

Geologie und Reliefentwicklung im Raum Bochum*

TILL KASIELKE

Zusammenfassung

Geologische Entwicklung und Geomorphogenese des Bochumer Raums werden anhand von Aufschlüssen und zahlreichen Abbildungen erläutert. Die präquartäre Entwicklung lässt sich wie folgt umreißen: 1.) Sedimentation der flözführenden Schichten des Oberkarbons in einem großen Delta in einer Randsenke vor dem sich bildenden variskischen Gebirge, 2.) Faltung der Deltasedimente im Zuge der variskischen Orogenese am Ende des Oberkarbons, 3.) flächenhafte Abtragung vom Perm bis in die Unterkreide, 4.) Meerestransgression und Ablagerung mariner Sedimente in der Oberkreide, 5.) flächenhafte Abtragung im Tertiär. Im Quartär führte eine erneute Hebung zur Einschneidung der Täler. In der Saale-Eiszeit erreichte das nordische Inlandeis das Ruhrtal, veränderte den Ruhrlauf im Osten Bochums und hinterließ eine Grundmoräne und Schmelzwasserablagerungen. In der Weichsel-Kaltzeit wurde das Gebiet von Löss bedeckt. Zu den ruhrgebietstypischen Reliefveränderungen der jüngsten Vergangenheit zählen Spuren der Kohlengräberei und Bergsenkungen.

Abstract: Geology and landform evolution in the area of Bochum

Bochum is located at the transition between the Rhenish Massif (Rhenish Slate Mountains) in the south and the Münsterland Basin in the north. Sedimentary rocks of the Late Carboniferous (Pennsylvanian) are exposed at the surface in the southern part of Bochum. These sediments were deposited in a deltaic system that developed in a foreland basin at the northern margin of the Variscan orogen. Eustatic sea level changes and the intrinsic morphological dynamic of the delta system caused cyclic deposition of sand, mud and marine clay with numerous intercalated peat beds (coal seams). At the end of the Carboniferous, the sediments were incorporated in the Variscan Orogeny and became folded and thrust. After a long-lasting period of erosion and the formation of a peneplain, a rising sea-level during the Upper Cretaceous caused flooding of the Bochum area. This was associated with the deposition of horizontally bedded marine sediments, resting with a distinct unconformity on the inclined strata of the Carboniferous. The west-east orientated coastline was situated somewhere south of the Ruhr. Subsequent erosion removed the Cretaceous sediments within the southern part of Bochum, but in the northern part the Carboniferous is still covered by a thick overburden of the Cretaceous. Climate cooling at the transition from the Tertiary to the Quaternary and the contemporaneous beginning of a renewed uplift of the Rhenish Massif caused river incision and the formation of river terraces during the Quaternary. During the Saalian glaciation the Scandinavian ice sheet reached the river Ruhr, and Bochum was covered by ice. The ice sheet dammed the Ruhr and changed its course in the east of Bochum. During the last glacial (Weichselian) Bochum became covered by loess deposits of up to 10 m in thickness. The youngest modifications of the surface are related to soil erosion, primitive coal digging since medieval times, and large scale subsidence resulting from underground mining in the 19th and 20th century.

1 Einleitung

Die geologische Entwicklungsgeschichte des Bochumer Raums umfasst einen Zeitraum von etwa 320 Mio. Jahren. Die wesentliche Prägung des Untergrundes erfolgte im Oberkarbon, in der Oberkreide sowie im Quartär (Tab. 1). Die beiden bedeutendsten Orte in Bochum, die Einblick in die geologische Entwicklung liefern, sind der ehemalige Steinbruch Klosterbusch mit dem Aufschluss des Stockumer Hauptsattels sowie der Geologische Garten (Abb. 1) mit der Diskordanz zwischen Karbon und Kreide im Bereich einer kreidezeitlichen Küstenklippe. Beide Standorte werden im Folgenden näher beschrieben.

2 Naturräumlich-geologische Einordnung

Bochum liegt im Übergangsbereich zweier Großlandschaften. Das südliche Stadtgebiet im Bereich des Ruhrtals gehört zum Bergisch-Sauerländischen Gebirge und ist damit noch Teil der Mittelgebirgszone. Hier besteht der Untergrund aus Festgesteinen des Karbons. Geologisch wird dieser Bereich als Ruhrkarbon bezeichnet. Der Norden Bochums gehört zur Westfälischen Bucht, einer Teillandschaft des Norddeutschen Tieflandes. Den Festgesteinsuntergrund bilden hier Gesteine aus der Kreidezeit. Daher wird die Westfälische Bucht

* Außerdem erschienen am 14.10.2015 als Veröff. Bochumer Bot. Ver. 7(3): 15–36.

Jahrb. Bochumer Bot. Ver.	7	37–58	2016
---------------------------	---	-------	------

geologisch auch als Münsterländer Kreidebecken bezeichnet. Die Grenze zwischen Karbon und Kreide verläuft durch den Geologischen Garten. Die naturräumliche Gliederung im mittleren Ruhrgebiet hat zuletzt HETZEL (2013) ausführlich dargestellt.

Tab. 1: Stratigraphische Gliederung der Erdgeschichte und wichtige Phasen der geologisch-geomorphologischen Entwicklung im Bochumer Raum.

Ära	System	Serie	Mio. Jahre	Geologisch-geomorphologische Entwicklung im Bochumer Raum	
Känozoikum Erdneuzeit	Quartär	Holozän	0,01	Weichsel-Glazial: Lössanwehung Saale-Glazial: Inlandvereisung Gebirgshebung, Einschneidung der Täler, Terrassenbildung	
		Pleistozän			
	Tertiär	Neogen	Pliozän	23	flächenhafte Abtragung → tertiäre Rumpfflächen
			Miozän		
		Paläogen	Eozän Paläozän		
Mesozoikum Erdmittelalter	Kreide		65	Meeresüberflutung und Ablagerung mariner Sedimente	
	Jura		145	vorwiegend Abtragung, daher keine Sedimente erhalten	
	Trias		200		
Paläozoikum Erdaltertum (unvollständig)	Perm		250	Abtragung des variskischen Gebirges, → permische Rumpffläche	
	Karbon		300	Variskische Orogenese, Ablagerung der Karbonschichten in einem Delta, Faltung der Deltasedimente	
	Devon		360		
			420		



Abb. 1: Der Geologische Garten Bochum (T. KASIELKE).

3 Karbon

Zur Zeit des Karbons (300–360 Mio. Jahre vor heute) lag das heutige Ruhrgebiet etwa auf Höhe des Äquators. Durch die Kollision des Urkontinents Gondwana im Süden mit dem "Old Red Kontinent" im Norden, die später gemeinsam den Superkontinent Pangaea bildeten, wurde das dazwischen liegende Meeresbecken (variskische Geosynklinale) zunehmend eingengt. Das Trogtiefste verlagerte sich im Laufe der Zeit nach Norden, während im Süden die Heraushebung und Faltung des ehemaligen Meeresbodens begann. Diese Gebirgsbildungsphase wird als variskische Orogenese bezeichnet. Zu Beginn des Oberkarbons vor etwa 320 Mio. Jahren hatte sich die variskische Geosynklinale fast vollständig zum Gebirge entwickelt, an dessen Nordrand nur noch ein schmales Meeresbecken existierte. In diese subvariskische Randsenke mündeten die Flüsse aus dem südlichen Gebirge und schütteten ein riesiges Delta auf, dessen Sedimente das heutige Ruhrkarbon bilden. Durch die anhaltende tektonische Absenkung der Randsenke konnten sich im Laufe des Karbons etwa 5 km mächtige Sedimente ablagern (PIECHA & al. 2008), wovon allein im etwa 10 Mio. Jahre andauernden Abschnitt vom Namur B bis zum Westfal D (Tab. 2) gut 4000 m mächtige Sedimentschichten abgelagert wurden, die über 300 Steinkohleflöze enthalten (DROZDZEWSKI & KOETTER 2008).

Tab. 2: Stratigraphische Gliederung des Oberkarbons. Die alten Schichtbezeichnungen beziehen sich auf die verschiedenen Kohlearten. Der Grad der Inkohlung und damit der Kohlenstoffgehalt nehmen von den älteren zu den jüngeren Schichten (nach oben) ab, gleichzeitig steigt der Anteil flüchtiger Bestandteile.

Stufe	Schichten	Alte Bezeichnung	Mächtigkeit im Raum Bochum (nach STEHN 1988)
Westfal C	Dorstener Schichten	Flammkohle	Schichten nicht vorhanden
Westfal B	Horster Schichten	Gasflammkohle	Schichten nicht vorhanden
	Essener Schichten	Gaskohle	> 300 m
Westfal A	Bochumer Schichten	Fettkohle	640–750 m
	Wittener Schichten	Esskohle	400–450 m
Namur C	Sprockhöveler Schichten	Magerkohle	ca. 600–700 m
<i>Namur A und B</i>	<i>Flözleeres Oberkarbon</i>		nicht bekannt, liegt in großer Tiefe

Die Flüsse lagerten vorwiegend Sande ab. In den flussbegleitenden Auen wurde bei Hochwasser feinkörnige Schwebfracht (Schluff und Ton) sedimentiert, während im marinen Prodelta Tone zur Ablagerung kamen. Im Bereich der unteren Deltaebene, in unmittelbarer Nähe zur Küste, entstanden aufgrund des hoch anstehenden Grundwassers ausgedehnte Moorwälder. Die häufigsten Pflanzen waren die damals bis zu 20 m hohen Schachtelhalmgewächse (*Calamitaceae*) sowie die zu den Bärlappgewächsen gehörenden Schuppenbäume (*Lepidodendraceae*) und Siegelbäume (*Sigillariaceae*) (vgl. LUBIENSKI 2012). Das abgestorbene Pflanzenmaterial konnte im wassergesättigten Boden nicht zersetzt werden und bildete mehrere Meter mächtige Torfe, aus denen später die heutigen Steinkohlenflöze entstanden.

Charakteristisch für das Ruhrkarbon ist die sich zyklisch wiederholende, weitgehend regelhafte Abfolge der Sedimentgesteine. Ein typisches Zyklotem beginnt mit einem Sandstein (Abb. 2), der nach oben hin feinkörniger und dünnbankiger wird und schließlich in einen Schluffstein übergeht. Darüber folgt ein Kohleflöz (Abb. 3), das von marinen Tonsteinen (Abb. 4) überlagert wird.



Abb. 2: Finefrau-Sandstein im Steinbruch Klosterbusch (T. KASIELKE).



Abb. 3: Flöz Girondelle am Nordufer des Kernnader Sees (T. KASIELKE).



Abb. 4: Mariner Tonstein im Steinbruch Klosterbusch (T. KASIELKE).

Eine wesentliche Ursache der rhythmischen Sedimentation waren eustatische Meeresspiegelschwankungen, die durch den Wechsel von Eis- und Warmzeiten bedingt wurden. In den Kaltzeiten, als große Wassermassen in den Eisschilden gebunden waren, sank der Meeresspiegel um bis zu 150 m und die zuvor vom Meer bedeckten Deltabereiche wurden landfest, sodass die Ablagerung von Tonen durch Sandschüttungen der Flüsse abgelöst wurde (Abb. 5). Mit der nächsten Warmzeit wurde das Delta wieder weitflächig überflutet und es setzte erneut die Ablagerung mariner, feinkörniger Sedimente ein. Mit dem Vor- und Zurückweichen der Küstenlinie verschoben sich auch die küstennahen Sumpfwälder (Abb. 6). Die Bildung der Torfmoore war somit ein kontinuierlicher Prozess, der allenfalls in Zeiten eines Hochstandes des Meeresspiegels unterbrochen wurde (DROZDZEWSKI & KOETTER 2008). Neben diesen klimabedingten Meeresspiegelschwankungen wurden der Verlauf der Küstenlinie und damit auch die Sedimentation durch das Verhältnis von tektonischer Absenkung (Subsidenz) und Sedimentationsrate gesteuert (Süss 1996 & 2005).

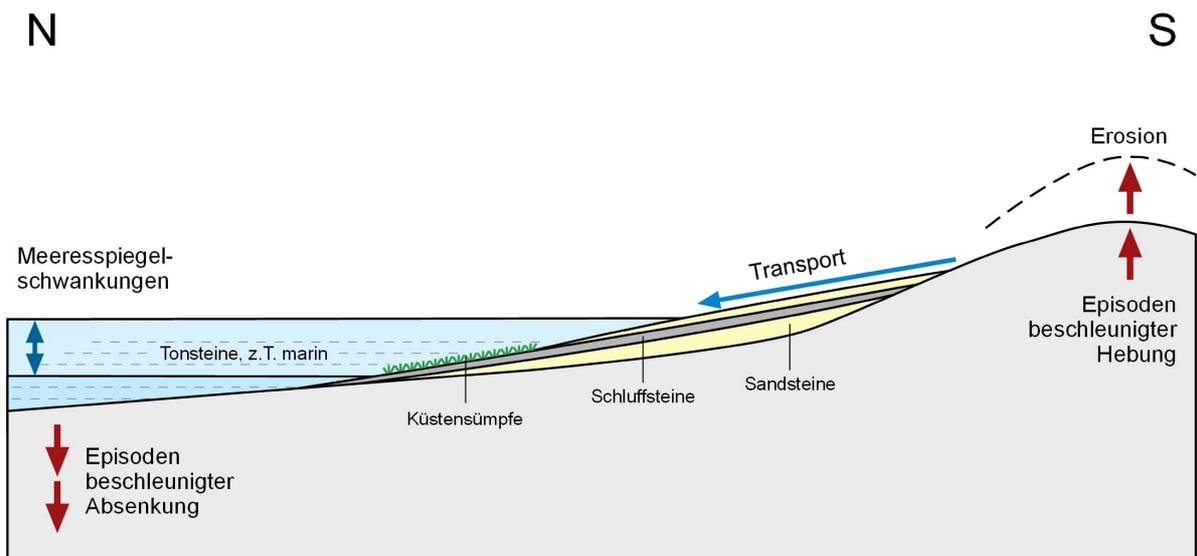


Abb. 5: Meeresspiegelschwankungen und Tektonik als Faktoren der zyklischen Sedimentation im Oberkarbon (in Anlehnung an BRIX 2008).

Kleinräumig wurde das Sedimentationsgeschehen zudem durch die Eigendynamik des Deltas mit seinen sich verlagernden Flussläufen beeinflusst. Wie es heute noch z. B. im Flussdelta des Mississippi beobachtet werden kann, schütteten die Flüsse natürliche Ufer-

wälle auf. Von diesen natürlichen Deichen begleitet bauten sich die Flussarme weit ins Meer vor, wodurch das Flussgefälle immer geringer wurde, der Fluss schließlich bei Hochwasser den Uferwall durchbrach und fortan einen neuen Weg ins Meer suchte (Abb. 7). Durch die Setzung der Sedimente und die anhaltende tektonische Absenkung wurde der Bereich des verlassenen Flussarms schließlich wieder vom Meer überflutet. Entsprechend wurden die sandigen Flussablagerungen und die flussbegleitenden Sumpfwälder von marinen Tonen überdeckt.

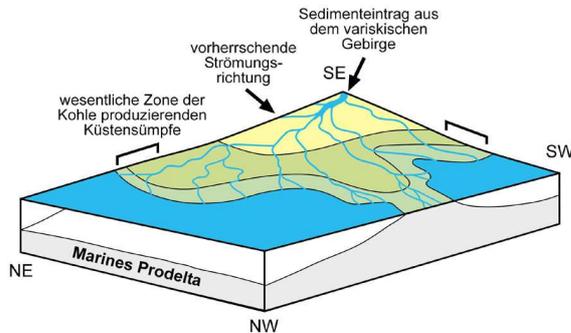


Abb. 6: Blockbild eines Teilausschnitts des Deltas im Oberkarbon (nach Süß 1996, verändert).

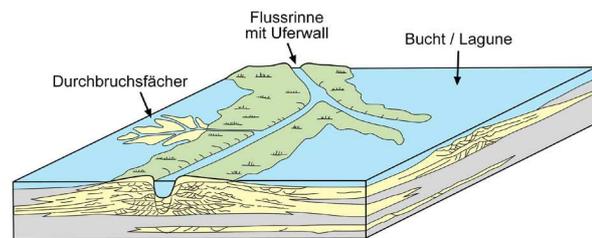


Abb. 7: Schematisches Blockbild von Ablagerungsräumen der unteren Deltaebene (nach KRAFT 1992).

Gegen Ende des Oberkarbons wurden schließlich auch die ursprünglich horizontal abgelagerten Schichten von der Gebirgsbildung erfasst und zu Sätteln und Mulden aufgefaltet (asturische Phase). Die Falten haben ganz unterschiedliche Größenordnungen. Innerhalb der großen Hauptsättel und -mulden, die das Ruhrkarbon von Westsüdwest nach Ostnordost durchziehen (Abb. 8 & 9), existieren zahlreiche kleinere Spezialsättel und Mulden (Abb. 10). Am unteren Ende der Skala stehen schließlich kleine Falten mit Dimensionen im Meter bis Dezimeterbereich.

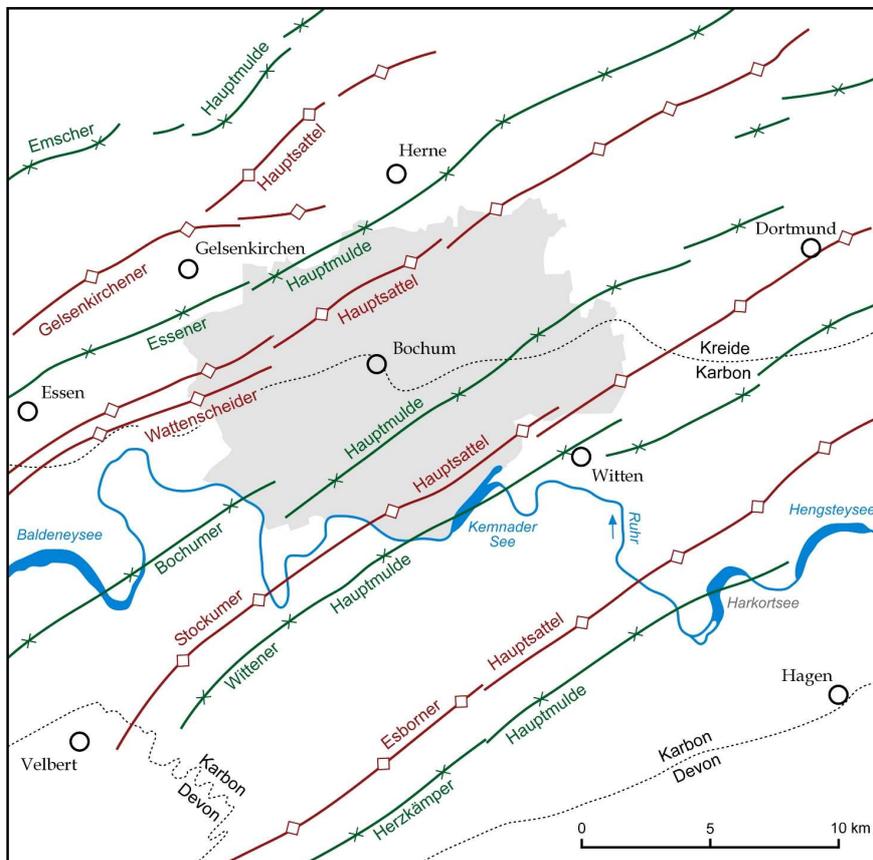


Abb. 8: Verlauf der Hauptsättel und Hauptmulden im Oberkarbon (nach STEHN 1988: 64).



Abb. 9: Kern des Stockumer Hauptsattels im Steinbruch Klosterbusch (T. KASIELKE).



Abb. 10: Kern des Weitmarer Sattels, ein Spezialsattel innerhalb der Bochumer Mulde (Bochum-Dahlhausen, T. KASIELKE).

Der tektonische Bau des Gebirges wird neben den Falten auch durch Störungen bestimmt, an denen zwei Gesteinskörper gegeneinander verschoben wurden. Alle drei in Abb. 11 dargestellten Störungstypen treten im Bochumer Raum auf (Abb. 12). Die großen Überschiebungen folgen der variskischen Streichrichtung und verlaufen entsprechend von WSW nach ENE. So begleitet etwa die Satanela-Überschiebung, eine der bedeutendsten Überschiebungen des Ruhrkarbons, die Südflanke des Stockumer Hauptsattels. Die Sprunghöhe erreicht bis zu 500 m. Die Sutan-Überschiebung, die sich durch das ganze Ruhrgebiet von Ratingen bis Ahlen verfolgen lässt, verläuft entlang der Südflanke des Wattenscheider Hauptsattels und erreicht im Bochumer Stadtgebiet einen Verwurf von bis zu 300 m (STEHN 1988, s. a. KASIELKE 2013). An der Generaler Überschiebung (Abb. 13) beträgt der Versatz etwa 100 m. Die Überschiebungen entstanden wohl während der variskischen Orogenese zum Ausgleich von Volumenproblemen und wurden in der Spätphase der Entwicklung dann mitgefaltet (WREDE 1980, BRIX & al. 1988, BRIX 2008).

Im **Steinbruch Klosterbusch** ist der Kern des Stockumer Hauptsattels aufgeschlossen (Abb. 9, 14 & 15). Die Gesteine gehören zu den Wittener Schichten (Tab. 2). Deutlich lässt sich die zyklische Sedimentation im Oberkarbon beobachten, die hier exemplarisch für den Abschnitt von Flöz Geitling 2 bis zum Finefrau-Sandstein über Flöz Mentor geschildert wird: Ein Meeresspiegelanstieg führte zur Überflutung des küstennahen Waldmoores, aus dem Flöz Geitling 2 hervorging. Im Meer über dem Torf wurden nun Tone abgelagert. Fossile Brachiopoden (*Lingula*) und als *Planolites ophthalmoides* bezeichnete Grabspuren bezeugen den marinen Einfluss. In den obersten Metern werden die Sedimente gröber (sandstreifiger Schluffstein) und markieren eine nun wieder küstennahe Lage (Sandeintrag durch Flüsse oder Küstenströmung) und damit einen wieder gesunkenen Meeresspiegel.

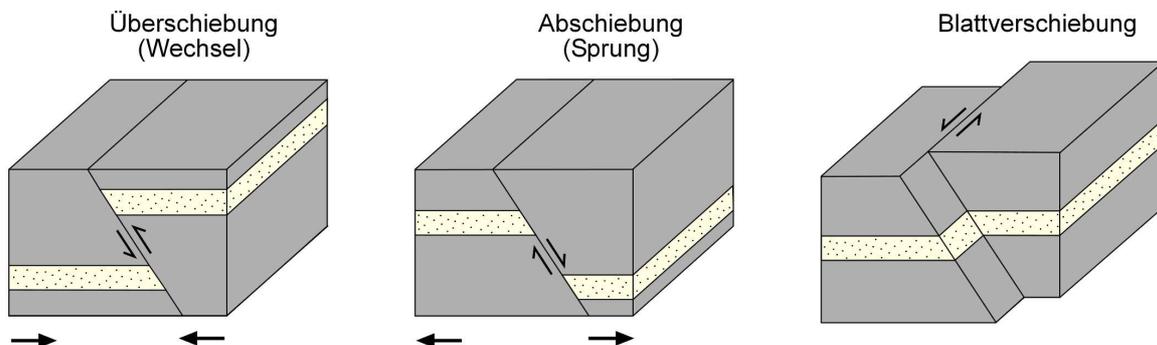


Abb. 11: Typisierung von Verwerfungen (Störungen) nach der Bewegungsrichtung. In Klammern die im Ruhrbergbau gebräuchlichen Bezeichnungen.

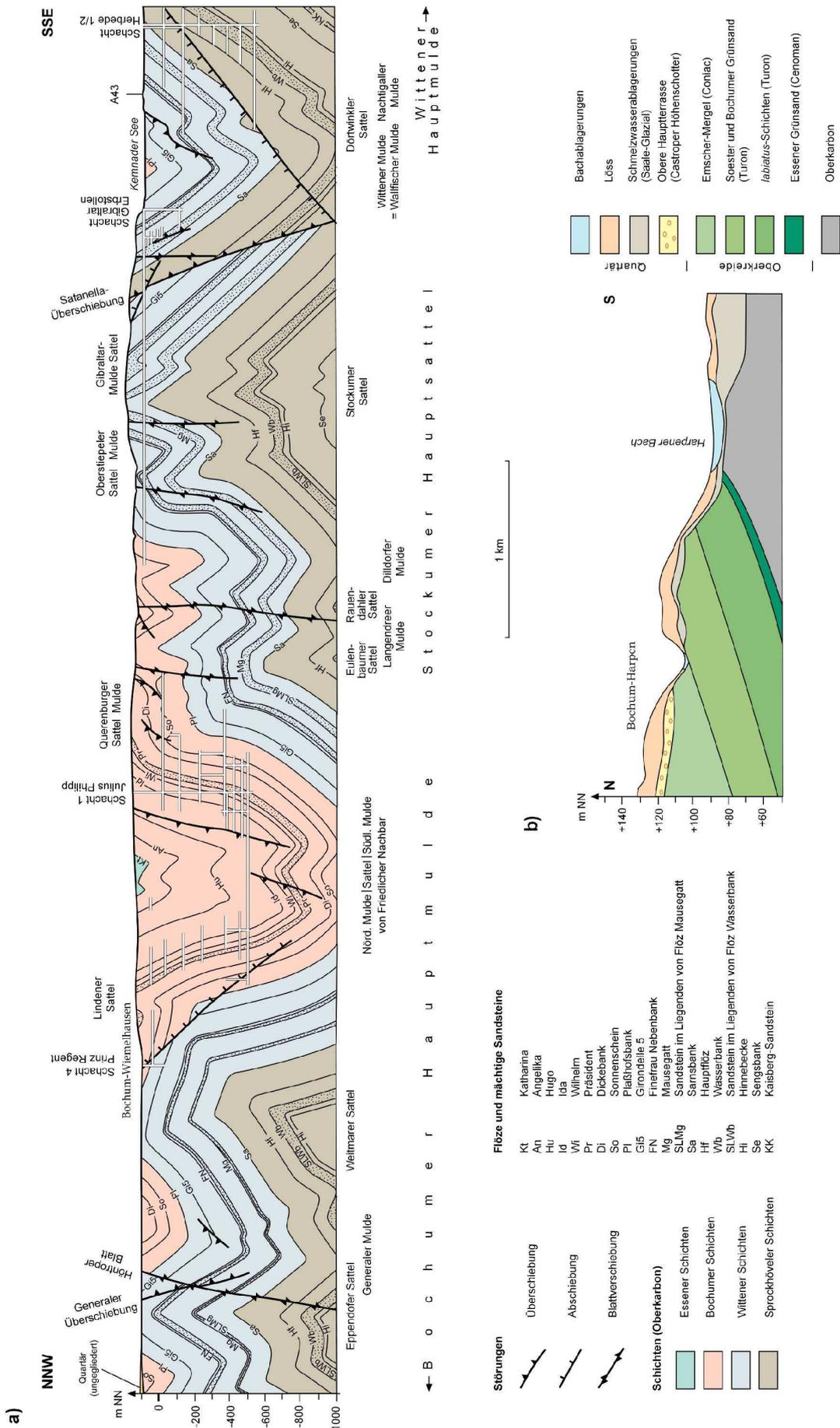


Abb. 12: Schnitte durch den Untergrund Bochums (nach STEHN 1988: Taf. 1).

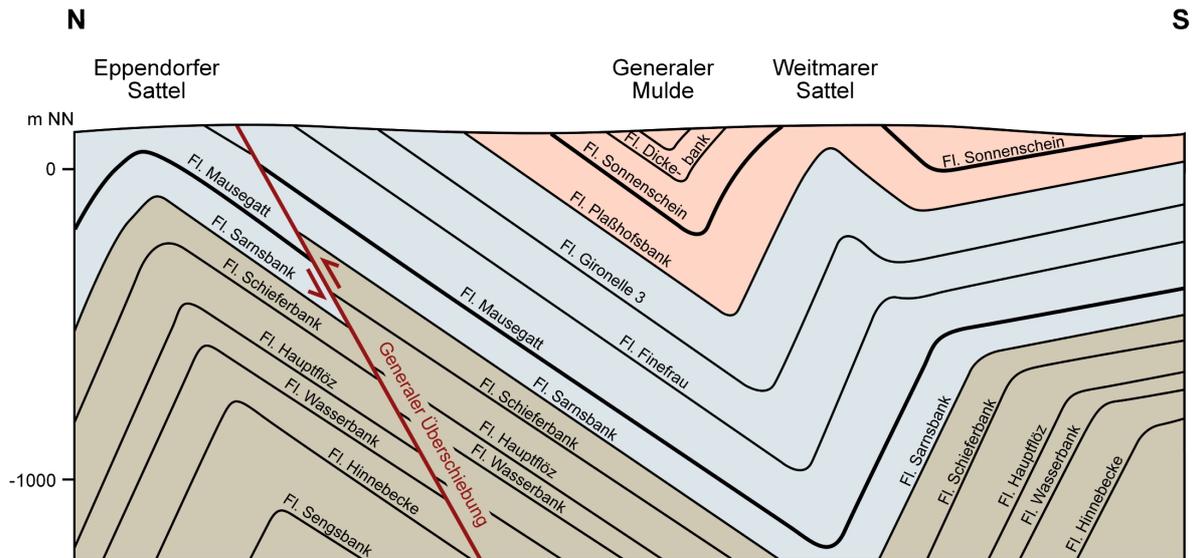


Abb. 13: Geologischer Schnitt durch das Oberkarbon bei Bochum-Dahlhausen (in Anlehnung an BERGMANNSTISCH BOCHUM-SÜD o. J.). Farbgebung der Schichten s. Abb. 12. Das Flöz Sengsbank (u. l.) ist das stratigraphisch älteste abbauwürdige Flöz des Ruhrkarbons.

Als der Bereich wieder landfest geworden war, begann das Wachstum von Waldmooren (Flöz Mentor). Nach weiterem Absinken des Meeresspiegels wurde die Moorlandschaft vom Stromsystem des Finefrau-Flusses durchflossen und eine kräftige Sandschüttung setzte ein. Der untere Teil des Finefrau-Sandsteins ist häufig kiesig (konglomeratisch) und führt Treibholz (Abb. 16). In Bochum schnitten sich einzelne Flussrinnen über 10 m tief in die zuvor abgelagerten Tone ein. Auch im Aufschluss Klosterbusch ist zu erkennen, dass das Flöz Mentor nicht durchgehend ausgebildet ist, da es von kleineren Flussrinnen erodiert wurde (Abb. 17, WREDE 2010).



Abb. 14: Aufgelassener Steinbruch der ehemaligen Zeche Klosterbusch (T. KASIELKE).

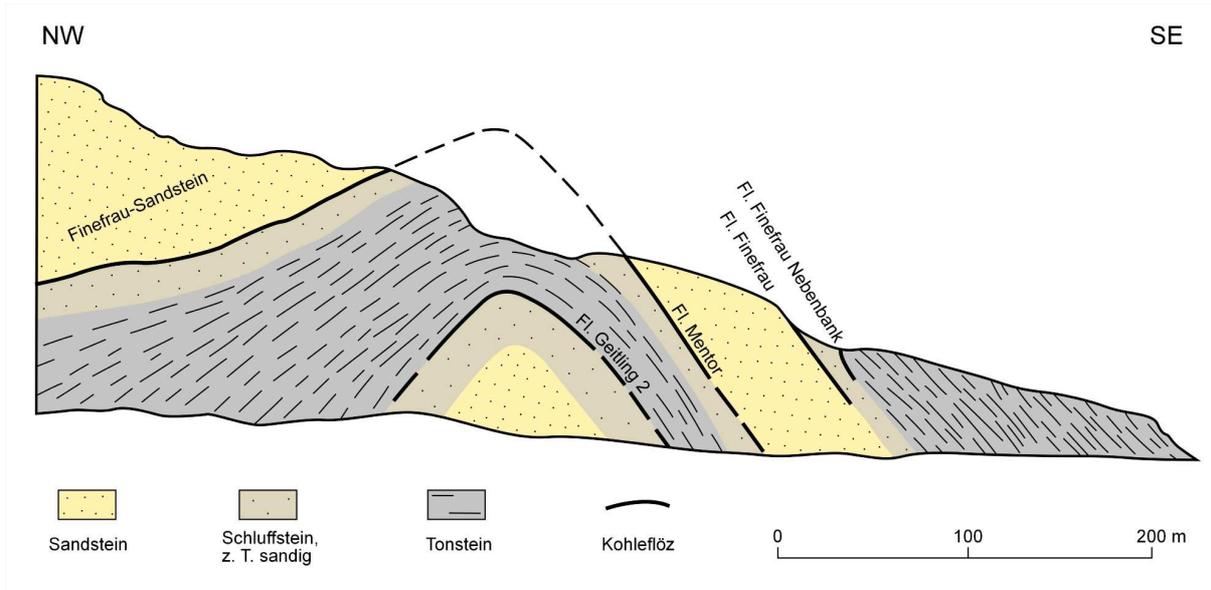


Abb. 15: Steinbruch Klosterbusch (nach MALMSHEIMER 1971 in RICHTER 1996: 176, verändert).



Abb. 16: Kiesiger (konglomeratischer) Sandstein mit inkohltem Treibholz (Finefrau-Sandstein, Steinbruch Klosterbusch, T. KASIELKE).



Abb. 17: Rinne im Finefrau-Sandstein unterbricht das Flöz Mentor. Die Pfeile markieren die Reste des Flözes (Steinbruch Klosterbusch, T. KASIELKE).

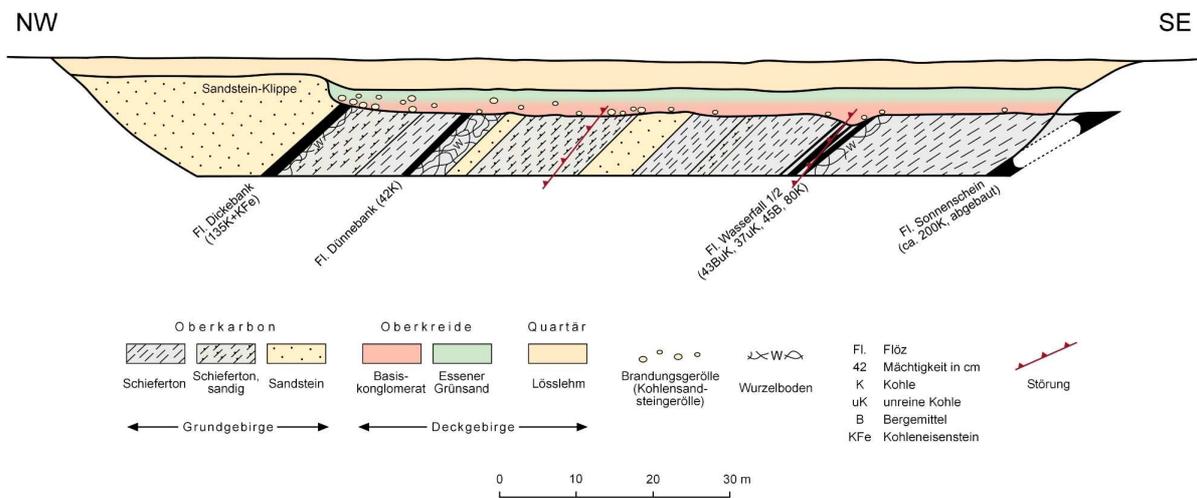


Abb. 18: Schnitt durch den Geologischen Garten Bochum (nach RICHTER 1996: 181).

Im **Geologischen Garten** ist eine etwa 60 m mächtige Gesteinsfolge der Unteren Bochumer Schichten (Tab. 2) aufgeschlossen (Abb. 18). Der Standort befindet sich auf der Nordwestflanke des Weitmarer Sattels, einem Spezialsattel innerhalb der Bochumer Hauptmulde (Abb. 12 & 13). Entsprechend fallen die Schichten mit 45° nach Nordwesten ein.

Die ursprünglich aufgeschlossene Schichtenfolge beginnt mit Flöz Sonnenschein, dem mit 2 m Mächtigkeit wertvollsten Flöz der Unteren Bochumer Schichten, welches den kohleereichsten Abschnitt des Ruhrkarbons einleitet (RICHTER 1996). Aus Sicherheitsgründen wurde das abgebaute Flöz mit Bauschutt abgedeckt (GANZELEWSKI & al. 2008); es liegt heute verdeckt unter der südlichen Böschung des Geologischen Gartens. Die Schichten im Hangenden von Flöz Sonnenschein sind als sandiger Schluffstein ausgebildet und führen zahlreiche Pflanzenreste. Darüber folgt das Flöz Wasserfall, das von einer Störung durchzogen wird und daher in doppelter Mächtigkeit auftritt. Das Flöz besteht aus mit Kohle vermengten Schiefertönen und dünnen Kohlestreifen. Offensichtlich wurde dieser Bereich des Sumpfwaldes häufig bei Hochwasser der Flüsse überflutet und so auch anorganisches Sediment eingetragen. Aufgrund der schlechten Kohlequalität war das Flöz hier nicht abbauwürdig. Unmittelbar unter dem Flöz Wasserfall ist ein Wurzelboden aufgeschlossen (Abb. 19), der fast jedes Flöz unterlagert. In diesem Boden wurzelten die Pflanzen des damaligen "Steinkohlenwaldes". Durch die intensive Durchwurzelung ist die Schichtung des Tonsteins unkenntlich gemacht und das Material zerbröckelt leicht und kleinstückig. In den Bruchstücken finden sich neben den Wurzelabdrücken massenhaft Reste von oberirdischen Pflanzenteilen, insbesondere von Schachtelhalmgewächsen (Abb. 20). Des Weiteren treten im Wurzelboden lagenweise Anreicherungen von Toneisensteinknollen auf (Abb. 21). Diese Konkretionen von Eisenkarbonat, die oft einen Eisengehalt von über 20 % aufweisen, bildeten sich unter den besonderen chemischen Bedingungen in den schlammigen Böden unter den karbonzeitlichen Mooren. Die Knollen haben hier einen Durchmesser von wenigen Zentimetern, doch können sie auch erheblich größere Ausmaße erreichen. Im Geologischen Garten sind zwei Toneisenstein-Geoden mit einem Durchmesser von ca. 1 m ausgestellt (Abb. 22). Wenn sich derart große Stücke beim Abbau des Flözes plötzlich von der Decke lösten, ging dies nicht selten tödlich aus. Daher werden sie in der Bergmannssprache auch als Sargdeckel bezeichnet.



Abb. 19: Wurzelbodens unter Flöz Wasserfall im Geologischen Garten (T. KASIELKE).



Abb. 20: Häufig im Wurzelboden: die geriffelten Abdrücke von Sprossachsen von Schachtelhalmverwandten (*Calamites*) (T. KASIELKE).



Abb. 21: Lage von Toneisensteinknollen im Wurzelboden unter Flöz Wasserfall (T. KASIELKE).



Abb. 22: Große Toneisensteingeode im Geologischen Garten (T. KASIELKE).

Das Flöz Wasserfall wird von einem marinen Tonstein überlagert. Offensichtlich war der Meeresspiegel angestiegen und hatte das Wasserfall-Moor überflutet. Nach oben hin nimmt der marine Einfluss ab und es folgen mehrere Schichten aus Ton-, Schluff- und Sandstein. In einer etwa 5 m mächtigen Sandsteinbank ist eine kleine Überschiebung aufgeschlossen, an der zwei Gesteinspakete gegeneinander verschoben wurden. Das Gestein der etwa 20 cm breiten Störungszone (sog. Ruschelzone) ist vollkommen zerrieben (Abb. 23); derart umgewandelte Gesteine werden als Mylonit bezeichnet. Wenige Meter im Hangenden lassen sich im feinkörnigen Sandstein deutlich Rippelmarken erkennen, deren Form anzeigt, dass sie am Grund eines strömenden Gewässers erzeugt wurden (Abb. 24).

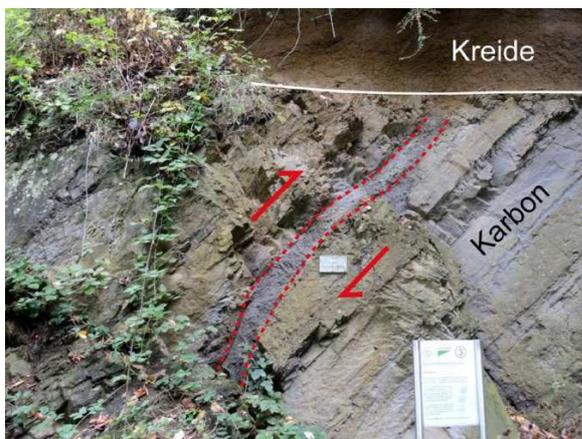


Abb. 23: Kleine Überschiebung (T. KASIELKE).

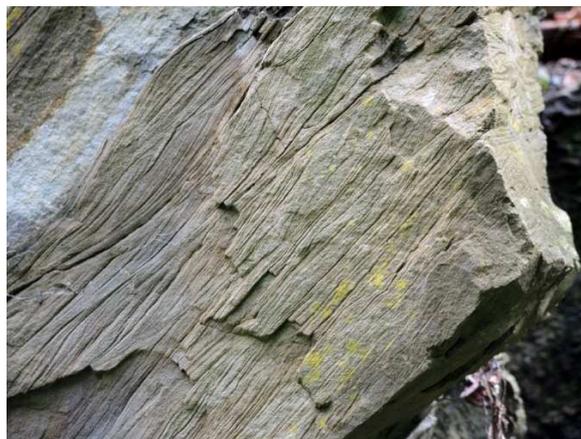


Abb. 24: Strömungsrippeln (T. KASIELKE).

Das folgende Flöz Dünnebank (auch "Bänksgen" genannt) war aufgrund seiner geringen Mächtigkeit von etwa 45 cm nicht abbauwürdig (GANZELEWSKI & al. 2008). In der nordöstlichen Ecke des Geologischen Gartens ist noch der zugehörige Wurzelboden zu erkennen, das Flöz selbst ist heute verschüttet. Das etwa 10 m darüber folgende Flöz Dickebank wurde bis zur Oberfläche abgebaut. Zu erkennen ist noch die verstürzte Abbaustrecke (Abb. 25). Das Flöz bestand in diesem Bereich fast vollständig aus Kohleneisenstein, einem Gemenge von feinkörnigem Siderit (Eisenkarbonat, FeCO_3), Kohle und tonig-schluffigen Sedimenten. Der Kohleneisenstein entstand am Grund flacher Mooreseen, denen bikarbonatische, eisenreiche Wässer zugeführt wurden. Gleichzeitig schuf die Moorvegetation ein stark reduzierendes Milieu, sodass sich aus den einströmenden Verwitterungslösungen Siderit bilden konnte (FÜCHTBAUER 1988, STEHN 1988). Die Ausbildung des Flözes Dickebank als Kohleneisensteinflöz beschränkt sich auf einen Bereich von ca. 3 x 2 km zwischen dem Weitmarer Sattel und der nördlich anschließenden Generaler Mulde, wobei der Eisengehalt zu den Rändern

hin ab und der Kohlegehalt zunimmt (STEHN 1988, GANZELEWSKI & al. 2008). Abgebaut wurde das Flöz durch die Schachanlage Friederica der Zeche Prinz Regent. Von 1859-1941 (mit Unterbrechungen) wurden hier etwa 2,5 Mio. Tonnen Eisenerz mit einem Eisengehalt von durchschnittlich 30 % gefördert (HOBRECKER 1965, STEHN 1988). Um den Eisengehalt auf etwa 60 % anzuheben, wurde der Kohleneisenstein auf dem Zechengelände geröstet (HOBRECKER 1965). Aufgrund des hohen Kohlenstoffgehalts konnte das Erz teilweise ohne Zugabe eines weiteren Brennmittels geröstet werden (STEHN 1988).

Der Dickebank-Sandstein im Hangenden des Flözes lässt deutlich eine trogförmige Schrägschichtung erkennen. Wie beim Finefrau-Sandstein handelt es sich um einen Rinnensandstein, der bei einem Tiefstand des Meeresspiegels von einem verzweigten Stromsystem abgelagert wurde. Der Sandstein besteht aus übereinander gestapelten Gerinnen, wobei die jüngeren die darunterliegenden Gerinne schneiden und so eine trogförmige Schrägschichtung erzeugen (Abb. 26–28).



Abb. 25: Verstürzte Abbaustrecke von Flöz Dickebank (T. KASIELKE).



Abb. 26: Flussrinnen im Dickebank-Sandstein (T. KASIELKE).



Abb. 27: Schrägschichtung im Dickebank-Sandstein am Nordeingang des Geologischen Gartens (T. KASIELKE).

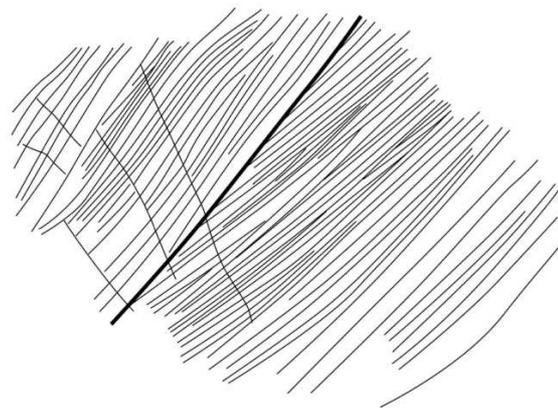


Abb. 28: Skizze zur Schrägschichtung in Abb. 27. Die fette Linie markiert den erosiven Kontakt zwischen zwei sich überlagernden Gerinnen. Im linken Aufschlussbereich durchziehen Klüfte das Gestein (T. KASIELKE).

4 Schichtlücke zwischen Karbon und Kreide

Die nächst jüngeren Ablagerungen im Bochumer Raum – so auch im Geologischen Garten – stammen aus der Oberkreide (ca. 100 Mio. Jahre vor heute). Damit besteht zwischen den Gesteinen des Oberkarbons und jenen der Oberkreide eine Schichtlücke von etwa 200 Mio. Jahren. In dieser Zeit war das Gebiet wohl überwiegend Festland und es herrschte Abtragung vor (HAHNE 1962). Bereits im Perm wurde das variskische Gebirge weitgehend

abgetragen. Die flächenhafte Abtragung hatte eine Fastebene – die sog. permische Rumpffläche – geschaffen. Wo der Abtragungsschutt des Gebirges abgelagert wurde, ist weitgehend unklar. Nur bei Menden im Sauerland lagern auf einer Fläche von ca. 8 km² permzeitliche Konglomerate (Gerölle in sandig-tonigem Bindemittel) diskordant über dem gefalteten Paläozoikum, die von Flüssen aus dem südlich gelegenen Gebirge herantransportiert wurden (PIECHA & al. 2008). Im Untergrund blieb der Rumpf des Faltengebirges erhalten. Er wurde erst viel später wieder herausgehoben (Kap. 7).

Die Lagerung der horizontal geschichteten Sedimente der Oberkreide über den schräg stehenden Schichten des Oberkarbons wird als Winkeldiskordanz bezeichnet. Sie kennzeichnet im Ruhrgebiet die Grenze zwischen Grund- und Deckgebirge (Abb. 29).

5 Kreide

In der Kreidezeit transgredierte das Meer von Norden in den norddeutschen Raum und erreichte zu Beginn der Oberkreide (im Cenoman) auch das heutige Bochum. Zu dieser Zeit bildete der resistente Dickebank-Sandstein eine Küstenklippe im Bereich des Geologischen Gartens und seiner Umgebung. Möglicherweise befand sich die Klippe auch an einer küstennahen Insel, die aus dem tropischen Flachmeer herausragte. Auf der Brandungsplattform vor der Klippe wurden die Karbongesteine vom Wellenschlag zugerundet (Abb. 30). Die in kalkhaltigem, schwach verfestigtem Sand und Schluff eingebetteten Gerölle bilden die sog. Basallage, welche den Beginn kreidezeitlicher Ablagerungen einleitet. Diese geht nach oben fließend in den Toneisenstein-Horizont über. Es handelt sich um einen schluffigen, stark limonithaltigen und schwach glaukonitischen Sandstein, der linsen- bis bohnen große Gerölle aus glänzendem Toneisenstein sowie aus Sand-, Schluff- und Tonstein des Oberkarbons enthält. Basallage und Toneisenstein-Horizont werden zusammenfassend als Basiskonglomerat oder Strandkonglomerat bezeichnet (RICHTER 1996). Der hohe Gehalt an Limonit (Brauneisen), einem Gemisch aus verschiedenen Eisenoxiden, verleiht dem Basiskonglomerat eine intensiv rostbraune Farbe und führte dazu, dass der Zeche Friederica ein Grubenfeld auf dieses Brauneisensteinvorkommen verliehen wurde, doch blieb der Abbau aufgrund zu geringer Eisengehalte erfolglos (HOBRECKER 1965). Über dem Basiskonglomerat folgt der Essener Grünsand im engeren Sinne, ein mergeliger Sandstein, dem das Eisenmineral Glaukonit im unverwitterten Zustand eine grünliche Farbe verleiht. Die beschriebenen Schichten gehören der Essen-Grünsand-Formation des Cenomans an. Früher war im Südteil des Steinbruches darüber auch noch ein grauweißer Mergelkalkstein aus dem Turon (*labiatus*-Schichten = Büren-Formation) aufgeschlossen (GANZELEWSKI & al. 2008).



Abb. 29: Diskordante Lagerung von Kreide über gefaltetem Oberkarbon (T. KASIELKE).



Abb. 30: Cenomanes Brandungsgeröll der Basallage (T. KASIELKE).

Die ursprüngliche Verbreitung kreidezeitlicher Meeressedimente reichte einige Kilometer weiter nach Süden. Hier wurden sie jedoch in jüngerer Zeit wieder abgetragen. Die heutige Grenze von Kreide und Karbon ist somit erosionsbedingt (Abb. 31). Im weiteren Verlauf der Oberkreide setzte eine verstärkte Absenkung der Kreidebeckens ein und im Münsterland wurden u. a. mächtige Tonmergel abgelagert, die als Emschermergel bezeichnet werden (Abb. 12b, HISS & al. 2008).



Abb. 31: Ausbreitung des Kreidemeeres im Cenoman (frühe Oberkreide) und heutige Verbreitungsgrenze der Münsterländer Kreide (in Anlehnung an HISS & al. 2008: 188 & 200).

6 Tertiär

Wie in der Kreidezeit war das globale Klima zu Beginn des folgenden Tertiärs noch tropisch warm. In Mitteleuropa überstiegen die Jahresmitteltemperaturen 20 °C (Z EPP 2014). Selbst in der heutigen Arktis bei 75–80° nördlicher Breite betragen die Jahresmitteltemperaturen noch 8–9 °C (W ILLIAMS & al. 2003). Im Laufe des Tertiärs (Eozän) kühlte sich das Klima etwas ab, blieb aber überwiegend subtropisch warm und dürfte in Mitteleuropa in etwa dem wechselfeuchten Klima im heutigen Florida oder in Südchina geglichen haben (JESSEN 1971, LIEDTKE 1993). Unter den klimatischen Bedingungen führte tiefgründige chemische Verwitterung des Gesteins zur Bildung mächtiger Verwitterungsböden. Im Zusammenspiel mit flächenhaft wirkender Abspülung bei Starkregen bildeten sich Rumpfflächen (HAHNE 1965). Im Tertiär senkte sich die Niederrheinische Bucht ein, die im Oligozän vom Meer der Ur-Nordsee überflutet wurde und an der Küste bildeten sich – unter ähnlichen Bedingungen wie im Oberkarbon – die Braunkohlenvorkommen des Rheinischen Braunkohlenreviers. Zur Zeit des Meeresspiegelhochstandes im oberen Oligozän wurden sogar die Randbereiche des eingerumpften Rheinischen Schiefergebirges überflutet (ROTHER 2006). Der Bochumer Raum blieb aber vermutlich Festland und damit Abtragungsgebiet. Gegen Ende des Tertiärs, im Pliozän, wurde das Klima dann deutlich kühler. Die Abtragung übertraf nun die Verwitterung, sodass mit dem Übergang zum Quartär die mächtigen Verwitterungsböden der miozänen Landoberfläche wahrscheinlich schon weitgehend abgetragen waren (FELIX-HENNINGSSEN 1990).

7 Quartär

Im Quartär herrsche ein stetiger Wechsel von Kaltzeiten (Glazialen) und Warmzeiten (Interglazialen), wobei die Eiszeiten deutlich länger andauerten als die Kaltzeiten. Etwa zeitgleich mit dem klimatischen Umschwung vom Tertiär zum Quartär vor etwa 2,5 Mio. Jahren begann sich das Rheinische Schiefergebirge wieder zu heben. Unter den veränderten Klimabedingungen und durch die Heraushebung des Gebirges wandelte sich der Formungsstil. Die vorwiegend flächenhafte Abtragung wurde von linienhafter Erosion abgelöst und das Ruhrtal begann sich einzuschneiden. Durch den zyklischen Wechsel von Kalt- und Warmzeiten sowie durch die unregelmäßige Hebung des Gebirges verlief diese Einschneidung nicht kontinuierlich und in den Glazialen kam es zur Aufschotterung der Talsohle. Stellenweise blieben mit Schotter bedeckte Reste des ehemaligen Talbodens an den Hängen als Flussterrassen erhalten (Abb. 32). Gleichzeitig machte sich nun die unterschiedliche Härte der Karbongesteine bemerkbar. Die Sandsteine trotzen der Verwitterung und Abtragung deutlich stärker als die relativ leicht ausräumbaren Ton- und Schluffsteine. Daher bilden die Sandsteine heute Höhenrücken (Eggen). Im südlichen Bochum ist es vor allem der Finefrau-Sandstein, der die Höhenrücken bildet, z. B. den Kalwes und die Stiepelener Höhen. Ausführlich wurde die strukturbestimmte Reliefformung im südlichen Ruhrgebiet im Rahmen der Exkursion zum Isenberg bei Hattingen behandelt (s. KASIELKE 2014).

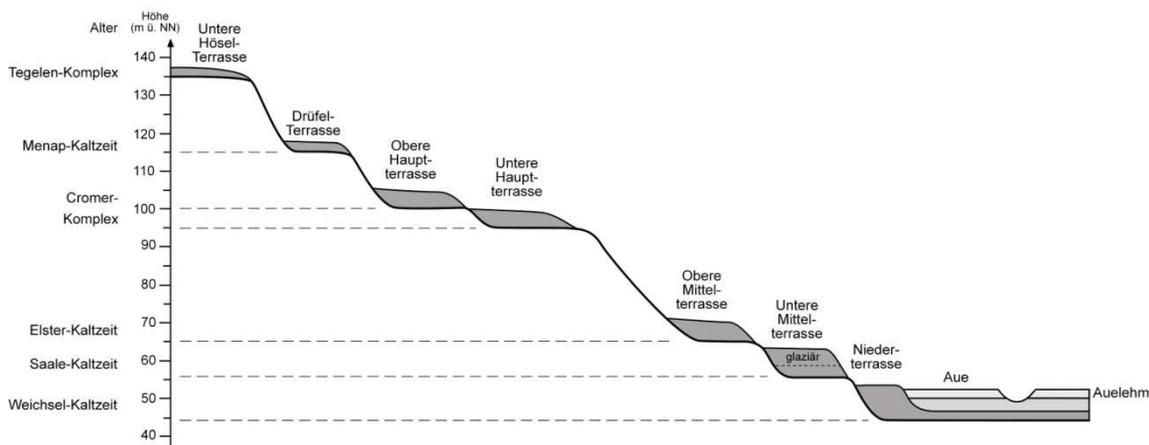


Abb. 32: Abfolge der Ruhr-Terrassen im Raum Essen (nach Angaben in PIEPER 1990: 48–66).

Zur Zeit der Oberen und Unteren Hauptterrasse hatte die Ruhr bei Bochum noch einen anderen Lauf als heute. Dies bezeugen mächtige Ruhrschotter aus dieser Zeit, die als Castroper Höhenschotter bezeichnet werden. Sie erstrecken sich bis zu 12 km weit nördlich des heutigen Ruhrtals und sind vom Bochumer Nordosten bis nach Castrop-Rauxel flächenhaft mit einer Mächtigkeit von 5–10 m erhalten (BREDDIN 1938). Über den genauen damaligen Ruhrverlauf herrscht bis heute Unsicherheit. Möglicherweise brach die Ruhr damals bei Witten nach Norden bis Castrop-Rauxel aus, bildete dort eine enge Mäanderschlinge und floss über das Oelbachtal wieder nach Süden zurück in den Bereich des heutigen Ruhrtals (GLATTHAAR & LIEDTKE 1981, JANSEN 1988, LIEDTKE 1990 & 1993). Andere Autoren sehen es als unwahrscheinlich an, dass die Ruhr, die ja bereits im Norden das Senkungsgebiet der Westfälischen Bucht erreicht hatte, wieder nach Süden ins Gebirge zurückfloss. Sie vermuten, dass die Ruhr damals von Witten aus in das nördliche Vorland floss und von dort über das Flachland dem Rhein zuströmte (z. B. STEINMANN 1925, HAHNE 1965). Die Ursache müsste ein stärkeres Einsinken der Westfälischen Bucht gegenüber dem Rheinischen Schiefergebirge gewesen sein. Eine spätere Nordverlagerung des Übergangs von Hebung und Senkung könnte die Ruhr wieder nach Westen umgelenkt haben (STEHN 1988).

Saale-Eiszeit vor etwa 200.000 Jahren erreichte dann das nordische Inlandeis das Ruhrgebiet. Das Inlandeis blockierte diesen Mäander und führte zur Bildung eines weit flussaufwärts reichenden Eisstausees. Das überlaufende Wasser erodierte bei Witten eine neue Laufstrecke, die bis heute von der Ruhr durchflossen wird (Abb. 34, GLATTHAAR & LIEDTKE 1981).

Die Schmelzwässer des Inlandeises füllten den ehemaligen Ruhrmäander bis zu 40 m mächtig mit Sanden, Schluffen und Kiesen auf (Abb. 35). Während des maximalen Eisvorstoßes überschritt das Eis flussabwärts von Bochum und wahrscheinlich auch im Bochumer Süden das heutige Ruhrtal, was ebenfalls mit der Entstehung großer Eisstauseen im Ruhrtal verbunden war (KAISER 1957, THOME 1980, GLATTHAAR & LIEDTKE 1981).

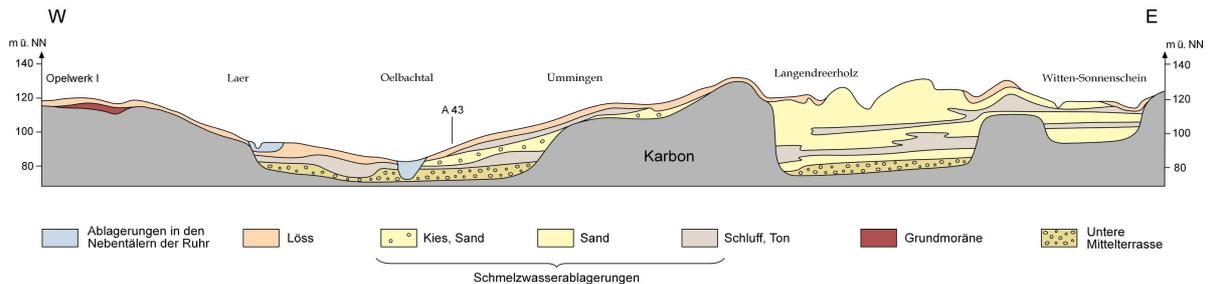


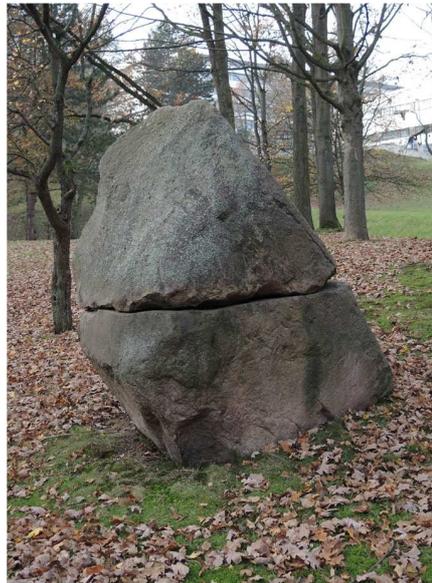
Abb. 35: Schnitt durch den ehemaligen Ruhr-Mäander bei Bochum-Langendreer (nach STEHN 1988: 56f).

Erosion durch das Eis und sein Schmelzwasser war auch maßgeblich an der Einschneidung des Emschertals beteiligt (THOME 1980). Das Inlandeis hinterließ eine Grundmoräne, die in Bochum jedoch nur im flachen Gelände, wo die nachfolgende Abtragung gering ausfiel, erhalten blieb. Häufig ist von der Grundmoräne nur noch eine Steinsohle mit nordischen Geschieben als Abtragungsrest erhalten (LIEDTKE 1993). Auch große Findlinge skandinavischer Herkunft wurden im Bochumer Raum angetroffen (Abb. 36 & 37).



Abb. 36: Findlinge des Saale-Glazials im Geologischen Garten (T. KASIELKE).

Abb. 37: Findling auf dem Gelände der Ruhr-Universität Bochum (T. KASIELKE).



Am Höhepunkt der letzten Kaltzeit (Weichsel-Glazial), in welcher das Inlandeis die Elbe nicht mehr überschritt, herrschten im Ruhrgebiet periglaziale Verhältnisse. Die Jahresmitteltemperaturen lagen unter dem Gefrierpunkt und es entwickelte sich Permafrost (Dauerfrostboden). Die Landschaft war eine polare Halbwüste mit Elementen der Tundra und des Graslandes – eine sogenannte Steppentundra. Am Nordrand der Mittelgebirge wurden große Mengen Staub angeweht. Als Ausblasungsgebiete fungierten vor allem die damals viele Kilometer

breiten Flussbetten von Rhein und Maas, die sich während der Schneeschmelze zu verwilderten Strömen entwickelten und nach Abklingen des Hochwassers wieder trocken fielen, sodass nordwestliche Winde das Feinmaterial auswehen konnten (MÜLLER 1954, SKUPIN 1991). Der als Löss bezeichnete Flugstaub, der in Bochum bis zu 10 m Mächtigkeit erreicht, legte sich wie ein Schleier über das Gelände und wirkte somit ausgleichend auf die bestehenden Reliefunterschiede. Der Löss bildete das Ausgangssubstrat für die ertragreichen Böden der Hellwegzone. Die Lössböde westlich von Dortmund wird als Westernhellweg bezeichnet, östlich von Dortmund schließt sich die Hellwegböde an. Der ursprünglich kalkhaltige Löss ist heute tiefgründig entkalkt und wird daher als Lösslehm bezeichnet. Weiter nördlich wurden vorwiegend Flugsande abgelagert, die hier jedoch keine zusammenhängende Decke bilden. Dazwischen vermittelt ein nur wenige Kilometer breiter Streifen aus Sandlöss, dessen Korngrößenzusammensetzung eine Übergangsstellung zwischen Löss (Schluff) und Flugsand (Fein- und Mittelsand) einnimmt (Abb. 38).

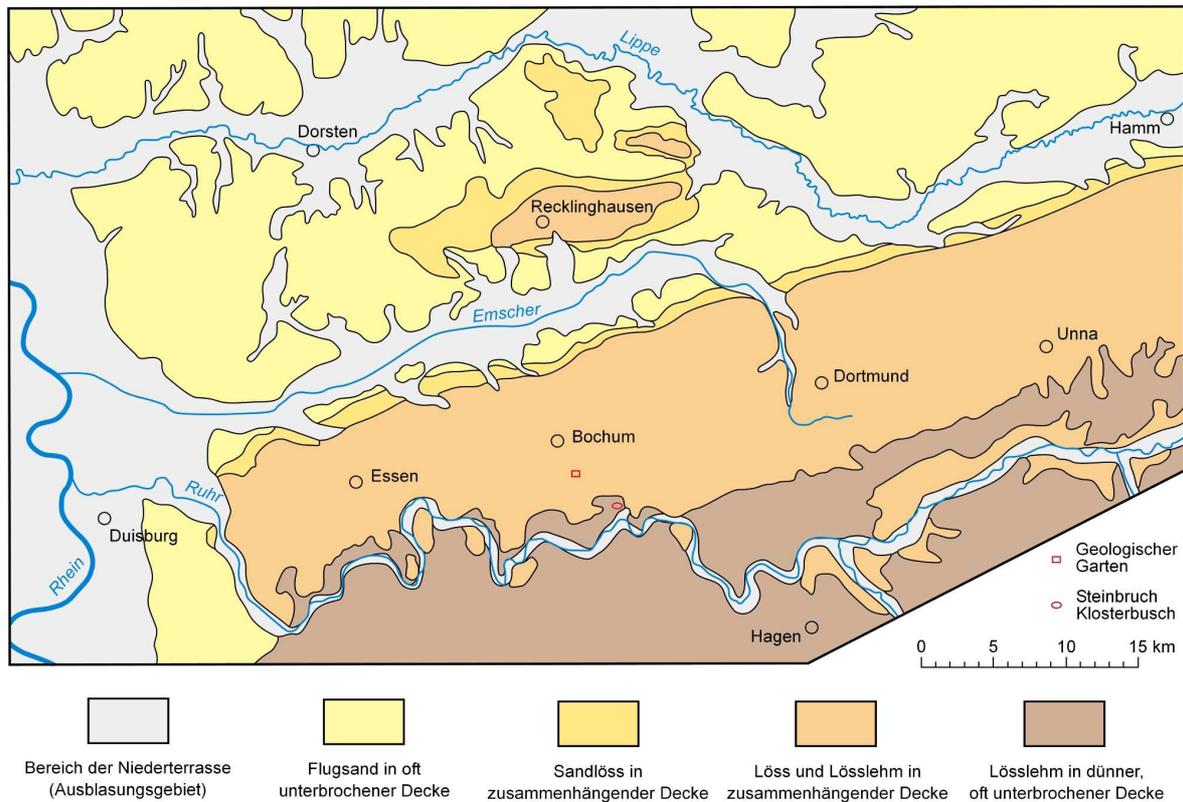


Abb. 38: Verbreitung äolischer Sedimente im Ruhrgebiet (nach BREDDIN 1938: 493).

Im Sommer tauten nur die obersten Bereiche des Bodens auf. Schmelzwasser und Niederschlag konnten im darunterliegenden Permafrost nicht versickern und verwandelten den aufgetauten Oberboden in einen wassergesättigten Brei, der schon bei geringen Hangneigungen langsam hangabwärts floss (Solifluktion). Die häufigen Frostwechsel bedingten zudem eine intensive Frostverwitterung des Festgesteins. Durch Solifluktion und periglaziale Abspülung (Abluation) bei Schneeschmelze oder sommerlichem Starkregen vermengten sich Frostschutt und Löss und es bildeten sich die periglazialen Hangsedimente, die v. a. im südlichen Stadtgebiet die Hänge überziehen (Abb. 39).

Mit der frühholozänen Wiederbewaldung setzte eine Phase geomorphologischer Stabilität ein, die erst mit den neolithischen Rodungen und der seitdem zunehmenden menschlichen Beeinflussung der Landschaft ihr Ende fand. Insbesondere im Lössgebiet führte Boden-erosion auf Ackerflächen und Wegen zur Abschwemmung von Bodenmaterial, das zum Teil an den Unterhängen als Kolluvium oder in den Talauen als Auelehm wieder abgelagert

wurde. In Hanglage entstanden an Nutzungsgrenzen durch das Zusammenwirken von hangparallelem Pflügen und Bodenabtrag, der an der Parzellengrenze durch einen Grasstreifen unterbrochen wurde, terrassenartige Geländestufen, die als Ackerrandstufen oder Stufen-raine bezeichnet werden (Abb. 40).

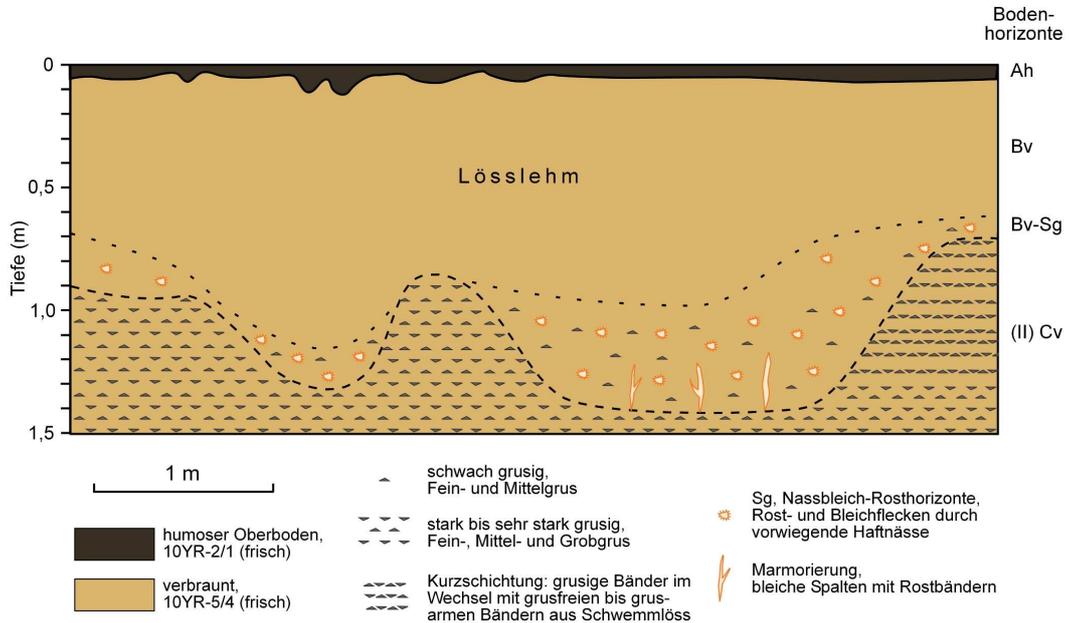


Abb. 39: Haftwasserbeeinflusste Braunerde aus Lösslehm über periglazialen Deckschichten (Lösslehm und Schiefer-ton) am Kalwes im Bochumer Süden (KASIELKE 2008: 38, verändert).

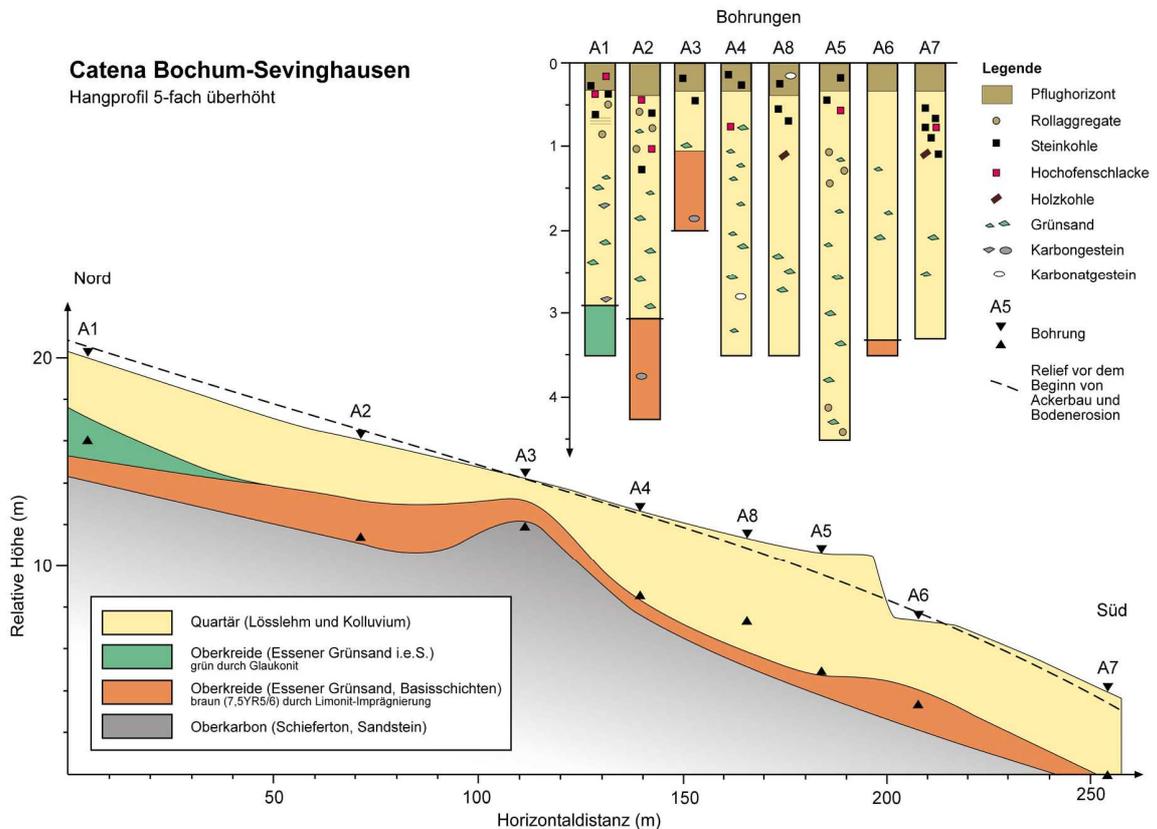


Abb. 40: Profil eines lössbedeckten, ackerbaulich genutzten Hanges mit einer ca. 3 m hohen Ackerrandstufe (bei Profilschnitt 200 m) in Bochum-Sevinghausen. Zwischen Löss und Oberkarbon ist Essener Grünsand des Cenomans erhalten.

Zu den ruhrgebietspezifischen Veränderungen des Reliefs gehören die direkten und indirekten Auswirkungen des Bergbaus. Im südlichen Ruhrgebiet, wo die flözführenden Schichten des Oberkarbons bis an die Oberfläche reichen, wurde zuerst nach Kohle gegraben. Die erste Erwähnung von Steinkohle in Bochum stammt aus dem Jahr 1537 (SCHNADT 1936), doch dürfte auch hier bereits zuvor in geringen Umfang nach Kohle gegraben worden sein, denn Steinkohlenabbau im Raum Essen und Dortmund wird in Schriften des 14. Jh. mehrfach indirekt erwähnt (PFLÄGING 1979). In der Frühphase des Bergbaus wurde von der Oberfläche her die Kohle abgegraben. Bei Erreichen des Grundwassers wurde daneben, dem Ausstreichen des Flözes folgend, eine neue Grube angelegt. Die so entstandenen Gruben werden als Pingen bezeichnet und lassen sich heute noch in fast allen Waldgebieten im südlichen Bochum erkennen (Abb. 41 & 42, vgl. GANTENBERG & WÜHRL 2006). Bereits früh wurden auch Stollen von den Tälern aus in den Berg getrieben, doch hatte der Stollenbergbau, der sich im 16. Jh. zur vorherrschenden Art der Kohlegewinnung entwickelte, die primitive Kohlengräberei nicht vollkommen abgelöst und noch im 18. Jh. wurden größere Pingenzüge angelegt und in kleinen, brunnenartigen Schächten nach Kohle gegraben (PFLÄGING 1979, FESSNER 1998). Auch in der Notzeit nach dem Zweiten Weltkrieg wurde wieder auf diese primitive Art Kohle abgebaut, sodass das Alter der Pingen nicht leicht zu ermitteln ist. Viele Pingen entstanden auch durch das Einstürzen eines oberflächennahen Stollens oder eines zugehörigen Schachtes.



Abb. 41: Pinge mit randlichen Wall aus Abraum im Weitmarer Holz (T. KASIELKE).



Abb. 42: Eine 3 m tiefe Pinge mit umgebenden Wall im Weitmarer Holz (T. KASIELKE).

Ein deutlich größeres Ausmaß erreichen die Reliefveränderungen durch Bergsenkungen aus der Zeit des technologisch fortgeschrittenen Tiefbaus. Seit dem Ende des 19. Jh. sank das Gelände stellenweise über 10 m ab (HARNISCHMACHER 2010 & 2012). Aufgrund der großflächigen und langsamen Absenkung und der Tatsache, dass die Bergsenkungen nicht zwangsweise als Geländemulden erkennbar sind, sondern auch Geländekuppen abgesunken sind, sind diese Veränderungen der Oberfläche heute kaum erkennbar. Den Geländeabsenkungen stehen die künstlichen Aufschüttungen wie Bergehalden und Mülldeponien gegenüber. Bezogen auf das Kartenblatt 4509 Bochum lässt sich für etwa ein Drittel der Gesamtfläche eine Erhöhung des Geländes im Vergleich zum Jahr 1892 feststellen. Auf diesen Zuwachsflächen beträgt die mittlere Geländeanhebung etwa 2,9 m. Für zwei Drittel der Fläche konnte hingegen eine mittlere Geländeabsenkung von knapp 3 m ermittelt werden, woraus sich für das gesamte Kartenblatt eine mittlere Nett Höhendifferenz von -1,06 m ergibt (HARNISCHMACHER 2012).

Literatur

- BERGMANNSTISCH BOCHUM-SÜD o. J.: Informationstafel am Bergbaulehrpfad Bochum-Dahlhausen.
- BRAND, E. 2001: " ... eine Perle von kostbarem Werthe ... ". Die Gründungsphase des Bochumer Stadtparks. – Bochumer Zeitpunkte 9: 3–6.
- BREDDIN, H. 1938: Die Quartärablagerungen des Niederrheinisch-Westfälischen Industriegebietes. – In: KUKUK, P.: Geologie des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes. – Berlin: 480–500.
- BRIX, M. R. 2008: Karbonaufschlüsse bei Essen (Exkursion B am 15. März 2008). – In: KIRNBAUER, T., ROSENDAHL, W. & WREDE, V. (Hrsg.): Geologische Exkursionen in den Nationalen GeoPark Ruhrgebiet. – Essen: 137–148.
- BRIX, M. R., DROZDZEWSKI, G., GREILING, R. O., WOLF, R. & WREDE, V. 1988: The N Variscan margin of the Ruhr coal district (Western Germany): structural style of a buried thrust front? – Geol. Rundschau 77(1): 115–126.
- DROZDZEWSKI, G. & KOETTER, G. 2008: Geologie und Bergbau im südlichen Ruhrgebiet: das Muttental bei Witten (Exkursion I am 28. März 2008). – In: KIRNBAUER, T., ROSENDAHL, W. & WREDE, V. (Hrsg.): Geologische Exkursionen in den Nationalen GeoPark Ruhrgebiet. – Essen: 287–316.
- FELIX-HENNINGSSEN, P. 1990: Die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke (MTV) im Rheinischen Schiefergebirge. Aufbau, Genese und quartäre Überprägung. – Relief Boden Paläoklima 6. – Berlin & Stuttgart.
- FESSNER, M. 1998: Steinkohle und Salz: der lange Weg zum industriellen Ruhrrevier. – Veröff. aus dem Deutschen Bergbau-Museum Bochum 73.
- FÜCHTBAUER, H. (Hrsg.) 1988: Sediment-Petrologie Teil 2: Sedimente und Sedimentgesteine, 4. Aufl. – Stuttgart.
- GANTENBERG, W. E. & WÜHRL, E. 2006: Vom Kohlengraben zum Tiefbau. Wanderungen durch die Bergbaugeschichte und die Geologie in Linden-Dahlhausen im Stadtbezirk Bochum-Südwest. – Essen.
- GANZELEWSKI, M., KIRNBAUER, T., MÜLLER, S. & SLOTTA, R. 2008: Karbon-Kreide-Diskordanz im Geologischen Garten Bochum und Deutsches Bergbau-Museum (Exkursion A am 25. März 2008). – In: KIRNBAUER, T., ROSENDAHL, W. & WREDE, V. (Hrsg.): Geologische Exkursionen in den Nationalen GeoPark Ruhrgebiet. – Essen: 93–136.
- GLATTHAAR, D. & LIEDTKE, H. 1981: Die Entwicklung des Ruhrtals und glazialmorphologische Probleme im Bochumer Raum. – Bochumer Geogr. Arb. 40: 99–102.
- HAHNE, C. 1962: Übersicht über die Geologie des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes. – In: Ver. d. Freunde d. Mineralogie u. Geologie Heidelberg (Hrsg.): Erdgeschichte – Bergbau – Bodenschätze – Mineralien und Versteinerungen im Ruhrgebiet. – Der Aufschluß, Sonderh. 11: 12–18.
- HAHNE, C. 1965: Geologie, Morphogenese, Pedologie und Geohydrologie im mittleren Ruhrgebiet – ein Überblick. – In: Gesellschaft für Geographie und Geologie Bochum e. V. (Hrsg.): Bochum und das mittlere Ruhrgebiet. Festschrift zum 35. Deutschen Geographentag vom 8. bis 11. Juni 1965 in Bochum (= Bochumer Geographische Arbeiten 1). – Paderborn: 9–22.
- HARNISCHMACHER, S. 2010: Bergsenkungen im Ruhrgebiet. – In: HEINEBERG, H., WIENEKE, M. & WITTKAMPF, P. (Hrsg.): Westfalen regional. Band 2. Aktuelle Themen, Wissenswertes und Medien über die Region Westfalen-Lippe (= Siedlung und Landschaft in Westfalen 37). – Münster: 124–125.
- HARNISCHMACHER, S. 2012: Bergsenkungen im Ruhrgebiet – Ausmaß und Bilanzierung anthropogeomorphologischer Reliefveränderungen. – Forsch. z. dt. Landeskd. 261. – Leipzig.
- HETZEL, I. 2013: Physische Geographie von Bochum und Herne. Naturräume, Geologie, Böden, Klima und Vegetation im mittleren Ruhrgebiet. – Veröff. Bochumer Bot. Ver. 5(2): 7–32.
- HISS, M., MUTTERLOSE, J. & KAPLAN, U. 2008: Die Kreide des östlichen Ruhrgebiets zwischen Unna und Haltern. – In: KIRNBAUER, T., ROSENDAHL, W. & WREDE, V. (Hrsg.): Geologische Exkursionen in den Nationalen GeoPark Ruhrgebiet. – Essen: 187–222.
- HOBRECKER, H. 1965: Der Bergbau im mittleren Ruhrgebiet. – In: Gesellschaft für Geographie und Geologie Bochum e. V. (Hrsg.): Bochum und das mittlere Ruhrgebiet. Festschrift zum 35. Deutschen Geographentag vom 8. bis 11. Juni 1965 in Bochum (= Bochumer Geographische Arbeiten 1). – Paderborn: 23–48.
- JESSEN, O. 1971: Tertiärklima und Mittegebirgsmorphologie. – In: RATHJENS, C. (Hrsg.): Klimatische Geomorphologie. – Wege der Forschung CCXVIII. – Darmstadt: 108–126.
- JANSEN, F. 1988: Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25000. Erläuterungen zu Blatt 4510 Witten. – Krefeld.
- KAISER, K. 1957: Die Höhenterrassen der Bergischen Randhöhen und die Eisrandbildungen an der Ruhr. – Sonderveröff. Geol. Inst. Universität Köln 2. – Bonn.
- KASIELKE, T. 2008: Geoarchäologische Untersuchungen zur historischen Talentwicklung des Kalwes-Siepens in Bochum. – Master-Arbeit, Geographisches Institut, Ruhr-Universität Bochum.
- KASIELKE, T. 2013: Exkursion: Essen-Heisingen, geologische Exkursion am Nordufer des Baldeneysees. – Jahrb. Bochumer Bot. Ver. 4: 94–105.
- KASIELKE, T. 2014: Exkursion: Hattingen-Niederbonsfeld, geologisch-geomorphologische Exkursion im Ruhrtal am Isenberg. – Jahrb. Bochumer Bot. Ver. 5: 98–102.

Jahrb. Bochumer Bot. Ver.	7	37–58	2016
---------------------------	---	-------	------

- KRAFT, T. 1992: Faziesentwicklung vom flözleeren zum flözführenden Oberkarbon (Namur B-C) im südlichen Ruhrgebiet. – DGMK-Bericht: 384(6).
- LIEDTKE, H. 1990: Relief, Böden und Grundwasser im Ruhrgebiet. – In: SEIBT, F., GLEBRA, G., GRÜTTER, H.T., LORENZ, H., MÜLLER, J. & TEWES, L. (Hrsg.): Vergessene Zeiten. Mittelalter im Ruhrgebiet. Bd. 2. – Essen: 64–67.
- LIEDTKE, H. 1993: Die Entwicklung der Oberflächenformen im Ruhrgebiet. – Ber. z. dt. Landeskd. 67(2): 255–265.
- LIEDTKE, H. 2007: Westfalen im Eiszeitalter. – In: HEINEBERG, H. (Hrsg.): Westfalen Regional (= Siedlung und Landschaft in Westfalen 35). – Münster: 36–37.
- LUBIENSKI, M. 2012: Fossile Pflanzen aus dem Oberkarbon bei Albringhausen (Wetter, Ennepe-Ruhr-Kreis, Nordrhein-Westfalen). – Veröff. Bochumer Bot. Ver. 4(2): 9–30.
- MALMSHEIMER, K. W. 1971: Steinbruch Klosterbusch. – In: Exkursion 1, Flözführendes Oberkarbon in Nordwestdeutschland. – Exk.-Führer 7. Congr. Internat. Strat. Géol. Carbonif., Krefeld 1971: 21. – Krefeld (Geol. L.-Amt NRW.).
- MÜLLER, E.-H. 1954: Über die Herkunft des Lösses im Rheinland und im südlichen Westfalen. – Geol. Jb. 69: 401–406.
- PFLÄGING, K. 1979: Die Wiege des Ruhrkohlen-Bergbaus. Die Geschichte der Zechen im südlichen Ruhrgebiet, 2. Aufl. – Essen.
- PIECHA, M., RIBBERT, K.-H. & WREDE, V. 2008: Das Paläozoikum im südlichen Ruhrgebiet (Exkursion C am 27. März 2008). – In: KIRNBAUER, T., ROSENDAHL, W. & WREDE, V. (Hrsg.): Geologische Exkursionen in den Nationalen GeoPark Ruhrgebiet. – Essen: 149–185.
- PIEPER, B. 1990: Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25000. Erläuterungen zu Blatt 4508 Essen, 2. Aufl. – Krefeld.
- RICHTER, D. 1996: Ruhrgebiet und Bergisches Land. Zwischen Ruhr und Wupper. – Sammlung Geologischer Führer 55, 3. Aufl. – Berlin & Stuttgart.
- ROTHE, P. 2006: Die Geologie Deutschlands. 48 Landschaften im Portrait, 2. Aufl. – Darmstadt.
- SCHNADT, R.T. 1936: Bochum – Wirtschaftsstruktur und Verflechtung einer Großstadt im Ruhrgebiet. – Inaugural-Dissertation zur Erlangung der Doktorwürde einer Hohen Wirtschafts- und Sozialwissenschaftlichen Fakultät der Universität Köln. – Bochum.
- SKUPIN, K. 1991: Der Löß des Hellwegs. Beobachtungen zur Altersstellung. – Spieker Landeskd. Beitr. u. Ber. 35: 55–63.
- STEHN, O. 1988: Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25000. Erläuterungen zu Blatt 4509 Bochum, 2. Aufl. – Krefeld.
- STEINMANN, H.-G. 1925: Die diluvialen Ruhrterrassen und ihre Beziehungen zur Vereisung.– Sitzungsber. Naturhist. Ver. Preuß. Rheinlande u. Westf. 1924: 29–45.
- SÜSS, M. P. 1996: Sedimentologie und Tektonik des Ruhr-Beckens: Sequenzstratigraphische Interpretation und Modellierung eines Vorlandbeckens der Varisciden. – Bonner Geowiss. Schriften 20.
- SÜSS, M. P. 2005: Zykllotheme, Zyklen und Sequenzen – Steuernde Faktoren der Sedimentation im Ruhr-Becken. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland V – Das Oberkarbon (Pennsylvanium) in Deutschland. – Courier Forsch.-Inst. Senckenberg 254: 161–168.
- THOME, K.N. 1980: Der Vorstoß des nordeuropäischen Inlandeises in das Münsterland in Elster- und Saale-Eiszeit. Strukturelle, mechanische und morphologische Zusammenhänge. – Westf. Geogr. Studien 36: 21–40.
- VON KÜRTEIN, W. 1970: Die naturräumlichen Einheiten des Ruhrgebiets und seiner Randzonen. – Natur und Landschaft im Ruhrgebiet 6: 5–81.
- WILLIAMS, C. J., JOHNSON, A. H., LEPAGE, B.A., VANN, D. R. & SWEDA, T. 2003: Reconstruction of Tertiary *Metasequoia* forests. II. Structure, biomass, and productivity of Eocene floodplain forests in the Canadian Arctic. – Paleobiology 29(2): 271–292.
- WISOTZKY, F. & WOHLNICH, S. 2010: Hydrogeology, mining and water supply in the Ruhr Area. – Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften 66: 154–160.
- WREDE, V. 1980: Zusammenhänge zwischen Faltung und Überschiebungstektonik dargestellt am Beispiel der Bochumer Hauptmulde im östlichen Ruhrkarbon. – Diss. Techn. Univ. Clausthal, Clausthal-Zellerfeld.
- WREDE, V. 2010: Field trip E13: Carboniferous and coal in the Ruhr valley. – Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften 66: 226–236.
- ZEPP, H. 2014: Geomorphologie. Eine Einführung, 6. Aufl. – Paderborn.

Danksagung

Herrn ANDRÉ BAUMEISTER danke ich für die Erstellung des Geländemodells in Abb. 34.

Anschrift des Autors

Dr. Till Kasielke, Ruhr-Universität Bochum, Geographisches Institut, 44780 Bochum, E-Mail: Till.Kasielke[at]rub.de

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch des Bochumer Botanischen Vereins](#)

Jahr/Year: 2016

Band/Volume: [7](#)

Autor(en)/Author(s): Kasielke Till

Artikel/Article: [Geologie und Reliefentwicklung im Raum Bochum 37-58](#)