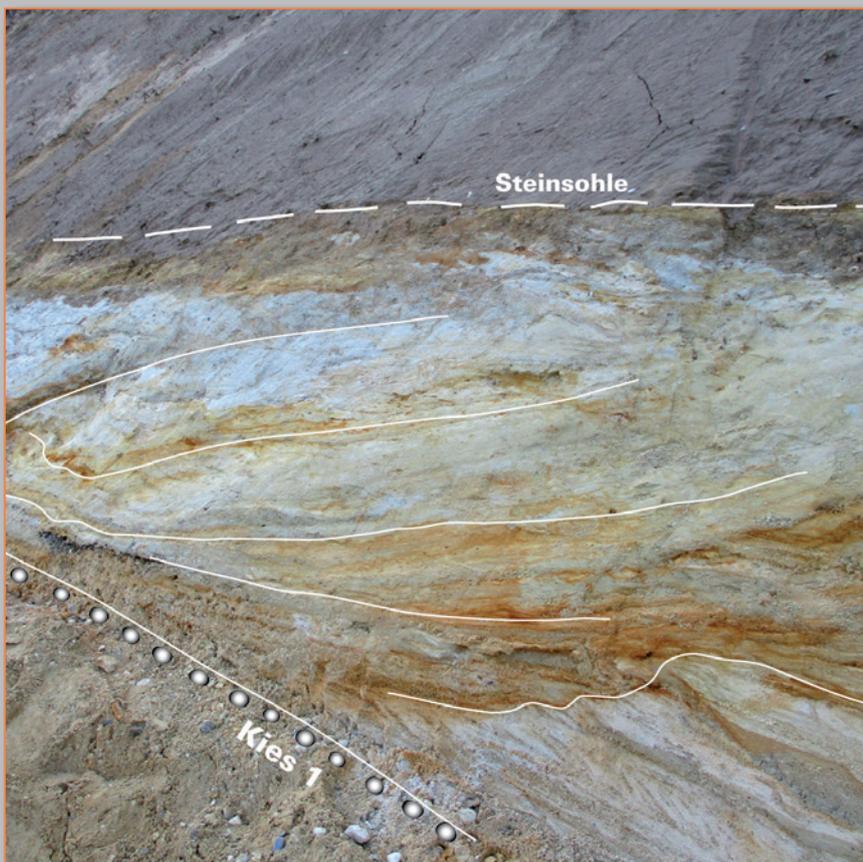


Eiszeitliche Umlagerung von Tertiär-Sedimenten im Bergischen Land am Rand des Düsseldorfer Gletschers

Günter Drozdowski, Dierk Juch & Georg Schollmayer



Eiszeitliche Umlagerung von Tertiär-Sedimenten im Bergischen Land am Rand des Düsseldorfer Gletschers

Von Günter Drozdzewski¹, Dierk Juch² & Georg Schollmayer³

¹Erftweg 41, 47807 Krefeld, E-Mail: guenter.drozdzewski@gmx.de

²Westparkstr. 81, 47803 Krefeld, E-Mail: dierk.juch@t-online.de

³Geologischer Dienst NRW – Landesbetrieb –, De-Greif-Str. 195, 47803 Krefeld, E-Mail: Georg.Schollmayer@gd.nrw.de

Zitierweise: Drozdzewski, G.; Juch, D.; Schollmayer, G. (2020): Eiszeitliche Umlagerung von Tertiär-Sedimenten im Bergischen Land am Rand des Düsseldorfer Gletschers. – scriptumonline, **17**: 19 S., 11 Abb.; Krefeld.
– [https://www.gd.nrw.de/pr_bs_scriptumonline.htm – <scriptumonline-17_2020-10.pdf>]

Inhalt

1	Einleitung	5
2	Geologische Entwicklung	6
3	Umgelagerte Sedimente	7
3.1	Höhenschotter	9
3.2	Schmelzwasserablagerungen	10
4	Alter der Sedimentumlagerungen	13
5	Der Düsseldorfer Gletscher	13
5.1	Befunde	13
5.2	Interpretationen	16
6	Schlussfolgerungen	17
7	Dank	17
8	Literatur	18
	Impressum	19

Kurzfassung:

Östlich von Düsseldorf, im nordwestlichen Rheinischen Schiefergebirge (Bergisches Land), wird anhand neuer Autobahnaufschlüsse die Entwicklung der tertiärzeitlichen Ablagerungen untersucht, die dort diskordant den devonischen Untergrund überlagern. Im Mittelpunkt der stratigraphischen Analyse stehen die sogenannten Höhenterrassen. Es stellte sich heraus, dass von den fünf Höhenterrassen nach BREDDIN (1928) und KAISER (1957) vermutlich nur eine pliozänzeitliche Terrasse Bestand hat. Aufgrund von eiszeitlichen Hebungen, Bruchtektonik und soliflukativen Umlagerungen gelangten die pliozänzeitlichen Flussschotter zusammen mit marinen Feinsanden der oligozänzeitlichen Grafenberg-Formation in unterschiedliche topographische Niveaus. Zusätzlich wird durch den Nachweis von deformierten Schmelzwasserablagerungen (Typ B-Glazitektonit) die glazitektonische Umlagerung von Tertiär-Sedimenten durch den Düsseldorfer Gletscher nachgewiesen.

Abstract:

In the northwestern part of the Rhenish Massif east of Düsseldorf (Bergisch Country) the nature of the Tertiary cover on the Devonian basement has been investigated on the base of new motorway outcrops. The focus of investigations was on the origin of the so called Höhenterrassen (high-altitude terraces) of BREDDIN (1928) and KAISER (1957) who differentiated five older terraces than the Quaternary Main Terraces of the Rhine valley. It turned out that out of the five high-altitude terraces there is probably only one terrace that, due to quaternary tectonic elevations, fracture tectonics and solifluctive rearrangements of the fluvial gravels, including the marine fine sands of the Oligocene Grafenberg-Formation, reached different topographical levels within the Bergisches Land. In addition, the first evidence of melt water deposits (Type B glacioteconite) proves glacioteconic rearrangements by the Düsseldorf Glacier.

Schlüsselwörter:

Quartär, Saale-Komplex, Weichsel-Kaltzeit, Tertiär, Oligozän, Pliozän, Lintfort-Subformation, Grafenberg-Formation, Höhenterrassen, periglazial, glazigen, Sedimentumlagerung, Schmelzwasserablagerung, Gletscher

Keywords:

Quaternary, Saale glacial, Vistula glacial, Tertiary, Oligocene, Pliocene, Lintfort Subformation, Grafenberg Formation, high-altitude terraces, periglacial, glacial, sediment redistribution, melt water deposit, glacier

2 Geologische Entwicklung

Nach der Perm-Zeit herrschte im Rheinischen Schiefergebirge vom Mesozoikum bis zum Alttertiär (280 – 30 Mio. J. v. h.) im Wesentlichen Abtragung. Vor der Transgression des Oligozän-Meeres (vor etwa 30 Mio. J.) bestand im Bergischen Land eine flachwellige Landschaft. Die anstehenden Gesteine des devonischen und karbonischen Untergrundes waren tiefgründig verwittert. Der örtliche Verwitterungsschutt aus Ton- und Sandsteinen sowie von groben Quarz-, Quarzit- und Lyditgeröllen bildet daher im Bergischen Land häufig das Basiskonglomerat der marinen, tonig-sandigen Lintfort-Subformation der Rupel-Formation (Rupelium). Die im Norden von Ratingen entwickelte Lintfort-Subformation keilt nach Süden aus und an ihrer Stelle überlagern im Untersuchungsgebiet schluffige Feinsande der Grafenberg-Formation (Chattium) diskordant den devonischen Untergrund. Sie hatten in der Vergangenheit als Formsande in Gießereien eine erhebliche wirtschaftliche Bedeutung.

Dass die Grafenberg-Formation im Bergischen Land ursprünglich bis Wülfrath und über Wuppertal hinaus nach Osten reichte, belegen Dolinenfüllungen (u. a. SCHMIDT 1975). Die Feinsande weisen lokal in Dolinen hohe Mächtigkeiten auf: so in Wülfrath, im Steinbruch Rohdenhaus-Nord bis über 60 m und im Steinbruch Prangenhäuser sogar über 100 m. Da heute im Bergischen Land kaum mehr als 20 m mächtige Sande der Grafenberg-Formation angetroffen werden, ist zu vermuten, dass es zu einer großflächigen Abtragung oligozäner Sedimente gekommen ist. Meistens liegt die Schichtenfolge, bestehend aus Sedimenten der Lintfort-Subformation und/oder der Grafenberg-Formation, in Höhen zwischen ca. +100 und +120 m NHN, erreicht aber mit geringerer Mächtigkeit ca. 3 km weiter östlich eine Höhe von ca. +180 m NHN in einer 1 – 2 km² großen Fläche im südlichen Stadtgebiet von Heiligenhaus (H.-Werkerwald bis -Nonnenbusch).

Im Bergischen Land treten heute im Hangenden der Grafenberg-Formation im Höhenniveau zwischen +120 und +180 m NHN Kiessande auf, die traditionell als Höhenterrassen bezeichnet werden. Sie sind vermutlich ursprünglich zur Pliozän-Zeit von Rhein und Maas aufgeschüttet worden. Es sind nur noch kleinräumige Erosionsreste dieser Schotter erhalten, zumeist sind sie auch schlecht aufgeschlossen. Sie werden seit BREDDIN (1928) bestimmten Höhenniveaus zugeordnet und als Mettmann-, Homberg-, Obere und Untere Hösel- sowie Drüfel-Terrasse bezeichnet (u. a. KAISER 1957; VINKEN 1959). KAISER (1957) korreliert quarzreiche Höhenterrassen mit der pliozänzeitlichen Kieseloolith-Formation der Niederrheinischen Bucht. Dass diese Schottervorkommen tatsächlich zeitlich unterschiedlichen Flussablagerungen entsprechen, wird hier bezweifelt, da in den neuen Autobahnaufschlüssen derartige Quarzschotter innerhalb der Sande der Grafenberg-Formation angetroffen wurden. Das gemeinsame Vorkommen von Quarzschottern und Sanden der Grafenberg-Formation ist offenbar das Ergebnis von Umlagerungen. Darauf wird im Folgenden näher eingegangen (s. auch SCHLÖSSER 2020).

3 Umgelagerte Sedimente

Im Mittelpunkt der hier vorgestellten Untersuchungen stehen die neuen Böschungsaufschlüsse der Autobahn A 3 östlich von Ratingen (s. Abb. 2). Südlich des Schwarzbachtales, zwischen den Höfen Hahnenhof und Karpenhof, stehen an beiden Autobahn-Böschungen flach einfallende, einige Meter mächtige, schluffige Feinsande an, überlagert von Terrassenschottern und Löss.

Nördlich des Schwarzbachtales bietet die 150 m lange Westböschung der A 3 nahe dem Hof Altenbracht ein deutlich anderes Bild (Abb. 3). An ihrer Basis sind mehrere Meter mächtige, graue Schluffe und Tone sowie weiße und rötliche Feinsande aufgeschlossen. Sie führen unregelmäßig eingestreut Gerölle der Fein- bis Mittelkiesfraktion und vereinzelt Driftblöcke bis 0,5 m Länge. Sie wurden bislang als Sedimente der Grafenberg-Formation angesprochen. Im Hangenden dieser Sedimente folgen zwei Kiessandlagen mit zwischengelagerten feinklastischen Sedimenten (Kies 1 und Kies 2, vgl. Abb. 3). Sie wurden bislang in der Geologischen Karte, Blatt Mettmann, als Hauptterrasse eingestuft. Kennzeichnend für diesen Teil der Schichtenfolge sind sedimentäre Rinnen, auf die in Kapitel 3.2 näher eingegangen wird.

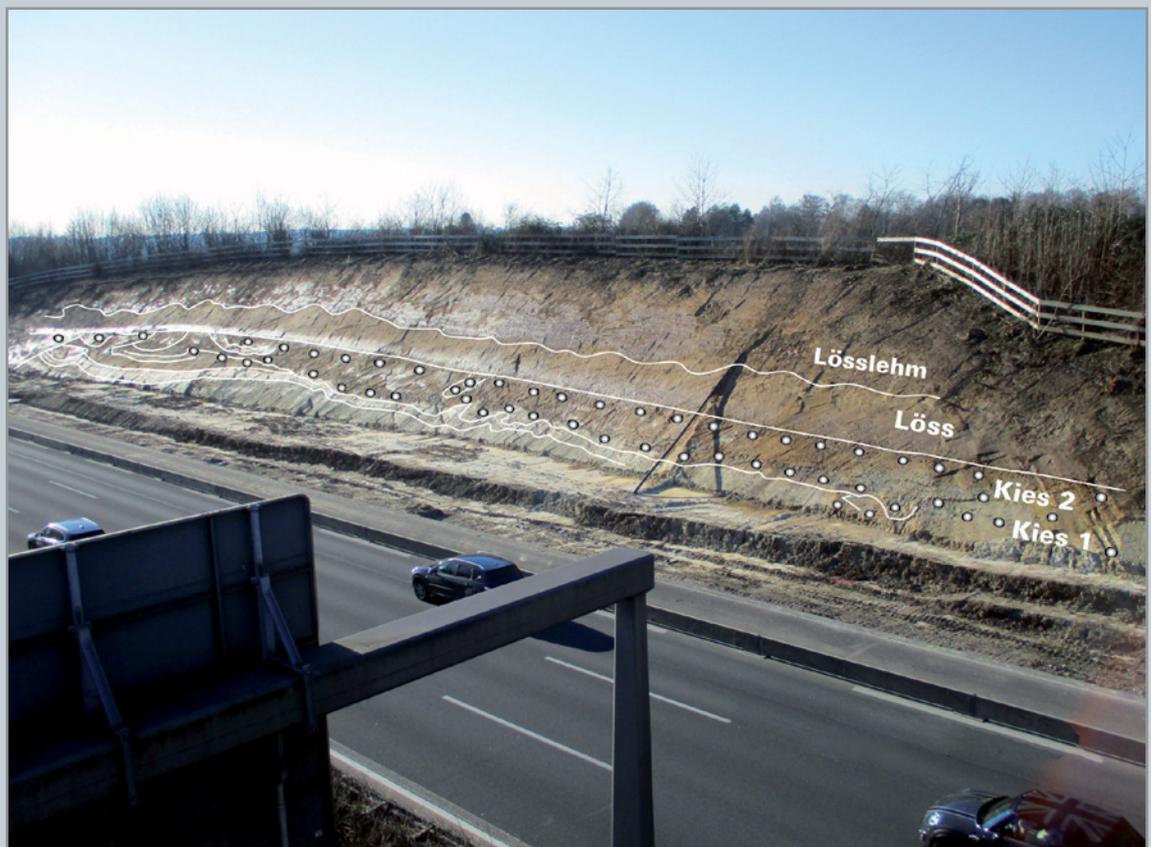


Abb. 3: Gesamtansicht der Westböschung der A 3 und der generalisierten Schichtenfolge, gesehen von der Brücke Altenbrachtweg mit Blick nach Süden

Die Kiessandlagen 1 und 2 mit teilweise faustgroßen Geröllen haben in der Mittelkiesfraktion einen Quarzanteil von 70 – 80 %. Die restliche Kiesfraktion setzt sich vor allem aus Lyditen, Quarziten, Sandsteinen, gut gerundeten Feuersteingeröllen und vereinzelt Kieseloolithen zusammen. Die Geröllzusammensetzung und der hohe Gehalt an stabilen Schwermineralen gleichen damit denen von Höhenterrassen (s. SCHLÖSSER 2020). Die geröllführenden Sande werden im Hangenden von einer Steinsohle mit Windkantern begrenzt.

Die Geröllführung der feinklastischen Sedimente im unteren Abschnitt der Böschung unterscheidet sich deutlich von jener im oberen Abschnitt mit umgelagerten Höhengschottern (Kies 1 u. 2). In diesem Abschnitt beträgt der Quarzanteil nur etwa 30 %. Die Gerölle stammen offensichtlich aus Ruhrschootern und bestehen überwiegend aus fein- und grobkörnigen Ruhrsandsteinen. Die Diskordanz innerhalb der Böschungssedimente trennt also deutlich zwei unterschiedliche Liefergebiete von Sedimenten, die in Folgenden insgesamt als Schmelzwasserablagerungen gedeutet werden.

Das Liegende der Böschung Altenbracht wurde 2019 mit einer 14 m tiefen Bohrung durch den Geologischen Dienst NRW erkundet (Bohrungsdatenbank des GD NRW: BNUM 319055). Die unterhalb der Autobahnbrücke Altenbrachtweg gelegene Bohrung traf in schluffigen Feinsanden eine weitere, ca. 3 m mächtige Kiessandlage und darunter Feinsande an. Die 1996 etwa 150 m östlich der Autobahn niedergebrachte, knapp 21 m tiefe Rammkernbohrung ME 1 des Geologischen Dienstes NRW (damals Geologisches Landesamt NRW; BNUM 144348) erschloss ebenfalls Feinsande und Schluffe mit Gerölllagen sowie Sande der Grafenberg-Formation über siliziklastischem Devon. Der Böschungsaufschluss Altenbracht mit dem bohrtechnisch erkundeten Liegenden an der Autobahn A 3 und der Aufschluss durch die Bohrung ME 1 weisen korrelierbare Sedimente mit einem vergleichbaren Schwermineralspektrum auf (Abb. 4).

Die auftretenden Kieseinschlaltungen innerhalb von schluffigen Feinsanden sind ein deutliches Indiz für eine Umlagerung der ursprünglich im Tertiär getrennt abgelagerten marinen Sande der Grafenberg-Formation und der Terrassenschotter.

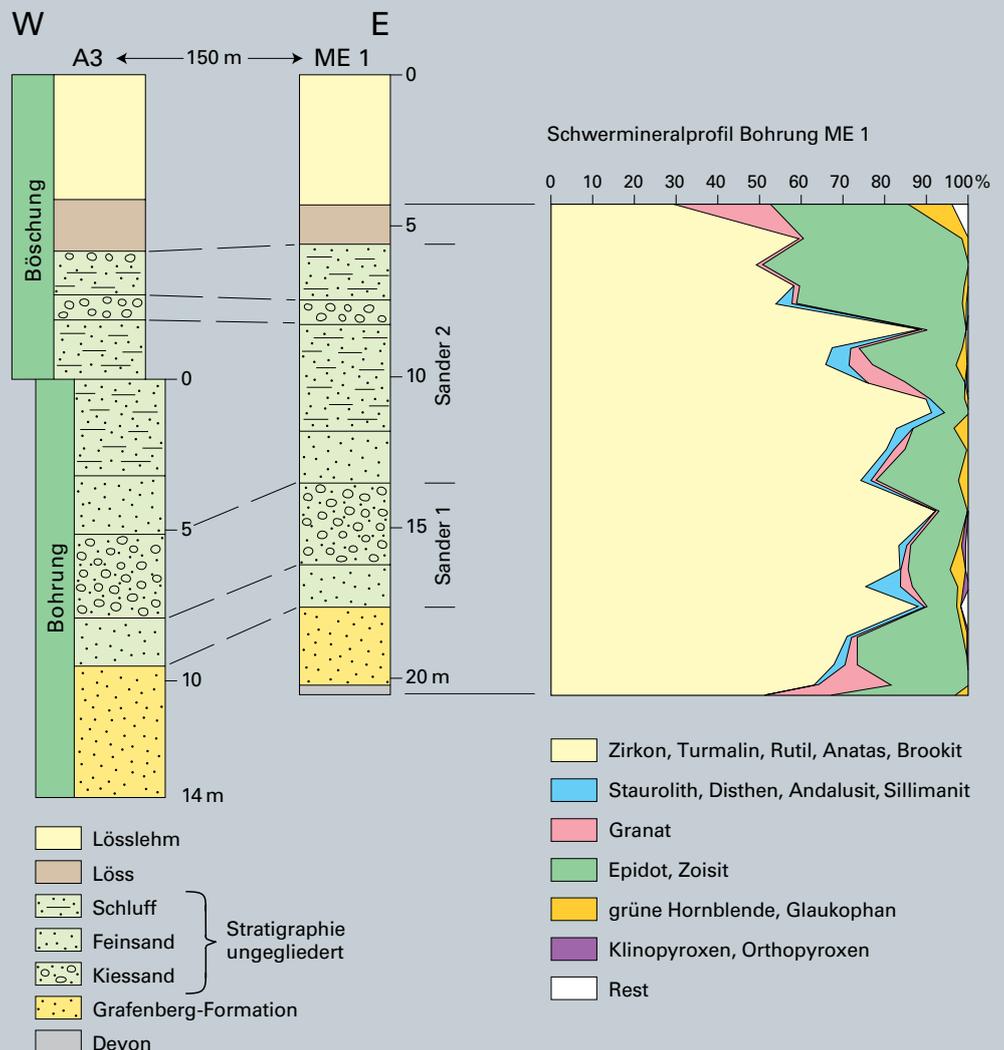


Abb. 4: Korrelation der Schichtprofile der Autobahn A3 und der Bohrung ME 1 und Schwermineralprofil der Bohrung ME 1

3.1 Höhenschotter

Aufgrund des Nachweises von Quarzschottern innerhalb von oligozänen Feinsanden stellt sich generell die Frage nach der Natur der sogenannten Höhenterrassen. Liegen im Bergischen Land noch Sedimente ehemaliger Flussterrassen vor oder sind es generell umgelagerte Schottervorkommen? Zurzeit gewährt nur noch die ehemalige Formsandgrube Liethen in Homberg (s. Abb. 2) Einblick in den Aufbau einer Höhenterrasse, der sogenannten Homberg-Terrasse. Sie besteht dort lediglich aus ca. 1 m mächtigen, schichtungslosen Kiessanden im Hangenden fossilführender Sande der Grafenberg-Formation (Abb. 5). Die Schotter stellen aufgrund der fehlenden Schichtung keine eigenständige Flussterrasse dar, die in der Regel aus schräg geschichteten Sanden in Wechsellagerung mit kiesigen Sedimenten besteht. Auch in kürzlich untersuchten Neuaufschlüssen der Autobahn A 44 südlich von Heiligenhaus traten im Hangenden der Grafenberg-Formation schichtungslose Kiessande auf, die offensichtlich aus einem höheren Niveau umgelagert wurden (SCHLÖSSER 2016). Die ehemals von Rhein und Maas abgelagerten Flussschotter sind daher im Bergischen Land in ihrer ursprünglichen Form offensichtlich nicht mehr vorhanden. Infolge eiszeitlicher Hebungen des Bergischen Landes und damit verbundener Bruchtektonik kam es zu einer steten Umlagerung dieser Schotter zusammen mit Sanden der Grafenberg-Formation in morphologisch tiefere Niveaus. Grundsätzlich ist daher eine Zuordnung der verschiedenen isolierten Schottervorkommen des Bergischen Landes zu bestimmten höhenmäßig und damit zeitlich unterschiedlichen Flussterrassen („Höhenterrassen“) nicht gerechtfertigt. Dafür sprechen auch Ergebnisse weiterer Schwermineralanalysen, die im Rahmen der Revisionskartierung von Blatt 4607 Heiligenhaus an Schottern zwischen +60 m NHN (z. B. Stinkesberg in Ratingen) und +180 m NHN (z. B. Heiligenhaus-Isenbügel) durchgeführt wurden (LANGE 1993; WEFELS 1995). In Schottern aller Höhenlagen sind die vorherrschenden stabilen Minerale Turmalin, Zirkon und Rutil kennzeichnend für ein ursprünglich tertiäres Alter dieser Sedimente. Es ist nachgewiesen, dass Sedimentumlagerungen auch über den Bereich des Untersuchungsraumes hinaus im Bergischen Land wirksam waren. LANGE (1995) verwendete für die aus Umlagerungen hervorgegangenen Schichten am Höselberg bei Heiligenhaus die Bezeichnung Höselberg-Schichten und beschreibt sie als quarzgeröllarme Kiese, wechsellagernd mit Tonen, Schluffen und Feinsanden. SCHLÖSSER (2020) bezeichnet umgelagerte, quarzgeröllreiche Kiese und feinklastische Sedimente als „Ältere Niederbergische Höhenschotter“.



Abb. 5: Die Homberg-Terrasse als umgelagerte Kiessandlage über Sanden der Grafenberg-Formation (ehem. Formsandgrube Liethen, Ratingen-Homberg)

3.2 Schmelzwasserablagerungen

An der Böschung Altenbracht treten unterhalb des Lösses und der Steinsohle (vgl. Kap. 3) fein- und grobklastische Rinnensedimente auf, die einen Sedimenttransport in östliche Richtung nahelegen. Innerhalb einer derartigen West – Ost verlaufenden Rinne (vgl. Abb. 6) wies die Rinnenachse eine Neigung von 5 – 10° in östliche Richtung auf. Zu erwarten wäre eine Neigung in westliche Richtung – hin zur Niederrheinischen Bucht. Die östliche Transportrichtung deutet auf eine Schüttung aus westlicher Richtung hin, wofür vermutlich Schmelzwässer des Düsseldorfer Gletschers infrage kommen. Bei den Sedimenten der Böschung Altenbracht dürfte es sich folglich insgesamt um Schmelzwasser-sedimente eines Gletschers handeln (Abb. 7). Dafür sprechen auch die parallel geschichteten Feinsande und Schluffe im Liegenden der Rinnensedimente, die typisch für Schichtflutsedimente eines Gletschers sind. Sie führen regelmäßig eingestreute Gerölle der Fein- bis Mittelkiesfraktion. Derartige Sedimente lassen sich insgesamt als Schmelzwasserablagerungen eines vorrückenden Gletschers deuten (vgl. KLOSTERMANN 1992: Abb. 17). Die im Sedimentaufbau vergleichbaren Schichten der Bohrung ME 1 (vgl. Kap. 3) gehören ebenfalls diesen Schmelzwasserablagerungen an.



Abb. 6: Gestapelte Rinnen mit östlicher Schüttungsrichtung im Liegenden der Steinsohle (Aufschluss A 3, Böschung Altenbracht, 100 m südlich der Brücke Altenbrachtweg)

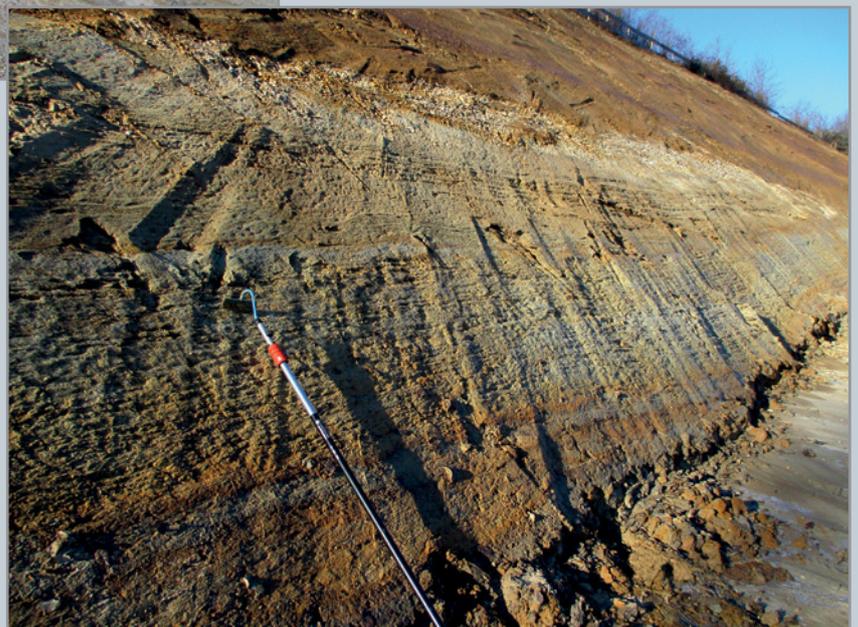
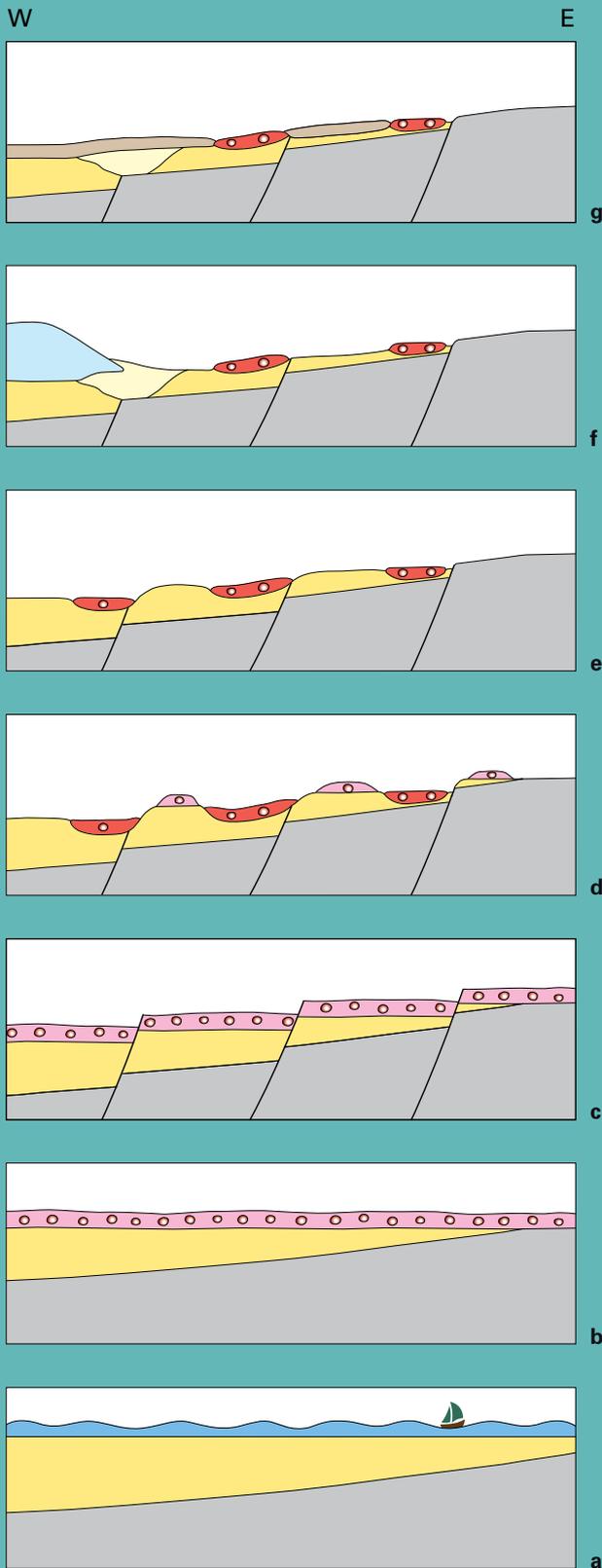


Abb. 7: Feinkörnige, horizontal geschichtete Schmelzwasserablagerungen mit eingelagerten Geröllen (Aufschluss Böschung Altenbracht, Böschungsfuß, 100 m südlich der Brücke Altenbrachtweg)



- Düsseldorfer Gletscher
- Löss und Lössderivate
- Schmelzwasserablagerungen
- umgelagerte Höhengschotter
- Höhenterrasse (Pliozän)
- Grafenberg-Formation (Oligozän)
- Devon

Weichsel-Kaltzeit: Löss und Lössderivate hüllen die Landschaft teilweise ein.

Saale-Komplex: Der Düsseldorfer Gletscher erreicht das Bergische Land und lagert aufgearbeitete Sedimente als Schmelzwasserablagerungen ab.

Altpleistozän: komplette Erosion der ursprünglichen Höhenterrasse (Reliefumkehr)

c und d

Altpleistozän: Hebung, Bruchtektonik, Abtragung und periglaziales Bodenfließen (Solifluktion) führen zur Erosion von Teilen der Grafenberg-Formation und zur Umlagerung der ursprünglichen Höhenterrasse.

Miozän/Pliozän: Meeresrückzug führt zur teilweisen Erosion des Oligozäns, anschließend Ablagerung der pliozänzeitlichen Höhenterrasse.

Oligozän: marine Überflutung des Bergischen Landes, Ablagerung der Sedimente der Grafenberg-Formation

Abb. 8: Geologische Entwicklung des Bergischen Landes (schematisch)

Da in den Bohrungen im liegenden Abschnitt eine weitere Abfolge von nach oben grobkörniger werdenden Sedimenten angetroffen wurde (s. Abb. 4), liegen im Bereich der Autobahn A 3 vermutlich ebenfalls zwei Generationen von Schmelzwasserablagerungen vor, wie sie KLOSTERMANN (1992: 102) für den Saale-Komplex am Niederrhein beschreibt. Die Höhengotter des Bergischen Landes sind daher nicht nur von periglazialer Umlagerung infolge von Bodenfließen betroffen, sondern wurden im Bereich der Böschung Altenbracht und der Bohrung ME 1 zusätzlich durch Schmelzwässer des Düsseldorfer Gletschers umgelagert.

Zusammenfassend ist die Entwicklung der tertiär- und quartärzeitlichen Sedimente schematisch in Abbildung 8 dargestellt: Die Überflutung des Bergischen Landes im Oligozän führte zur Ablagerung ursprünglich mächtiger, feinkörniger mariner Sedimente (Abb. 8a).

Während des Miozäns zog sich das Meer in die Niederrheinische Bucht zurück. Die oligozänzeitlichen Sedimente des Bergischen Landes wurden infolgedessen teilweise wieder abgetragen. Nachfolgend lagerten sich im Pliozän fluviatile Sedimente vermutlich einer einzigen Höhenterrasse ab (Abb. 8b). In Verbindung mit Bruchtektonik wurde das Bergische Land im Quartär (Altpleistozän) gehoben (Abb. 8c). Die nachfolgende Erosion betraf sowohl die Höhengotter wie auch Bereiche der Grafenberg-Formation: Große Teile der Flusssedimente der Höhenterrasse wurden umgelagert und in Form einzelner Quarzschotterkörper in Senken unterschiedlicher Höhenlage angereichert (Abb. 8d). Die restliche Höhenterrasse wurde vollständig erodiert (Abb. 8e). Die ursprünglichen Sedimente der Höhenterrasse liegen daher heute in Reliefumkehr in Form einzelner Schotterkörper auf Kuppen unterschiedlicher Höhenlagen vor (Abb. 8f). Sie wurden in der Vergangenheit als unterschiedlich alte Flussterrassen aufgefasst. Während der Saale-Komplexes wurden die Sande der Grafenberg-Formation und die umgelagerten Flussschotter durch vermutlich zwei Vorstöße des Düsseldorfer Gletschers fluvioglazial als Schmelzwasserablagerungen aufgearbeitet (Abb. 8f) und glazitektonisch deformiert. Während der Weichsel-Kaltzeit kam es abschließend zur Bildung einer Steinsohle und von Deckschichten aus Löss und Lössderivaten (Abb. 8g).

4 Alter der Sedimentumlagerungen

Das Alter der Sedimentumlagerungen lässt sich biostratigraphisch bislang nicht belegen. Es fanden sich in Feinsanden der Bohrung ME 1 lediglich kieselige Mikrofaunen der Oberkreide (Hiss 1999), die vermutlich im Tertiär zusammen mit den oberkreidezeitlichen Feuersteingeröllen angeliefert und in die Niederrheinische Bucht sowie in das Bergische Land verfrachtet worden sind (vgl. HILTERMANN 1958). Aktuell durchgeführte Pollenanalysen an den Sedimenten des Autobahnaufschlusses blieben ohne Resultat.

Paläomagnetische Messungen erfolgten in der Bohrung ME 1 in 6 – 7 und 9 – 11 m Tiefe. In beiden Abschnitten wurde eine normale Magnetisierung gemessen. Die betreffenden Sedimente haben aufgrund ihrer Magnetisierung entweder ein quartäres Alter von weniger als 0,79 Mio. Jahren oder ein pliozänes von über 2,6 Mio. Jahren. Ein pliozänes Alter kommt jedoch aus klimatischen Gründen nicht infrage, sie müssen demnach aus dem Saale-Komplex stammen.

Zusammenfassend sprechen die Befunde aus klimatischen Gründen am ehesten dafür, dass oligozänzeitliche Sande der Grafenberg-Formation zusammen mit pliozänzeitlichen Quarzschottern während des Saale-Komplexes umgelagert wurden. Die oligozänzeitlichen Sande enthalten dabei aufgearbeitetes Material der Oberkreide (Mikrofauna, Feuersteingerölle). Auf den Anhöhen des Bergischen Landes fehlte im Eiszeitalter während der Kaltzeiten weitgehend eine Vegetation. In sommerlichen Auftauphasen kamen daher die Lockersedimente schon bei geringster Hangneigung soliflukktiv in Bewegung, was letztlich zu ihrer Umlagerung führte.

Bezogen auf die im Folgenden diskutierte Einstufung der Böschungssedimente als saalezeitliche Schmelzwasserablagerungen handelt es sich konkret um drenthezeitliche Sedimente, die in das Mittelpleistozän, d. h. jünger als 0,3 Mio. Jahre, einzustufen sind.

5 Der Düsseldorfer Gletscher

5.1 Befunde

Die im Folgenden verwendeten Meterangaben von Aufschlüssen beziehen sich auf Abstände zur Autobahnbrücke Altenbrachtweg (0 m). Die Böschung Altenbracht lässt sich im Liegenden der Steinsohle sowohl sedimentär als auch strukturell in zwei Abschnitte gliedern (Abb. 9): eine untere feinsandige Ton-/Schlufffolge und eine obere Kiessandfolge. Der untere Abschnitt der Böschungssedimente, bestehend aus 2 – 3 m mächtigen Feinsanden, Tonen und Schluffen, bildet im Süden (zwischen 70 und 100 m; vgl. Abb. 9) eine flache Mulde, die im Hangenden erosiv abgeschnitten ist. Im Norden tritt lokal Spezialfaltung auf (bei 40 m; s. Abb. 3 u. 9). Dieser Abschnitt konnte zusammen mit den hangenden Kiessanden nahe der Autobahnbrücke detailliert aufgenommen werden (Abb. 10). Bemerkenswert ist am Nordrand der Kieslinse (bei 1 m) eine kleine Überschiebungsstruktur, bestehend aus zwei entgegengesetzt einfallenden Überschiebungen: Aus der Kieslinse ragt eine Kiesschuppe entlang einer Überschiebung in die hangenden Sande hinein, die am oberen Ende durch eine gegenfallende Überschiebung in einer sogenannten Fischschwanzstruktur abgelöst wird (DROZDZEWSKI 1979: 61; Abb. 10, roter Kasten). Diese tektonische Einengungsstruktur schränkt die Interpretation der Spezialfaltung im Liegenden der großen Kieslinse deutlich ein. Es handelt sich nicht um kryoturbate

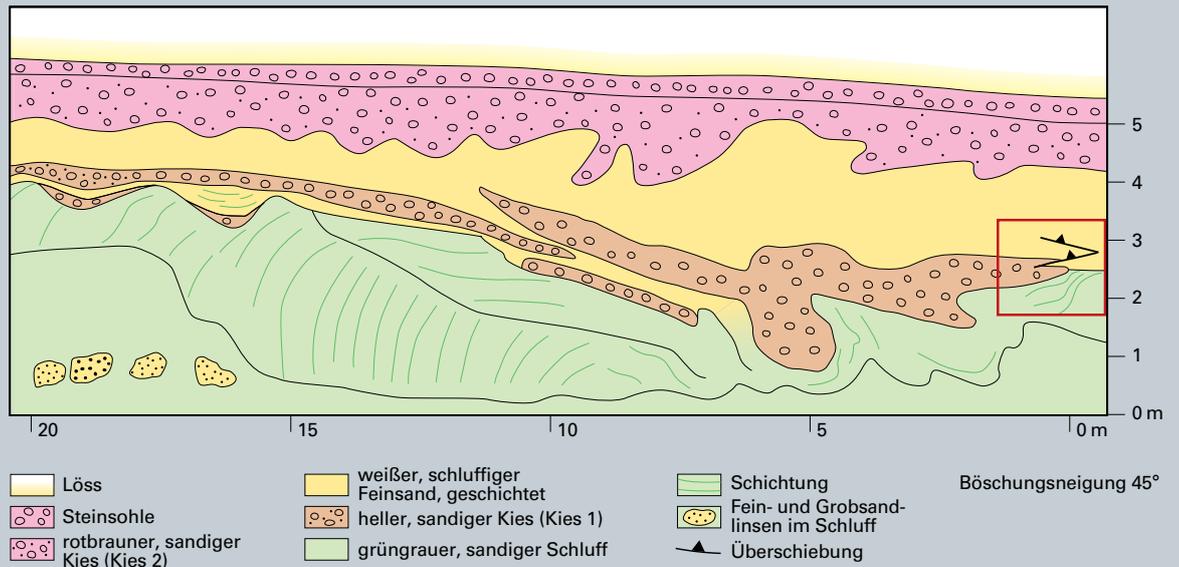


Abb. 10: Profilwand Altenbracht: glazitektonische Falten- und Überschiebungsstrukturen (0 – 20 m südlich der Brücke Altenbrachtweg)

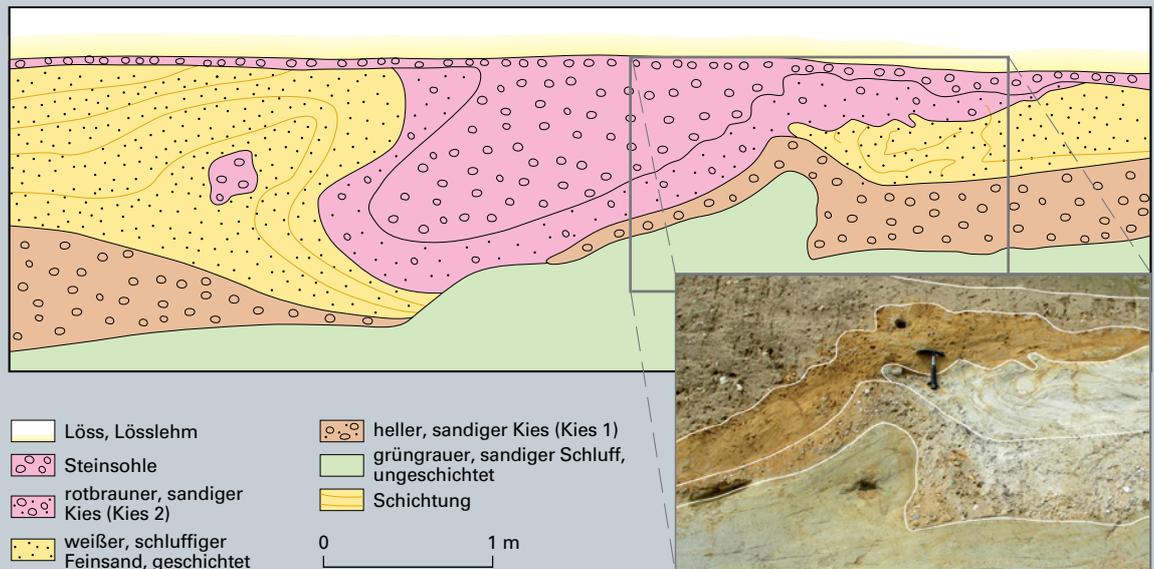


Abb. 11: Profilwand Altenbracht: nordvergente, glazigen deformierte, kryoturbate Kiessande und Feinsande (Aufschluss A 3, 40 m südlich der Brücke Altenbrachtweg)

5.2 Interpretationen

Die Böschungsaufschlüsse an der A 3 östlich von Ratingen liefern aufgrund von deformierten Schmelzwasserablagerungen erstmals konkrete Hinweise auf die Existenz eines bislang nur vermuteten Düsseldorf-Gletschers (THOME 1998: Abb. 59; SKUPIN & ZANDSTRA 2010: Taf. 2). Sie beruhen vor allem auf den Beobachtungen an der Autobahnböschung Altenbracht. Grundsätzlich unterscheidet man bei eiszeitlichen Sedimentdeformationen zwischen periglazialen Erscheinungen, wie Kryoturbation infolge von Frost-Tau-Wechseln, und glazigenen Verformungen, wie Stauchungen durch Gletschereis. An den Autobahnböschungen südlich des Schwarzbachtales wurden lediglich Eiskeilpseudomorphosen beobachtet, jedoch keine Stauchungen, wie sie an der Böschung Altenbracht nördlich des Schwarzbachtales auftreten (s. Abb. 2).

Die vielfältigen Strukturen in den Sedimenten der Böschung Altenbracht lassen neben periglazialen vor allem glazigene Deformationen erkennen. Grundsätzlich handelt es sich im vorliegenden Fall nach neuer Terminologie um Glazitektonite. Ausgangsgesteine sind umgelagerte Tertiär-Sedimente. Wegen der vielfach deutlich erhaltenen lithologischen Merkmale des Ausgangsmaterials handelt es sich hierbei um den Typ B-Glazitektonit (vgl. AG Geologie 2019).

Bislang gab es für den Düsseldorf-Gletscher in dieser räumlichen Ausdehnung keine direkten Belege. Gletscherschrammen auf Karbon-Sandsteinen und glazigene Sedimente wurden bislang nur aus dem Raum südlich von Duisburg (Saarner Mark), bei Ratingen-Lintorf und westlich von Essen-Kettwig beschrieben (THOME 1998; SKUPIN & ZANDSTRA 2010). Aus dem Digitalen Geländemodell weisen zusätzlich Nordost – Südwest verlaufende, schmale Geländerücken (z. B. Langer Berg und Stinkesberg, nördlich vom Blauen See in Ratingen sowie dort erkennbare gleichgerichtete Furchungen der Geländeoberfläche auf die Wirkungen von Gletschereis auch bis in die Ortslage von Ratingen hin. Die neuen Beobachtungen an der Autobahn A 3 mit dem Nachweis von Schmelzwasserablagerungen und glazigenen Stauchungen schließen eine deutliche Kenntnislücke über den südlichen Verlauf des Düsseldorf-Gletschers.

Nordische Geschiebe wurden bislang an der Autobahn A 3 nicht nachgewiesen. Sie wurden möglicherweise schon im Ursprungsgebiet des Düsseldorf-Gletschers, im Moerser Lobus, zurückgelassen (THOME 1998). Der Gletscher bewegte sich vermutlich über umgelagerte Sande der Grafenberg-Formation und über umgelagerte Höhenschotter, wie sie an der Böschung Altenbracht aufgeschlossen sind.

Der Ostrand des Gletschers lag nach den hier vorgestellten Befunden im Raum Ratingen im Bereich der Autobahn A 3. Dafür sprechen sowohl die glazigenen Sedimentdeformationen als auch die nach Osten abgeflossenen Schmelzwasserablagerungen. Erstaunlich für einen von Norden vorstoßenden Düsseldorf-Gletscher ist die stellenweise beobachtete Nordvergenz von Sedimentdeformationen im Aufschlussbereich. Sie hängt möglicherweise mit einem Rückstau des Gletschers am Nordrand der Anhöhen des Aaper Waldes in Düsseldorf zusammen. Die heute 40 – 60 m hohe Steilstufe des Aaper Waldes – aufgebaut aus Sanden der Grafenberg-Formation, auflagernder Hauptterrasse und stellenweise vorkommenden Tertiär-Quarziten – reicht mehrere Kilometer weit in die Niederrheinische Bucht hinein und war für den Gletscher vermutlich ein deutliches Hindernis.

6 Schlussfolgerungen

Die Analyse von Böschungsaufschlüssen an der Autobahn A 3 legt komplexe Sedimentumlagerungen im Bergischen Land nahe:

- Die ursprünglich weitverbreiteten marinen, oligozänzeitlichen Sedimente wurden im Miozän teilweise abgetragen und anschließend von pliozänzeitlichen Flussschottern einer vermutlich einzigen Höhenterrasse überlagert.
- Quartärzeitliche Hebungen und damit verbundene Bruchtektonik im Bereich des Bergischen Landes führten zur Erosion dieser Flussschotter und zu deren erneuter Ablagerung in unterschiedlichen Höhenniveaus bis an den Rand der Niederrheinischen Bucht. Die periglaziale Umlagerung der Schotter hatte ihre Vermischung mit Sanden der Grafenberg-Formation zur Folge. Eine Klassifizierung dieser umgelagerten Schotter als zeitlich verschieden alte Höhenterrassen ist folglich nicht gerechtfertigt.
- Im späten Quartär – während des Saale-Komplexes – näherte sich der Düsseldorfer Gletscher in vermutlich zwei Vorstößen den Bergischen Randhöhen. Dadurch kam es zur Ablagerung glazigener Sedimente und zu deren glazitektonischer Deformation.
- Als Ergebnis der quartärzeitlichen periglazialen (soliflukativen) und glazigenen Prozesse liegen heute am Bergischen Höhenrand offensichtlich mehrfach umgelagerte Sedimente vor. Sie können zusammenfassend als eiszeitlich umgelagerte Tertiär-Sedimente bezeichnet werden.

7 Dank

Wir danken Straßen NRW, das den Zugang zu den Baustellen gewährte, sowie MANFRED SCHLÖSSER, Münster, der bei Geröllanalysen behilflich war. Für die Erstellung der Abbildungen danken wir ULRIKE MITTLER. STEPHAN BECKER stellte uns seine Fotodokumentation der Böschung Altenbracht zur Verfügung, MATHIAS KNAAK setzte diese fotogrammetrisch in einen vertikalen, zusammenhängenden Schnitt um. Ihnen sei herzlich dafür gedankt. Alle genannten Personen sind, falls nicht anders angegeben, Mitarbeiterinnen und Mitarbeiter des Geologischen Dienstes Nordrhein-Westfalen.

8 Literatur

- AG Geologie (2019), Bearb. ROTHER, H.: Glazitektonik – In: AG Geologie der Staatlichen Geologischen Dienste [Hrsg.]: Geologische Kartieranleitung. Geogenetische Begriffsdefinitionen. – [online-Datenbank] – Stand der Bearbeitung: 17.06.2019, abgerufen am 06.04.2020 – [<https://www.geokartieranleitung.de/Fachliche-Grundlagen/Genese/Petrogenetische-Gesteinsbezeichnung/Lockergesteine/entry/47eba658-b84d-48f5-8c11-0208531cca48/mid/3427>].
- BREDDIN, H. (1928): Die Höhenterrassen von Rhein und Ruhr am Rande des Bergischen Landes. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **49**: 501 – 550, 11 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- DROZDZEWSKI, G. (1979): Grundmuster der Falten- und Bruchstrukturen im Ruhrkarbon. – Z. dt. geol. Ges., **130**: 51 – 67, 9 Abb. Hannover.
- HILTMANN, H. (1958): Allochthone Foraminiferen in den Neurather Sanden und in einem Zwischenmittel im Flöz Frimmersdorf. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **1**: 159 – 164, 1 Abb., 1 Taf.; Krefeld.
- HISS, M. (1999): Mikropaläozoologische Untersuchung, KB ME2, TK 25 Blatt 4707 Mettmann. – 3 S.; Krefeld – [Archiv GD NRW].
- KAISER, K. (1957): Die Höhenterrassen der Bergischen Randhöhen und die Eisrandbildungen an der Ruhr. – Sonderveröff. geol. Inst. der Univ. Köln, **2**: 39 S. 8 Abb., 5 Tab., 1 Kt.; Köln.
- 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]
- LANG, F.-G. (1993): Revisionskartierung von Blatt 4607 Heiligenhaus – Kartierbericht über den Südostteil des Blattes mit Beschreibung der Schichten. – 43 S.; Krefeld. – [GG 4607/031 – Unveröff.; Archiv GD NRW]
- LANG, F.-G. (1995): Das Niederbergische Land in der Tertiär- und älteren Quartärzeit. – Natur am Niederrhein, N. F., **10** (2): 86 – 88; Krefeld.
- PAECKELMANN, W. (1928): Erläuterungen zu Blatt 4708 Wuppertal-Elberfeld. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4708**: 91 S., 6 Abb., 3 Tab., 1 Kt.; Krefeld. – [2. Aufl. 1979]
- PAECKELMANN, W. (1936): Berichte über Neuaufschlüsse im Pleistozän und Karbon auf Blatt Heiligenhaus. – 19 S.; Krefeld. – [Unveröff.; Archiv GD NRW]
- PAECKELMANN, W.; ZIMMERMANN, E. (II) (1930): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Blatt (4707) Mettmann, Lfg. **234**: 84 S., 2 Taf.; Berlin (Preuß. Geol. L.-Anstalt). – [Messtischblatt 2719: Mettmann, 1894; Neuaufl. 1907]
- SCHLÖSSER, M. (2016): Bemerkungen zur Geröllführung, Altersstellung und Genese der Kiesschichten in einer Dolinenfüllung bei Hülsbeck in Heiligenhaus (Kr. Mettmann, NRW); Krefeld. – [Unveröff.; Archiv GD NRW]
- SCHLÖSSER, M. (2020): Zur Geröllführung umgelagerter Höhenterrassenschotter in einem Aufschluss an der Autobahn A 3 in Ratingen (Ortsteil Homberg-Bracht) und zur Definition vergleichbarer Sedimente im Niederbergischen Land. – scriptumonline, **13**: 19 S., 11 Abb.; Krefeld.
- SCHMIDT, K.-H. (1975): Geomorphologische Untersuchungen in Karstgebieten des Bergisch-Sauerländischen Gebirges: ein Beitrag zur Tertiärmorphologie im Rheinischen Schiefergebirge. – Bochumer geogr. Arb., **22**: XII + 170 S., 24 Abb., 17 Tab., 1 Kt.; Paderborn.
- SKUPIN, K.; ZANDSTRA, J. G. (2010): Gletscher der Saale-Kaltzeit am Niederrhein. – 116 S., 30 Abb., 16 Tab., 3 Bildtaf., 2 Taf. in d. Anl., 7 Anh.; Krefeld (Geol. Dienst NRW).
- THOME, K. N. (1998): Einführung in das Quartär: Das Zeitalter der Gletscher. – XVIII + 289 S., 205 Abb., 22 Tab., 1 Taf.; Berlin (Springer).
- VINKEN, R. (1959): Sedimentpetrographische Untersuchungen der Rheinterrassen im östlichen Teil der Niederrheinischen Bucht. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **4**: 127 – 170, 24 Abb., 11 Tab.; Krefeld.
- WEFELS, U. (1995): Ergebnis der Schwermineralanalysen von 32 Lockergesteinsproben aus 31 Schürfen. – TK 25: 4607 Heiligenhaus, U.-Bericht: 33 S., Krefeld. – [Unveröff.; Archiv GD NRW]

Impressum

Alle Rechte vorbehalten

scriptum^{online}

Geowissenschaftliche Arbeitsergebnisse aus Nordrhein-Westfalen

© 2020 Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen – Landesbetrieb –

De-Greif-Straße 195 · 47803 Krefeld · Postfach 10 07 63 · 47707 Krefeld

Fon 0 21 51 897-0 · poststelle@gd.nrw.de

www.gd.nrw.de

Satz und Gestaltung:

Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen

Für den Inhalt des Beitrags sind die Autoren allein verantwortlich.

scriptum^{online} erscheint in unregelmäßigen Abständen.

Kostenloser Download über www.gd.nrw.de

ISSN 2510-1331