscher abgelagert worden (WREDE 2000).

Weiter emscheraufwärts treten bei Essen-Vogelheim (TK 25: Blatt 4408 Gelsenkirchen) kleinflächig lithologisch ähnliche Sedimente auf. Durch eine Kiefern-Erlen-Dominanz wurde pollenanalytisch ein holsteinzeitliches Alter nachgewiesen. Auch das Schwermineralspektrum mit einer Dominanz stabiler Minerale und dem fast vollständigen Fehlen von Klinopyroxen entspricht genau dem im Raum Dinslaken – Oberhausen.

Zwei kleine Vorkommen von Holstein-Schichten sind im Bereich der Liedbachtalbrücke der Autobahn A1, südwestlich Unna (TK 25: Blatt 4411 Kamen; Abb. 56), und am Westfalendamm in Dortmund-Schüren an der Nordflanke des Emschertals (TK 25: Blatt 4410 Dortmund; in Abb. 56 nicht darstellbar) angetroffen worden. Braungraue bis schwarzbraune, tonige Schluffe, oft humos mit torfigen Lagen, meist kalkhaltig und gelegentlich mit Molluskenschalenresten, sind dort um die 3 m bzw. 5 m mächtig.



Verbreitung der Jüngerer Mittelterrassen (qmtj)

4406 Nummer der Topographischen Karte 1 : 25 000

Abb. 57

Verbreitung der Jüngerer Mittelterrassen

Mächtigkeit: Die Holstein-Schichten weisen im Raum Dinslaken-Hiesfeld und Oberhausen-Sterkrade eine mittlere Mächtigkeit von 2 – 4 m auf, stellenweise erreichen sie auch bis 8 m.

Referenzprofile: kartierbegleitende Rammkernbohrung RKB DI 32, Dinslaken-Hühnerheide (TK 25: Blatt 4406 Dinslaken; BNUM 80201), kartierbegleitende Kleinbohrungen 4406/3034 (TK 25: Blatt 4406 Dinslaken; BNUM 293802) und 4411/3134 (TK 25: Blatt 4411 Kamen; BNUM 275984)

Hydrogeologische Klassifizierung: Porengrundwasserleiter mit sehr geringer bis geringer Durchlässigkeit

Lagerstättenbewertung: Die Ablagerungen der Holstein-Schichten haben innerhalb des Projektgebietes aus rohstoffgeologischer Sicht keine Bedeutung.

Geothermische Bewertung: Die Gewinnung geothermischer Energie spielt aufgrund der geringen Mächtigkeit der Holstein-Schichten im Projektgebiet keine Rolle. Jedoch haben sie eine wichtige Schutzfunktion für die liegenden Schichten. Beim Durchörtern der Holstein-Schichten sind daher besondere Maßnahmen zur Abdichtung notwendig.

Literatur: JANSEN (1995); KLOSTERMANN (1992); LITT et al. (2007); Schollmayer (2014b); WREDE (2000)

3.3.2.3 Jüngere Mittelterrassen (qmtj)

Die Jüngeren Mittelterrassen wurden vor dem Vordringen des skandinavischen Inlandeises bis an den Niederrhein und ins Ruhrgebiet abgelagert. Zumindest am Niederrhein dauerte die Aufschüttung der Jüngeren Mittelterrassen noch an, bis die Eismassen das Gebiet erreichten. Die Sedimente der Jüngeren Mittelterrassen verzahnen sich stellenweise mit den Eisablagerungen und ihre Aufschüttung hielt auch während des Abtauens des Eises noch an. Daher können jüngste Teile der Jüngeren Mittelterrassen noch nach den drenthezeitlichen Eisvorstößen abgelagert worden sein. Eindeutig dem Warthe-Stadium zuzuordnende Ablagerungen einer entsprechenden Jüngeren Mittelterrasse sind nicht bekannt, können sich aber in Schüttungskörpern verbergen, die in der vorliegenden Kartierung den Schmelzwasserablagerungen oder den Niederterrassen zugerechnet werden.

Ablagerungen der Jüngeren Mittelterrassen sind insbesondere im Westen flächendeckend in der Rheinebene unter den Niederterrassen, aber darüber hinaus auch im übrigen Projektgebiet in größeren Arealen verbreitet (Abb. 57).

Teilweise wurden die fluviatilen Sedimente später von Schmelzwasserablagerungen des vorrückenden saalezeitlichen Inlandeises erodiert oder umgelagert, vielfach von Grundmoränen überlagert oder gebietsweise von äolischen Sedimenten wie Flugsand, Sandlöss oder Löss überweht.

Altersstellung: Pleistozän, Mittelpleistozän, Saale, Fuhne bis Warthe

Die Jüngeren Mittelterrassen sind im Idealfall durch holsteinzeitliche, limnisch-terrestrische Sedimente im Liegenden und durch die im Hangenden folgende Grundmoräne des Drenthe-Eises zeitlich einzuordnen.

Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Die Jüngeren Mittelterrassen des Rheins bestehen aus Sand und Kies in wechselnden Anteilen. In sandige Kieshorizonte schalten sich Mittel- bis Grobsandlagen ein. Ein Beispiel für den Schichtenaufbau zeigt Abbildung 58. Gegenüber älteren Terrassen können in höheren Profiltteilen im Geröllspektrum erstmals nordische Kristallingerölle (Geschiebe) auftreten. Sie wurden durch das skandinavische Inlandeis bis an den Niederrhein transportiert und nach dem Abschmelzen der Gletscher vom Rhein wieder aufgearbeitet. Die Geröllspektren und z. T. deutlich erhöhte Anteile von stabilen Schwermineralen belegen gebietsweise einen starken Einfluss der Ruhr im Süden und der Emscher im Norden des Projektgebietes. Solche Durchmischungen der Rheinablagerungen mit denen der Nebenflüsse sind im Raum Duisburg auffallend und reichen z. T. bis in den Raum Dinslaken-Voerde.



Abb. 58

Schichtenaufbau einer Jüngeren Mittelterrasse des Rheins über Rupel-Formation (Lintfort-Subformation) des Tertiärs. Ausschnitt aus der Bohrung DU 21 A Duisburg-Wanheimerort (TK 25: Blatt 4506 Duisburg; BNUM 105257)

Die Jüngeren Mittelterrassen des Rheins können in der Kernbohrung DI 32 (Dinslaken-Hühnerheide; BNUM 80201) lithologisch in zwei Abschnitte untergliedert werden. Eine Wechsellagerung aus feingeschichteten Fein- bis Mittelsanden und schwach tonigen Schluffen tritt im oberen Teil auf. Darunter folgen sandige Kiese mit Einschaltungen von schräg geschichteten Feinsand- und Schlufflagen, deren Basis mit einer Mittel- bis Grobkieslage abschließt.

Die Jüngeren Mittelterrassen der Emscher bestehen aus grüngrauen, feinsandigen, schwach tonigen Schluffen und schluffigen Fein- bis Mittelsanden, die teilweise schwach kalkhaltig sind. Durch südliche Nebenflüsse wurden teilweise grobkörnige, umgelagerte Sedimente älterer Ruhrterrassen herangeführt. Stellenweise sind auch humose Schluffe mit höherem Tonanteil, vereinzelt mit schluffigen Feinsandeinlagerungen, enthalten, die auf Schwemmlössablagerungen zurückgehen. Sie können dem Oberen Schneckensand des zentralen und östlichen Münsterlandes gleichgestellt werden.

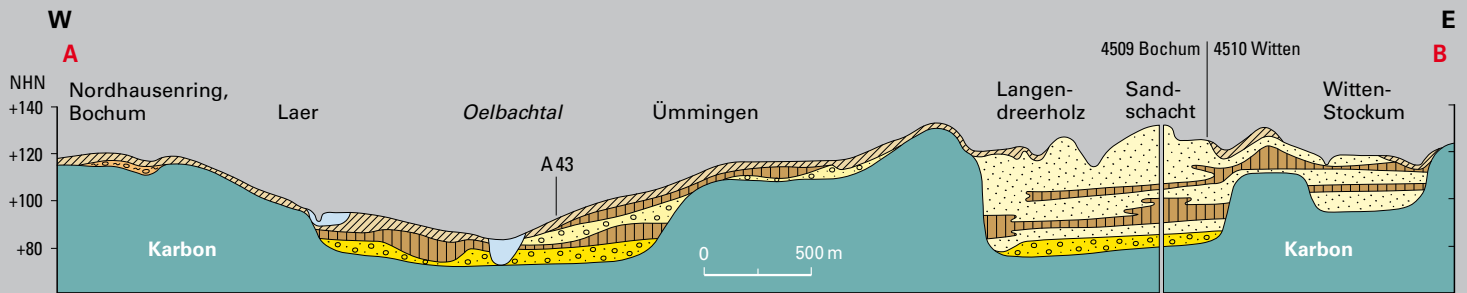
Die Jüngeren Mittelterrassen der Ruhr lassen sich beidseits des Ruhrtals als ebene Flächen mit deutlichen Geländekanten etwa 5 – 10 m über der Talaue verfolgen. Sie bestehen meist aus braungrauen sandigen, schwach schluffigen Mittel- bis Grobkiesen mit Geröllen aus Ruhrsandstein, Gangquarzen, Kieselschiefern und Grauwacken, deren Liefergebiete das Sauerland und das Bergische Land sind. Schwermineralspektren zeigen ein Vorherrschen von Granat, Epidot und grüner Hornblende. Durch zahlreiche Stadtbahn-Bohrungen im Blattgebiet 4507 Mülheim an der Ruhr ist folgender Aufbau belegt: Etwa 1,5 m sandige Schluffe und Feinsande überlagern 6 – 7 m mächtige sandige Mittel- bis Grobkiese; eine darunter folgende Schlufflage von bis zu 2 m trennt sie von den liegenden sandigen Kiesen, die an ihrer Basis eine Blocklage aus Steinen und Grobkiesen enthalten (JANSEN & DROZDZEWSKI 1986).

Abgrenzungskriterien: Im Blattgebiet 4406 Dinslaken werden die Jüngeren Mittelterrassen teilweise von den Holstein-Schichten unterlagert. Im Hangenden sind sie dort vollständig von der Grundmoräne überdeckt. Nach Westen tauchen sie unter die Niederterrassen des Rheins ab und liegen mit ihrer Basis größtenteils tertiärzeitlichen Sedimenten auf. Weiter nach Osten bilden glaukonitische Ton- und Schluffmergelsteine der Oberkreide (u. a. Emscher-Formation) bzw. karbonzeitliche Ton-, Schluff- und Sandsteine der Bochum- und Witten-Formation oder verwitterte Tonsteine der Ziegelschiefer-Formation das Liegende.

Die Jüngeren Mittelterrassen werden von jüngeren Quartär-Ablagerungen – Grundmoräne, Schmelzwasserablagerungen, Niederterrassen, Löss und Fließerden – überdeckt.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeiten der Jüngeren Mittelterrassen des Rheins betragen im Raum Duisburg 2 – 17 m und im Raum Dinslaken 0,5 – 8 m, selten bis 12 m.

Die Jüngeren Mittelterrassen der Emscher werden bis zu 6 m mächtig. Die Mächtigkeit der Jüngeren Ruhr-Mittelterrassen liegt meist zwischen 3 und 7 m und steigt im Zentrum von Mülheim auf maximal 15 m an. Auch in der ehemaligen Ruhrschlinge nördlich von Witten konnten an zahlreichen Stellen Ablagerungen der Jüngeren Mittelterrassen nachgewiesen werden. Beim Abteufen des Sandschachtes der ehemaligen Zeche



Schmelzwasserablagerungen

- Bach- und Flussablagerungen kleinerer Gewässer
- Löss
- Kies, Sand
- Sand
- Schluff, Ton
- Grundmoräne
- Jüngere Mittelterrassen

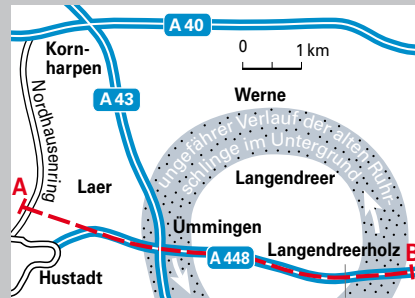


Abb. 59

Schnitt durch die alte Ruhrschlinge bei Bochum-Langendreer; Schnitt von Bochum, Nordhausenring, über das ehemalige Opel-Werk I und in der Streckenführung der Autobahn A 448 bis Witten-Stockum (nach STEHN 1988: 56 – 57)

Vereinigte Hamburg und Franziska in Bochum-Langendreer wurden unter etwa 40 m Schmelzwasserablagerungen noch über 5 m mächtige Kiese einer Jüngeren Mittelterrasse angetroffen, die direkt den Karbon-Schichten aufliegen (STEHN 1988; Abb. 59). Die Basis der Jüngeren Mittelterrassen liegt im Raum Bochum-Langendreer zwischen +74 und +78 m NHN.

Referenzprofile: Kartierbohrungen 4408/3088 (TK 25: Blatt 4408 Gelsenkirchen; BNUM 296737), 4409/3066 (TK 25: Blatt 4409 Herne; BNUM 283190), 4411/3134 (TK 25: Blatt 4411 Kamen; BNUM 275984), 4506/Du 21 A (TK 25; Blatt 4506 Duisburg; BNUM 105257)

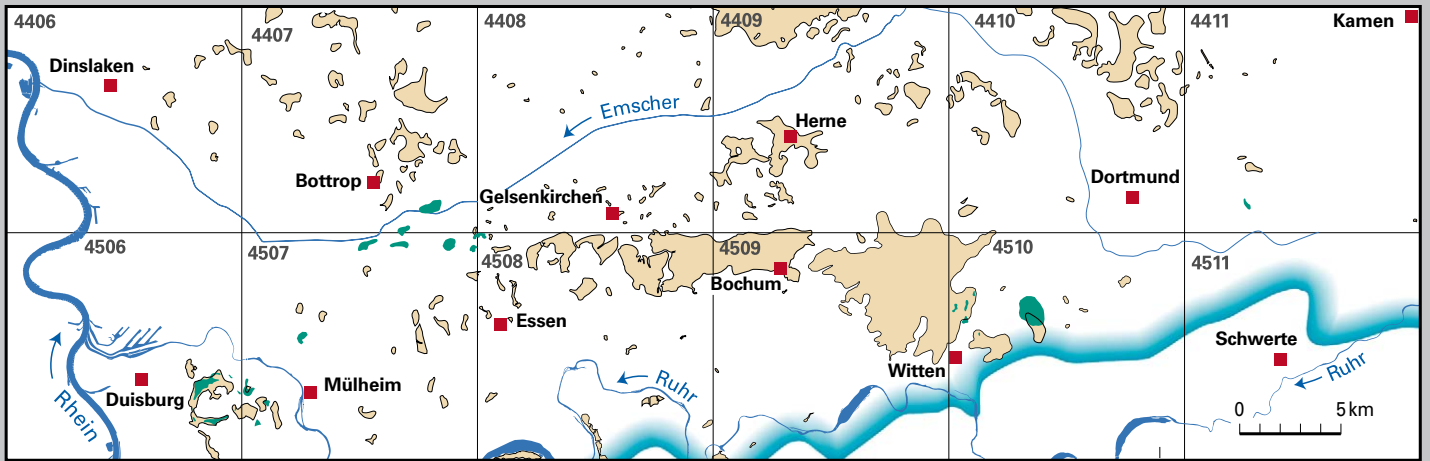
Hydrogeologische Klassifizierung: Porengrundwasserleiter mit mäßiger („Schneckensande“) bis hoher (kiesig-sandige Mittelterrassen) Durchlässigkeit

Lagerstättenbewertung: Die Ablagerungen des Rheins stellen für Nordrhein-Westfalen im Allgemeinen eine bedeutende Kies-/Kiessand-Lagerstätte dar, hierzu zählen auch die Ablagerungen der Jüngeren Mittelterrassen innerhalb des Projektgebietes. Die Kiese und Sande finden ihre Verwendung in der Bauindustrie.

Geothermische Bewertung: Die Jüngeren Mittelterrassen können bei ausreichender Mächtigkeit mittels geothermischer Brunnensysteme genutzt werden.

Die Erschließung der Jüngeren Mittelterrassen mittels geschlossener Erdwärmesonden ist bei Wassersättigung mit einer Wärmeleitfähigkeit von 2,0 – 3,0 W/(m · K) gut möglich. Starker Grundwasserfluss erhöht die geothermische Entzugsleistung.

Literatur: GLATTHAAR & LIEDTKE (1981); JANSEN (1980, 1991, 1995); JANSEN & DROZDZEWSKI (1986); KLOSTERMANN (1992); SCHOLLMAYER (2014b); STEHN (1988); WREDE (2000)



Verbreitung von Schmelzwasserablagerungen (qsgf)
 Verbreitung von Beckenablagerungen (qsgl)

südliche Vereisungsgrenze
 4406 Nummer der Topographischen Karte 1 : 25 000

Abb. 60

Verbreitung von Schmelzwasser- und Beckenablagerungen

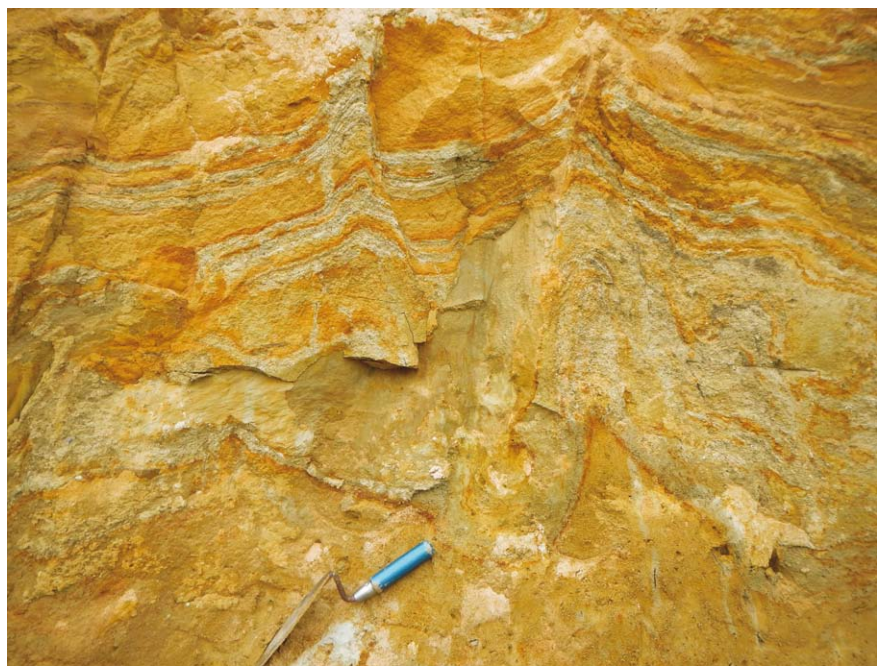
3.3.3 Schmelzwasser- und Gletscherablagerungen

Nach dem derzeitigen Kenntnisstand ist das nordische Inlandeis nur in der vorletzten Vereisungsphase des Pleistozäns, im Drenthe-Stadium der Saale-Zeit, in vier aufeinander folgenden Schüben (Vorstoßphasen) bis in die Westfälische Bucht und damit auch ins Ruhrgebiet vorgedrungen (SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA 1993: 107 – 111; HERGET 1997: 48 – 70). Die südliche Vereisungsgrenze verläuft teilweise durch das Projektgebiet (vgl. Abb. 60 u. 63). Dabei wurden ältere Quartär-Schichten z. T. abgetragen oder aufgearbeitet und das gesamte Gebiet bis zum Ruhrtal im Süden, im Westen sogar bis in den Raum Düsseldorf, mit Schmelzwasser- und Gletscherablagerungen bedeckt (THOME 2001: 199). Bereits beim Abschmelzen des Inlandeises wurden große Teile der Sedimente von den abfließenden Schmelzwässern wieder erodiert. Neuere Arbeiten lassen auch die Beteiligung katastrophaler Schmelzwasserausbrüche aus großen Eisrandstauseen an diesen Erosions- und Umlagerungsprozessen möglich erscheinen (MEINSEN et al. 2011).

Die Ablagerungen lassen sich nur selten, beispielsweise anhand der Geschiebeführung, einem bestimmten Eisvorstoß zuschreiben. Ebenfalls ist deren Zuordnung zu genetischen oder petrographischen Untertypen (Vor- und Nachschütt sand, Kames, Sander, verschiedene Till-Typen) im vorliegenden Be-

Abb. 61

Sandige Schmelzwasserablagerungen:
 Sand mit Schluffbändern, glazial-
 tektonisch gestaucht und gefaltet;
 Sandgrube bei Bottrop-Kirchhellen



arbeitsmaßstab und wegen der überwiegenden Verwendung von Bohrungsaufschlüssen meist nicht möglich. Sie werden daher jeweils in den beiden Kartiereinheiten Schmelzwasserablagerungen und Grundmoräne zusammengefasst und nachfolgend beschrieben. Nur lokal lassen sich in Bohrungen Ablagerungen zweier Eisvorstöße übereinander nachweisen, so etwa am Südrand des Kaiserbergs in Duisburg (JANSEN 1991: 76 – 77, 82 – 84).

3.3.3.1 Schmelzwasser- und Beckenablagerungen (qsgf, qsgl)

Als Schmelzwasserablagerungen werden die vorwiegend grobklastischen Sedimente des fließenden Schmelzwassers des nordischen Inlandeises zusammengefasst. Sie können unter dem Eis (Rinnensedimente, Oser), vor dem Eis (Vorschütt sand, Sander), an seinem Rand (Kames) oder beim endgültigen Zerfall der Eismassen (Nachschütt sand) abgelagert worden sein. Gelegentlich sind Lagen, Pakete oder Linsen feinkörniger glazilimnischer Einschaltungen enthalten. Solche Ablagerungen, die in Kolken, abgeschnürten Becken oder beim Aufstau des Schmelzwassers durch Eis oder morphologische Hindernisse entstanden sind, werden nur bei darstellbarer Mächtigkeit und räumlicher Ausdehnung gesondert als Beckenablagerungen (qsgl) in der entsprechenden Untereinheit ausgeschrieben und beschrieben. Vorkommen von Schmelzwasserablagerungen sind nahezu im gesamten Projektgebiet zu finden, insbesondere in den Gebieten der TK-25-Blätter 4409 Herne, 4410 Dortmund, 4508 Essen und 4509 Bochum (Abb. 60).

Altersstellung: Pleistozän, Mittelpleistozän, Saale, Drenthe-Stadium

Die Schmelzwasser- und Beckenablagerungen des Ruhrgebietes sind nach dem derzeitigen Kenntnisstand im Drenthe-Stadium der Saale-Zeit (Mittelpleistozän) entstanden, als das nordische Inlandeis in die Westfälische Bucht vordrang. Radiometrische Altersdatierungen liegen nicht vor. Pollenprofile aus gelegentlichen humosen Einschaltungen, die durch Aufarbeitung und Einschwemmung älterer Sedimente verursacht wurden, erlauben keine eindeutigen chronologischen Zuordnungen.

Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Die Schmelzwasserablagerungen (qsgf) bestehen meist aus eben, häufig auch schräg oder kreuzgeschichtetem hellbraunem, gelbbraunem oder auch braungrauem Mittel- und Feinsand mit kiesigen, teilweise auch schluffigen Sandeinlagerungen und wechselnden Grobsandanteilen. Gelegentliche Einschaltungen von Schluff- oder Tonablagerungen geringer Mächtigkeit und geringer räumlicher Ausdehnung sind Abbild von zeitlichen Phasen oder lokalen Bereichen mit geringer Fließgeschwindigkeit in den Schmelzwasserabflusswegen. Rötliche, durch Eisenausschüttungen bedingte Farben und durch Rost verkittete Lagen sind oft zu beobachten, grünliche Farbtöne seltener. Vor allem die gröber klastischen Ablagerungen sind meist kalkfrei, bei feinerem Korn, größerer Mächtigkeit und in tieferen Profillagen können sie aber auch Karbonat enthalten. Das Geröllspektrum enthält meist auch einige Komponenten aus nördlich gelegenen Gebieten wie Tiefengesteine, Quarzite, Sandsteine aus dem Ostseeraum und Gesteine aus den norddeutschen Mittelgebirgen. In Aufschlüssen sind häufig glazialtektonische Störungen, Deformationen und Schichtverstellungen zu erkennen (Abb. 61).



Abb. 62

Schmelzwasser-
ablagerungen,
Blockpackung
(„Endmoräne“)
bei Unna-
Billmerich

Die Beckenablagerungen (qsgl) bestehen aus oft im Millimeter- bis Zentimeterbereich geschichtetem, graubraunem und hellbraunem, auch mittel- bis weißlich grauem Ton bis tonigem Schluff, oft mit Lagen von feinsandigem Schluff bis stark schluffigem Feinsand. Gelegentlich können auch sandig-kiesige Einschaltungen oder einzelne Gerölle (dropstones) vorkommen. Meist ist ein gewisser Karbonatgehalt feststellbar, besonders bei größeren Mächtigkeiten. In den Beckenablagerungen finden sich gelegentlich Lagen von eingeschwemmtem Humus sowie Pflanzen- und Holzresten.

Abgrenzungskriterien: Innerhalb der jüngeren Talfüllungen lassen sich mögliche Restvorkommen von Schmelzwasser- und Beckenablagerungen meist nicht von den nachfolgend abgelagerten Terrassensedimenten unterscheiden, sofern sich in den Profilen keine datierbaren organischen Reste oder Lagen finden. Außerhalb der Täler sind sie oft schon durch die höhere Lage im Relief zu identifizieren. Von älteren Terrassenablagerungen unterscheiden sie sich durch den Gehalt an nordischen Geröllen und entsprechenden Schwermineralassoziationen oder lassen sich durch die räumliche Vergesellschaftung mit der Grundmoräne zuordnen.

Laterale Änderungen der Schichtenfolge, Besonderheiten: Während die Schmelzwasser- und Beckenablagerungen im übrigen Ruhrgebiet meist nur lückenhaft, in relativ geringen Mächtigkeiten und oft unter Bedeckung durch Grundmoräne vorkommen, ist das großflächige Vorkommen bei Bochum-Langendreer mit hohen Mächtigkeiten als Besonderheit zu nennen (TK 25: Blatt 4509 Bochum u. 4510 Witten; vgl. STEHN 1988: 57; JANSEN 1980: 84 – 87; KASIELKE 2018; s. Abb. 59, S. 111). Die Sedimente füllen hier eine alte Ruhrslinge auf, die offenbar während des weitesten Vordringens des Inlandeises durch den Gletscher abgesperrt worden war und es so zu einem Aufstauen der Schmelzwässer im Ruhrtal gekommen ist. Ein Vorkommen südlich der Hattinger Altstadt ist ähnlich entstanden.

Weitere Besonderheiten sind kleinere Vorkommen kiesiger Schmelzwasserablagerungen am Lieberg (Mülheim a. d. Ruhr) oder bei Mülheim-Heißen und Mülheim-Speldorf, im Essener Süden und bei Große Herrenthey südlich von Lünen-Brambauer (JANSEN & DROZDZEWSKI 1986: 100; PIEPER 1990: 62; RABITZ & HEWIG 1987: 59). Ein Vorkommen teilweise geschichteter, grober Kiese und Blöcke im Liedbachtal bei Unna-Billmerich, das auch als Blockpackung einer Satzendoräne gedeutet wurde (HISS & SKUPIN & ZANDSTRA 1992: 51), ist hier ebenfalls zu den Schmelzwasserablagerungen gestellt worden (Abb. 62).

Mächtigkeit: Meist weniger als 2 m, stellenweise auch um 5 m mächtige, vorwiegend sandige Schmelzwasserablagerungen kommen in der nördlichen Hälfte des Projektgebietes zwischen dem Dortmunder Norden und Herten, bei Herne, Wanne-Eickel, Bottrop, Gladbeck und Dinslaken vor. In Duisburg und Mülheim sind südlich der Ruhr ähnliche Mächtigkeiten anzutreffen, selten lokal auch bis 10 m. Die größten zusammenhängenden Flächen mit weniger als 2 bis über 5 m dicken Schmelzwasserablagerungen finden sich zwischen Essen-Katernberg und Bochum-Wattenscheid sowie zwischen Bochum, am Blumenfriedhof, und Bochum-Langendreer, wo im Bereich der beschriebenen alten Ruhrschlinge, am Heimelsberg, über 40 m Gesamtmächtigkeit erreicht werden.

Tonig-schluffige Beckenablagerungen kommen in kleineren Verbreitungsflächen zwischen Bochum-Langendreer und Witten-Annen mit 3 bis maximal über 20 m Mächtigkeit vor, in größerer Fläche südöstlich von Witten-Stockum (10 bis über 15 m), vereinzelt zwischen Essen-Dellwig und -Vogelheim (1 – 8 m), im Duisburger Stadtwald und in Mülheim-Speldorf (um 3 m, stellenweise auch um 10 m).

Referenzprofil: „Sandschacht“ der ehemaligen Zeche Vereinigte Hamburg und Franziska in Bochum-Langendreer (TK 25: Blatt 4509 Bochum; BNUM 124657; vgl. STEHN 1988), Bohrung B15, Baugrunduntersuchung für die A 448, Bochum-Langendreer (TK 25: Blatt 4509 Bochum; BNUM 120005)

Hydrogeologische Klassifizierung: Porengrundwasserleiter mit geringer (Beckenablagerungen) bis mäßiger (Schmelzwasserablagerungen) Durchlässigkeit

Lagerstättenbewertung: Die Schmelzwasserablagerungen sind aus rohstoffgeologischer Sicht im Projektgebiet heute nicht mehr bedeutend. Früher wurde das Material vereinzelt in kleinen lokalen Sandgruben gewonnen.

Geothermische Bewertung: Die Erschließung mittels geschlossener Erdwärmesonden ist möglich. Bei Wassersättigung werden Wärmeleitfähigkeiten von 1,5 – 2,5 W/(m · K) erreicht.

Literatur: AG Geologie 2019a; GLATTHAAR & LIEDTKE (1981); HISS & SKUPIN & ZANDSTRA (1992); JANSEN (1980); JANSEN & DROZDZEWSKI (1986); KASIELKE (2018); KLOSTERMANN (1999); LANG & LAUER & WINSEMANN (2018); MEINSEN et al. (2011); PIEPER (1990); RABITZ & HEWIG (1987); SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA (1993); STEHN (1988); THOME (2001); WREDE (2000)

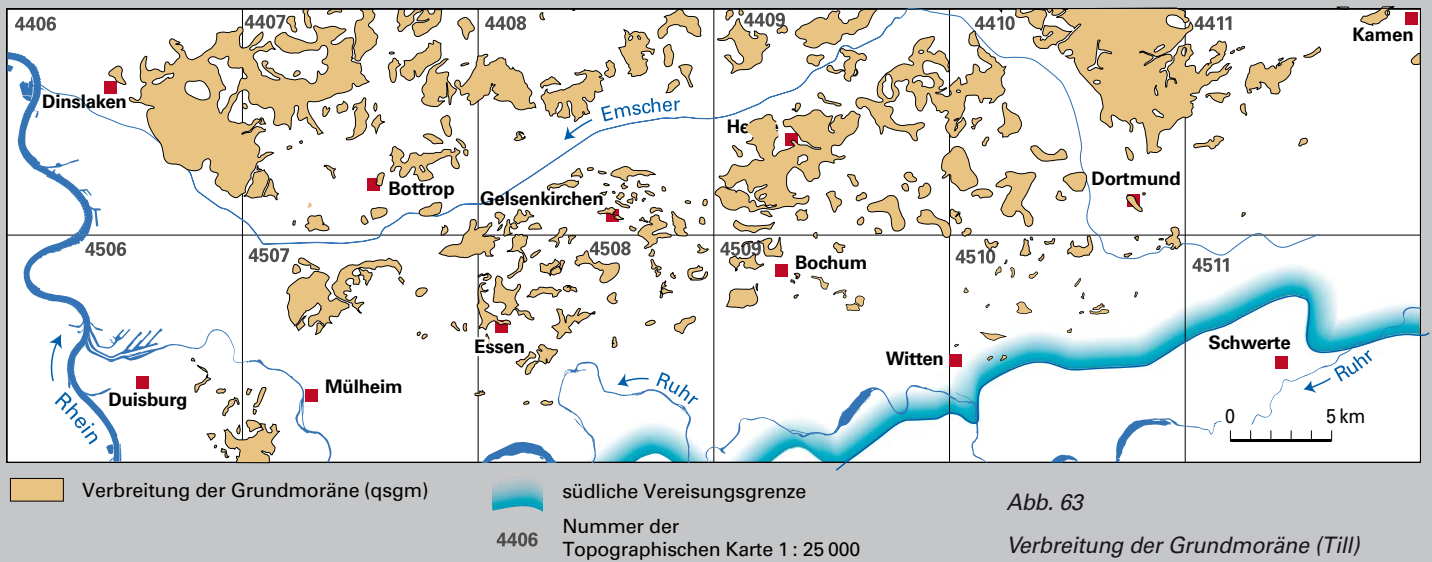


Abb. 63

Verbreitung der Grundmoräne (Till)

3.3.3.2 Grundmoräne (Till) (qsgm)

Die Bezeichnung „Grundmoräne“ für Gletscherablagerungen, die vorwiegend durch das Ausschmelzen des vom Gletschereis transportierten Gesteinsschutts an der Gletschersohle entstanden sind, wird hier als gemeinhin bekannter Begriff beibehalten. Zukünftig werden diese Ablagerungen mit dem geogenetisch definierten und international gebräuchlichen Begriff „Till“ bezeichnet (AG Geologie 2019b). Die Einheit umfasst glazigene Lockergesteine, die aus einem Gemisch verschiedener Korngrößen bestehen und als „Till“, mit verschiedenen Untertypen, zusammengefasst werden (DREIMANIS, 1989; EVANS et al. 2006; LUKAS & ROTHER 2016; AG Geologie 2019b). Ältere Bezeichnungen sind „Geschiebemergel“ für die karbonathaltige oder „Geschiebelehm“ für die entkalkte Variante.

Grundmoräne (Till) kann unter dem fließenden Gletscher noch mit- und durchbewegt oder als sub-, supra- oder proglaziales Schlammstromsediment (flow till) entstanden sein. Eingelagerte Findlinge – als Zeugen ehemaliger Till-Verbreitung – sowie glazigene Gesteinsschollen können ebenso mit inbegriffen sein wie gering mächtige oder kleinflächige Schmelzwasserablagerungen innerhalb, über oder unter der Grundmoräne.

Grundmoräne-Vorkommen von darstellbarer Größe und Mächtigkeit finden sich in den hügeligen Bereichen außerhalb der Flusstäler und Niederungen nördlich einer Linie Duisburger Süden – Mülheim – Essen-Bergerhausen – Bochum-Laer – Witten – Unna-Königsborn (Abb. 63). Südlich der genannten Linie gibt es noch Steinsohlen mit nordischen Geschieben und einzelnen Großgeschieben als Erosionsrelikte der Grundmoräne. Sie sind Zeugen der ehemaligen Eisbedeckung und kennzeichnen das weiteste Vordringen des nordischen Inlandeises bis zum Ruhrtal und stellenweise knapp südlich darüber hinaus, im Westen sogar bis Düsseldorf.

Altersstellung: Pleistozän, Mittelpleistozän, Saale, Drenthe-Stadium

Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Die Zusammensetzung der Grundmoräne (Till) ist unterschiedlich stark von den zuvor durch den Gletscher überfahrenen und aufgearbeiteten Gesteinen abhängig. Meist liegt ein Gemenge von Schluff und Ton mit wechselnden Anteilen von Sand, Kies und Steinen, gelegentlich auch einzelnen großen Blöcken vor. Teilweise dominieren Sand oder Ton im Korngrößengemisch. Im unverwitterten Zustand ist das Gestein meist kalkhaltig, braungrau, grau oder gelegentlich grünlich grau. Letzteres deutet auf einen Glaukonitgehalt aus aufgearbeiteten Kreide- und Tertiär-Gesteinen hin.

Im verwitterten und entkalkten Zustand herrschen eher braune bis ockerfarbene oder rostrote Farben vor. Dies ist meist bei Mächtigkeiten von weniger als 2 – 3 m oder in den entsprechenden oberen Teilen mächtigerer Profile der Fall. Stellenweise ist das Sediment in Partien primär braun oder rötlich gefärbt (Abb. 64).

Charakteristisch ist das Vorkommen von meist gerundeten, teilweise aber auch eckigen Geröllen und Gesteinsbruchstücken aller Art und Größen bis hin zu großen Blöcken (Großgeschiebe, Findlinge). Sie spiegeln als „Lokalgeschiebe“ z. T. das Spektrum der anstehenden Gesteine der Umgebung wider. Sehr häufig sind aber auch sogenannte nordische Geschiebe wie Granite, Gneise, Porphyre oder rote Quarzite aus Norddeutschland, dem Ostseeraum und Skandinavien anzutreffen. Gelegentlich sind in den Gletscherablagerungen der Grundmoräne auch kleinere oder größere, vom Eis verlagerte glazigene Schollen älterer Fest- oder Lockergesteine enthalten, die noch lithologische und strukturelle Merkmale des Ausgangsmaterials zeigen.

Stellenweise ist die Grundmoräne vollständig oder in den oberen Profiltteilen durch spätere Verwitterung, Ausspülung oder Auswehen des Feinkornanteils zu einem Geschiebesand oder zu einer Steinsohle reduziert. Bisweilen markieren nur noch einzelne größere Geschiebe die ehemalige Verbreitung der Grundmoräne. Die obersten Meter von Grundmoräne-Profilen enthalten oft unregelmäßige Sandeinlagerungen aus Hangendschichten (Eiskeile, Frosttaschen), die erst nach dem Abtauen der Gletscher durch periglaziale Prozesse späterer Perioden entstanden sind.

Abgrenzungskriterien: Die Ablagerungen der Grundmoräne werden gegenüber anderen bindigen Ablagerungen aufgrund der charakteristisch weiten Korngrößenverteilung, des Geschiebeinhalts, der normalerweise fehlenden Schichtung und des weitgehenden Fehlens von organischen Beimengungen abgegrenzt. Wegen der beschriebenen Variationsbreite der lithologischen Ausprägung ist dies allerdings oft nur aus der Gesamtprofilsituation heraus in breiteren Aufschlüssen oder im Zusammenhang mit benachbarten Bohrungen möglich.

Laterale Änderungen der Schichtenfolge, Besonderheiten: Entsprechend dem beschriebenen Einfluss der vom Eis überfahrenen älteren Schichten auf die Zusammensetzung der Gletscherablagerungen ist die Grundmoräne im Verbreitungsgebiet der Emscher-Formation im Osten von Dortmund bis Kamen oft vorherrschend schluffig-tonig ausgeprägt (Abb. 64). Dort enthält sie viele Kalksandstein- und Mergelkalksteinbrocken aus der örtlich anstehenden Oberkreide als Geschiebebestand. Im Westen, zwischen Dinslaken und Bottrop,



Abb. 64

Typische Grundmoräne (Till) bei Dortmund-Brechten (TK 25: Blatt 4410 Dortmund; Baustelle Autobahnverbreiterung A 2). In tonig-sandigem Schluff mit Sandstein- und Mergelkalkstein-Geschieben aus der Oberkreide sowie einzelnen nordischen Geschieben sind Fetzen und Schlieren aus rötlichem Till („rote Moräne“) eingelagert.

Abb. 65

Sandreicher Till in einer Kiesgrube bei Bottrop-Kirchhellen (TK 25: Blatt 4407 Bottrop) mit eingelagertem Geschiebe (Mini-Scholle) aus sandig-glaukonitischem Mergel (vermutlich Bottrop-Formation der Oberkreide)



prägen vielfach Ton, Schluff (hier gelegentlich organisch) und Feinsande (häufig glaukonitisch) aus den dort anstehenden Schichten des Tertiärs die Zusammensetzung. Auch stark sandiger Till, geprägt durch die zuvor überfahrenen marinen Sande der Haltern-Formation mit gelegentlich eingeschalteten Schollen oder Brocken aufgearbeiteter Kreide-Gesteine, kommt dort vor (Abb. 65). Der Geschiebebestand ist in diesem Gebiet wesentlich durch Kiese der dort vielfach überfahrenen Jüngeren Hauptterrassen des Rheins bestimmt, mit viel Quarz, daneben Quarzit, Sandstein, Lydit und Feuerstein aus der Aachener Oberkreide („Maaseier“). Südlich der Kreide-Verbreitungsgrenze, zwischen Mülheim im Westen und dem Dortmund der Süden im Osten, kommen in der Grundmoräne Karbon-Sandsteine und Kohlereste als lokale Aufarbeitungsprodukte vor. Im Bereich der Autobahn A 2 nördlich von Dortmund und im Raum Bottrop-Kirchhellen wurden in der Grundmoräne und in liegenden Schmelzwasserablagerungen mehrfach Spuren intensiver glazitektonischer Beanspruchung beobachtet wie Verfaltungen, Zerschörungen oder glazigene Schollen. Im Bereich des Duisburger Universitätsgeländes wurden in Bohrungen zwei durch Schmelzwasserablagerungen getrennte Grundmoräne-Lagen übereinander angetroffen, die zwei aufeinanderfolgenden Eisvorstößen im Drenthe-Stadium zugeordnet werden (JANSEN 1991: 76 – 77, 82 – 84).

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit von Grundmoräne-Vorkommen liegt meist bei weniger als 2 – 3 m, gelegentlich bei bis zu 8 m, selten über 10 m; Letzteres etwa zwischen Lünen und Dort-

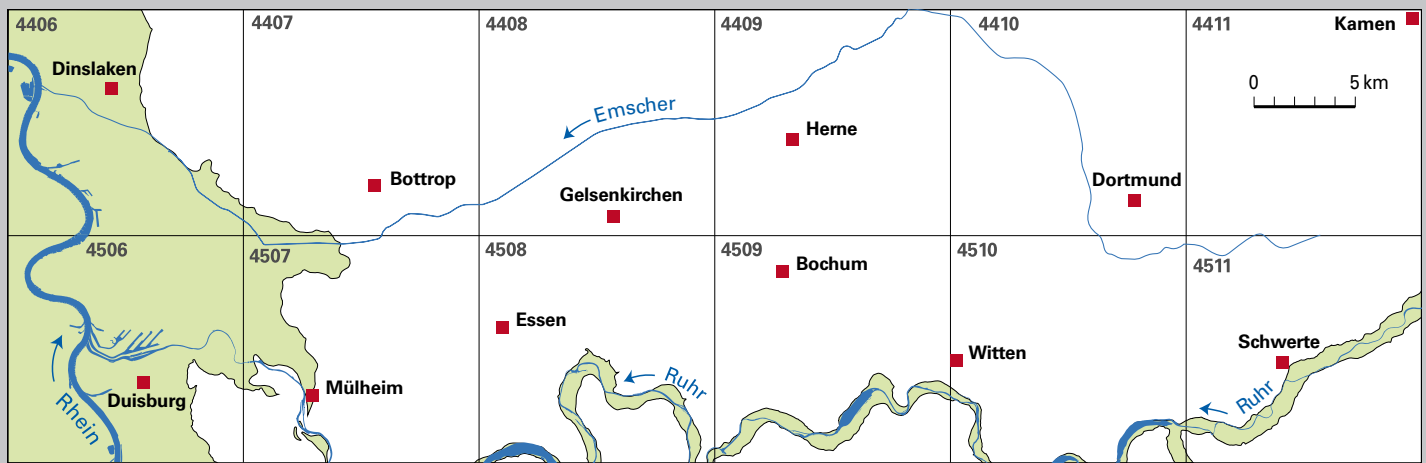
mund-Eving, bei Witten-Annen und Witten-Stockum. Die größten erbohrten Mächtigkeiten von 15 – 20 m wurden in Bottrop, zwischen Grafenwald und Grafenmühle, und lokal bei Lünen-Brambauer angetroffen.

Referenzprofil: kartierbegleitende Rammkernbohrung RKB 4406-DI 35 (TK 25: Blatt 4406 Dinslaken; BNUM 80126; Grundmoräne über Jüngeren Mittelterrassen und Holstein-Schichten), Kartierbohrung 4407/3057 (TK 25: Blatt 4407 Bottrop; BNUM 295709; Grundmoräne mit Schmelzwassersand), Findling „Partnerschaftsstein“, aufgestellt vor dem Postamt in der Innenstadt von Schwerte (TK 25: Blatt 4511 Schwerte; Granit-Findling, ca. 9,6 t Gewicht, Fundort: Schwerte-Ost; SLIGTENHORST & SPEETZEN 2006: 106)

Hydrogeologische Klassifizierung: Porengrundwasserleiter mit sehr geringer bis geringer Durchlässigkeit

Lagerstättenbewertung: Die Gesteine der Grundmoräne sind aus rohstoffgeologischer Sicht im Projektgebiet heute nicht mehr bedeutend. Früher wurde das Material vereinzelt in kleinen lokalen Tongruben gewonnen.

Geothermische Bewertung: Die Gewinnung geothermischer Energie mittels geschlossener Erdwärmesonden ist möglich. Aufgrund des heterogenen Aufbaus der Grundmoräne kann keine typische Wärmeleitfähigkeit angegeben werden.



Verbreitung der Niederterrassen von Rhein und Ruhr (qnt)

4406 Nummer der Topographischen Karte 1 : 25 000

Abb. 66

Verbreitung der Niederterrassen von Rhein und Ruhr

Literatur: AG Geologie (2019b); DREIMANIS (1989); EVANS et al. (2006); FRECHEN et al. (2009); JANSEN (1991, 1995); JANSEN & DROZDZEWSKI (1986); KLOSTERMANN (1999); LUKAS & ROTHER (2016); PIOTROWSKI (1992); RABITZ & HEWIG (1987); SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA (1993); SLIGTENHORST & SPEETZEN (2006), SPEETZEN (1998); STEHN (1988); THOME (1980, 1989, 2001)

3.3.4 Niederterrassen (qnt)

In der Weichsel-Zeit erreichten die skandinavischen Eismassen nicht mehr das Ruhrgebiet, sondern drangen nur noch bis in den Elbe-Raum vor. Unter periglazialen Klimabedingungen bildeten sich die Flusssysteme von Rhein, Ruhr, Emscher und Lippe mit dem Hellwegtal in einer der heutigen Orientierung vergleichbaren Abflussrichtung aus und schütteten jeweils Niederterrassen auf. Unterschiedliche Sediment- und Geröllzusammensetzungen machen die Niederterrassen der Fluss-Einzugsgebiete voneinander abgrenzbar. In der vorliegenden Kartierung wurden die Niederterrassenablagerungen des Rheins und der Ruhr (Kap. 3.3.4.1; Abb. 66) nicht weiter differenziert. Die Niederterrassen der Emscher und der Lippe-Nebenbäche (Kap. 3.3.4.2) sind dagegen in mehrere lithostratigraphische Einheiten aufgegliedert (s. Abb. 70 – 72).

3.3.4.1 Niederterrassen des Rheins und der Ruhr (qntRR)

Die Aufschotterung der Niederterrassenabfolge begann mit der Älteren Niederterrasse bereits im Weichsel-Frühglazial. Bei steigenden Temperaturen zum Spätglazial hin begann sich der Rhein in seine Sedimente einzuschneiden. In abflusslosen Senken kam es im Alleröd lokal zur Torfbildung. Während der Jüngeren *Dryas*-Zeit wurde die Jüngere Niederterrasse aufgeschüttet. Kennzeichnend für die Jüngere Rhein-Niederterrasse sind eingeschaltete Bimslagen, die vom Ausbruch des allerödzeitlichen Laacher-See-Vulkans stammen. Mit ihrem deutlich erhöhten Anteil von vulkanischen Schwermineralen (z. B. Klinopyroxen) ist sie in einzelnen Profilen gut von der Älteren Ruhr-Niederterrasse abzugrenzen. Dies lässt sich aber nicht in die Fläche übertragen, weshalb die Sedimente ungliedert als „Niederterrassen“ dargestellt werden.

Altersstellung: Oberpleistozän, Weichsel



Abb. 67
 Niederterrasse des Rheins in der Kartierbohrung 4406/DI 34
 (Dinslaken; BNUM 64195)

Abb. 68
 Niederterrasse des Rheins mit typischen Sedimentstrukturen:
 Kreuzschichtungen, häufige Korngrößenwechsel, Rin-
 nenstrukturen mit Erosionsdiskordanzen; Baugrube Berufskolleg
 Duisburg, Bismarckstraße (TK 25: Blatt 4506 Duisburg)



Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Die Schichtenfolge der Rhein-Niederterrassen wurde anhand der Kartierbohrung 4406/DI 34 (TK 25: Blatt 4406 Dinslaken; BNUM 64195; Abb. 67) dokumentiert. Über den Jüngeren Mittelterrassen folgt hier eine 3–4 m mächtige Wechsellagerung von kalkhaltigen Mittel- bis Grobsanden mit sandigen Fein- bis Mittelkiesen, die stellenweise durch Eisen- und Manganausscheidungen verfärbt sind. Zum Hangenden hin folgen schluffige, schwach feinkiesige Mittel- bis Grobsande. Der ca. 8 m mächtige Terrassenkörper wird von schwach humosen, schluffigen und feinsandigen Mittelsanden der Hochflutablagerungen überdeckt. In größeren Aufschlüssen sind für fluviale Ablagerungen typische Sedimentstrukturen erkennbar: Kreuzschichtungen, häufige Korngrößenwechsel, Rin-
 nenstrukturen mit Erosionsdiskordanzen (Abb. 68). Granat, Epidot, grüne Hornblende und Klinopyroxen bestimmen im Wesentlichen das Schwermineralspektrum.

Die Ruhr-Niederterrassen bestehen aus sandigen, z. T. schwach schluffigen Mittel- bis Grobkiesen von brauner bis graubrauner Farbe. Gelegentlich sind dickere Sandlinsen mit dünnen Ton- und Schlufflagen eingeschaltet. Stellenweise treten größere Mengen an Steinen auf. Der Geröllbestand setzt sich überwiegend aus Quarzen, Quarziten, quarzitischen Sandsteinen, Lyditen, Ton- und Schluffsteinen zusammen. Im Schwermineralspektrum treten vorherrschend Turmalin und Zirkon, daneben Granat sowie Epidot und untergeordnet grüne Hornblende auf.

Im Holozän erfolgt eine Umlagerung und teilweise Abtragung der Niederterrassensedimente. Der heutige Schotterkörper („Ruhrschotter“) enthält an der Basis den Rest der pleistozänen Niederterrassen und darüber eine (holozäne) Auenterrasse, die aus umgelagertem Material der Niederterrassen besteht.

Abgrenzungskriterien: Im Bereich der Rheinebene werden die Niederterrassen großflächig von Jüngeren Mittelterrassen unterlagert, von denen sie sich durch ein abweichendes Schwermineralspektrum unterscheiden. Die überlagernden Hochflutablagerungen bzw. holozänen Auenablagerungen zeichnen sich durch oftmals geringere Korngrößen, kalkhaltige

Zwischenlagen und Humusbeimengungen aus. Die Sedimente der Niederterrassen liegen im Ruhrtal zwischen Essen und Bochum unmittelbar auf karbonischen Ton-, Schluff- und Sandsteinen der Kaisberg-, Sprockhövel-, Witten- oder Bochum-Formation. Die hangenden Deckschichten sind hier zumeist holozäne Auenablagerungen. Ton- und Schluffmergelsteine der Emscher-Formation unterlagern die Terrassenschotter im nordwestlichen Blattgebiet Mülheim an der Ruhr. Zum Hangenden hin werden sie von Flugsanden oder Hochflutablagerungen überdeckt.

Laterale Änderungen der Schichtenfolge, Besonderheiten: Im Bereich der Talau des Rheins sind die Niederterrassen gegen die holozänen Terrassen und Auenablagerungen morphologisch deutlich abgegrenzt. Die Niederterrassen der Ruhr heben sich im Westteil des Projektgebietes (TK 25: Blatt 4406 Dinslaken u. 4506 Duisburg) durch einen Geländeanstieg von 2–3 m deutlich vom heutigen Talboden ab. Flussaufwärts, von Mülheim bis Schwerte, tritt diese Geländestufe morphologisch nicht mehr in Erscheinung.

Im Blattgebiet 4406 Dinslaken verzahnen sich die Niederterrassenablagerungen von Rhein, Ruhr und Emscher, wobei deren Überlappungsbereiche bis zu 3 km betragen können. Die Einzugsgebiete von Ruhr und Emscher lassen sich durch Geröllanalysen bis Dinslaken sicher nachweisen.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Niederterrassen des Rheins beträgt im Westteil des Projektgebietes im Durchschnitt 8–12 m. Innerhalb der Ruhraue werden Kiesmächtigkeiten von 3–9 m erreicht. Die Mächtigkeit der Ruhr-Niederterrassen im Raum Mülheim beträgt 4–6 m. Am Südufer des Baldeneysees ist lediglich ein schmaler, etwa 2 m mächtiger Randstreifen der Niederterrassen erhalten geblieben.

Referenzprofile: Rhein-Niederterrassen: Kartierbohrungen 4406/DI 34 (TK 25: Blatt 4406 Dinslaken; BNUM 64195), 4406/DI 36 (TK 25: Blatt 4406 Dinslaken; BNUM 80753), Ruhr-Niederterrassen: Kartierbohrungen 4509/151 (TK 25: Blatt 4509 Bochum; BNUM 288097), 4511/3008 (TK 25: Blatt 4511 Schwerte; BNUM 277209), 4511/3041 (TK 25: Blatt 4511 Schwerte; BNUM 277293), 4511/3043 (TK 25: Blatt 4511 Schwerte; BNUM 277295)

Hydrogeologische Klassifizierung: Porengrundwasserleiter mit mittlerer bis hoher Durchlässigkeit

Lagerstättenbewertung: Die Ablagerungen des Rheins stellen für NRW insgesamt eine bedeutende Kies-/Kiessand-Lagerstätte dar. Hierzu zählen auch die Ablagerungen der Niederterrassen innerhalb des Projektgebietes. Die Kiese und Sande finden ihre Verwendung in der Bauindustrie.

Geothermische Bewertung: Die Niederterrassen des Rheins und z. T. auch der Ruhr können bei ausreichender Mächtigkeit mittels geothermischer Brunnensysteme genutzt werden.

Die Erschließung der Niederterrassen mittels geschlossener Erdwärmesonden ist bei Wassersättigung mit einer Wärmeleitfähigkeit von 2,0–3,0 W/(m·K) gut möglich. Starker Grundwasserfluss erhöht die geothermische Entzugsleistung.

Literatur: JANSSEN (1980, 1991, 1995); JANSSEN & DROZDZEWSKI (1986); PIEPER (1990); SCHOLLMAYER (2014c); SHALA (2001); STEHN (1988)

3.3.4.2 Niederterrassen der Emscher, der Emscher-Nebenbäche und der Lippe-Nebenbäche (qntEL)

Im Bereich der Talniederungen der Emscher und ihrer Nebenbäche zwischen Oberhausen-Osterfeld im Westen und Dortmund im Osten sowie der Lippe-Zuflüsse bei Lünen, Dortmund und Kamen lassen sich die Ablagerungen der Niederterrassen in lithologisch differenzierten Untereinheiten darstellen. Sie sind einerseits von den unterschiedlichen, aufgearbeiteten Gesteinen der Einzugsgebiete geprägt, andererseits haben sie auch eine gewisse chronostratigraphische Abfolge. Die Namensgebung entspricht der vergleichbarer Einheiten des nördlich und östlich anschließenden Münsterlandes. Die älteren Einheiten Knochenkies und Sand-Schluff-Wechselfolge kommen nur an der Basis tieferer Niederterrassenprofile unter jüngeren Schichten vor. Die jüngeren Glieder der Niederterrassen, Schluff-Folge und Talsand, treten an der Geländeoberfläche oder unter nur gering mächtigen Deckschichten auf (vgl. JANSEN & DROZDZEWSKI 1986: 103 – 110; KASIELKE 2014: 43 – 52; WREDE 2000: 77). Ein typisches Profil durch die Niederterrassen der Seseke bei Kamen zeigt Abbildung 69.

Eine Unterteilung der Abfolge in eine liegende Ältere Niederterrasse und eine hangende Jüngere Niederterrasse, die in der Jüngeren *Dryas*-Zeit des ausgehenden Oberweichsels abgelagert wurde, konnte mangels morphologischer oder lithologischer Kriterien im vorliegenden Maßstab nicht durchgeführt werden.

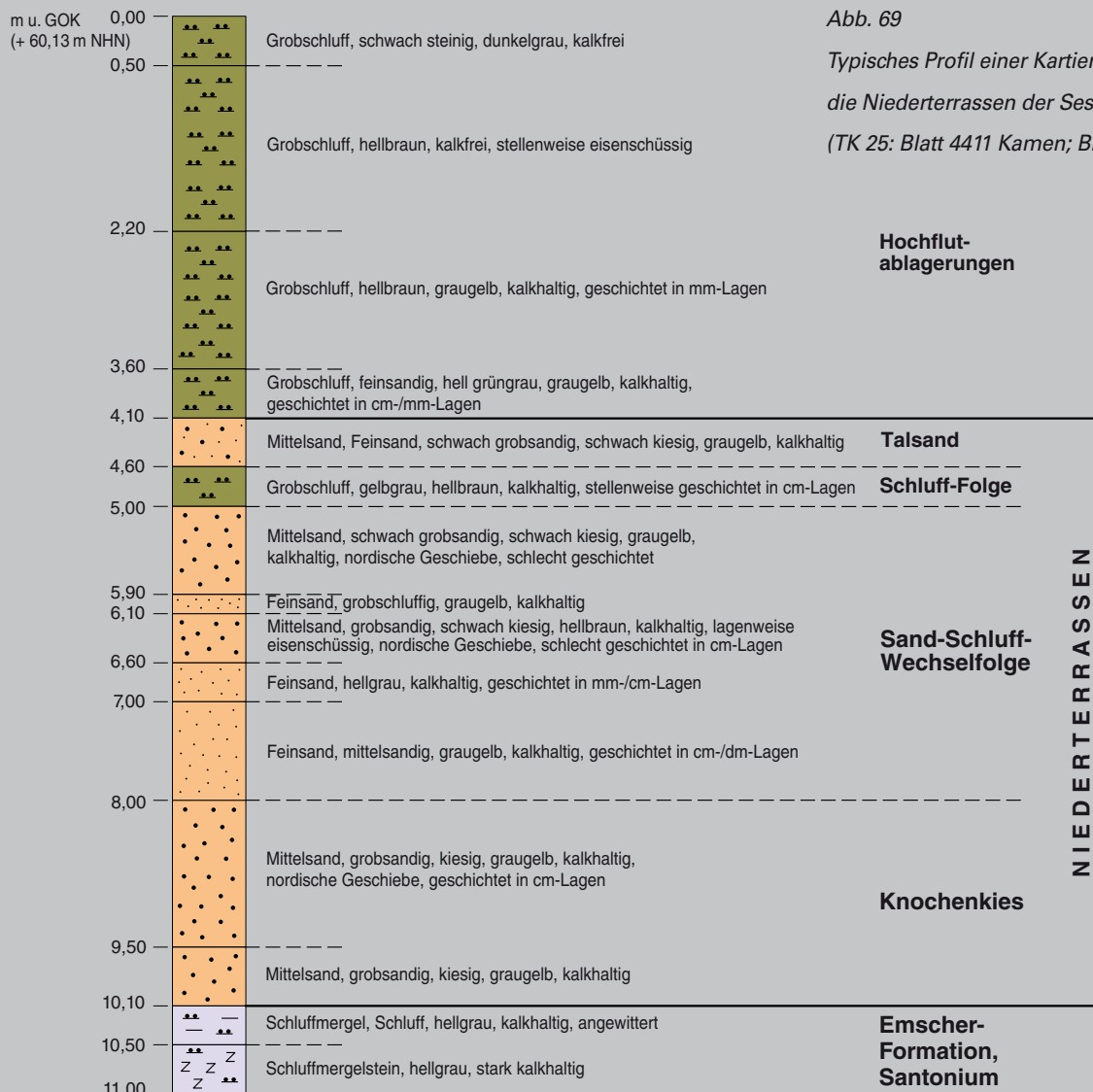
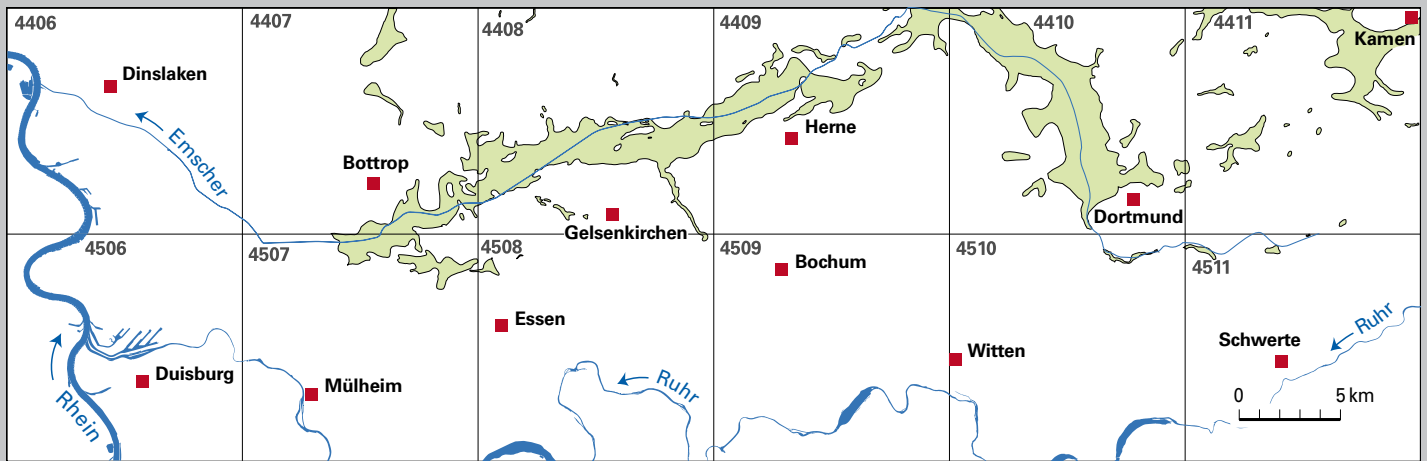


Abb. 69
Typisches Profil einer Kartierbohrung durch die Niederterrassen der Seseke bei Kamen (TK 25: Blatt 4411 Kamen; BNUM 263541)



Verbreitung von Knochenkies (qntak) und Sand-Schluff-Wechselfolge (qntas)

4406 Nummer der Topographischen Karte 1 : 25 000

Abb. 70

Verbreitung von Knochenkies und Sand-Schluff-Wechselfolge

3.3.4.2.1 Knochenkies (qntak), Sand-Schluff-Wechselfolge (qntas)

Ablagerungen von Knochenkies und der Sand-Schluff-Wechselfolge kommen fast überall im Tiefsten der Emscher-Rinne zwischen Bottrop und Dortmund vor, in lückenhafter Verbreitung auch in deren Oberlauf bis Holzwickede. Auch in den Rinnen der Nebenbäche Boye bei Bottrop, Berne und Schwarzbach in Essen, Hüller Bach in Gelsenkirchen, Landwehrbach in Herne, Körnebach zwischen Dortmund und Kamen und im Bereich der Seseke bei Lünen ist Knochenkies in darstellbarer Mächtigkeit ab etwa 1 m vorhanden. Die Sand-Schluff-Wechselfolge ist überwiegend auf den Bereich der Emscher und ihrer größeren Nebenbäche ab Dortmund talabwärts beschränkt (Abb. 70).

Der Knochenkies, der als grobklastisches und ältestes Glied der Niederterrassenabfolge oft direkt auf der Kreide-Oberfläche liegt, entspricht der gleichnamigen Schicht früherer Gliederungen. Die Sand-Schluff-Wechselfolge umfasst dagegen höhere Teile der Kies-Sand-Folge und die vorwiegend sandigen Teile der Sand-Schluff-Folge früherer Kartierungen (JANSEN & DROZDZEWSKI 1986: 103 – 110; KASIELKE 2014: 43 – 49; WREDE 2000: 77).

Altersstellung: Pleistozän, Oberpleistozän, Weichsel, Unter- bis Mittelweichsel

Eindeutige Altersbestimmungen für den Knochenkies im Projektgebiet gibt es nicht. Paläontologische und archäologische Indizien – zahlreiche Funde von kaltzeitlichen Großsäugerknochen und Feuersteinwerkzeugen – deuten auf eine extrem kalte Phase des Unterweichsels hin (QUENDERS et al. 2015). Nach einzelnen vorliegenden Pollenanalysen aus gelegentlich eingelagerten humosen Einschaltungen schließt die Entstehungszeit die beiden Interstadiale Brörup und Odderade mit ein. Einzelne Funde warmzeitlicher Knochen aus dem Eem in den Basiskiesen der Emscher sind vermutlich umgelagerte Sedimentreste (JANSEN & DROZDZEWSKI 1986: 106). Die Ablagerung der Sand-Schluff-Wechselfolge, die oft ohne scharfe Grenze dem grobkörnigen Knochenkies aufliegt und für die ebenfalls keine konkreten Altersuntersuchungen existieren, setzt danach ein und reicht teilweise bis in das Mittelweichsel.

Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Der Knochenkies besteht überwiegend aus meist schwach kiesigen bis kiesigen Mittel- und Grobsanden mit einzelnen Schlufflagen und ist überwiegend grau, gelblich grau oder graubraun, seltener zeigt er grünliche Farbtöne. Der Kiesgehalt ist in Bohrproben oft unterrepräsentiert, in Grabungsaufschlüssen dagegen deutlicher. Dort wird mitunter auch sandiger Kies mit groben Geröllen bis 0,5 m Kantenlänge angetroffen. Die Kiese enthalten neben einheimischen Komponenten (Quarz, Quarzit, Sandstein, Lydit, Kreide-Gesteine wie Mergel- und Kalksteinbrocken) zahlreiche nordische Geschiebe und Feuerstein. Gelegentlich kommen auch Holz- und Molluskenschalenreste sowie Tierknochen und humose oder organische Einschaltungen vor.

Die Sand-Schluff-Wechselfolge besteht dagegen aus schwach schluffigen bis schwach tonigen Fein- und Mittelsanden mit gelegentlichen Schlufflagen. Stellenweise ist sie schwach kiesig und enthält oft Molluskenschalenreste. Relativ häufig ist bei Vorherrschen der sandigen Anteile ein rascher vertikaler Korngrößenwechsel festzustellen. Auch in dieser Einheit sind meist graue und graugelbe bis graubraune Farben vertreten.

Abgrenzungskriterien: Der Knochenkies lässt sich durch seine Lage an der Basis fluviatiler Profile in den Niederungsbereichen und seinen meist deutlichen Kiesgehalt identifizieren. Von älteren Terrassenablagerungen unterscheidet er sich durch seine nordischen Geröll- und Kornkomponenten. Eine Trennung von möglichen Resten glazifluviatiler Sedimente in Rinnenlagen ist allenfalls durch die im Knochenkies eher enthaltenen humosen Einschaltungen und Knochenreste möglich.

Die Sand-Schluff-Wechselfolge vertritt teilweise den Knochenkies als tiefste Schicht an der Basis der Niederterrassenprofile oder folgt ihm im Hangenden. Sie enthält relativ selten kiesige Anteile und ist deutlich weniger schluffig als die hangende Schluff-Folge. Die Sandanteile sind gegenüber Sandeinschaltungen in der Schluff-Folge meist gröber. Die Grenzziehung zum Liegenden oder Hangenden erfolgt dort, wo – auf den Dezimeterbereich bezogen – die sandigen Schichten überwiegen. Die Ablagerungen sind ebenfalls durch nordische Komponenten im grobklastischen Kornbereich gekennzeichnet. Die Sand-Schluff-Wechselfolge findet sich, wie der Knochenkies, nur unter Bedeckung durch jüngere Teile der Niederterrassen und tritt nirgendwo an die Geländeoberfläche.

Besonderheiten: Eine Besonderheit in den Basisschichten der Niederterrassen sind Knochen-, Ge- weih- und Stoßzahnfunde von pleistozänen Wirbeltieren sowie Artefakte eiszeitlicher Jäger (BOSINSKI 1982; QUENDERS et al. 2015). Bei Baggerarbeiten für größere Wasserbauwerke, zuletzt im Rahmen des Emscher-Umbaus, werden sie immer wieder geborgen. Auf der Oberfläche eines Schluffbandes der Sand-Schluff-Wechselfolge bei Bottrop-Welheim konnten im Jahr 1992 Tierfährten u. a. vom pleistozänen Höhlenlöwen freigelegt und konserviert werden (VON KOENIGSWALD 1995).

Mächtigkeit: Der Knochenkies ist als Basisschicht meist nur wenige Dezimeter bis 2 m mächtig, kann an der Emscher zwischen Dortmund und Bottrop stellenweise aber auch 5 – 7 m erreichen.

Die Mächtigkeit der Sand-Schluff-Wechselfolge beträgt zwischen Kamen und Bottrop 0,5 – 6 m, westlich von Gelsenkirchen lokal auch bis 10 m.

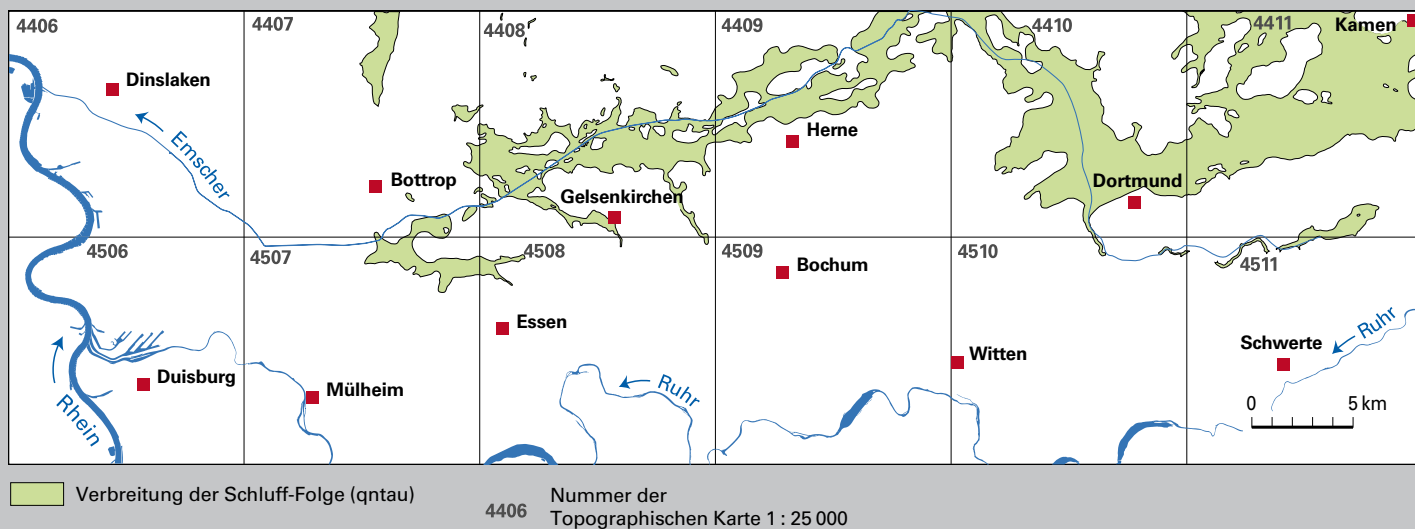


Abb. 71

Verbreitung der Schluff-Folge

Referenzprofile: Kartierbohrungen 4410/3014 (TK 25: Blatt 4410 Dortmund; BNUM 285544), 4411/3011 (TK 25: Blatt 4411 Kamen; BNUM 263541; vgl. Abb. 69)

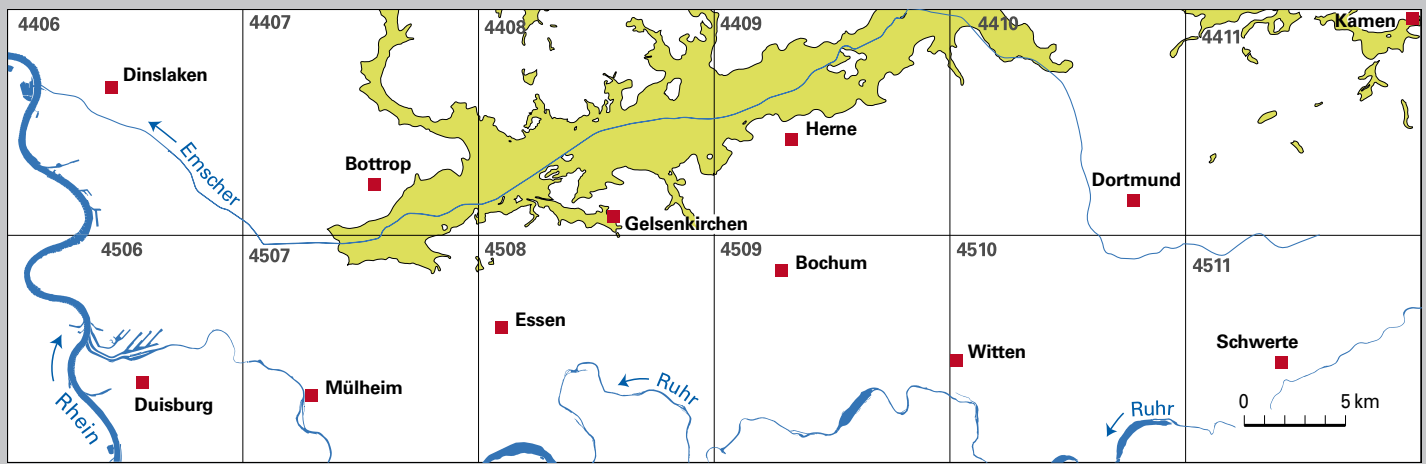
Hydrogeologische Klassifizierung: Porengrundwasserleiter mit mäßiger (Sand-Schluff-Wechselfolge) bis hoher (Knochenkies) Durchlässigkeit

Lagerstättenbewertung: Knochenkies und Sand-Schluff-Wechselfolge sind aus rohstoffgeologischer Sicht im Projektgebiet nicht bedeutend.

Geothermische Bewertung: Die Erschließung mittels geschlossener Erdwärmesonden ist möglich. Bei Wassersättigung werden Wärmeleitfähigkeiten von 1,5 – 2,5 W/(m · K) erreicht. Eine Gewinnung über Brunnenysteme ist aufgrund der geringen Mächtigkeiten in der Regel nicht möglich.

3.3.4.2.2 Schluff-Folge (qntau), Talsand (qntat)

Die Schluff-Folge ist im Tal der Emscher und ihrer Zuflüsse ab Bottrop im Westen talaufwärts, im Hellwegtal zwischen Dortmund und Kamen sowie im Tal der Seseke zwischen Lünen und Kamen verbreitet. Sie kommt in größerer Erstreckung auch am Brabecker Mühlenbach und an der Boye in Bottrop zwischen dem Vöingholz und Kirchhellen vor (Abb. 71). Sie entspricht dem feinklastischen höheren Teil der Schneckensande oder dem vorwiegend schluffigen Teil der Sand-Schluff-Folge und der periglazialen Lösssaue älterer Kartierungen. Insbesondere im Bereich von Dortmund und östlich davon werden im Projektgebiet auch die jüngsten, schluffig entwickelten Teile der Niederterrassen zu dieser Einheit gestellt (Niederterrasse aus Schluff).



Verbreitung des Talsands (qntat)

4406 Nummer der Topographischen Karte 1 : 25 000

Abb. 72

Verbreitung des Talsands

Als Talsand werden die sandig ausgeprägten oberen Schichten der Niederterrassenprofile ausgeschieden. Er ist ebenfalls im Tal der Emscher und ihrer Zuflüsse von Bottrop talaufwärts bis Dortmund-Mengede verbreitet, außerdem an der Seseke zwischen Lünen und Kamen (Abb. 72). Eine Aufgliederung in einen älteren und einen jüngeren Abschnitt sowie in weitere Untereinheiten (kreuzgeschichtete Talsande, Älterer Talsand, Ältere Sand-Folge und ebengeschichtete Talsande, Jüngerer Talsand, Jüngere Sand-Folge), wie sie in früheren Arbeiten mit größeren Darstellungsmaßstäben erfolgen konnte, war im Rahmen der Projektkartierung nicht möglich (JANSEN & DROZDZEWSKI 1986: 103 – 110; KASIELKE 2014: 43 – 52; WREDE 2000: 77).

Altersstellung: Pleistozän, Oberpleistozän, Weichsel, Unter- bis Oberweichsel

Die Ablagerung der Schluff-Folge setzt über dem Knochenkies oder der Sand-Schluff-Wechselfolge im Unterweichsel ein. Dies ist stellenweise durch humose Einschaltungen aus den Interstadialen Brörup und Odderade belegt. Die Hauptbildungszeit liegt im Mittelweichsel und schließt die gelegentlich in humosen Einschaltungen pollenanalytisch nachgewiesenen Interstadiale Hengelo und Denekamp mit ein. Vielerorts markiert die Überwehung durch Löss oder die Überlagerung durch Talsand im Weichsel-Hochglazial das Sedimentationsende der Schluff-Folge. Dort, wo durch Einschwemmungen von im Umfeld anstehenden feinkörnigen Ablagerungen (Grundmoräne (Till), Löss, Kreide-Verwitte-

rungsmaterial) die weichselzeitliche fluviatile Folge vorwiegend durch Schluff geprägt ist, umfassen die als Schluff-Folge kartierten Sedimente möglicherweise auch noch spätglaziale Anteile (RABITZ & HEWIG 1987: 64).

Die Sedimentation des Talsands erfolgte im Hochglazial. Da eine Abtrennung der sandigen Jüngeren Niederterrasse nicht möglich war, enthalten die dargestellten Talsand-Flächen stellenweise eventuell auch noch Anteile aus dem Weichsel-Spätglazial.

Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Die Schluff-Folge besteht aus feinsandigem Schluff, stellenweise schluffigem Sand. Vereinzelt liegt Schluff bis Ton vor, kiesige Beimengungen sind dagegen sehr selten. Molluskenschalenbruchstücke, organische Beimengungen und Pflanzenreste sowie Torflagen sind nicht selten. Die Sedimente sind meist kalkhaltig. Im frischen Zustand herrschen graue, braungraue oder grau gelbe, gelegentlich braunolive bis grünliche Farben vor. In Aufschlüssen und Bohrkernen ist durch wechselnde Ton- oder Feinsandgehalte oft eine Feinschichtung im cm- bis mm-Bereich erkennbar.

Der Talsand ist überwiegend aus reinem oder schwach schluffigem bis schluffigem, teilweise auch schwach tonigem Fein- und Mittelsand aufgebaut. Er hat meist nur einen geringen Kiesgehalt, häufiger aber grobsandige Anteile mit nordischen Komponenten. Vereinzelt sind auch cm- bis dm-stärke Schlufflagen eingeschaltet. Die Sedimente sind oft

schräg oder kreuzgeschichtet und meist von graugelber oder graubrauner bis brauner Farbe. Sie sind öfter eisenfleckig, bis 3 m oder mehr unter Gelände entkalkt und enthalten nur selten organische Beimengungen.

Abgrenzungskriterien: Die Schluff-Folge lässt sich von älteren Schluffen meist nur durch ihre Lage im Profil und ihre gelegentlichen nordischen Komponenten in den größeren Kornanteilen unterscheiden. Bei durchgehend schluffigen Profilen ist sie vom Löss, aus dem sie durch Verschwemmung teilweise hervorgegangen ist, von schluffigen Hochflutablagerungen, Abschwemmmassen oder holozänen Bach- und Flussablagerungen kaum zu unterscheiden, wenn nicht torfige oder humose Lagen eine Grenze bilden. Die Abgrenzung erfolgt dann rein konstruktiv durch Annahme von Ablagerungsniveaus, Maximalmächtigkeiten oder aufgrund von Farb- und Schichtungswechsel.

Der Talsand ist von liegenden Schmelzwassersanden allenfalls durch eine geringere Lagerungsdichte zu unterscheiden. Von jüngeren sandigen Hochflut-, Auen- sowie Bach- und Flussablagerungen ist er nur manchmal durch die bei diesen eher vorhandenen organischen Beimengungen abzugrenzen. Bei fehlender oder nicht erkannter, gering mächtiger Schluff-Folge als Zwischenschicht ist eine Abgrenzung von liegenden Schichten des Knochenkieses bzw. der Sand-Schluff-Wechselfolge ebenfalls nur mithilfe konstruktiver Annahmen möglich.

Laterale Änderungen der Schichtenfolge, Besonderheiten: Im Bereich des Hellwegtals zwischen Dortmund und Kamen sowie des Emschertals zwischen Dortmund-Mengede und Dortmund-Schönau ist der hangende Teil der Niederterrassenfolge über dem Knochenkies fast durchgehend schluffig ausgeprägt und kartiertechnisch zur Schluff-Folge gestellt. Chronostratigraphisch umfasst er offenbar aber auch spätglaziale Anteile, sodass höhere Profileile einem Talsand in schluffiger Ausbildung entsprechen (LENZ 1997: 59; KASIELKE 2014: 52).

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Schluff-Folge liegt meist zwischen wenigen Dezimetern und 3 m, stellenweise, besonders im Bereich von Dortmund, aber auch zwischen 5 und 10 m. Talsand erreicht an der Emscher 0,5–6 m, vereinzelt auch bis 12 m Mächtigkeit, an der Seseke dagegen meist weniger als 2 m und nur vereinzelt bis über 5 m.

Referenzprofile: Kartierbohrungen 4407/3023, Bottrop-Kirchhellen, Bornemannsbach (TK 25: Blatt 4407 Bottrop; BNUM 286680), 4409/3006, Herne-Baukau/Schloss Strünkede (TK 25: Blatt 4409 Herne; BNUM 281024), 4409/3042, Castrop-Rauxel, Henrichenburg, Parkbad Nord (TK 25: Blatt 4409 Herne; BNUM 282200), 4410/3005 (TK 25: Blatt 4410 Dortmund, Dortmund-Ickern; BNUM 283538), 4411/3105, Kamen, östlich Westick (TK 25: Blatt 4411 Kamen; BNUM 275617), 4411/3172, Dortmund-Derne (TK 25: Blatt 4411 Kamen; BNUM 278024)

Hydrogeologische Klassifizierung: Porengrundwasserleiter mit mäßiger (Schluff-Folge) bis mittlerer (Talsand) Durchlässigkeit

Lagerstättenbewertung: Schluff-Folge und Talsand sind aus rohstoffgeologischer Sicht im Projektgebiet heute nicht mehr bedeutend. Früher wurde der Talsand vereinzelt in kleinen lokalen Sandgruben gewonnen.

Geothermische Bewertung: Die Erschließung mittels geschlossener Erdwärmesonden ist möglich. Bei Wassersättigung werden Wärmeleitfähigkeiten von 1,5–2,5 W/(m·K) erreicht.

Literatur: BAALES (2010); BOSINSKI (1982); FRECHEN et al. (2016); HERGET (1997); JANSEN & DROZDZEWSKI (1986); KASIELKE (2014); VON KOENIGSWALD (1995); LENZ (1997); QUENDERS et al. (2015); RABITZ & HEWIG (1987); WREDE (2000)

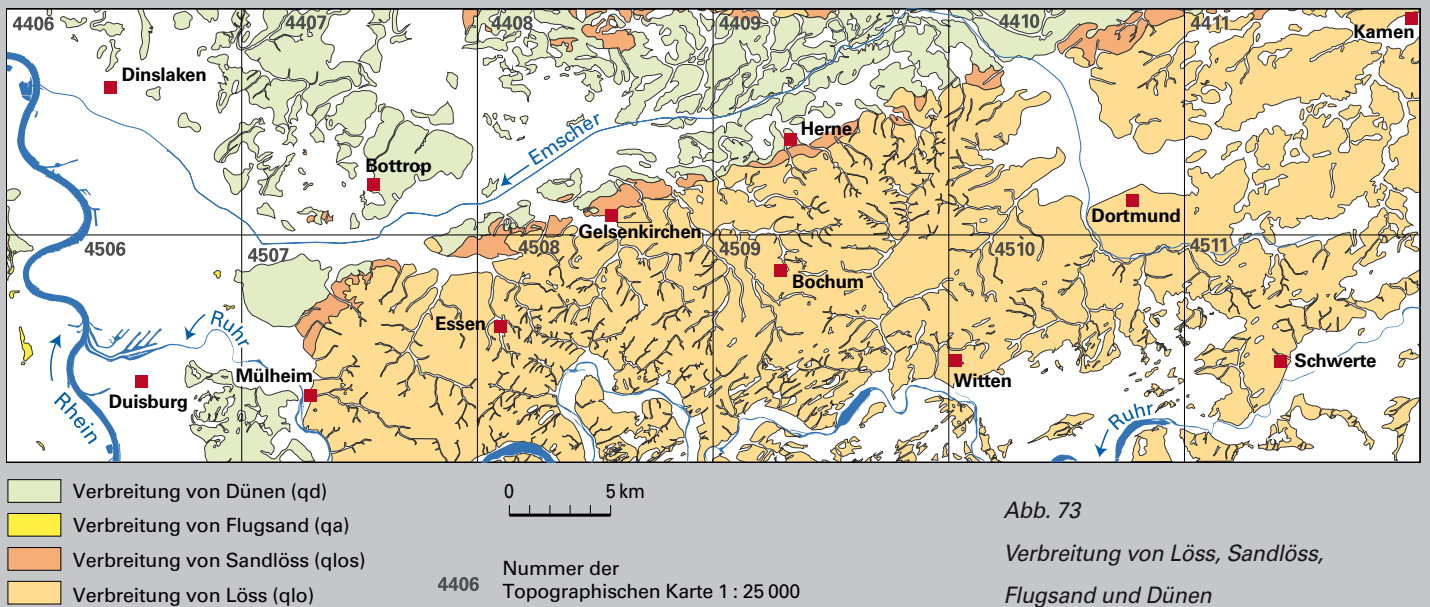


Abb. 73

Verbreitung von Löss, Sandlöss, Flugsand und Dünen

3.3.5 Löss (qlo), Sandlöss (qlos)

Löss und Sandlöss sind fossile Staubsedimente. Neben diesen gibt es auch noch Flugsand (vgl. Kap. 3.3.6) bzw. Dünen (vgl. Kap. 3.3.7) als weitere äolische Sedimente. Insbesondere in der Weichsel-Zeit konnte aus den trockengefallenen Tälern von Rhein und Emscher Sand und Staub ausgeblasen, durch Stürme verfrachtet und im Windschatten von Geländeformen abgelagert werden. Auch die Verbreitungsgebiete kreidezeitlicher, tertiärer und eiszeitlicher Sande sowie die sandig-kiesigen Ablagerungen der älteren pleistozänen Flussterrassen unterlagen der Winderosion. An ein Gebiet mit Flugsand im Nordwesten (Abb. 73) grenzt eine schmale Zone mit Sandlöss, die dann nach Süden und Osten in ein Lössverbreitungsgebiet übergeht.

Im Projektgebiet ist Löss das an der Geländeoberfläche am häufigsten vorkommende quartäre Lockergestein. Sein Hauptverbreitungsgebiet erstreckt sich südöstlich des Emschertals von der Hellwegzone über den Haarstrang bis ins Ruhrtal. Zwischen Mülheim und Lünen grenzt das Lössgebiet an den nördlich gelegenen schmalen Saum der Sandlösszone (Abb. 73).

Altersstellung: Pleistozän, Oberpleistozän, Weichsel, Unter- bis Oberweichsel

Löss kann mithilfe von Lumineszenzverfahren, der Radiokarbonmethode und fossiler Bodenbildungen gegliedert und datiert werden.

Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Löss besteht überwiegend aus Grobschluff mit geringen Gehalten an Mittelschluff, Ton und Feinsand. Sandlöss enthält neben Grobschluff immer einen hohen Anteil an Feinsand. Dieser kann gleichmäßig verteilt sein oder wechselt in unregelmäßig dünnen Lagen von grobschluffigem Feinsand mit reinen Schlufflagen ab. Der Mineralbestand beider Varianten enthält Quarz als vorherrschendes Mineral, untergeordnet sind Feldspat, Amphibol, Illit, Montmorillonit, Illit-Montmorillonit-Mixed-Layer-Mineral, Kaolinit und Eisenhydroxide nachweisbar. Bei den Schwermineralen dominieren die Minerale der stabilen Gruppe wie Turmalin, Zirkon und Epidot. Der unverwitterte, braungelbe Löss hat einen Kalkgehalt von 8 – 17 % und zeigt ein ausgeprägtes Kapillargefüge.

Löss ist an der Geländeoberfläche meist bis in eine Tiefe von 2,5 m entkalkt und zu gelbbraunem Lösslehm verwittert. Tritt dennoch kalkhaltiger Löss an der Geländeoberfläche zutage, ist dies das Ergebnis starker, anthropogen ausgelöster Bodenerosion auf ackerbaulich genutzten Flächen. Die hohe Fruchtbarkeit des Lösses liegt u. a. in seiner ausgeprägten Fähigkeit, pflanzenverfügbares Wasser zu speichern. Aufgrund seines hohen Mittelporenanteils kann Löss die im Herbst und Winter gespeicherte Bodenfeuchte bis weit in den Sommer an die Pflanzen abgeben.

Der vom Wind abgelagerte Löss weist keine Schichtungsmerkmale auf. Wenn Löss aber zusätzlich von Niederschlags- oder Schmelzwasser verschwemmt wurde, zeigt er eine feine Schichtung und wird dann als Schwemmlöss bezeichnet. Mögliche Steingehalte können durch periglaziales Bodenfließen (Solifluktion) eingemischt sein.

Abgrenzungskriterien: Löss und Sandlöss liegen als äolische Sedimente über verschiedenen älteren Gesteinen. Sie sind von diesen in den meisten Fällen gut abgrenzbar, sofern es sich nicht um ähnlich geartetes Material wie z. B. die Schluffe der Schluff-Folge handelt. Im Ruhrtal grenzen Löss und Sandlöss an die für das Rheinische Schiefergebirge prägende Zone der periglazialen Fließerden. Diese enthalten oft kleinere und größere Gesteinsbruchstücke und lassen sich dadurch im Allgemeinen gut von den äolischen Sedimenten unterscheiden. Meist liegen Löss und Sandlöss unmittelbar an der Geländeoberfläche und werden nur selten von jüngeren Ablagerungen überdeckt, von denen sie sich in der Regel gut unterscheiden lassen. Eine Abgrenzung zu den Abschwemmmassen (Kap. 3.3.8.2), die häufig durch Verschwemmung aus Löss entstanden sind, ist schwierig. Sie ist meist nur in Aufgrabungen oder Kernbohrungen durch die Schichtungsmerkmale der Abschwemmmassen und deren humose Beimengungen möglich. Auch spricht die Lage in Hangfußbereichen und flachen Mulden für Abschwemmmassen.

Laterale Änderungen der Schichtenfolge, Besonderheiten: Im Grenzbereich zwischen der Löss- und Sandlössverbreitung sind beide Sedimente vertikal und lateral miteinander verzahnt.

Mächtigkeit: Die Löss- und Sandlössmächtigkeiten variieren aufgrund lokaler Geländebeziehungen sehr stark und bewegen sich meist zwischen 2 und 5 m. Große Lössmächtigkeiten zwischen 10 und 16,5 m wurden im nördlichen Stadtgebiet von Bochum nachgewiesen, z. B. im Schacht 10 der früheren Zeche Constantin der Große in Bochum-Hiltrop. Dort überlagern im Bereich der Wasserscheide von Emscher und Ruhr mächtige Lössschichten den Sedimentkörper der jüngeren Hauptterrassen (Castroper Höhengotter). An der Aktienstraße in Essen, unweit der Stadtgrenze zu Mülheim, erreicht der Löss eine Mächtigkeit von über 17 m.

Referenzprofile: Kartierbohrungen 4409/3021, Kolonie Constantin (TK 25: Blatt 4409 Herne; BNUM 282154), KBB 19, Bochum-Gerthe (TK 25: Blatt 4409 Herne; BNUM 90548), Baugrundbohrung BAB A 113, Essen-Schönebeck (TK 25: Blatt 4507 Mülheim an der Ruhr; BNUM 107666)

Hydrogeologische Klassifizierung: Porengrundwasserleiter mit geringer bis mäßiger Durchlässigkeit, in der Regel Grundwasserdeckschicht

Lagerstättenbewertung: Die Löss-/Sandlössablagerungen sind aus rohstoffgeologischer Sicht im Projektgebiet heute nicht mehr bedeutend. Früher wurde das Material vereinzelt in kleinen lokalen Tongruben für die Ziegelherstellung gewonnen.

Geothermische Bewertung: Die Erschließung mittels geschlossener Erdwärmesonden ist möglich. Bei Wassersättigung werden Wärmeleitfähigkeiten von 1,5 – 2,5 W/(m · K) erreicht.

Literatur: HAESAERTS & MESTDAGH (2000); JANSEN (1991); JANSEN & DROZDZEWSKI (1986); KLOSTERMANN (1992); RABITZ & HEWIG (1987); SKUPIN (1991)

3.3.6 Flugsand (qa)

Flugsand ist ein äolisches Sediment, dessen Hauptvorkommen sich vom Rhein im Westen über den gesamten Bereich nördlich des Emschertals erstreckt (s. Abb. 73). Südlich der Emscher grenzt der Flugsand an die Zone des Sandlösses (Kap. 3.3.5).

Altersstellung: Pleistozän, Oberpleistozän bis Holozän

Die Hauptbildungszeit der heutigen Flugsandvorkommen begann in der Weichsel-Zeit und setzte sich bis zum Beginn des Holozäns fort. Im jüngeren Holozän, vom Atlantikum bis ins 19. Jahrhundert, hat der Mensch durch zunehmende Waldrodung, Acker- und Weidenutzung die Flugsanddynamik vielerorts wieder in Gang gebracht. Einen Hinweis auf das Alter von Flugsanden geben darin vorkommende Bodenbildungen: Alte Flugsande zeigen deutliche Verwitterungshorizonte, während junge Flugsande keine oder nur sehr gering ausgeprägte Bodenhorizonte aufweisen. Auch in der Gegenwart kann es bei trockener Witterung und fehlender Vegetation zur Verwehung von Sand kommen. Dies gilt besonders für ackerbaulich genutzte Standorte und großflächige Baustellen.

Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Flugsand besteht überwiegend aus Fein- und Mittelsand mit einem geringen Grobsandanteil. Er ist meist graugelb bis gelbbraun oder bräunlich grau bis grau.

Abgrenzungskriterien: Flugsand überlagert in seinem Verbreitungsgebiet nördlich der Emscher ältere Schichten aus Kreide, Tertiär und Quartär.

Laterale Änderungen der Schichtenfolge, Besonderheiten: Dort, wo mächtigerer, durch spätere Landnutzung nicht überprägter Flugsand ein klein hügeliges Relief bildet, spricht man von Dünen (vgl. Kap. 3.3.7).

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit des Flugsands ist sehr variabel und hängt von lokalen Gegebenheiten ab. Bei flächenhafter Verbreitung liegt seine Mächtigkeit meist unter 2 m und kann örtlich bis auf wenige Meter ansteigen.

Referenzprofile: Meißelbohrung, Baugrunduntersuchung B 294, Mülheim-Speldorf (TK 25: Blatt 4506 Duisburg; BNUM 106263), kartierbegleitende Spülbohrung SB 170, Essen-Vogelheim (TK 25: Blatt 4507 Mülheim an der Ruhr; BNUM 108440)

Hydrogeologische Klassifizierung: Porengrundwasserleiter mit mäßiger bis mittlerer Durchlässigkeit, in der Regel Grundwasserdeckschicht

Lagerstättenbewertung: Flugsandablagerungen sind aufgrund der geringen Mächtigkeiten aus rohstoffgeologischer Sicht im Projektgebiet nicht bedeutend.

Geothermische Bewertung: Flugsandablagerungen sind wegen der geringen Mächtigkeiten für eine geothermische Nutzung im Projektgebiet nicht bedeutend.

Literatur: JANSEN (1991, 1995); KLOSTERMANN (1992)

3.3.7 Dünen (qd)

Dünen stellen eine morphologische Variante des Flugsands dar. Als Flussbegleiddünen (Binnendünen) sind sie im westlichen Teil des Gebietes der TK 25: Blatt 4506 Duisburg dargestellt und sitzen vereinzelt als flachkuppige Sandrücken den Hochflutablagerungen der Rhein- und Ruhr-Niederterrassen auf (s. Abb. 73). Die heutigen Vorkommen sind nur kleine Reste der ursprünglichen Verbreitung, da viele Dünen eingeebnet wurden und ihre Sedimente nicht vom Flugsand zu unterscheiden sind.

Altersstellung: Pleistozän bis Holozän, Oberpleistozän bis Subatlantikum

Die Dünenbildung begann verstärkt im Spätglazial und setzte sich mit Unterbrechungen im Alleröd und Atlantikum bis ins junge Holozän fort. Fossile, mehrphasige Podsol-Bodenbildungen, archäologische Artefakte wie frühgeschichtliche Werkzeuge, Gefäßscherben oder Urnengräberreste in oder auf den Dünensanden sowie pollenanalytische Untersuchungen von organischen Horizonten oder Torflagen im Liegenden liefern Hinweise zum jeweiligen Entstehungsalter. Im Bereich Zum Dachsberg (Duisburg-Baerl) sind die Dünen noch nicht überbaut und zeigen eine morphologisch ausgeprägte Form, was für eine Bildung im jüngeren Holozän spricht.

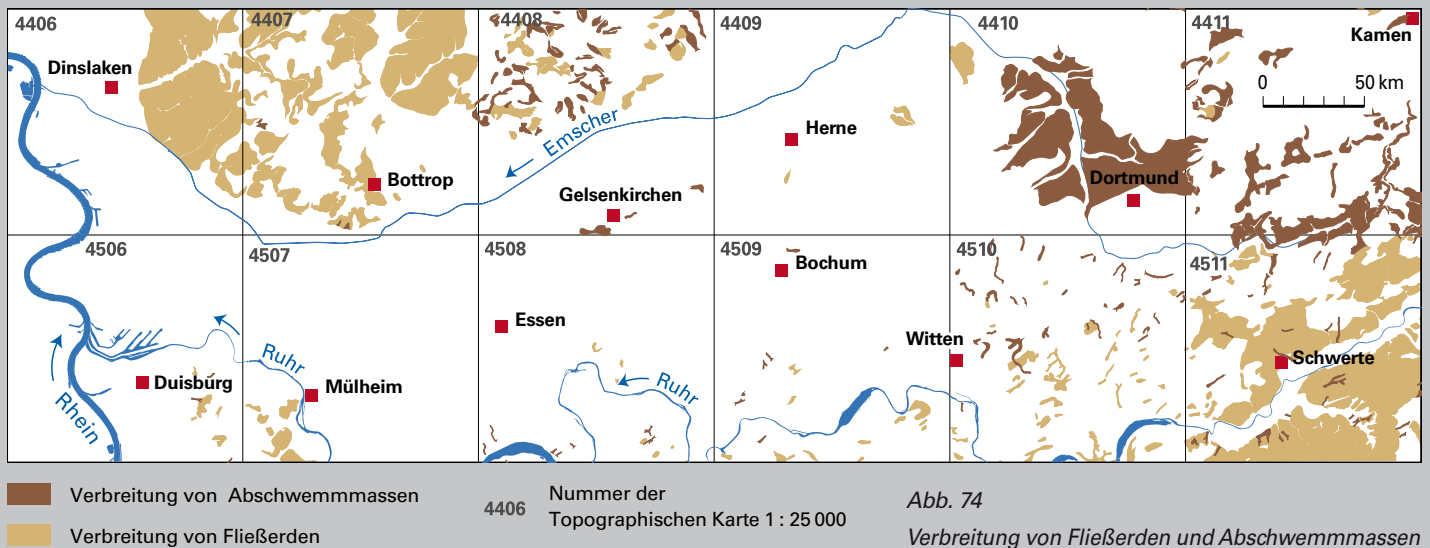
Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Die Dünen bestehen wie der Flugsand aus graugelben bis gelbbraunen Fein- bis Mittelsanden (Körngrößen zwischen 0,1 und 0,4 mm) mit z. T. geringem Schluffanteil. Gelegentlich sind an der Basis auch Grobsande eingeschaltet. Entsprechend der Luv-/Lee-Hangneigung fallen die Schrägschichtungen mit 10 bis ca. 30° ein.

Abgrenzungskriterien: Die linksrheinisch dargestellten Dünenzüge bei Lohmannsheide und Scherpenberg im Grenzgebiet von Moers und Duisburg werden überwiegend von Hochflutsand des Rheins unterlagert. Die Dünen bei Duisburg-Baerl überlagern flankierend spätpleistozäne bis holozäne Flugsanddecken. Die Nord – Süd angeordneten Dünenzüge bei Scherpenberg und Duisburg-Baerl haben Längserstreckungen von bis zu 2 km. Die Überprägung des ursprünglichen Dünenreliefs durch Bebauung und Abtragung lässt sie kaum noch von Flugsandvorkommen abtrennen. Einzelvorkommen am Rhein-Herne-Kanal in Oberhausen-Lirich (Westfriedhof) und südlich davon in Oberhausen-Alstaden sind heute morphologisch lediglich als flach gewölbte Dünenreste erkennbar. Die ursprünglich zwischen Hünxe-Bruckhausen und Dinslaken (TK 25: Blatt 4406 Dinslaken) auftretenden Dünen mit mehreren Hundert Metern Längserstreckung sind nur flachkuppig, heute überbaut oder abgetragen. In der geologischen Karte sind sie als Flugsandvorkommen dargestellt.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Dünen liegt im Mittel bei 3 m, maximal bei 6 m.

Hydrogeologische Klassifizierung: Porengrundwasserleiter mit mäßiger bis mittlerer Durchlässigkeit, in der Regel Grundwasserdeckschicht

Lagerstättenbewertung: Dünenablagerungen sind aufgrund der geringen Mächtigkeiten aus rohstoffgeologischer Sicht im Projektgebiet nicht bedeutend.



Geothermische Bewertung: Dünenablagerungen sind wegen der geringen Mächtigkeiten für eine geothermische Nutzung im Projektgebiet nicht bedeutend.

Literatur: JANSEN (1991); KLOSTERMANN (1992); SERAPHIM (1985); SKUPIN (1994)

3.3.8 Verschwemmungsablagerungen, Frostbodenbildungen, Rutschmassen (qu)

3.3.8.1 Fließerden (quf)

Fließerden entstanden im Frostwechselklima der pleistozänen Kaltzeiten. Im Sommer taut der Permafrostboden oberflächlich bis zu einer Tiefe von ca. 0,6 – 1,0 m auf. Das durch Frostsprengung und -hebung aufgelockerte Material des Untergrundes war durch Schmelzwasser gesättigt und geriet schon bei geringen Hangneigungen ins Fließen (Solifluktion). Es bildete sich ein hangabwärts kriechender Bodenbrei, der schließlich im Tal liegen blieb und dort nach und nach von Schmelzwässern ausgeräumt wurde.

Fließerden bildeten sich überall im Auftaubereich des Permafrostbodens ab einer Hangneigung von etwa 2°. Sie entstanden aus den an der Geländeoberfläche aufgelockerten Gesteinen des Paläozoikums, der Kreide, des Tertiärs und des gesamten Spektrums der quartären Sedimente wie z. B. Terrassenablagerungen, Grundmoräne, Schmelzwasserablagerungen und Löss. Fließerden kommen daher im gesamten Projektgebiet vor. Die in Abbildung 74 dargestellten Flächen zeigen dabei nur Vorkommen mit einer Mindestmächtigkeit von 1 m. Insbesondere im Bereich der Festgesteinsausstriche sind Fließerden fast überall anzutreffen. Außerhalb der holozänen Täler bedecken die Fließerden weiträumig die Landoberfläche und bilden das Ausgangsmaterial für die Bodenbildung.

Altersstellung: Pleistozän, Oberpleistozän, Oberweichsel

Die heute an der Geländeoberfläche anstehenden Fließerden sind meist die Relikte des Auftaubodens aus der Jüngeren *Dryas-Zeit* am Ende der Weichsel-Zeit (ca. 12 800 – 11 700 Jahre v. h.). Die Jüngere *Dryas-Zeit* war im Betrachtungsgebiet der letzte kalte Abschnitt mit Permafrostboden.

Untereinheiten: vorwiegend schluffige Fließerden (quf1), schluffig-sandige Fließerden (quf2), fein- bis mittelsandige Fließerden (quf3), sandige Fließerden (quf4)

Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Die petrographische Zusammensetzung der Fließerden wird durch die Eigenschaften der sie unterlagernden Gesteine und durch das Relief der Geländeoberfläche bestimmt. Im Projektgebiet wurden vier lithologische Varianten ausgegliedert. Die vorwiegend schluffigen Fließerden (quf1) aus Schluff oder auch tonigem Sand mit nur geringen Anteilen an schwach schluffigem bis tonigem Fein- bis Mittelsand sind überwiegend durch die solifluidale Umlagerung von Löss entstanden.

Die schluffig-sandigen Fließerden (quf2) mit teilweise geringem Kiesanteil gingen dagegen meist aus verlagertem Verwitterungsmaterial schluffig-sandiger Oberkreide-Gesteine mit Grundmoränenanteil oder Löss sowie mit einem starken Anteil an Karbon-Gesteinsverwitterungsschutt (Schluff- und Sandsteine) hervor.

Im Süden des Untersuchungsgebietes sind die Fließerden über den karbonzeitlichen Sand-, Schluff- und Tonsteinen in der Regel zweigeteilt. Die basale Lage besteht aus ungeschichtetem Gesteinsschutt, dessen Grobkomponenten infolge des periglazialen Bodenfließens mit der Längsachse parallel zum Gefälle ausgerichtet sind. Der Feinkornanteil ist, abhängig vom unterlagernden Ausgangsgestein, sandig oder schluffig bis tonig. Im Hangenden folgt eine schluffreiche Fließerde, die neben dem Verwitterungsmaterial der im Untergrund anstehenden Gesteine einen deutlichen Lössanteil enthält. Auch diese Fließerden sind ungeschichtet, die Grobkomponenten sind mit der Längsachse parallel zum Gefälle ausgerichtet und scheinen in der Matrix zu schwimmen. Diese vertikale Pofigliederung konnte im Darstellungsmaßstab allerdings nicht wiedergegeben werden, die Flächen sind daher überwiegend den schluffig-sandigen Fließerden mit Kiesanteil (quf2) zugeordnet worden.

Eine weitere Variante sind die fein- bis mittelsandigen Fließerden (quf3), teilweise mit schwach schluffigen bis tonigen Sandanteilen, die meist ein Aufarbeitungsprodukt von stark sandiger Grundmoräne oder auch sogenanntem Geschiebedecksand, Schmelzwasserablagerungen oder älteren sandigen Terrassensedimenten sind. Diese Fließerden-Variante enthält oft einzelne Gerölle.

Die sandige Fließerden-Variante (quf4) besteht neben Feinsand aus einer starken Mittel- bis Grobsandkomponente sowie mehr oder weniger starken Kies- und wenigen schwachen Schluff- und Tonanteilen. Sie entstand überwiegend aus grobkörnigen älteren Terrassenablagerungen.

Abgrenzungskriterien: Als Lockergestein über älteren Ablagerungen sind die Fließerden aufgrund ihrer Gesteinsbeschaffenheit im Allgemeinen gut abzugrenzen. Sie kommen meist unmittelbar an der Geländeoberfläche vor, finden sich aber gelegentlich auch unter jüngeren Einheiten anderer Genese. Von den lithologisch oft ähnlich ausgeprägten Abschwemm Massen sind sie meist nur in gut dokumentierten Aufschlüssen und Bohrungen durch deren Schichtung und humose Bestandteile zu unterscheiden.

Laterale Änderungen der Schichtenfolge, Besonderheiten: Die petrographische Zusammensetzung der Fließerden variiert je nach Ausgangssubstrat. Die vorwiegend schluffigen Fließerden (quf1) kommen vor allem im Raum Schwerte zwischen Ruhr und Emscher sowie nördlich der Emscher zwischen Bottrop und Herten vor. Die schluffig-sandigen Fließerden (quf2) sind weitflächig im Südosten des Projektgebietes zwischen Bochum und Schwerte bis in den Raum Iserlohn anzutreffen. Die fein- bis mittelsandige,

schwach schluffig-tonige Variante (quf3) ist dagegen weitgehend auf den Bereich nördlich der Emscher, zwischen Dinslaken und Bottrop, beschränkt. Einige wenige Flächen liegen auch westlich von Mülheim. Schwach kiesige, gröber sandige Fließerden (quf4) kommen in größeren Flächen nur nordöstlich von Schwerte und bei Oberhausen-Königshardt im Westen vor.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Fließerden liegt zwischen 0,6 und 2 m, in seltenen Fällen auch deutlich über 2 m.

Referenzprofile: Kartierbohrungen SO 183, Dinslaken (TK 25: Blatt 4406 Dinslaken; BNUM 80418), SB IK 128, Gladbeck (TK 25: Blatt 4407 Bottrop; BNUM 82515), 4508/3011, Essen-Burgaltendorf (TK 25: Blatt 4508 Essen; BNUM 286805), 4511/3074, Holzwickede, Vogelberg (TK 25: Blatt 4511 Schwerte; BNUM 278746), 4608/3002, Hattingen-Niederbonsfeld (TK 25: Blatt 4608 Velbert; BNUM 286813)

Hydrogeologische Klassifizierung: Porengrundwasserleiter mit wechselnder, in der Regel geringer Durchlässigkeit

Lagerstättenbewertung: Fließerden sind aus rohstoffgeologischer Sicht nicht bedeutend.

Geothermische Bewertung: Fließerden sind aufgrund der geringen Mächtigkeiten für eine geothermische Nutzung im Projektgebiet nicht bedeutend.

Literatur: ALTERMANN & LIEBEROTH & SCHWANECKE (1988); RIBBERT (2017)

3.3.8.2 Abschwemmmassen (qua)

Abschwemmmassen sind Verschwemmungsablagerungen, Frostbodenbildungen und Hangbildungen, die infolge oberflächlicher Abspülung (Bodenerosion) durch Niederschlags- oder Schneeschmelzwässer entstanden sind.

Die an der heutigen Geländeoberfläche anstehenden Abschwemmmassen sind überwiegend das durch holozäne Bodenerosion verspülte Bodenmaterial, das sich in Hangmulden, in Trockentälern und auf Unterhängen abgesetzt hat und im gesamten Projektgebiet vorkommen kann (s. Abb. 74). Unter natürlichen Bedingungen verhindert heute eine geschlossene Vegetationsdecke die Bodenerosion. Abschwemmmassen entstehen daher in der Gegenwart vorwiegend auf reliefiertem und ackerbaulich genutztem Gelände. Abschwemmmassen unter Wald sind Relikte einer durch früheren Ackerbau ausgelösten historischen Bodenerosion.

Auch im Periglazialklima der pleistozänen Kaltzeiten entstanden in Lössgebieten periodisch Abschwemmmassen. In der sommerlichen Auftauphase wurde Löss durch Schmelzwässer verspült und als Schwemmlöss wieder abgelagert (vgl. Kap. 3.3.5). Eine Unterscheidung von Schwemmlöss und primär äolischem Löss aufgrund der Farbe ist in Bohrungen selten möglich, sodass Schwemmlöss dann als Löss dargestellt ist.

Altersstellung: Pleistozän bis Holozän, Oberpleistozän bis Holozän

Die Altersstellung der Abschwemmmassen kann durch Lumineszenzverfahren, ¹⁴C-Analyse organischer Bestandteile, Pollenanalyse und anhand archäologischer Artefakte ermittelt werden. Im Schichtaufbau holozäner Abschwemmmassen spiegelt sich oft die Siedlungsgeschichte einer Region wider.

Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Abschwemmmassen variieren je nach Ausgangssubstrat zwischen Sanden, schluffigen Sanden und Schluffen. Sie sind in der Regel fein geschichtet. Sie sind meist aus verlagertem humosem Oberbodenmaterial entstanden und aufgrund ihres Humusgehalts grau gefärbt. Im Projektgebiet wird nach der Korngrößenverteilung zwischen fein- bis mittelsandigen und schluffigen Abschwemmmassen unterschieden.

Abgrenzungskriterien: Als Lockergesteinsbildung über älteren Ablagerungen sind Abschwemmmassen aufgrund ihrer Gesteinsbeschaffenheit, ihres Humusgehalts und ihrer morphologischen Position in Hangmulden, Trockentälern und an Unterhängen meist gut abzugrenzen. Sie kommen unmittelbar an der Geländeoberfläche vor.

Laterale Änderungen der Schichtenfolge, Besonderheiten: Nordwestlich des Emschertals sind die Abschwemmmassen oft sandig. Schluffige Abschwemmmassen finden sich hauptsächlich im Lössverbreitungsgebiet zwischen Emscher und Ruhr. Ein Verbreitungsschwerpunkt liegt im Raum Dortmund. Hier werden ertragreiche Lössböden intensiv ackerbaulich genutzt und sind seit Einführung des Ackerbaus in der Jungsteinzeit der Bodenerosion ausgesetzt.

Mächtigkeit: Etwa 50 % der Vorkommen sind geringer als 2 m mächtig. Weitere 40 % erreichen Mächtigkeiten von 2 – 5 m. Maximale Schichtmächtigkeiten von bis zu 11 m sind selten und werden z. B. südlich von Dortmund erreicht.

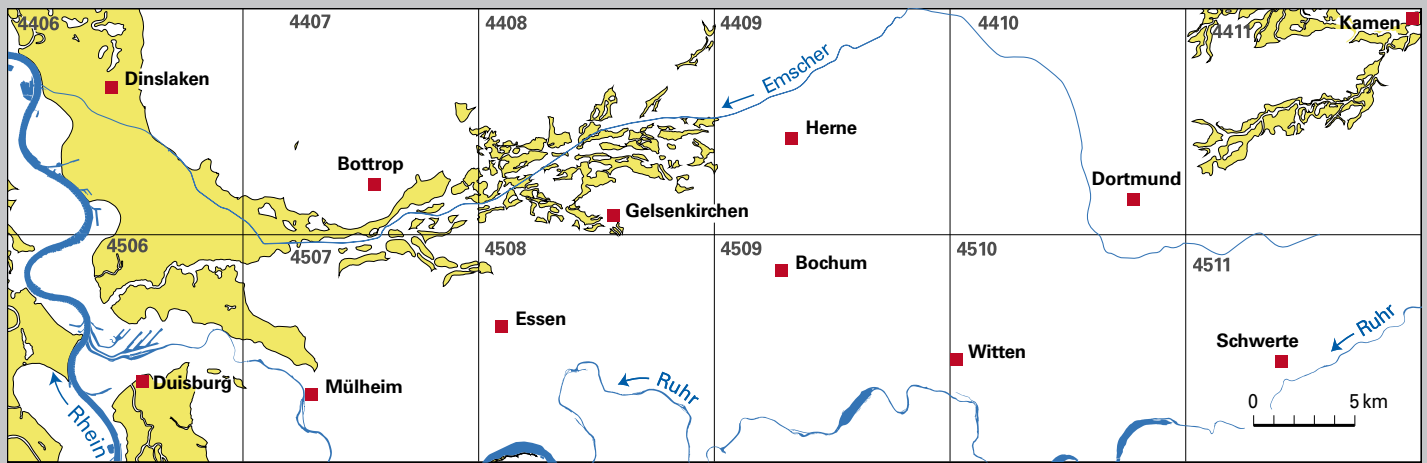
Referenzprofile: Kartierbohrung 4410/3038, Dortmund-Bodelschwingh (TK 25: Blatt 4410 Dortmund; BNUM 283202)

Hydrogeologische Klassifizierung: Porengrundwasserleiter mit wechselnder, in der Regel geringer Durchlässigkeit

Lagerstättenbewertung: Abschwemmmassen sind aus rohstoffgeologischer Sicht nicht bedeutend.

Geothermische Bewertung: Abschwemmmassen sind aufgrund der geringen Mächtigkeiten für eine geothermische Nutzung im Projektgebiet nicht bedeutend.

Literatur: AHNERT (2003); AMELUNG et al. (2018); KASIELKE (2014); ZEPP (2008)



Verbreitung von Hochflutablagerungen (qfbh)

4406 Nummer der Topographischen Karte 1 : 25 000

Abb. 75

Verbreitung von Hochflutablagerungen

3.3.9 Ablagerungen in Bach- und Flusstälern

In dieser Kartiereinheit werden holozäne Ablagerungen in Bach- und Flusstälern zusammengefasst, die sich genetisch in Hochflutablagerungen (qfbh), Auenterrassen (qfbat), Auenablagerungen (qfba) sowie Bach- und Flussablagerungen kleinerer Gewässer (qfb; Kap. 3.3.9.1 – 3.3.9.4) gliedern lassen.

Im Weichsel-Spätglazial und im Holozän tieften sich die Abflussrinnen des Rheins und seiner Nebenflüsse mehr und mehr in die Niederterrassenoberfläche ein. Bei periodischen Hochwasserereignissen überfluteten sie aber immer wieder die weiten Niederterrassenflächen und setzten dort vorwiegend feinkörnige Hochflutablagerungen (qfbh) ab.

Vor etwa 11 700 Jahren begann das Holozän mit einem kräftigen Temperaturanstieg innerhalb weniger Jahrzehnte, der sich sowohl pollenanalytisch als auch in Eisbohrkernen Grönlands nachweisen lässt (BITTMANN et al. 2018: 5; KASIELKE 2014: 12 u. 172; KLOSTERMANN 1992: 170). Im Bereich der größeren Fluss- und Bachniederungen kam es dabei zu einem Wechsel von breitflächig verwilderten Abflussbahnen hin zu solchen, die nur noch innerhalb definierter Stromrinnen mäandrierten. Dabei wurden die Niederterrassensedimente teilweise ausgeräumt und umgelagert. Im Rhein- und im Ruhrtal entstanden z. T. ineinander verschachtelte Terrassenkörper, die sich nur in größeren Arbeitsmaßstäben voneinander abgrenzen oder untergliedern lassen (Holozän-Terrassen; vgl. KLOSTERMANN 1989). Sie sind hier als Auenterrassen (qfbat) zusammengefasst.

Im weiteren Verlauf des Holozäns wurden Auenterrassen von meist feinkörnigeren Auenablagerungen verschiedener Zusammensetzung überdeckt. In den Tälern von Emscher und Seseke konnten keine Auenterrassenkörper abgegrenzt werden, hier lassen sich die holozänen fluviatilen Sedimente nur als Auenablagerungen (qfba) in drei verschiedenen lithologischen Ausprägungen darstellen. Dabei wird für die Bezeichnung Aue ein morphologisch weitgehend ebener, zusammenhängender Talboden vorausgesetzt.

Dies ist in den Niederungen der kleineren Bach- und Flusstäler meist nicht der Fall. Dort verzahnen sich fluviatile Sedimente randlich mit solchen anderer Genese, beispielsweise mit Abschwemmmassen. Auch ist die Abgrenzung gegenüber älteren, pleistozänen Flussablagerungen oft nicht gut möglich. Sie werden daher in der vorliegenden Kartierung zusammenfassend als Bach- und Flussablagerungen kleinerer Gewässer (qfb) in drei lithologischen Ausprägungen bezeichnet.

Literatur: BITTMANN et al. (2018); KASIELKE (2014); KLOSTERMANN (1989, 1992)



Abb. 76
Hochflutsand mit Schluffstreifen
und periglazialen Deformationen
über kiesigen Sanden der Nieder-
terrassen; Baugrube Berufskolleg
Duisburg, Bismarckstraße
(TK 25: Blatt 4506 Duisburg;
Höhe der Böschung: ca. 2,5 m)

3.3.9.1 Hochflutablagerungen (qfbh)

Die einzelnen Flüsse und Bäche zeigen im Längsverlauf ihrer Täler durchaus recht unterschiedliche Reaktionen auf die klimatischen und geologischen Bedingungen an der Grenze von Pleistozän und Holozän (KASIELKE 2014: 87). Hochflutablagerungen finden sich weitverbreitet am Rhein im Gebiet von Duisburg, Dinslaken und Voerde. Emscheraufwärts lassen sie sich bis etwa Herne-Crange und ganz im Nordosten im Bereich des Körnebachs zwischen Dortmund und Kamen sowie der Seseke zwischen Lünen und Kamen verfolgen (Abb. 75).

Untereinheiten: Die Hochflutablagerungen werden in drei lithologisch unterscheidbaren Faziesseinheiten dargestellt: dem Hochflutlehm (qfbh1), dem schluffigen Hochflutsand (qfbh2) und dem Hochflutsand (qfbh3).

Altersstellung: Pleistozän bis Holozän, Oberpleistozän bis Holozän, Oberweichsel bis Präboreal
Die Sedimentation von Hochflutablagerungen auf der Niederterrassen-Oberfläche begann wohl schon in der Älteren *Dryas*-Zeit des Weichsel-Spätglazials und setzte sich bis in das Holozän fort (JANSEN 1991: 90, 1995: 85; KLOSTERMANN 1992: 153).

Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Der Hochflutlehm (qfbh1) besteht aus schwach tonigem Schluff – in der Regel vorwiegend im Grobschluffbereich –, der schwach sandig sein oder selten dünne Sandlagen enthalten kann. Örtlich können schluffige Tone eingeschaltet sein. Der schluffige Hochflutsand (qfbh2) ist ein schluffiger bis stark schluffiger, selten auch toniger Sand, meist im Fein- bis Mittelsandbereich. Der Hochflutsand (qfbh3) besteht dagegen in der Regel aus schwach schluffigem bis schwach tonigem Fein- bis Mittelsand, häufig auch reinem Fein- bis Mittelsand. Selten, aber nicht untypisch innerhalb der Hochflutablagerungen, sind humose bis torfige Basis- oder Zwischenlagen. Das Sedimentmaterial ist in der Regel kalkfrei und von hellbrauner bis gelbbrauner, gelblich grauer oder grau gelber Farbe, oft mit Rostflecken und -bändern (Abb. 76).

Abgrenzungskriterien: In der Rheinebene liegen die Hochflutablagerungen außerhalb der eingetieften holozänen Auen großflächig über sandig-kiesigen Niederterrassensedimenten. Dort sind sie meist durch Korngrößen- und Farbwechsel vom Liegenden abzugrenzen. Im Emschertal sowie an der Seseke und am Körnebach nordöstlich von Dortmund sind lithologische Unterschiede zu den unterlagernden Niederterrassen kaum zu finden oder nur schwach ausgeprägt. Hier erfolgte die Abgrenzung anhand morphologischer Kriterien, die oft nur durch Auswertung historischer topographischer Karten erkennbar sind. Als Bereiche mit Hochflutablagerungen wurden solche in und am Rand der Flussniederungen angenommen, auf denen alte Gehöfte und Verkehrswege liegen, die also bei normalen Hochwässern nicht mehr überflutet wurden. Durch Bergsenkungen, Flussbegradigungen und Überbauung sind diese Unterschiede heute meist verwischt. Gegenüber Auensedimenten zeichnen sich Hochflutablagerungen meist durch fehlenden Kalkgehalt aus. Insgesamt sind Überschneidungen und Verwechslungen mit gleichaltrigen und genetisch verwandten Sedimenten, wie etwa der Niederterrassen, Abschwemmmassen oder Auenablagerungen eines älteren Niveaus nicht auszuschließen.

Laterale Änderungen der Schichtenfolge, Besonderheiten: Während am Westrand der Rheinniederung vorwiegend schluffiger Hochflutsand (qfbh2) und (reiner) Hochflutsand (qfbh3) verbreitet sind, findet sich am Ostrand, nördlich der alten Emscher, vorwiegend Hochflutlehm (qfbh1), im Übergang zur Hochfläche der Hauptterrassen im Osten auch Hochflutsand (qfbh3). Südlich von Duisburg liegt verbreitet Hochflutsand (qfbh3). Im Bereich der Emscher bis Herne im Osten ist das Bild uneinheitlicher, hier ist es aber meist schluffiger Hochflutsand (qfbh2). Im Verbreitungsgebiet nordöstlich von Dortmund tritt fast nur Hochflutlehm (qfbh1) auf.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit von Hochflutablagerungen liegt meist nur zwischen 0,5 und 3 m, vereinzelt auch um 4 m.

Referenzprofile: Kartierbohrungen 4406/3022, Voerde NE Haus Ahr (TK 25: Blatt 4406 Dinslaken; BNUM 292412; Hochflutlehm, qfbh1), 4408/3097, Gelsenkirchen-Horst (TK 25: Blatt 4408 Gelsenkirchen; BNUM 296964), 4411/3011 Kamen-Westick (TK 25: Blatt 4411 Kamen; BNUM 263541; Hochflutlehm, qfbh1), Baugrube Berufskolleg Duisburg, Bismarckstraße (TK 25: Blatt 4506 Duisburg; Hochflutsand, qfbh3; s. Abb. 76)

Hydrogeologische Klassifizierung: Porengrundwasserleiter mit geringer bis mäßiger Durchlässigkeit, Grundwasserdeckschicht

Lagerstättenbewertung: Hochflutablagerungen sind aufgrund der geringen Mächtigkeiten aus rohstoffgeologischer Sicht im Projektgebiet nicht bedeutend.

Geothermische Bewertung: Hochflutablagerungen sind aufgrund der geringen Mächtigkeiten für eine geothermische Nutzung im Projektgebiet nicht bedeutend.

Literatur: AG Geologie (2019a); JANSEN (1991, 1995); KASIELKE (2014); KLOSTERMANN (1992)

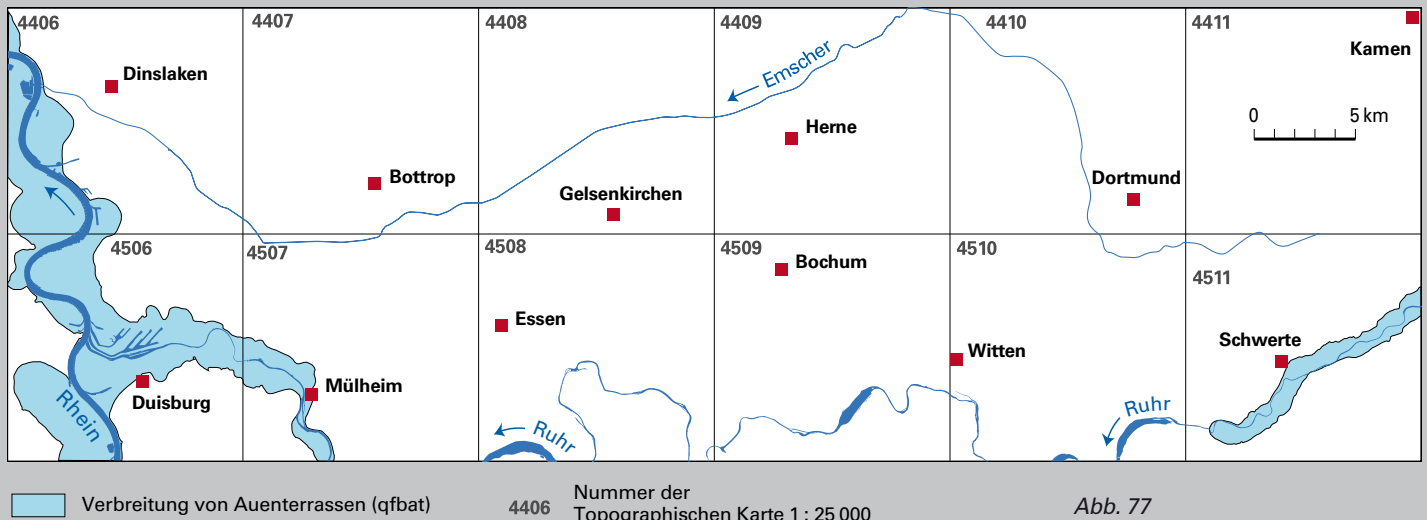


Abb. 77

Verbreitung von Auenterrassen

3.3.9.2 Auenterrassen (qfbat)

Auenterrassen sind nur unter Überdeckung durch jüngere Schichten in einem 3–4 km breiten Streifen entlang des heutigen Rheinlaufs und im unteren Ruhrtal bis Mülheim-Menden sowie im oberen Ruhrtal ab Schwerte-Westhofen zu finden. Sie sind daher lediglich in der Abbildung 77 sowie in einigen der 25-fach überhöhten Schnitte dargestellt.

Altersstellung: Holozän, Präboreal bis Subatlantikum

Das Alter der Auenterrassen kann anhand archäologischer Funde, durch ^{14}C -Datierung oder Pollenanalyse ermittelt werden. Morphologisch bilden die unterschiedlich alten Auenterrassen keine Terrassentreppe, ihre räumliche Anlage ist durch eine eher dachziegelförmige Überlagerung charakterisiert (Reihenterrassen). Im Rheintal wurden bis zu sieben verschiedenen alte Auenterrassen gefunden, die vom Präboreal bis ins Subatlantikum hinein entstanden sind (Holozän-Terrassen; KLOSTERMANN 1989: 95). An der Ruhr haben die Auenterrassen die Niederterrassen weitgehend aufgearbeitet und ersetzt.

Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Die Auenterrassen bestehen vorwiegend aus Mittel- bis Grobsand mit Feinkieslagen. Stellenweise sind auch Schluff- und Tonlagen eingeschaltet. An der Basis sind die Gesteine teilweise grobkiesig. Die Sedimente sind meist grau bis gelbgrau oder rötlich braun gefärbt. Bei der Verlagerung von Mäanderbögen werden am Prallufer die älteren Flussablagerungen ausgeräumt. Im Bereich des Stromstrichs lagern sich grobe Kiese (Stromrinnenkiese) ab. Mit zunehmender Entfernung vom Stromstrich reduziert sich die Transportkraft des Wassers. Dadurch erfolgt eine laterale Sortierung der Auenablagerungen von grob nach fein, sodass zum Inneren eines Mäanders Sand, Schluff und schließlich Ton abgelagert werden. Bei mehrfacher Verlagerung einer Mäanderschlinge entwickelt sich ein gradiert aufgebauter Sedimentkörper, der an der Basis aus groben Kiesen besteht und nach oben immer feiner wird.

Die petrographische Zusammensetzung der Auenterrassen spiegelt das Schotterspektrum der von ihnen aufgearbeiteten älteren, meist pleistozänen Flussterrassen wider. Die Auenterrassen der Ruhr werden durch Gesteine aus dem Rheinischen Schiefergebirge geprägt: Sand-, Ton-, Schluffstein, Kieselschiefer und Quarzgerölle. Im Schotterspektrum der Rhein-Auenterrassen finden sich auch Gesteine aus dem näheren und weiteren Einzugsgebiet des Rheins, wie z. B. Buntsandstein, Basalt, Trachyt, Feuerstein und Laacher-See-Tuff.

Abgrenzungskriterien: Die Auenterrassen nehmen die Flächen innerhalb der Mäanderbögen ein, die sich halbkreisförmig in die Stufe der Niederterrassen eingeschnitten haben. Im Hangenden werden die Schotter der Auenterrassen von Auenablagerungen (qfba; Kap. 3.3.9.2) überlagert. Im Liegenden stehen die Sedimente der Niederterrassen an.

Laterale Änderungen der Schichtenfolge, Besonderheiten: Die laterale Verteilung und Sortierung der Schichtenfolge ergibt sich aus der zuvor beschriebenen warmzeitlichen Erosions- und Sedimentationsdynamik eines mäandrierenden Flusses. Das Niveau der Auenterrassen ist von Mäanderschleifen in inselartige Flächen zerlegt, daher auch die frühere Bezeichnung „Inselterrasse“. Im mittleren Ruhrtal zwischen Mülheim-Menden und Schwerte-Westhofen sowie im Emschertal ist wegen der besonders starken anthropogenen Überprägung des Flusstals und der generell feinklastischen Sedimente eine Ausgliederung der Auenterrassen nicht möglich.

Mächtigkeit: Die Auenterrassen des Rheins sind 2 – 6 m, stellenweise bis 10 m mächtig, die der Ruhr erreichen maximal 6 m.

Referenzprofile: Kartierbohrungen 4406/3037, Binsheim (TK 25: Blatt 4406 Dinslaken; BNUM 293805), 4506/3002, Duisburg, südlich von Baerl (TK 25: Blatt 4506 Duisburg; BNUM 293809), 4511/3304, Ruhrtal (TK 25: Blatt 4511 Schwerte; BNUM 283491)

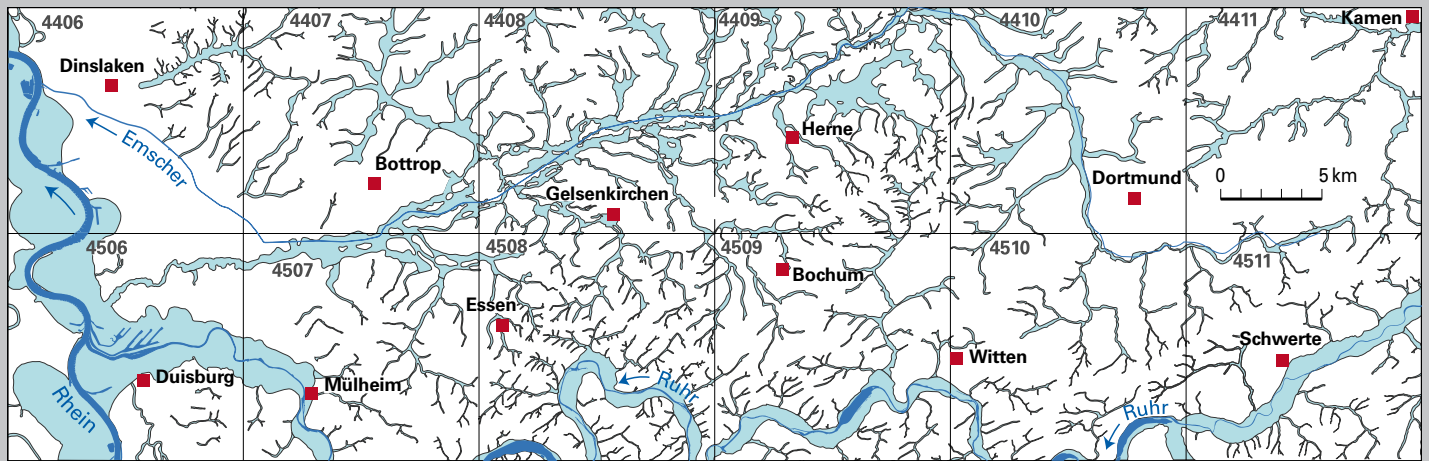
Hydrogeologische Klassifizierung: Porengrundwasserleiter mit geringer bis mäßiger Durchlässigkeit, Grundwasserdeckschicht

Lagerstättenbewertung: Auenterrassen sind aus rohstoffgeologischer Sicht im Projektgebiet nicht bedeutend, können je nach Zusammensetzung jedoch in Kombination mit Niederterrassensedimenten gewonnen werden.

Geothermische Bewertung: Auenterrassen des Rheins können bei ausreichender Mächtigkeit und Ergiebigkeit mittels geothermischer Brunnenysteme genutzt werden.

Die Erschließung der Auenterrassen mittels geschlossener Erdwärmesonden ist bei Wassersättigung mit einer Wärmeleitfähigkeit von 1,5 – 2,5 W/(m · K) gut möglich.

Literatur: JANSEN (1980); KLOSTERMANN (1989, 1992); SCHIRMER (1983)



Verbreitung von Ablagerungen in Bach- und Flusstälern (qfba, qfb)

Abb. 78

Verbreitung von Auenablagerungen sowie Bach- und Flussablagerungen kleinerer Gewässer

3.3.9.3 Auenablagerungen (qfba)

Auenablagerungen sind im Rhein- und Ruhrtal, in der Emscherniederung und an den Unterläufen größerer Emscherzuflüsse sowie im Tal der Seseke zwischen Kamen und Lünen verbreitet (Abb. 78).

Untereinheiten: Die Auenablagerungen (qfba) werden in drei lithologisch unterscheidbaren Fazieseinheiten dargestellt: dem Auenlehm (qfba1), dem schluffigen Auensand (qfba2) und dem Auensand (qfba3).

Altersstellung: Holozän, Präboreal bis Subatlantikum

Altersbestimmungen von Auenablagerungen liegen für verschiedene Stellen vor. Sie erfolgten anhand archäologischer Funde, durch ¹⁴C-Datierung oder Pollenanalysen. Die drei lithologisch unterschiedlichen Ausprägungen der Auenablagerungen sind häufig zeitgleiche Faziesvertreter. Am Rhein bildet Auenlehm oft die oberste und damit jüngste Deckschicht der Auenabfolge. Seine Entstehung wird vorwiegend ins Subatlantikum gestellt, als Folge verstärkter Rodung und Erosion seit der römischen Eisenzeit und besonders im Mittelalter (KLOSTERMANN 1989:107). Andernorts im Rheintal sind aber auch verschieden alte Auenlehmschichten seit dem Präboreal bekannt (JANSEN 1991: 96, 1995: 91), ebenso aus dem Ruhrtal (JANSEN & DROZDZEWSKI 1986: 115) oder vom Emscherlauf bei Dortmund-Mengede, wo tonig-schluffige Sedimente einen Großteil der Auenablagerungen ausmachen (RABITZ & HEWIG 1987; KASIELKE 2014).

Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Auenlehm besteht vorwiegend aus schwach bis stark tonigem Schluff, stellenweise mit geringem Sandanteil. Beim schluffigen Auensand ist Sand die Hauptkomponente mit in der Regel mehr als 30 % Feinkornanteil an Schluff und/oder Ton. Als Auensand sind Flächen auskartiert, in denen meist Fein- bis Mittelsand, teilweise auch schwach schluffiger bis schluffiger Sand vorkommt. Insbesondere bei den bindigen Varianten ist meist ein gewisser Kalkgehalt festzustellen. Typisch für alle Auenablagerungen sind ein fein verteilter Humusanteil, gelegentliche Pflanzen-



Abb. 79

Fossile Baumstämme aus einer vertorften Rinne im Auensand; Baugrube Marina Oberhausen (TK 25: Blatt 4507 Mülheim an der Ruhr)



Abb. 80

Mit Torf gefüllte Rinne im Auensand, 7 – 8 m breit, Torf bis 3,4 m mächtig, im höheren Teil anthropogen gestört; Baugrube Marina Oberhausen (TK 25: Blatt 4507 Mülheim an der Ruhr)

und Holzreste bis hin zu ganzen Baumstämmen (Abb. 79) oder auch in Lagen, Linsen oder Paketen eingeschaltete Mudde oder Torf (Abb. 80). Auch Eisenkonkretionen bis hin zu Raseneisensteinlagen sind häufig. Bei den Farben herrschen Brauntöne, auch Rostfarben und Gelbgrau bis Grau oder, bei hohen organischen Anteilen, Dunkelgrau bis Schwarz vor. Bei den sandigen Varianten ist in Aufschlüssen oft eine lebhaft schräge- oder Kreuzschichtung zu beobachten. Die Zusammensetzung der Auenablagerungen wechselt vertikal und lateral oft sehr rasch. Die beschriebene Gesteinsausprägung ist daher die jeweils vorwiegende innerhalb der ausgeschiedenen Bereiche.

Abgrenzungskriterien: Als Auenablagerungen wurden innerhalb der Flussniederungen von Rhein, Ruhr, Emscher und Seseke zunächst rein morphologisch solche Flächen ausgeschieden, die, von den Gewässern ausgehend, das niedrigste, weitgehend ebene Niveau aufweisen und meist allenfalls als Wiese oder Weide genutzt werden. In topographischen Karten sind sie oft als Bruch, Moor, Sumpf- oder Torfstichflächen gekennzeichnet. In älteren Karten sind diese Flächen in der Regel nicht bebaut und von festen Verkehrswegen ausgespart. Hierbei sind Überschneidungen mit Hochflutablagerungen oder Abschwemmassen möglich. Auenablagerungen sind von liegenden älteren Bach- und Flussablagerungen oft nur schwer abzugrenzen, manchmal aufgrund eines Korngrößen-, Kalkgehalt- oder Farbwechsels oder durch ihren höheren Anteil organischer Beimengungen.

Laterale Änderungen der Schichtenfolge, Besonderheiten: Die lithologische Zusammensetzung der Auenablagerungen ist weitgehend durch die in den umgebenden Gebieten anstehenden und der holozänen Erosionsdynamik unterliegenden Lockergesteine geprägt. So bestehen beispielsweise die Auenprofile an der Emscher zwischen Castrop-Rauxel und Dortmund, wo in der Umgebung Löss und ältere schluffige Bach- und Flussablagerungen der Niederterrassen verbreitet sind, fast durchgehend aus Auenlehm.

Mächtigkeit: Auenablagerungen sind meist zwischen 1 und 5 m, maximal 8 m mächtig.

Referenzprofile: Kartierbohrungen 4311/3116, Bergkamen-Oberaden, Seseke (TK 25: Blatt 4311 Lünen; BNUM 299670), 4406/3036, Binsheim (TK 25: Blatt 4406 Dinslaken; BNUM 293804), 4407/3053, Bottrop, Welheimer Mark (TK 25: Blatt 4407 Bottrop; BNUM 296319), 4511/3002, Ruhraue (TK 25: Blatt 4511 Schwerte; BNUM 277199)

Hydrogeologische Klassifizierung: Porengrundwasserleiter mit geringer bis mäßiger Durchlässigkeit, Grundwasserdeckschicht

Lagerstättenbewertung: Auenablagerungen sind aus rohstoffgeologischer Sicht nicht bedeutend.

Geothermische Bewertung: Auenablagerungen sind aufgrund der geringen Mächtigkeiten für eine geothermische Nutzung im Projektgebiet nicht bedeutend.

Literatur: JANSEN (1991, 1995); JANSEN & DROZDZEWSKI (1986); KASIELKE (2014); KLOSTERMANN (1989); RABITZ & HEWIG (1987)

3.3.9.4 Bach- und Flussablagerungen kleinerer Gewässer (qfb)

Ähnlich wie bei den genetisch und stratigraphisch vergleichbaren Auenablagerungen lassen sich auch bei den Bach- und Flussablagerungen kleinerer Gewässer drei fazielle Untereinheiten ausscheiden. Die Verbreitungsgebiete der schluffigen Bach- und Flussablagerungen (qfb1) liegen vorwiegend südlich und östlich der Emscher im Bereich Mülheim – Essen – Gelsenkirchen – Bochum – Witten – Dortmund – Kamen – Unna – Schwerte. Nennenswerte Vorkommen nördlich der Emscher liegen an Spechtsbach, Boye, Brabecker Mühlenbach und Haarbach bei Bottrop und Gladbeck sowie im Süden von Recklinghausen (s. Abb. 78). Die schluffig-sandigen (qfb2) und sandigen Bach- und Flussablagerungen (qfb3) sind großflächig nördlich der Emscher im Bereich Dinslaken – Bottrop – Recklinghausen – Lünen-Brambauer verbreitet, außerdem in der südlichen Emscherniederung zwischen Wanne-Eickel und Castrop-Rauxel.

Altersstellung: Holozän, Präboreal bis Subatlantikum

In tieferen Profilabschnitten und insbesondere in kleineren Seitentälern können auch spätglaziale Anteile aus dem Oberweichsel enthalten sein, die mangels geeigneter Aufschlüsse und fehlender lithologischer Unterschiede nicht abgrenzbar sind.

Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Bach- und Flussablagerungen in schluffiger Ausprägung (qfb1) bestehen vorwiegend aus teilweise schwach tonigem Schluff, gelegentlich mit Fein- bis Mittelsandeinschaltungen, selten auch gröberen Lagen. Bei schluffig-sandiger Ausprägung (qfb2) ist Sand die Hauptkomponente mit in der Regel mehr als 30 % Feinkornanteil an Schluff und wenig Ton. In der vorwiegend sandigen Ausprägung (qfb3) kommt meist Fein- bis Mittelsand vor, teilweise auch schwach schluffiger bis schwach toniger Sand. Insbesondere bei den bindigen Varianten ist ab einigen Dezimetern Tiefe meist ein gewisser Kalkgehalt vorhanden. Typisch für alle Varianten sind oft fein verteilte Humuspartikel, gelegentliche Pflanzen- und Holzreste oder auch in Lagen, Linsen oder Paketen eingeschaltete Mudde und Torf. Auch Eisenkonkretionen bis hin zu Raseneisensteinlagen sind häufig.

Selten können auch dünne Lagen oder Linsen weißlicher Kalkausfällungen eingeschaltet sein (Wiesenkalk oder Wiesenmergel). Die Farben sind vorherrschend Brauntöne, auch Rostfarben, Gelbgrau bis Grau oder, bei hohen organischen Anteilen, Dunkelgrau bis Schwarz. Bei den sandigen Varianten ist in Aufschlüssen oft lebhafte Schräg- oder Kreuzschichtung zu beobachten. Die Zusammensetzung der Sedimente wechselt vertikal und lateral oft sehr rasch. Die beschriebene Gesteinsausprägung ist daher die jeweils vorwiegende innerhalb der ausgeschiedenen Bereiche.

Abgrenzungskriterien: Die Abgrenzung der holozänen Bach- und Flussablagerungen kleinerer Gewässer erfolgt überwiegend morphologisch aufgrund ihrer Lage in den Tälern und Niederungen entlang der Gewässer, besonders in den stark überbauten Bereichen auch durch Auswertung historischer topographischer Karten. In den Rand- und Übergangsbereichen zu anderen geologischen Einheiten können Ablagerungen anderer Genese mit einbezogen sein. Besonders die Abgrenzung gegenüber Hochflut- und Verschwemmungsablagerungen ist schwierig und wird meist schematisch vorgenommen. Von liegenden Schichten mit ähnlicher Zusammensetzung lassen sie sich oft durch eine etwas gröbere, gelegentlich auch schwach kiesige Basislage abgrenzen.

Laterale Änderungen der Schichtenfolge, Besonderheiten: Die lithologische Ausprägung der Bach- und Flussablagerungen ist vielfach durch das anstehende Gesteinsmaterial der unmittelbaren Umgebung bestimmt. So bestehen sie in Gebieten mit großflächiger Lössbedeckung, mit oberflächennahen Festgesteinen der Emscher-Formation oder mit tonig-schluffigen Karbon-Schichten vorwiegend aus Schluff. Dort, wo die Karbon- und Kreide-Schichten stärker sandig sind oder wo ältere Quartär-Schichten mit größeren Sandanteilen erodiert und umgelagert wurden, sind auch die holozänen Bach- und Flussablagerungen eher sandig.

Mächtigkeiten: Die Ablagerungen sind meist zwischen 0,5 und 2,5 m mächtig. Stellenweise gehen die Schichtmächtigkeiten an den größeren Bächen auch darüber hinaus und erreichen 4–5 m, vereinzelt auch 6–8 m, so an der Berne oder dem Borbecker Mühlenbach in Essen, dem Ruhmbach in Mülheim, dem Rotbach in Dinslaken und Bottrop, dem Ölbad in Bochum, dem Hüller Bach in Gelsenkirchen sowie dem Körnebach und dem Massener Bach im Bereich Dortmund – Kamen – Unna. Auch einzelne schmale Talfüllungen in den Hügelländern können bis 6 m, vereinzelt auch bis 10 m Mächtigkeit erreichen.

Referenzprofile: Kartierbohrungen 4406/3030, Rotbach nördlich von Hiesfeld (TK 25: Blatt 4406 Dinslaken; BNUM 293611; sandige Fazies, qfb3), 4409/3045, Herne, Storchswiese (TK 25: Blatt 4409 Herne; BNUM 282206; sandige Fazies, qfb3), 4411/3056, Dortmund-Scharnhorst, Alte Körne (TK 25: Blatt 4411 Kamen; BNUM 264348; schluffige Fazies, qfb1), 4511/3033, Schwerte-Overberge, Mühlenstrang (TK 25: Blatt 4511 Schwerte; BNUM 277184; schluffige Fazies, qfb1)

Hydrogeologische Klassifizierung: Porengrundwasserleiter mit geringer bis mäßiger Durchlässigkeit, Grundwasserdeckschicht

Lagerstättenbewertung: Bach- und Flussablagerungen kleinerer Gewässer sind aus rohstoffgeologischer Sicht nicht bedeutend.

Geothermische Bewertung: Bach- und Flussablagerungen kleinerer Gewässer sind aufgrund der geringen Mächtigkeiten für eine geothermische Nutzung im Projektgebiet nicht bedeutend.

Literatur: JANSEN (1980, 1991); JANSEN & DROZDZEWSKI (1986); PIEPER (1990); RABITZ & HEWIG (1987); STEHN (1988); WREDE (2000)

3.3.10 Moor (qhm)

Moorablagerungen, meist Niedermoortorfe, sind im Projektgebiet auf wenige kleine Flächen im Norden von Duisburg (TK 25: Blatt 4406 Dinslaken; JANSEN 1995), bei Oberhausen-Königshardt (Blatt 4407 Bottrop; WREDE 2000), im Emscher- und Ruhrtal (Blatt 4410 Dortmund; RABITZ & HEWIG 1987 u. Blatt 4510 Witten; JANSEN 1980) beschränkt. Sie dürften früher weiter verbreitet gewesen sein, sind aber durch den intensiven anthropogenen Einfluss – Entwässerung, Torfentnahme, Überbauung bzw. Aufschüttungen – meistens zerstört. Dies trifft z. B. auf das Sterkrader Venn östlich von Oberhausen-Königshardt zu, ein ehemaliges Hochmoor, auf dessen Areal eine Halde aufgeschüttet wurde. Aufgrund der weitgehenden Zerstörung der ehemals vorhandenen Moore und der geringen Größe der verbliebenen Vorkommen wird auf die Darstellung ihrer Verbreitung an dieser Stelle verzichtet.

Altersstellung: Holozän, Präboreal bis Subatlantikum

Es liegen von verschiedenen Mooren pollenanalytische Datierungen vor, mit denen sich ihre Entwicklung im Holozän detailliert nachvollziehen lässt.

Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Bei den heute noch vorhandenen Mooren handelt es sich um Niedermoore, in denen Torf, z. T. auch mit Lagen von dunkelbraunem, tonigem bis feinsandigem Schluff mit hohen organischen Anteilen, verbreitet ist. Je nach Entwicklungsstadium der Moore kommt Bruchwald-, Schilf- und Seggentorf vor.

Abgrenzungskriterien: Die Moorablagerungen sind in die holozäne Schichtenfolge eingelagert und aufgrund der Torfbildungen lithologisch leicht abgrenzbar. Sie befinden sich unmittelbar an der Geländeoberfläche oder werden von Auenablagerungen überdeckt.

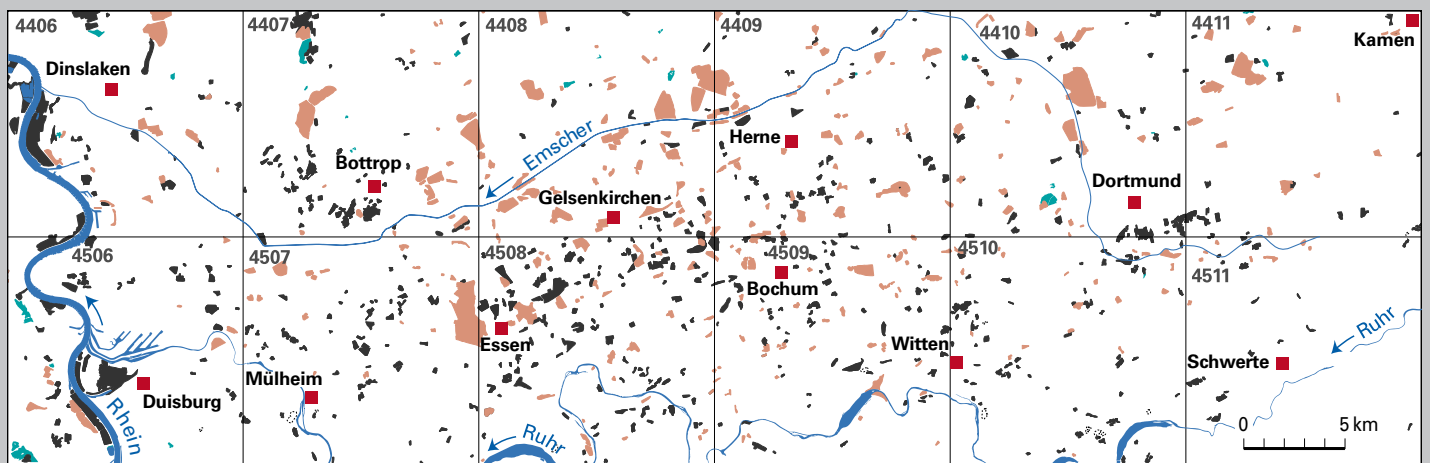
Laterale Änderungen der Schichtenfolge, Besonderheiten: Lateral können sich Moorablagerungen mit Auenablagerungen verzahnen oder in Anmoorbereiche mit stark humosen Schluffen übergehen. Bei Dortmund-Körne sind an einigen Stellen Moorablagerungen mit kleinflächigen Wiesenkalk- oder Wiesenmergel-Ablagerungen vergesellschaftet.

Mächtigkeit: Moorablagerungen im Projektgebiet sind meist gering mächtig, oft unter oder um 1 m. Selten werden sie bis zu 2 m mächtig, im ehemaligen Sterkrader Venn sogar bis 3 m.

Referenzprofile: Pollenanalytisch dokumentierte Moorprofile liegen auf den Gebieten der TK 25: Blatt 4410 Dortmund, Emschertal (REHAGEN in RABITZ & HEWIG 1987) sowie Blatt 4510 Witten, Emschertal an der „Blomke“ (JANSEN 1980).

Hydrogeologische Klassifizierung: Porengrundwasserleiter mit geringer Durchlässigkeit

Lagerstättenbewertung: Moorablagerungen sind aus rohstoffgeologischer Sicht im Projektgebiet nicht bedeutend.



Künstlich veränderte Flächen

- | | |
|---|--|
| Künstliche Aufschüttung (qy) | Abgrabung, offene Wasserfläche |
| Abgrabung, unverfüllt | Abgrabung, teilverfüllt bzw. verfüllt (qy) |

Nummer der
4406 Topographischen
Karte 1 : 25 000

Abb. 81

Künstlich veränderte Flächen

Geothermische Bewertung: Moorablagerungen sind aufgrund der geringen Mächtigkeiten für eine geothermische Nutzung im Projektgebiet nicht bedeutend.

Literatur: JANSEN (1980, 1995); RABITZ & HEWIG (1987); WREDE (2000)

3.3.11 Künstliche Aufschüttung (qy)

Zur Kartiereinheit Künstliche Aufschüttung zählen alle Ablagerungen in Zusammenhang mit anthropogenen Veränderungen der Erdoberfläche. Sie sind im gesamten Ruhrgebiet weit verbreitet. Um sie im Rahmen des Kartierprojekts darzustellen, müssen sie eine Mindestgröße von 1 ha und eine Mindestmächtigkeit von 1 m haben. Aufschüttungen im Rahmen des Verkehrswegebbaus oder solche in dicht bebauten Bereichen, die aus den entsprechenden Signaturen der topographischen Kartengrundlage zu erkennen sind, werden nicht gesondert dargestellt. Künstliche Aufschüttungen sind neben Abgrabungsflächen im Kartenlayer „Künstlich veränderte Flächen“ dargestellt (Abb. 81).

Altersstellung: Holozän, meist Subatlantikum. Ältere künstliche Aufschüttungen, wie Hügelgräber, sind in der Regel kleiner als 1 ha.

Schichtenfolge und Gesteinsbeschreibung: Künstliche Aufschüttungen bestehen aus unterschiedlichen Materialien. Geogene Inhaltsstoffe können Boden- und Erdaushub, Bergematerial des Steinkohlenbergbaus, aufgespültes Baggergut, Steinbruchabraum oder Gesteinsschlamm sein. Sie können aber auch aus technogenen Inhaltsstoffen – oft mit geogenen Stoffen gemischt – bestehen: z. B. Haus- oder Industriemüll, Asche, Schlacke, Trümmer- und Bauschutt, Klärschlamm, Chemieschlamm.

Morphologisch sind es häufig Aufschüttungen, die über das ursprüngliche Geländeniveau hinausgehen, wie Halden, Dämme, Deiche, Spülfelder oder eingedeichte Klärteiche. Es kann sich aber auch um Auffüllungen von Abgrabungen oder durch Bergsenkung entstandenen Hohlformen handeln. Dabei können ehemalige Abgrabungen teilverfüllt oder komplett verfüllt sein. Weiterhin werden auch zur Ansiedlung von Industrie oder Gewerbe größere Flächen planiert und das Relief mit Schüttmaterial ausgeglichen. Auch prähistorische und historische Aufschüttungen, wie Hügelgräber oder Siedlungsplätze, können bei entsprechender Flächen-größe dargestellt werden.

Bei planerischen Überlegungen und im Bereich bautechnischer Anforderungen ist das Wissen um künstliche Aufschüttungen über dem „gewachsenen“ Baugrund zu berücksichtigen. In der Regel muss eine geotechnische Untersuchung des Untergrundes, manchmal sogar ein Materialaustausch, erfolgen.

Abgrenzungskriterien: Künstliche Aufschüttungen lassen sich zum einen wegen ihrer Inhaltsstoffe sowohl von den Locker- als auch von den Festgesteinen abgrenzen. Zum anderen ist bei ihnen das Kriterium des gewachsenen Bodens oder anstehenden Gesteins nicht mehr erfüllt. Historische topographische Kartenserien bis hin zu heutigen digitalen Höhenmodellen lassen veränderte Oberflächen oder ein neues Relief leicht erkennen.

Mächtigkeit: Künstliche Aufschüttungen haben ihrem Zweck entsprechend sehr unterschiedliche Mächtigkeiten. Diese schwanken zwischen 1 m (dargestellte Mindestmächtigkeit) und 137 m. Diesen Höchstwert erreicht die Halde Oberscholven in Gelsenkirchen, auf der Abraum aus dem Steinkohlenbergbau abgelagert worden ist.

Hydrogeologische Klassifizierung: Porengrundwasserleiter mit wechselnder Durchlässigkeit

Lagerstättenbewertung: Eine Lagerstättenbewertung kommt bei den künstlichen Bildungen nur bei großflächigen oder haldenförmigen Vorkommen infrage. Halden liefern je nach Inhaltsstoffen potenzielles Recyclingmaterial für eine zukünftige Nutzung.

Geothermische Bewertung: Eine geothermische Bewertung entfällt.

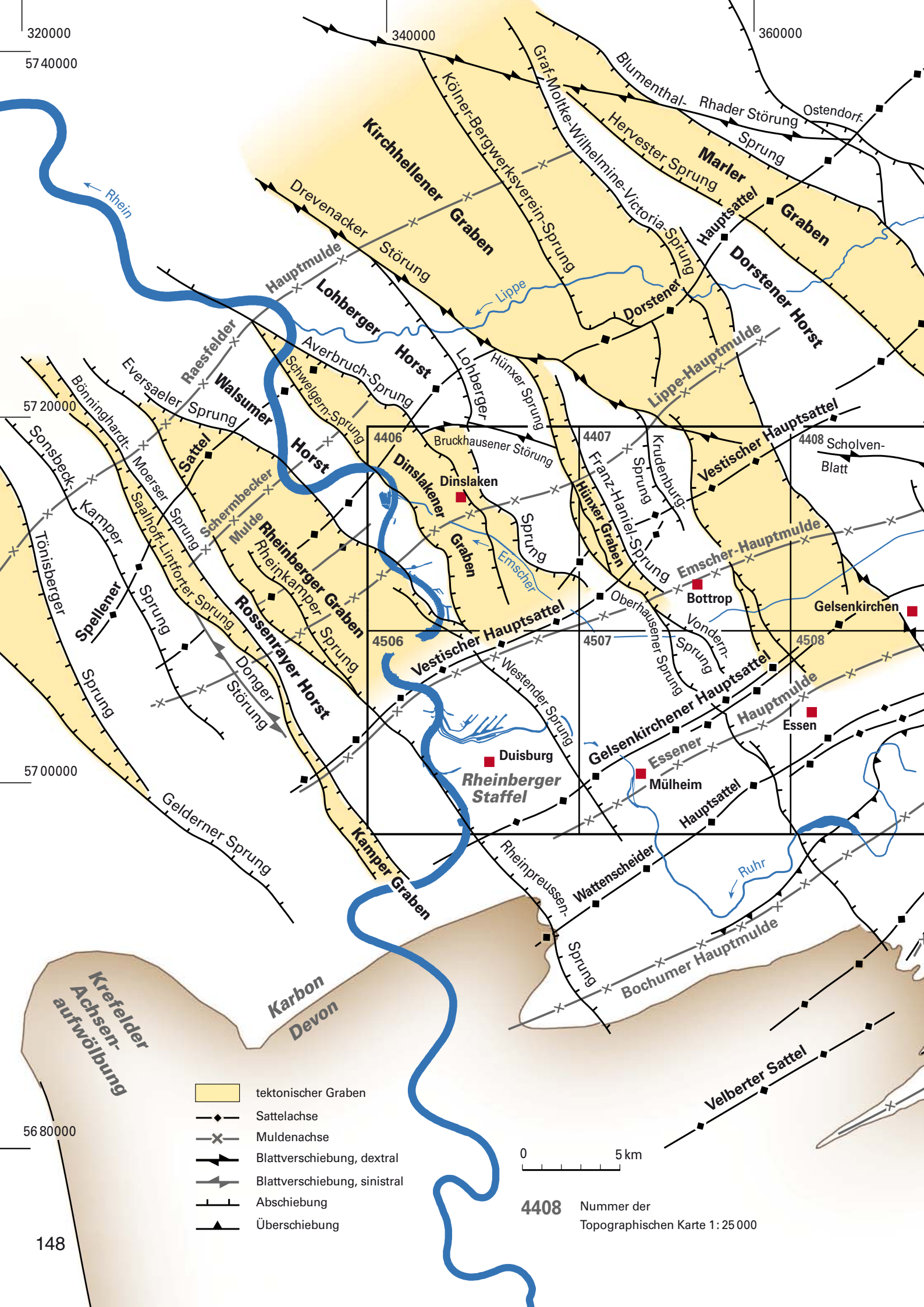
Literatur: JANSSEN (1995); RABITZ & HEWIG (1987); WREDE (2000)

4 Lagerungsverhältnisse

M. DÖLLING

Das Ruhrgebiet umfasst Teilbereiche von drei geologischen Großstrukturen: das variszisch gefaltete Ruhrkarbon, das Münsterländer Kreide-Becken und die Niederrheinische Bucht. Das variszisch gefaltete Gebirge ist im südlichen Bereich des Ruhrgebietes an der Geländeoberfläche weit verbreitet. In den beiden anderen Großstrukturen bildet es unter jüngeren Schichten das Grundgebirge. Es ist aufgrund des Steinkohlenbergbaus und zahlreicher Bohrungen gut bekannt (DROZDZEWSKI & WREDE 1994; JUCH 1994; WOLF 1985, 1988).

Auf den gefalteten Schichten des Karbons liegen diskordant jüngere Gesteine. Diese Deckgebirgsschichten setzen sich im Westen des Ruhrgebietes (Niederrhein) aus Ablagerungen des Zechsteins, der Trias, der Kreide, des Tertiärs und des Quartärs zusammen. Weiter im Osten, nördlich einer Linie Mülheim an der Ruhr – Bochum – Dortmund, wird das Karbon von mächtigen Schichten der Kreide mit einer dünnen Quartär-Bedeckung diskordant überlagert. Sowohl die Deckgebirgsbasis (Karbon-Oberfläche) als auch die Deckgebirgsschichten – mit Ausnahme des Tertiärs und Quartärs – tauchen im Allgemeinen flach nach Norden ab.



320000
5740000

340000

360000

5720000

5700000

5680000

148

- tektonischer Graben
- Sattelachse
- Muldenachse
- Blattverschiebung, dextral
- Blattverschiebung, sinistral
- Abschiebung
- Überschiebung

0 5 km

4408 Nummer der Topographischen Karte 1:25 000



Abb. 82
 Tektonische Übersicht
 des Ruhrkarbons

4.1 Tektonik des Ruhrkarbons (Oberkarbon)

Die Schichten des Ruhrkarbons wurden durch die variszische Gebirgsbildung in Südwest – Nordost streichende Antiklinorien und Synklinorien – die sogenannten Hauptsättel und Hauptmulden – gefaltet. Diese setzen sich wiederum aus einer Anzahl von Nebenfalten zusammen. Der Faltenbau wird von einer hauptsächlich in Nord-Süd-Richtung angelegten Achsenwellung (Achsenaufwölbungen und -depressionen) überlagert (Abb. 82). Diese muss während der Faltung entstanden sein, da eine deutliche Abhängigkeit des tektonischen Baustils von der Achsenwellung nachzuweisen ist.

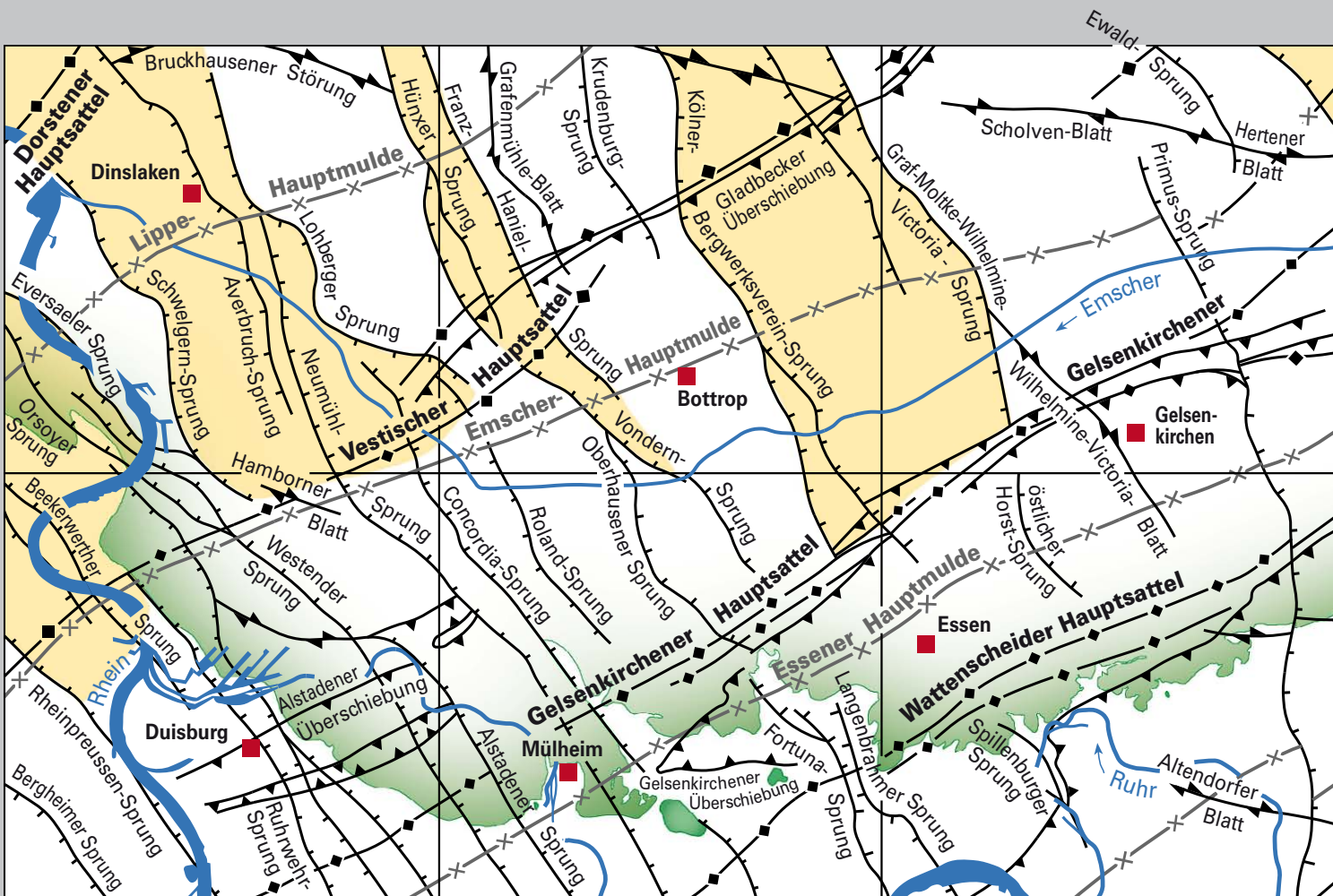


Abb. 83

Tektonische Strukturen des Ruhrkarbons im Projektgebiet

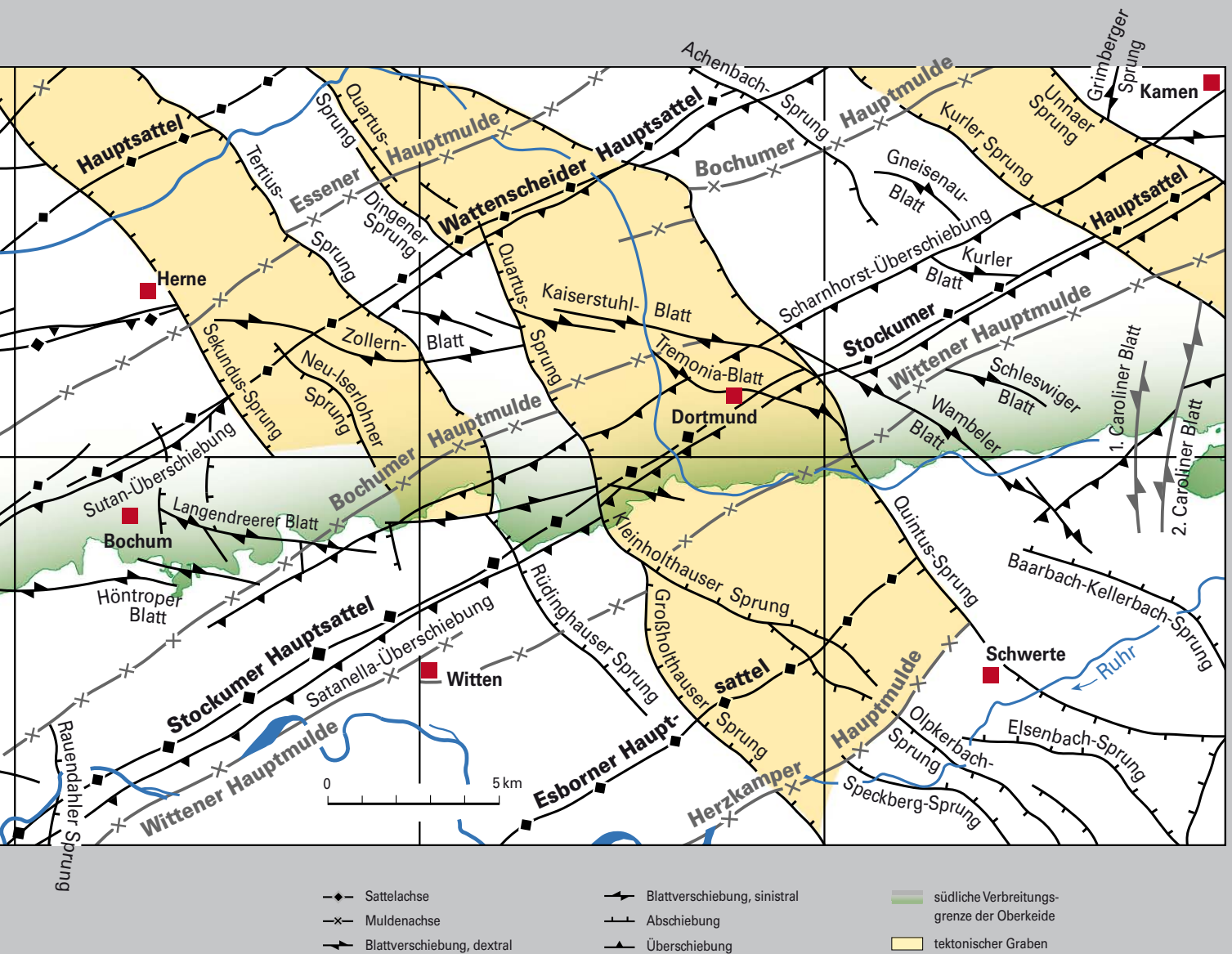
Das Ruhrkarbon zeigt zusätzlich einen Stockwerkbau in vertikaler Richtung. Im oberen Stockwerk herrscht ruhige, meist flache Schichtenlagerung vor, im mittleren Stockwerk treten Spezialfalten und Überschiebungen auf. Das untere Stockwerk besteht aus engständigen Spezialfalten mit nur wenigen Überschiebungen.

Die im Streichen der Falten verlaufenden und nach Nordwest und Südost einfallenden Überschiebungen stehen in enger mechanischer Beziehung zum Faltenbau und dessen vertikalen und lateralen Veränderungen.

Das gefaltete Ruhrkarbon wird durch Nordwest – Südost streichende Querstörungen (sogenannte Sprünge) in Graben-, Horst- und Staffelschollen gegliedert (s. Abb. 82). Die Quer-

störungen haben unterschiedliche Erstreckungen und wechselnde Verwurfsbeträge. Diese Quertektonik ist abhängig von der Faltungsintensität, das heißt, je geringer die Faltungsintensität, desto größer ist die Anzahl der Querstörungen und umso größer sind die Verwürfe. Da die Faltungsintensität im Ruhrkarbon von Süden nach Norden zurückgeht, nimmt die Intensität der Quertektonik in dieser Richtung zu.

An den Querstörungen sind häufig noch zusätzlich Horizontalbewegungen erfolgt, die sowohl sinistral (linkshändig) als auch dextral (rechtshändig) sein können. Außerdem finden sich steil einfallende Störungen mit rein horizontalen Bewegungen. Sie streichen diagonal zu den Faltenstrukturen und werden im Bergbau Blätter oder Blattverschiebungen genannt.



4.1.1 Falten und Überschiebungen

Der Faltenbau des Ruhrkarbons wird von Westsüdwest – Ostnordost streichenden, großräumigen Hauptsätteln und -mulden geprägt (Abb. 82 u. 83). Von Südosten nach Nordwesten sind dies die Herzkamper Hauptmulde und der Esborner Hauptsattel, die allerdings nur im mittleren Ruhrgebiet ausgeprägt sind, sowie die Wittener Hauptmulde und der Stockumer Hauptsattel, die sich aus dem nach Osten hin abtauchenden Velberter Sattel entwickeln. Hierauf folgen die Bochumer Hauptmulde, der Wattenscheider Hauptsattel, die Essener Hauptmulde, der Gelsenkirchener Hauptsattel und die Emscher-Hauptmulde. Im westlichen Ruhrkarbon wird diese vom Vestischen Hauptsattel begrenzt, der sich nach Nordosten – außerhalb des Projektgebietes – in den Blumenthal-Hauptsattel und den Auguste-Victoria-Hauptsattel aufspaltet, die die Lüdinghausener Hauptmulde (nördlich des Projektgebietes) einschließen (s. Abb. 82). Nordwestlich vom Vestischen Hauptsattel beziehungsweise Auguste-Victoria-Hauptsattel erstreckt sich die weitgespannte Lippe-Hauptmulde, die durch den Dorstener Hauptsattel von der Raesfelder Hauptmulde (nördlich des Projektgebietes) abgegrenzt wird.



Abb. 84

*Beispiel einer Spitzfalte in
der Sprockhövel-Formation;
Essen-Werden*

Diese Hauptsättel und -mulden werden jeweils aus einer Vielzahl von Einzelfalten aufgebaut, die im streichenden Verlauf und auch zur Tiefe hin starken Veränderungen unterworfen sind. An Faltenformen sind Spitzfalten (Abb. 84), Rundfalten, Kofferfalten und Monoklinen vertreten, die häufig eng nebeneinander auftreten oder sich z. B. im Streichen beziehungsweise vertikal ablösen (DROZDZEWSKI & WREDE 1994).

Eine Vergenz der größeren Falten ist nur bereichsweise deutlich ausgeprägt. Sie ist dann im Allgemeinen nach Nordwesten gerichtet. Es kommen aber auch südvergente Falten vor. Der Faltenbau des Ruhrkarbons ist in großtektonischer Hinsicht flach ausgebildet.

Die Überschiebungen des Ruhrkarbons (s. Abb. 83) sind genetisch unmittelbar mit dem Faltenbau verbunden. Sie treten ausschließlich in streichender Richtung auf. Die großen Überschiebungen liegen vornehmlich an den Flanken der Hauptsättel. An den Südostflanken herrschen überwiegend südostvergente Überschiebungen vor, an den Nordwestflanken dagegen nordwestvergente, wobei die Störungen im Allgemeinen jeweils steiler als die Schichtung stehen. Alle Überschiebungen, die im Einfallen Sattel- und Muldenachsen queren, scheinen mitgefaltet zu sein und lassen damit die enge mechanische Verknüpfung mit der Faltung erkennen (DROZDZEWSKI & WREDE 1994).

Die Herzkamper Hauptmulde im Raum Schwerte und Witten gehört strukturell zum unteren tektonischen Stockwerk des südlichen Ruhrkarbons und markiert den Übergang in das südlich angrenzende Rheinische Schiefergebirge. Die sich nach Südwesten heraushebende Mulde ist durch eine intensive Spezialfaltung charakterisiert und wird im südlichen Ruhrgebiet vor allem von Schichten des Namuriums aufgebaut. Innerhalb dieses Spezialfaltenstockwerks treten die Herzkamper Hauptmulde und der nördlich gelegene Esborner Hauptsattel jedoch nur undeutlich als eigenständige Hauptfaltenelemente hervor.

Die Wittener Hauptmulde setzt östlich von Velbert innerhalb des nach Nordosten abtauchenden Velberter Sattels als spezialgefaltete Muldenstruktur ein. Lediglich in der Hammer Achsendepression, und dort speziell im Dortmunder und dem östlich des Projektgebietes liegenden Königsborner Graben (s. Abb. 82), ist die Wittener Hauptmulde trogförmig ausgebildet. In diesem Bereich setzen innerhalb des südlichen Ruhrgebietes erstmals größere, überwiegend nordvergente Überschiebungen ein.

Der Stockumer Hauptsattel ist die südlichste Faltenstruktur des bis zum Vestischen Hauptsattel reichenden mittleren Ruhrkarbons. Das ist der Bereich, der eine sehr deutliche Gliederung in Sattel- und Muldenstrukturen sowie zahlreiche nord- und südvergente Überschiebungen aufweist. Der Stockumer Hauptsattel entwickelt sich im Westen, bei Velbert, aus dem Nordteil des Velberter Sattels. Im Raum Dortmund stellt der Stockumer Sattel als zentrales Faltelement des Stockumer Hauptsattels einen steil aufgefalteten Spitzsattel mit ca. 8° Nordvergenz dar. Die Nordflanke des Stockumer Sattels fällt mit bis zu 85° steil ein, die Südflanke mit bis zu 70°. An seiner Südflanke beginnt innerhalb der namurischen Schichtenfolge die Satanella-Überschiebung. Ihre bankrechten Verschiebungsbeträge erreichen bei Witten etwa 400 m. In östliche Richtung nehmen die Verschiebungsbeträge an der Satanella-Überschiebung generell ab (HEWIG in RABITZ & HEWIG 1987).

Die Bochumer Hauptmulde taucht im Westen von Essen-Kettwig unter der Tertiär-Bedeckung als spezialgefaltete Muldenstruktur auf. Nach Osten behält sie diesen Charakter über die in ihrem Verbreitungsgebiet nur schwach ausgebildete Gelsenkirchener Achsendepression hinweg bis in den Bereich der Dortmunder Achsenaufwölbung. In der östlich folgenden Hammer Achsendepression entwickelt sie sich zu einer etwa 5 km breiten Trogmulde mit überwiegend flacher Schichtenlagerung.

Wie die südlich benachbarte Bochumer Hauptmulde taucht der Wattenscheider Hauptsattel im Westen von Essen-Kettwig unter Tertiär-Bedeckung auf. Insgesamt gesehen ist er östlich der Krefelder Achsenaufwölbung eine relativ breite und teilweise flachwellige Sattelstruktur. Im Abtauchen der Faltenachsen zur Gelsenkirchener Achsendepression hin verschmälert er sich und besteht im Allgemeinen aus zwei etwa gleichwertigen Falten.

Die Sutan-Überschiebung, die den Wattenscheider Hauptsattel auf seiner Südostflanke begleitet, ist mit 80 km Länge und bankrechten Verschiebungsbeträgen bis 900 m die bedeutendste nordvergente Überschiebung des Ruhrkarbons (s. Abb. 83). Die bergbaulich sehr gut erschlossene Störung setzt im Westen bei Kettwig ein und hat in dem bekannten Essener Aufschluss Carl Funke am Baldeneysee einen Verwurf von 350 m. Der Sutan-Überschiebung können eine Reihe südvergenger Überschiebungen zugeordnet werden.

Die Essener Hauptmulde ist insgesamt deutlich schmaler ausgebildet als die südlich gelegene Bochumer Hauptmulde. Sie zeigt in ihrem Gesamtverlauf zwischen Mülheim und dem Explorationsgebiet Donar bei Werne (östlich des Projektgebietes) eine starke Abhängigkeit des Faltenbaus von der Achsenwellung. Innerhalb der Gelsenkirchener und der östlich gelegenen Hammer Achsendepression ist die Essener Hauptmulde als Trogmulde ausgebildet, in den benachbarten Bereichen mit axialer Hochlage als Engfaltmulde.

Der Gelsenkirchener Hauptsattel bildet östlich der Krefelder Achsenaufwölbung, bei Duisburg, eine etwa 5 km breite Sattelstruktur. Er besteht aus mehreren meist flachen, kofferförmigen Falten. In östliche Richtung, auf die Gelsenkirchener Achsendepression zu, tauchen die Spezialfalten ab, verschmälern sich und laufen teilweise aus.

Der Gelsenkirchener Hauptsattel wird sowohl auf seiner Süd- als auch seiner Nordflanke von größeren nordvergenten Überschiebungen zerschert. Im Westen sind es die Gelsenkirchener und Alstadener Überschiebung, im Osten (außerhalb des Projektgebietes) unter anderem die Holthausener Überschiebung.

Die Emscher-Hauptmulde ist im Bereich der Krefelder Achsenaufwölbung am Außensaum der variszischen Faltung eine nur unbedeutende Faltenstruktur. Auf die Gelsenkirchener Achsendepression zu verlagert sie ihr Muldentiefstes vom Nord- an den Südrand und streicht daher mit 75° ungewöhnlich flach. Innerhalb der Gelsenkirchener Achsendepression entwickelt sie sich zu einer 5 km breiten, kofferförmigen Trogmulde, deren Nordflanke zur Tiefe hin bedeutend ruhiger und harmonischer gebaut ist als die Südflanke, die tiefe Einmündungen und eine südvergente, gegen die Gelsenkirchener Überschiebung gerichtete Überschiebungstektonik aufweist. Mit dem axialen Anstieg der Emscher-Hauptmulde zur Dortmunder Achsenaufwölbung hin verschmälert sie sich zugunsten benachbarter Hauptsättel, wird spezialgefaltet und von Überschiebungen zerschert (DROZDZEWSKI & WREDE 1994).

Der Vestische Hauptsattel ist im Westen bis in den Raum Bottrop ebenfalls eine nur unbedeutende, flache, kofferförmige Struktur, die kaum die südlich benachbarte Emscher-Hauptmulde überragt. Nördlich von Gelsenkirchen hebt er sich stark heraus und verbreitert sich durch Einschaltung breiter, kofferförmiger Falten auf etwa 5 km. Im Raum Recklinghausen teilt sich der Vestische Hauptsattel schließlich in zwei selbstständige Sättel, den Blumenthal- und den Auguste-Victoria-Hauptsattel.

Die Überschiebungstektonik im Vestischen Hauptsattel gewinnt erst dort an Bedeutung, wo er sich in östlicher Richtung zwischen Bottrop und Gladbeck deutlich heraushebt. Die nordvergente Gladbecker Überschiebung besteht bei Bottrop aus zwei Ästen mit im Streichen gegenläufigem Verschiebungsverhalten. Die größere und weiter nach Osten reichende südliche Gladbecker Überschiebung erreicht bis zu 300 m Versatz, ehe sie im Raum Marl ausläuft (DROZDZEWSKI & WREDE 1994; WREDE 2000).

Die 8 km breite und wenig gegliederte Lippe-Hauptmulde ist wegen der geringen orogenen Einengung vom Niederrhein bis in den Raum nördlich von Haltern durchgehend sehr flach ausgebildet. Sie ist eine schüsselförmige, breit angelegte Trogmulde und gehört somit zum obersten Faltungsstockwerk.

Der Dorstener Hauptsattel liegt am nordwestlichen Außenrand der variszischen Faltungszone. Er ist im Raum Dinslaken schwach spezialgefaltet. Seine Spannweite ist im Walsumer Horst, westlich des Schwelgern-Sprungs, größer als im Bereich des östlich gelegenen Dinslakener Grabens. Seine Südflanke ist etwas flacher ausgeprägt als die Nordflanke. Nördlich des Projektgebietes, im Raum Hünxe, wird die Sattelachse des Dorstener Hauptsattels von der Drevenacker Störung beträchtlich nach Süden versetzt (s. Abb. 82). Beim Queren der Störung verändert sich sein Faltenbild grundlegend. Während er im Bereich des Lohberger Horstes als nordvergenter Sattel mit flacher Südflanke vorliegt, ist er im östlich anschließenden Kirchhellener Graben als schmaler Koffersattel mit steiler Südflanke ausgebildet (WOLF 1988).

Die sich nördlich anschließende Raesfelder Hauptmulde (s. Abb. 82) wird durch das Projektgebiet nicht mehr angeschnitten.

4.1.2 Abschiebungen

Das Ruhrkarbon wird von einer Vielzahl senkrecht bis diagonal zum Streichen der Faltenachsen verlaufender Querstörungen in Horste und Gräben zerlegt. Diese querschlägigen, zumeist Westnordwest – Ost-südost ($120 - 130^\circ$) streichenden und im Allgemeinen steil einfallenden Brüche – im Bergbau auch als Sprünge bezeichnet – weisen eine senkrechte bis schräge Abschiebungstendenz auf. In der Oberkreide spielten sich an diesen Brüchen auch aufschiebende Bewegungen ab.

Abbildung 82 (s. S.148/149) zeigt die wichtigsten Bruchstrukturen, die das Ruhrkarbon in Horst- und Grabenschollen gliedern. Die bedeutendsten Horstschollen (von W nach E) sind: Rossenrayer, Walsumer, Lohberger, Grafenwalder, Dorstener, Castroper, Brackeler und Kamener Horst. Die großen Grabenschollen (von W nach E) sind: Rheinberger, Dinslakener, Hünxer, Kirchhellener, Marler, Dortmunder Graben und der Graben von Preußen. Der Königsborner Graben streift das Projektgebiet gerade an seiner äußersten Nordost-Ecke.

Nach Süden laufen die großen Bruchstrukturen aus. Auch lässt sich eine Verringerung der Sprungbeiträge beim Durchqueren von Sätteln oder das völlige Auslaufen kleinerer Sprünge beobachten. In nördlicher Richtung ist mit einer Fortsetzung der intensiven Bruchtektonik zu rechnen.

Nachfolgend werden die wichtigsten Sprünge bzw. Querstörungen des Ruhrkarbons kurz beschrieben (von W nach E, s. Abb. 82 u. 83):

Der ostfallende Rheinpreussen-Sprung, der mit mehr als 300 m seinen größten Verwurf im Bereich der Emscher-Hauptmulde hat, begrenzt den Rossenrayer Horst nach Osten. An diesen Horst schließt sich die Rheinberger Staffel an, die im Osten durch den Westender Sprung begrenzt wird. Diese Staffelscholle ist ca. 6,5 km breit, sie entwickelt sich nördlich von Duisburg mit dem Auslaufen des westfallenden Eversaealer Sprungs aus dem Rheinberger Graben.

Der Walsumer Horst wird im Osten durch den ostfallenden Schwelgern-Sprung begrenzt, der auf dem Nordflügel des Vestischen Hauptsattels mit Verwurfsbeiträgen von wenigen Dekametern einsetzt. Im Raum Dinslaken nimmt sein Versatz dann auf etwa 100 m zu. Gleichzeitig biegt der Sprung allmählich aus der Südost-Nordwest-Richtung in die Südsüdost-Nordnordwest-Richtung ein, die er dann unter Zunahme des Abschiebungsbetrages auf etwa 200 m bis dicht an das Zentrum der Lippe-Hauptmulde beibehält (JANSEN 1995).

Östlich des Schwelgern-Sprungs folgt der Dinslakener Graben. Er reicht nordwestlich von Dinslaken bis zum westfallenden Averbuch-Sprung. Dieser setzt im Übergang vom Vestischen Hauptsattel zur Lippe-Hauptmulde ein und erreicht sehr bald einen Verwurf von ca. 100 m, den er in etwa bis zum Zentrum der Lippe-Hauptmulde beibehält. Der Sprung biegt von dort aus der Nordnordwest-Südsüdost- in die Nordwest-Südost-Richtung um. Die Verwurfsbeiträge gehen auf einer Distanz von etwa 2 km auf 60 – 70 m zurück und steigen dann auf der Südflanke des Dorstener Hauptsattels schnell auf Werte über 200 m bis maximal 280 m an. Auf der Nordflanke des Sattels gehen die Verwurfsbeiträge dann auf etwa 120 m zurück.

Der ostfallende Kölner-Bergwerksverein-Sprung bildet die westliche Begrenzung des südlichen Kirchhellener Grabens. Er erreicht im Raum Bottrop 450 m Verwurf und setzt sich bis in die Lippe-Hauptmulde fort. Wenig südlich des Gelsenkirchener Hauptsattels läuft er aus (WREDE 2000).

Der Kirchhellener Graben wird im Osten durch den das Karbon um 280 m versetzenden, westfallenden Graf-Moltke-Wilhelmine-Victoria-Sprung begrenzt.

Der ostfallende Primus-Sprung gehört gleichfalls zu den großen Abschiebungen des Ruhrkarbons. Er quert mit Nord-Süd-Verlauf den Essener Raum. Nördlich des Wattenscheider Hauptsattels setzt er sich mit der für Sprünge charakteristischen querschlägigen Nordwest-Richtung bis in die Emscher-Hauptmulde fort und läuft im Süden vermutlich in der Nordflanke des Stockumer Hauptsattels aus. Im Raum Essen ist die östliche Scholle des Primus-Sprungs bis zu mehrere Hundert Meter abgesunken. Am Wattenscheider Hauptsattel lässt sich zusätzlich eine sinistrale Horizontalkomponente von rund 100 m ermitteln.

Der Marler Graben wird im Westen vom ostfallenden Sekundus-Sprung begrenzt. Im Norden tritt dieser als Fortsetzung des bis über 500 m verwerfenden Hervester Sprungs in das Ruhrgebiet ein. Im Blumenthal-Hauptsattel läuft der Sekundus-Sprung nahezu aus, um in der Emscher-Hauptmulde einen Verwurf von fast 500 m zu erreichen. Im nördlichen Abschnitt des Gelsenkirchener Hauptsattels sinkt der Verwurf dann auf 150 m, steigt jedoch in Richtung Essener Hauptmulde wieder auf nahezu 1 000 m an. Im Wattenscheider Hauptsattel lassen sich für den Sekundus-Sprung noch 370 m Versatz ermitteln. Im Raum nordöstlich von Bochum klingt er dann allmählich aus (DROZDZEWSKI & WREDE 1994).

Der südwestfallende Tertius-Sprung ist mit ca. 900 m Verwurf zwischen Lippe- und Essener Hauptmulde einer der bedeutendsten Sprünge des Ruhrkarbons und bildet den Ostrand des Marler Grabens. Die Verwurfsbeträge westlich von Dortmund liegen nur noch bei 200 – 300 m und nehmen nach Südosten hin weiter schnell ab. Der Sprung spaltet in Teiläste auf und klingt an der Nordflanke des Stockumer Hauptsattels im Raum Witten schließlich ganz aus.

Nach Osten folgt der ostfallende Quartus-Sprung, der mit dem Tertius-Sprung den Castroper Horst einschließt. In der Essener Hauptmulde läuft der Quartus-Sprung aus und der Dingener Sprung setzt westlich neu ein; dieser bildet somit eine Sprungbrücke. Nach wenigen Kilometern endet dann der Dingener Sprung südöstlich von Herne wieder und der Quartus-Sprung setzt östlich in Verlängerung des ursprünglichen Verlaufs erneut ein. Im Dortmunder Graben sind Verwurfsbeträge bis 350 m zu beobachten (HEWIG in RABITZ & HEWIG 1987).

Der Quintus-Sprung gehört mit ca. 800 m Versatz in der Essener und Bochumer Hauptmulde zu den größeren Sprüngen im Ruhrkarbon. Der westfallende Quintus-Sprung bildet mit dem ostfallenden Quartus-Sprung den Dortmunder Graben. Auffällig ist die Abknickung der Streichrichtung südlich des Wattenscheider Hauptsattels von 115° im Nordwesten auf 175° und dann etwa 140° im Bereich der Bochumer Hauptmulde. Eine Richtungsänderung der Sprünge ist im Ruhrkarbon häufig bei Falten-durchquerungen zu beobachten (DROZDZEWSKI & WREDE 1994).

Östlich davon tritt der im Projektgebiet westfallende Achenbach-Sprung auf, der nordöstlich von Dortmund einen senkrechten Verwurf von ca. 300 m hat. Im Bereich der Bochumer Hauptmulde nimmt sein Versatz schnell ab und er zerschlägt sich unter Abspaltung des Gneisenau-Blattes nach Osten.

Weiter im Osten bilden der ostfallende Kurler Sprung und der westfallende Unnaer Sprung den Graben von Preußen. Dieser ist entsprechend den Verwurfsbeträgen an seinen Randstörungen ca. 150 – 300 m tief eingesenkt. Im Osten schließt sich der Kamener Horst an, der im Osten durch den Königsborner Sprung begrenzt wird. Dieser ist mit maximal fast 900 m Versatz eine der bedeutendsten Störungen im östlichen Ruhrgebiet (WREDE 1980).

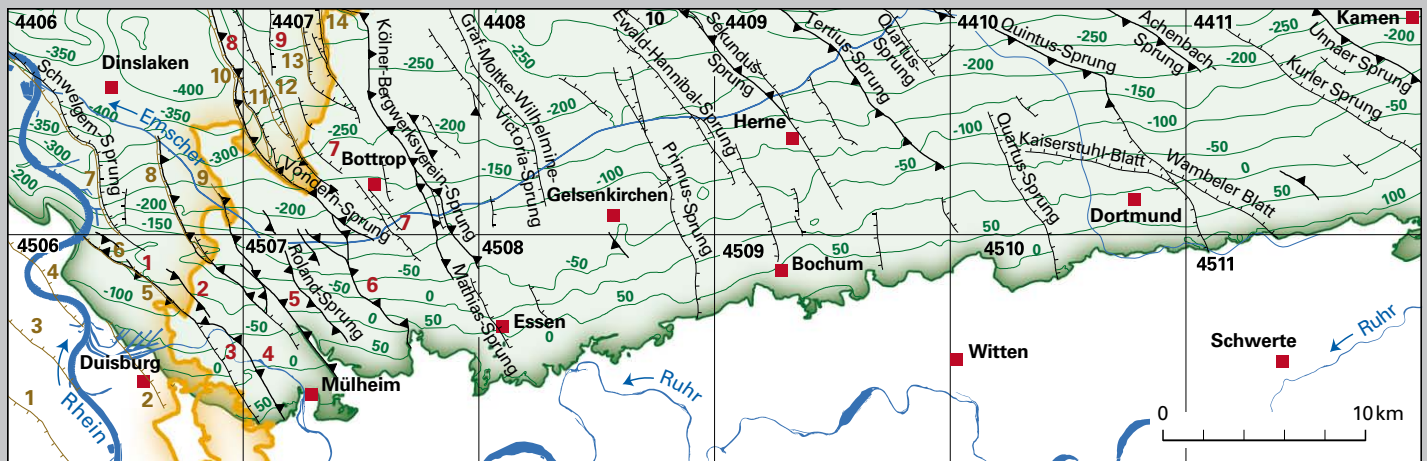
4.1.3 Blattverschiebungen

Als weiterer Störungstyp treten im Ruhrkarbon Blattverschiebungen (Diagonalstörungen, Blätter) auf, deren Bewegungsrichtung vornehmlich horizontal verläuft. Sie haben als Hauptstreichrichtungen 10 und 100°, wobei die West-Ost-Richtung wesentlich häufiger vertreten ist. Das Einfallen der Störungen ist im Allgemeinen sehr steil; häufig ist ein Wechsel der Einfallrichtung sowohl vertikal als auch lateral zu beobachten. An den West-Ost-Störungen ist vorwiegend die Südscholle relativ nach Westen versetzt (dextrale Bewegung, rechtshändig), an den Nord-Süd-Störungen die Ostscholle nach Norden (sinistrale Bewegung, linkshändig; DROZDZEWSKI & WREDE 1994).

Zu den bekanntesten Blättern bzw. Diagonalstörungen zählen im mittleren Ruhrgebiet das Höntroper, Langendreerer und Kaiserstuhl-Blatt (s. Abb. 82 u. 83). Es handelt sich hierbei um 10 – 15 km lange, generell Ost – West streichende Störungszonen mit dextralen Verschiebungsweiten von bis zu 300 m. Im nördlichen Ruhrgebiet sind als entsprechend bedeutende Strukturen z. B. das Hertener Blatt und im westlichen Ruhrgebiet, im Duisburger Raum, das Hamborner Blatt zu nennen; an Letzterem sind bis zu 150 m dextrale Verschiebungsbeträge nachgewiesen. Nördlich von Dinslaken ist die Ost – West streichende Bruckhausener Störung erwähnenswert. Das mit 70 – 80° nach Norden einfallende Blatt weist sowohl eine abschiebende als auch eine horizontale Bewegungskomponente auf. Die Bruckhausener Störung setzt im Osten am Hünxer Sprung ein und streicht auf etwa 2 km Länge nach Westen, wobei der Abschiebungsbetrag auf etwa 150 m ansteigt. Sie endet stumpfwinklig am Averbuch-Sprung. Der horizontale Bewegungsbetrag erreicht etwa 200 m (JANSEN 1995).

Die bedeutendsten Horizontalkomponenten überhaupt weisen die Drevenacker Störung im nördlichen Ruhrgebiet und das Wambeler Blatt in der Wittener Hauptmulde auf, die die Faltenstrukturen um jeweils maximal 1 km dextral versetzen.

Auffällig ist die Anordnung vieler Blattverschiebungen in lang durchhaltenden Zonen, die sich z. T. durch das gesamte Ruhrkarbon verfolgen lassen. Während sich die Ost-West-Richtung noch durch eine Vielzahl kleinerer Blätter mit Verschiebungen im Zehner- bis Hundertermeterbereich belegen lässt, ist die Nord-Süd-Richtung als Gegenrichtung deutlich unterrepräsentiert (DROZDZEWSKI & WREDE 1994).



<ul style="list-style-type: none"> südliche Verbreitungsgrenze des Tertiärs südliche Verbreitungsgrenze der Oberkreide Tiefenlinie der Kreide-Basis (m NHN) Abschiebung } Tertiär Abschiebung } Oberkreide Aufschiebung } Oberkreide 	<p>Störungen in der Oberkreide</p> <ol style="list-style-type: none"> 1 Orsoyer Sprung 2 Duisburg-Nord-Sprung 3 Westender Sprung 4 Alstadener Sprung 5 Concordia-Sprung 6 Oberhausener Sprung 7 Prosper-Sprung 8 Hünxer Sprung 9 Grafenmühle-Blatt 10 Ewald-Sprung 	<p>Störungen im Tertiär</p> <ol style="list-style-type: none"> 1 Bergheimer Sprung 2 Ruhrwehr-Sprung 3 Rheinpreussen-Sprung 4 Beckerwerther Sprung 5 Westender Sprung 6 Orsoyer Sprung 7 Schwelgern-Sprung 8 Neumühl-Sprung 9 Concordia-Sprung 10 Hünxer Sprung 	<ol style="list-style-type: none"> 11 Königshardt-Sprung 12 Franz-Haniel-Sprung 13 Grafenmühle-Sprung 14 Krudenburg-Sprung 	<p>Nummer der Topographischen Karte 1 : 25 000</p>
--	---	--	--	--

Abb. 85
Tiefenlage der Kreide-Basis
im Projektgebiet

4.2 Tektonik des Deckgebirges

Im Norden und Osten des Ruhrgebietes überlagern Sedimente des Münsterländer Kreide-Beckens und im Westen Sedimente der Niederrheinischen Bucht diskordant den variszisch gefalteten, karbonzeitlichen Untergrund. Die Verbreitung der Zechstein- und Trias-Ablagerungen ist auf die Niederrhein-Senke bzw. auf das nordwestliche Ruhrgebiet beschränkt (vgl. Abb. 17 u. 20, Kap. 3.2.1 u. 3.2.2; S. 49 ff.). In beiden Bereichen ist eine intensive Bruchtektonik bedeutsam. Die zeitliche Analyse deutet auf eine mehrphasige Entstehung der Bruchstrukturen, die überwiegend der alpidischen Ära angehören.

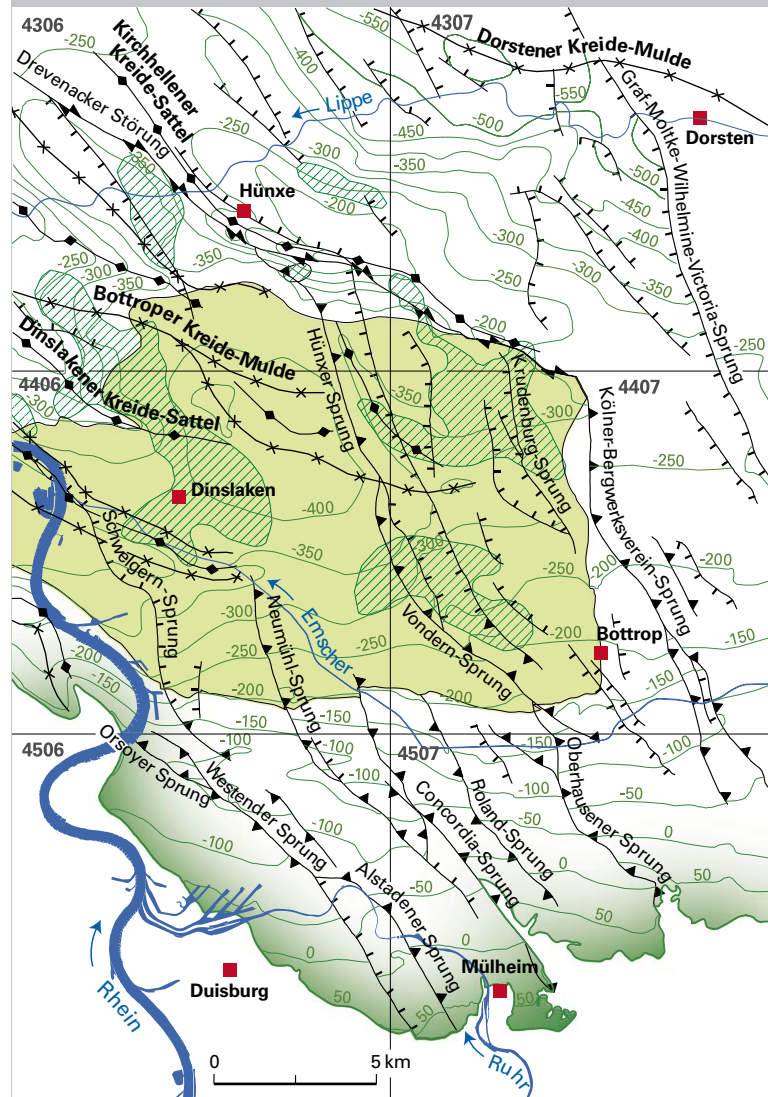
Die tektonischen Hauptbewegungen ereigneten sich zum Ausklang der variszischen Faltung gegen Ende der Trias („altkimmerische Bewegungen“) und gegen Ende des Juras („jungkimmerische Bewegungen“). Die wiederholten Krustenbewegungen sind das Ergebnis überregionaler Dehnungen im Zusammenhang mit der Öffnung des Atlantiks. Weiträumige Hebungen der Kruste führten zur teilweisen Erosion der zuvor abgelagerten Schichtenfolgen. Die Hebungen gehen mit Bewegungen an bereits bestehenden Störungen sowie der Bildung von neuen Verwerfungen einher. Als Folge dieser West – Ost orientierten Dehnungstektonik verschoben sich die Schollenränder nicht nur vertikal, sondern auch horizontal. Das bedeutendste Beispiel für eine derartige Struktur ist die Drevenacker Störung im nördlichen Ruhrgebiet. Als Ergebnis dieser mehrphasigen Bewegungen entstand eine starke Gliederung des Deckgebirges im Ruhrgebiet in Nordwest – Südost verlaufende Schollen. Sprünge mit Verwerfungen von bis zu mehreren Hundert Metern (wie der Rheinpreussen-, Schwelgern- oder Hünxer Sprung) fallen nach Osten ein. Im Nordwesten des Ruhrgebietes treten westfallende Sprünge hinzu, die mit den ostfallenden Verwerfungen tief eingesenkte Gräben bilden, in denen während der tektonischen Bewegungen gegen Ende der Trias-Zeit mächtige permotriassische Schichten erhalten blieben, die größtenteils auf den Horsten fehlen (vgl. Abb. 17 u. 20).

Schichten des Juras überlagern wiederum diskordant verschieden alte Trias-Schichten. Tektonische Bewegungen gegen Ende der Jura- und zu Beginn der Unterkreide-Zeit führten zur Erosion dieser z. T. mächtigen Ablagerungen. Reste davon sind nur unmittelbar nordwestlich des Projektgebietes im Bislicher Graben bei Wesel erhalten (JANSEN 2001).

Kreide-Ablagerungen überdecken nördlich einer Linie Duisburg – Mülheim an der Ruhr – Bochum – Dortmund diskordant das karbonische und im Westen permotriassische Schollenmuster des Untergrundes (Abb. 85). Sie fallen mit geringem, vom Liegenden zum Hangenden abnehmendem Winkel ($2 - 1^\circ$) nach Norden ein. Gegen Ende der Oberkreide und teilweise früher wurden die Störungen des karbonischen Untergrundes wiederbelebt. Da aber im Gegensatz zu den älteren mesozoischen Dehnungsphasen während der Oberkreide Einengung herrschte, bildeten sich über den Abschiebungen des Untergrundes oft Aufschiebungen als sogenannte Inversionsstörungen oder auch Umkehrverwerfer. Das heißt, an ihnen hat sich der ursprüngliche Bewegungssinn bei jüngeren Bewegungen umgekehrt (s. Kap. 4.2.2).

Im nördlichen Ruhrgebiet, wo der Untergrund nur noch leicht variszisch gefaltet ist, treten statt dieser Brüche im Kreide-Deckgebirge flache Falten und Flexuren auf. Sie verlaufen spitzwinklig zu den Brüchen des Untergrundes, was auf eine Entstehung durch Horizontalbewegungen und Einengung hindeutet (Transpression; Abb. 86).

Im Tertiär (Oligozän) setzten neue tektonische Bewegungen ein, die zum Einsinken der Niederrheinischen Bucht führten. Die Bewegungen mündeten in eine Bruchschollentektonik, bei der sich entlang alt angelegter Bruchzonen – überwiegend reaktivierte Störungen des karbonischen Untergrundes – große tektonische Störungssysteme herausbildeten. Dabei wird, wie auch heute im Raum Duisburg und Dinslaken sichtbar, die Nordwest-Südost-Richtung für die Tektonik beherrschend. Die Störungen begrenzen ein Mosaik von nach Norden gekippten Schollen, wobei die Ablagerungen des Tertiärs im westlichen Ruhrgebiet Nord – Süd streichen und mit wenigen Grad flach nach Westen einfallen (Abb. 85).



- Verbreitung der Bottrop-Formation (krcabo)
- Bereiche mit fehlender Büren-Formation (krt1)
- 50 Tiefenlinie der Kreide-Basis (m NHN)
- Erosionsrand der Oberkreide
- Sattel
- Mulde
- Blattverschiebung
- Abschiebung
- Aufschiebung
- 4406 Nummer der Topographischen Karte 1 : 25 000

Abb. 86
Tiefenlage der Kreide-Basis und Struktur der Bottroper Kreide-Mulde im nordwestlichen Ruhrgebiet

Die jüngere Entwicklung der Niederrheinischen Bucht steht dabei in Zusammenhang mit überregionalen plattentektonischen Vorgängen. Die Niederrheinische Bucht liegt auf einer großen Bruchzone, die ganz Europa von Norden nach Süden durchzieht. Der niederrheinische Senkungsraum ist dabei Teil einer Kette von Gräben und grabenähnlichen Vertiefungen, die sich – seitlich gegeneinander versetzt – von der Nordsee entlang des Rheins über den Rhône-Graben bis ins Mittelmeer fortsetzen. Diese Bruchzonen stehen mit der Ausbildung eines sogenannten Riftsystems, das heißt eines Auseinanderdriftens von Kontinentalplatten, in Zusammenhang, das sich im tektonischen Spannungsfeld der Alpenauffaltung im Süden Europas und der Spreizung des Atlantiks im Westen herausbildet.

Die Bruchschollentektonik dauerte bis in das Pleistozän an, wie sich am Krudenburg-Sprung im Raum Bottrop zeigt (Abb. 86), der auch quartärzeitliche Schichten verwirft (WREDE 2000).

4.2.1 Bruchtektonik

In den weiten Teilen des Ruhrgebietes, in denen die gefalteten Schichten des Karbons ausschließlich von kretazischen Schichten überlagert werden, klafft eine große zeitliche Lücke in der geologischen Überlieferung. Sie erlaubt es zunächst nicht, Aussagen über tektonische Vorgänge im Zeitraum zwischen der variszischen Orogenese und der Transgression des Kreide-Meeres an der Wende Unter-/Oberkreide zu machen. Ergebnisse der Steinkohlenexploration im westlichen und nordwestlichen Ruhrgebiet, wo auch Schichten des Perms, der Trias und des Tertiärs auftreten, haben gezeigt, dass sich während der gesamten Zeitspanne zwischen dem Ende der variszischen Orogenese und dem Quartär immer wieder Bruchvorgänge an den Störungen abspielten. Die heute an Störungen im Ruhrkarbon feststellbaren Verwurfsbeträge bilden die Summe aller dieser Bewegungen.

Die tektonischen Hauptbewegungen haben wahrscheinlich am Ende der Trias (Obertrias, Keuper) und am Ende des Juras stattgefunden, wobei jede einzelne Störung ihre individuelle Entwicklungsgeschichte aufweist. Dort, wo die vollständige Bilanzierung der Verwurfsgeschichte einer Störung möglich ist, zeigt sich, dass die Bewegungen, die vor der Zechstein-Zeit erfolgten, im Verhältnis zum heutigen Gesamtverwurf der Störung sehr klein sind. Diese Bewegungen könnten noch während des Rotliegend erfolgt sein und wären somit ebenfalls post-variszischer Natur (WREDE 2000).

Insgesamt zeichnen sich für folgende Zeiträume Höhepunkte der bruchtektonischen Aktivität ab: Prä-zechstein (variszisch), Zechstein (pz1, während der Ablagerung der Werra-Formation), Ende Trias bis Jura („altkimmerisch“), Ende Jura bis Anfang Kreide („jungkimmerisch“), Santonium bis Maastrichtium, Postoligozän und Quartär. Diese zeitliche Eingrenzung ist aber nicht streng zu sehen. Auch aus anderen als den hier genannten Zeiträumen liegen im Ruhrgebiet im Einzelfall Hinweise auf bruchtektonische Vorgänge vor, so z. B. aus dem Turonium oder der Sedimentationszeit der Ratingen-Subformation im Oligozän (WOLF 1988; WREDE 2000).

Im Ruhrgebiet sind an fast allen großen Sprüngen postvariszische Bewegungen unterschiedlichen Ausmaßes festzustellen. Dabei betragen die Verwurfsbeträge in der Kreide oft nur wenige Meter, mitunter werden aber auch bis zu 90 m erreicht. Im Tertiär liegen die Verwürfe in ähnlicher Größenordnung. Nur in der Trias und im Zechstein kommen erheblich größere Verwurfsbeträge vor, manchmal über 200 m.

Im westlichen Ruhrgebiet ist die Basis der Kreide an nahezu allen bedeutenden Querstörungen des Oberkarbons verworfen. Aufschiebungen überwiegen bei Weitem gegenüber den Abschiebungen. An der Kreide-Basis treten bei den Aufschiebungen Verwürfe von wenigen Metern bis zu einigen Dekametern auf. Die Sprunghöhen können mitunter im Streichen der Störungen sehr schnell abnehmen. So beträgt z. B. am Neumühl-Sprung im Raum Mülheim an der Ruhr der Aufschiebungsbetrag an der Kreide-Basis maximal 90 m, während etwa 4 km weiter nordwestlich im gleichen Niveau nur noch ca. 10 m Verwurf zu beobachten sind. Bemerkenswert ist, dass beispielsweise der Westender Sprung im Raum Mülheim an der Kreide-Basis als schwache Abschiebung wirksam war, während an ihm weiter im Nordwesten, im Bereich der Zeche Friedrich Thyssen zwischen den Schächten 4 und 8 (TK 25: Blatt 4506 Duisburg), die Kreide-Schichten um 60 m aufgeschoben sind (JANSEN 1991).

Im Allgemeinen sind an den Störungen im Deckgebirge, an denen die oberkarbonischen Schichten am stärksten verstellt worden sind, stärkere Bewegungen zu beobachten. So beträgt beispielsweise der Verwurf am Oberhausener Sprung im Karbon maximal 350 m und an der Kreide-Basis bis zu 75 m, wohingegen am Roland-Sprung im Karbon maximal 70 m und an der Basis der Kreide maximal 15 m Verwurf auftreten.

Bemerkenswert ist der relativ große Präzechstein-Verwurf der Drevenacker Störung – eine der großen Blattverschiebungen im nördlichen Ruhrgebiet. Diese Bewegung ist zu einem erheblichen Teil bereits während der variszischen Faltung erfolgt, da bekannt ist, dass sich das Faltenbild des Dorstener Hauptsattels im Gebiet von Hünxe (TK 25: Blatt 4306 Hünxe) an dieser Störung grundlegend ändert (WOLF 1988; WREDE 2000). Aus dieser im Ruhrgebiet sonst ungewöhnlichen Erscheinung ergibt sich eine synorogene Aktivität der Störung. Während des Zechsteins hatte der Bereich der Drevenacker Störung eine offenbar tektonisch geprägte Sonderstellung, wie das Vorkommen von Riffen gerade im Scharungsbereich mit dem Krudenburg-Sprung zeigt. Auch in der späteren Bewegungsphase wurde die Drevenacker Störung immer wieder reaktiviert. Am Krudenburg-Sprung bei Bottrop-Kirchhellen und an der Drevenacker Störung konnten im Ruhrgebiet auch quartärzeitliche

che Bewegungen nachgewiesen werden, da dort die Jünger Hauptterrassen des Rheins um bis zu 10 m verworfen sind (WREDE 2000; WREDE & JANSEN 1993). Die Drevenacker Störung stellt einen Teil einer flachherzynisch (WNW – ESE) streichenden Zone von Blattverschiebungen im Ruhrgebiet dar, die sich mehr oder weniger kontinuierlich durch das gesamte Ruhrkarbon verfolgen lässt und sich schließlich als Kaiserstuhl- und Wambeler Blatt bis in das südliche Ruhrgebiet erstreckt. Auch hier sind quartärzeitliche Verwürfe zu vermuten (WREDE & JANSEN 1993).

Die Tertiär-Schichten sind im Bereich des westlichen Ruhrgebietes ebenfalls von Störungen durchsetzt, die überwiegend als reaktivierte Störungen des karbonischen Untergrundes zu deuten sind. Im Gegensatz zu den Kreide-Störungen wurden nur Abschiebungen beobachtet. So ist am Westender Sprung im Bereich der Zeche Friedrich Thyssen in Duisburg eine nach Osten einfallende Abschiebung im Tertiär von 20 m beschrieben (JANSEN 1991). An der gleichen Störung ist die Kreide, wie zuvor bereits erwähnt, um 60 m nach Westen aufgeschoben worden. Im Karbon wiederum sind die Schichten um 250 m nach Osten abgesunken. Die Verwurfsbeträge an den Störungen liegen im Duisburger Raum – abgesehen vom Rheinpreussen-Sprung, wo an der Tertiär-Basis maximal 53 m beobachtet wurden – unter 30 m. Die Tertiär-Schichten streichen Nord – Süd und fallen mit 1 – 1,5° nach Westen ein.

Verwerfungen, die die Karbon-Oberfläche und auch das kretazische Deckgebirge durchdringen, sind an zahlreichen großen Querstörungen auch im östlichen Ruhrgebiet nachgewiesen beziehungsweise aufgrund der unterschiedlichen Höhenlage der Kreide-Basisfläche beiderseits von Bruchstrukturen anzunehmen. Eine Vielzahl der Störungen reicht dabei weit bis in das kretazische Deckgebirge hinein, wie sich auch an entsprechenden Verwürfen der Basisfläche der Emscher-Formation ablesen lässt. Neben Abschiebungen sind zuweilen auch markante Aufschiebungen zu beobachten. An der Kreide-Basis treten bei den Aufschiebungen Verwürfe von wenigen Metern bis maximal 60 m auf. Die Sprunghöhen können mitunter im Streichen der Störungen sehr schnell variieren. Bei den Abschiebungen treten Versatzbeträge von maximal 20 m auf.

Damit gibt es auch im östlichen Ruhrrevier deutliche Hinweise auf eine vergleichbare bruchtektonische Entwicklung wie im westlichen Ruhrgebiet. So sind Verwürfe der Oberkreide, sogenannte „Mergelabstürze“, am Quintus-Sprung, am Tertius-Sprung südlich von Recklinghausen und am Königsborner Sprung bei Kamen beschrieben. Auch am Fliericher Sprung zwischen Unna und Fröndenberg (östlich des Projektgebietes) haben nicht unerhebliche postvariszische Bewegungen stattgefunden. Einige Sprünge stellen hierbei auch Inversionsstörungen dar.

Durch die bergbauliche Erschließung des Untergrundes sind im Bereich von Dortmund mehrere Störungen im Kreide-Deckgebirge näher bekannt geworden (RABITZ & HEWIG 1987). Eine ist der „Mergelabsturz“ am Quartus-Sprung. Dort ist die Kreide-Basis im Bereich der Zeche Dorstfeld um ca. 20 m abgesunken. Der Verwurfssinn ist hier dem im Karbon gleichgerichtet. Nach Norden läuft der Kreide-Verwurf vermutlich aus, es gibt jedenfalls keine Hinweise mehr auf eine Störung.

Eine Inversionsstörung ist am Quintus-Sprung im Bereich des Ostschachtes Adolf von Hanseemann im Raum Dortmund-Mengede durch bergmännische Aufschlussarbeiten belegt. Dort ist innerhalb des Karbons die Südwestscholle abgesunken, wohingegen die Kreide-Basis in der Nordostscholle heute um etwa 17 m tiefer lagert (RABITZ & HEWIG 1987). Ob jedoch eine direkte Fortsetzung der karbonischen Störungsfläche in Form einer Aufschiebung in die Kreide-Schichten hinein vorliegt, erscheint fraglich. Die Aufschlussituation innerhalb der Bochum-Grünsand- und der Soest-Grünsand-Subformation zeigt das unmittelbar benachbarte Vorkommen von Ab- und Aufschiebungen im Kreide-Deckgebirge. Vermutlich kommt es hierbei zu einer Änderung der Einfallsrichtung der Störung im Deckgebirge. Sehr wahrscheinlich spielen auch horizontale Bewegungen im Störungstreichen und Schollenrotationen der Kreide-Schichten eine größere Rolle als bisher angenommen. Vermutlich ist es hier – bedingt durch Inversionsbewegungen – an reaktivierten Grundgebirgsstörungen zur Ausbildung von fächerartigen Störungszonen im darüberlagernden Deckgebirge gekommen. Mit zunehmender Horizontalverschiebungskomponente kann es dann zur Ausformung von flower structures („Blumenstrukturen“) kommen.

Für den strukturgeologischen Aufbau des Kreide-Deckgebirges im Ostteil des Ruhrgebietes (hauptsächlich außerhalb des Projektgebietes) zeichnet sich in weiten Bereichen ein listrisches Verwerfungssystem mit schaufelartig gebogenen tektonischen Bewegungsflächen ab, das im Wesentlichen durch ein Nordost – Südwest streichendes Graben- und Halbgrabensystem charakterisiert ist. Es wurden im Einfall listrisch gebogene Störungen der Oberkreide beobachtet, die Abschiebungen bis zu 50 m bewirkt haben, ohne das Karbon zu betreffen. Die strukturelle Anordnung der Hauptstörungen und die vermutete Mechanik der tektonischen Bewegungen stehen mit dem variszischen Faltenbau im unterlagernden Oberkarbon in Verbindung. Zahlreiche im Grundgebirge auftretende Störungen pausen sich infolge mehrphasiger Bewegungen bis ins Kreide-Deckgebirge durch, z. T. unter wesentlicher Beteiligung horizontaler Scherbewegungen. Die Störungen können durch flower-structure-artige Geometrien charakterisiert werden, die zu komplexen stockwerksgebundenen tektonischen Bruchmustern führten (DÖLLING, M. & JUCH 2009). Diese listrisch gebogenen Störungen wurden im mittleren und westlichen Ruhrgebiet bisher jedoch nicht nachgewiesen.

4.2.2 Inversionsbewegungen

Während der Oberkreide-Zeit kam es, wie an vielen Störungen im nördlichen Mitteleuropa, zu Inversionsbewegungen, also zu einer Umkehrung des ursprünglichen Bewegungssinns. Während im paläozoischen Untergrund des Ruhrgebietes an den Querstörungen ein einheitlicher, dehnender Bewegungssinn durch Abschiebungen zu erkennen ist, kam es während der Oberkreide, mit dem Höhepunkt im Santonium, zu einer Änderung des Kräfteplans. Nordwest – Südost bis Nord – Süd angreifende Kräfte bewirkten an vielen bereits vorhandenen Störungen eine mit horizontalen Verschiebungen verbundene Kompression. In der Folge ereigneten sich an den vorher als Abschiebung ausgebildeten Störungen nunmehr schräg aufschiebende Bewegungen, durch die zumindest ein Teil der ursprünglichen Verwürfe wieder rückgängig gemacht wurde. Das sind die sogenannten „Rückaufschiebungen“ oder „Umkehrverwerfer“. Als Ergebnis dieser Prozesse liegt heute die Kreide-Basis über einer Grabenscholle des Untergrundes oftmals höher als über der benachbarten Horstscholle. Untersuchungen belegen, dass die Störungen individuelle Bewegungsgeschichten aufweisen. Für die oberkretazischen Inversionsbewegungen wurden Geschwindigkeiten zwischen 10 mm/1 000 a bis maximal 100 mm/1 000 a ermittelt, wobei während des Unterturoniums und insbesondere des Untersantoniums die höchsten Bewegungsraten ermittelt werden konnten (DÖLLING, B. et al. 2018; WREDE 2010).

Betrachtet man im nordwestlichen Ruhrgebiet die in der Basisfläche der Kreide dargestellten Höhenlinien, so fällt auf, dass an einzelnen Störungen neben den bereits erwähnten Aufschiebungen auch scheinbar abschiebende Bewegungen auftreten. Am Schwelgern-Sprung im Raum Dinslaken geht z. B. die Aufschiebung ganz im Süden in eine Abschiebung über (s. Abb. 85, S. 158). Stellt man allerdings den prätertiären Zustand wieder her, indem man die tertiärzeitlichen Verwürfe eliminiert, so erhält man mitunter ein ganz anderes Bild an den Störungen. Eine Vielzahl der Sprünge, zum Beispiel der Schwelgern-, der Neumühl-, der Hünxer und der Vondern-Sprung, zeigt dann ausschließlich einen aufschiebenden Bewegungssinn (JANSEN 1995). Die Verwürfe sind erheblich größer und erreichen am Hünxer Sprung Werte bis 75 m. So wurden beispielsweise im nordwestlichen Ruhrgebiet am Schwelgern-Sprung 14 – 38 % und am Eversaeleer Sprung bis zu 64 % der altkimmerischen Abschiebungsbewegungen durch Inversionsbewegungen wieder ausgeglichen (WOLF 1985).

Die Inversionsbewegungen müssen im Ruhrgebiet bis nach der Ablagerung der Bottrop-Formation im UnterCampanium stattgefunden haben, da diese noch mitbeansprucht ist.

Im Tertiär kam es erneut zu einer Dehnungsphase, bei der einige der Störungen, die gegen Ende der Kreide-Zeit aktiv waren, wieder reaktiviert wurden. Durch abschiebende Bewegungen wurden die Aufschiebungsbeträge in der Kreide und den älteren Schichten teilweise oder ganz rückgängig gemacht.

Die kretazischen Inversionsbewegungen haben im Allgemeinen ein größeres Ausmaß an großen als an kleinen Brüchen des Untergrundes bewirkt und sind bedeutsamer an „flachherzynisch“ streichenden (WNW – ESE) als an „steil“ streichenden (NW – SE) Störungen. Die Inversionsbewegungen wirkten sich im Kreide-Deckgebirge des Ruhrgebietes regional unterschiedlich aus, und zwar im Norden in Form flacher Falten und Flexuren, im Süden eher bruchhaft (DROZDZEWSKI & WREDE 1994).

4.2.3 Deckgebirgsfalten

Die oberkretazische Inversionstektonik hat sich nicht nur bruchhaft abgespielt. Unter dem Einfluss der schräg angreifenden, einengenden Kräfte („Transpression“) kam es über den Bruchlinien des paläozoischen Untergrundes auch zu weitgehend bruchlosen Schichtenaufwölbungen. So haben sich im Deckgebirge des nordwestlichen Ruhrgebietes und des angrenzenden südwestlichen Münsterlandes weitspannige Falten gebildet, deren Streichen von Nordwest – Südost bis West – Ost reicht. Die Sättel dieses Faltenbaus stellen offenbar Fieder-elemente zu Bruchstrukturen des paläozoischen Untergrundes dar, die im Sinne der Inversionstektonik aktiv waren (DROZDZEWSKI 1988; DROZDZEWSKI & WREDE 1994). So ist beispielsweise der Dinslakener Kreide-Sattel an den variszischen Averbruch-Sprung (s. Abb. 82, S. 148/149) gebunden und der Kirchhellener Kreide-Sattel an die Drevenacker Störung sowie im nördlichen Ruhrgebiet (außerhalb des Projektgebietes) der Marler Kreide-Sattel an den Sekundus-Sprung (DROZDZEWSKI 1988).

Im nordwestlichen Ruhrgebiet sind vor allem der Dinslakener Kreide-Sattel und die Bottroper Kreide-Mulde näher zu betrachten (s. Abb. 86, S. 159). Die Faltenhöhe zwischen dem Sattelhöchsten und Muldentiefsten beträgt dabei bis zu 280 m. Die Kreide-Schichten im Raum Bottrop zeigen durch ihr umlaufendes Streichen den Verlauf der Bottroper Kreide-Mulde an, die sich in der generellen Richtung von Westnordwest nach Ostsüdost bis nördlich von Bottrop erstreckt und dabei allmählich axial heraushebt. Die Nordflanke dieser Mulde markiert den Anstieg zum Kirchhellener Kreide-Sattel, der mit der Drevenacker Störung geomechanisch zusammenhängt. Wie die Höhenlage der Tertiär-Basis zeigt, waren die Kräfte, die diese Falten erzeugten, offenbar auch noch während des Tertiärs aktiv (WREDE 2000). Die Basisfläche des Tertiärs zeichnet deutlich, wenn auch mit geringerer Intensität, die Struktur der Bottroper Kreide-Mulde nach. Nördlich der Drevenacker Störung treten außerhalb des Projektgebietes weitere flache Kreide-Falten auf, wie die Dorstener Kreide-Mulde und der Marler Kreide-Sattel.

Die Verbreitung der Deckgebirgsfalten ist auf die Bereiche beschränkt, in denen der paläozoische Untergrund keine nennenswerte variszische Deformation erfahren hat. Mit Annäherung an die variszische Orogenfront, die etwa mit dem Vestischen Hauptsattel zusammenfällt, klingen diese Strukturen aus. Offenbar verhinderte der in anderer Orientierung strukturierte Untergrund weiter südlich die Ausbildung von Kreide-Falten. Im östlichen Ruhrgebiet beziehungsweise über stärker gefaltetem Untergrund scheinen die Inversionsbewegungen eher bruchhaft abgelaufen zu sein, wie der zuvor genannte Aufschluss des Quintus-Sprungs an der früheren Zeche Adolf von Hansemann (s. Kap. 4.2.1) erkennen lässt.

4.2.4 Synsedimentäre Tektonik

Die zuvor genannten Faltungsvorgänge haben sich bereits gegen Ende des Cenomaniums synsedimentär in den Schichten des kretazischen Deckgebirges bemerkbar gemacht. Entsprechend sind innerhalb der Schichten des Turoniums, insbesondere in der Büren-Formation (Unterturonium), erhebliche Mächtigkeitsschwankungen zu beobachten. So fehlt die Büren-Formation in weiten Teilen des nordwestlichen Ruhrgebietes, wie nordwestlich von Dinslaken und westlich von Bottrop (vgl. Abb. 26a, S. 70). Teilweise sind die Mächtigkeitsschwankungen vom Relief des Untergrundes beeinflusst, andere stehen dagegen offenbar mit synsedimentären Bewegungen des Untergrundes und damit verbundenen kurzfristigen Meeresregressionen und intraformationellen Erosionsprozessen in Zusammenhang. Vermutlich haben synsedimentäre Bewegungen zu einer morphologischen Gliederung des Meeresbodens geführt, sodass es in den etwas höher gelegenen Schwellenbereichen nur zu sehr geringer oder keiner Sedimentation kam.

So zeigt die Mächtigkeitsverteilung der Büren-Formation (vgl. Abb. 26b, S. 71) einen sehr engen Bezug zu den mehrheitlich Nordwest – Südost streichenden Sprüngen des Deckgebirges und weist dadurch zu diesen einen engen genetischen Zusammenhang auf.

In Abbildung 86 (S. 154) sind die im westlichen Ruhrgebiet und südwestlichen Münsterland bekannten Kreide-Falten und Inversionsstörungen dargestellt. Strukturelle genetische Zusammenhänge sind bereits in der Mächtigkeitsverteilung der Büren-Formation offensichtlich, z. B. im Bereich der Dorstener Kreide-Mulde, der Bottroper Kreide-Mulde oder dem Dinslakener Kreide-Sattel (vgl. Abb. 26b, S. 71). Insbesondere der auffällig gegliederte Schwellenbereich mit den weitflächigen Schichtlücken des Unterturoniums im Raum zwischen Wesel und Bottrop zeigt hierbei große Gemeinsamkeiten in seiner strukturellen Ausbildung und lässt sich nach Nordosten durch die Störungssysteme der Drevenacker Störung und nach Südwesten durch den Schwelgern-Sprung eingrenzen (B. DÖLLING et al. 2018). Auch nördlich des Projektgebietes sind aus dem Raum nördlich von Marl am Blumenthal-Sprung (s. Abb. 82, S. 148/149) synsedimentäre tektonische Bewegungen während des Turoniums nachweisbar (B. DÖLLING et al. 2018; WREDE 2010).

Auch in den Ablagerungen des Santoniums sind synsedimentäre Vorgänge zu beobachten. Größere Mächtigkeitschwankungen in der Osterfeld-Subformation der Haltern-Formation und der Recklinghausen-Formation belegen dies. So treten geringe Mächtigkeiten im Bereich des Dinslakener Kreide-Sattels und große Mächtigkeiten im Muldentiefsten der Bottroper Kreide-Mulde auf. Im höheren Santonium müssen demnach synsedimentäre Bewegungen stattgefunden haben, die zu einer Gliederung des Meeresbodens in mehrere flache Schwellen und Becken führten (JANSEN 1995).

Die aufgeführten Bewegungen zeigen vermutlich den Beginn der subherzynen Inversionstektonik an, die in Nordwestdeutschland vom Santonium bis ins Maastrichtium ihr Maximum erreichte.

4.3 Bilanzierung von Störungsverwürfen

Im nördlichen Ruhrgebiet lassen sich aufgrund der Aufschlussverhältnisse für die Drevenacker Störung exemplarisch Aussagen über die zeitlichen tektonischen Bewegungsabläufe treffen, das heißt, es lässt sich eine Bilanzierung der Verwurfsgeschichte darstellen (DÖLLING, B. et al. 2018; WREDE 2000, 2010). Durch eine Vielzahl von modernen Steinkohlenexplorationsbohrungen sind Verlauf und Entwicklung der Drevenacker Störung und des spitzwinklig dazu verlaufenden Kirchhellener Kreide-Sattels gut bekannt. Die flachherzynisch (WNW – ESE) streichende Störung lässt sich auf mindestens 25 km Länge von Gladbeck aus nach Nordwesten verfolgen. In diesem Verlauf nimmt ihr Verwurf stark zu. Im Bereich von Schacht 10 der Zeche Prosper-Haniel in Bottrop, Kirchheller Heide, sind die Schichten des Karbons bereits um ca. 400 m verworfen. Der Versatzbetrag steigt nach Nordwesten hin auf über 1 000 m an. Hinzu kommt eine horizontale, rechtshändige (dextrale) Bewegungskomponente von mindestens 2 km, die südöstlich von Hünxe durch das Verspringen des Dorstener Hauptsattels nachweisbar ist. Im Gegensatz zu den meisten anderen größeren Störungen des Ruhrkarbons lässt sich an der Drevenacker Störung ein bedeutender Anteil an präzechsteinzeitlichen Bewegungen feststellen: Sie betragen im Raum Bottrop-Kirchhellen maximal 250 – 300 m, ein Betrag, den auch die kimmerischen Bewegungen während der Trias erreicht haben. Etwa 200 m dieser nach Norden gerichteten Abschie-

bungen sind durch die kretazischen Inversionsbewegungen wieder rückgängig gemacht worden, wobei es durch eine mehr oder weniger Nord – Süd gerichtete Kompression bei gleichzeitiger Horizontalbewegung an der Störung („Transpression“) zu aufschiebenden Bewegungen sowohl im Untergrund wie in den Kreide-Schichten kam. Der Kirchhellener Kreide-Sattel verdankt seine Existenz somit den tektonischen Bewegungen an der Drevenacker Störung (WREDE 2000).

Eine Analyse der Bohrungsaufschlüsse an der Drevenacker Störung erlaubt weiterhin eine zeitliche Eingrenzung der oberkretazischen Inversionsbewegungen (B. DÖLLING et al. 2018). Wie ein Vergleich der Schichtenmächtigkeiten der Oberkreide beidseits der Störung oder, noch klarer, ein Vergleich der Tiefenlage der einzelnen Kreide-Schichten belegt, haben diese Rückbewegungen nicht als plötzliche, bruchhafte Ereignisse stattgefunden, sondern sind mehr oder weniger kontinuierlich während des gesamten Zeitraums vom Cenomanium bis ins Obersantonium abgelaufen. Über der Tiefscholle südlich der Drevenacker Störung erfolgte eine weitgehend bruchlose Aufsattelung der Kreide-Schichten (WOLF 1988; WREDE 2000).

Die Inversionsbewegungen hatten ihre Höhepunkte im Unterturonium und vor allem im Untersantonium. Im südlichen Münsterland konnte nachgewiesen werden, dass die Bewegungen erst an der Wende Santonium/Campanium annähernd zum Stillstand gekommen sind. Teilweise scheinen dort bereits wieder gegenläufige Bewegungen stattgefunden zu haben (WREDE 2010).

Weiter gehende Untersuchungen ergaben, dass sich an der Drevenacker Störung auch noch nach dem Oligozän Bewegungen abgespielt haben. An dieser Störung sind somit seit rund 290 Mio. Jahren immer wieder mobilisierte Bruchzonen im Gebirge nachweisbar und bilanzierbar (DÖLLING, B. et al. 2018; WREDE 2010).

4.4 Hydraulische Eigenschaften der Störungszonen

Die hydrogeologische Beurteilung von Gebirgskörpern wird maßgeblich von Störungszonen beeinflusst, die als Grundwasserleiter, Barrieren oder eine Kombination von beiden auftreten. Der heterogene, strukturell komplexe Aufbau ergibt richtungsabhängige hydraulische Eigenschaften innerhalb von Störungszonen und strukturellen Einheiten.

Im Ruhrgebiet sind zahlreiche Störungssysteme nachgewiesen, die die Stockwerksgrenze zwischen karbonischem Untergrund und dem Deckgebirge durchschlagen und dann entweder innerhalb der Kreide-Schichten nach oben hin auslaufen oder bis zur Oberfläche durchhalten. Insgesamt gibt es bisher nur wenige Untersuchungen zu den hydraulischen Eigenschaften und zur Ausbildung von Störungszonen im Deckgebirge. Nach neueren Ergebnissen sind die meisten Störungssysteme im kretazischen Deckgebirge des gesamten Münsterländer Kreide-Beckens als überwiegend abgedichtet zu charakterisieren. Nur lokal ist mit hydraulischen Wegsamkeiten zu rechnen. Das gilt auch für das Projektgebiet (WESCHE 2017).

Die hydraulische Wirksamkeit von Störungszonen innerhalb des flözföhrnden Oberkarbons ist unterschiedlich. Einerseits treten aus etlichen Störungen mineralisierte Thermalwässer aus, andererseits kommt es mitunter entlang von großen Störungszonen nicht zu hydraulischen Verbindungen zwischen Grubenwasserprovinzen mit unterschiedlichem Wasserstand.

Die Probleme bei der geotechnischen Beschreibung und Bewertung tektonischer Störungszonen liegen in der enormen Heterogenität ihrer inneren Strukturen sowie dem raschen Wechsel von lockergesteinsähnlichen Bereichen geringer Festigkeit und Hartgesteinseinlagerungen. Hinzu kommt die unterschiedliche Wasserwegsamkeit, die auf kurze Entfernung wechseln kann.

Während manche Verwerfungen eine mehr oder weniger ebene Verwurfsfläche darstellen, werden andere von einem unterschiedlich breiten Bereich verstärkter Gebirgszerlegung begleitet. Entscheidend ist dabei neben dem vertikalen Versatzmaß auch die Breite und Ausbildung der Störungszone sowie die Art der einzelnen Deformationsbahnen. Störungszonen zeigen oft einen zonaren Aufbau, wobei neben der Hauptbewegungsfläche dann mehr oder weniger stark zerscherte oder geklüftete Übergangszonen zum intakten Nebengestein auftreten.

Bei den meisten Störungszonen findet sich daher zwischen Hangend- und Liegendsscholle mehr oder weniger stark zertrümmertes oder zerriebenes Gesteinsmaterial wechselnder Korngröße und Verfestigung. Da das Scherzonenmaterial im unverfestigten Zustand in vielen Fällen eine höhere Permeabilität aufweist als das undeformierte Nebengestein, können Störungszonen zu einem wichtigen Migrationsweg für Wasser oder Gas werden. Andererseits können Sortierungsvorgänge innerhalb einer Störungszone dazu führen, dass sich besonders feinkörniges Material entlang der liegenden Störungsfläche sammelt und eine Abdichtung bewirkt. Wenn Tongesteine von einer Störung durchschlagen werden, kann eine Abdichtung auch durch einen anderen Mechanismus bedingt sein: Toniges Material mit quellfähigen Tonmineralen wird dann häufig nicht nur passiv in die Störungsbahn hineingeschleppt, sondern sogar infolge des höheren Seitendrucks seitlich in diese injiziert, wo es dann zu kontinuierlichen Bändern ausgedünnt wird und eine „Tonschmierung“ bewirkt. In tonmineraldominierten Sedimentabfolgen weisen Störungszonen daher in der Regel keine hydraulischen Durchlässigkeitsbeiwerte von über $k_f = 10^{-9} - 10^{-8}$ m/s auf. Das bedeutet, dass die Tonschmierung in Störungszonen einen entscheidenden Einfluss auf die Permeabilität bzw. auf die hydraulische Störungsdurchlässigkeit hat.

Neuere Untersuchungen zur hydraulischen Störungsdurchlässigkeit im kretazischen Deckgebirge belegen, dass auch hier die Störungsflächen im Vergleich zum umgebenden Gestein durch Tonschmierungsprozesse in ihrer Permeabilität reduziert sind (WESCHE 2017). In den kalkstein- und sandmergel(stein)-dominierten Schichten des Cenomaniums und Turoniums findet lithologisch bedingt nur eine relativ geringe Tonschmierung auf den Störungsflächen statt. Trotzdem weisen die hydraulischen Durchlässigkeiten der Störungsflächen in diesem Bereich im Mittel nur ca. $k_f = 10^{-9} - 10^{-8}$ m/s auf und erreichen maximal $k_f = 5 \times 10^{-8}$ m/s. Sie sind damit als „sehr gering durchlässig“ zu bezeichnen. Die Tonschmierung auf den Störungsflächen innerhalb der Schichten des Cenomaniums und Turoniums ist somit groß genug, um die hydraulische Durchlässigkeit der Störungsflächen gegenüber dem Nebengestein herabzusetzen.

Innerhalb der Emscher-Formation (Mittelconiacium – Untersantonium) lassen sich aufgrund der tonig-mergeligen Zusammensetzung der Schichten intensive Tonschmierungsprozesse nachweisen, welche die Störungsflächen hydraulisch abdichten. In der Emscher-Formation treten wegen des vorhandenen Tonanteils in den Gesteinen die höchsten Einträge an Tonmaterial in Störungszonen auf. Mitunter konnten am Königsborner Sprung unmittelbar nordöstlich des Projektgebietes Tonschmierungen über eine Distanz von

mehreren Hundert Metern berechnet werden (WESCHE 2017). Die durchschnittlichen Durchlässigkeitsbeiwerte der Störungsflächen betragen innerhalb der Emscher-Formation ca. $k_f = 10^{-11} - 10^{-10}$ m/s und sind damit gegenüber dem umgebenden Gebirgskörper um den Faktor 10 – 100 herabgesetzt. Maximale Durchlässigkeitsbeiwerte treten allgemein mit ca. 5×10^{-9} m/s auf. Die Gesteinsdurchlässigkeiten sind als „sehr schwach durchlässig“ einzustufen. Nach diesen Ergebnissen sind die Störungszonen innerhalb der Emscher-Formation sowohl für Wasser als auch für Gas nahezu undurchlässig. Eine etwas stärkere hydraulische Durchlässigkeit kann jedoch im Bereich von größeren Störungen erwartet werden, besonders dann, wenn in den Tonmergelsteinfolgen festere Kalkstein- sowie Kalkmergelsteinbänke oder sandige Einschaltungen auftreten (z. B. Emscher-Grünsand-Subformation). Größere Störungsbereiche sind in der Regel auch von breiteren Klüftzonen begleitet.

Literatur: DÖLLING, B. & DÖLLING, M. & HISS (2014); DÖLLING, B. et al. (2018); DÖLLING, M. & JUCH (2009); DROZDZEWSKI (1988); DROZDZEWSKI & WREDE (1994); JANSEN (1991, 1995, 2001); JANSEN & DROZDZEWSKI (1986); JUCH (1994); HAHNE & SCHMIDT (1982); RABITZ & HEWIG (1987); WESCHE (2017); WOLF (1985, 1988); WREDE (1980, 2000, 2010); WREDE & JANSEN (1993)

5 Literatur

- AG Geologie (2017): Hochflutablagerungen. – In: AG Geologie der Staatlichen Geologischen Dienste [Hrsg.]: Geologische Kartieranleitung. Geogenetische Begriffsdefinitionen. – [online-Datenbank] – Stand der Bearbeitung: 06.09.2017, abgerufen am 23.04.2020 – <https://www.geokartieranleitung.de/Fachliche-Grundlagen/Genese/Petrogenetische-Gesteinsbezeichnung/Lockergesteine/entry/e867baf5-c05a-447e-ab38-87f6d0f63ddc/mid/3427>
- AG Geologie (2019a), Bearb. WANSA, S.; ROTHER, H.; DOPPLER, G.: Gletscherablagerungen und glazigene Vollformen. – In: AG Geologie der Staatlichen Geologischen Dienste [Hrsg.]: Geologische Kartieranleitung. Geogenetische Begriffsdefinitionen. – [online-Datenbank] – Stand der Bearbeitung: 18.07.2019, abgerufen am 23.04.2020 – <https://www.geokartieranleitung.de/Fachliche-Grundlagen/Genese/Petrogenetische-Gesteinsbezeichnung/Lockergesteine/entry/22ef4447-97b5-46e1-bcd8-bf14933eeabd/mid/3427>
- AG Geologie (2019b), Bearb. ROTHER, H.: Till. – In: AG Geologie der Staatlichen Geologischen Dienste [Hrsg.]: Geologische Kartieranleitung. Geogenetische Begriffsdefinitionen. – [online-Datenbank] – Stand der Bearbeitung: 18.07.2019, abgerufen am 23.04.2020 – <https://www.geokartieranleitung.de/Fachliche-Grundlagen/Genese/Petrogenetische-Gesteinsbezeichnung/Lockergesteine/entry/ed298f42-9166-4881-930c-e7a820bf8c52/mid/3427>
- AHNERT, F. (2003): Einführung in die Geomorphologie, 3. akt. u. erg. Aufl. – 477 S., zahlr. Abb., 26 Tab., Kt.; Stuttgart (Ulmer).
- ALTERMANN, M.; LIEBEROTH, L.; SCHWANECKE, W. (1988): Gliederung der Lockergesteinsdecken der Mittelgebirge. – Z. angew. Geol., **34** (10): 302 – 306, 1 Abb.; Berlin.

- AMELUNG, W.; BLUME, H.-P.; FLEIGE, H.; HORN, R.; KANDELER, E.; Kögel-Knabner, I.; KRETZSCHMAR, R.; STAHR, K.; WILKE, B.-M. (2018): Scheffer/Schachtschabel Lehrbuch der Bodenkunde, 17. Aufl. – XXII + 750 S., 265 Abb.; Berlin, Heidelberg (Springer Spektrum). – [doi:10.1007/978-3-662-55871-3]
- ANDERSON, H.-J.; BOSCH, M. VAN DEN; BRAUN, F. J.; DROZDZEWSKI, G.; HILDEN, H. D.; HOYER, P.; KNAPP, G.; REHAGEN, H.-W.; STADLER, G.; TEICHMÜLLER, R.; THIERMANN, A.; VOGLER, H. (1987): Erläuterungen zu Blatt C 4306 Recklinghausen, 2. Aufl. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 100 000>, Erl., **C 4306**: 124 S., 9 Abb., 12 Tab.; Krefeld.
- BAALES, M. (2010): Siedlungsreste des Neandertalers aus den Knochenkiesen von Lippe und Emscher. – In: EGGENSTEIN, G. [Hrsg.]: Mensch und Fluss. 7000 Jahre Freund und Feind: 34 – 42; 9 Abb.; Bönen.
- BERENSMEIER, M.; DÖLLING, B.; FRIJIA, G.; WILMSEN, M. (2018): Facies analysis of proximal Upper Cretaceous deposits in the southwestern Münsterland Cretaceous Basin (NW Germany). – *Cretaceous Res.*, **87**: 241 – 260; Amsterdam. – [<https://doi.org/10.1016/j.cretres.2017.04.020>]
- BITTMANN, F.; BÖRNER, A.; DOPPLER, G.; ELLWANGER, D.; HOSELMANN, CH.; KATZMANN, L.; SPRAFKE, T.; STRAHL, J.; WANSA, ST.; WIELANDTSCHUSTER, U.; Subkommission Quartär der Deutschen Stratigraphischen Kommission (2018): Das Quartär in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2016. – *Z. dt. Ges. Geowiss.*, **169** (2): 295 – 306; 1 Abb.; Stuttgart. – [<https://doi.org/10.1127/zdgg/2018/0123>]
- BOSINSKI, G. (1982), mit Beitr. von BRUNNACKER, K.; GÜNTHER, K.; LANSER, P.; SCHUHMACHER, E.; TROMNAU, G.; URBAN, B.; VEIL, S.: Das Eiszeitalter im Ruhrland. – *Führer Ruhrld.-Mus.*, **2**: 75 S., 46 Abb.; Köln.
- BRAUCKMANN, C. (1991): Arachniden und Insekten aus dem Namurium von Hagen-Vorhalle (Ober-Karbon; West-Deutschland). – *Veröff. Fuhlrott Mus.*, **1**: 275 S., 78 Abb., 6 Tab., 25 Taf.; Wuppertal.
- Deutsche Stratigraphische Kommission [Hrsg.] (2016): Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2016 (STD 2016). – Potsdam (Deutsches GeoForschungsZentrum). – [Taf. plan 100 x 141]
- DÖLLING, B. (2018): Duisburg-Formation. – In: *LithoLex* [Online Datenbank]. – Hannover (BGR). – *zuletzt aktualisiert 03.09.2018*
- DÖLLING, B.; DÖLLING, M.; HISS, M. (2014): The Upper Cretaceous sedimentary rocks of the southern Münsterland (Northwest Germany) revisited – new correlations of boreholelithostratigraphical, biostratigraphical and natural gamma radiation (GR) log data. – *Z. dt. Ges. Geowiss.*, **165** (4): 521 – 545, 14 Abb.; Stuttgart.
- DÖLLING, B.; DÖLLING, M.; HISS, M.; BERENSMEIER, M.; PÜTTMANN, T. (2018): Upper Cretaceous shallow-marine deposits of the southwestern Münsterland (northwest Germany) influenced by synsedimentary tectonics. – *Cretaceous Res.*, **87**: 261 – 276; Amsterdam. – [<https://doi.org/10.1016/j.cretres.2017.05.002>]
- DÖLLING, M.; JUCH, D. (2009): Strukturgeologische Modellvorstellungen zum Kreide-Deckgebirge im zentralen Münsterland. – *scriptum*, **18**: 5 – 27, 16 Abb.; Krefeld.
- DREIMANIS, A. (1989): Tills, their genetic terminology and classification. – In: GOLDTHWAIT, R. P.; MATSCH, C. L. [Hrsg.]: Genetic Classification of Glacigenic Deposits : Final report of the INQUA Commission Genesis & Lithology of Quaternary Deposits: 17 – 84; Rotterdam (Balkema).
- DROZDZEWSKI, G. (1988): Die Wurzel der Osning-Überschiebung und der Mechanismus herzynischer Inversionsstörungen in Mitteleuropa. – *Geol. Rdsch.*, **77** (1): 127 - 141, 9 Abb.; Stuttgart.
- DROZDZEWSKI, G. (2005): Zur sedimentären Entwicklung des Subvariscikums im Namurium und Westfalium Nordwestdeutschlands. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenb.*, **254**: 271 – 320, 15 Abb., 2 Tab., 4 Taf.; Frankfurt/M.
- DROZDZEWSKI, G.; JUCH, D.; SÜSS, M. P.; WREDE, V. (1996): Das Karbon des Ruhrbeckens: Sedimentation, Struktur, Beckenmodell. – *Terra Nostra*, **96** (7): 43 – 61, 13 Abb.; Köln.
- DROZDZEWSKI, G.; WREDE, V. (1994): Faltung und Bruchtektonik – Analyse der Tektonik im Subvariscikum. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **38**: 7 – 187, 101 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- ERBACHER, J.; HISS, M.; LUPPOLD, F. W.; MUTTERLOSE J. (2014): Offen-Formation. – In: *LithoLex* [Online Datenbank]. – Hannover (BGR). – *zuletzt aktualisiert 12.03.2010* [zitiert 16.05.2018]
- EVANS, D. J. A.; PHILLIPS, E. R.; HIEMSTRA, J. F.; AUTON, C. A. (2006): Subglacial till: Formation, sedimentary characteristics and classification. – *Earth-Sci. Rev.*, **78**: 115 – 176, 43 Abb., 7 Tab.; Amsterdam u. a.

- FIEBIG, H. (1954): Der neue Richtschichtenschnitt für die Wittener (Esskohlen-)Schichten im niederrheinisch-westfälischen Steinkohlengebiet. – Glückauf, **90**: 260 – 270, 9 Abb.; Essen.
- FIEBIG, H. (1957): Der neue Richtschichtenschnitt für die Bochumer (Fettkohlen-)Schichten im niederrheinisch-westfälischen Steinkohlengebiet. – Glückauf, **93**: 446 – 453, 6 Abb.; Essen.
- FIEBIG, H. (1960): Der neue Richtschichtenschnitt für die Essener (Gaskohlen-)Schichten im niederrheinisch-westfälischen Steinkohlengebiet. – Glückauf, **96**: 30 – 42, 11 Abb.; Essen.
- FIEBIG, H. (1961): Der neue Richtschichtenschnitt für die Horster (Gasflammenkohlen-)Schichten im niederrheinisch-westfälischen Steinkohlengebiet. – Glückauf, **97**: 429 – 441, 15 Abb.; Essen.
- FIEBIG, H. (1969): Das Namur C und Westfal im Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebiet. – In: Comptes Rendu / 6. Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère, **1**: 79 – 89, 9 Abb., 1 Taf.; Maestricht. – [Congr. Internat. Stratigr. Géol. Carbonif. <6., 1967, Sheffield>]
- FIEBIG, H.; GROSCURTH, J. (1984): Das Westfal C im nördlichen Ruhrgebiet. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **32**: 257 – 267, 1 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- FRECHEN, M.; LENZ, A.; SKUPIN, K.; STRITZKE, R.; ZANDSTRA, J. G. (2009): Ein bemerkenswertes Pleistozän-Profil aus dem Bereich Dortmund-Brechten (südliches Münsterland). – scriptum, **18**: 29 bis 43, 7 Abb., 4 Tab.; Krefeld.
- FRECHEN, M.; ZHANG, J.; BAALES, M.; LENZ, A. (2016): OSL Dating of Emscher River Sediments. – Abstracts Biennial Meeting Fluvial Archives Group "Evolution of river valleys in Central Europe", September 12 – 18, 2016; Kielce-Suchedniów (Poland).
- FRIEG, C.; HISS, M.; MÜLLER, W. (1989): Stratigraphie im Turon und Unterconiac des südlichen und zentralen Münsterlandes. – Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont., **69**: 161 – 186, 5 Abb.; Münster/Westf.
- Geologischer Dienst NRW (2016): Geologie und Boden in Nordrhein-Westfalen. – 157 S., zahlr. Abb. u. Tab.; Krefeld.
- Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen [Hrsg.], mit Beitr. von RIBBERT, K.-H.; WREDE, V.; OESTERREICH, B.; BAUMGARTEN, H.; GAWLIK, A.; HEUSER, H.; PIECHA, M.; ROTH, R.; THÜNKER, M.; BAALES, M.; CICHY, E.; ZEILER, M.: Geologie im Rheinisches Schiefergebirge, **Tl. 3**: Sauer- und Siegerland. – 243 S., 134 Abb., 14 Tab., 1 Taf. in der Anl.; Krefeld (Geol. Dienst NRW).
- GLATTHAAR, D.; LIEDTKE, H. (1981): Die Entwicklung des Ruhrtals und glazialmorphologische Probleme im Bochumer Raum. – In: LIEDTKE, H. [Hrsg.]: Beiträge zur Glazialmorphologie und zum periglazialen Formenschatz. – Bochumer geogr. Arb., **40**: 99 bis 102, 3 Abb.; Paderborn.
- HAESAERTS, P.; MESTDAGH, H. (2000): Pedosedimentary evolution of the last interglacial and early glacial sequence in the European loess belt from Belgium to central Russia. – Geol. en Mijnb., **79**: 313 – 324; Dordrecht.
- HAHNE, C.; SCHMIDT, R. (1982), mit Beitr. von MÜLLER, W.: Die Geologie des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes. – 106 S., 88 Abb., 11 Tab., 1 Taf.; Essen (Glückauf).
- HASSENPLUG, D. (1998): Die urbane Stadt: Von der Maschinenstadt zum postmodernen Cityteinent. – In: ifa//dokumente/3/1998. Die Stadt als kultureller Ort. – Stuttgart (Inst. f. Auslandsbez. e. V.).
- HEDEMANN, H.-A.; FABIAN, H.-J.; FIEBIG, H.; RABITZ, A. (1972): Das Karbon in marin-paralischer Entwicklung. – In: Comptes Rendu / 7. Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère, **1**: 29 – 47, 10 Abb.; Krefeld. – [Internat. Congr. Stratigr. Géol. Carbonif. <7., 1971, Krefeld>]
- HERGET, J. (1997): Die Flußentwicklung des Lippetals. – Bochumer geogr. Arb., **62**: 134 S., 26 Abb., 9 Tab., 25 Kt.; Bochum.
- HISS, M. (1982a): Neue Ergebnisse zur Paläogeographie des Cenomans in Westfalen. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1982**: 533 bis 546, 6 Abb.; Stuttgart.
- HISS, M. (1982b): Lithostratigraphie der Kreide-Basisschichten (Cenoman bis Unterturon) am Haarstrang zwischen Unna und Möhnesee (südöstliches Münsterland). – Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont., **57**: 59 – 135, 9 Abb., 3 Tab., 5 Kt.; Münster/Westf.
- HISS, M. (1989), mit Beitr. von ERKWOH, F.-D.; JÄGER, B.; MICHEL, G.; VIETH-REDEMANN, A.: Erläuterungen zu Blatt 4417 Büren. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4417**: 152 S., 15 Abb., 11 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- HISS, M. (2006a): Essen-Grünsand-Formation. – In: *LithoLex* [Online Datenbank]. – Hannover (BGR). – [zitiert 16.05.2018]
- HISS, M. (2006b): Emscher-Formation. – In: *LithoLex* [Online Datenbank]. – Hannover (BGR). – [zitiert 16.05.2018]
- HISS, M. (2006c): Recklinghausen-Formation. – In: *LithoLex* [Online Datenbank]. – Hannover (BGR). – *zuletzt aktualisiert 16.03.2010* [zitiert 16.05.2018]

- HISS, M. (2006d): Haltern-Formation. – In: *LithoLex* [Online Datenbank]. – Hannover (BGR). – *zuletzt aktualisiert 16.03.2010* [zitiert 16.05.2018]
- HISS, M. (2013): Grafenberg-Formation. – In: *LithoLex* [Online Datenbank]. – Hannover (BGR). – *zuletzt aktualisiert 04.06.2013* [zitiert 16.05.2018]
- HISS, M.; KAPLAN, U. (2006): Bottrop-Formation. – In: *LithoLex* [Online Datenbank]. – Hannover (BGR). – [zitiert 16.05.2018]
- HISS, M.; KAPLAN, U.; WIESE, F. (2006a): Büren-Formation. – In: *LithoLex* [Online Datenbank]. – Hannover (BGR). – *zuletzt aktualisiert 19.10.2015* [zitiert 16.05.2018]
- HISS, M.; KAPLAN, U.; WIESE, F. (2006b): Oerlinghausen-Formation. – In: *LithoLex* [Online Datenbank]. – Hannover (BGR). – *zuletzt aktualisiert 12.03.2010* [zitiert 16.05.2018]
- HISS, M.; KAPLAN, U.; WILMSEN, M. (2006): Brochterbeck-Formation. – In: *LithoLex* [Online Datenbank]. – Hannover (BGR). – [zitiert 16.05.2018]
- HISS, M.; SKUPIN, K.; ZANDSTRA, J. G. (1992): Kreide und Quartär am Südrand des Münsterlandes : Exkursion A 2 am 11.06.1992. – 59. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Nordwestdeutscher Geologen, 9.-12. Juni 1992, Essen; Tag.-Bd. u. Exk.-Führer, Exk. **A2**: 45 – 760, 6 Abb.; Krefeld. – [Tag. Arb.-Gem. Nordwestdt. Geol. <59., 1992, Essen>]
- INDANS, J. (1958): Mikrofaunistische Korrelation im marinen Tertiär der Niederrheinischen Bucht. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **1**: 223 – 238, 3 Abb., 8 Taf.; Krefeld.
- JANSEN, F. (1980), mit Beitr. von ERKWOH, F.-D.; KAMP, H. VON; RABITZ, A.; REHAGEN, H.-W.; WEBER, P.; WOLF, M.: Erläuterungen zu Blatt 4510 Witten. – *Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>*, Erl., **4510**: 176 S., 22 Abb., 20 Tab., 5 Taf.; Krefeld.
- JANSEN, F. (1991), mit Beitr. von KALTERHERBERG, H.; KAMP, H. VON; KÖWING, K.; PAAS, W.; PIEPER, B.; REHAGEN, H.-W.; VIETH-REDEMANN, A.; WOLF, R.; ZELLER, M.: Erläuterungen zu Blatt 4506 Duisburg, 2. Aufl. – *Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>*, Erl., **4506**: 179 S., 13 Abb., 17 Tab., 5 Taf.; Krefeld.
- JANSEN, F. (1995), mit Beitr. von JUCH, D.; KAMP, H. VON; PAAS, W.; STRITZKE, R.; SUCHAN, K.-H.; VIETH-REDEMANN, A.: Erläuterungen zu Blatt 4406 Dinslaken, 2. Aufl. – *Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>*, Erl., **4406**: 166 S., 15 Abb., 15 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- JANSEN, F. (2001), mit Beitr. von DROZDZEWSKI, G.; HOLL-HAGEMEIERS, C.; KRAHN, L.; PAAS, W.: Erläuterungen zu Blatt 4305 Wesel. – *Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>*, Erl., **4305**: 195 S., 19 Abb., 15 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- JANSEN, F.; DROZDZEWSKI, G. (1986), mit Beitr. von NÖTTING, J.; PAAS, W.; SUCHAN, K. H.; VIETH-REDEMANN, A.: Erläuterungen zu Blatt 4507 Mülheim an der Ruhr, 2. Aufl. – *Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>*, Erl., **4507**: 200 S., 18 Abb., 17 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- JUCH, D. (1994), mit Beitr. von ROOS, W.-F.; WOLFF, M.: Kohleninhalts- erfassung in den westdeutschen Steinkohlenlagerstätten. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **38**: 189 – 307, 55 Abb., 7 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- KAPLAN, U. (1991): Zur Stratigraphie der tiefen Oberkreide im Teuto- burger Wald (NW-Deutschland), **2**: Turon und Coniac im Stein- bruch des Kalkwerkes Foerth, Halle/Westfalen. – *Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld*, **32**: 125 – 159, 11 Abb., 6 Taf.; Bielefeld.
- KAPLAN, U.; KENNEDY, W. J.; HISS, M. (2005): Stratigraphie und Ammo- nitenfaunen des Campan im nordwestlichen und zentralen Münsterland. – *Geol. u. Paläont. Westf.*, **64**: 176 S., 12 Abb., 1 Tab., 65 Taf.; Münster/Westf.
- KAPLAN, U.; KENNEDY, W. J.; SCHEER, U. (2006): Ammoniten der Bottrop- Formation, Campanium, westliches Münsterland. – *Geol. u. Pa- läont. Westf.*, **67**: 76 S., 16 Abb., 13 Tab.; Münster/Westf.
- KASIELKE, T. (2014): Spätquartäre Landschaftsentwicklung im oberen Emscherland. – *Diss. Geogr. Inst. Ruhr-Univ. Bochum*: 284 S., 142 Abb., 11 Tab., zahlr. Abb. u. Tab. im Anh.; Bochum.
- KASIELKE, T. (2018): Auf Sand gebaut – Ein Aufschluss der saalezeitli- chen Schmelzwassersedimente im ehemaligen Ruhrmäander bei Bochum-Langendreer. – *GeoPark Ruhrgebiet News*, **2/2018**: 17 – 19, 11 Abb.; Essen.
- KLOSTERMANN, J. (1985): Versuch einer Neugliederung des späten Els- ter- und des Saale-Glazials der Niederrheinischen Bucht. – *Geol. Jb.*, **A 83**: 3 – 42, 22 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- KLOSTERMANN, J. (1989), mit Beitr. von NÖTTING, J.; PAAS, W.; REHAGEN, H.-W.: Erläuterungen zu Blatt 4304 Xanten. – *Geol. Kt. Nordrh.- Westf. <1 : 25 000>*, Erl., **4304**: 154 S., 14 Abb., 13 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- 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.*). – [Zugl. Habil.-Schr. Univ. Münster 1991]

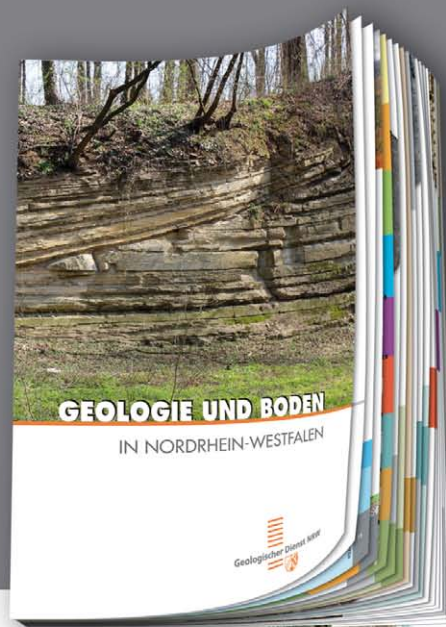
- KLOSTERMANN, J. (1999): Das Klima im Eiszeitalter. – VI + 284 S., 90 Abb., 7 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- KOENIGSWALD, W. von [Hrsg.] (1995): Eiszeitliche Tierfährten aus Bottrop-Welheim. – Münchener Geowiss. Abh., **A 27**: 80 S., 83 Abb., 2 Anh., 1 Beil.-Taf.; München.
- KORN, D. (2003): Die Formationen der Kulm-Fazies im Rheinischen Schiefergebirge. – Senckenb. Iethaea, **83** (1/2): 236 – 242; Frankfurt/M.
- KORN, D. (2006): Lithostratigraphische Neugliederung der Kulm-Sedimentgesteine im Rheinischen Schiefergebirge. – Z. dt. Ges. Geowiss., **41**: 379 – 383, 1 Abb.; Hannover.
- KORN, D. (2010): Lithostratigraphy and biostratigraphy of the Kulm succession in the Rhenish Mountains. – Schr.-R. dt. Ges. Geowiss., **161** (4): 431 – 453, 9 Abb.; Stuttgart.
- KORN, D. (2015a): Herdringen-Formation. – In: *LithoLex* [Online Datenbank]. – Hannover (BGR). – [zitiert 21.02.2018]
- KORN, D. (2015b): Wennemen-Formation. – In: *LithoLex* [Online Datenbank]. – Hannover (BGR). – [zitiert 21.02.2018]
- KORN, D. (2015c): Hardt-Formation. – In: *LithoLex* [Online Datenbank]. – Hannover (BGR). – [zitiert 21.02.2018]
- KORN, D. (2015d): Kahlenberg-Formation. – In: *LithoLex* [Online Datenbank]. – Hannover (BGR). – [zitiert 21.2.2018]
- KORN, D. (2015e): Diecken-Formation. – In: *LithoLex* [Online Datenbank]. – Hannover (BGR). – [zitiert 21.2.2018]
- KORN, D. (2015f): Seltersberg-Formation. – In: *LithoLex* [Online Datenbank]. – Hannover (BGR). – [zitiert 21.2.2018]
- KORN, D. (2015g): Arnsberg-Formation. – In: *LithoLex* [Online Datenbank]. – Hannover (BGR). – [zitiert 21.02.2018]
- LANG, J.; LAUER, T.; WINSEMANN, J. (2018): New age constraints for the Saalian glaciation in northern central Europe: Implications for the extent of ice sheets and related proglacial lake systems. – Quaternary Sci. Rev., **180**: 240 – 259, 10 Abb., 5 Tab.; Oxford.
- LENZ, A. (1997), mit Beitr. von GAWLIK, A.; MILBERT, G.; PAHLKE, U.: Erläuterungen zu Blatt 4116 Rietberg. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4116**: 136 S., 17 Abb., 7 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- LEPPER, J.; RAMBOW, D.; RÖHLING, H.-G. (2013): Lithostratigraphie des Buntsandstein in Deutschland. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland XI. Buntsandstein. – Schr.-R. dt. Ges. Geowiss., **69**: 69 – 149; Hannover.
- LIPPOLT, H. J.; HESS, J. C.; BURGER, K. (1984): Isotopische Alter von pyroklastischen Sandinen aus Kaolin-Kohlentonsteinen als Korrelationsmarken für das mitteleuropäische Oberkarbon. – Fortschr. Geol. Rhld. u. Westf., **32**: 119 – 150, 3 Abb., 6 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- LITT, TH.; BEHRE, K.-E.; MEYER, K.-D.; STEPHAN, H.-J.; WANSA, ST. (2007): Stratigraphie von Deutschland – Quartär. – E & G Quaternary Sci. J., **56** (1/2): 138 S., 6 Abb., 2 Tab., 1 Kt.-Beil.; Stuttgart.
- LUKAS, S.; ROTHER, H. (2016): Moränen versus Till: Empfehlungen für die Beschreibung, Interpretation und Klassifikation glazialer Landformen und Sedimente. – E & G Quaternary Sci. J., **65** (2): 95 – 112, 7 Abb., 1 Tab.; Berlin. – [<https://doi.org/10.3285/eg.65.2.01>]
- MEINSEN, J.; WINSEMANN, J.; WEITKAMP, A.; LANDMEYER, N.; LENZ, A.; DÖLLING, M. (2011): Middle Pleistocen (Saalian) lake outburst floods in the Münsterland Embayment (NW Germany): impacts and magnitudes. – Quaternary Sci. Rev., **30**: 2597 bis 2625, 24 Abb., 1 Tab.; Oxford
- OBERSTE-BRINK, K.; BÄRTLING, R. (1930): Die Gliederung des Karbon-Profiles und die einheitliche Flözbenennung im Ruhrkohlenbecken. – Glückauf, **66**: 889 – 893 u. 921 – 933, 11 Abb., 1 Taf.; Essen.
- PIEPER, B. (1990), mit Beitr. von HEWIG, R.; KALTERHERBERG, J.; KAMP, H. VON; SCHRAPS, W.-G.; VIETH-REDEMANN, A.: Erläuterungen zu Blatt 4508 Essen. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4508**: 136 S., 14 Abb., 17 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- PIOTROWSKI, J. A. (1992): Was ist ein Till? – Faziesstudien an glazialen Sedimenten. – Geowissenschaften, **10** (4): 100 – 108, 10 Abb., 1 Tab.; Weinheim.
- PÜTTMANN, T.; LINNERT, CH.; DÖLLING, B.; MUTTERLOSE, J. (2018): Deciphering Late Cretaceous (Cenomanian to Campanian) coastline dynamics in the southwestern Münsterland (northwest Germany) by using calcareous nannofossils: Eustasy vs local tectonics. – Cretaceous Res., **87**: 174 – 184; Amsterdam. – [<https://doi.org/10.1016/j.cretres.2017.07.005>]
- QUENDERS, TH.; SENCZEK, S.; BAALES, M.; STAPEL, B. (2015): Eiszeitliche Tierknochen aus dem neuen Abwassersystem des Ruhrgebietes. – Archäol. Westf.-Lippe, **2014**: 34 – 37, 3 Abb.; Langenweißbach.
- RABITZ, A.; HEWIG, R. (1987), mit Beitr. von ERKWOH, F.-D.; KALTERHERBERG, J.; KAMP, H. VON; REHAGEN, H.-W.; VIETH-REDEMANN, A.: Erläuterungen zu Blatt 4410 Dortmund, 2. Aufl. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4410**: 159 S., 16 Abb., 16 Tab., 5 Taf.; Krefeld.

- RIBBERT, K.-H. (2012), mit Beitr. von BAUMGARTEN, H.; GAWLIK, A.; GECHTER-JONES, J.; GECHTER, M.; RICHTER, F.; WILDER, H.: Geologie im Rheinischen Schiefergebirge, **Tl. 2: Bergisches Land.** – 184 S., 13 Abb., 6 Tab.; Krefeld (Geol. Dienst NRW).
- RÖHLING, H.-G. (2013): Der Buntsandstein im Norddeutschen Becken – regionale Besonderheiten. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland XI. Buntsandstein. – Schr.-R. dt. Ges. Geowiss., **69**: 269 – 384; Hannover.
- SCHIRMER, W. (1983): Die Talentwicklung an Main und Regnitz seit dem Hochwürm. – Geol. Jb., **A 71**: 11 – 43, 9 Abb.; Hannover.
- SCHNEIDER, H.; THIELE, S. (1965): Geohydrologie des Ertfgebietes. – 185 S.; Düsseldorf (Minist. Ernähr. Landwirtsch. u. Forsten Land Nordrh.-Westf.).
- SCHOLLMAYER, G. (2014a): Niederrhein-Hauptterrassen-Formation. – In: *LithoLex* [Online Datenbank]. – Hannover (BGR).
- SCHOLLMAYER, G. (2014b): Niederrhein-Mittelterrassen-Formation. – In: *LithoLex* [Online Datenbank]. – Hannover (BGR).
- SCHOLLMAYER, G. (2014c): Niederrhein-Niederterrassen-Formation. – In: *LithoLex* [Online Datenbank]. – Hannover (BGR).
- SERAPHIM, E. TH. (1985): Dünen, Flugsanddecken und Löß. – In: Geographische Kommission für Westfalen, Landschaftsverband Westfalen-Lippe [Hrsg.]: Spät- und nacheiszeitliche Ablagerungen/Vegetationsentwicklung. – Geogr.-landeskd. Atlas Westf., (II) **1** (2): 21 S., 4 Abb.; Münster/Westf.
- SHALA, B. (2001): Jungquartäre Talgeschichte des Rheins zwischen Krefeld und Dinslaken. – Diss. Univ. Düsseldorf: 231 S., zahlr. Abb.; Düsseldorf.
- SKUPIN, K. (1982), mit Beitr. von MERTENS, H.; MICHEL, G.; SEIBERTZ, E.; WEBER, P.: Erläuterungen zu Blatt 4218 Paderborn. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4218**: 140 S., 19 Abb., 15 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- SKUPIN, K. (1985), mit Beitr. von DAHM-ARENS, H.; MICHEL, G.; WEBER, P.: Erläuterungen zu Blatt 4317 Geseke. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4317**: 155 S., 16 Abb., 12 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- SKUPIN, K. (1991): Der Löß des Hellwegs. Beobachtungen zur Altersstellung. – Spieker, **35**: 55 – 63, 1 Abb., 1 Tab., 4 Prof.; Münster/Westf.
- SKUPIN, K. (1994): Aufbau, Zusammensetzung und Alter der Flugsand- und Dünenbildungen im Bereich der Senne (Östliches Münsterland). – Geol. u. Paläont. Westf., **28**: 41 – 72, 14 Abb., 6 Tab.; Münster/Westf.
- 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.).
- SLIGTENHORST, M.; SPEETZEN, E. (2006): Eiszeitliche Großgeschiebe („Findlinge“) zwischen Rhein und Weser und ihre Aussagen zur Bewegung des Inlandeises. – Geol. u. Paläont. Westf., **66**: 123 S., 6 Abb., 9 Tab., 3 Beil.; Münster/Westf.
- SPEETZEN, E. (1998): Findlinge in Nordrhein-Westfalen und angrenzenden Gebieten. – 172 S., 43 Abb., 9 Tab., Anh. m. 111 Kurzbeschr. u. Fotos, 1 Anl.-Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- STEHN, O. (1988), mit Beitr. von HEWIG, R.; KAMP, H. VON; NÖTTING, J.; SCHRAPS, W.-G.; VIETH-REDEMANN, A.: Erläuterungen zu Blatt 4509 Bochum, 2. Aufl. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4509**: 130 S., 15 Abb., 13 Tab., 5 Taf.; Krefeld.
- THOME, K. N. (1980): Der Vorstoß des nordeuropäischen Inlandeises in das Münsterland in Elster- und Saale-Eiszeit. Strukturelle, mechanische und morphologische Zusammenhänge. – Westf. geogr. Stud. **36**: 21 – 40, 9 Abb.; Münster/Westf.
- THOME, K. N. (1989): Haarstrang und Hellwegtal. – In: Erläuterungen zu Blatt C 4710 Dortmund, 2. Aufl. – Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen <1 : 100 000>, Erl., **C 4710**: 46 – 52; 4 Abb.; Krefeld.
- THOME, K. N. (2001): Jüngere Erdgeschichte des nördlichen Sauerlandes und des südlichen Münsterlandes im Rahmen einer Exkursion. – Decheniana, **154**: 181 – 209, 32 Abb., 1 Tab.; Bonn.
- WESCHE, D. (2017): Analyse der hydrogeologischen Eigenschaften der Deckgebirgsschichten und Störungen im Münsterländer Kreidebecken auf Grundlage eines neuen integrierten 3D-Untergrundmodells. – Schr.-R. Inst. Geotech. u. Markscheidew., **25**: XVIII + 359 S., 100 Abb., 27 Tab., Anhang; Clausthal. – [Zugl. Diss. TU Clausthal]
- WIESE, F.; HISS, M.; KAPLAN, U.; VOIGT, S. (2006): Erwitte-Formation. – In: *LithoLex* [Online Datenbank]. – Hannover (BGR). – *zuletzt aktualisiert 12.03.2010* [zitiert 16.05.2018]
- WIESE, F.; HISS, M.; VOIGT, S. (2006): Salder-Formation. – In: *LithoLex* [Online Datenbank]. – Hannover (BGR). – *zuletzt aktualisiert 12.03.2010* [zitiert 16.05.2018]
- WILMSEN, M.; HISS, M. (2006): Baddeckenstedt-Formation. – In: *LithoLex* [Online Datenbank]. – Hannover (BGR). – [zitiert 16.05.2018]

- WOLF, R. (1985): Tiefentektonik des linksniederrheinischen Steinkohlengebietes. – In: DROZDZEWSKI, G.; ENGEL, H.; WOLF, R.; WREDE, V. [Hrsg.]: Beiträge zur Tiefentektonik westdeutscher Steinkohlenlagerstätten: 105 - 167, 37 Abb., 3 Tab., 9 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- WOLF, R. (1988): Tiefentektonik des Dorstener Hauptsattels zwischen Rheinberg und Dorsten im westlichen Ruhrgebiet. – In: KUNZ, E.; WOLF, R.; WREDE, V. [Hrsg.]: Ergänzende Beiträge zur Tiefentektonik des Ruhrkarbons: 9 – 33, 7 Abb., 7 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- WREDE, V. (1980): Tiefentektonik der Bochumer Hauptmulde im östlichen Ruhrgebiet. – In: DROZDZEWSKI, G.; BORNEMANN, O.; KUNZ, E.; WREDE, V. [Hrsg.]: Beiträge zur Tiefentektonik des Ruhrkarbons.: 135 – 171, 23 Abb., 3 Tab., 7 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- WREDE, V. (2000), mit Beitr. von VIETH-REDEMANN, A.; MEYER, B.; PAAS, W.: Erläuterungen zu Blatt 4407 Bottrop, 2. Aufl. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4407**: 144 S., 19 Abb., 14 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- WREDE, V. (2003): Neue Festlegungen in der Oberkarbon-Stratigraphie. – Glückauf Forsch.-H., **64**: 13 – 17; Essen.
- WREDE, V. (2005), mit Beitr. von RIBBERT, K.-H.: Das Oberkarbon (Silesium) am Nordrand des rechtsrheinischen Schiefergebirges (Ruhrkarbon). – In: Deutsche Stratigraphische Kommission [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland **V**: Das Oberkarbon (Pennsylvanium) in Deutschland. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenb., **254**: 225 – 254, 3 Abb., 2 Tab.; Frankfurt/M.
- WREDE, V. (2008a): Kaisberg-Formation. – In: *LithoLex* [Online Datenbank]. – Hannover (BGR). – *zuletzt aktualisiert 07.03.2013*
- WREDE, V. (2008b): Sprockhövel-Formation. – In: *LithoLex* [Online Datenbank]. – Hannover (BGR). – *zuletzt aktualisiert 07.03.2013*
- WREDE, V. (2008c): Witten-Formation. – In: *LithoLex* [Online Datenbank]. – Hannover (BGR). – *zuletzt aktualisiert 30.01.2013*
- WREDE, V. (2008d): Bochum-Formation. – In: *LithoLex* [Online Datenbank]. – Hannover (BGR). – *zuletzt aktualisiert 30.01.2013*
- WREDE, V. (2008e): Essen-Formation. – In: *LithoLex* [Online Datenbank]. – Hannover (BGR). – *zuletzt aktualisiert 30.01.2013*
- WREDE, V. (2008f): Horst-Formation. – In: *LithoLex* [Online Datenbank]. – Hannover (BGR). – *zuletzt aktualisiert 30.01.2013*
- WREDE, V. (2008g): Dorsten-Formation. – In: *LithoLex* [Online Datenbank]. – Hannover (BGR). – *zuletzt aktualisiert 30.01.2013*
- WREDE, V. (2008h): Lembeck-Formation. – In: *LithoLex* [Online Datenbank]. – Hannover (BGR). – *zuletzt aktualisiert 30.01.2013*
- WREDE, V. (2010): Zur Zeitlichkeit postvariscischer Tektonik im südwestlichen Teil des Münsterschen Kreidebeckens. – In: RÖHLING, H.-G.; KRONSBEIN, St. [Hrsg.]: Geologie und Archäologie am Niederrhein. – Schr.-R. dt. Ges. Geowiss, **73**: 183 – 189, 3 Abb., 2 Tab.; Hannover. – [Zugl. in: Natur am Niederrh., N. F., **25** (1/2)]
- WREDE, V. (2015a): Grauwacken-Quarzit-Formation. – In: *LithoLex* [Online Datenbank]. – Hannover (BGR). – [zitiert 21.02.2018]
- WREDE, V. (2015b): Ziegelschiefer-Formation. – In: *LithoLex* [Online Datenbank]. – Hannover (BGR). – [zitiert 21.02.2018]
- WREDE, V.; JANSEN, F. (1993): Nachweis quartärzeitlicher Bruchtektonik im Ruhrgebiet. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1993** (12): 733 – 748, 5 Abb.; Stuttgart.
- ZEPP, H. (2008) Geomorphologie – eine Einführung, 4., akt. und erw. Aufl. – 385 S., zahlr. Abb. u. Tab.; Paderborn u. a. (Schöningh).

GEOLOGIE UND BODEN IN NORDRHEIN-WESTFALEN

Die Geschichte der Gesteine und Böden unseres Landes, ihre Bedeutung in der heutigen Zeit und in Zukunft



www-gd.nrw.de

Die sinnvolle Ergänzung

- Sie möchten unsere Erläuterungen zum Kartierprojekt Ruhrgebiet in einem größeren Zusammenhang sehen?
- Sie interessieren sich für die Geologie in Nordrhein-Westfalen im Großen und Ganzen?
- Sie wollen die Entwicklungsgeschichte unseres Bundeslandes mit den wichtigsten erdgeschichtlichen Ereignissen, deren Relikten und Bedeutung kurz, knapp und allgemein verständlich nachlesen?

Lesen Sie „Geologie und Boden in Nordrhein-Westfalen“!

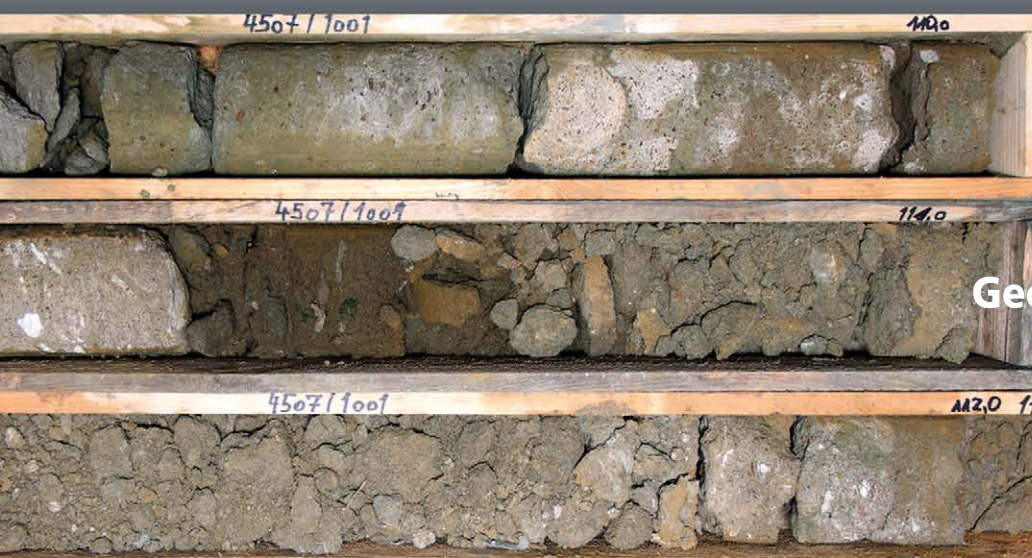
2016 – 157 S., zahlr. Abb. u. Tab., ISBN 978-3-86029-938-8, 8,00 €

Produktbeschreibung mit Leseprobe: www.gd.nrw.de/cgi-bin/geoshop/toc/938.pdf

STRATIGRAPHIE · PALÄOGEOGRAPHIE · VERBREITUNG · BEDEUTUNG · BÖDEN



ISBN 978-3-86029-939-5



Geologischer Dienst NRW

