

scriptum

Geowissenschaftliche

Arbeitsergebnisse
aus Nordrhein-Westfalen

online

20

Kristallin-, Vulkanit- und Sedimentärgerölle in den Haupt- und Mittelterrassenablagerungen des Rheins westlich von Krefeld

Von Klaus Skupin



Kristallin-, Vulkanit- und Sedimentärgerölle in den Haupt- und Mittelterrassenablagerungen des Rheins westlich von Krefeld

Von Klaus Skupin*

Jacob Gosse Zandstra (†) gewidmet

*Leipziger Str. 126, 47918 Tönisvorst

Zitierweise: SKUPIN, K. (2021): Kristallin-, Vulkanit- und Sedimentärgerölle in den Haupt- und Mittelterrassenablagerungen des Rheins westlich von Krefeld. – scriptumonline, **20**: 47 S., 5 Abb., 2 Tab., 9 Bildtaf.; Krefeld. – [https://www.gd.nrw.de/pr_bs_scriptumonline.htm (Stand 2/2020) – <scriptumonline-20_2021-9.pdf>

Inhalt

1	Vorbemerkungen	6
2	Geologischer und geomorphologischer Überblick	6
3	Untersuchungsgebiet	10
4	Vorkommen kristalliner, vulkanischer und sedimentärer Kiese und Blöcke	12
4.1	Schwalm-Nette-Gebiet	12
4.1.1	Südliche Kristallin-, Vulkanit- und Sedimentärgerölle aus dem Rhein-Maas-Einzugsgebiet	12
4.1.2	Kristallingerölle vermutlich nordischer Herkunft	14
4.2	Süchtelner Höhenzug	15
4.2.1	Südliche Kristallin-, Vulkanit- und Sedimentärgerölle aus dem Rhein-Maas-Einzugsgebiet	15
4.2.2	Kristallingerölle vermutlich nordischer Herkunft	16
4.3	Kempener Platte	18
4.3.1	Kieswerk Holcim Kies und Splitt GmbH, Tönisvorst	18
4.3.1.1	Südliche Kristallin- und Sedimentärgerölle aus dem Rhein-Maas-Einzugsgebiet	19
4.3.1.2	Kristallingerölle vermutlich nordischer Herkunft	22
4.3.2	Kieswerk Klösters, Kempen-Unterweiden	22
4.3.2.1	Südliche Kristallin- und Sedimentärgerölle aus dem Rhein-Maas-Einzugsgebiet	23
4.3.3	Bohrungen Krefeld-West	23
5	Diskussion der Untersuchungsergebnisse	25
6	Danksagung	30
7	Bohrungen	31
8	Tafeln	34
9	Literaturverzeichnis	43
	Impressum	47

Kurzfassung:

In den zwischen dem Süchtelner Höhenzug und Viersen-Boisheim verbreiteten Hauptterrassenablagerungen des Rheins wurden in den vergangenen Jahren bei Geländebegehungen wiederholt Gerölle aus Kristallin-, Vulkanit- und Sedimentärgesteinen gefunden. Sie bestätigen frühere Funde, die seit Anfang des 20. Jahrhunderts an verschiedenen Stellen in dieser Region gemacht wurden.

Die Vorkommen der Kristallingesteine befinden sich zum Teil über 20 km vom saalezeitlichen Eisrand entfernt, der sich zwischen Krefeld und Nijmegen (Niederlande) über eine Länge von ca. 70 km erstreckte und dort heute durch teilweise mächtige Stauchmoränenzüge und deren Sander gekennzeichnet ist. Aufgrund ihrer großen Entfernung vom Rand der Stauchmoränen, z. B. dem Schaephuysener Höhenzug, sind die Kristallingesteine daher kaum als glazifluviatile Relikte eines saalezeitlichen Sanders anzusehen. Möglicherweise aber bildete der Süchtelner Höhenzug einen natürlichen Damm, der zur Bildung eines Eisstausees führte. Im Laufe der Zeit könnte der Damm an verschiedenen Stellen durchbrochen worden sein, sodass nordische Kristallingerölle aus der Saale-Zeit eventuell, eingeschlossen in Eisschollen, über den Eisrand hinaus südwestlich des Süchtelner Höhenzuges verbreitet wurden. Ansonsten müssen die nordischen Kristallingerölle jenseits des Süchtelner Höhenzuges als Anzeichen einer präsaalezeitlichen Vereisung angesehen werden. Möglicherweise stammen sie auch von einem cromerzeitlichen „Urstrom“ aus Norden.

Für die Vulkanit- und Sedimentärgerölle sowie für einen Großteil der in den Hauptterrassen nachgewiesenen Kristallingesteine kommt jedoch nur eine südliche Herkunft aus dem Einzugsgebiet des Rheins in Betracht. Funde von südlichen Kristallingesteinen, z. B. aus dem Schwarzwald oder den Vogesen, sind schon seit Langem aus den Hauptterrassen von Rhein und Maas im Bereich der Niederrheinischen Bucht und von Südlimburg bekannt. Dort wurden sie während des frühen Unterpleistozäns (Prätegelen bis Tegelen) von Rhein und Maas gesondert oder zusammen mit anderer Geröllfracht als Mischschotter abgelagert. Im weiteren Verlauf des Unter- und Mittelpleistozäns (Eburon-Komplex bis Elster-Kaltzeit) wurden sie im Bereich des Rheinischen Schiefergebirges beim Einschneiden des Rheins aufgearbeitet, umgelagert und danach in den Jüngeren Hauptterrassen des Niederrheins erneut sedimentiert. Später wurden die Kristallingerölle aus den Jüngeren Hauptterrassen aufgearbeitet und in den Älteren und Jüngeren Mittelterrassen des Niederrheins abgelagert.

Abstract:

In the course of field investigations during the past few years, pebbles of crystalline, volcanic and sedimentary rocks have been found to occur repeatedly within main terrace deposits of the River Rhine, which are widespread in the area between the Süchteln Ridge and Viersen-Boisheim. This confirms earlier findings that have been made in various places in this region since the beginning of the 20th century.

The crystalline rocks sometimes occur more than 20 km away from the maximum extent of the Saale-Age ice sheet, which stretched between Krefeld and Nijmegen (Netherlands) over a distance of approximal 70 km, and which today is characterized by partially thick push moraines (Stauchmoräne) and their ice contact sediments (Sander). Due to their considerable distance from the edge of the push moraines, e.g., the Schaephuysen Ridge, these crystalline rocks can therefore hardly be regarded as glaciofluvial relicts of a Saale period outwash plain. It is possible, however, that the Süchteln Ridge formed a natural barrier that led to the formation of an ice-dammed lake. Over time, this barrier might have been cut through in several places. Hence, this could have led to the spread of Nordic crystalline debris across the Süchteln Ridge through their incorporation and transport in ice floes. Otherwise, the Nordic crystalline rocks beyond the Süchteln Ridge must be considered as

an indication of pre-Saale Period glaciation, or they may have been transported from the north by a Cromer Period glacial river.

For the volcanic and sedimentary pebbles as well as for a large part of the crystalline rocks located within the main terrace deposits, however, only a southern origin from the Rhine catchment area can be considered. Findings of southern crystalline rocks, e.g., from the Black Forest or the Vosges, have long been known from the main terrace deposits of each the Rhine and the Meuse in the area of the Lower Rhine Bay as well as in South Limburg. In both areas crystalline rocks were deposited during the early Lower Pleistocene (Pretegelen to Tegelen) by either the Rhine or the Meuse separately, or as mixed gravel along with other debris. During degradation of the Rhine in the further course of the Lower and Middle Pleistocene (Eburon Complex to Elster Period), such crystalline rocks were recycled, relocated and then resedimented within the younger main terraces of the Lower Rhine, in the area of the Rhenish Massif. At a later time, crystalline pebbles of the younger main terraces were again recycled and deposited within the older and younger middle terraces of the Lower Rhine.

Schlüsselwörter:

Quartär, Pleistozän, Niederrhein-Mittelterrassen-Formation, Niederrhein-Hauptterrassen-Formation, Kristallingerölle, Sedimentärgerölle, Vulkanitgerölle, nordische Herkunft, südliche Herkunft, Rhein-Maas-Einzugsgebiet

Keywords:

Quaternary, Pleistocene, Niederrhein-Mittelterrassen Formation, Niederrhein-Hauptterrassen Formation, crystalline pebbles, sedimentary pebbles, volcanic pebbles, Nordic provenance, southern provenance, Rhine Meuse catchment area

Trotz wiederholter Untersuchungen
war es bisher nicht möglich,
aus den zum ältesten Diluvial gestellten Ablagerungen
ein sicheres nordisches Geschiebe zu erhalten.
ALBERT STEEGER (1925: 9)

1 Vorbemerkung

Die auf KLOSTERMANN (1992) beruhende Terrassengliederung der Niederrheinischen Bucht wurde durch JANSEN & SCHOLLMAYER (2009, 2014) und SKUPIN & SCHOLLMAYER (2017) überarbeitet. Gleichzeitig hat SCHOLLMAYER (2014a, 2014b, 2014c) die Terrassenabfolge für die online-Datenbank LithoLex in eine Niederrhein-Haupt-, -Mittel- und -Niederterrassen-Formation untergliedert. Bis auf die stratigraphische Stellung der Jüngeren Hauptterrassen sowie der Tegelen-Schichten wurden diese Neugliederungen in die Rahmenlegende der integrierten geologischen Landesaufnahme des GD NRW übernommen (s. Kap. 2: Tab. 1).

Dieser wird im Text gefolgt. Ausnahmen sind durch entsprechende Literaturverweise kenntlich gemacht. Stellenweise werden als übergeordnete Einheiten die Formationsgliederungen aus LithoLex benutzt.

2 Geologischer und geomorphologischer Überblick

Vergleicht man die Erhebung des Süchtelner Höhenzuges – auch Süchtelner Höhen genannt – mit denen entlang des linken Niederrheins, so ist auf den ersten Blick eine auffallende Ähnlichkeit zwischen den Geländeformen gegeben. Ihre Genese ist jedoch unterschiedlich. Bei den wallartigen Anhöhen im Raum Krefeld – Egelsberg, Hülser Berg, Schaephuysener Höhenzug – handelt es sich um Stauchendmoränenreste am Rande des saalezeitlichen Inlandeises. Der Süchtelner Höhenzug ist demgegenüber aus marinen Schichten des Oberoligozäns (Grafenberg-Formation) mit einer gering mächtigen Bedeckung aus Sedimenten der Niederrhein-Hauptterrassen-Formation aufgebaut (Ältere Hauptterrassen und Schotter d der Tegelen-Schichten nach SKUPIN & SCHOLLMAYER 2017; vgl. Tab. 1). Sie wurden durch tektonische beziehungsweise erosive Vorgänge zu dem jetzigen Nordnordwest – Südsüdost verlaufenden Höhenzug herausmodelliert. Hierbei wird die Geländekante an seiner Westseite durch das Absinken der Venloer Scholle entlang des Viersener Sprungs, der Geländeabfall an seiner Ostseite durch das Einschneiden des Rheins und seiner Nebenflüsse, wie zum Beispiel der Niers, hervorgerufen (vgl. Abb. 1). Ein weiterer Hinweis auf eine nichtglaziale Entstehung ist das völlige Fehlen von Vereisungsspuren wie nordische Geschiebe oder Stauchungsstrukturen im Inneren des Höhenzuges (THOME 1984: 51; KLOSTERMANN 1985: 7). Die fluviatilen Deckschichten der Niederrhein-Hauptterrassen-Formation enthalten unter anderem Driftblöcke aus dem Hohen Venn sowie Feuersteine und zeigen, dass sie von einem gemeinsamen Rhein-Maas-Flusssystem aufgeschüttet wurden (BOENIGK 1970, 1978; BRUNNACKER 1980; MONREAL 1959a, 1959b; SKUPIN & SCHOLLMAYER 2017).

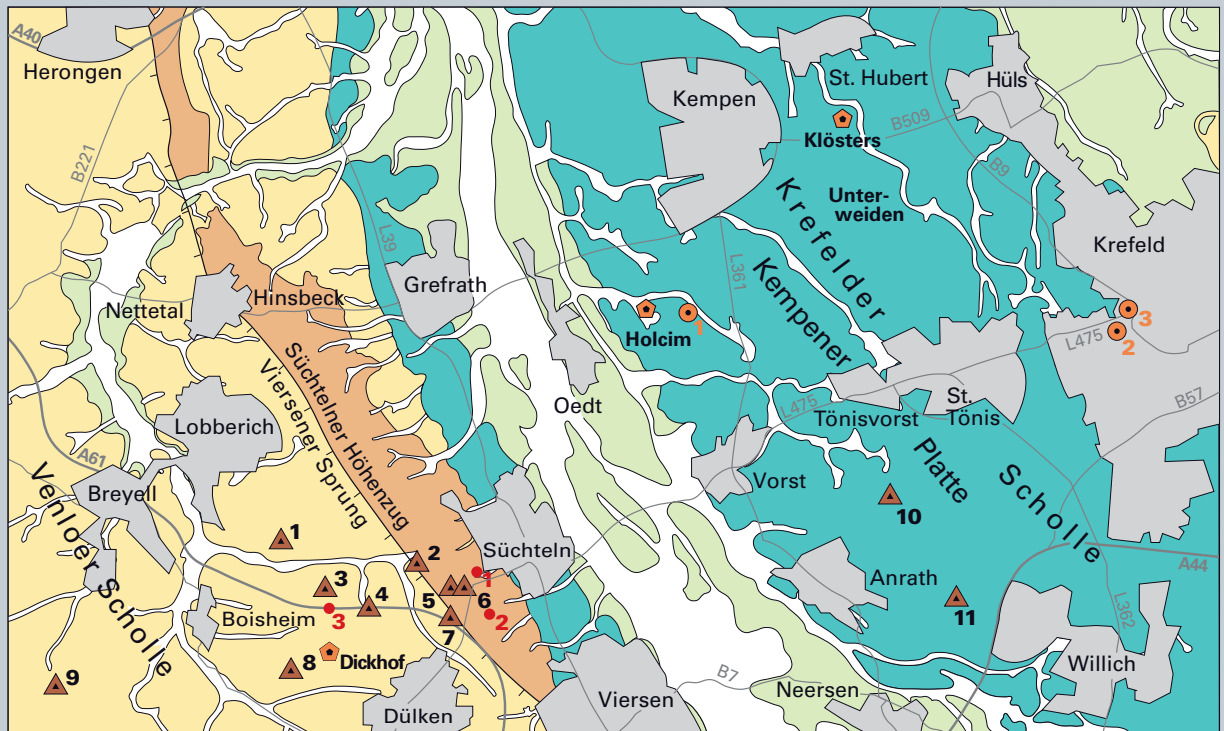
Tab: 1 Gliederung des Pleistozäns mit Vorkommen nordischer kristalliner Leitgeschiebe

Alter in Tausend Jahren vor heute*	Serie	Nordwestdeutschland	Niederlande		Sedimente mit kristallinen Leitgeschieben aus Fernoskanden und Kristallineröhlen südlicher Herkunft	Terrassengliederung in der Niederrheinischen Bucht				BOENIGK & FRECHEN (2006)					
			ZAGWUN (1985), modifiziert nach www.dinoloket.nl/stratigrafische-nomenclator	www.dinoloket.nl/stratigrafische-nomenclator		KLOSTERMANN (1992)	JANSEN & SCHOLLMAYER (2009, 2014)	GD NRW, integrierte geologische Landesaufnahme – Rahmenlegende	SKUPIN & SCHOLLMAYER (2017)		Litho-Lex**				
11,7 115 126 300 320 780	Oberpleistozän	Weichsel-Kaltzeit	Krefenheye-Fm.	Weichselium				Jüngere Niederterrasse		yLT	Moers-Interglazial				
				Eemium				Ältere Niederterrasse		oLT					
				Saallium	Moränen u. glazifl. Ablag.			Schichten von Weeze	Weeze-Schichten	Eem-Schichten		***			
		Elster-Kaltzeit	Urk-Formation (Rhein) Beegden-Formation (Maas)	Holsteinium?	Mittlere Mittelerrasse	Mittlere Mittelerrasse						MT 6	Kempen-Kreide-Schichten		
														MT 5	
														MT 4	
	Mittelpleistozän	Cromer-Komplex	Sterkseel-Formation	* Cromerium	Intergl. IV						MT 3	Frimmersdorf-Intergl. Niederaussem-Interst.			
					Glacial C	glazifl. Ablagerungen							MT 2		
					Intergl. III								MT 1		
		Unterpaleozän	Menap-Komplex	Waalre-Formation	Peize-Fm.								UT 4	Frechen-Interglazial	
															UT 3
															UT 2
	Bavel-Komplex	Sterkseel-Formation	Sterkseel-Zone	Glacial B				Jüngere Hauptterrassen		UT 4					
				Intergl. II	Weert-Zone	Jüngere Hauptterrassen	Jüngere Hauptterrassen	1 – 4	UT 3						
				Glacial A	Woensel-Zone	Ältere Hauptterrassen	Ältere Hauptterrassen	1 – 4	UT 2						
				Intergl. I								UT 1			
				Dorst-Gl. Leerdam-Igl. Linge-Gl. Bavel-Igl.	Bavelium	Sterkseel-Zone		Ältere Hauptterrassen	Ältere Hauptterrassen	1 – 4	UT 1	Rhein	Maas		
				Menapium											

* Nach Deutsche Stratigraphische Kommission 2016 und BITTMANN et al. 2018

** SCHOLLMAYER 2014 a, 2014 b, 2014 c
*** bislang nicht in LithoLex definiert

Abb. 1: Lage der (ehem.) Abgrabungen, Bohrungen und Geröllfundpunkte



▲ Geröllfundpunkte

- 1 Kölsheimer Pöschen
- 2 Hof Thobrock
- 3 Rennekoven-Buscherhöfe
- 4 Nettetal-Rennekoven
- 5 Gasthof Krus
- 6 Süchteln-Schmansend
- 7 Nothofer'sche Sandgrube
- 8 Boisheim
- 9 Happelter Heide
- 10 Waldlind
- 11 Holterhöfe

- 🏠 Abgrabung
- ehem. Abgrabung:
 - 1 Freudenberg
 - 2 Bong
 - 3 Kempkens

- 📍 Bohrung mit Nr. in Kapitel 7

↘ Verwerfung (Abschiebung)

□ Ablagerungen in Bach- und Flusstälern, Auenlehm, Niedermoor

□ Niederterrassen, ungegliedert

■ Jüngere Mittelterrassen

■ Jüngere Hauptterrassen

■ Tertiär, Oligozän, mit Resten von Niederrhein-Hauptterrassen-Formation (Tegelen-Schichten)

Quartär

In scheinbarem Widerspruch dazu stehen wiederholte Funde von Geröllen aus Kristallingesteinen, die in den letzten Jahren in den Schottern der Jüngerer Hauptterrassen zwischen dem Westrand des Süchtelner Höhenzuges, den Viersener Ortsteilen Dülken und Boisheim sowie im Schwalm-Nette-Gebiet gemacht wurden (Abb. 1). Sie decken sich mit den Angaben von QUAAAS (1917: 28), der über Funde von Gneisen und Graniten aus den Schichten der Niederrhein-Hauptterrassen-Formation in den ehemaligen Kiesgruben westlich von Viersen-Süchteln (Bong), der ehemaligen Formsandgrube Nothofer und am Süden des Süchtelner Höhenzuges südlich von Viersen (Helenabrunn) berichtet. Er bringt sie mit einer älteren Vereisung in Zusammenhang. Nach den Untersuchungen von STEEGER (1925: 12) sind sie dabei meist auf die obersten Lagen der Sedimente beschränkt. Hinzu kommen Funde von Kristallingesteinen im Bereich der Kempener Platte aus den im Raum Tönisvorst-Vorst – Grefrath-Oedt – Kempen-Unterweiden anstehenden und im Untergrund vorkommenden Sedimenten der Jüngerer und Älteren Mittelterrassen der Niederrhein-Mittelterrassen-Formation. Zwischen diesen lagern die Holstein-Schichten (Krefeld-Schichten im Sinne von JANSEN & SCHOLLMAYER 2009, 2014; vgl. Tab. 1). Kiesreiche Einschaltungen an ihrer Basis werden von DE JONG (1956) und MAARLEVELD (1956) als „glazifluviatile“ Ablagerungen gedeutet. Nordische Kieskomponenten aus dem Niveau der Niederrhein-Mittelterrassen-Formation sind seit Langem aus dem Raum Arcen im deutsch-niederländischen Grenzgebiet bekannt. Die dort vorhandenen klinopyroxenreichen, schwach braune Hornblende führenden Sande (Lingsfort-Member; vgl. Tab. 1) wurden von Zonneveld (1956) erstmals mit den Älteren Mittelterrassen des Rheins verknüpft, der zu dieser Zeit weiter im Westen verlief. Diese Ausdehnung ist durch die Zunahme des Schwerminerals Saussurit in den Schottern der Älteren Mittelterrassen bei Kevelaer-Twisteden belegt, was für eine Zunahme des Rheineinflusses in diesem Raum spricht (ZONNEVELD 1956: 397). Nach der niederländischen Gliederung wird das Lingsfort-Member als tiefster Teil der Urk-Formation in den Cromer-Komplex gestellt und damit mit einem mittelpleistozänen Eisvorstoß in Verbindung gebracht (Cromer-C-Glazial; ZAGWIJN & STAALDUINEN 1975; ZAGWIJN 1989).

Der Nachweis von Kristallin- und Vulkanitgeröllen südlicher Herkunft in den Haupt- und Mittelterrassen des näheren und weiteren Untersuchungsgebietes (vgl. STEEGER 1925: 44, 1928: 6) und entsprechende Funde am südlichen Niederrhein (KOWALCZYK 1969; SCHNÜTGEN 1974) sowie im Südlimburger Raum (VAN STRAATEN 1946; MAARLEVELD 1956; VAN BALEN et. al. 2002) deuten in diesem Zusammenhang jedoch darauf hin, dass die fluviatilen Kiese von Rhein und Maas stammen und keinesfalls nordischen Ursprungs sind. Dafür spricht unter anderem die Tatsache, dass die aus Süden herantransportierten Kristallin- und Vulkanitgerölle außen meist matt und deutlich gebleicht sind, während bei den durch Eis transportierten nordischen Kristallingeschieben die ursprüngliche Farbe im Allgemeinen erhalten und frisch ist. Ausnahmen bei den südlichen Geröllen bilden naturgemäß die Gesteine aus den nahe gelegenen Vulkanitvorkommen, wie etwa die Trachyte des Siebengebirges.

In der vorliegenden Arbeit wird nun versucht, mithilfe petrographischer und gieschiebekundlicher Untersuchungen mehr über die Herkunft und Genese der Kiese und Blöcke zu erfahren. Einige der größeren Gesteine wurden dabei zur besseren Dokumentation im Labor des Geologischen Dienstes NRW, Krefeld, gesägt, geschliffen und poliert.

3 Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich von Nettetal bis Viersen im Westen über den Süchtelner Höhenzug bis Krefeld und Willich im Osten (vgl. Abb. 1). In dem auf der Venloer Scholle gelegenen Raum westlich des Süchtelner Höhenzuges bilden die Jüngeren Hauptterrassen 2 und 3 (s. Tab. 2) der Niederrhein-Hauptterrassen-Formation eine ausgedehnte, überwiegend landwirtschaftlich genutzte Verebnung. Die Terrassenablagerungen nehmen nach Westen hin, im Bereich der Venloer Scholle, rasch an Mächtigkeit zu und werden dort von jüngeren Sedimenten, insbesondere von Jüngerem Löss und Lössfließerden der Weichsel-Kaltzeit, überlagert (KLOSTERMANN 1983). Der Geländeabfall vom Süchtelner Höhenzug in die Ebene ist durch senkrecht dazu verlaufende kleine Bachtäler, in denen sich kolluviales Material abgesetzt hat, morphologisch schwach gegliedert (SKUPIN et al. 2008).

Der auf der Krefelder Scholle gelegene Süchtelner Höhenzug ist ein schmaler, lang gezogener, überwiegend bewaldeter Höhenrücken, der sich am Nordostrand der Niederrheinischen Bucht nach Nord-nordwesten von Viersen über Nettetal-Hinsbeck bis Herongen erstreckt und mit 87 m ü. NHN das östlich und westlich anschließende Gelände um jeweils 20 – 30 m überragt (Abb. 1).

Sein Kern besteht aus marinen Feinsanden der Grafenberg-Formation (Tertiär, Oberoligozän). Diese wurden früher in großen Gruben, beispielsweise in der Freudenberg'schen Sandgrube am Karlsberg (vgl. Abb. 1), als Putz- und Mauersand abgebaut. Die Gesteine lieferten eine reiche Fauna (QUAAS 1910, 1917; ROTHAUSEN 1958; SCHÜRMAN 1958; SKUPIN 2021; STRAUCH 1968). Über der tertiären Schichtenfolge bilden die Reste der Niederrhein-Hauptterrassen-Formation (Ältere Hauptterrassen u. Schotter d der Tegelen-Schichten) eine dünne, lückenhafte Decke (MONREAL 1959 a: Abb. 4; THOME 1984; KLOSTERMANN 1992: Taf. 1; SKUPIN & SCHOLLMAYER 2017).

Östlich des Süchtelner Höhenzuges und der Niederterrassen der Niers befindet sich die von Löss bedeckte Verebnung der Kempener Platte mit den Schichten der Niederrhein-Mittelterrassen-Formation, insbesondere der Jüngeren Mittelterrasse 2 nach JANSEN & SCHOLLMAYER (2009, 2014) beziehungsweise der Unteren Mittelterrasse 4 im Sinne von KLOSTERMANN (1992; vgl. Tab. 1). Darunter lagern die Holstein-Schichten sowie die Schotter der Älteren Mittelterrasse 4 im Sinne von JANSEN & SCHOLLMAYER (2009, 2014) (= Rinnenschotter) der Elster-Kaltzeit. Die Basis bilden wiederum Gesteine der Grafenberg-Formation.

Tab. 2: Stratigrafische Gliederung und Petrographie der Hauptterrassen

Nordwestliche Niederrheinische Bucht									
Paläomagnetik	Nordwest-deutschland	Niederlande*	SKUPIN & SCHOLLMAYER (2017)	GD NRW**	BOENIGK (1978)	Schottertyp (SCHNÜTGEN 1974)	Petrographie	Schwerminerale	besondere Merkmale
BRUNNES	Mittelpleistozän	Cromer-Komplex	JHT 3	Jüngere Hauptterrassen	Hauptterrasse 3	Q-3-Typ der Rheinfazies	Mittel- u. Feinkies mit Grobkieslagen, braun; typische Einschaltungen von Feinsand-, Schluff- u. Tonlagen	Epidot, grüne u. braune Hornblende, Alterit, etwas Klinopyroxen	am Topp fossile Bodenbildung (Rosttyp), QZ: < 45 %
			JHT 2		Hauptterrasse 2	Q-2-Typ der Rheinfazies	Wechselfolge von grobem Kies u. Sand, insgesamt jedoch feiner als JHT 1; im untersten Teil Blocklage mit Driftblöcken, meist intensive Schrägschichtung	Alterit, Epidot, Saussurit	QZ: 45 – 55 %
A	A	Bavel-, Menap-, Wat-, Eburon-Komplex	JHT 1		Tegelen-Schichten	Hauptterrasse 1 mit Tonhorizont E	Q-1-Typ der Rheinfazies	Mittel- u. Grobkies mit Sandlagen u. Tonlinsen geringer lateraler Ausdehnung	Epidot-Alterit-Spektrum
			Tonhorizont D			graue, feinsandige Schluffe oder Ton mit reicher Fauna u. Flora	Granat, Epidot, Alterit, grüne Hornblende	Linsen- oder Rinneinfüllung am Topp von Schotter d	
M	Unterpleistozän	Tegelen-Komplex	Tegelen-Schichten	Tegelen-Schichten	Schotter d	Maasschotter	Wechselfolge von gelbbraunem Mittel- u. Grobkies mit grüngrauem Sand, Erosionsdiskordanzen mit Blocklagen u. Driftblöcken	Epidot, Alterit, metamorphe Schwerminerale	QZ: 50 – 60 % Feuersteinzahl: bis 25 Kristallgesteine
A					Tonhorizont C		tonig-feinsandiger Schluff oder Ton, grüngrau-blau-grau, Kalkkonkretionen	Granat, Epidot, Alterit, grüne Hornblende	weite Verbreitung
Y	T	Tegelen-Komplex	Tegelen-Schichten	Tegelen-Schichten	Schotter c	Rhein-Maas-Mischschotter	Grob- u. Mittelkies mit Feinkieslagen, stellenweise lagig angereicherte Tongerölle	Granat, Epidot, Alterit, mehr grüne Hornblende	QZ: 60 %
U					Tonhorizont B2		grün- bis dunkelgrauer, schluffiger Ton, durch Sand feingeschichtet, Pflanzenreste	Epidot, Alterit, Granat, grüne Hornblende	gering mächtig, in eng begrenzten Rinneinfüllungen
A	M	Pätegel-Komplex	Altere Hauptterrassen	Altere Hauptterrassen	Schotter b2	Rhein-Maas-Mischschotter	Grob- u. Feinkies mit auffallend niedrigem Quarzgehalt; am Topp vermehrt Schlufflagen u. Tongerölle	Epidot, grüne Hornblende, z. T. Granat	weite Verbreitung u. teilweise größere Mächtigkeit
A					Tonhorizont B1		grauer bis graugrüner Ton, kalkig	Granat, Epidot, grüne Hornblende	QZ: 70 %
GAUSS	Pliozän	Scaldisium	Kieseloolith-Formation	Kieseloolith-Formation	Tonhorizont A Reuver	Kieseloolith-Schotter	Mittelsand mit Kiesschnüren, mit umgelagerten Holzstücken, Schluff- und Tonbrocken sowie Toneisensteingeoden	Granat, Epidot, grüne Hornblende, Alterit	QZ: 70 %
									Turmalin, Zirkon, Flutit, Anatas

* www.dinoloket.nl/stratigrafische-nomenclator
 ** Integrierte geologische Landesaufnahme - Rahmenlegende

4 Vorkommen kristalliner, vulkanischer und sedimentärer Kiese und Blöcke

Bei den Kiesen und Blöcken aus dem westlichen Teil des Untersuchungsgebietes – dem Schwalm-Nette-Gebiet und dem Bereich des Süchtelner Höhenzuges – handelt es sich im Wesentlichen um Lesesteinfunde auf den Älteren und Jüngeren Hauptterrassen und dem Schotter der Tegelen-Schichten (SKUPIN & SCHOLLMAYER 2017; vgl. Tab. 1). Im östlichen Teil des Untersuchungsgebietes – dem Bereich der Kempener Platte – wurde neben Streufunden auf den Jüngeren Mittelterrassen, insbesondere der Jüngeren Mittelterrasse 2 (JANSEN & SCHOLLMAYER 2009; Krefelder Mittelterrasse im Sinne von KLOSTERMANN 1992) vor allem das kiesige Baggergut von zwei Abgrabungen im Raum Vorst und Kempen untersucht. Dort sind auch die unterlagernden Schotter der Älteren Mittelterrasse 4 im Sinne von JANSEN & SCHOLLMAYER (2009, 2014) (= Rinnenschotter) der Elster-Kaltzeit aufgeschlossen (vgl. Tab. 1). Die Vorkommen von südlichen kristallinen und teilweise auch vulkanischen und sedimentären Leitgesteinen aus dem Rhein-Maas-Einzugsgebiet beziehungsweise solche nordischen Ursprungs sind dabei jeweils äußerst selten.

4.1 Schwalm-Nette-Gebiet

Im Schwalm-Nette-Gebiet, westlich des Süchtelner Höhenzuges, wird der Untergrund überwiegend von den Ablagerungen der Jüngeren Hauptterrassen 2 und 3 (vgl. Tab. 2) aufgebaut. Mit einer Breite von bis zu 60 km und einer durchschnittlichen Mächtigkeit von etwa 10 m bilden die Terrassen zwischen Düsseldorf und Geilenkirchen den mächtigsten Schüttungskörper des Mittelpleistozäns in der Niederrheinischen Bucht (BOENIGK 1978; BOENIGK & FRECHEN 2006: 562; vgl. Tab. 2). Sie liegen im Allgemeinen diskordant über den stärker sandigen und tonigen Tegelen-Schichten. Bei den darunter liegenden Ablagerungen der Älteren Hauptterrassen (auch Prätegelen-Schichten n. KLOSTERMANN 1992) handelt es sich nach BOENIGK (1978: 162) um eine Abfolge aus sandigem Kies mit unterschiedlich hohen Anteilen von Rhein- und Maasschottern, die den wechselnden Einfluss der beiden Flüsse in dieser Region widerspiegeln.

4.1.1 Südliche Kristallin-, Vulkanit- und Sedimentärgerölle aus dem Rhein-Maas-Einzugsgebiet

Kristallingerölle: In der Gemarkung Nettetal-Rennekoven (R²⁵22 500, H⁵⁶⁸² 600; TK 25: Blatt 4703 Schwalmtal) fanden sich nordöstlich der Überführung der Kreisstraße K 24 über die Autobahn A 61 auf einem Acker drei gut abgerollte, plattige Kiese aus Kristallingesteinen. Hierbei handelt es sich

1. um einen wenige Zentimeter großen, stark abgerundeten, feinkörnigen, streifigen, rötlichen Gneis unbekannter Herkunft (Taf. 1a: Abb. 1)
2. um einen 8 x 6 cm großen, stark abgerundeten, teilweise abgeplatteten, hellgrauen Gneis unbekannter Herkunft mit vielen kleinen gelben Feldspateinsprenglingen (Taf. 1a: Abb. 2) und
3. um das stark abgerollte Stück eines feinkörnigen, plagioklasreichen, bunten Gneisgranits, der einige Volumenprozent Titanomagnetit enthält (Taf. 1a: Abb. 3). Die Körnchen sind jeweils von einem weißen Saum aus Leukoxen, einer Umwandlungsbildung von Titanmineralen, umgeben. Aufgrund dieser Zusammensetzung dürfte das Stück aus den Vogesen stammen (freundl. Mitt. W. WIMMENAUER, Freiburg).

Hellrote Granite, die in früherer Zeit wenig nördlich des Untersuchungsgebietes beim Bahnhof Lobberich (R ²⁵19 000, H ⁵⁶86 880; TK 25: Blatt 4603 Nettetal) ca. 3 m unter der Geländeoberfläche in den Kiesen der Jüngeren Hauptterrassen gefunden wurden, werden von STEEGER (1928: 6) ebenfalls als südlich eingestuft und jeweils als Anlieferung des Rheins angesehen. Dafür sprechen auch die Beobachtungen von SCHLÜTER (1897: 498), der in den Schottern des Rheins bei Bonn über 20 Granitgerölle fand.

Vulkanitgerölle: In der Abgrabung Theo Lücker, Viersen-Hausen (R ²⁵25 100, H ⁵⁶77 300; TK 25: Blatt 4704 Viersen), wurden in den Schichten der Jüngeren Hauptterrassen 2 und 3 einzelne kleine gerundete Stücke eines bräunlichen Keratophyrs nachgewiesen, der vermutlich aus dem Siebengebirge stammt. Im Bereich Sassenfeld am Westrand von Lobberich wurde von SCHLÜTER (1897) des Weiteren das Stück eines kambrischen, porphyroiden Gesteins nachgewiesen, das er mit der Lokalität Mairus in den französischen Ardennen zwischen Deville und Laifour am Ufer der Maas in Verbindung bringt (VALLÉE POUSSIN & RENARD 1876).

Sedimentärgerölle: Im Aufschluss der Abgrabung Dickhof (R ²⁵22 100, H ⁵⁶81 300; TK 25: Blatt 4703 Schwalmtal), ca. 750 m nordwestlich von Viersen-Dülken, fanden sich in den Sanden und Kiesen der Jüngeren Hauptterrassen 2 und 3 nur wenige größere Steine und Blöcke von Quarzen und Quarziten sowie einzelne Buntsandstein-Blöcke aus dem Rhein-Maas-Einzugsgebiet. Die Jüngeren Hauptterrassen 2 und 3 sind dort bis zu 14 m mächtig und bestehen aus mehreren Schüttungskörpern unterschiedlicher Korngrößenzusammensetzung (SKUPIN & SCHOLLMAYER 2017). Eine Vorstellung von der dort anstehenden Schichtenfolge gibt Abbildung 2.

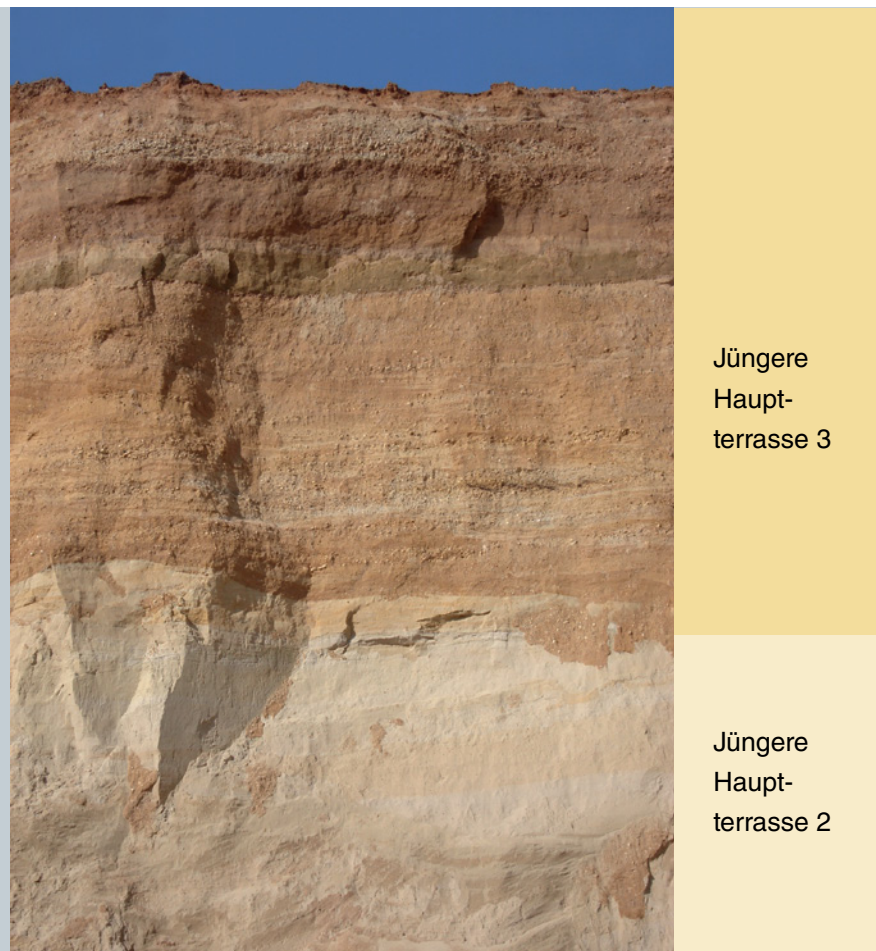


Abb. 2: Jüngere Hauptterrassen 2 und 3; Abgrabung Dickhof (R ²⁵22 100, H ⁵⁶81 300; TK 25: Blatt 4703 Schwalmtal), ca. 750 m nordwestlich von Viersen-Dülken

Als charakteristische Oberflächenfunde sind aus dem Bereich Kölshheimer Pöschen (R ²⁵20 700, H ⁵⁶84 000; TK 25: Blatt 4703 Schwalmthal; vgl. Abb. 1) westlich von Süchteln-Dornbusch Gesteinsstücke von devonischem Massenkalk zu nennen. Außerdem wurden dort und im Bereich Rennekoven-Buscherhöfe (R ²⁵21 600, H ⁵⁶83 000; TK 25: Blatt 4703 Schwalmthal) Hydrobien-Kalke aus dem Untermiozän des Mainzer Beckens angetroffen (vgl. Kap. 4.3.2.1). Ihr zahlreiches Auftreten sowohl im Bereich des Schwalm-Nette-Gebietes als auch auf dem Süchtelner Höhenzug ist nach SCHLÜTER (1897: 499) dabei nicht auf eine natürliche Anlandung durch den Rhein zurückzuführen, sondern dadurch begründet, „dass der Kalk aus dem Mainzer Tertiärbecken per Schiff nach Uerdingen gebracht und an die umliegenden Ortschaften verkauft und nachfolgend von den Bauern zur Verbesserung des Bodens auf die Äcker gefahren wurde.“

Auf dem Gelände Rennekoven-Buscherhöfe wurde des Weiteren das Geröll eines unter- beziehungsweise mitteldevonischen Gedinne- oder Vicht-Konglomerates aus dem Hohen Venn nachgewiesen (Bestimmung: M. SALAMON, Geol. Dienst NRW, Krefeld). Seine gute Rundung weist darauf hin, dass es einen langen Transport hinter sich hat.

4.1.2 Kristallingerölle vermutlich nordischer Herkunft

Bei verschiedenen bodenkundlichen Kartierungen zur landwirtschaftlichen Standorterkundung im Schwalm-Nette-Gebiet wurden in den vergangenen Jahren im Gebiet Viersen-Boisheim – Brüggen – Niederkrüchten in einem Niveau von 55 – 60 m ü. NHN mehrere nordische Kristallingerölle angetroffen. Die Stücke lagen auf den lehmigen Deckschichten der Jüngeren Hauptterrassen. Diese Deckschichten sind durch Verwitterung aus den darunter anstehenden Kiesen hervorgegangen. Anhaltspunkte für einen glazigenen Transport der Kristallingerölle waren nicht zu erkennen. Im Vergleich zu den Funden von Viersen-Süchteln und Tönisvorst-Vorst (Kap. 4.2.2 u. 4.3.1.2) sind die Stücke relativ klein (ca. 5 cm) und stark gerundet. Nach den Untersuchungen von J. G. ZANDSTRA handelt es sich bei dem Fund von Boisheim (R ²⁵20 900, H ⁵⁶81 300; TK 25: Blatt 4703 Schwalmthal; Finder: R. ROTH) um einen Uppsala-Granit (Mittelschweden). Ein weiterer Uppsala-Granit in dunkler Varietät wurde in Viersen-Dülken gefunden. Das Stück von Brüggen im Bereich Happelter Heide (R ²⁵16 000, H ⁵⁶81 000; TK 25: Blatt 4703 Schwalmthal) ist ein schwarz-weißer Gneis unbekannter Herkunft (Taf. 1b: Abb. 1).

Bereits im Jahre 1948 wurde ca. 2,5 km vom Westrand des Süchtelner Höhenzuges entfernt in der ehemaligen Sandgrube A. Lennartz, Gemarkung Nettetal-Rennekoven (Flur 31, Flurstück 143), im Bereich der Autobahn A 61 (R ²⁵22 180 – ²⁵22 280, H ⁵⁶82 460 – ⁵⁶82 550; TK 25: Blatt 4703 Schwalmthal), wo diese von der Hochspannungsleitung überquert wird, ein ca. 50 x 50 x 20 cm großes Kristallin-gestein geborgen. Bei dem schwarz-weißen Block handelt es sich vermutlich um eine Varietät des Kristinehamn-Granits, das heißt um einen Vertreter der Småland-Värmland-Intrusion (Taf. 1b: Abb. 2a u. 2b). Nach den Angaben des Finders lag das Stück in einer Tiefe von ca. 6 – 8 m im obersten Teil der Niederrhein-Hauptterrassen-Formation, die dort insgesamt eine Mächtigkeit von ca. 17 m hat (KLOSTERMANN 1983: Abb. 22). Da die Tiefenlage der Basis der Jüngeren Hauptterrassen in diesem Bereich stark schwankt (Bohrung Schwalmthal 1001 = 60,75 m ü. NHN, KLOSTERMANN & RESCHER & WEFELS 1998: 521; Abgrabung Dickhof < 51,5 m ü. NHN, SKUPIN & SCHOLLMAYER 2017: 61 und Bohrung KB 11, Süchteln-Holthausen = 26,4 m ü. NHN, SKUPIN et al. 2008), ist es nicht möglich, die genaue stratigraphische Position des Granits innerhalb der Schichtenfolge der Jüngeren Hauptterrassen anzugeben.

Nach Vergleichen mit den geologischen Verhältnissen im Bereich der südlichen Niederrheinischen Bucht könnte der Granit jedoch auch aus dem Schotter d der Tegelen-Schichten im Sinne von BOENIGK (1978, 2002; vgl. Tab. 1 u. 2) stammen (KOWALCZYK 1969: 89), der neben verschiedenen Kaltklimaindikatoren wie Kryoturbationserscheinungen und Blocklagen mit Driftblöcken auch kristalline Gesteine enthält (SCHNÜTGEN 1974). Die Fortsetzung des Schotters d ist in Form der Simpelveld-Terrasse bis nach Geilenkirchen (westl. v. Mönchengladbach im Krs. Heinsberg) nachgewiesen (vgl. Kap. 5), wo sich die Terrasse mit Rheinablagerungen verzahnt (PRÜFERT 1994: 77).

Nach seiner Bergung wurde das nordische Kristallingestein auf dem Grundstück des Finders in Dülken abgelegt und befindet sich heute vor einem Wohnhaus in Tönisvorst.

4.2 Süchtelner Höhenzug

Die fluviatilen Ablagerungen auf dem Süchtelner Höhenzug oberhalb der 70-m-Stufe bestehen aus grobkörnigen Schottern mit einzelnen Driftblöcken (SCHNÜTGEN 1974), die eine durchschnittliche Mächtigkeit von 2 – 3 m haben. Stellenweise, so am Tennisplatz Süchteln, können sie jedoch auch bis zu 5 m erreichen (MONREAL 1959 a: 120). Aufgrund der Höhenlage wurden die Ablagerungen von den jeweiligen Bearbeitern mehrheitlich als Ältere Hauptterrassen eingestuft (STEEGER 1928; BREDDIN 1930; QUITZOW 1956; SCHNÜTGEN 1974; THOME 1984), wobei es sich großenteils um Maaskiese (STEEGER 1925) beziehungsweise um Rhein-Maas-Mischschotter (SCHNÜTGEN 1974: 90) handelt. Nach FLIEGEL in WUNSTORF & FLIEGEL (1910) und später MONREAL (1959a, 1959b) könnte es sich dagegen auch um Reste der Jüngeren Hauptterrassen handeln. Nach neueren Untersuchungen sind die Terrassenablagerungen im Bereich des Süchtelner Höhenzuges als Ältere Hauptterrassen zu deuten, wobei grobschotterige Basislagen am ehesten Schottern der Tegelen-Schichten (Schotter d) entsprechen (SKUPIN & SCHOLLMAYER 2017; vgl. Tab. 1).

4.2.1 Südliche Kristallin- und Sedimentärgerölle aus dem Rhein-Maas-Einzugsgebiet

Kristallingerölle: Im Bereich Süchteln-Schmansend (R ²⁵24 200, H ⁵⁶83 000; TK 25: Blatt 4704 Viersen) fand sich unmittelbar nördlich der ehemaligen Formsandgrube Nothofer auf der Oberfläche der Jüngeren Hauptterrasse 2 (n. JANSSEN & SCHOLLMAYER 2014) ein stark abgerundeter, dunkelgelbgrauer Granit mit vielen dunklen Mineralen (Taf. 2a: Abb. 1), der aufgrund seiner Beschaffenheit aus dem Süden stammen dürfte, dessen genaue Herkunft aber nicht zu lokalisieren ist. Der Transport bis in diesen Raum erfolgte über den Rhein, möglicherweise aber auch über die Maas. Hierfür sprechen die Ablagerungen in der ehemaligen Formsandgrube Nothofer, die von SCHNÜTGEN (1974: 90) aufgrund von Schotteranalysen als Rhein-Maas-Mischschotter eingestuft wurden.

Sedimentärgerölle: Westlich von Süchteln wurde auf einer Ackerfläche (R ²⁵24 500, H ⁵⁶23 000; TK 25: Blatt 4704 Viersen) ein rötlicher, quarzitischer Sandstein mit einem Fossilabdruck von *Spiriferina* sp. gefunden (Taf. 2a: Abb. 2). Nach der petrographischen Beschaffenheit des Gesteins und dem darin befindlichen Fossil stammt das Stück sehr wahrscheinlich aus dem Mitteldevon der Ardennen (Bestimmung: K.-H. RIBBERT, ehemals Geol. Dienst NRW, Krefeld). Ein Transport über die Maas ist daher anzunehmen (vgl. Kap. 5: Abb. 5).

4.2.2 Kristallingerölle vermutlich nordischer Herkunft

Nach den Angaben von QUAAAS (1917: 28) kommen in den Hauptterrassenschottern des Süchtelner Höhenzuges neben groben, harten Gesteinsblöcken (Gangquarze, Quarzite, Kieselsandstein und Kieselschiefer) gelegentlich auch einzelne Tiefengesteine wie Gneise oder Granite vor. Als Fundpunkte werden die ehemaligen Kiesgruben in den Hauptterrassenablagerungen am Westrand von Süchteln (R ²⁵24 750, H ⁵⁶82 950) sowie südlich von Viersen-Helenabrunn (R ²⁵30 000, H ⁵⁶76 500) am Süden des Süchtelner Höhenzuges angegeben. Die Kiesgruben sind seit Langem aufgelassen, zugewachsen oder werden anderweitig genutzt (z. B. als Tennisplätze). Die neuerlichen Funde stammen in der Mehrzahl vom Westrand des Süchtelner Höhenzuges (65 – 80 m ü. NHN), und zwar von der Feldflur nördlich des Hofes Thobrock (R ²⁵23 500, H ⁵⁶83 500) sowie von der nördlichen Abbaukante der ehemaligen Formsandgrube Nothofer im Bereich der heutigen Mülldeponie Süchteln (R ²⁵24 200, H ⁵⁶82 400). Dort, auf der Venloer Scholle südwestlich des Viersener Sprungs, hat die Jüngere Hauptterrasse 2 (n. JANSEN & SCHOLLMAYER 2014) unter dem weichselzeitlichen Löss eine Mächtigkeit von 0,70 m und war beim Abbau der tertiären Schichten vollständig aufgeschlossen (KLOSTERMANN 1988: 44; KLOSTERMANN & DASSEL & KILLET 1982). Die dort gefundenen Kristallingesteine mit vermutlich nordischer Herkunft sind im Allgemeinen fest und unverwittert, faustgroß und haben – wie auch die anderen Fundstücke – eine auffallend gute Zurundung (Rollsteine).

Von den am Westrand des Süchtelner Höhenzuges nachgewiesenen Kristallingeröllen waren nur einige wenige sicher als nordische Leitgesteine zu bestimmen. Aus dem Gebiet Schwedens ist hierbei zum einen ein rotweißer Virbo-Granit von Småland (Taf. 2b: Abb. 1) zu nennen. Zum anderen handelt es sich um zwei Quarzporphyre (Taf. 2b: Abb. 2 u. 3), die vermutlich aus dem Rapakivi-Massiv Südwestfinlands bei Pori stammen, ebenso wie das Geröll eines Perniö-Granits (Taf. 2b: Abb. 4).

Für die übrigen Kristallingesteine, meist weiße und rötliche Granitgneise, ist eine genaue Herkunft nicht anzugeben. Da sie gemeinsam mit den Leitgesteinen auftreten, kommt für sie als Liefergebiet am ehesten die Regionen Stockholm, Uppland, Gästrikland und das direkt angrenzende Ostseegebiet mit svecofennischen Gneisgraniten des svecokarelischen orogenen Belts (LUNDOVIST 1979) in Betracht (Abb. 3). Dieses Gebiet umfasst die ältesten, teilweise migmatisierten Granite Schwedens (FREDÉN 1994).

Bemerkenswert ist in diesem Zusammenhang, dass andere, normalerweise typische nordische Gesteine aus Dänemark (Bornholm), Schweden (Småland, Dalarna, Blekinge) und Finnland (Åland, Ostsee) weitgehend fehlen. Eine Ausnahme bildet ein Gestein (Taf. 2b: Abb. 5), das eine große Affinität zu einer Abart des Siljan-Granits, einem bunten, quarzarmen Granit mit sehr viel grünlich zersetztem Plagioklas und rötlichem Kalifeldspat aus der Umgebung von Brintbodarna in Dalarna (Mittelschweden) hat.

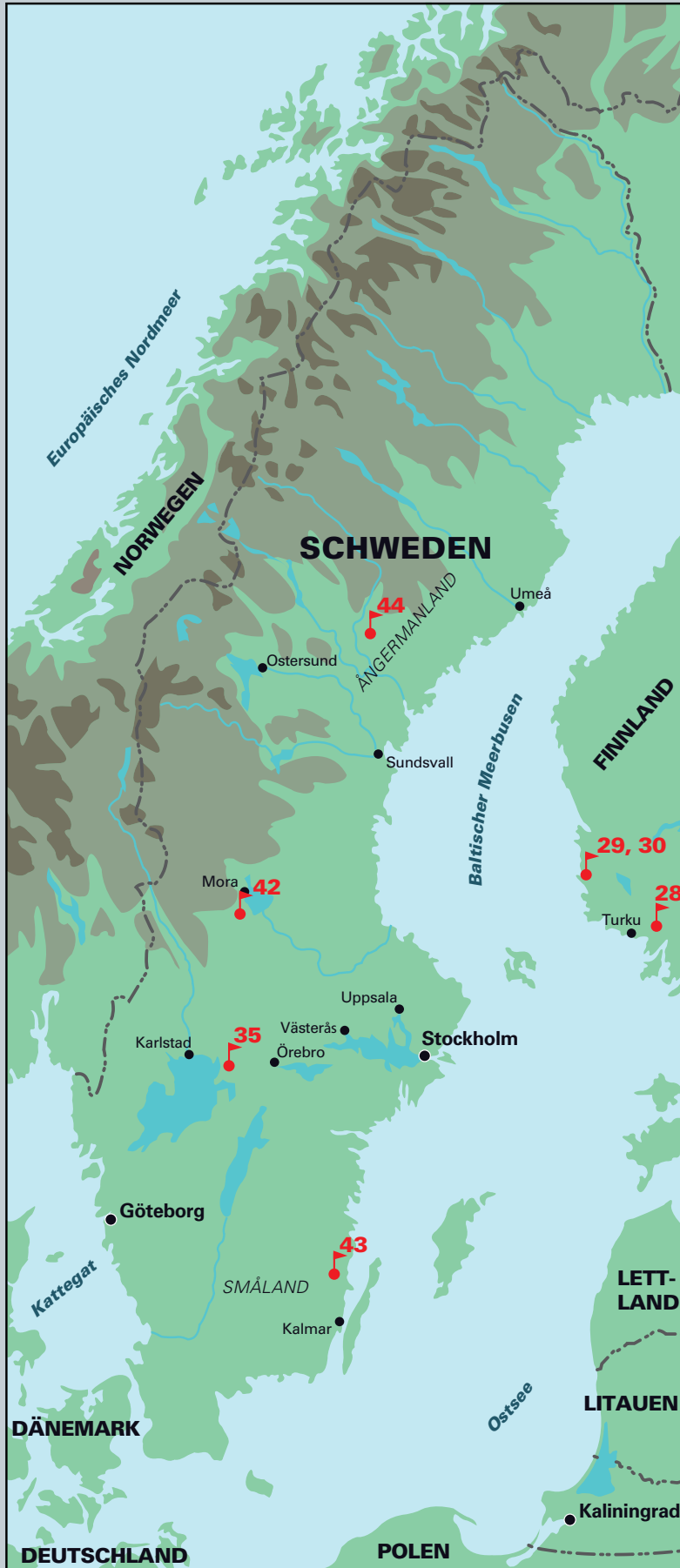


Abb. 3: Herkunft der Kristallingerölle vermutlich nordischer Herkunft (mit Nr. zu einzelnen Abb. in den Taf. 1b, 2b u. 3c)

4.3 Kempener Platte

Die Verebnung der Kempener Platte zwischen Krefeld, Kempen und Tönisvorst wird aus Ablagerungen der Jüngeren Mittelterrassen gebildet (vgl. Abb. 1), insbesondere der warthezeitlichen Jüngeren Mittelterrasse 2 (JANSEN & SCHOLLMAYER 2009; auch Krefelder Mittelterrasse i. S. v. KLOSTERMANN 1992 genannt). Diese lässt sich in südlicher Richtung bis nach Köln verfolgen und wird im Osten von den Niederterrassen des Rheins sowie im Westen von der Aue und den Niederterrassenablagerungen der Niers begrenzt. Typisch für sie ist eine gering mächtige Lössbedeckung aus der letzten Kaltzeit, dem Weichsel-Hochglazial.

Die Sande und Kiese der zuvor genannten Jüngeren Mittelterrasse 2 sowie der darunter liegenden elsterzeitlichen Älteren Mittelterrassen (vgl. Tab. 1) bilden seit Jahren die Grundlage mehrerer Sand- und Kiesgewinnungsbetriebe zur Betonherstellung. Sie werden teilweise bis zur Oberfläche des Tertiärs abgebaut und liefern neben den wirtschaftlich verwertbaren Sanden und Kiesen immer wieder Reste pleistozäner Säuger (Zähne, Knochen) sowie Faunen (Hölzer) für Sammler. Hinzu kommen plattige Einlagerungen von verfestigten Tonen, Schluffen, Sanden, Kiesen und Kalken mit tertiären Mollusken (vgl. Taf. 3b: Abb. 16 u. 17).

4.3.1 Kieswerk Holcim Kies und Splitt GmbH, Tönisvorst

In der Abgrabung des Kieswerkes Holcim Kies und Splitt GmbH (vormals CEMEX), Tönisvorst (R²⁵28 250, H⁵⁶88 750; TK 25: Blatt 4604 Kempen), werden Sande und Kiese gegenwärtig bis in eine Tiefe von maximal 20 m abgegraben. Nach den vorliegenden Schichtenverzeichnissen aus dem östlich angrenzenden, noch unverritzten Abgrabungsgebiet (s. Kap. 7: Brg. 1) handelt es sich hierbei vor allem um die ca. 16 – 17 m mächtigen Schichten der Jüngeren Mittelterrassen (Krefelder Mittelterrasse n. KLOSTERMANN 1992). Sie bestehen aus rostbraun verfärbten Sanden und Kiesen und haben einen durchschnittlichen Quarzgehalt von 42 – 48 %. Darunter folgen bis maximal 0,50 m mächtige Feinsande der Holstein-Schichten (vgl. Tab. 1), teilweise mit Tonen und Torfen (LANSER 1978: 29 – 31: Aufschluss 14), sowie bis maximal 17 m mächtige Sande und Kiese der Älteren Mittelterrasse 4 nach JANSEN & SCHOLLMAYER (2009; Mittlere Mittelterrasse, Rinnenschotter n. KLOSTERMANN 1992; s. Kap. 7: Brg. 1). Sie sind dort vermutlich die Füllung einer am Westrand der Kempener Platte verlaufenden, Süd – Nord gerichteten Abflussrinne (LANSER 1983).

Als Ursache für die Rinnenbildung im Liegenden der Holstein-Schichten nimmt QUITZOW (1956) eustatische Meeresspiegelschwankungen an. Das Absinken des Meeresspiegels und die damit einhergehende Tiefenerosion haben wahrscheinlich in einem frühen Abschnitt der Elster-Kaltzeit stattgefunden. Außerdem muss als Ursache für das Einschneiden der Flüsse während des Mittelpleistozäns auch eine kräftige Heraushebung der Rheinischen Masse angenommen werden. Der stärkste Anstieg war hierbei zwischen 600 000 und 350 000 Jahren vor heute zu verzeichnen (VAN DEN BOGAARD & SCHMINCKE 1990). Für ein derartiges Alter spricht auch der faunistische Inhalt der Rinne. So wurden dort vermehrt Backenzähne des präsaalezeitlichen Steppenelefanten *Mammuthus trogontherii* (POHLIG) nachgewiesen. Vereinzelt haben diese Zähne Merkmale, die bereits in die untere Variationsgrenze zu *Mammuthus (Archidiskodon) meridionalis* (NESTI) reichen (LANSER 1983: 203, 2019: 76 u. 78). Diese Form lebte in Mitteleuropa innerhalb der *Archidiskodon*-Assoziationen des Typus Voigtstedt bis ins höchste Unterpleistozän und wird mit Beginn des Mittelpleistozäns, das heißt an der Grenze Cromer-Komplex/Elster-Kaltzeit, durch den glazialen Faunenkomplex der *Mammonteus-Coelodonta-Rangifer-Ovibos*-Assoziation abgelöst (KAHLKE 1965: 692; STRAUCH 2009).

Kennzeichnend für die Schichten der Älteren Mittelterrasse 4 nach JANSEN & SCHOLLMAYER (2009) und der Jüngeren Mittelterrassen sind gelegentliche Beimengungen gut gerundeter Kristallingerölle. Ihr Auftreten innerhalb der Älteren Mittelterrasse 4 direkt unter den saale- und holsteinzeitlichen Sedimenten (freundl. Mitt. O. FRICKE) in einer Teufe von ca. 17 – 19 m entspricht damit der Lage der glazifluvialen Schichten der Bohrungen in Krefeld-West (Kap. 7: Brg. 2 u. 3)

4.3.1.1 Südliche Kristallin- und Sedimentärgerölle aus dem Rhein-Maas-Einzugsgebiet

Kristallingerölle: Insgesamt handelt es sich bei den Kristallingesteinen hauptsächlich um stark abgerundete Gerölle. Es sind feinkörnige, einheitlich hell gefärbte, meist gelblich weiße und hellgraue, biotitarms bis biotitreiche Granite, Gneisgranite oder Zwei-Glimmer-Granite (ERENS 1889, 1891; OOSTINGH 1921, 1922; VAN STRAATEN 1946), die eventuell mit Graniten aus den südlichen Ardennen und Vogesen aus dem Maas-Stromgebiet von Südlimburg (Niederlande) identisch sind (vgl. BOSCH 1975: Abb. III.1). Das Stück auf Tafel 3a: Abbildung 1 dürfte aus den südlichen Vogesen stammen. Die Stücke der Abbildungen 2 – 4 auf Tafel 3a gleichen den Leukograniten der Einheit von Gerbépal in den westlichen Vogesen. Zu dieser Region könnte auch das Stück auf Tafel 3a: Abbildung 5 gehören, es könnte aber auch aus ähnlichen Vorkommen im Schwarzwald stammen. Auch eine nordische Herkunft ist nicht ganz ausschließen. Das Gleiche gilt für das Stück auf Tafel 3a: Abbildung 6, von dem entsprechende Varietäten im Malsburg-Granit des Südschwarzwalds, im Triberg-Granit des Mittelschwarzwalds und im Oberkirchgranit des Nordschwarzwalds anzutreffen sind. Eine ähnliche Fazies könnte auch im Heidelberger Granitmassiv vorhanden sein. Ein vergleichbares Stück fand sich in der Sammlung Felder mit Geröllen der Maas, aufbewahrt im Naturhistorischen Museum Maastricht unter der Nummer Mg 1408 (s. Taf. 3a: Abb. 11).

Vulkanitgerölle: Aus dem Bereich des Saar-Nahe-Beckens (Abb. 4) dürfte ein etwa 20 – 25 cm großes, plattiges, schwach kantengerundetes Stück stammen. Es ist durch Hämatit teilweise intensiv rot gefärbt und hat ein porphyrisches Gefüge. In dem Gestein sind viele kleine Hohlräume vorhanden, die an den Innenwänden teilweise mit Sekundärmineralen ausgefüllt sind („Mandelsteine“; Taf. 3a: Abb. 7). Aufgrund seiner Textur ist es vermutlich als Schlot- oder Basisbrekzie einer Rhyolith-Lava des Kreuznacher Rhyoliths (Rotliegend-Vulkanismus) anzusprechen. Das Gleiche gilt für ein etwa 4 x 6 cm großes Geröll mit bis zu 1 cm großen, kristallerfüllten Drusen (Taf. 3a: Abb. 8), das allerdings auch aus dem Schwarzwald stammen könnte (Bestimmung: J. HANEKE, Landesamt für Geologie u. Bergbau Rheinland-Pfalz, Mainz).

Immer wieder sind auch größere und kleinere Stücke von unterdevonischen Keratophyren anzutreffen, die aus dem nördlichen Sauerland über Lenne und Ruhr (SCHERP 1983) sowie über Lahn und Dill in die Terrassen des Rheins gelangt sind (Taf. 3a: Abb. 9). Die Trachyte (Taf. 3a: Abb. 10) sind hingegen von den rheinstromnahen Vulkanit-Vorkommen des Siebengebirges abzuleiten.

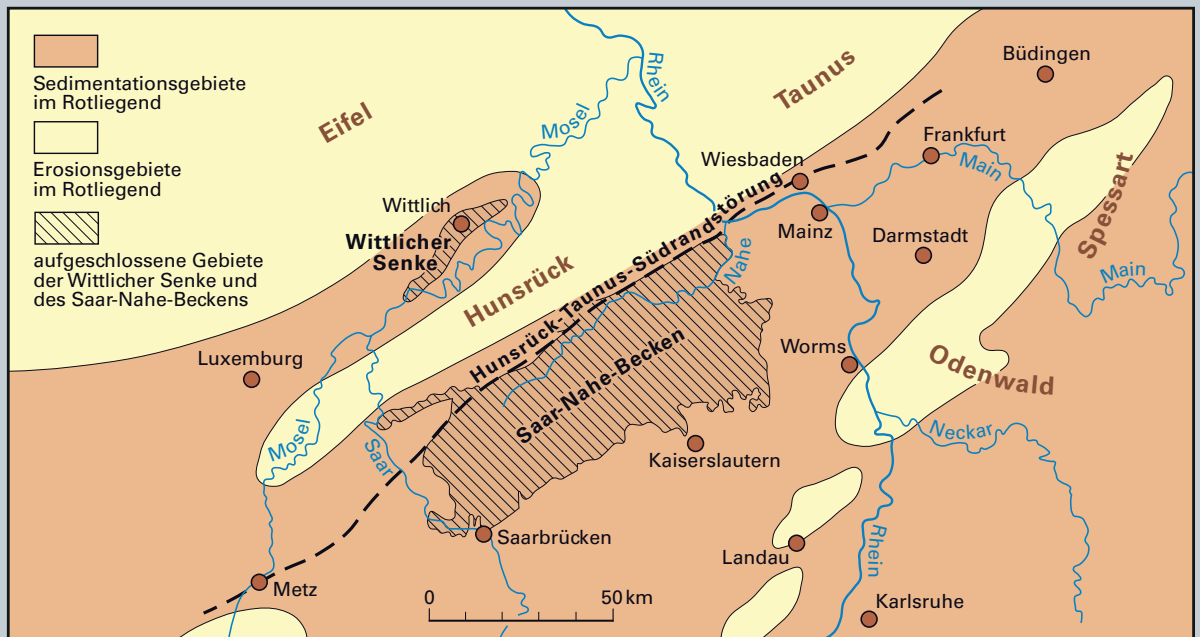


Abb. 4: Verbreitung der Rotliegend-Gesteine in Rheinland-Pfalz und angrenzenden Gebieten (n. SCHÄFER 1986)

Sedimentärgerölle: Die Sedimentärgerölle umfassen die ganze Palette der paläozoischen bis mesozoischen Schichtenfolge. Als Beispiele seien genannt:

1. Aus dem Unterdevon stammt das Stamm-Bruchstück eines dunkelbraunen, schwach gestreiften, sogenannten *Prototaxites*, das heißt, eines verkieselten unterdevonischen Algenstammes (frdl. Mitt. H. D. WESSELBAUM; Taf. 3b: Abb. 1). Entsprechende Funde sind in großer Zahl aus dem Bergischen Land bekannt (ALTMAYER 1971, 1991, 2009).
2. Bei einem abgerundeten Geröll handelt es sich um ein Vicht-Konglomerat aus dem Mitteldevon der Eifel (Bestimmung: M. SALAMON, Geol. Dienst NRW, Krefeld; Taf. 3b: Abb. 2). Ein entsprechendes Stück ist auch in der Sammlung van Straaten, Naturhistorisches Museum Maastricht, hinterlegt, wird dort allerdings fälschlicherweise als „Brekzie, verkieselte, mit Granitresten, Fundort Südlimburg“ beschrieben.
3. Das Stück einer Turmalinarkose ist vermutlich aus den unterdevonischen Schichten (Gedinnium) der Massive von Rocroi und Stavelot in den südlichen Ardennen abzuleiten (Bestimmung: J. G. ZANDSTRA; Taf. 3b: Abb. 3). Entsprechende Vorkommen sind auch in der nordöstlichen Fortsetzung des Massivs von Stavelot im Hohen Venn vorhanden (OOSTINGH 1922: 1; VAN DER LIJN 1974: Abb. 56; vgl. Kap. 5: Abb. 5).
4. Ein ca. 20 – 30 cm großes, plattiges Stück eines fossilführenden Ems-Quarzits (oberes Unterdevon) stammt vermutlich aus der Koblenzer Gegend (Bestimmung: K.-H. RIBBERT, ehemals Geol. Dienst NRW, Krefeld; Taf. 3b: Abb. 4).
5. Ein 15 – 20 cm großes, schwach kantengerundetes Stück eines mitteldevonischen Massenkalks in Schwelm-Fazies stammt wahrscheinlich aus der Eifel oder dem Bergischen Land (Bestimmung: K.-H. RIBBERT, ehemals Geol. Dienst NRW, Krefeld; Taf. 3b: Abb. 5).

6. Ein etwa 20 x 15 x 7 cm großer, hellgrau gefärbter Sandstein zeigt zahlreiche hell- bis dunkelrote, schluffig-tonige Zwischenlagen, in denen viele Reste der Brachiopodenfamilie *Chonetidae*, wahrscheinlich von *Plebejochonetes semiradiatus* (SOWERBY, 1842) und *Chonetes sarcinulatus* (VON SCHLOTHEIM, 1820) eingebettet sind. Daneben sind Querschnitte von Seelilienstielgliedern zu erkennen (Taf. 3b: Abb. 6a). Ein anderes graues Stück zeigt ebenfalls *Chonetidae*, darunter *Plebejochonetes semiradiatus* (SOWERBY, 1842), doch sind evtl. auch Vertreter der Gattung *Loreleiella*, ebenfalls zu den *Chonetidae* gehörend, dabei (Taf. 3b: Abb. 6b). Aufgrund der Fauna dürften beide Stücke sehr wahrscheinlich aus dem Emsium (Unterdevon) stammen.

7. Ein hell- bis dunkel gebänderter Kieseliefer unbekannter Herkunft (Taf. 3b: Abb. 7)

8. Eine traubige Quarz-Karneol-Konkretion aus dem Buntsandstein (Taf. 3b: Abb. 8) stammt nach ALTMAYER (1983) aus dem Karneolhorizont des Buntsandsteins, der lokal entlang des Mains und der Saar ansteht.

9. Ein bankiges, schlecht gerundete Stück mit zahlreichen Schilllagen auf der Bankoberseite aus dem Oberen Muschelkalk entlang von Neckar, oberster Mosel und Meurthe (Lothringen; Taf. 3b: Abb. 9)

10. Das Exemplar eines *Ceratites nodosus* aus dem Oberen Muschelkalk von Neckar beziehungsweise oberster Mosel und Meurthe (Bestimmung: G. KNAPP, ehemals Geol. Dienst NRW, Krefeld; Taf. 3b: Abb. 10)

Wegen der guten Erhaltung und schlechten Zurundung ist bei diesem wie bei dem vorhergehenden Stück ein Transport durch Eisschollen aus südlicher Richtung anzunehmen.

11. Ebenfalls aus dem Oberen Muschelkalk (Trochitenkalk) stammt ein schalentrümmerreiches, einzelne Trochiten führendes, gelbliches Karbonatgestein (Taf. 3 b: Abb. 11). Aufgrund des häufigen Vorkommens solcher Gerölle und ihrer gelblichen Färbung dürften sie vom Eifelrand stammen.

12. Das Stück eines Quarzkonglomerates mit dunklem Bindemittel (Taf. 3b: Abb. 12) dürfte nach ALTMAYER (1978: 95) aus dem Keuper des Moselgebietes zwischen Lothringen und dem Nordrand der Eifel stammen. Dort sind zahlreiche Konglomeratlagen vor allem im Rhätsandstein Luxemburgs verbreitet.

13. Ein malmzeitlicher Kieseloolith unbekannter Herkunft (Bestimmung: J. G. ZANDSTRA; Taf. 3b: Abb. 13)

14. Das weißgraue, stark gerundete Stück eines fossilreichen Kalkmergelsteins (Taf. 3b: Abb. 14) mit Resten der Kalkalge oder Rotalge *Lithothamnium*

Dieser Gesteinstyp kommt in der Maastricht-Formation (vor allem Meerssen-Member, also spätes Maastrichtium), aber auch im unteren Paläozän (Danium) vor (pers. Mitt. J. W. M. JAGT, Sammlungen Naturhistorisches Museum Maastricht).

15. Ein hell- bis gelbbrauner, plattiger, fein geschichteter Kalkstein mit Wohn- und Fressbauten (Ichnofauna) auf der Gesteinsoberfläche, (Taf. 3b: Abb. 15)

Hierbei könnte es sich um ein Gesteinsstück aus der Houthem-Formation (Houthem-Schichten oder Hückelhoven-Schichten) des ältesten Tertiärs (Paläozän) handeln (Bestimmung: M. HISS, ehemals Geol. Dienst NRW, Krefeld). Das Liefergebiet ist unbekannt.

16. Eine stark fossilführende Sandsteinlage aus der Grafenberg-Formation des Oberoligozäns (Taf. 3b: Abb. 16), das Liefergebiet ist unbekannt

17. Ein plattiges Schalenrümmergestein mit etwas Glaukonit und einem sehr hohen biogenen Anteil aus Schneckenschill, untergeordnet kommen auch radial gerippte Muscheln, vermutlich Cardiiden (*Acanthocardia* oder *Cerastoderma*) und einzelne Bryozoenreste vor (Taf. 3b: Abb. 17)

Nach der Bestimmung von S. SCHNEIDER und D. FRIELING, München, handelt es sich mit großer Wahrscheinlichkeit um ein Stück aus der Oberen Meeresmolasse (Untermiozän) des Allgäus, wo im Pfandgebiet entsprechende Gesteinspartien anzutreffen sind.

18: Das Stück eines Eisenerzgerölls vom Typ „Hunsrückerze“ (Taf. 3b: Abb. 18; Bestimmung: TH. KIRNBAUER, Bochum)

Hierbei handelt es sich um Brauneisenerze mit meist geringem Mangan- und Phosphoritgehalt, die während des Miozäns aus den paläozoischen Gesteinen des Rheinischen Schiefergebirges durch Verwitterung gebildet wurden. Nach ihrem Erstdnachweis im Bereich des Hunsrücks wurden sie entsprechend „Hunsrückerze“ genannt, doch können sie auch im Bergischen Land oder in der Eifel auftreten (KIRNBAUER 1998).

Weitere Rheinkomponenten wie Lydite, Quarzite und Eisenkiesel sind aus dem Rheinischen Schiefergebirge (z. B. Taunusquarzit, Unterdevon), dem Lahn-Dill-Gebiet (z. B. Kulm-Kieselschiefer, Unterkarbon) oder dem Frankenwald abzuleiten (SCHNÜTGEN & BRUNNACKER 1977). Hierbei sind die Lydite der Maaskiese meist dunkelbraun, die des Rheins schwarz mit feinen Quarzadern. Typische Maaskomponenten sind phyllitische Quarzite, Pyritquarzite (Revin-Quarzite) und Turmalinquarzite aus den altpaläozoischen Gesteinen der Ardennen (SCHNÜTGEN 1974; vgl. Kap. 5: Abb. 5).

4.3.1.2 Kristallingerölle vermutlich nordischer Herkunft

Im Grobkorn der Kiesfraktion fanden sich neben den zuvor genannten südlichen Kristallingeröllen nur wenige Stücke, die aus Skandinavien stammen dürften. Hierbei handelt es sich um

1. einen braunroten, fein- bis mittelkörnigen Granit unbekannter Herkunft, mit Biotit und Muskovit (Taf. 3c: Abb. 1, kein Leitgeschiebe) sowie
2. das Stück einer feinkörnigen Abart des Zwei-Glimmer-Granits, möglicherweise von Ångermanland (Nordschweden); (Taf. 3c: Abb. 2).

4.3.2 Kieswerk Klöstern, Kempen-Unterweiden

In dem sandig-kiesigen Fördergut der heute stillgelegten Kiesgrube J. Klöstern Kies & Beton GmbH bei Kempen-Unterweiden (Königshütte; R ²⁵32 300, H ⁵⁶92 700; TK 25: Blatt 4604 Kempen) wurden trotz intensiver Suche nur ganz vereinzelt nordische Kristallingerölle nachgewiesen (LANSER 1978, 1983). Größere Blöcke fehlen, was auf eine mehrmalige Umlagerung hinweist. Auch bei eigenen Begehungen wurden in dem Fördergut nur einige wenige Kristallingerölle gefunden, die alle als südlich einzustufen sind. Immer wieder sind dort auch Reste pleistozäner Säugetiere anzutreffen (PAPROTH 1964; LANSER 1983).

4.3.2.1 Südliche Kristallin- und Sedimentärgerölle aus dem Rhein-Maas-Einzugsgebiet

Kristallingerölle: Nach den Untersuchungen von J. G. ZANDSTRA handelt es sich bei den im Kieswerk Klöstern vorkommenden Kristallingeröllen um südliches Material wie zum Beispiel um einen rotgrauen, fein- bis mittelkörnigen Zwei-Feldspat-Granit (Taf. 4a: Abb. 1), wie er auch im Kieswerk Holcim Kies und Splitt GmbH (vormals CEMEX) in Tönisvorst angetroffen wurde (Taf. 3a: Abb. 6). Ansonsten wurden unter den Fundstücken ein rötlich weißer Biotit-Granit (Taf. 4a: Abb. 2), ein metamorphes, saures Gestein (Taf. 4a: Abb. 3), ein hellgrauer Gneisgranit (Taf. 4a: Abb. 4), ein porphyrischer Basit (Taf. 4a: Abb. 5) sowie ein Zwei-Glimmer-Granit (Taf. 4a: Abb. 6) nachgewiesen. Hierbei dürfte das Stück aus Abbildung 5 (Taf. 4a), das wie ein Ignimbrit aussieht, aus den südlichen Vogesen stammen, ohne dass ein bestimmter Bereich angegeben werden kann (Bestimmung: W. WIMMENAUER, Freiburg; J. P. VON ELLER, Strasbourg). Das Gestein der Abbildung 4 (Taf. 4a) ist dem „Granitogneis“ der Nordwest-Vogesen ähnlich. Das Gestein der Abbildung 2 (Taf. 4a) könnte entsprechend den Angaben zur Abbildung 3 (Taf. 4a) auch aus dem Schwarzwald stammen (Kap. 4.3.1.1). Da die Aufschlüsse Holcim und Klöstern im Bereich der Kempener Platte während des Mittelpleistozäns ausschließlich zum Einzugsgebiet des Rheins gehörten, können die aus den Vogesen stammenden Stücke nur über die Mosel hierhin gelangt sein. Eventuell kommt auch eine Herkunft aus aufgearbeiteten Hauptterrassensedimenten (= Mischschotter) von Rhein und Maas in Betracht (vgl. Kap. 5: Abb. 5).

Vulkanitgerölle: Allgemein anzutreffen sind auch Keratophyre aus dem nördlichen Sauerland (vgl. Kap. 4.3.1.1). Hinzu kommen Gesteine aus den Vulkangebieten der Eifel und des Siebengebirges (Taf. 4a: Abb. 7).

Sedimentärgerölle: Ein hellgrauer, quarzitischer Sandstein dürfte als Karbon-Sandstein anzusprechen sein (Taf. 4b: Abb. 1).

Abseits der Kiesgruben Holcim und Klöstern fanden sich auf einem Acker am Westrand von Krefeld-Forstwald im Bereich der Flur Groß-Lind (R ²⁵33 250, H ⁵⁶85 150; TK 25: Blatt 4604 Kempen) kleine, gelb- bis graubraune Stücke von Hydrobien-Kalk des Untermiozäns aus dem Mainzer Becken (Bestimmung: D. KADOLSKY, Sanderstead; Taf. 4b: Abb. 2a u. 2b). Weitere Stücke fanden sich auch in der Bauerschaft Holterhöfe (Willich) östlich von Krefeld-Forstwald (R ²⁵34 800, H ⁵⁶82 750).

4.3.3 Bohrungen Krefeld-West

Westlich und südlich des Hülser Berges, also außerhalb der saalezeitlichen Vereisungsgrenze, werden aus dem Raum Krefeld seit langem Schmelzwasserablagerungen beschrieben. Am westlichen Stadtrand, auf dem Gelände der Stadtwerke Krefeld, wurden in zwei eng benachbarten Bohrungen unter Tonen der Holstein-Schichten in einer Höhe von ca. 18 – 19 m ü. NHN jeweils Sande und Kiese angetroffen, die aufgrund des hohen Kristallinanteils bisher allgemein als „fluvioglaziale Bildungen“ angesprochen werden. Bei den Bohrungen handelt es sich um:

1. die Bohrung an der St. Töniser Straße (R ²⁵37 885, H ⁵⁶88 390; s. Kap. 7: Brg. 2)
2. die Kernbohrung KB 15 (R ²⁵38 180, H ⁵⁶88 740; s. Kap. 7: Brg. 3)

Die Bohrung an der St. Töniser Straße wurden bereits 1957 niedergebracht und ergab für den Tiefenabschnitt 18,4 – 26,5 m einen Kristallinanteil von maximal 17 % (MAARLEVELD 1956: 414 – 415). Eine Untersuchung für den Tiefenabschnitt 21,10 – 23,80 m erbrachte innerhalb der Fraktion 5 – 20 mm einen Gehalt von 23 % Gesamtkristallin, während nicht gerundeter Feuerstein fehlt (MAARLEVELD 1956:

Tab. 1 u. 3). Eine spätere Untersuchung durch ZANDSTRA (1965) ergab auch für die Fraktion 3 – 5 mm viel Kristallin und keinen Feuerstein. Außerdem zeigte sich, dass in diesem Korngrößenbereich ausschließlich 22 – 29 % Restquarz, 7 – 8 % Gangquarz und schließlich 11 % lose graue, blaue und weiße Feldspäte sowie Quarz mit weißem Feldspat anzutreffen sind – ein Verhältnis, das für Rheinkies völlig untypisch ist (SKUPIN & ZANDSTRA 2010:Tab. 11).

Die Kernbohrung KB 15, die im Jahre 2000 vom damaligen Geologischen Landesamt NRW in unmittelbarer Nähe zur Bohrung an der St. Töniser Straße niedergebracht wurde, lieferte ein ähnliches Resultat. Dort wurden zwischen 17,40 und 25,85 m kristalline Bestandteile angetroffen. Bei 25,0 – 25,5 m wurden in den Fraktionen 3 – 5 mm und 5 – 20 mm ca. 33 – 40 % stark abgerundete, farblose helle Quarze sowie Quarze mit einem gelben oder weißen Feldspatanteil (teilweise auch Biotit) nachgewiesen. Der Anteil der kristallinen Bestandteile beträgt in diesem Abschnitt 28 – 35 %. Hinzu kommt ein geringer Anteil an Sedimentärgesteinen.

Aufgrund der vorliegenden Zusammensetzung nehmen SKUPIN & ZANDSTRA (2010) für den Kristallinanteil allgemein eine nördliche Herkunft an. Hierbei weist der relative Reichtum an Restquarz und Feldspat zunächst am ehesten auf die unterpleistozänen östlichen baltischen Sande der Peize-Formation (vormals Harderwijk-Formation) hin, die durch das saalezeitliche Eis aufgearbeitet und von den östlichen Niederlanden beziehungsweise von der Umgebung von Kleve aus durch das Eis nach Süden verfrachtet wurden. Innerhalb der saalezeitlichen Ablagerungen ist die Kombination aus hohem Kristallinanteil bei gleichzeitig fehlendem Feuerstein in den Niederlanden und in Deutschland allerdings nur selten nachzuweisen und in diesem Zusammenhang am ehesten mit der Aufarbeitung und Aufnahme von Kies aus einer fast feuersteinfreien Moräne zu erklären. Aus der Art der Zusammensetzung kommt deshalb dafür nur die jüngste feuersteinfreie Assen-Moräne (= Emmen-Typ) in den Niederlanden in Betracht, da alle anderen saalezeitlichen Moränen im Westen in der Regel innerhalb der Kiesfraktion Feuersteinanteile von 6 – 20 % enthalten (SKUPIN & ZANDSTRA 2010:Tab. 12; s. auch Abb. 41 in SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA 1993). Darüber hinaus lässt sich die Moräne des Emmen-Typs in den Niederlanden auch durch Schwermineralanalysen belegen (ZANDSTRA 1976).

In den zurückliegenden Jahrzehnten gab die vorliegende Zusammensetzung und Position Anlass, die fluvioglazialen Ablagerungen im Bereich Krefeld stratigraphisch der Unteren Mittelterrasse 3 (n. KLOSTERMANN 1992; vgl. Tab. 1) zuzuordnen. Die Lage unter den holsteinzeitlichen Schichten wurde hierbei durch das tiefe Einschneiden der Unteren Mittelterrasse 3 in den präholsteinzeitlichen Untergrund beziehungsweise durch einen möglichen Schuppenbau im Liegenden der saalezeitlichen Moräne erklärt. Da in beiden zuvor genannten Bohrungen die kristallinführenden Schichten jedoch unter holsteinzeitlichen Schluffen und Tonen (= Holstein-Schichten) zu liegen kommen (s. Kap. 7: Brg. 2 u. 3) und es auch sonst aufgrund der großen Bohrungsdichte sowie der unterschiedlich hohen Quarzwerte ober- und unterhalb der Holstein-Schichten keine Hinweise auf eine Erosion oder Verschuppung der Schichten gibt, kommt nur eine andere Erklärung für ihre Genese in Betracht. Danach muss entweder eine präsaalezeitliche Zufuhr über eine Schmelzwasserrinne, zum Beispiel des Elster-Eises (KLOSTERMANN 1985), oder aber über einen älteren, östlich beziehungsweise nördlich verlaufenden Fluss der Menap- oder Cromer-Zeit angenommen werden, dessen Sedimente später, während der Elster-Kaltzeit oder der beginnenden Holstein-Warmzeit, wieder aufgearbeitet wurden (JANSEN & SCHOLLMAYER 2009).

Entsprechende Belege sind insbesondere aus den Niederlanden bekannt. In den dortigen Hattem-Schichten der menapzeitlichen Peize-Formation (vgl. Tab. 1) finden sich nordische kristalline Bestandteile zusammen mit einheimischem Buntsandstein, beide 10 cm und größer, lagenweise miteinander vermischt. Die Zusammensetzung dieser Sedimente weicht allerdings von der der Kiese im Bereich

Krefeld-West völlig ab, sodass als weitere Alternative eine Verknüpfung mit den teilweise cromerzeitlichen Ablagerungen der niederländischen Urk-Formation (vgl. Tab. 1) in Betracht zu ziehen ist, in denen stellenweise Rhombenporphyre aus dem Oslo-Gebiet anzutreffen sind. Wegen des Fehlens größerer nordischer Kristallingerölle blieben Herkunft und Alter des kiesigen Schichtenpaketes unterhalb der Holstein-Schichten von Krefeld-West somit unsicher.

Als Alternative für die Genese der „glazifluviatilen Schichten“ ist jedoch auch eine südliche Herkunft in Betracht zu ziehen, da sowohl im Raum Süchteln als auch im Raum Vorst und Kempen in den verschiedenen alten Terrassen neben einigen wenigen nordischen Kristallingesteinen vor allem Kristallingerölle aus dem Süden nachgewiesen wurden (s. Kap. 4.2.1 u. 4.3.1.1). Ein kleines hellbräunliches, feinkörniges und schwach metamorphes Geröll von einem Acker am Westrand von Tönisvorst (R²⁵33 250, H⁵⁶87 100; TK 25: Blatt 4604 Kempen) wurde von J. G. ZANDSTRA als südlich eingestuft.

5 Diskussion der Untersuchungsergebnisse

Nach den vorliegenden Untersuchungen muss für einen Großteil der im Untersuchungsgebiet (vgl. Abb. 1) aufgefundenen Gerölle eine südliche Herkunft angenommen werden. Als Herkunftsorte kommen dabei die entlang des Rheins und seiner Nebenflüsse verbreiteten Kristallin- und Vulkanitvorkommen in Betracht (KOWALCZYK 1969; SCHNÜTGEN 1974; VINKEN 1959), zu denen seit der Hauptterrassen-Zeit oder etwas früher – seit dem obersten Pliozän – eine erste Verbindung über Flusssysteme bestand (QUITZOW 1974; BOENIGK 1978). Lieferanten der Schotter waren nach HESEMANN (1975: Tab. 96) die alpine Molasse, Odenwald, Spessart, Schwarzwald und Vogesen beziehungsweise das Saar-Nahe-Gebiet im Einzugsgebiet der Mosel. Nähere Angaben zur Herkunft der Rheingerölle werden bei SCHLÜTER (1897), ALTMAYER (1987, 1989, 1991), ALTMAYER & WOIKE (1982) und GÖLZ (1986) gemacht.

Entsprechende Anlieferungen sind insbesondere aus der Zeit des Menaps bekannt, als erstmals „südliche Kiese“ aus den variszischen Massiven und ihrem mesozoischen Deckgebirge in stärkerem Umfang über den Rhein nach Norden gelangten und sich der Rhein dort mit dem baltischen Flusssystem von Elbe und Weser vereinigte. Die Grenze zwischen Rheinsedimenten und solchen des baltischen Flusssystems verlief in Ost-West-Richtung auf Höhe des Zuiderzee-Südufers. Bis zur Waal-Warmzeit (etwa 1,5 – 1,2 Mio. J. v. h.) bauten die baltischen Flüsse (Elbe, Weser) ihr Ablagerungsgebiet nach Süden bis zu Lek und Waal aus. In dieser Zeit war das Schiefergebirge noch nicht oder kaum gehoben und es bestand bereits ein Transportweg vom Schwarzwald bis in den Bereich der nordwestlichen Niederrheinischen Bucht. Dies bestätigen etwa Grobkies-Komponenten aus dem Schwarzwald im Liegenden des cromerzeitlichen Ladenburg-Horizonts bei Kronau etwa 20 km südlich von Heidelberg (ELLWANGER 2003) oder das Auftreten eines Granits in einem Vorkommen der Jüngeren Hauptterrassen im Bereich der Eifel bei Mönchsheide nördlich des Vinxtbachs bei Bad Breisig (HOSELMANN 1994: 79).

Während des Cromers ist eine Anlieferung von Kristallingeröllen aus dem Gebiet südlich des Rheinischen Schiefergebirges dagegen eher unwahrscheinlich. In der Sedimentabfolge des nördlichen Oberreingrabens ist der cromerzeitliche, distale, limnisch-palustrische Ladenburg-Horizont der Kurpfalz-Formation (Oberer Zwischenhorizont, OZH) sehr feinkörnig ausgebildet (ELLWANGER 2003). Er stellt eine Sedimentfalle dar. Ein Transport von groben Komponenten aus dem Schwarzwald, den Vogesen und dem Odenwald nach Norden am Ladenburg-Horizont vorbei ist dabei kaum vorstellbar. Zudem

setzte am Ende der Hauptterrassen-Zeit die Hebung des Rheinischen Schiefergebirges ein, die sich mit dem Beginn der Mittelterrassen-Zeit verstärkte, sodass sich der Rhein zunehmend linear in den Untergrund einschchnitt (MEYER & STETS 2001), anstatt Geröllfracht abzuladen. Vorkommen von südlichen Kristallingeröllen dürften deshalb vor allem in den Gebieten südlich des Rheinischen Schiefergebirges liegen. Ähnliche Überlegungen finden sich bei GÖLZ (1986: 598) für die Herkunft, den Transport und die Ablagerung von rezenten Rheingeröllen. Danach sind die Kristallingesteine aus den Alpen und vom Schwarzwald im Bereich des Oberrheins konzentriert.

Neben den Anlieferungen des Rheins sind im Untersuchungsgebiet insbesondere auch präsaalezeitliche kristalline Gerölle der Maas vorhanden, die aus den Gebirgsmassiven der Vogesen (HAMEURT 1967) und der südlichen Ardennen (GOEMAERE et al. 1997) stammen. Hier erfolgte der Transport über die obere Mosel (Moselle) zur Maas (Meuse). Erst später wurde der Oberlauf der Maas bei Toul, westlich von Nancy, von einem Seitenast der Meurthe angezapft und bildete ab dieser Zeit als Oberlauf der Mosel einen Nebenfluss des Rheins (s. Abb. 5; BUSTAMENTE in BOSCH 1989). Der genaue Zeitpunkt der Anbindung an den Rhein ist dabei nicht ganz sicher und wird aufgrund der Höhenlage der Kiesablagerungen bei Toul teils während des Unterpleistozäns (VAN STRAATEN 1998), teils zwischen der Ablagerung der Unteren Mittelterrassen 3 und 4 (n. KLOSTERMANN 1992; vgl. Tab. 1), das heißt postholsteinzeitlich angenommen (CORDIER et al. 2006). Dies wird schwermineralogisch durch eine Abnahme der typischen Vogesen-Mineralie bestätigt (KROOK 1993).

Vor der Anbindung der Mosel an den Rhein hinterließ die Maas während des Tegelen-Komplexes (vgl. Tab. 2) die sogenannten Simpelveld-Terrassen. Sie sind Teil eines großen Schuttfächers, der sich nach dem Maas-Eintritt in die Niederrheinische Bucht nördlich von Aachen nordostwärts ausbreitete und sich nördlich von Geilenkirchen mit den Sanden und Kiesen des Rheins verzahnte (= Rhein-Maas-Mischschotter; Tab. 2). Neben zahlreichen Anteilen der Quarzitgruppe (Pyrit-, Brunot-, Taunus- und Turmalin Quarzit sowie phyllitischer Quarzit) enthalten die Mischschotter in geringer Zahl metamorphe und kristalline Gesteine (Gneise, Granite, aplitische Ganggesteine, Porphyrite) aus den Gebirgsmassiven der Vogesen und der südlichen Ardennen (PRÜFERT 1994: 78). Entsprechende Ablagerungen sind auch in den östlichen Niederlanden (z. B. Südlimburg) vorhanden und wurden dort von VAN STRAATEN (1964) und MAARLEVELD (1956) untersucht. In der südlichen Niederrheinischen Bucht sind es die „Schotter d“ der Tegelen-Schichten (vgl. Tab. 1 u. 2), die gelegentlich Kristallingesteine aufweisen (KOWALCZYK 1969; SCHNÜTGEN 1974). Nachfolgend wurde die Maas durch den Rhein wieder nach Westen zurückgedrängt, was die dort verbreiteten Ablagerungen der Jüngeren Hauptterrassen 1 und 2 des Rheins belegen. Zur Rheinfazies gehören auch die Sedimente der darüber folgenden Jüngeren Hauptterrasse 3 (BOENIGK 1978: Abb. 5; BOENIGK in BRUNNACKER 1980: 22; VAN DEN BERG 1995: Fig. 8; vgl. Tab. 2). Bei der anschließenden Eintiefung des Rheins im Verlauf des Mittelpleistozäns wurden die Hauptterrassen von Rhein und Maas teilweise erodiert und deren Sedimente mit in die Mittelterrassensedimente des Rheins aufgenommen (z. B. Rinnenschotter n. QUITZOW 1956 = Ältere Mittelterrasse 4 n. JANSEN & SCHOLLMAYER 2009). Gesteine aus den Vogesen wurden ab dieser Zeit nur noch über die Mosel transportiert.

Aus dem Raum Krefeld – Süchteln lagen bisher kaum Hinweise auf Vereisungsspuren vor. Neben den Beobachtungen von QUAAS (1917: 28) sind hierbei insbesondere die Angaben von DE JONG (1956) und MAARLEVELD (1956) zu nennen, die aufgrund petrographischer Untersuchungen einer Bohrung in Krefeld (s. Kap. 7: Brg. 2) schon vor rund 50 Jahren auf das Vorkommen glazifluvialer Schichten

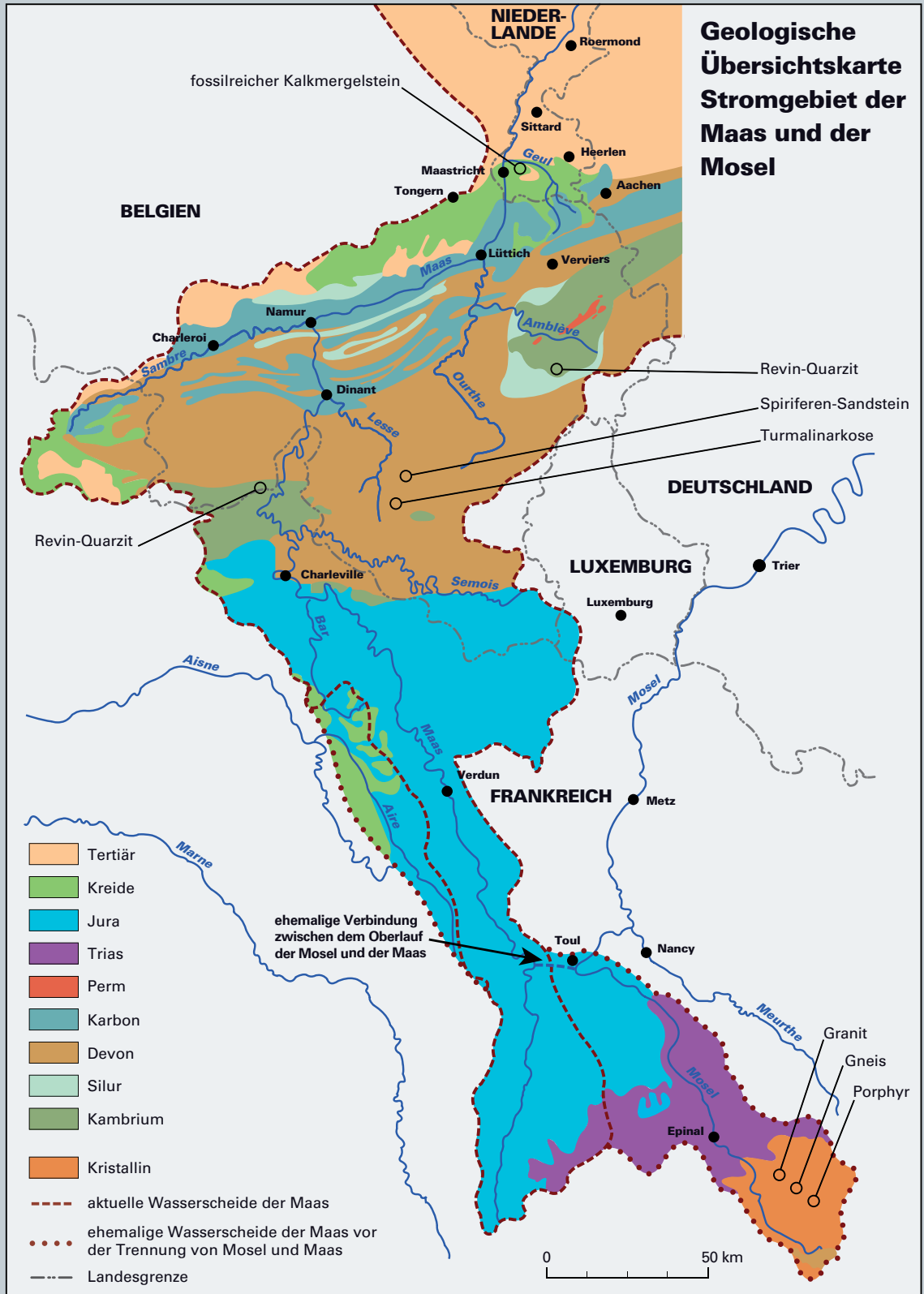


Abb. 5: Geologische Übersichtskarte der Stromgebiete von Mosel und Maas (n. BOSCH 1989)

im Raum Krefeld hingewiesen hatten, sie jedoch aufgrund der Nähe zu den Stauchmoränenvorkommen von Hülser Berg und Egelsberg (östlich v. Krefeld-Hüls bzw. nordwestlich v. Krefeld-Traar) als saalezeitlich deuteten. Aufgrund von neueren Profilkorrelationen und der Auswertung schwerminealogischer Untersuchungen müssen Letztere jedoch nicht mehr als saalezeitliche Schmelzwasserablagerungen, sondern eher als spätelster- bis frühholsteinzeitliche Ablagerungen angesehen werden (JANSEN & SCHOLLMAYER 2009; SKUPIN & ZANDSTRA 2010; vgl. Kap. 4.3.3).

Eine Schwierigkeit bei der Deutung als kaltzeitliche Ablagerungen der Elster-Kaltzeit ergibt sich in diesem Zusammenhang allerdings aus der Tatsache, dass eine elsterzeitliche Vereisung aus diesem Raum nicht bekannt ist und sich hauptsächlich auf das Gebiet nördlich der Linie Texel – Emmen – Rheine zu beschränken scheint (SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA 1993, 2003). Folglich müsste der Transport der glazifluviatilen Bestandteile im Vorfeld des Inlandeises subaerisch gegen das Gefälle des Untergrundes angenommen werden. Der in der zuvor genannten Bohrung nachgewiesene Kristallinanteil ist deshalb entweder von älteren kaltzeitlichen Sedimenten oder eingelagerten südlichen Kristallingerölen abzuleiten.

Von großer Bedeutung sind in diesem Zusammenhang die Hinweise aus dem 25 km weiter nördlich gelegenen Arcen-Lingsfort. Dort wurden in der nördlichen Grube der Abgrabung Jansen am 18. November 1988 im jüngsten Teil der Älteren Mittelterrassen des Rheins (Lingsfort-Terrasse; ZONNEVELD 1956) ein abgerundeter atypischer Gneis sowie ein stark gebleichter und verwitterter Porphy (Rhombenporphy aus dem Oslogebiet?) nachgewiesen. Aufgrund der geringen Anteile an brauner Hornblende werden die Ablagerungen der Lingsfort-Terrasse (= Lingsfort-Sande, heute Lingsfort-Member) von ZONNEVELD (1974) und ZAGWIJN & STAALDUINEN (1975) als Äquivalent der Älteren Mittelterrassen-Ablagerungen des Rheins angesehen (= MT 1 nach BOENIGK & FRECHEN 2006; vgl. Tab. 1) und in den tieferen Teil der Urk-Formation (ZAGWIJN 1985, 1989) gestellt. Die glazifluviatilen Bestandteile werden mit einem Vorstoß des Inlandeises während des Cromer-C-Glazials in Verbindung gebracht (Tab. 1). Als Leitgeschiebe wurden dort Gesteine aus Dalarna und aus dem Oslogebiet (Rhombenporphy) nachgewiesen.

Entsprechende Anzeichen für präelsterzeitliche Vereisungen stellen eventuell Stauchungserscheinungen rechts des Rheins an der Basis der Ruhr-Hauptterrassen (POHL 2005) sowie Geschiebereste innerhalb einer 10 – 50 cm starken „Grundmoräne“ an der Basis des Aufschlusses Steinberg bei Essen-Kettwig dar, die von THOME (1980) aufgrund der starken Verwitterung und der abweichenden Geschiebeführung (Fehlen von ostfennoskandischem Rapakiwi) mit einer Kaltzeit des Cromer-C-Glazials (Anger-Kaltzeit) in Verbindung gebracht werden. Bei dieser Deutung wird davon ausgegangen, dass die darüberliegende, unverwitterte ostfennoskandische Geschiebegemeinschaft mit verhältnismäßig viel rotem Ostsee-Quarzporphy vom Elster-Eis zurückgelassen wurde. Nach neueren Untersuchungen dürften diese jedoch vom dritten drenthezeitlichen Eisvorstoß der Saale-Kaltzeit stammen (SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA 1993; SKUPIN & ZANDSTRA 2010; LANGE 2002, 2003). Leider liegt von den basalen Geschieben des Aufschlusses Steinberg bis heute keine Leitgeschiebeanalyse vor, da der Aufschluss seit Jahren verfüllt und seit dem 4. Juli 1984 als Naturdenkmal ausgewiesen ist. Nach J. G. ZANDSTRA, der den Aufschluss am 8. Oktober 1985 zusammen mit K. N. Thome besuchte, handelt es sich jedoch hauptsächlich um verwitterte schwarz-weiße Granite, bei denen Anteile aus Uppland nicht auszuschließen sind.

Nach den Überlegungen von THOME (1991) hat sich der Vorstoß dieses Inlandeises auch westlich des Rheins bis in den Raum des Süchtelner Höhenzuges bemerkbar gemacht. Neben einer Abdrängung des Rheins nach Westen hatte er die Bildung eines Eisstausees zur Folge. Beim Zerfall des Eises gelangten die Geschiebe vermutlich in Eisschollen über den zwischen dem Eisrand im Westen und dem Süchtelner Höhenzug bestehenden Eisstausee bis in den Raum Viersen-Süchteln und wurden dort auf den Schottern der Jüngeren Hauptterrassen abgesetzt. Nach der Verbreitung der nordischen Kristallingesteine im Gelände dürfte der Eisstausee dabei auch bis westlich des Süchtelner Höhenzuges gereicht und eine Seespiegelhöhe von 65 – 80 m ü. NHN gehabt haben. Der Nachweis von Beckenschluffen oder -tonen steht allerdings noch aus.

Trotz des engen Bezuges der nordischen Kristallingesteine zur Jüngeren Hauptterrasse 2 mit einzelnen Geröllfunden innerhalb des Terrassenkörpers könnten die Gerölle theoretisch jedoch auch umgelagertes Material der menapzeitlichen Hattem-Schichten der Peize-Formation (vgl. Tab. 1) darstellen (SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA 1993: 66). Die Menap-Kaltzeit des ausgehenden Unterpleistozäns stellt im südwestlichen Vorland Fennoskandiens die bekannteste Vereisung dar. Während dieser Kaltzeit wurde der Boden der Ostsee glazial erodiert, das dort zuvor während der Waal-Warmzeit existierende baltische Flusssystem (Elbe, Weser) wurde unterbrochen und nach Rückschmelzen der Gletscher durch ein mitteleuropäisches (Central European) Flusssystem ersetzt (BIJLSMA 1981). Im Vorland des menapzeitlichen Gletschereises wurde das Moränenmaterial aus Fennoskandien vermutlich durch Eisschollen oder Schmelzwässer weit nach Süden transportiert und in Form der sogenannten Hattem-Schichten (LÜTTIG & MAARLEVELD 1961) an zahlreichen Stellen im niederländisch-niedersächsischen Grenzgebiet abgelagert (vgl. SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA 1993: Abb. 23). Während dieses Vorstoßes kam es mit der Zulieferung von südlichem Gesteinsmaterial durch den Rhein zum ersten Mal zu einer stärkeren Vermischung der Sediment- und Geröllfracht mit Flussmaterial der mitteldeutschen Zuflüsse Elbe, Saale und Mulde. Im Bereich der nördlichen Niederrheinischen Bucht traf das mitteldeutsche Flusssystem auf den Rhein, wie die bei Wylerberg zwischen Nimwegen und Kleve (Kranenburg-Lobus) ehemals abgebauten saalezeitlichen Ablagerungen ergaben.

Im Fall von Wylerberg erscheint eine Verknüpfung der Funde mit den Hattem-Schichten allerdings unwahrscheinlich, da diese eine stark abweichende Zusammensetzung haben.

Die im Untersuchungsgebiet auftretende Geröllgemeinschaft aus nordischem Kristallin ist bisher von keiner anderen Lokalität der Niederlande oder innerhalb Nordwestdeutschlands bekannt. Kennzeichnend für die Gerölle ist vor allem ihr Auftreten in Form von Clustern sowie ihre starke Abrundung, was darauf schließen lässt, dass es sich um Ablagerungen eines Flusssystems handelt, das aufgrund der vorliegenden Funde ungefähr im Bereich der heutigen Ostsee entlang der schwedischen Küste verlief (Abb. 3). In einer darauffolgenden Kaltzeit wurden die Gerölle vom skandinavischen Inlandeise aufgenommen, mit Treibeis nach Süden transportiert und schließlich im Bereich des westlichen Niederrheins zusammen mit den Schottern der Jüngeren Hauptterrassen des Rheins abgelagert.

Statt der Hattem-Schichten (Menap) kommen am ehesten die Hinterlassenschaften eines älteren Cromerzeitlichen Eisvorstoßes in Betracht. Dieser ist aufgrund der Einlagerung einzelner Kristallingerölle innerhalb der Jüngeren Hauptterrassen vermutlich während des Cromer-B-Glazials erfolgt. Dazu passt, dass die am weitesten verbreitete Jüngere Hauptterrasse, die Jüngere Hauptterrasse 2 (Sterksel-Formation, vgl. Tab. 2) nach JANSEN & SCHOLLMAYER (2014) mit dem tieferen Teil des Cromer-

Komplexes verknüpft wird. Nach BOENIGK (1978: 176) entspricht die Jüngere Hauptterrasse 2 aufgrund ihres Schwermineralspektrums der Schwermineralzone von Weert, das heißt dem unteren Teil des Cromer-B-Glazials (vgl. Tab. 1). Entsprechende glazigene oder glazifluviale Reste (Don-Glaciatio; vgl. EHLERS & GIBBARD 2004; EHLERS & KOZARSKI & GIBBARD 1995; TURNER 1996) wurden in Norddeutschland bisher allerdings nicht nachgewiesen (EHLERS 1994: 287).

6 Danksagung

Die vorliegende Arbeit wurde von einer Reihe Personen unterstützt, die sich aktiv an der Suche nach nordischen Kristallingesteinen beteiligten oder entsprechende Hinweise zu deren Vorkommen und Lage gaben. Zu nennen sind hierbei insbesondere Johannes Brückner aus Tönisvorst, der mich davon überzeugte, auf den Süchtelner Höhen nach kristallinen Geröllen zu suchen. Daneben waren es vor allem Dr. Reinhold Roth (ehem. Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen, Krefeld), Magdalene Petérek (Viersen-Süchteln) und Johannes Küsters (Viersen-Dülken), die wesentlich zur Erforschung der Kristallingesteine beitrugen. Herbert Bex (Viersen-Dülken) war bei der Probengewinnung zweier größerer Kristallingesteine behilflich. Hinzu kommen nordische Kristallingesteine aus dem ehemaligen Kieswerk CEMEX (mittlerweile Holcim Kies und Splitt GmbH) zwischen Tönisvorst-Vorst und Grefrath-Oedt, die dort dankenswerterweise mit Unterstützung von Olaf Fricke, dem stellvertretenden Betriebsleiter, aus dem Fördermaterial geborgen wurden. Einige dieser Stücke wurden von dem Privatsammler H.-D. Wesselbaum (Krefeld-Forstwald) zur Verfügung gestellt. Klaus-Peter Lanser übergab uns aus dem Bereich des Kieswerks J. Klösters in Kempen-Unterweiden (Königshütte) einige wenige nordische Kristallingesteine.

Hier sei darauf hingewiesen, dass die in Betrieb befindliche Kiesgrube Holcim sowie die stillgelegte Kiesgrube Klösters nicht öffentlich sind und daher nicht ohne Erlaubnis der Eigentümer betreten werden dürfen.

Jürgen Ehlers, ehemals Geologisches Landesamt Hamburg; Klaus-Peter Lanser, ehemals LWL-Museum für Naturkunde, Münster; Daniel Pohl, ehemals Ruhr-Universität Bochum, und Stefan Wansa, Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt, Halle, danken wir sehr herzlich für die rege fachliche Diskussion und Anregungen beim Fortgang der Arbeit. Unser Dank gilt des Weiteren Dietrich Ellwanger (Kirchzarten), ehemals Landesamt für Geologie Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg; Christian Hoselmann, Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Wiesbaden, und Georg Sawatzki (Emmendingen) für ihre Beteiligung an der Diskussion über die Herkunft und die Wahrscheinlichkeit eines fluvialen Transports südlicher Kristallingesteine an den Niederrhein. Wolfhard Wimmenauer (Freiburg) und Jean Paul von Eller (Strasbourg) trugen durch die Bearbeitung einiger Gesteinsfunde ganz wesentlich zur Deutung der Herkunft der südlichen Kristallingesteine bei.

Für die Bestimmung der Sedimentärgeschiebe ist Jochen Farrenschon, Dr. Martin Hiß, Dr. Gangolf Knapp, Dr. Karl-Heinz Ribbert (alle ehem. Geologischer Dienst NRW, Krefeld), Christoph Hartkopf-Fröder und Dr. Martin Salamon, Geologischer Dienst NRW, Krefeld, des Weiteren Fritz von der Hocht (Kerpen-Balkhausen), Jost Haneke (Mainz), John Jagt (Maastricht), Ronald Janssen (Frankfurt/Main), Prof. Dr. Thomas Kirnbauer (Bochum), Hans Dieter Wesselbaum (Krefeld-Forstwald), Simon Schneider und Dorothea Frieling (München) sowie Dietrich Kadolsky (Sanderstead) zu danken.

7 Bohrungen

Bohrung



Name: Bohrung 5/04
BNUM: 265069
Lage: R ²⁵29 155, H ⁵⁶88 670; TK 25: Blatt 4604 Kempen; + 36,80 m NHN
Auftraggeber: Kieswerk Vorst, heute Holcim Kies und Splitt GmbH
Zweck: Erkundungsbohrung
Bearbeiter: A. RICHTER, K. SKUPIN (Schichtenfolge), J. G. ZANDSTRA (Kiesanalyse)
Bohrfirma: R. Plängsken GmbH, Neukirchen-Vluyn
Bohrverfahren: Trockenbohrung mit Schappe
Bohrzeit: August 2004

– 0,30 m	Sand und Kies	Künstliche Aufschüttung
– 1,20 m	Schluff, sandig-tonig, braun	Jüngerer Löss (Weichsel-Hochglazial)
– 1,50 m	Schluff, sandig-tonig, schwach kiesig, bunt	Jüngere Mittelterrassen (Krefelder Mittelterrasse n. KLOSTERMANN 1992) (Drenthe – Warthe)
– 3,00 m	Mittelsand, teilweise fein- bis mittelkiesig, schwach grobsandig, hell- bis gelbbraun	“
– 3,80 m	Sand, schwach kiesig, gelbbraun	“
– 4,70 m	Grobsand, stark feinkiesig bis Mittelkies, schwach mittelsandig, graubraun	“
– 6,80 m	Feinkies, mittelkiesig, stark sandig, grauweiß	“
– 9,10 m	Sand, fein- bis mittelkiesig, graubraun	“
– 10,80 m	Sand, stark kiesig, graubraun	“
– 17,10 m	Kies, mittel- bis grobsandig, z. T. steinig, gelbbraun bis braun, rostfarben	“
– 17,60 m	Mittel- bis Feinsand, graublau	Holstein-Schichten
– 20,40 m	Kies, schwach feinsandig, grau	Ältere Mittelterrassen (Ältere Mittelterrasse 4 n. JANSEN & SCHOLLMAYER 2009; Mittlere Mittelterrasse = Rinnenschotter, Elster; n. KLOSTERMANN 1992)
– 21,40 m	Sand, schwach fein- bis mittelkiesig, grau	“
– 24,30 m	Sand, fein- bis mittelkiesig, grau, Muschelreste	“
– 25,50 m	Sand, stark kiesig, vereinzelt Holzkohle, graubraun, Muschelreste	“
– 27,60 m	Grobsand, fein- bis mittelkiesig, schwach mittelsandig, grau, Muschelreste	“
– 30,70 m	Kies, grob- bis mittelsandig, graubraun, Muschelreste; bei 28,70 m ca. 10 cm feste Kiesschicht	“
– 34,50 m	Kies, steinig, sandig, lagenweise Geröll, graubraun, Muschelreste	“
– 35,60 m	Feinsand, graugrün, Muscheln	Grafenberg-Formation (Tertiär, Oberoligozän)

Bohrung

2

Name: Bohrung II, St. Töniser Straße
BNUM: 131998
Lage: R ²⁵37 885, H ⁵⁶88 390; TK 25: Blatt 4605 Krefeld; + 39,0 m NHN
Auftraggeber: Textil-Ausrüstungsgesellschaft (TAG), Krefeld
Zweck: Grundwassermessstelle
Bearbeiter: A. STEEGER (Schichtenfolge); J. D. DE JONG (Schwermineralanalyse);
 G. C. MAARLEVELD, J. G. ZANDSTRA (Kiesanalyse)
Bohrverfahren: nicht dokumentiert
Bohrzeit: 6.12.1957 (ähnliches Schichtprofil wie bei MAARLEVELD 1956)

– 0,70 m	Asche/Schlacke	Künstliche Aufschüttung
– 1,60 m	Grobkies	Jüngere Mittelterrassen (Krefelder Mittelterrasse n. KLOSTERMANN 1992) (Drenthe – Warthe)
– 2,00 m	Ton	“
– 11,40 m	Kies und Sand	“
– 12,10 m	Ton, grau bis schwarz	Holstein-Schichten
– 12,30 m	Braunkohle*	“
– 14,10 m	Ton, grau	“
– 14,80 m	Braunkohle*	“
– 17,10 m	Ton, grau	“
– 18,90 m	Ton, sandig, grau	“
– 35,00 m	Kies und Sand	Ältere Mittelterrassen (Ältere Mittelterrasse 4 n. JANSEN & SCHOLLMAYER 2009; Mittlere Mittelterrasse = Rinnenschotter, Elster; n. KLOSTERMANN 1992)
– 36,10 m	Kies und Sand mit Muscheln	Grafenberg-Formation (Tertiär, Oberoligozän)

*im Quartär keine Braunkohle möglich; evtl. umgelagert oder stark verdichtetes braunkohleartiges Torf-Material

Bohrung

3

Name:	Kartierbohrung KB 15
BNUM:	262266
Lage:	R ²⁵ 38 180, H ⁵⁶ 88 740; TK 25: Blatt 4605 Krefeld; + 39,50 m NHN
Auftraggeber:	Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
Zweck:	Geologische Untersuchung
Bearbeiter:	C. HOLL-HAGEMEIER, F. JANSEN (Schichtenfolge), JANSEN & SCHOLLMAYER (2009: 56, 58)
Bohrverfahren:	Rammkernbohrung
Bohrzeit:	2000

– 1,35 m	Schluff, schwach feinsandig, schwach kiesig; dunkel- bis gelbbraun	Hochflutlehm (Holozän)
– 2,10 m	Mittelsand, schwach grobsandig, teilweise kiesig, gelbgrau; Einlagerungen aus Schluff, tonig, weißgrau	Jüngere Mittelterrassen (Saale) (Jüngere Mittelterrasse 2 n. JANSEN & SCHOLLMAYER 2009)
– 2,30 m	Grobsand, schwach mittelsandig, schwach feinkiesig, teilweise mittelkiesig, gelbgrau	“
– 5,75 m	Mittelsand, grobsandig bis grobkiesig, schwach mittelkiesig, gelbbraun- bis gelbgrau	“
– 5,90 m	Grobsand, schwach mittelsandig, fein- bis mittelkiesig, braungrau	“
– 7,40 m	Mittelsand, grobsandig bis grobkiesig, schwach mittelkiesig, gelbgrau	“
– 8,20 m	Grobsand, schwach mittel- bis mittelkiesig, schwach grobkiesig, gelbgrau	“
– 10,70 m	Mittelsand, Grobsand, schwach grobsandig- u. schwach feinkiesig, gelbgrau	“
– 12,70 m	Torf, schwarz, dunkelbraun; im Wechsel mit Schluff, humos, tonig, feinsandig, dunkelbraun bis dunkelgrau	Holstein-Schichten, tonig
– 16,00 m	Ton, schluffig; im Wechsel mit Schluff, schwach tonig und feinsandig; im Wechsel mit Feinsand, schluffig, dunkelgrau	“
– 17,40 m	Feinsand und Schluff, schwach tonig, schwach feinsandig; stellenweise Ton, dunkelgrau	Holstein-Schichten, sandig
– 25,85 m	Mittelsand, schwach feinsandig bis grobsandig, teilweise feinkiesig, glimmerhaltig	“
– 32,00	Mittelsand, grobsandig bis schwach grobsandig, schwach feinkiesig, schwach feinsandig, braungrau; im Wechsel mit Grobsand, schwach fein- bis mittelkiesig, mittelsandig, braungrau	Ältere Mittelterrassen (Elster) (Ältere Mittelterrasse 4 n. JANSEN & SCHOLLMAYER 2009)
– 37,00	Feinsand, schwach schluffig, grüngrau, stark glimmerhaltig, dunkel-grüngrau, glaukonitisch, wenige Molluskenschalen	Grafenberg- Formation (Tertiär, Oberoligozän)

8 Tafeln

Südliche Kristallingeröle, Schwalm-Nette-Gebiet; alle Funde

Nettetal-Rennekoven (R ²⁵22 500, H ⁵⁶82 600; TK 25: Blatt 4703 Schwalmthal)

Tafel 1a

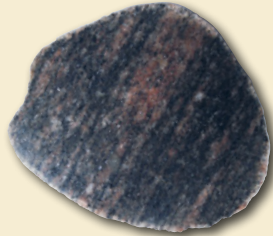


Abb. 1: Feinkörniger, streifiger Gneis



Abb. 2: Hellgrauer Gneis mit vielen kleinen gelben Feldspateinsprenglingen



Abb. 3: Feinkörniger, bunter Gneisgranit mit einigen Volumenprozent Titanomagnetit

Kristallingeröle vermutlich nordischer Herkunft, Schwalm-Nette-Gebiet

Tafel 1b



Abb. 1: Schwarz-weißer Gneis; Happelter-Heide (R ²⁵16 000, H ⁵⁶81 000; TK 25: Blatt 4703 Schwalmthal)



Abb. 2 a: Varietät des Kristinehamn-Granits (Småland-Värmland-Intrusion); ehemalige Sandgrube A. Lennartz, Gemarkung Nettetal-Rennekoven (Flur 31, Flurstück 143), im Bereich der Autobahn A 61 (R ²⁵22 180 – ²⁵22 280, H ⁵⁶82 460 – ⁵⁶82 550; TK 25: Blatt 4703 Schwalmthal). Herkunft siehe Kapitel 4.2.2: Abbildung 3, Nr. 35



Abb. 2 b: Anschliff des Kristinehamn-Granits (s. Abb. 2a)

Südliche Kristallin- und Sedimentärgerölle,
Süchteln

Tafel 2a



Abb. 1: Dunkel-gelbgrauer Granit mit vielen dunklen Mineralen; Süchteln-Schmansend (R ²⁵24 200, H ⁵⁶83 000; TK 25: Blatt 4704 Viersen)



Abb. 2: Rötlicher, quarzitischer Sandstein mit einem Fossilabdruck von *Spiriferina* sp.; Ackerfläche westlich von Süchteln (R ²⁵24 500, H ⁵⁶23 000; TK 25: Blatt 4704 Viersen)

Kristallingerölle vermutlich nordischer Herkunft,
Süchteln

Tafel 2b



Abb.1: Rotweißer Virbo-Granit aus Südschweden (Småland); Gelände Hof Thobrock, Süchteln.
Herkunft siehe Kapitel 4.2.2: Abbildung 3, Nr. 43



Abb. 2: Rötlich grauer Quarzporphyr; Pori, Südwestfinland; Deponie Viersen, ehem. Nothofer'sche Sandgrube, Süchteln (R ²⁵24 600, H ⁵⁶82 900; TK 25: Blatt 4704 Viersen).
Herkunft siehe Kapitel 4.2.2: Abbildung 3, Nr. 30



Abb. 3: Grauer Quarzporphyr; Pori, Südwestfinland; Deponie Viersen, ehem. Nothofer'sche Sandgrube, Süchteln (R ²⁵24 600, H ⁵⁶82 900; TK 25: Blatt 4704 Viersen).
Herkunft siehe Kapitel 4.2.2: Abbildung 3, Nr. 29



Abb. 4: Hellrötlicher, feinkörniger Granit (Pernio-Granit?, Südwestfinland); Deponie Viersen, ehem. Nothofer'sche Sandgrube, Süchteln (R ²⁵24 600, H ⁵⁶82 900; TK 25: Blatt 4704 Viersen). Herkunft siehe Kapitel 4.2.2: Abbildung 3, Nr. 28



Abb. 5: Rötlicher Granit mit vielen größeren rötlichen Kalifeldspäten und kleineren gelbgrünlich zersetzten Plagioklasen, Affinität zum Siljan-Granit in der Umgebung von Brintbodarna (Dalarna), Gelände Hof Thobrock, Süchteln.
Herkunft siehe Kapitel 4.2.2: Abbildung 3, Nr. 42



Abb. 1: Porphyrischer Basit



Abb. 2: Feinkörniger, weißer Zwei-Glimmer-Granit

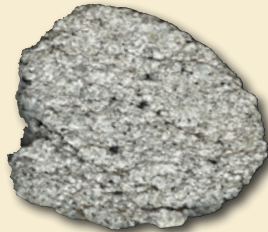


Abb. 3: Weißer Gneis, muskovitreich



Abb. 4: Schwach rötlicher Granit, plagioklasreich



Abb. 5: Gneisgranit

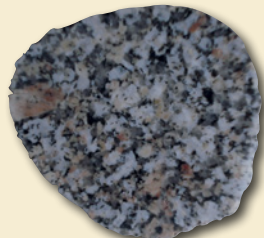


Abb. 6: Rotgrauer Zwei-Feldspat-Granit



Abb. 7: Rhyolith-Lava des Kreuznacher Rotliegend-Vulkanismus



Abb. 8: Lavageröll mit kristallerfüllten Drusen (Rotliegend-Vulkanismus)

Abb. 9: Quarzkeratophyr, Sauerland

Abb. 10: Trachyt

Abb. 11: Kristallingestein; Sammlung Felder, Maastricht

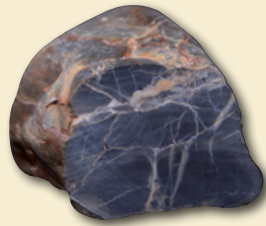


Abb. 1: *Prototaxites*; Unterdevon



Abb. 2: Vicht-Konglomerat; Mitteldevon der Eifel



Abb. 3: Turmalin-Arkose; Unterdevon,
vermutlich südliche Ardennen



Abb. 4: Fossilführender Ems-Quarzit;
vermutlich Region Koblenz



Abb. 5: Massenkalk; Mitteldevon, Schwelm-Fazies,
Eifel oder Bergisches Land



Abb. 6a: Fossilführender, rötlich grau gestreifter Sandstein;
Unterdevon (Emsium)



Abb. 6b: Fossilführender, rötlicher Sandstein; Unterdevon
(Emsium)



Abb. 6c: Brachiopoden; Oedt
(H.-D Wesselbaum, Krefeld-Forstwald)



Abb. 7: Hell bis dunkel gebänderter Kieselschiefer

Abb. 8: Traubige Quarz-Karneol-Konkretion; Buntsandstein

Abb. 9: Schillbank; Oberer Muschelkalk

Abb. 10: *Ceratites nodosus*; Oberer Muschelkalk

Abb. 11: Trochitenkalk; Oberer Muschelkalk, Eifel

Abb. 12: Quarzkonglomerat mit dunklem Bindemittel (Rhät-Konglomerat); Oberkeuper

Abb. 13: Kieselloolith; Malm

Abb. 14: Fossilreicher Kalkmergelstein mit Algen; Maastrichtium – Danium



Abb. 15: Kalkstein mit Fressbauten; Paläozän



Abb. 16: Stark fossilführende Sandsteinlage; Grafenberg-Formation, Oberoligozän



Abb. 17: Schalenrümmergestein: vermutlich Untermiozän, Obere Meeresmolasse

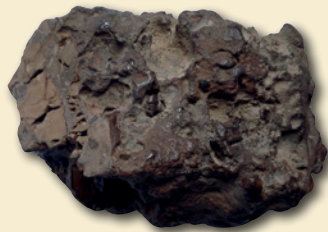


Abb. 18: Eisenerzgeröll (Hunsrückerz); Miozän, Hunsrück, Eifel oder Bergisches Land

Tafel 3c: Kristallingerölle vermutlich nordischer Herkunft; alle Funde Kieswerk Holcim Kies und Splitt GmbH (vormals CEMEX), Tönisvorst (R 2528 250, H 5688 750; TK 25: Blatt 4604 Kempen)

Tafel 3c



Abb. 1: Braunroter, fein- bis mittelkörniger Granit mit Biotit und Muskovit (kein Leitgeschiebe)



Abb. 2: Zwei-Glimmer-Granit von Ångermanland(?); Schweden. Herkunft siehe Kapitel 4.2.2: Abbildung 3, Nr. 44



Abb. 1: Rotgrauer Zwei-Feldspat-Granit



Abb. 2: Rötlich weißer Biotit-Granit



Abb. 3: Metamorphes, saures Gestein



Abb 4: Hellgrauer Gneisgranit

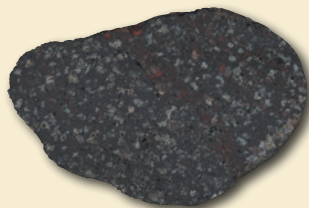


Abb. 5: Porphyrischer Basit



Abb. 6: Zwei-Glimmer-Granit

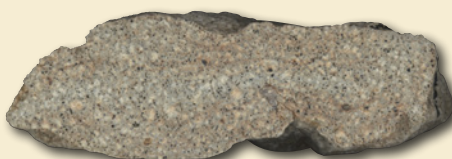


Abb. 7: Trachyt; Eifel oder Siebengebirge



Abb. 1: Hellgrauer, quarzitischer Sandstein (Ruhrsandstein);
Karbon; Kiesgrube Klöstere, Kempen (R ²⁵32 300, H ⁵⁶92 700;
TK 25: Blatt 4604 Kempen)



Abb. 2a und 2b: Hydrobienkalkstein; Untermiozän,
Mainzer Becken; Krefeld-Forstwald (R ²⁵33 250, H ⁵⁶85 150;
TK 25: Blatt 4604 Kempen)



9 Literaturverzeichnis

- ALTMAYER, H. (1971): Die Prototaxiten von Uckerath unter dem Mikroskop. – *Aufschluss*, **22** (10): 305 – 308, 9 Abb.; Heidelberg.
- ALTMAYER, H. (1978): Die als Rheingerölle bei Köln auftretenden Konglomerate. – *Aufschluss*, **29**: 93 – 98, 12 Abb.; Heidelberg.
- ALTMAYER, H. (1983): Traubige Quarz-Karneol-Konkretionen als Rheingerölle. – *Aufschluss*, **34**: 253 – 254, 2 Abb.; Heidelberg.
- ALTMAYER, H. (1987): Vulkanische Gesteine als Rheingerölle bei Bonn. – *Natur am Niederrhein*, N. F., **2** (1): 3 – 14, 4 Abb., 5 Taf.; Krefeld.
- ALTMAYER, H. (1989): Über weitere Rheingeröllarten. – *Aufschluss*, **40**: 197 – 200, 4 Abb.; Heidelberg.
- ALTMAYER, H. (1991): Die Gerölle einiger Nebenflüsse des Rheins. – *Natur am Niederrhein*, N. F., **6** (1/2): 23 – 27, 3 Abb.; Krefeld.
- ALTMAYER, H. (2009): Über das Wirken von Wind und Sand. – *Aufschluss*, **60**: 237 – 239, 3 Abb.; Heidelberg.
- ALTMAYER, H.; WOIKE, M. (1982): Rheingerölle und ihre Herkunft: Kiesgruben und Naturschutz. – *Rhein. Landschaften*, **22**: 31 S., 49 Abb., 3 Tab.; Neuss.
- BALEN, R. T. VAN; HOUTGAST, R. F.; WATEREN, F. M. VAN DER; VANDENBERGHE, J. (2002): Neotectonic evolution and sediment budget of the Meuse catchment in the Ardennes and the Roer Valley Rift System. – *Netherlands J. Geosci./Geol. en Mijnb.*, **81** (2): 211 – 215, 5 Abb.; Utrecht.
- BERG, M. W. VAN DEN (1995): Neotectonics of the Roer Valley rift system. Style and rate of crustal deformation inferred from syn-tectonic sedimentation. – *Geol. en Mijnb.* **73** (2 – 4): 143 – 156, Dordrecht [u. a.].
- BIJLSMA, S. (1981): Fluvial sedimentation from the Fennoscandian area into the North-West European Basin during the Late Cenozoic. – *Geol. en Mijnb.*, **60**: 337 – 345, 3 Abb., 2 Tab.; 's-Gravenhage.
- BITTMANN, F.; BÖRNER, A.; DOPPLER, G.; ELLWANGER, D.; HOSELMANN, CH.; KATZSCHMANN, L.; SPRAFKE, T.; STRAHL, J.; WANSA, ST.; WIELANDT-SCHUSTER, 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.
- BOENIGK, W. (1970): Zur Kenntnis des Altquartärs bei Brüggem (westlicher Niederrhein). – *Sonderveröff. geol. Inst. Univ. Köln*, **17**: 138 S., 20 Abb., 7 Tab., 3 Taf.; Köln. – [Diss. Univ. Köln 1969].
- BOENIGK, W. (1978): Gliederung der altquartären Ablagerungen in der Niederrheinischen Bucht. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **28**: 135 – 212, 6 Abb., 6 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- BOENIGK, W. (2002): The Pleistocene drainage pattern in the Lower Rhine Basin. – *Geol. en Mijnb.*, **81**: 201 – 209, 5 Abb., 1 Tab.; Dordrecht.
- BOENIGK, W.; FRECHEN, M. (2006): The Pliocene and Quaternary fluvial archives of the Rhine system. – *Quaternary Sci. Rev.*, **25** (5 – 6): 550 – 574, 9 Abb., 6 Tab.; Amsterdam.
- BOGAARD, P. VAN DEN; SCHMINCKE, H.-U. (1990): Die Entwicklungsgeschichte des Mittelrheinraumes und die Eruptionsgeschichte des Osteifel-Vulkanfeldes. – In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: *Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas*. – *Deuquaführer* **1**: 166 – 190, 17 Abb., Hannover (Dt. Quart.-Vereing.).
- BOSCH, P. W. (1975): De groeve ‚Belvédère‘ te Maastricht. – *Grondboor en Hamer*, **1**: 13 – 32, 5 Abb., 5 Tab., 5 Taf.; Maastricht.
- BOSCH, P. W. (1989): *Excursiegids voor de excursie naar het stroomgebied van de Maas*: 58 S., 49 Abb., 3 Anl.; Heerlen (Rijks Geol. Dienst).
- BREDDIN, H. (1930): Über Flußterrassen, diluviale und alluviale Bodenbewegungen im westlichen Niederrheingebiet. – *Jb. preuß. Geol. L.-Anst.*, **50** (2): 806 – 845, 8 Abb., Berlin.
- BRUNNACKER, K. (1980): *Exkursion I: Mittel- und Niederrhein*. – In: *Exkursionsführer / Tagung der deutschen Quartärvereinigung*: 110 S., 35 Abb., 3 Tab.; Köln. – [Tag. dt. Quartärvereinig. <1980, Aachen>]
- CORDIER, ST.; HARMAND, D.; FRECHEN, M.; BEINER, M. (2006): New evidences on the Moselle terrace stratigraphy between the Meurthe confluence (Paris Basin) and Koblenz (Rhenish Massif). – *Article de synthèses G*: 9 – 118, 7 Abb., 2 Tab., Nancy-Université.
- Deutsche Stratigraphische Kommission [Hrsg.] (2016): *Stratigraphische Tabelle von Deutschland, 2016*. – Potsdam (GeoForschungsZentrum).
- EHLERS, J. (1994): *Allgemeine und historische Quartärgeologie*. – 358 S., 176 Abb., 16 Tab.; Stuttgart (Enke).
- EHLERS, J.; Gibbard, P. L. [Hrsg.] (2004): *Quaternary glaciations: extent and chronology, Tl. I: Europe*. – *Dev. Quat. Sci.*, **2**: XI + 475 S., zahlr. Abb. u. Tab., 1 CD-ROM; Amsterdam [u. a.].

- EHLERS, J.; KOZARSKI, ST.; GIBBARD, PH. L. (1995): Glacial deposits of North-East Europe: general overview. – In: EHLERS, J.; GIBBARD, PH. L. [Hrsg.]: *Glacial Deposits in North-East Europe*: 547 – 552, 1 Abb., 1 Tab.; Amsterdam.
- ELLWANGER, D. (2003), unter Mitarb. von LÄMMERMANN, J.; NEEB, I.: Eine landschaftsübergreifende Lockergesteinsgliederung vom Alpenrand zum Oberrheingraben. – In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: *Landschaftsgeschichte im Europäischen Rheinland*. – *GeoArchaeoRhein*, **4**: 81 – 124; Münster/Westf.
- ERENS, A. (1889): Note sur les Roches Cristallines recueillies dans les Dépôts des Transport situés dans la partie Méridionale du Limbourg Hollandaise. – *Mem. Soc. Royale Acad.*, **XVI**: 395 – 444; Liège
- ERENS, A. (1891): Recherches sur les formations du Sud des Pays-Bas. – *Arch. Mus. Teyler*, **II** (III): 463 – 543, La Haye [u.a.].
- FREDÉN, C. [Hrsg.] (1994): *National Atlas of Sweden: Geology*. – 208 S., zahlr. Abb. u. Kt.; Stockholm (Geological Survey of Sweden). – [in englisch]
- GOEMARE, E.; CATOT, E.; DEJONGHE, L. C.; HANCE, L.; STEEMANS, PH. (1997): Sédimentologie des Formations du Marteau, du Bois d'Ausse et de la partie inférieure de la Formation d'Acoz (Dévonien inférieur) dans l'est de la Belgique, au bord nord du Massif de Stavelot. – *Mem. Geol. Surv. Belgique*, **42**: 168 S.; Bruxelles.
- Gölz, E. (1986): Das rezente Rheingeschiebe : Herkunft, Transport und Ablagerung. – *Z. dt. geol. Ges.*; **137**: 587 – 611, 15 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- HOSELMANN, CH. (1994): *Stratigraphie des Hauptterrassenbereichs am Unteren Mittelrhein*. – Sonderveröff. geol. Inst. Univ. Köln, **147**: 235 S., 71 Abb., 1 Anh., 1 Anl.; Köln.
- JANSEN, F.; SCHOLLMAYER, G. (2009): Die Mittelterrassen des Rheins zwischen Kamp-Lintfort, Viersen, Kaarst und Krefeld. – *Natur am Niederrhein, N. F.*, **21** (1): 50 – 61, 6 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- JANSEN, F.; SCHOLLMAYER, G. (2014): Mittelterrassen des Rheins zwischen Bonn und Bocholt (Niederrhein; Nordrhein-Westfalen). – *Decheniana*, **167**: 67 – 106, 22 Abb., 2 Tab.; Bonn.
- JONG, J. D. DE (1956): Sedimentpetrographische Untersuchungen in Terrassen-Schottern im Gebiet zwischen Krefeld und Kleve. – *Geol. en Mijnb., N. S.*, **18**: 389 – 394, 5 Abb., 1 Tab.; 's-Gravenhage.
- KAHLKE, H.-D. (1965): Die stratigraphische Stellung der Faunen von Voigtstedt. – Zur Grenze des kontinentalen Unterpleistozän/Mittelpleistozän im zentraleuropäischen Raum. – *Paläont. Abh.*, **A 2** (2/3): 691 – 692; Berlin.
- KIRNBAUER, TH. (1998): 2.4.6 Eisenmanganerze des Typs „Lindener Mark“ und Eisenerze des Typs „Hunsrückerze“ – In: KIRNBAUER, TH. [Hrsg.]: *Geologie und hydrothermale Mineralisationen im rechtsrheinischen Schiefergebirge*. – *Jb. Nass. Ver. Naturkd., Sbd.* **1**: 209 – 216, 1 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- KLOSTERMANN, J. (1983): Die Geologie der Venloer Scholle (Niederrhein). – *Geol. Jb.*, **A 66**: 115 S., 40 Abb., 6 Tab.; Stuttgart.
- KLOSTERMANN, J. (1985): Versuch einer Neugliederung des späten Elster- und des Saale-Glazials der Niederrheinischen Bucht. – *Geol. Jb.*, **A 83**: 3 – 42, 22 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- KLOSTERMANN, J. (1988): Quartär. – In: *Geologie am Niederrhein*, 4. Aufl.: 40 – 63, 11 Abb., 2 Tab.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- KLOSTERMANN, J. (1992): Das Quartär der Niederrheinischen Bucht: 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.; DASSEL, W.; KILLET, F. (1982): Beschreibung des Aufschlusses Nothofer, Viersen. – *Ber. Geol.-L.-Amt NRW*: 3 S., 23 Abb., 111 Anl., Krefeld (Archiv GD NRW).
- Klostermann, J.; Rescher, C. K.; Wefels, U. (1998): Die tertiärzeitliche Schichtenfolge in ausgewählten Bohrungen der Krefelder und Venloer Scholle. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **37**: 475 – 555, 4 Abb., 1 Tab., 7 Taf., 2 Anl.-Taf.; Krefeld.
- KOWALCZYK, G. (1969): Zur Kenntnis des Altquartärs der Ville (südliche Niederrheinische Bucht – Sonderveröff. geol. Inst. Univ. Köln, **18**: VI + 147 S., 21 Abb., 5 Kt.; Köln. – [zugl.: Diss. Univ. Köln]
- KROOK, L. (1993): Heavy minerals in the Belvédère deposits. – *Meded. Rijks geol. Dienst*, **47**: 25 – 30; Haarlem.
- LANGE, F. G. (2002): Kartierbericht 2001 zu Blatt 4607 Heiligenhaus: 47 S.; Krefeld (Geol. Dienst NRW). – [unveröff.]
- LANGE, F. G. (2003): Überlegungen zum Ablauf der Saale-Eiszeit nach dem 1. (Haupt-)Eisvorstoß in Norddeutschland und angrenzenden Gebieten. – 70. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Norddeutscher Geologen vom 10.-13. Juni 2003 in Neubrandenburg. – *Tag.-Bd. u. Exk.-Führer*: 48 – 49; Neubrandenburg.
- LANSER, K.-P. (1978): Die Krefelder Mittelterrasse westlich Krefeld. – *Dipl.-Kart. u. Dipl.-Arb. Univ. Köln*: 148 S., 38 Abb., 9 Tab., 1 Anh.; Köln. – [unveröff.]
- LANSER, K.-P. (1983): Die Krefelder Terrasse und ihr Liegendes im Bereich Krefeld. – *Diss. Univ. Köln*: 241 S., 21 Abb., 20 Tab., 2 Taf. im Anh.; Köln. – [unveröff.]

- LANSER, K.-P. (2019): Die Steppenelefantenfaunen der jüngeren Rheinterrassen zwischen Köln und Xanten. – *Decheniana*, **172**: 74 – 97, 3 Abb., 6 Diagr.; Bonn.
- LÜTTIG, G.; MAARLEVELD, G. C. (1961): Nordische Geschiebe in Ablagerungen prä-Holstein in den Niederlanden (Komplex von Hattem). – *Geol. en Mijnb.*, **40**: 163 – 174, 6 Abb.; 's-Gravenhage.
- LJUN, P. VAN DER (1974): Het keienboek, 6. Aufl. – 360 S., 112 Abb., 322 Zeichn.; Zutphen (Thieme & Cie.).
- LUNDOQVIST, TH. (1979): The Precambrian of Sweden. – *Sveriges geol. Unders.*, C, **768**: 87 S., 39 Abb., 2 Tab.; Uppsala.
- MAARLEVELD, G. C. (1956): Die Ergebnisse von Kies-Analysen im Niederrheingebiet. – *Geol. en Mijnb.*, N. S., **18**: 411 – 415, 1 Abb., 2 Tab.; 's-Gravenhage. – [Beitr. z. Symp. „Das Quartär an Maas und Niederrhein“]
- MEYER, W.; STETS, J. (2001): Pleistocene to recent tectonics in the Rhenish Massif (Germany). – *Netherl. J. Geosci./Geol. en Mijnb.*, **81** (2): 217 – 221, 2 Abb.; Dordrecht.
- MONREAL, W. (1959a): Die sedimentpetrographische Gliederung der Terrassen im Venloer Graben und am Viersener Höhenrücken. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **4**: 171 – 177, 4 Abb.; Krefeld.
- MONREAL, W. (1959b): Schwermineral- und Gerölluntersuchungen in den Flußterrassen östlich und westlich des Viersener Höhenzuges im linken Niederrheingebiet. – *Decheniana*, **111** (2): 103 – 139, 17 Abb., 3 Tab.; Bonn.
- OOSTINGH, C. H. (1921): Bijdrage tot de kennis der zuidelijke zwerfstenen in Nederland en omgeving. – *Meded. Landbouwhoogeschool*, **XIX**: 164 S., 4 Taf.; Wageningen.
- OOSTINGH, C. H. (1922): Zur Kenntnis der Geschiebe südlicher Herkunft in Holland und den benachbarten Gegenden. – *Ber. Oberhess. Ges. Natur- u. Heilkd.*, N. F. (1920 – 1922), **8**: 94 S., 1 Kt.; Gießen.
- PAPROTH, E. (1964): Mammutfunde zwischen Kempen und Hüls. – *Heimatsbuch des Grenzkreises Kempen-Krefeld*, **15**: 16 – 17, 2 Abb.; Kempen-Krefeld.
- POHL, D. (2005): Die pleistozänen Sedimente (Cromer – Saale) von Essen-Kupferdreh. – *Bachelor-Arb.*: 54 S., 24 Abb., Anh. + 10 Taf.; Bochum.
- PRÜFERT, J. (1994): Erläuterungen zu Blatt 5002 Geilenkirchen, 2. Aufl. – *Geol. Kt. Nordrh.-Westf.* <1 : 25 000>, Erl., **5002**: 165 S., 8 Abb., 10 Tab. 3 Taf.; Krefeld.
- QUAAS, A. (1910): Ein neuer oberoligozäner Fossilfundpunkt bei Süchteln. – *Z. dt. geol. Ges.*, Mber., **62**: 659 – 662; Berlin.
- QUAAS, A. (1917): Erläuterungen zu Blatt 4704 Viersen. – *Geol. Kt. Preußen u. benachb. Dt. Länder* <1 : 25 000>, Erl. **4704**: 70 S. Berlin.
- QUITZOW, H. W. (1956): Die Terrassengliederung im Niederrheinischen Tieflande. – *Geol. en Mijnb.*, N. S., **18**: 357 – 373, 7 Abb.; 's-Gravenhage.
- ROTHAUSEN, K. (1958): Marine Vertebraten (Odontaspidae, Lamnidae, Sparidae, Dermochelyidae, Squalodontidae) im oberoligozänen Meeressand von Süchteln und Düsseldorf. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **1**: 363 – 384, 7 Abb. 4 Taf.; Krefeld.
- SCHÄFER, A. (1986): Die Sedimentologie des Oberkarbons und Unterrotliegenden im Saar-Nahe-Becken. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **15**: 239 – 365, 63 Abb., 1 Tab., 29 Prof. im Anh.; Mainz.
- SCHERP, A. (1983), mit Beitr. von GRABERT, H.: Unterdevonische Schmelztuffe im rechtsrheinischen Schiefergebirge. – *N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh.*, **1983** (1): 47 – 58, 6 Abb.; Stuttgart.
- SCHLÜTER, C. (1897): Zur Heimathfrage jurassischer Geschiebe im Westgermanischen Tieflande. – *Z. dt. geol. Ges.*, **XLIX**: 486 – 503, 33 Taf.; Berlin.
- SCHNÜTGEN, A. (1974): Die Hauptterrassenfolge am linken Niederrhein aufgrund der Schotterpetrographie. – *Forsch.-Ber. Land Nordrh.-Westf.*, **2399**: 150 S., 27 Abb., 19 Tab., 5 Anl.; Opladen.
- SCHNÜTGEN, A.; BRUNNACKER, K. (1977): Zur Kieselschiefer-Führung in Schottern am Niederrhein. – *Decheniana*, **130**: 293 bis 298, 2 Abb., 1 Tab.; Bonn.
- SCHOLLMAYER, G. (2014a): Niederrhein-Niederterrassen-Formation. – In *LithoLex* [online-Datenbank]. Hannover: BGR. Letzte Aktualisierung 04.12.2014 [Abruf am 08.05.2019]. Datensatz-Nr. 1000037. Abrufbar unter: <https://litholex.bgr.de>
- SCHOLLMAYER, G. (2014b): Niederrhein-Mittelterrassen-Formation. – In *LithoLex* [online-Datenbank]. Hannover: BGR. Letzte Aktualisierung 04.12.2014 [Abruf am 08.05.2019]. Datensatz-Nr. 1000010. Abrufbar unter: <https://litholex.bgr.de>
- SCHOLLMAYER, G. (2014c): Niederrhein-Hauptterrassen-Formation. – In *LithoLex* [online-Datenbank]. Hannover: BGR. Letzte Aktualisierung 04.12.2014 [Abruf am 08.05.2019]. Datensatz-Nr. 1000038. Abrufbar unter: <https://litholex.bgr.de>
- SCHÜRMMANN, M. (1958): Die oberoligozänen Invertebraten von Süchteln (Niederrhein). – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **1**: 255 – 258; Krefeld.

- SKUPIN, K. (in Vorber.): Die Steine- und Erdengewinnung im Raum Viersen - einst und jetzt. Eine Wirtschafts- und Unternehmensgeschichte. – Kulturlandschaftspflege im Rheinland, **3**; Köln, Petersberg.
- SKUPIN, K.; BUSCHHÜTER, K.; HOPP, H.; LEHMANN, K.; PELZING, R.; PRÜFERT, J.; SALAMON, M.; SCHOLLMAYER, G.; TECHMER, A.; WREDE, V. (2008), unter Mitarb. von DICKHOF, A.; DROZDZEWSKI, G.; DWORSCHAK, U.; ELHAUS, D.; FRANCKE, U.; FRECHEN, M.; FRIEDLEIN, V.; GERLACH, R.; HISS, M.; KLOSTERMANN, J.; KRAHMER, U.; ROTH, R.; STEFFENS, W.; STRITZKE, R.; WEFELS, U.: Paläoseismische Untersuchungen im Bereich der Niederrheinischen Bucht. – scriptum, **17**: 72 S., 58 Abb., 6 Tab.; Krefeld.
- SKUPIN, K.; SCHOLLMAYER, G. (2017): Beobachtungen zur Ausbildung und stratigraphischen Stellung der Niederrhein-Hauptterrassen-Formation im Bereich des Süchtelner Höhenzuges und des Schwalm-Nette-Gebietes (nordwestliche Niederrheinische Bucht). – scriptumonline, **4**: 81 S., 58 Abb., 2 Tab. i. d. Anl.; Krefeld.
- SKUPIN, K.; SPEETZEN, E.; ZANDSTRA, J. G. (1993): Die Eiszeit in Nordwestdeutschland: Zur Vereisungsgeschichte der Westfälischen Bucht und angrenzender Gebiete. – 143 S., 49 Abb., 24 Tab.; 2 Taf.; 2 Kt.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- SKUPIN, K.; SPEETZEN, E.; ZANDSTRA, J. G. (2003): Die Eiszeit in Nordost-Westfalen und angrenzenden Gebieten Niedersachsens: Elster- und saalezeitliche Ablagerungen und ihre kristallinen Leitgeschiebesellschaften. – 95 S., 15 Abb., 10 Tab., Anh. 1 – 3; Krefeld (Geol. Dienst NRW).
- SKUPIN, K.; ZANDSTRA, J. G. (2010): Gletscher der Saale-Kaltzeit am Niederrhein: Untersuchungen zur Petrografie und Leitgeschiebeführung der Stauchmoränen des Niederrheins und deren Anbindung an die Moränen des Münsterlandes. – 116 S., 30 Abb., 16 Tab.; 3 Bildtafeln; Anhang 1 – 7, 2 Taf. i. d. Anl.; Krefeld (Geol. Dienst NRW).
- STEEGER, A. (1925): Das glaciale Diluvium des Niederrheinischen Tieflandes. – Ber. Versamml. niederrhein. geol. Ver., **1923**: 1 – 46; Bonn.
- STEEGER, A. (1928): Das Nettetal am linken Niederrhein und der „Viersener Horst“. – Natur am Niederrh., N. F., **4** (1): 1 – 17, 4 Abb., 3 Kt.; Krefeld.
- STRAATEN, L. M. J. U. VAN (1946): Grindonderzoek in Zuid-Limburg. – Meded. geol. Sticht., **C-VI** (2): 146 S., 20 Abb., 8 Taf., 3 Anl.; Maastricht.
- STRAATEN, L. M. J. U. VAN (1998): Rhyolieten van Rijn en Maas. – Vortragsbericht anlässlich 7^{es} Geschiebesymposium. – 1 S., 1 Abb.; Nijmegen.
- STRAUCH, F. (1968): Geht die oligozäne Fossilfundstelle am Karlsberg bei Süchteln verloren? – Niederrhein, **35**: 118 – 121; 3 Abb.; Krefeld.
- STRAUCH, F. (2009), mit Beitr. von ADAM, K. D.: Der Fund eines Backenzahns vom frühpleistozänen Südelefanten in der Niederrheinischen Bucht. – Decheniana, **162**: 209 – 233, 6 Abb., 3 Tab.; Bonn.
- THOME, K. N. (1980): Der Steinberg – Gletscherablagerungen aus zwei Kaltzeiten. – In: Erläuterungen zu Blatt C 4706 Düsseldorf-Essen. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 100 000>, Erl., **C 4706**: 51 – 54, 2 Abb.; Krefeld.
- THOME, K. N. (1984): Süchtelner Höhen. – In: Erläuterungen zu Blatt C 4702 Krefeld. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 100 000>, Erl., **C 4702**: 49 – 52, 1 Abb.; Krefeld.
- THOME, K. N. (1991): Die erdgeschichtliche Entwicklung des Rheins. – Duisburg u. Rhein: 9 – 22, 12 Abb. 3 Kt., 3 Anl.; Duisburg. – [Begleitbd. u. Katalog Ausstellung Mus. Deutsche Binnenschifffahrt Duisburg-Ruhrort]
- TURNER, CH. (1996): A brief survey of the early Middle Pleistocene in Europe. – In: TURNER, CH. [Hrsg.]: The early Middle Pleistocene in Europe: 295 – 317, 3 Abb., Rotterdam (Balkema).
- VALLÉE POUSSIN, CH. DE LA; RENARD, A. (1876): Ueber die Feldspath- und Hornblende-Gesteine der französischen Ardennen. – Z. dt. geol. Ges., **28** (4): 750 – 774; Berlin.
- VINKEN, R. (1959): Sedimentpetrographische Untersuchung der Rheinterrassen im östlichen Teil der Niederrheinischen Bucht. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **4**: 127 – 170, 24 Abb., 11 Tab.; Krefeld.
- WUNSTORF, W.; FLIEGEL, G. (1910): Die Geologie des Niederrheinischen Tieflandes. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **67**: 172 S., 5 Abb., 2 Taf., 2 Anl.; Berlin.
- ZAGWIJN, W. H. (1989): The Netherlands during the Tertiary and the Quaternary: A case history of Coastal Lowland evolution. – Geol. en Mijnb., **68**: 107 – 120, 23 Abb.; Dordrecht.
- ZAGWIJN, W. H.; STAALDUINEN, C. J. VAN (1975): Toelichting bij geologische overzichtskaarten van Nederland. – 134 S., 102 Abb., 17 Tab.; Haarlem (Rijks Geol. Dienst).
- ZANDSTRA, J. G. (1965): Grindonderzoek van een boring aan de St. Töniser Straße in Krefeld (Dld.). – Ber. Nr. **86** sed.-petr. Abt.: 1 S., 2 Beil.; Haarlem (Rijks Geol. Dienst). – [unveröff.]

- ZANDSTRA, J. G. (1976): Sedimentpetrographische Untersuchungen des Geschiebelehms von Emmerschans (Drenthe, Niederlande) mit Bemerkungen über eine Typeneinteilung der Saale-Grundmoräne. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **27**: 30 – 52, 7 Abb., 6 Tab.; Öhringen/Württ.
- ZONNEVELD, J. I. S. (1956): Schwermineralgesellschaften in niederrheinischen Terrassensedimenten. – *Geol. en Mijnb., N. S.*, **18**: 395 – 401, 2 Abb., 2 Tab.; 's-Gravenhage.
- ZONNEVELD, J. I. S. (1974): The terraces of the Maas (and the Rhine) downstream of Maastricht. – In: *L'évolution quaternaire des bassins fluviaux de la Mer du Nord méridionale*: 133 – 157, 7 Abb., 1 Tab.; Liège (Cent. Soc. Géol. Belg.).

Karten

Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen <1 : 100 000>, mit Erl. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Krefeld
Blatt C 4702 Krefeld (1984); Bearb. KLOSTERMANN, J.; THOME, K. N.

Geologische Karte von Preußen und benachb. B.-Staaten <1 : 25 000>, mit Erl. – Hrsg. Kgl. Preuß. Geol. L.-Anst., Berlin
Blatt 4703 Schwalmthal (Waldniel) (1916), Bearb. KRAUSE, P. G.
Blatt 4704 Viersen (1916), Bearb. QUAAAS, A.

Impressum

Alle Rechte vorbehalten

scriptum^{online}

Geowissenschaftliche Arbeitsergebnisse aus Nordrhein-Westfalen

© 2021 Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen – Landesbetrieb –
De-Greiff-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 ist der Autor allein verantwortlich.

scriptum^{online} erscheint in unregelmäßigen Abständen.

Kostenloser Download über www.gd.nrw.de

ISSN 2510-1331