©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Osnabrücker Naturw. Mitt.	2	S. 41 – 87	2 Tab., 10 Abb.	Osnabrück 1973

Drumlins des Drenthe-Stadiums am Nordostrand der Westfälischen Bucht

Mit 2 Tabellen und 10 Abbildungen

von Ernst Th. Seraphim[1]

Am Rande der Westfälischen Bucht liegen bei Versmold und Gütersloh zwei Drumlinfelder. Die zusammen über 60 Rücken, die aus Sand und Geschiebelehm bestehen, wurden durch einen Gletscher des Inlandeises geformt, der aus der Westfälischen Bucht gegen die Randhöhen des Teutoburger Waldes vordrang. Es handelt sich um die Erstbeschreibung von Drumlins im Altmoränengebiet Nordwestdeutschlands.

Abstract

At the border of the Westphalian lowland-bay you can find two drumlin-areas northeast of Versmold and Gütersloh respectively. There are all together more than sixty ridges consisting of sand and moraine, and formed by a glacier of the inland ice coming from the Westphalian lowland-bay and proceeding towards the bordering chain of the Teutoburger Wald hills. This is the first time that drumlins are described in the Saalian old moraines of Northwest Germany.

Inhalt

Vorwort 42
1. Problemstellung und Stand der Forschung 42
2. Die Sand- und Moränenrücken zwischen Peckeloh bei Versmold und Stukenbrock in der Senne 44
2.1. Das Relief 44
2.2. Stratigraphie 48
2.2.1. Rücken mit Grundmoräne über älteren fluviatilen Sandkernen 48
2.2.2. Rücken aus Grundmoräne mit eingestauchten älteren Sanden 61
2.2.3. Stratigraphische Befunde aus dem Zwischengebiet der Rücken 69
2.2.4. Geoelektrische Lotungen 73

[1] Dr. Ernst Th. Seraphim, 479 Paderborn, Schäferweg 30

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

3. Der Drumlincharakter der Sand- und Moränenrücken 74
3.1. Morphologischer und stratigraphischer Vergleich mit Drumlins 74
3.2. Richtung der Eisbewegung und topographische Beziehungen der Drumlinfelder 77
4. Die Drumlinbildung im Rahmen des Drenthe-Stadiums 82
5. Beziehungen des Bachsytems zu den Drumlins 84
6. Zusammenfassung 84
Literatur 85

Vorwort

Allen Behörden und Firmen, die mir die Zuhilfenahme und Veröffentlichung von Bohrprotokollen gestattet haben, sei an dieser Stelle gedankt. Im einzelnen gilt mein Dank dem Geologischen Landesamt NW, in dessen Archiv die von den Herren Dr. BODE und Dr. MICHEL kommentierten Bohrprotokolle eingesehen wurden, dem Wasserwirtschaftsamt Minden, der Gemeindeverwaltung Steinhagen, der ehem. Stadtverwaltung Brackwede, den Firmen SCHLICHTE, Steinhagen, und NÖLKE & Co., Versmold, der Stadt Bielefeld und der Ev. Kirchengemeinde Ummeln. Für die Anfertigung der photographischen Aufnahmen bin ich Herrn Dr. BÜCHNER, Bielefeld, und für die Bereitstellung von Isohypsenkarten dem Landesvermessungsamt NW, Außenstelle Münster (Westf.), zu Dank verpflichtet.

1. Problemstellung und Stand der Forschung

Die in der Westfälischen Bucht dem Teutoburger Wald und dem Lippischen Wald südwestlich vorgelagerten Sandebenen von Ladbergen, Glandorf, Versmold, Halle und Gütersloh sowie die Senne erfahren mehrfach eine durch Kuppen und Hügelrücken bedingte, bodenplastische Auflockerung. Diese Vollformen des Reliefs gehören genetisch im wesentlichen drei Formengruppen an, nämlich der glazifluviatilen, der äolischen und der moränalen Formengruppe.
Die in Gebirgsnähe bei Lienen, Iburg, Hilter und Borgholzhausen gelegenen Vollformen sind zunächst von ELBERT (1905, S. 109) einer saaleeiszeitlichen Stillstandslage des Inlandeises, die „auf und zwischen den Höhen des Teutoburger Waldes" verlaufen sein sollte, zugeordnet worden. Die „Kuppen, Rücken und unebenmäßig gebauten Hügel", die „bald groben Kies, bald feinen Sand mit Geröllen und Geschiebeblöcke führen", werden dabei als „eine Art von Geröllrandmoränen" vom Typ der aus Amerika bekannten „hillside Kames" bezeichnet.

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

BÄRTLING (1920, S. 11f.) hat dann die von ELBERT behauptete Beziehung zu einer Eisrandlage aufgenommen und die Hügel und Rücken als Teile einer „bedeutenden Endmoräne" aufgefaßt.
Auch MESTWERDT (1930, S. 39) hat sich in den Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte, Blatt Borgholzhausen, scheinbar noch im Sinne BÄRTLINGs geäußert, unter „Endmoränen" hier aber nur eine „besondere Gruppe unter den Schmelzwasserabsätzen" verstanden, womit er den Auffassungen von ELBERT nahesteht.
Erste Einwände gegen BÄRTLINGs „Teutoburger Waldendmoräne" (1920, S. 13) sind von HAACK (1930) geäußert worden. Nachdem HAACK (1935, S. 23) zu bedenken gegeben hatte, daß die von BÄRTLING bei Lienen als Endmoräne gedeuteten Bildungen ganz ähnlich jenen Sand-Kies-Hügeln seien, die innerhalb des Gebirges bei Hagen und Holperdorf auftreten, aber nicht als Endmoränen dargestellt würden, sondern wahrscheinlich zu den Kames gehörten, hat sich KELLER (1951, 1952a, 1952b, 1954) noch einmal mit den in Gebirgsnähe gelegenen Hügeln beschäftigt. Danach gehören die meisten unter ihnen aufgrund des Reliefs, des Grundrisses sowie stratigraphischer und textureller Merkmale zu bestimmten Bildungen der glazifluviatilen Formengruppe. Im einzelnen werden durch KELLER der Sonnenhügel und der Lohesch bei Lengerich, die Laer-Höhe im Randgebiet der Topographischen Karten Iburg (3814) und Versmold (3914) sowie der Nollbrink bei Borgholzhausen zu den Kames gestellt, während Voßegge, Hellberg und Hakentempel auf Blatt Iburg als Teile eines Os gedeutet werden. Nicht glazifluviatil sind der Evenbrink südlich Iburg, an dessen Entstehung aktives Eis aus der Iburger Pforte beteiligt war, und der Wulbrink am westlichen Ortsausgang von Lienen, wo prämoränale Sande durch eine Grundmoränendecke überkleidet werden. Warbrink, Möllenplatz und Siensbrink auf Blatt Lengerich, der Heidbrink vor der Noller Schlucht und der Wesebrink vor dem Paß von Borgholzhausen konnten von KELLER mangels guter Aufschlüsse nicht näher bestimmt werden. Eine Sand- und Kiesgrube, die am Westrand des Wesebrinks betrieben wird, hat inzwischen jedoch auch für diesen Hügel eine glazifluviatile Entstehung erkennen lassen. Nach ihrem Geschiebebestand sind Wesebrink und Nollbrink, was schon MESTWERDT (1930) erkannt hat, aus Schüttungen von Schmelzwasser hervorgegangen, das aus der Ravensberger Mulde durch den Borgholzhausener Paß in die Westfälische Bucht einströmte (vgl. SERAPHIM 1972, S. 53f.).
In der Nähe der größeren Bäche der Sandebenen vor dem Gebirge, vor allem aber nördlich längs des Tales der Ems, finden sich jene Vollformen des Reliefs, die als Dünen der äolischen Formengruppe angehören, von denen hier jedoch nicht die Rede sein soll.
Andere Hügel und Rücken, die vereinzelt ebenfalls in der Nähe, über-

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

wiegend aber schon abseits des Gebirges auftreten, blieben bisher fast unbeachtet. Sie treten im wesentlichen in zwei ausgedehnten Schwärmen auf, deren einer bei Peckeloh, Versmold, Kasum und Holtfeld, der andere bei Brockhagen, Ebbesloh, Niehorst, Hollen, Isselhorst, Steinhagen, Ummeln, Avenwedde, Gütersloh, Friedrichsdorf, Windelsbleiche, Verl, Sende und Stukenbrock liegt (Abb. 1). Wie die folgenden Ausführungen zeigen, ist die geläufige Bezeichnung dieser Bildungen als „Grundmoränenrücken" unzulänglich. Zahlreiche Aufschlüsse und Bohrergebnisse erlauben uns heute eine Deutung, nach der diese Hügel zu den interessantesten Erscheinungen des westfälischen Quartärs gehören.

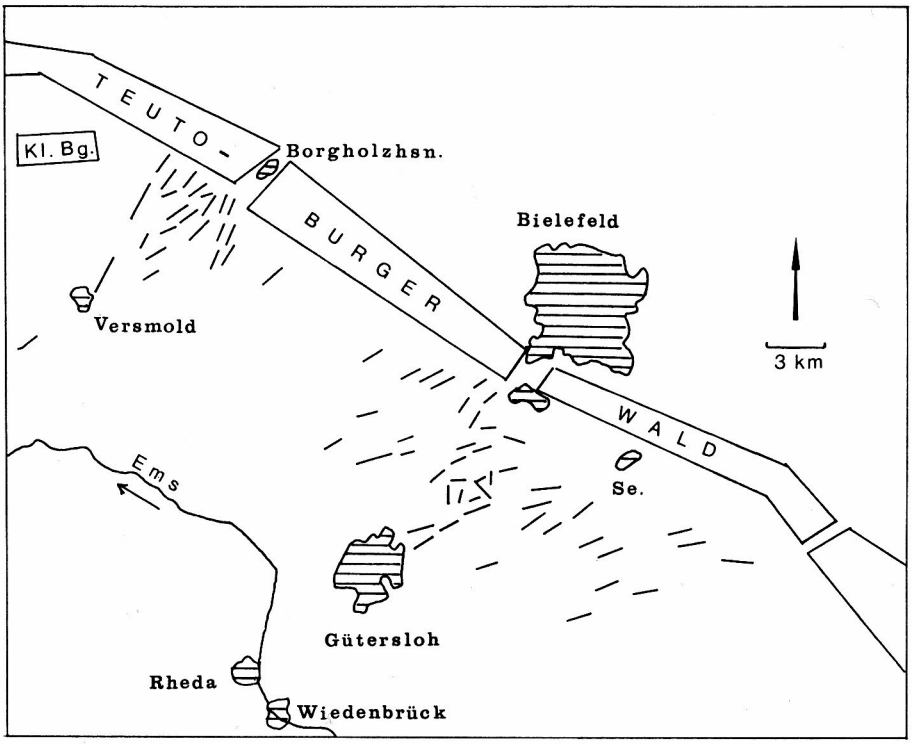


Abb. 1 Moränale Vollformen (Drumlins) vor den Pässen von Borgholzhausen und Bielefeld

2. Die Sand- und Moränenrücken zwischen Peckeloh bei Versmold und Stukenbrock in der Senne

2.1. Das Relief

Wenn man sich von Rietberg, Rheda oder Harsewinkel in nordöstlicher Richtung auf den Teutoburger Wald zu begibt, dann durchmißt man zu-

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Lfd. Nr.	TK 1:25000	Topogr. Lage	Erhebung/m ü.N.N.	ü. Umgeb.	Umriß/m B	L	B:L	Streichen
1	Versmold 3914	Peckeloh	70	6	375	1250	1:3,3	SW-NE
2	Versmold u. Bockhorst 3915	Versmold	81	9	1000	2500	1:2,5	SSW-NNE
3	Bockhorst	nw Österweg	77,5	4	250	500	1:2	WSW-ENE
4	Bockhorst	Leimweg	78,75	6	500	1000	1:2	WSW-ENE
5	Bockhorst	nw Bockhorst	94,6	13	600	2200	1:3,7	SSW-NNE
6 –20	Bockhorst	Westbarthausen, Kasum, Holtfeld	Eine Gruppe von etwa 15 ineinander übergehenden Rücken mit Einzelabmessungen wie übrige					SW-NE
21	Bockhorst	Hörste	96,25	6	1000	2100	1:2,1	SW-NE
22	Halle (Westf.) 3916	Patthorst, Arrode	102,5	12,5	750	1500	1:2	SW-NE
23	Gütersloh 4016	3 km se Brockhagen	85	6	750	2500	1:3,3	WSW-ENE
24	Gütersloh	2 km sw Ebbesloh	84,3	8	500	1300	1:2,6	SW-NE
25	Gütersloh	Niehorst, Hollen	84,3	8	300	2000	1:6,7	SW-NE
26	Gütersloh	Holtkamp	93,75	8,5	750	1200	1:1,6	WSW-ENE
27	Gütersloh	Steinhagen-Ströhen, Hof Westmann	100	8,5	300	1200	1:4	WSW-ENE
28	Gütersloh	Steinhagen-Ströhen, Hof Windmann	102,5	7,5	600	3000	1:5	WSW-ENE
29	Gütersloh	Obersteinhagen	107,25	12,25	1150	3125	1:2,7	SW-NE
30	Gütersloh	se Meyer zu Ummeln	102,5	7,5	250	625	1:2,5	SW-NE
31	Gütersloh	Quelle	113,75	8,75	450	750	1:1,7	SW-NE
32	Gütersloh	Ummeln, ne Hof Wiethüchter	102,5	6,25	300	1000	1:3,3	SW-NE
33	Gütersloh	Ummeln, Brackwede	105	6	500	1500	1:3	SW-NE
34 –36	Gütersloh	s Zgl. Ummeln	Eine Gruppe von 3 ineinander übergehenden Rücken mit Einzelabmessungen wie übrige					WNW-ESE

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Lfd. Nr.	TK 1:25000	Topogr. Lage	Erhebung/m ü.N.N.	ü. Umgeb.	Umriß/m B	L	B:L	Streichen
37	Gütersloh	1 km e Zgl. Ummeln	103,4	7	400	1500	1:3,8	W-E
38	Gütersloh	Senne I, nw Hof Osthus	105,7	6	700	1500	1:2,1	WNW-ESE
39	Gütersloh	se Ortsmitte Isselhorst	85	4	200	650	1:3,3	WSW-ENE
40 –42	Gütersloh	e bis se Bhf. Isselhorst	Eine Gruppe von 3 ineinander übergehenden Rücken, je 250 m breit, 500–900 m lang					WSW-ENE bzw. S-N
43 –44	Gütersloh	w bis sw Friedrichsdorf	Zwei miteinander verwachsene Rücken, je 300 m breit, 800–1000 m lang					SW-NE bzw. NW-SE
45	Gütersloh	ne Stadtrand Gütersloh s Hof Tegelmann	87,5	5	300	1500	1:5	W-E
46	Gütersloh	e Stadtrand Gütersloh, Avenwedde	90	8	300	1500	1:5	WSW-ENE
47	Gütersloh	Avenwedde, s Hof Lücking	91,25	5	300	1150	1:3,8	WSW-ENE
48	Gütersloh	ene Hof Meier zu Avenwedde	97,6	9	350	2300	1:6,6	WSW-ENE
49	Gütersloh	Avenwedde, w Whs. Reilmann	92,5	2,5	200	500	1:2,5	WSW-ENE
50	Gütersloh	Hof Vossebein s Dalke-Bach	91,25	6	325	1300	1:4	WSW-ENE
51 –55	Brackwede 4017	Friedrichsdorf, Grundheide, Sennestadt	Eine Gruppe von 5 ineinander übergehenden Rücken mit Einzelabmessungen wie übrige					SW-NE
56	Brackwede	Sende, s Friedrichshütte	111,25	7,5	650	2250	1:3,5	SW-NE
57	Brackwede	Sende, e Hof Hartkamp	108,75	6,25	350	1200	1:3,4	SW-NE
58	Brackwede	Stukenbrock e Kreuz-Krug	139,9	11	750	1500	1:2	SW-NE
59	Brackwede	Stukenbrock, Hof Gauksterdt (= Kipshagen)	142,7	11	1000	2000	1:2	W-E

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Lfd. Nr.	TK 1:25000	Topogr. Lage	Erhebung/m ü.N.N.	ü. Umgeb.	Umriß/m B	L	B:L	Streichen
60	Brackwede u. Lage 4018	Stukenbrock, ese Ortsmitte	150,3	10	1100	2500	1:2,3	WNW-ESE
61	Verl 4117	Sende, e Hof Ebbinghaus	102,5	4	350	1500	1:4,3	SW-NE
62	Verl	2 km ese Verl	101,5	5	750	1750	1:2,3	SW-NE
63	Verl	Holter Wald	110,7	6	1000	2250	1:2,3	SW-NE

Tabelle 1. Lage und Relief der moränalen Vollformen (Drumlins) vor den Pässen von Borgholzhausen (Nr. 1–21) und Bielefeld (Nr. 22–63). B = Breite, L = Länge. Im Text wird auf die lfd. Nr. Bezug genommen ( ).

nächst eine feuchte Sandebene, die gelegentlich von Dünen belebt wird. Wir befinden uns hier im Gebiet der ausgedehnten Niederterrasse u. a. der Ems.

Näher zum Gebirge folgen trockene Sandebenen, die ebenfalls nur schwach nach Südwesten bis Süden abgedacht sind. Der Böschungswinkel mißt z. B. in der Versmolder Sandebene auf der Linie Hesseln (an der B 68) – Kölkebeck auf einer Strecke von 9200 m nur 0,26°. Dabei liegt das Gefälle auf den gebirgsnächsten 1500 m immerhin bei 0,75°, auf den untersten, gebirgsfernen 4000 m aber bei nur 0,11°.

Eine auffällige Störung erfährt dieses sehr ausgeglichene Relief durch mehr als 60 Höhenrücken, an deren Aufbau in charakteristischer Weise die Grundmoräne des Drenthe-Stadiums der Saaleeiszeit beteiligt ist. Diese Rücken treten schwerpunktmäßig südwestlich bis südlich vor dem Paß von Borgholzhausen sowie in einem weiten Halbkreis zwischen Steinhagen und Stukenbrock vor dem Bielefelder Paß auf (Abb. 1).

Einige wesentliche morphologische Merkmale dieser Rücken sind in Tab. 1 zusammengestellt. Danach handelt es sich um Vollformen des Reliefs, die ihre Umgebung zumeist um 6–12 m überragen, 600–3000 m lang und 300–1000 m breit sind. Das Verhältnis der Breite zur Länge liegt zumeist bei 1:2 bis 1:4. Die meisten Rücken streichen SW–NE oder in einer hiervon nur geringfügig abweichenden Richtung.

Fast alle Rücken besitzen ferner ein eigenes Kulminationsmaximum, durch das sie sich widersinnig zur allgemeinen Abdachung verhalten, die ein Gefälle von NE nach SW aufweist. Daher wäre es unrichtig, die Rücken einfach als „Riedel" aufzufassen, die bei der erosiven Zerschneidung der geneigten Sandebene durch die Bäche des Ostmünsterlandes zurückblieben. Zwar kommt auch bei Riedeln die Abtrennung vom Ursprungshang „durch eine bis zum Riedelhals vorzahnende Delle"

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

(FRALING 1950, S. 18) vor, doch setzt dies erosive Vorgänge parallel zum Hangstreichen voraus, die in den dem Teutoburger Wald vorgelagerten Sandebenen fehlen.
HAMBLOCH (1958, S. 44f.) hat die hier erörterten Geländeformen, soweit sie ihm in der „Haller Sandebene" begegnet sind, zu einem Teil rein beschreibend als „Flachwellen" bezeichnet und von diesen angegeben, daß ihr Auftreten „meist an die niedrigen, von Geschiebemergel gebildeten Rücken gebunden sei. Von ihnen unterscheidet HAMBLOCH die „Flachriedel", die schon in der Nähe des Gebirges liegen. An ihrer Ausformung sind die rezenten Bäche, die hier tief in das Lockermaterial der schwach geneigten Ebenen eingeschnitten sind, randlich deutlich beteiligt, so daß die Bezeichnung als „Riedel" aufgrund der jüngsten erdgeschichtlichen Entwicklung möglich ist. Allerdings besitzen auch einige dieser „Flachriedel" bereits ein eigenes Kulminationsmaximum, an dessen Aufbau Grundmoräne beteiligt ist.

2.2. Stratigraphie

Wenngleich Aussagen über die stratigraphischen Verhältnisse nicht bei allen Rücken möglich sind, reichen die vorhandenen Beobachtungen und zahlreiche Bohrprotokolle doch aus, sich ein recht genaues Bild zu machen. Die meisten Aufschlüsse liegen im Bereich der Rückengruppe vor dem Bielefelder Paß, nur wenige vor dem Paß von Borgholzhausen. Im folgenden werden einige Aufschlüsse und, soweit erforderlich, auch Bohrergebnisse, in denen der stratigraphische Aufbau der Höhenrücken zum Ausdruck kommt, näher beschrieben. Dabei ist zu beachten, daß die im Liegenden der saaleeiszeitlichen Grundmoräne erschürften oder erbohrten fluviatilen, parallel-kreuzschichtigen Sande hier summarisch als „Vorschüttsande" bezeichnet werden, wenngleich es sich nicht allein um Schmelzwassersedimente des vorrückenden Inlandeises, sondern gelegentlich auch ältere Sandablagerungen handelt.

2.2.1. Rücken mit Grundmoräne über älteren fluviatilen Sandkernen

Sandgruben der Firmen Flöttmann und Fielitz & Kölner, Höhenrücken sw *Ebbesloh* (24), westlich der Straße Brockhagen – Gütersloh (r = 3454.500; h = 5759.000).
Durch den seit Jahrzehnten andauernden Abbau sind bereits etwa drei Viertel des Höhenrückens abgetragen.
Der Rücken trägt eine Grundmoränendecke, die vor dem Abbau der Sande abgeräumt wird. Die Mächtigkeit dieser Decke, die zu den Rän-

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

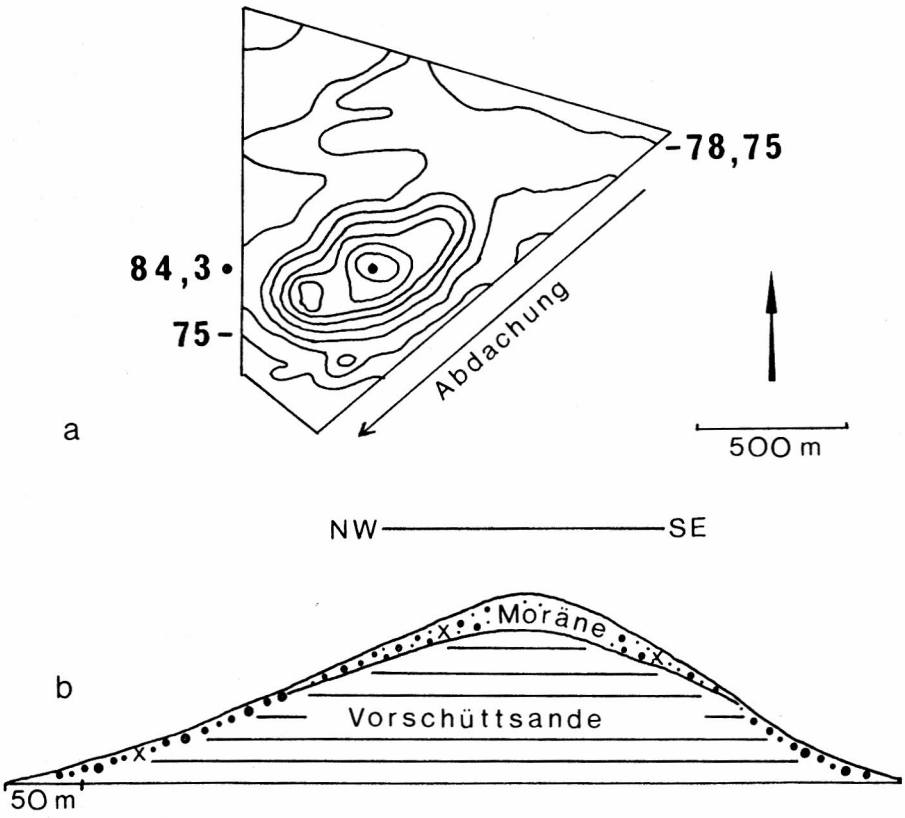


Abb. 2 Höhenrücken sw Ebbesloh (Tab. 1, Nr. 24).
Figur a) Das Relief nach dem Verlauf der Isohypsen.
Figur b) Querschnitt, 15fach überhöht. Die Flugdecksande sind nicht berücksichtigt.

dern des Rückens ausdünnt, beträgt oberhalb der 82,5-m-Isohypse etwa 1,5 m (Abb. 2). Auf der Moräne liegt eine Geschiebesohle und an manchen Stellen auch noch eine bis zu 50 cm starke Schicht aus Flugdecksanden, die podsoliert sind. Infolge ihrer randlichen Ausdünnung geht die Moräne etwa bei der 80-m-Isohypse ganz in eine Geschiebesohle über, die auch in der Sandebene vor der südwestlichen Stirnseite des Rückens zu beobachten ist. Die Existenz der Geschiebesohle hier wie auf dem Rücken läßt den Schluß zu, daß die Moräne ursprünglich mächtiger war. Aus einem Vergleich mit dem Geschiebegehalt der noch nicht skelettierten Moräne ergibt sich andererseits, daß der Betrag der Abtragung nur gering gewesen ist.
Die Moräne ist überall völlig entkalkt. Sie wird von einem dichten Netz von Frostspalten durchzogen, die im Bereich der größten Mächtigkeit der

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

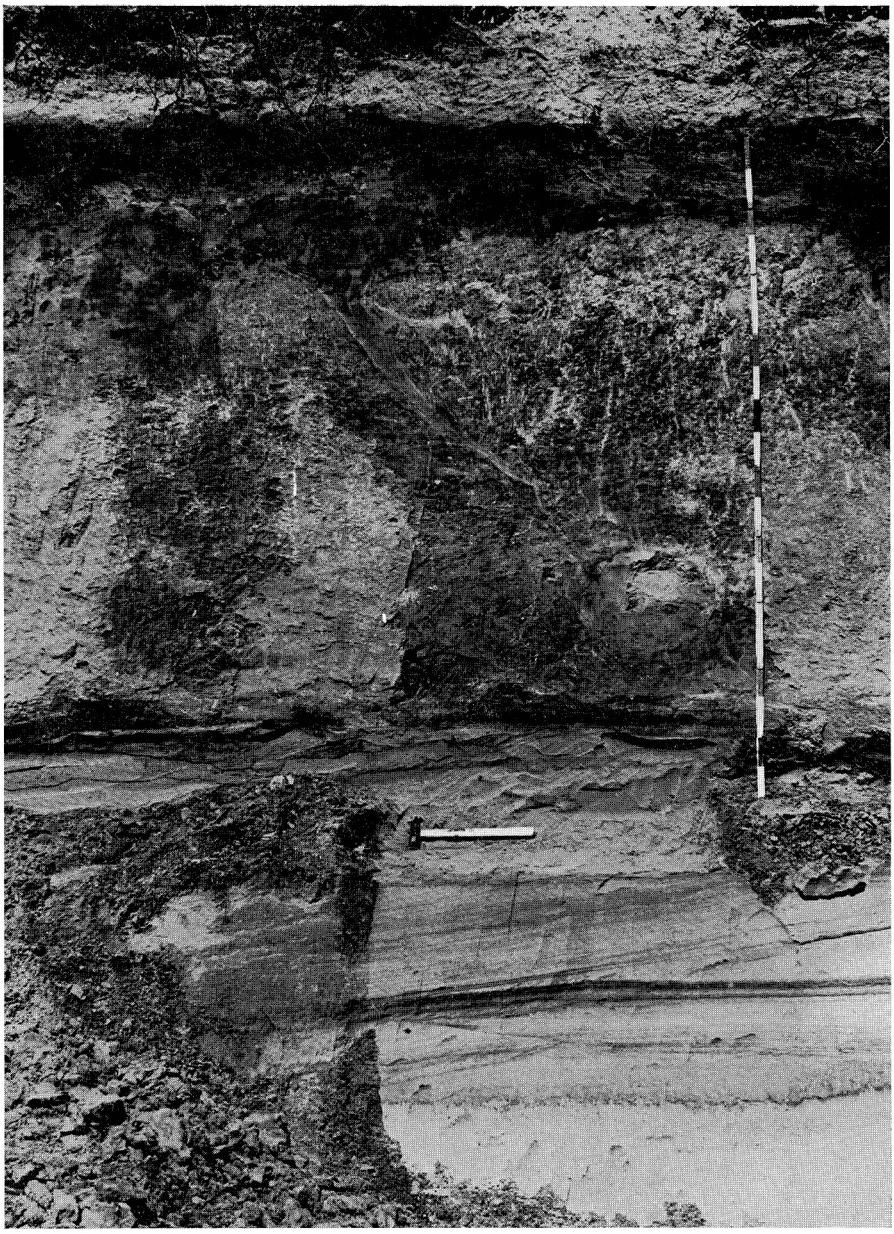


Abb. 3 Höhenrücken sw Ebbesloh (Tab. 1, Nr. 24). Sandgrube der Fa. Fielitz & Kölner, 1965. Drenthestadiale Grundmoräne mit Frostkeil und Frostkessel. Im Hangenden der Moräne 30 cm Flugsand, podsoliert; im Liegenden parallel-kreuzschichtiger Vorschüttsand mit Grundwassermarke. Maßstab 2 m

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Moräne nicht ganz bis zu den liegenden Sanden hinabreichen und sich vielfach zu Frostkesseln erweitern (Abb. 3). Frostkessel und Frostkeile sind vom Hangenden her mit unreinem Sand aufgefüllt. Die Moräne ist dicht gelagert, was in erster Linie auf starke Pseudovergleyung zurückzuführen ist.
Die Grenze der Moräne zu den liegenden Sanden ist scharf ausgeprägt. Gegenseitige Durchdringung wird nur ausnahmsweise beobachtet. Stellenweise ist zwischen die Moräne und den liegenden Sand noch ein bis 15 cm mächtiger, gebänderter Schluff-Ton-Horizont eingeschaltet. Mit Rücksicht auf diese Fraktion ist anzunehmen, daß es sich um Reste eines vor der glaziären Schürfung deckenartig ausgebreiteten Horizontes handelt. ARNOLD (1952, S. 6), der die gleiche Erscheinung in einer Ziegeleigrube in Ummeln beobachtet hat, sieht in ihr ein Zeichen dafür, daß sich die Fließgeschwindigkeit der Schmelzwässer vor dem Eisrand stark verringert hat und sich diese in flachen Seen vor dem Eisrand stauten.
Das über den Vorschüttsand hinweggleitende Inlandeis hat im Bereich dieses Rückens auch die Sande selbst teilweise abgetragen und pseudotektonische Zerrungsfugen in den gefrorenen Schichten hervorgerufen. Der Betrag der vertikalen Dislokation (Sprunghöhe) der einander entsprechenden Horizonte längs der Risse liegt aber selten über 20 cm und ist mithin gering. Die Sprunghöhe läßt sich am deutlichsten an den Eisenanreicherungshorizonten in den Vorschüttsanden ablesen. Der gesamte Vorschüttungskörper ist im Abstand von wenigen Zentimetern bis zu einigen Dezimetern von solchen fossilen Marken, die wohl alte Grundwasserstände angeben, durchzogen. Von diesen Marken sind jüngere Anreicherungslinien mit Eisenhydroxid zu unterscheiden, die unmittelbar an der Basis der Moräne verlaufen. Auch gibt es Beispiele dafür, daß eisenhaltige Lösungen sich in den erwähnten Zerrungsfugen vertikal bewegten und von dort noch einige Zentimeter in bestimmte Horizonte seitlich einwanderten.

Abgesehen von diesen Zerrungsrissen, die stets unmittelbar an der Unterkante der Moräne in den Vorschüttsanden einsetzen, gibt es andere Störungen in den gleichen Sanden, die erst in tieferem Niveau beginnen (Abb. 4). Es handelt sich dabei um Frostkeile, die zu verschiedenen Zeiten während des Aufbaues des Sandkörpers entstanden sind. Aus der Tiefe des Ansatzes der Störungen geht hervor, daß mindestens die obersten 4 m der Sande unter periglazialen Bedingungen abgelagert wurden. Diese Auffassung wird durch Beobachtungen gleicher Art in den Aufschlüssen anderer Höhenrücken gestützt.
Der Anteil nordischen Materials an den Vorschüttsanden (Feldspäte, Blauquarze u. a.) ist in Ebbesloh auffällig hoch; horizontbezogene Untersuchungen wurden nicht durchgeführt.

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

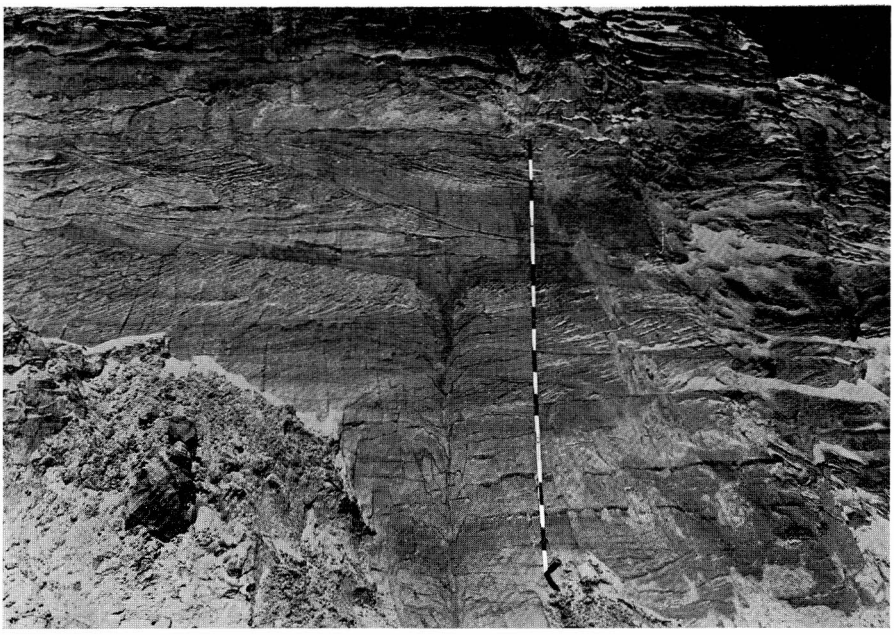


Abb. 4 Höhenrücken sw Ebbesloh (Tab. 1, Nr. 24). Sandgrube der Fa. Flöttmann, 1965. Frostkeil in Vorschüttsanden. Das tiefe Niveau (3 m unter Unterkante der Moräne), in dem der Frostkeil einsetzt, beweist, daß der Vorschüttungs-Sandkörper unter periglazialen Bedingungen aufgebaut wurde. Maßstab 2 m

Die Vorschüttsande dieses Rückens sind nicht plan gelagert, sondern zeigen in ihren oberen 4 m allgemein einen Einfall nach WSW bis WNW. Der Einfallwinkel liegt überwiegend etwas unter 5°, erreicht jedoch vielfach auch Werte um 10 bis 20° und im Extremfall sogar 35°. Im ganzen zeigt sich aber, besonders in den tieferen Schichten, eine relativ ruhige, kreuz-parallelschichtige Textur ohne auffällige Turbulenzen. ARNOLD (1952, S. 6) spricht bei den Gruben von Gütersloh, Avenwedde und Verl sogar von einer Diskordanz innerhalb der Liegendsande der Moräne. Nach ARNOLD entspricht der tiefere Teil dieser Sande mit seiner ruhigeren Sedimentation „eher der . . . Mittelterrasse, nur der hangende Teil ist eigentliches Vorschütt-Produkt".

Schluffhaltige Lagen, die regelmäßig auftreten, ohne an bestimmte Horizonte gebunden zu sein, weisen oft deutliche Solifluktionsmerkmale auf, die ebenso wie die erwähnten Frostkeile auf periglaziale Bedingungen während der Sedimentation des Sandkörpers hinweisen.

Deutung der *Genese* des Ebbesloher Rückens. Die fluviatile Aufschüttung des heute 6–7 m über seine Umgebung aufragenden sandigen Kerns des Rückens ist nur unter der Voraussetzung verständlich, daß die

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Sande ursprünglich Teil einer größeren sandigen Sedimentationsfläche waren, aus der sie durch bevorzugte Abtragung ihrer niveaugleichen Umgebung durch das vorrückende Inlandeis herausgeschält wurden. Hätte dieser Sandrücken bereits vor der drenthestadialen Eisbedeckung dieses Raumes existiert, dann wäre er durch das Eis wahrscheinlich zerstört worden. Auch kann man sich nicht vorstellen, welche hydrogeographischen Verhältnisse für die prämoränale Ausformung eines solchen Sandkörpers maßgeblich gewesen sein sollten, von dem wir zudem wissen, daß er erst kurz vor dem Eindringen des Eises in diesen Raum unter periglazialen Bedingungen aufgebaut wurde. Man kann sich dies um so weniger vorstellen, als es sich bei dem Ebbesloher Rücken nicht um einen Einzelfall handelt. Schließlich wäre es schwierig anzugeben, weshalb das Grundwasser in dem Sandrücken vor der Bedeckung durch das Inlandeis den erwähnten Schwankungen unterworfen gewesen sein sollte. Verständlich wird die große Zahl alter Grundwassermarken dann, wenn man in ihnen den sukzessiven Anstieg des Grundwassers synchron zur sukzessiven Aufschüttung der Sandebene sieht, aus der das Inlandeis später die verschiedenen Rücken herausgeschält hat. Die in den Vorschüttsanden herrschende Schüttungsrichtung legt schon beim Ebbesloher Rücken die Vermutung nahe, daß die Sande von Schmelzwasser sedimentiert wurden, das aus dem Bielefelder Paß in die Westfälische Bucht einströmte und hier zunächst einen flachen, deltaartigen Sedimentationskegel bildete.

Aus der folgenden Profilbeschreibung geht hervor, daß der Höhenrücken am Stadtrand von Gütersloh (45) dem Rücken von Ebbesloh ähnlich ist. Unterschiede bestehen durch die sandige Fazies der Grundmoräne, so daß sich hier keine Frostkessel ausgebildet haben, und durch den hohen Schluffgehalt der Vorschüttsande, der auf ruhigere Sedimentationsbedingungen schließen läßt. Dem entspricht eine weitgehend plane Lagerung, so daß es in diesem Aufschluß nicht möglich war, die Schüttungsrichtung festzustellen. Daß aber auch hier der Sandkörper des Rückens allmählich unter periglazialen Klimabedingungen aufgeschüttet wurde, geht aus der Existenz zahlreicher Frostspalten hervor, die in verschiedenem Niveau einsetzen, und vor allem aus der intensiven Kryoturbation des liegendsten Horizontes. Das Auftreten von Tonlagen in diesem Horizont läßt den Schluß auf Sedimentation in einem stehenden Gewässer zu. Außer Kryoturbationsbildern sind häufig Solifluidaltexturen zu beobachten.

Anscheinend der gleiche Horizont war auch in der ehem. Grube an der Hülsbrockstraße aufgeschlossen (vgl. Abb. 5). Dort wird die Grundmoräne in Randlage des Rückens nur noch durch eine dichte Geschiebesohle repräsentiert. Die Liegendschichten dieser Steinsohle sind bis 1 m mächtige, reine Vorschüttsande, die mit 3–5° nach WNW bis NNW

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

einfallen. Die Schüttungsrichtung entspricht also nicht dem Streichen des Moränenrückens (W–E). Die feinkörnigen, tieferen Lagen der Vorschüttsande bedingen einen Grundwasserhorizont, so daß die Grube meist unter Wasser gestanden hat. Die Hangendsande der Steinsohle sind etwa 80 cm mächtig und, soweit fluviatiler Herkunft, wahrscheinlich Nachschüttsande des abschmelzenden Inlandeises.

Sandgruben des Hartsteinwerkes Gütersloh, Höhenrücken am Stadtrand von *Gütersloh* (45): Grube am Lohmanns Weg (r = 3459.550; h = 5753.800) und ehem. Grube an der Hülsbrockstraße (r = 3459.550; h = 5753.950). Die aufgelassene Grube liegt am Nordrand, die andere auf der Krone des Rückens. In der Grube am Lohmanns Weg waren im Juli 1965 folgende Schichten aufgeschlossen:

Mächtigkeit m	Tiefe m bis	Schichtverzeichnis	Deutung
0,5	0,5	humoser Sand	grauer Plaggenesch
1,0	1,5	gelb- bis rostbrauner, entkalkter, lehmiger Sand mit Steinen	Grundmoräne
4,0	5,5	grauer Sand, in Schlufflagen (Bänder 1–2 cm) rostgelb	Vorschüttsand
1,0	6,5	wie voriger, aber zunehmend schluffhaltig	Vorschüttsand
0,1	6,6	weißer bis gelber Grobsand	Vorschüttsand
0,5	7,5	Sande, Schluff und Ton in Wechsellagerung, miteinander verknetet	kryoturbat gestörte Vorschüttsande und Beckensedimente

Tongruben der ehem. Zgl. Struck, *Avenwedde* (46), Höhenrücken am östlichen Stadtrand von Gütersloh, nördlich der Friedrichsdorfer Straße (r = 3460.100; h = 5753.100).
In den ausgedehnten, aber flachen Gruben wurde bis Anfang der sechziger Jahre eine bis 3,5 m mächtige Grundmoränendecke abgebaut, die Vorschüttsanden auflag, welche auch hier ihre Umgebung um etwa 5 m überrragten.
Im Unterschied zu den bisher besprochenen Aufschlüssen waren hier die untersten 50–80 cm der Grundmoräne noch kalkhaltig. Dadurch wird das Geschiebespektrum der Moräne bereichert, so daß Aussagen über den Weg, den das Inlandeis nach dem Erreichen der Mittelgebirgsschwelle genommen hat, möglich erscheinen. Hiervon ist im Zusammenhang mit anderen kalkhaltigen Moränenvorkommen des Untersuchungsgebietes noch die Rede.

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

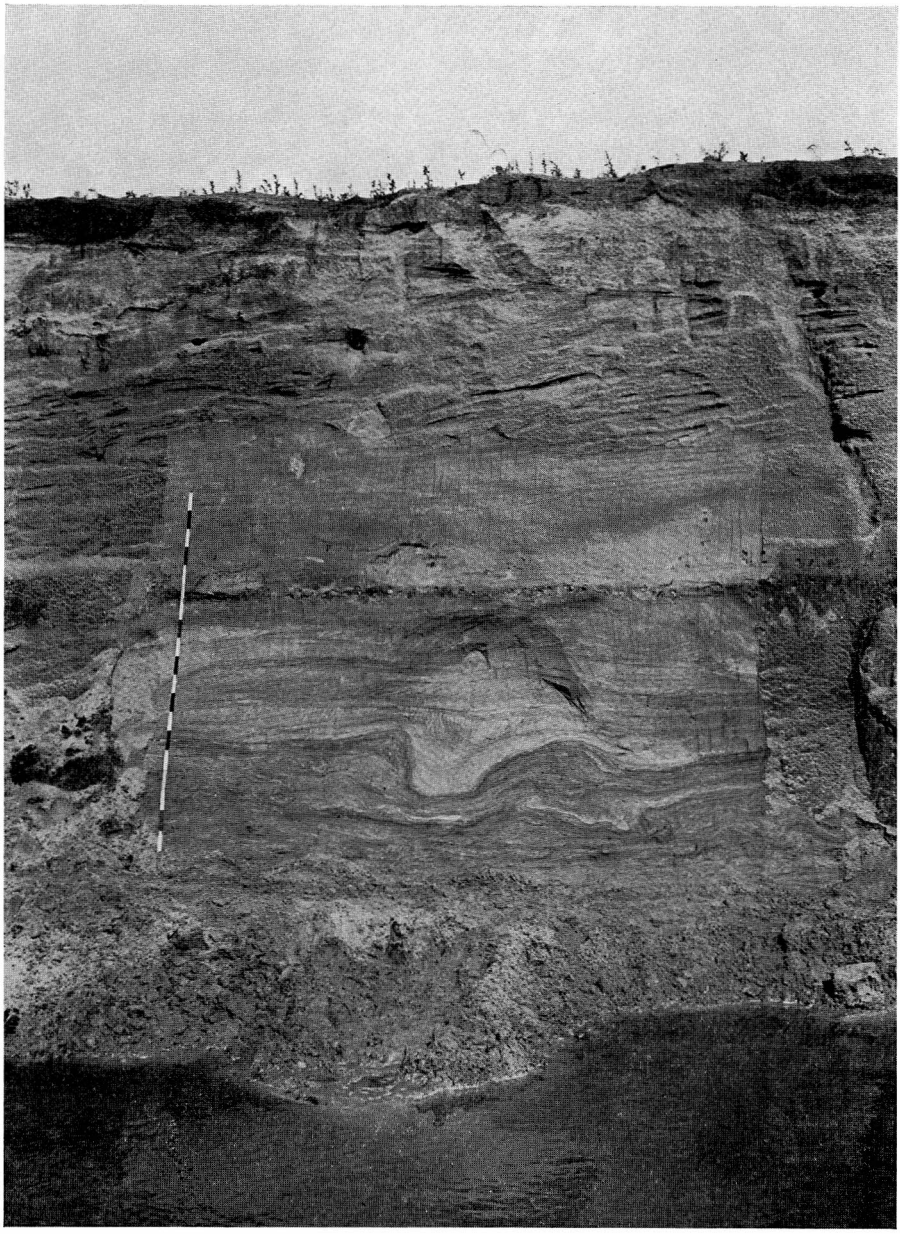


Abb. 5 Höhenrücken ne Stadtrand Gütersloh südlich Hof Tegelmann (Tab 1, Nr. 45). Sandgrube an der Hülsbrockstraße, 1965. Geschiebesohle als Auswaschungsrückstand der drenthestadialen Grundmoräne. Im Hangenden der Geschiebesohle fluviatile und äolische Sandfolgen; im Liegenden kryoturbat und solifluidal gestörte, schluffige Vorschüttsande. Maßstab 2 m

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.



Abb. 6 Höhenrücken bei Niehorst und Hollen (Tab. 1, Nr. 25), Blick von Norden

Aus dem Stadtrandgebiet von Gütersloh sind weiterhin 3 Bohrungen erwähnenswert, unter denen eine (r = 3460.010; h = 5753.200) 1963 bei der Zgl. Struck niedergebracht worden ist. Unter der Grundmoräne wurden durch Dr. MICHEL, Geol. L.-A. NW, 9 m Vorschüttsand festgestellt.
Bei einer zweiten Bohrung, die bei den Gütersloher Hartsteinwerken stand, wurden sogar 13 m mächtige Sande erbohrt. Hier habe ich gegenüber der Einstufung dieser Sande als Niederterrasse der Weichseleiszeit Bedenken, weil wahrscheinlich die Geschiebesohle unerkannt geblieben ist – bei Bohrungen kaum vermeidbar –, von deren Existenz wir aus den nahegelegenen Aufschlüssen wissen.
Die dritte Bohrung schließlich, beim Gütersloher Druckhaus G.m.b.H. in 84 m über N.N. angesetzt (r = 3459.520; h = 5752.700), hat 23,50 m Sand und Schluff durchsunken, ohne auf Grundmoräne zu treffen. Die Moräne bildet auch hier eine Steinsohle, die vom Bohrer nicht aufgenommen werden konnte. Gelegentlich finden sich auch noch nicht skelettierte Geschiebelehmfetzen in Oberflächennähe.

Aufschlüsse im Höhenrücken bei *Niehorst* und *Hollen* (25), Sandgruben der Fa. Reckmann (r = 3456.850; h = 5757.900). Die Aufschlüsse liegen auf der Krone des Rückens, etwa auf der Hälfte der Längsachse (vgl. Abb. 7).
In seinem Aufbau entspricht der Hollener Rücken weitgehend den Rükken von Ebbesloh und am Stadtrand von Gütersloh. Die Grundmoränendecke ist freilich selbst auf der Krone des Rückens nur lückenhaft entwickelt. Als Höchstbetrag wurden während sechs Jahren Beobachtung nur 0,8 m gemessen. Die gesamte Moräne ist entkalkt, von grauer

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

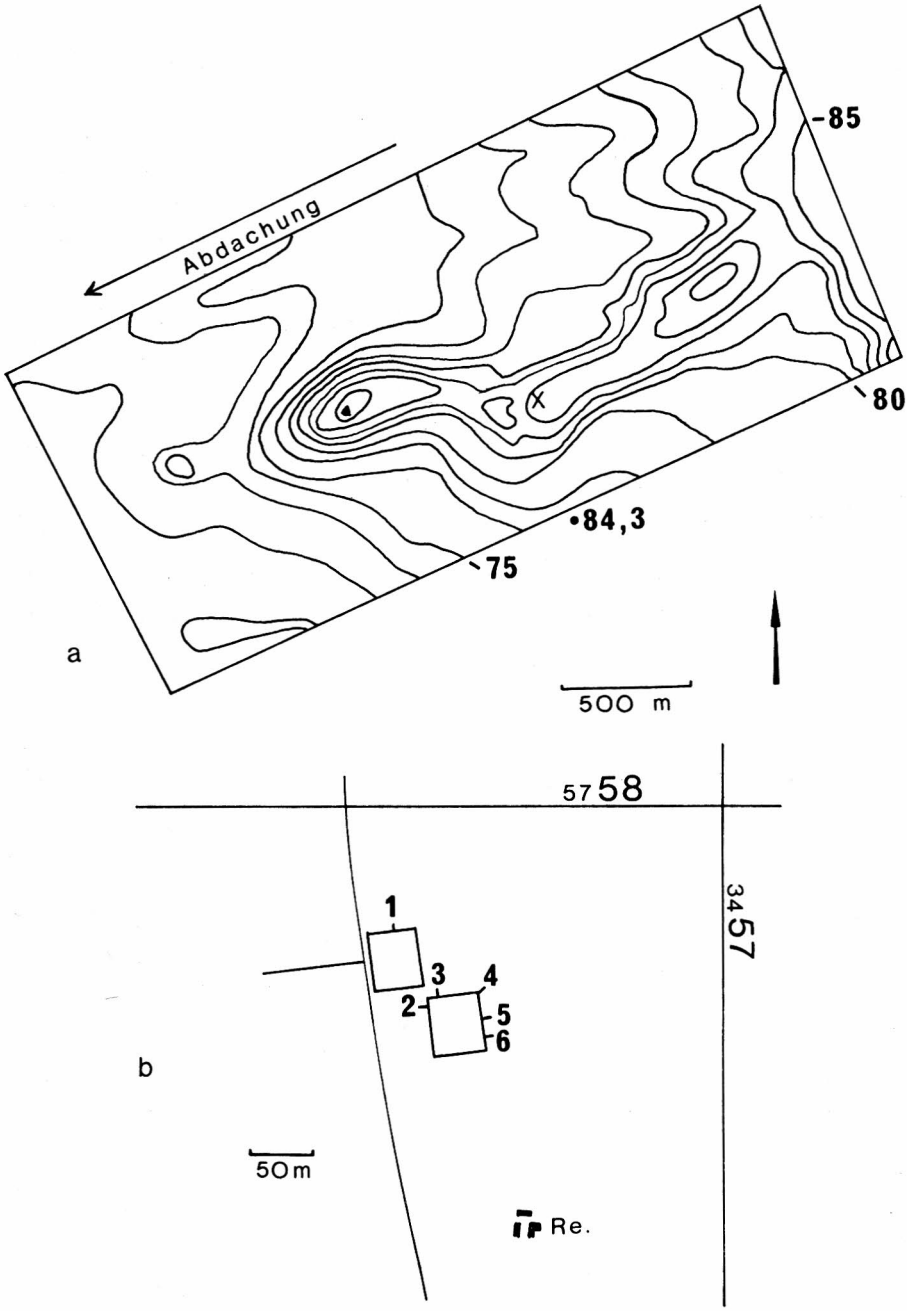


Abb. 7 Höhenrücken von Niehorst und Hollen (Tab. 1, Nr. 25).
Figur a: Das Relief nach dem Verlauf der Isohypsen.
x = Lage der Sandgrube Reckmann.
Figur b: Sandgrube Reckmann (Re. = Hof Reckmann), Hollen. Situationsskizze zur Schüttungsrichtung der Vorschüttsande an den Meßstellen 1–6 (vgl. Tab. 2) im Juli 1965

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Farbe, dicht und von zahlreichen Frostkeilen durchzogen, die bis in die Vorschüttsande hinabreichen.
Auch beim Hollener Rücken werden in den Vorschüttsanden fossile Grundwassermarken beobachtet. Daß es sich wirklich um solche Marken handelt, wurde an einer Stelle, wo Grundmoräne linsenartig in die Vorschüttsande eingebettet war, besonders deutlich. Die beim Abbau angeschnittene Grundmoränenlinse durchtrennte in auffälliger Weise eine kräftig entwickelte, waagerecht verlaufende Marke. Am unteren Rande der Linse hatte sich, wie in Ebbesloh und Gütersloh, postmoränal eine neue Grundwassermarke ausgebildet.

Besonders gut ließ sich in den Hollener Gruben die Schüttungsrichtung der Vorschüttsande beobachten. So wurden in einer mehrere Meter starken Schichtfolge im Februar 1971 durchgängig Einfallwinkel von etwa 25° SW gemessen. Bei 30 Messungen im Jahre 1965 schwankte die Schüttungsrichtung, bei Einfallwinkeln bis 30°, zwischen SSW und NNW, wobei Schüttung in Richtung West überwog (vgl. Tab. 2 u. Abb. 7). Entsprechend müssen wir annehmen, daß zur Zeit der Sedimentation der Vorschüttsande noch ein Abfluß des die Sande transportierenden Schmelzwassers in westlicher Richtung möglich war.

Die Hollener Sande sind verhältnismäßig arm an Schluffhorizonten, doch ist anzunehmen, daß solche Lagen in größerer Tiefe auch hier vorhanden sind, weil der Spaten an der Grubensohle nach wenigen Dezimetern bereits auf Grundwasser stößt.
Der Rücken von Niehorst und Hollen wird überwiegend ackerbaulich genutzt. Während der Übergangszeiten des Jahres läßt sich an der unterschiedlichen Vernässung der Ackerkrume erkennen, daß die Grundmoräne auch an anderen Stellen des Rückens nur lückenhaft entwickelt bzw. erhalten ist.

Tabelle 2. Schüttungsrichtung der Vorschüttsande in der Sandgrube Reckmann, Hollen (vgl. Abb. 7).

Meßstelle	Schüttung nach
1	W
2	NNW
3	SSW
4	NW
5	WNW
6	WSW, W

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Nach den vorstehenden Beobachtungen ist es möglich, einen häufigen Typus unter den Höhenrücken zu definieren, der gegenüber anderen, noch zu beschreibenden Rücken durch folgende Merkmale ausgezeichnet ist:

1. Ein geschlossener, langgestreckter, nur durch periglaziale Wirkungen und Eisdruck überformter Körper aus Vorschüttsanden erhebt sich bis zu 8 m über seine Umgebung.
2. Der Sandkörper wird von einer geringmächtigen Grundmoräne, die völlig verwittert oder nur in ihren untersten Partien noch kalkhaltig ist, beziehungsweise einer Geschiebesohle als Äquivalent der Moräne zumeist flächenhaft überdeckt. Die Moräne ist auf der Krone des Rückens stets am mächtigsten ausgebildet und nimmt zum Südwestende und den seitlichen Rändern ab.
3. Über der Grundmoränendecke liegen vereinzelt fluviatile oder äolische Sanddecken unter 1 m Mächtigkeit.

Diesem Typus gehören außer den bereits dargestellten auch andere Höhenrücken an. Dabei handelt es sich im einzelnen u. a. um Höhenrücken, die in Tab. 1 unter folgenden lfd. Nr. aufgeführt sind: 1, 2, 3, 4, die südlichsten Rücken der Gruppe 6–20, 21, 23, 26, 27, 39, 48, 49, 50, 56, 57 und 62. Daraus ergibt sich ein weiteres Merkmal dieses Typus:

4. Höhenrücken der beschriebenen Ausbildungsform sind ganz überwiegend in größerer Entfernung vom Gebirge anzutreffen.

Zu einigen der aufgezählten Rücken sind ergänzende Angaben zu machen:

Im Rücken von *Peckeloh* (1) befindet sich 700 m sw Hof Schulte zur Surhage eine Sandgrube, deren Nordostwand den ganzen Rücken quert und sich für eingehende Studien besonders eignet.

Für die Zuordnung des Rückens bei Hof Westmann, *Steinhagen-Ströhen* (27), zum beschriebenen Typus ist das Ergebnis einer Bohrung durch die Fa. Lange, Halle i. Westf., maßgeblich, die im Juli 1951 im Auftrage der Fa. Schlichte, Steinhagen, 250 m sw des Hofes Wehmeier (r = 3458.700; h = 5762.200) zum Zwecke der Wasserversorgung ausgeführt wurde. Die durch Dr. BODE, Geol. L.-A. NW, ganz in das Quartär gestellte Schichtenfolge läßt erkennen:

Mächtigkeit m	Tiefe m bis	Schichtverzeichnis	Formation
0,15	0,15	Mutterboden	Quartär
0,65	0,80	hellgrauer Mittelsand-Feinsand	
9,65	10,45	Mittelsand-Feinsand	
1,15	11,60	grauer, schwach lehmiger Feinsand	
5,80	17,40	grauer Mittelsand, klar	
2,75	20,15	grauer, feinsandiger Ton	
1,20	21,35	hellgrauer Mittelsand-Feinsand	
3,75	25,10	heller Mittelsand	
0,30	25,40	heller Mittelsand-Feinsand	

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Danach wurden bis 17,40 m Mittel- und Feinsande durchsunken, ohne dabei Schichten zu erfassen, die der Grundmoräne zugeordnet werden könnten. Nach den Beobachtungen des Verfassers bildet bzw. bildete statt dessen eine Steinsohle aus Geschieben an der Oberfläche des Rückens das Äquivalent der Moräne, so daß die gesamte Sandfolge bis 17,40 m als Vorschüttsand im eingangs definierten Sinne gelten muß. Besonderes Interesse verdienen die zwischen 17,40 und 20,15 m durchsunkenen feinsandigen, grauen Tone, bei denen es sich evtl. um Moräne der Elstereiszeit handeln könnte. Auch überrascht die Mächtigkeit des Quartärs insgesamt, das mit 25,40 m noch nicht durchstoßen war.

Der Rücken von *Holtkamp* (26) wies in früheren Jahren zahlreiche flache Schürfungen nach Geschiebelehm auf. Das Liegende der Grundmoräne bilden auch hier Vorschüttungen, die z. B. in einer kleinen Grube 250 m se Hof Holtmann unter der 0,75 m starken Moränendecke bis zu 2 m Tiefe aufgeschlossen sind. Die Sande scheinen nach NW einzufallen, doch reichte der Aufschluß nicht aus, sichere Angaben zu machen. Weiterhin verdienen hier zwei Bohrungen Erwähnung, wenngleich die Bohrprotokolle der auf Grundwasser angesetzten Firmen zumeist kaum genetische Gesichtspunkte enthalten. Immerhin ist sicher, daß der südliche Teilrücken bei der Brennerei Dreesbeimdieke ebenfalls bis zu einer Tiefe von 8 m aus Vorschüttsanden besteht, unter denen auch hier tonige und schluffige Schichten einen Grundwasserhorizont bedingen. Darunter folgen mindestens bis 20 m Teufe weitere Sandsequenzen, die möglicherweise schon zum Altpleistozän zu stellen sind. Auf moränale Schichten gibt es keinen Hinweis, jedoch ist wahrscheinlich, daß eine Geschiebesohle ganz flach ansteht oder vor der ackerbaulichen Nutzung angestanden hat und vom Bohrmeister unerkannt blieb. – Die zweite Bohrung (Gehöft Hollen Nr. 12) liegt sw des Holtkamper Rückens im Übergangsfeld zum Niehorst-Hollener Rücken, 450 m e Hof Meyer zu Hollen (r = 3457.870; h = 5758.210). Auch diese Bohrung hat bei einer Endteufe von 9 m keinen Hinweis auf Einlagerung von Grundmoräne gegeben. Dr. MICHEL, Geol. L.-A. NW, hat den erbohrten Sand als altpleistozänen, zum Teil auch jüngeren Talsand angesprochen.

An dem Rücken in *Avenwedde* (48) südlich und im Verlauf der Friedrichsdorfer Straße fällt auf, daß die Grundmoräne am Aufbau bereits einen etwas höheren Anteil als bei Gütersloh, Hollen und Ebbesloh besitzt. Hatte die Moräne im gebirgsfernen Rücken am östlichen Stadtrand von Gütersloh maximal 2,8 m, so waren es in der Grube der ehem. Zgl. Hellmer, Avenwedde, 500 m nw der Kirche, bereits 3–4 m und in der Grube der ehem. Zgl. Bettenworth (r = 3462.200; h = 5753.950) schon mehr als 6 m. Noch näher zum Gebirge nehmen diese Beträge weiter zu. Beim Aushub für die Fundamente von Wohnhäusern auf dem Avenwedder Höhenrücken e Gaisendrees wurde die Grundmoräne zumeist nicht durchstochen.

In dem Höhenrücken südlich des *Dalke-Baches* (50) bei Hof Vossebein wurde in mehreren kleinen Sandgruben eine Geschiebesohle in Vertretung der abgetragenen Grundmoräne über Vorschüttsanden beobachtet, die sich etwa 6 m über die Umgebung erheben. Die Schüttungsrichtung war nicht auszumachen.

Genauer sind wir über den Rücken 2 km ese *Verl* (62) unterrichtet. Hier wurden in einer Grube der ehem. Zgl. Unternost (r = 3469.200; h = 5749.500) am nordwestlichen Ende der Längsachse des Rückens 2,5–3 m Geschiebelehm mit zahlreichen Sandnestern über Vorschüttsanden und unter einer nicht näher untersuchten, 1 m mächtigen Sanddecke (Abraum) beobachtet. Demgegenüber waren in der Grube der bis 1964 betriebenen Zgl. Müller im zentralen Teil dieses Rückens (r = 3468.700; h = 5749.400) bis 3 Meter einer auffällig gelblichgrauen bis grünlichgrauen, kalkfreien Grundmoräne aufgeschlossen, deren Liegendes wiederum Vorschüttsande bildeten.

ARNOLD (1952, S. 16) hat in einer benachbarten Grube (r = 3468.560; h = 5749.300) beobachtet, daß die seinerzeit aufgeschlossenen 3,5 m Vorschüttsande eine deutliche Schrägschichtung nach Süden zeigten. Diese Beobachtung entspricht erneut der Vorstellung eines ehemals geschlossenen, weiten Sandkegels vor dem Bielefelder Paß. Der untere Teil der

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Sande war nach ARNOLD auch hier „viel ruhiger gelagert als der obere, eine Diskordanz jedoch nicht vorhanden".
Unter den auf Blatt Brackwede gelegenen Rücken zeigen die gebirgsferneren bei *Sende* (56, 57) einen entsprechenden Aufbau. In dem Rücken s Friedrichshütte waren 1965 im südwestlichen Teil in einer kleinen Grube die Vorschüttsande angeschnitten. Die Moräne ist hier nur durch eine Steinsohle vertreten, während sie im nordöstlichen Teil desselben Rückens se T. P. 110,4 m fast 2 m erreicht und früher in einem flachen Schurf für die Ziegelbereitung gewonnen wurde.

2.2.2. Rücken aus Grundmoräne mit eingestauchten älteren Sanden

Durch Übergänge mit dem unter 2.2.1. beschriebenen Typus verbunden, tritt vor den Pässen von Borgholzhausen und Bielefeld ein zweiter Typ moränaler Vollformen auf, der an einigen Beispielen erläutert werden soll.
In den Rücken westlich bis südwestlich *Friedrichsdorf* (43–44) liegen die inzwischen weitgehend mit Müll verfüllten Gruben der ehem. Zgl. Friedrichsdorf, dies besonders im südöstlichen der beiden Rücken beiderseits der Straßen nach Isselhorst und nach Avenwedde. Ein gutes Studienobjekt bildete vornehmlich die Grube direkt östlich der Straße Friedrichsdorf–Avenwedde (r = 3464.050; h = 5755.700) auf der Krone des sich etwa 7,5 m über seine Umgebung erhebenden Rückens. Zwischen beiden Friedrichsdorfer Rücken bestehen enge morphologische Beziehungen der Art, daß der NW-SE streichende Rücken als Abzweigung des SW-NE verlaufenden Rückens mit eigenem Kulmitnationsmaximum aufzufassen ist.
Schon die Tiefe von 6–8 m, bis zu welcher der Abbau erfolgte, erlaubt die Feststellung, daß hier ein älterer, erhabener Kern aus Vorschüttsanden fehlt. Statt dessen findet man die Vorschüttsande in der Moräne enthalten, wo sie infolge glaziärer Pressung meist als schmale, schließlich ausgewalzte Bänder erscheinen (Abb. 8), manchmal aber auch noch als kompakte, unregelmäßig begrenzte und mehrere Kubikmeter große Blöcke, wie sie das Eis aus dem Untergrund in gefrorenem Zustand erodiert hat. Beim Abbau des Geschiebelehms gehörte das Abgraben der eingestauchten Sande zu den regelmäßig anfallenden Arbeiten. Größere Sandblöcke wurden auch ganz umgangen. Die Vergenz der Stauchung läßt in dem Aufschluß einen Eisschub aus WNW erkennen, d. h. parallel zur Längsachse dieses Rückens. (Über Einzelheiten der Theorie der glaziären Stauchung, Faltung und Verwerfung von Sanden informiert anhand vieler Beispiele eine Arbeit von v. BÜLOW aus dem Jahre 1937, in der auch eine Reihe von Parallelen zu den in Friedrichsdorf, Ummeln, Stukenbrock u. a. beobachteten Strukturen erkennbar ist.)

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

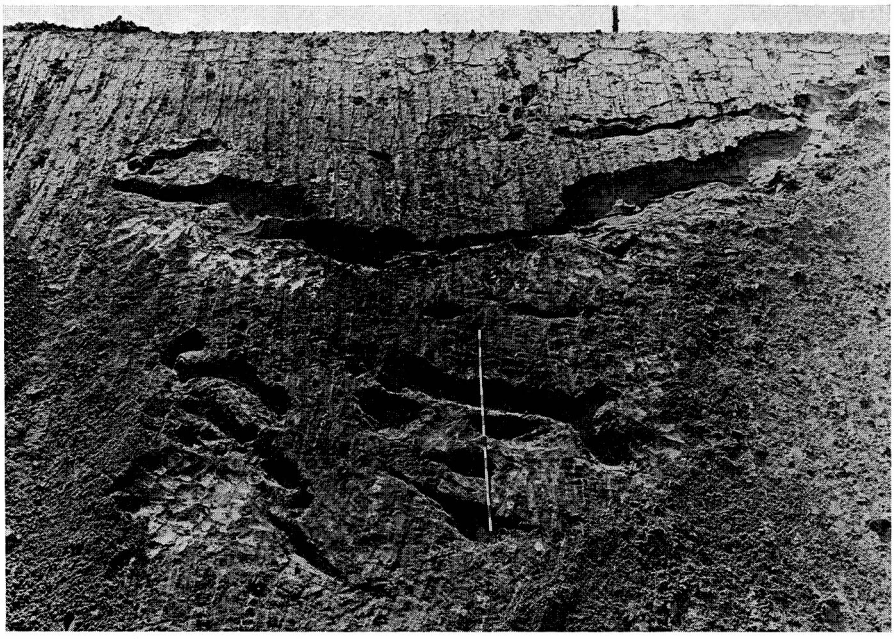


Abb. 8 Höhenrücken westlich bis südwestlich Friedrichsdorf (Tab. 1, Nr. 43–44). Ehem. Grube der Zgl. Friedrichsdorf (Zweigwerk der Zgl. Dircksmöller, Ummeln), 1966. Grundmoräne nach Abgrabung eingestauchter Vorschüttsande; Blick auf Südwand (N 245 Grad W). Maßstab 2 m

Die Moräne ist in den obersten 2 m entkalkt und kryoturbat gestört, während sie in größerer Tiefe reichlich sowohl feinverteiltes Calciumcarbonat als auch Kalkgeschiebe der verschiedensten Art enthält. Wieweit auch aus dem Geschiebespektrum Schlüsse auf die Schubrichtung und Herkunft des Eises in diesem Raum abzuleiten sind, kommt noch zur Sprache.

Die vom Eise nicht mehr aufgenommenen, tieferen Lagen der Vorschüttsande wurden beim Abbau im Liegenden der Moräne stellenweise vom Bagger gerade noch angeschürft. Sie sind sehr wasserhaltig und machten den Einsatz von Pumpen erforderlich, um die Überflutung der Grube zu verhindern.

Die Natur der Rücken dieses Typus bedingt, daß es sich bei allen größeren Aufschlüssen um Tongruben von Ziegeleien handelte. Unter den Ziegeleien, die im Bereich der gebirgsnahen Moränenrücken auf Geschiebelehmbasis arbeiteten, haben nur zwei, nämlich die Zgl. Großekämper in Stukenbrock und die Zgl. Dircksmöller in Ummeln, ihre Produktion bis zur Gegenwart fortgesetzt.

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

In einer bis zum Jahre 1970 betriebenen Grube der Zgl. Dircksmöller in einem der Rücken bei *Ummeln* (34–36) waren Zahl und Umfang der Sandeinschlüsse anfangs gering, nahmen aber, je weiter der Abbau nach NE fortschritt, vor allem in den unteren Lagen der Moräne zu. Die Anlage einer tieferen Abbausohle im Jahre 1969 ergab, daß die Vorschüttsande mit der Basis der Grundmoräne eng verzahnt sind, worin eine Wirkung der glaziären Pressung des Untergrunds beim allmählichen Vorrücken des Inlandeises zu sehen ist. Diese Grube hatte die Koordinaten r = 3463.150 und h = 5759.150.

Ähnliche Beobachtungen machte ich auch bei den Grenzschichten Moräne/Vorschüttsande in der Grube Großekämper im Höhenrücken von *Stukenbrock* (60). In dieser Grube (r = 3477.200; h = 5752.800) ist der Gehalt der Moräne an Sandeinlagerungen etwas geringer (vgl. Abb. 8). Sowohl die Ummelner als auch die Stukenbrocker Grube haben eine große Zahl wichtiger Sedimentärgeschiebe geliefert.

Die Mächtigkeit der Grundmoräne in den Gruben ehemaliger Ziegeleien in verschiedenen Höhenrücken unseres Gebietes hatte folgende Mindestwerte (ob beim Abbau die Vorschüttsande erreicht wurden, war nicht immer in Erfahrung zu bringen):

Zgl. Miele, Senne I, In der *Grundheide* (r = 3466.200; h = 5755.700): 8 m. Zgl. Ruwisch, *Ummeln* (r = 3462.000; h = 5757.850): 5 m. Zgl. Westerfrölke, *Westbarthausen*, Bl. Bockhorst (r = 3446.200; h = 5772.700): 4 m. Zgl. Rolff, *Steinhagen*, nahe Bahnhof (r = 3460.500; h = 5764.600): 6 m. Zgl. Ebert, *Augustdorf*, in Randlage des Stukenbrocker Rückens (r = 7480.250; h = 5752.000): 2,7 m.

Hierzu ist im einzelnen noch nachzutragen:

Zgl. Westerfrölke hatte ihre Gruben am nordwestlichen Talrand eines Rückens jener Gruppe moränaler Vollformen, die in Tab. 1 unter den lfd. Nr. 6–20 zusammengefaßt sind. Wegen des Verfalls der Grubenwände läßt sich über den stratigraphischen Aufbau des Rückens nichts mehr aussagen. Mehrere nordische Kalkgeschiebe aus diesen Gruben, die im Hof der Ziegelei als Pflastersteine Verwendung gefunden haben, zeigen aber an, daß die tieferen Lagen der Moräne noch nicht verwittert waren.

In dem Rücken nw *Bockhorst* (5) befand sich vor Jahrzehnten eine weitere Ziegelei. Dort wurden mehr als 4 m Grundmoräne abgebaut, doch steht die ehemalige Tongrube z. Zt. unter Wasser, so daß stratigraphische und geschiebekundliche Beobachtungen nicht mehr möglich sind.

Die Tongrube der Zgl. Rolff, *Steinhagen*, wird von MESTWERDT (1926 b, S. 18) als größter und bester Quartäraufschluß des Blattes Halle i. Westf. bezeichnet. „Unter dem Mutterboden ist eine etwa 2 m starke braune Verwitterungsrinde, in der auch die Geschiebe stark zersetzt sind. Darunter stellt sich die grünlichgraue Farbe des Eisenoxyduls ein. Hier und da finden sich kleine Schmitzen von geschichtetem Sand." Allgemein beschreibt MESTWERDT die Mächtigkeit des Geschiebemergels (Grundmoräne) auf Blatt Halle i. Westf. als schwankend, wobei Beträge über 15 m erreicht würden.

Das Profil der Grube Ebert, *Augustdorf*, wird von DEPPE (1928, S. 16) wie folgt beschrieben: 1 m Nachschüttsand einschließlich der Bodenbildung; 1 m geschichtete, in Wasser umgelagerte, geschiebehaltige Grundmoräne mit Sandeinschlüssen; 1,70 m schwarzgraue,

©Naturwissenschaftlicher Vérein Osnabrück e.V.

fette, schichtungslose Grundmoräne; Vorschüttsand unbekannter Mächtigkeit. Während die Moräne bei den Gebäuden der Ziegelei kaum 0,5 m stark gewesen sei, habe sie an der entgegengesetzten Seite der Grube bereits 2,70 m betragen.

Sandgruben gehören in den gebirgsnahen, überwiegend aus Moräne gebildeten Höhenrücken zu den Ausnahmen. Während der Beobachtungsspanne von etwa 10 Jahren verdient nur eine im Jahre 1971 an der Straße Steinhagen–Ummeln im randlichen Teil des *Obersteinhagener* Rückens (29) angelegte Sandgrube eine nähere Beschreibung. Die hier (r = 3461.140; h = 5761.740) unter einer nur 1 m mächtigen Grundmoräne abgebauten Vorschüttsande sind oberflächlich schwach gestaucht. Die ungestörten, tieferen Teile der 2,5 m hohen Abbauwand lassen deutlich eine Schüttung aus nordöstlicher Richtung bei 5–10° Schichteinfall erkennen. Der Gehalt der Sande an nordischen Partikeln ist hoch, so daß anzunehmen ist, daß es sich umSchmelzwasserablagerungen des Inlandeises handelt. Um so beachtenswerter ist die Schüttungsrichtung, die auch hier einen Bezug zum Bielefelder Paß erkennen läßt.

So wichtig die Aufschlüsse der Ziegeleien u. a. sind, genügen sie doch nicht, den stratigraphischen Aufbau der gebirgsnäheren Rücken hinreichend zu charakterisieren. Es ergibt sich zumindest die Frage, ob die in den Aufschlüssen erkennbaren Strukturen den durch Bohrungen bekannten entsprechen. Exemplarisch für eine Vielzahl weiterer Bohrergebnisse mögen fünf Protokolle aus verschiedenen Höhenrücken wiedergegeben werden:

1. Bohrung im Moränenrücken von *Obersteinhagen* (29) am Hofe Steinhage in ca. 99,5 m über N.N. (r = 3460.240; h = 5761.030); im Auftrage der Gemeindeverwaltung Steinhagen im Jahre 1960 als Grundwasserbohrung angesetzt.
2. Bohrung im Höhenrücken zwischen *Ummeln* und Brackwede beim Hofe Wiethüchter (32) in ca. 100 m über N.N. (r = 3462.640; h = 5759.890); im Auftrage der Gemeindeverwaltung Ummeln im Jahre 1952 als Grundwasserbohrung angesetzt, ausgeführt von der Fa. Lange, Halle i. Westf.
3. Bohrung im Höhenrücken bei *Quelle* (31), Gehöft Quelle Nr. 5 (r = 3463.550; h = 5762.355), ausgeführt 1954 von der Fa. Lange, Halle i. Westf.
4. Bohrung im Höhenrücken nördlich der Straße Friedrichsdorf – Windelsbleiche in der *Grundheide* (r = 3466.020; h = 5756.620); Peilbohrung im Jahre 1954 für Zwecke der Wasserversorgung.
5. Bohrung Nr. 14 der Stadtwerke Bielefeld im Höhenrücken am Kreuzkrug aus der Bohrreihe 1–20 Wasserwerk IV im Jahre 1939. Die Bohrung lag östlich der Straße Kreuzkrug – Oerlinghausen (r = 3474.350; h = 5754.300).

Das Ergebnis der Bohrung Obersteinhagen entspricht völlig dem Bild der Ziegeleigruben in den gebirgsnäheren moränalen Vollformen. Wegen des hohen Gehaltes an eingestauchten Vorschüttsanden ist die Nutzung des Moränenlehms für Ziegeleizwecke hier jedoch nicht möglich.

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Protokoll der Bohrung *Obersteinhagen*:

Mächtigkeit m	Tiefe m bis	Schichtverzeichnis des Bohrmeisters	Deutung d. d. Verfasser
1,80	1,80	grauer, loser Sand	Nachschütt- oder Flugdecksand
1,30	3,10	brauner, loser, lehmiger Sand, von 2,7–3,0 m wasserführend	kryoturbat gestörte Verwitterungsschicht der Grundmoräne
0,30	3,40	brauner, weicher, sandiger Lehm, erdfeucht	verwitterte Grundmoräne
0,80	4,20	dunkelgrauer, fester Schluffton, erdfeucht	unverwitterte Grundmoräne
3,60	7,80	dunkelbrauner, loser, stark lehmhaltiger Feinsand, schwach wasserführend	eingestauchte Vorschüttsande in Grundmoräne
1,70	9,50	grauer, loser, lehmhaltiger Feinsand, schwach wasserführend	eingestauchte Vorschüttsande in Grundmoräne
0,40	9,90	dunkelgrauer, steifer Ton, erdfeucht	unverwitterte Grundmoräne
9,10	19,00	dunkelbrauner, loser Feinsand	Vorschüttsand mit Grundwassermarke
5,50	24,50	dunkelgrauer, loser Feinsand, wasserführend	Vorschüttsand i. w. Sinne
2,10	26,60	grauer, loser Mittelsand, wasserführend	Vorschüttsand i. w. Sinne
0,40	27,00	dunkelgrauer, fester Tonmergel, erdfeucht	Coniac

Protokoll der Bohrung *Ummeln*:

Mächtigkeit m	Tiefe m bis	Schichtverzeichnis des Bohrmeisters	Deutung d. d. Verfasser
3,00	3,00	hellgrauer Feinsand	Nachschütt- oder Flugdecksand
0,50	3,50	rotbrauner Ton	verwitterte Grundmoräne
0,70	4,20	gelber Lehm	verwitterte Grundmoräne
11,80	16,00	dunkelgrauer Ton	unverwitterte Grundmoräne
3,50	19,50	grauer Mittelsand	Vorschüttsand
0,90	20,40	grauer Grobsand	Vorschüttsand
0,25	20,65	grauer Mergel	Elster-Moräne?
0,25	20,90	dunkelgrauer Feinsand	altpleistozäner Sand?
3,30	24,20	grauer Grobsand	altpleistozäner Sand?
1,00	25,20	hellgrauer Ton	Coniac?

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Eine zweite Bohrung, die etwa 400 m weiter nordöstlich niedergebracht wurde, hatte ein ähnliches Resultat. Dort reichte die stark durchsandete Grundmoräne bis zu einer Tiefe von 11 m unter Flur, während der Decksand 1,4 m mächtig war und das Coniac in 29,50 m Tiefe erreicht wurde.

Auch die Bohrung Ummeln (zw. Lutterbach und B 61) entspricht dem aus den Ziegeleien bekannten Typus, wobei der Gehalt der Moräne an eingeschalteten Sandlagen anscheinend gering ist. Allerdings hängt weitgehend vom Zufall ab, ob bei einer Bohrung eine eingestauchte Sandlinse getroffen wird oder nicht.
Im Prinzip gleichartig ist, wenn man von den tiefsten Schichten absieht – die hier aber nicht zur Diskussion stehen –, die Schichtabfolge einer im Auftrage der Ev. Kirchengemeinde in Ummeln im Juli 1952 durchgeführten Bohrung (r = 3463.350; h = 5760.080).

Protokoll der Bohrung *Quelle*:

Mächtigkeit m	Tiefe m bis	Schichtverzeichnis des Bohrmeisters	Deutung d. d. Verfasser
2,10	2,10	hellgrauer Lehm	Grundmoräne
3,20	5,30	dunkelgrauer Lehm, an der Basis grobe Gerölle	Grundmoräne mit Grobgeschieben
0,70	6,00	Mittelsand und grober Kies	Vorschüttsand mit Plänerkies (in Rinne?)
1,00	7,00	Mittelsand und Feinkies	Vorschüttsand mit Plänerkies
7,90	14,90	grobe Kiese	Plänerkies
2,90	17,80	Feinkies mit Tonbänken	Altpleistozän
2,10	19,90	grauer Ton	Verwitterungsschicht des Coniac
0,10	20,00	Tonmergel	Coniac*

* Anm.: Die Zuordnung dieser Schicht zum Coniac (Emscher) erfolgte durch Dr. BODE, Geol. L.-A. NW, der den gesamten übrigen Bohrkomplex als „Senne-Diluvium" bezeichnet hat.

In diesem Profil macht sich, im Gegensatz zu den bisher diskutierten, die Nähe des Teutoburger Waldes durch den Gehalt der Vorschüttsande an Kiesen bemerkbar. Nach den Erfahrungen mit Bohrgut in der nahen Senne dürfte es sich auch hier in erster Linie um Plänerkiese des Turon und Flammenmergel sowie sog. Eisenschwarten der Unteren Kreide des nahen Gebirges handeln.

Die Bohrung Grundheide liegt in der Gruppe ineinander übergehender Höhenrücken zwischen Friedrichsdorf und Bahnhof Sennestadt (ehem.

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Protokoll der Bohrung *Grundheide*:

Mächtigkeit m	Tiefe m bis	Schichtverzeichnis des Bohrmeisters	Deutung d. d. Verfasser
0,40	0,40	Mutterboden	Ap-Horizont, Acker
1,70	2,10	Feinsand	Nachschütt- oder Flugdecksand
4,50	6,60	Ton	Grundmoräne
4,90	11,50	Mittelsand	Vorschüttsand, in Grundmoräne eingestaucht
1,80	13,30	Ton	Grundmoräne
5,30	18,60	Mittelsand	Vorschüttsand
2,40	21,00	Schluffsand	Staubeckensedimente

Kracks). Das vorstehende Profil steht für eine ganze Reihe Peilbohrungen, die bei der Siedlung „Windflöte" niedergebracht wurden. Dabei hat sich ergeben, daß der Kern des untersuchten Rückens von bis 8 m mächtiger Moräne gebildet wird, die von Sandeinlagerungen durchsetzt ist, und daß die ungestörten Vorschüttsande erst in 9 bis 13 m unter Flur beginnen.

Bei dem vorstehenden, aber auch schon beim Protokoll von Obersteinhagen und zahlreichen weiteren, hier nicht mitgeteilten Bohrprotokollen könnte man für möglich halten, daß zwei verschieden alte Grundmoränen erbohrt wurden, wobei die liegende Moräne einem etwas älteren Vorstoß des Inlandeises während der Saaleeiszeit oder sogar der Elstereiszeit angehören würde. Aufgrund meiner Beobachtungen in den Ziegeleigruben in Friedrichsdorf, Ummeln, Grundheide und Stukenbrock möchte ich diese Möglichkeit jedoch ausschließen, zumal für sie weder leitgeschiebestatistische Befunde sprechen noch Warmzeitbildungen (Torf, Bodenbildung) zwischen den Moränen bekanntgeworden sind. Eine Ausnahme könnten hier nur die vereinzelt und in sehr großer Tiefe erbohrten moränenähnlichen Horizonte darstellen, von denen einer beispielsweise im Protokoll der Bohrung Ummeln in 20,40–20,65 m Tiefe angetroffen worden ist.
Ein Bohrprotokoll, das bereits von MESTWERDT (1926a, S. 31) veröffentlicht wurde (Bohrung 15), läßt auch für den Rücken s der Fabrik Windel in Windelsbleiche (r = 3467.700; h = 5757.100), Blatt Brackwede, einen ähnlichen Aufbau erkennen. MESTWERDT hatte zweifellos recht, wenn er den „Lehm" (bis 3,5 m), „lehmigen Sand" (3,5–11 m) und den „unreinen Sand" (11–12 m) als genetisch zusammengehörigen Moränenkomplex auffaßte. Auch hier folgen die moränenfreien Vorschüttsande erst ab 12 m unter Flur.

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Die Mächtigkeit der Moräne kann aber auch ohne Unterbrechung durch eingestauchte Sande ganz beträchtliche Werte erreichen. In einer Bohrung des Wasserwirtschaftsamtes Minden in der gleichen Gruppe von Höhenrücken wurden 300 m w des Fichtenhofes (r = 3468.070; h = 5755.920), Blatt Brackwede, im Jahre 1929 zehn Meter Grundmoräne gemessen. Die Moräne wird dort von 3 m Sand überlagert. Unter der Moräne folgen zwischen 13 und 20 Meter graugelbe, kalkige Mittelsande mit Mittel- und Grobkies. Die Kiese dürften auch hier in erster Linie aus Pläner- und Flammenmergelgeröllen bestehen und auf Ablagerung in einer Rinne innerhalb des Vorschüttungskomplexes deuten.

Protokoll der Bohrung *am Kreuzkrug*:

Mächtigkeit m	Tiefe m bis	Schichtverzeichnis des Bohrmeisters, gekürzt	Deutung d. d. Verfasser
1,15	1,15	brauner Lehm	verwitterte Grundmoräne
5,55	6,70	blauer Ton	unverwitterte Grundmoräne
14,80	21,50	gelber Sand	Vorschüttsand
3,10	24,60	gelber Sand mit Steinen	Vorschüttsand mit Plänerkies?
0,15	24,75	Mergel (Emscher)	Coniac

Auch an diesem Rücken bestätigen sich die Eigentümlichkeiten des Typus gebirgsnaher moränaler Vollformen. Dasselbe gilt für eine Bohrung im Bereich des sich se anschließenden Rückens, die an der B 68, etwa 100 m nnw Punkt 137,9 m (r = 3475.200; h = 5753.530) angesetzt wurde. Dort liegen unter 0,4 m jüngeren Sanden 9,6 m Moräne, die von 8,4 m Vorschüttsanden unterlagert werden. Bei 18,40 m Gesamtteufe folgt der Coniac-Mergel. Diese Maßangaben stammen aus einem geohydrologischen Gutachten von H. & E. SCHNEIDER (1960) über weitere Möglichkeiten der Wassergewinnung in der Senne.
Dort heißt es weiterhin (S. 7): „Grundmoränen findet man in der Senne oft. Sie sind immer von Vorschüttsanden unterlagert." Es handelt sich jedoch „nicht um eine durchgehende Grundmoränenfläche, sondern um einige Grundmoränenlinsen von ganz unterschiedlicher Größe . . . Die Mächtigkeit dieser Geschiebemergellinsen ist beträchtlichen Schwankungen unterworfen. Sie können sehr mächtig werden (bis 25 m), sie keilen aber oft plötzlich aus." Eine Erklärung für dieses auffällige Verhalten haben die Gutachter seinerzeit noch nicht gegeben.

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

2.2.3. Stratigraphische Befunde aus dem Zwischengebiet der Rücken

Für die Deutung der moränalen Vollformen ist, wie wir sehen werden, auch die Kenntnis des Gebietes zwischen den Rücken bedeutsam. Wegen des Fehlens größerer Aufschlüsse sind wir hier freilich fast ganz auf die Ergebnisse von Bohrungen angewiesen. Dennoch reichen unsere Kenntnisse, denn das Ostmünsterland ist wegen seiner wasserwirtschaftlichen Bedeutung von einem dichten Netz von Tiefbrunnen und Beobachtungsstellen des Grundwasserdienstes überzogen.
Exemplarisch für zahlreiche Bohrungen mögen hier folgende vier Protokolle stehen:

1. Saugbohrung der Fa. Nölke & Co., Versmold, ausgeführt 1962 von der Fa. Stükerjürgen, Varensell. Das Bohrloch lag 500 m ne des N.S.G. *Kraalbusch*, Bl. Gütersloh, zwischen den Rücken von Steinhagen-Ströhen (27) und Obersteinhagen (28, 29) bei r = 3459.620 und h = 5761.500.
2. Bohrung des Gutes Friedrichsruh – Schlachthaus Ummeln vom Jahre 1963 (r = 3461.480; h = 5759.720) zwischen den Rücken von Obersteinhagen (29) und Ummeln (32), 350 m nw der *Ravensberger Bleiche*.
3. Bohrung des Landesgrundwasserdienstes zum Zwecke der Wasserstandsbeobachtung. Die Bohrung stand im Gebiet zwischen den Ummelner Rücken (34–36) und den Isselhorster Rücken (40–42) ne Bhf. *Isselhorst* (r = 3461.860; h = 5756.620). Sie wurde durch Prof. Dr. LOTZE, Universität Münster, aufgenommen und kommentiert.
4. Bohrung vom Jahre 1930 im Gebiet zwischen dem Rücken der ehem. Zgl. Miele, Grundheide, und einem Rücken, der sich vom Hofe Niedergassel bis zum Bahnhof Sennestadt erstreckt, 400 m sw des *Fichtenhofes* (r = 3468.070; h = 5755.690). Die Bohrung wurde im Auftrage des Wasserwirtschaftsamtes Minden durch Dr. BEYENBURG aufgenommen und kommentiert.

Protokoll der Bohrung *Kraalbusch*:

Mächtigkeit m	Tiefe m bis	Schichtverzeichnis des Bohrmeisters	Deutung d. d. Verfasser
0,30	0,30	Mutterboden	A-Horizont eines Waldbodens
6,60	6,90	gelber Feinsand	holozäner Talsand und pleistozäner Nachschüttsand
0,60	7,50	grauer Ton	Grundmoräne
14,50	22,00	Mittelsand – Feinsand	Vorschüttsand
2,00	24,00	grauer Grobsand und Grobkies	Vorschüttsand mit Plänerkies?

Die geringmächtige Grundmoräne liegt etwa 87 m über N.N. und damit mit ihrer Unterkante 2 m tiefer als bei der Bohrung im benachbarten Rücken bei Hof Steinhage (vgl. 2.2.2.). Auch bei einer benachbarten

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Bohrung an der Straße Isselhorst – Brockhagen (r = 3459.560; h = 5761.500) wurden die als Grundmoräne gedeuteten grauen Tone in 3,10–3,70 m Tiefe nur in geringer Mächtigkeit angetroffen.

Protokoll der Bohrung *Ravensberger Bleiche*:

Mächtigkeit m	Tiefe m bis	Schichtverzeichnis des Bohrmeisters	Deutung d. d. Verfasser
4,50	4,50	gelblicher Feinsand, lose	Flugdecksand und holozäner Talsand der Lutter
5,00	9,50	gelber Feinsand – Mittelsand, lose	Niederterrasse der Lutter/Ems
3,30	12,80	hellgrauer Mittelsand – Grobsand, lose	Nachschüttsand
0,70	13,50	grauer Ton mit Grobkies, fest	Grundmoräne

Protokoll der Bohrung *Isselhorst*:

Mächtigkeit* m	Tiefe* m bis	geologische Bezeichnung (LOTZE)	geologische Deutung (LOTZE)	
0,20	0,20	Quarzsand, ganz überwiegend feinkörnig, von Pflanzenresten durchsetzt, unrein und humos, dunkelgrau		
0,80	1,00	Quarzsand, vorwiegend feinkörnig, doch z. T. auch gröber, rein, gelblich mit braunen Flecken	Feinsande	
8,00	9,00	Quarzsand, vorwiegend feinkörnig, gleichmäßig, etwas mehlsandig, blaßgelblich		Diluvium
5,00	14,00	Quarzsand, sehr verschiedenkörnig, schwach tonig, mit einigen größeren Geröllen (Flammenmergel, aber auch nordischer Gneis)	gröbere Sande	
1,00	15,00	Quarzsand, vorwiegend mittelkörnig, schwach tonig, gelblich		
2,50	17,50	Quarzsand, vorwiegend mittel- bis grobkörnig, mit einzelnen Geröllen, schwach lehmig, gelblich		

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

ab 17,50	Mergel, brekziös, mit zahlreichen größeren Quarzkörnern, kleinen Kalkgeröllen und Brocken von Emschermergel, beigemengt auch größere Kalkstücke; geschiebemergelartig	Mergelbrekzie (Lokalmoräne?)

* Anm.: In dem Original sind die Tiefenwerte in die Mächtigkeitsspalte eingetragen; das vorstehende Protokoll ist entsprechend korrigiert.

Bohrung Ravensberger Bleiche:
Die Unterteilung der sandigen Hangendschichten der Grundmoräne ist problematisch; vor allem ist es aufgrund des Schichtverzeichnisses nur begrenzt möglich, die Niederterrassensande von den jungen Bachsanden zu unterscheiden. Für den Verfasser waren dabei die Unterschiede in der Fraktion zwischen den vielfach gröberen, periglazialen und den meist feineren, holozänen Sedimenten maßgeblich.
Wichtiger ist an dem Profil die tiefe Lage der Grundmoräne! Ein Vergleich ergibt, daß die Oberkante der Grundmoräne bei der Ravensberger Bleiche um 11,60 m tiefer als die Unterkante der Moräne bei Hof Steinhage im benachbarten Höhenrücken liegt. Die Gesamtmächtigkeit der Moräne der Bohrung Ravensberger Bleiche ist nicht bekannt, jedoch ist bereits erkennbar, daß die glaziäre Schürfung im Gebiet zwischen den Rücken von Obersteinhagen und Ummeln ungleich stärker als im Gebiet der Rücken selbst gewesen ist.
Bei einer 500 m weiter ne gelegenen Bohrung wurden gar bis 13,50 m Tiefe nur Sande protokolliert, unter denen dann noch 1,50 m Sand, Kies und Ton folgten. Ob es sich dabei um Grundmoräne handelte, ist unsicher.
Bohrung Isselhorst:
Der Verfasser hält den liegenden, brekziösen Mergel nicht für die saaleeiszeitliche Grundmoräne, sondern für ältere, basisnahe Schichten des Quartärs. Diese Vermutung wird dadurch gestützt, daß eine andere Bohrung bei Isselhorst (350 m sw Hof Vosmer, r = 3460.600; h = 5755.080) nach Durchsinken von 14,50 m ohne Grundmoräne bereits auf Oberkreide gestoßen ist, wobei die liegendste Schicht der Lockersedimente ebenfalls ein Gemenge aus Quarzsand, Mergelbröckchen und Kreidekalkgeröllen darstellt. In die Saaleeiszeit dürften hingegen die zwischen 9 und 14 m beobachteten Quarzsande mit nordischen Geröllen (Gneis) gehören; bei ihnen könnte es sich um Ausaperungsrückstände der Grundmoräne oder glazifluviatile Sedimente, z. B. Nachschüttsande des Inlandeises, handeln.

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Protokoll der Bohrung *Fichtenhof:*

Mächtigkeit m	Tiefe m bis	geologische Bezeichnung (BEYENBURG)	Formation (BEYENBURG)
0,30	0,30	grauschwarzer, stark humoser, schwach toniger Mittelsand	Alluvium
1,20	1,50	gelbgrauer, kalkfreier Fein- bis Mittelsand	das
7,50	9,00	dunkelgrauer, kalkfreier Mittelsand	das
1,50	10,50	Geschiebemergel	dm
7,00	17,50	graugelber, kalkiger Mittelsand, nach unten allmählich Mittelkies aufnehmend	ds

Uns begegnet also auch hier wieder die Erscheinung, daß die Grundmoräne, sofern sie überhaupt entwickelt ist, in größerer Tiefe (9–10,50 m) und in geringerer Mächtigkeit als im Gebiet der flankierenden Rücken auftritt. (Bei den mit „ds" bezeichneten diluvialen Sanden handelt es sich um den Komplex der Vorschüttsande, bei „das" um jungpleistozäne Sande.)

Abschließend sei noch kurz eine Bohrung zwischen dem Rücken der ehem. Zgl. Miele und jenem Rücken erwähnt, auf dem die Siedlung „Windflöte" liegt (vgl. 2.2.2.). Hier wurde für Zwecke des Landesgrundwasserdienstes im Jahre 1952 nahe der Straße Windelsbleiche–Friedrichsdorf (r = 3466.020; h = 5756.070) eine Bohrung abgesunken. Das Bohrprotokoll weist keinen Geschiebemergel (Grundmoräne) aus, obwohl von beiden flankierenden Rücken 7–8 m Grundmoräne bekannt sind. Statt dessen wurden auf 26 m Teufe nur Schluffsande, Feinsande und Mittelsande erbohrt und darunter dann der Tonmergel des Coniac erreicht. Dr. BODE, Geol. L.-A. NW, der das Protokoll kommentiert hat, stellt fest, daß die „vermutete mächtige Geschiebelehmeinlagerung auf keinen Fall vorhanden ist". Das führe zu einer „Modifikation der Auffassung der Geologischen Karte". Die Geologische Spezialkarte, Blatt Brackwede, verzeichnet für die fragliche Stelle noch diluvialen Sand über Grundmoräne. Die in der Bohrung ermittelten Verhältnisse sind um so bemerkenswerter, als hier Bacherosion für das Fehlen der Grundmoräne entfällt, so daß wir es wohl mit einer direkten Folge der glaziären Schürfung zu tun haben.

Zusammenfassend ergibt sich damit folgender stratigraphischer Befund: Das Gelände zwischen den Rücken trägt Merkmale bevorzugter, intensiver glaziärer Erosion. Die Vorschüttsande sind bis zu einem Niveau ausgeschürft, das deutlich tiefer liegt als im Gebiet der Rücken. Der Höhenunterschied zwischen der Oberkante der Vorschüttsande im Bereich der Rücken und im Bereich des Zwischengeländes beträgt im gebirgsferneren Vorland 10–15 m, im gebirgsnäheren 5–10 m. Im Zwi-

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

schengelände ist die Grundmoräne gar nicht oder nur in geringer Mächtigkeit abgelagert worden. Über der Grundmoräne oder sie ersetzenden glazifluviatilen Sanden mit Geschieben liegen vielfach noch 8–10 m mächtige, jüngere Sande, die teils jungpleistozänen (Niederterrassenäquivalente), teils holozänen Alters (Bachsande) sind.
Ohne die postmoränale Füllung der glaziären Schurflinien würden die moränalen Vollformen 15–20 m über ihre Umgebung ragen und damit noch stärker landschaftsgestaltend erscheinen als heute. Wir haben es bei den Vollformen also mit morphologischen Gebilden zu tun, die seit der Saaleeiszeit, in der sie entstanden, in einem Verebnungsprozeß stehen, der einerseits durch ihre eigene Abtragung, andererseits aber besonders auch durch Akkumulation zwischen den Rücken gekennzeichnet ist. In diesem Zusammenhang sei an die Untersuchungen von MAASJOST (1933) erinnert, der die Bildung bis zu 2 m hoher Dammbetten durch die akkumulierenden Bäche der östlichen Untersenne beschrieben hat.

2.2.4. Geoelektrische Lotungen

In der Senne sind vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung im Auftrage des Geologischen Landesamtes NW geoelektrische Lotungen durchgeführt worden. Bei diesen Lotungen wird der stratigraphische Aufbau aus dem unterschiedlichen Leitvermögen der Schichten erschlossen. Je feinkörniger das Material ist, desto geringer ist im allgemeinen der Widerstand, sofern die betreffenden Schichten unterhalb des Grundwasserspiegels liegen (vgl. RÜLKE 1962, S. 4–7).
Bei den Messungen wurden im Bereich der Rücken, besonders bei den gebirgsnäheren Vollformen, oft besonders mächtige niederohmige Schichten festgestellt. So reichte ein im Rücken nw Hof Osthus (38), Senne I, ermittelter Widerstand von nur 40 Ohm . m über eine Schichtabfolge von mehr als 8 m, woraus man nach den Kenntnissen, die wir aufgrund von Aufschlüssen und Bohrungen haben, auf ebenso mächtige, tonhaltige Grundmoräne schließen darf.

Bei Punkt 96,8 m im Rücken n Hof Schulte auf 'm Erley (40–42), Bl. Gütersloh, wurden zu oberst 2 m mit 400 Ohm . m, dann 8 m mit 30 Ohm . m und schließlich 11 m mit 200 Ohm . m gemessen. Daraus kann man eine Folge von Sanden, die nicht voll unter Grundwassereinfluß stehen, über toniger Grundmoräne über Vorschüttsand ablesen.
Bekannt sind auch Messungen mit doppeltem niederohmigem Stockwerk. Ein Beispiel hierfür ist die Lotung im Rücken 250 m ne der Grube der ehem. Zgl. Miele (r = 3463.400; h = 5753.650), Bl. Brackwede (RÜLKE 1962):

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Mächtigkeit m	Tiefe m bis	geoelektrischer Widerstand / Ohm.m	zu vermutende Fraktion
2,50	2,50	1000	Sand
4,00	6,50	40–50	Schluff, Ton
6,00	12,50	200	Sand
3,50	16,00	40	Schluff, Ton
5,00	21,00	200	Sand
	ab 21,00	14	Ton

Bei diesem Profil bietet sich die Zuordnung der Hangendsande zu relativ trockenen Flugdeck- und Nachschüttsanden, des oberen niederohmigen Horizontes zur Grundmoräne, des folgenden Sandes zu einer in die Moräne eingestauchten Sandschuppe mit Grundwasser (vgl. 2.2.2.), des unteren niederohmigen Horizontes nochmals zu Grundmoräne und der liegendsten Sande zum Komplex der Vorschüttsande an. Der besonders niederohmige Ton dürfte bereits dem Coniac zugehören.

Allerdings ist eine entsprechende Zuordnung nicht bei allen doppelstöckigen Profilen angebracht, weil sich Grundmoräne, Staubeckenschluffe, Bachauenlehme und Raseneisenstein ebensowenig einwandfrei voneinander unterscheiden lassen wie etwa Plänerkies und nordische Kiese. Dennoch erlauben die geoelektrischen Lotungen, die in mehreren Profillinien über das gesamte Ostmünsterland gelegt worden sind, einige zusätzliche Angaben zur Stratigraphie und damit auch Einsichten für die Deutung der moränalen Vollformen und ihres Zwischengeländes.

3. Der Drumlincharakter der Sand- und Moränenrücken

3.1. Morphologischer und stratigraphischer Vergleich mit Drumlins

Nach der Gesamtheit ihrer Merkmale sind die Vollformen vor dem Bielefelder und Borgholzhausener Paß Drumlins. Ja, man wird hinzufügen dürfen: es handelt sich sogar um Drumlins von besonders typischer Ausprägung, und unsere Kenntnisse vom inneren Aufbau dieser Drumlins wie ihres Umlandes sind so detailliert wie in kaum einem anderen der bisher beschriebenen Drumlinfelder. Dazu muß erwähnt werden, daß es sich um die erste Beschreibung von Drumlins des nordwestdeutschen Altmoränengebietes handelt.
Die in der einschlägigen Literatur beschriebenen Drumlins, über die vor allem EBERS (1926 a, 1937) zusammenfassend berichtet hat, entsprechen bis in Einzelheiten den hier geschilderten Formen. Das gilt sowohl für den Grundriß und die Höhe als auch die Art der Vergesellschaftung.

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Nach ihrem Form-Typus gehören unsere Rücken – gemäß der anglo-amerikanischen Nomenklatur (CHAMBERLIN u. a.; vgl. EBERS 1926a, S. 176 ff.) – in größerer Entfernung vom Gebirgsrand teils zu den „lenticular hills", teils zu den „elongated ridges", während die gebirgsnahen Formen dem Typus der „mammillary hills" entsprechen und damit mehr als die anderen einen „vertikalen Anteil des Bildungsprozesses" (EBERS 1926a, S. 178) erkennen lassen (vgl. Abb. 7, Fig. a und Abb. 9).
Die behauptete Übereinstimmung, der ich sogleich noch näher nachgehen werde, betrifft ebenso den inneren Aufbau. Hiernach gehören unsere Drumlins, wie bei Tieflanddrumlins der nordischen Inlandvereisung zu erwarten, eben jenen Typen an, die NECHAY (1927) auch im Drumlingebiet von Dobrzyn (Polen) beschrieben hat, nämlich einem Typus, der sich durch einen Kern aus geschichtetem Sand auszeichnet, und einem weiteren Typus, in dem der Geschiebelehm vorherrscht. Ich bezeichne diese Typen im folgenden kurz als „Sandkern-Drumlins" und „Blocklehm-Drumlins". Ihnen stehen bekanntlich die Felskern-Drumlins der Gebirgslandschaften gegenüber, die bereits zu den Rundhöckern überleiten und die ich besonders in Skandinavien mehrfach zu sehen Gelegenheit hatte. Die von WOLDSTEDT (1961, S. 97) gegebene, auf KEILHACK (1897) fußende, exemplarische Beschreibung von Drumlins aus der Jungmoräne der hinterpommerschen Kreise Naugard, Saatzig, Pyritz und Greifenhagen entspricht den Beobachtungen in den hiesigen Drumlinfeldern derart, daß sie für diese niedergeschrieben sein könnte (vgl. Tab. 1):
„Die Drumlins sind 800–2600 m lang und 300–400 m breit. Das durchschnittliche Verhältnis von Breite zu Länge ist 1:3¾. Ihre Höhe über der Umgebung beträgt im allgemeinen 5 bis 10 m. Die Drumlins sind überwiegend von Geschiebemergel überkleidet; die treten ... als Lehmkuppen und Rücken aus den z. T. sandigen, die einzelnen Drums voneinander trennenden Einsenkungen hervor. Der Kern besteht vielfach aus gestörten glazifluvialen Schichten." Im einzelnen besteht auch bei dem von KEILHACK beschriebenen Drumlinfeld in bezug auf Gestalt und Größenverhältnisse eine gewisse Mannigfaltigkeit. So haben einige der dort beschriebenen Drumlins nur ein Breiten-Längen-Verhältnis von 1:2¼, andere aber von 1:8. Und wie im Ostmünsterland gibt es auch im Kreise Naugard neben Sandkern-Drumlins solche, die ganz aus Geschiebemergel zu bestehen scheinen (v. WICHDORFF 1907).
Mit Bezug auf das Gelände zwischen den Drumlins heißt es bei EBERS (1926a, S. 169), daß die Senken ebenfalls von Grundmoräne ausgekleidet werden und (1937, S. 232), daß die „wannenartigen Hohlformen, die vom Eise ausgestaltet wurden, ... meist durch alluviale Bildungen, insbesondere Torfmoore, Aulehme, Seetone usw. eingeebnet sind." Auch hier erkennen wir die Verhältnisse unseres Raumes wieder, dessen

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

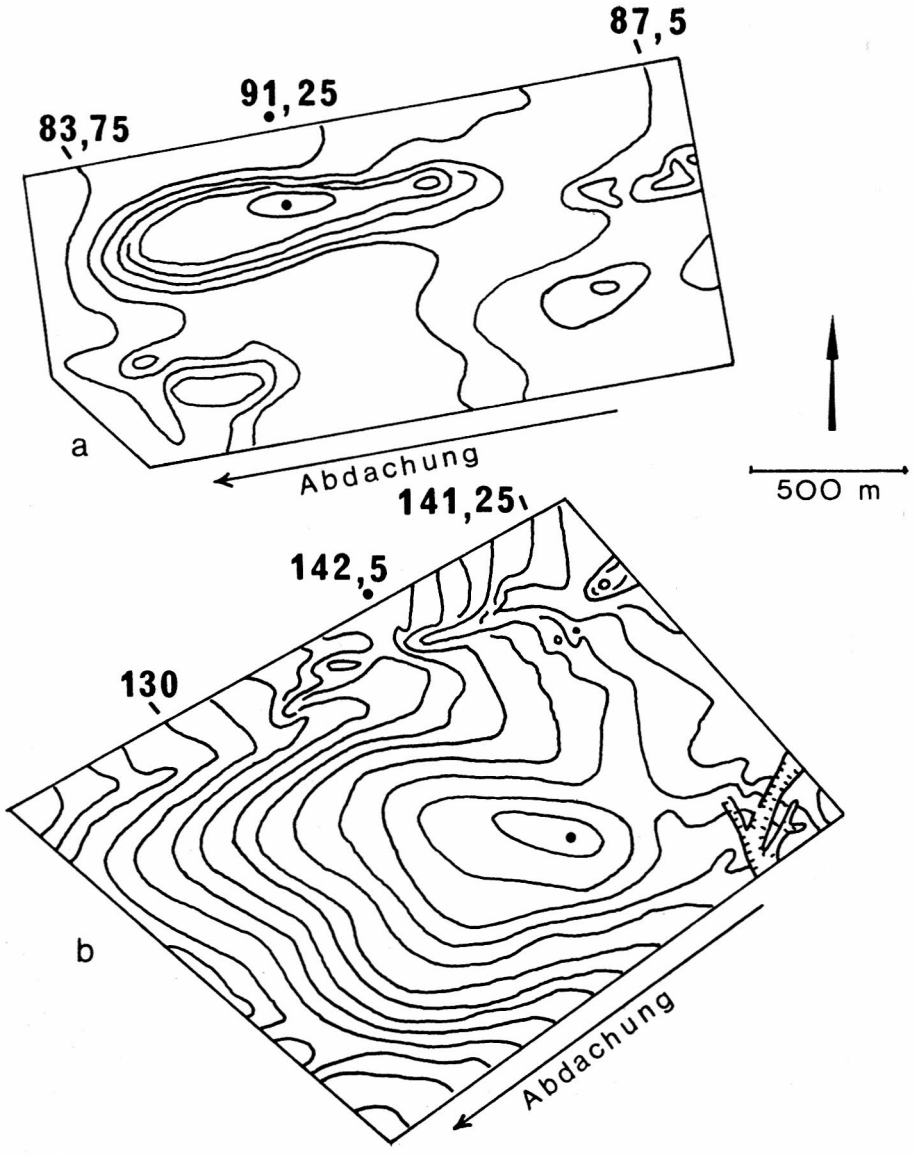


Abb. 9 Relieftypen der Drumlins, dargestellt am Verlauf der Isohypsen.
Figur a: Drum vom Typ der lenticular hills mit zentralem Kulminationspunkt (und drumloidem Ausleger). Höhenrücken bei Hof Vossebein südlich Dalke-Bach (Tab. 1, Nr. 50).
Figur b: Drum vom Typ der mammillary hills mit distalem Kulminationspunkt. Höhenrücken bei Hof Gauksterdt, Stukenbrock (Tab. 1, Nr. 59).
In diesem Zusammenhang wird ferner auf Abb. 7, Figur a, hingewiesen, auf welcher der Relieftyp der elongated ridges erkennbar ist, der sich durch einen proximalen Kulminationspunkt u. a. auszeichnet.

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Besonderheit freilich in der teilweisen Auffüllung der Hohlformen mit dem von den Bächen des Ostmünsterlandes reichlich transportierten Sand besteht.
Verwachsungen von Drumlins, wie wir ihnen z. B. vor allem vor dem Borgholzhausener Paß, aber auch u. a. zwischen Friedrichsdorf und Bahnhof Sennestadt begegnen, sind auch aus der Literatur bekannt. So hat HOLLINGWORTH (1931) Zwillings- und Drillingsbildungen beschrieben, welche am proximalen Ende (Stoßseite des Inlandeises) zusammenhängen, während die Distalenden freibleiben. In unserem Untersuchungsgebiet liegt der Fall einer Zwillingsbildung z. B. im Gebiet westlich bis südlich Friedrichsdorf (43, 44) und östlich bis südöstlich Bhf. Isselhorst (40–42) vor. Der von HOLLINGWORTH beschriebene Fall, daß sehr kleine Drumlins größeren satellitenartig angeheftet sind, findet sich in unserem Raum mehrfach, z. B. beim Holtkamper Drum (26).

3.2. Richtung der Eisbewegung und topographische Beziehungen der Drumlinfelder

Von besonderem Interesse ist die Lage der Drumlinfelder im Rahmen der großräumlichen topographischen Gegebenheiten. In den „klassischen" Drumlingebieten sind folgende allgemeine Züge erkannt worden, die bei der Neubeschreibung von Drumlinfeldern zu beachten sind:

1. Die Längsachse der Drumlins liegt „in Richtung der Eisbewegung" (WAHNSCHAFFE 1909, S. 149).
2. „The elongation of drumlins or rather the ratio of the horizontal axes is principally dependent upon the velocity of the movement during their formation" (TAYLOR 1907, b. EBERS 1926 a, S. 196). (Die Streckung der Drumlins oder vielmehr die Beziehung der horizontalen Achsen zueinander ist von der Geschwindigkeit der Eisbewegung während der Bildung der Drumlins abhängig.)
   „Bei starker Materialanhäufung und geringer Abschleifung entstehen kurze, weniger regelmäßige Drumlins . . . Die langgestreckten Formen entsprechen den größeren Geschwindigkeiten" (EBERS 1937, S. 223).
3. Die Drumlins haben ihren Kulminationspunkt normalerweise in der Mitte oder im proximalen Teil (KELLENBERGER 1924). „Die Lage des Kulminationslotes ist bei den mammillary hills sehr nahe der Mitte der Längsachse, bei den lenticular hills nahe der Mitte und bei den elongated ridges proximalwärts verschoben" (EBERS 1926 a, S. 195).
4. Eine Regel ist, daß Drumlins „auf ansteigenden Flächen sich finden" (EBERS 1926 a, S. 170). Auch die von KEILHACK (1897) aus Hinterpommern beschriebenen Drumlins folgen dieser Regel (vgl. auch TROLL 1924).

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

5. „Als sehr wichtige Gesetzmäßigkeit der Stellung aller Drumlins innerhalb ihres Feldes muß ihre wechselständige Anordnung hervorgehoben werden" (EBERS 1926 a, S. 174).

Die Anwendung dieser Regeln auf die Drumlins des Ostmünsterlandes hat folgende Konsequenzen:

Nach dem Verlauf der Längsachsen der Drumlins (vgl. Tab. 1) muß man annehmen, daß das Inlandeis aus nordöstlicher Richtung, d. h. über den Teutoburger Wald hinweg, oder aus südwestlicher Richtung, d. h. aus der Emstalung, gegen den Rand der Westfälischen Bucht vorgedrungen ist.

Mit Rücksicht auf den Anstieg des Geländes von SW nach NE ist der zweiten der beiden Möglichkeiten der Vorzug zu geben. Dazu kommt, daß auch alle anderen Beobachtungen für eine Eisbewegung aus dem Emstiefland gegen die südwestliche Abdachung des Teutoburger Waldes sprechen:

Der Achsenquotient („ratio of the horizontal axes") liegt bei den gebirgsferneren Rücken – Peckeloh (1), Bockhorst (5), Steinhagen-Ströhen (27, 28), Niehorst, Hollen (25), Isselhorst (39), Gütersloh (45, 46), Avenwedde (47, 48), Sende (56, 57) – mit Werten zwischen 1:3,3 und 1:6,7 erheblich niedriger als bei den gebirgsnahen, wo er z. B. bei Quelle (31) 1:1,7, bei Stukenbrock (58, 59) 1:2 und in Senne I (38) 1:2,1 beträgt. Also ist das Inlandeis im gebirgsferneren Raum nahe der Emstalung schneller geflossen als in Gebirgsnähe. Wäre es von NE über das Gebirge in die östliche Westfälische Bucht eingedrungen, dann müßte man umgekehrt einen schnelleren Eisfluß in Gebirgsnähe – entsprechend dem steileren Gefälle – und eine allmähliche Verlangsamung zum Inneren der Bucht hin erwarten.

Der Kulminationspunkt vieler unserer Drumlins ist deutlich zum südwestlichen Ende verschoben. Also ist dieses Ende das proximale, d. h. das dem Eisschub ausgesetzte Ende, während das Nordostende distal zum Eisschub gelegen hat. Drumlins mit besonders stark nach SW verschobenem Kulminationspuntkt liegen wieder gebirgsfern, so die Rücken von Niehorst und Hollen (25), Holtkamp (26), Isselhorst (39), se Meyer zu Ummeln (30) und bei Sende (57). Sie gehören zum Typus der „elongated ridges". Allgemein gilt bei uns, daß die elongated ridges vom inneren Aufbau her Sandkern-Drumlins sind. Zu diesen gehören in unserem Gebiet meist auch die „lenticular hills", z. B. der Drum von Ebbesloh (24), der ein Achsenverhältnis von 1:2,6 aufweist. Die gebirgsnahen „mammillary hills" haben ihren Kulminationspunkt, wie man u. a. bei den Drumlins von Quelle (31) und Stukenbrock (58, 59) beobachten kann, in der Mitte oder sogar in der distalen Hälfte der Längsachse. Sie gehören nach ihrem inneren Bau fast ausnahmslos zu den Blocklehm-Drumlins, d. h. Formen mit „starker Materialanhäufung".

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Die Bildung der Drumlins durch Eisschub aus südwestlicher Richtung muß eine kritische Überprüfung der landläufigen Auffassung nach sich ziehen, daß das Inlandeis aus nördlicher Richtung, also über den Teutoburger Wald hinweg, in das Ostmünsterland eingedrungen ist. Sollte dies wirklich der Fall gewesen sein, so steht zumindest fest, daß es einen zweiten Gletscher gegeben hat, der die Westfälische Bucht aus westlicher Richtung auffüllte und die Ablagerungen des (fraglichen) ersten Gletschers überfuhr und drumlinartig überprägte. Mehr spricht jedoch dafür, daß das Ostmünsterland einzig von dem aus westlicher Richtung vorgedrungenen Gletscher mit Inlandeis bedeckt worden ist. Argumente für diese Version liefern sowohl der Verlauf der saalezeitlichen Vereisungsgrenze zwischen Teutoburger Wald und Weser als auch der Geschiebebestand der Moräne der Drumlinrücken des Ostmünsterlandes. Neuere Untersuchungen (SERAPHIM 1962, 1972) haben einmal ergeben, daß die saalezeitliche Vereisungsgrenze im Lipper Bergland so weit nach NW zurückspringt, daß zumindest das Gebiet der östlichen Drumlins bei Verl, Sende und Stukenbrock kaum noch vom Inlandeis jenseits des Teutoburger Waldes erreicht worden sein kann. Zum anderen läßt auch der Geschiebebestand der Moräne des Ostmünsterlandes keinen Schluß auf Eistransport direkt über die Mittelgebirgsriegel hinweg zu. Wie der Verfasser kürzlich dargelegt hat (SERAPHIM 1972), ist die Ravensberger Mulde zwischen Teutoburger Wald und Wiehen-Weser-Gebirge durch zwei Gletscherströme, nämlich den Porta-Gletscher und den Aue-Hunte-Gletscher, aus dem nortwestdeutschen Tiefland mit Inlandeis aufgefüllt worden. Beide Gletscher unterschieden sich deutlich durch ihren Gehalt an spezifischen heimischen Leitgeschieben. Der Nordfuß des Teutoburger Waldes bei Bielefeld und Borgholzhausen lag allein im Bereich des Aue-Hunte-Gletschers. Wäre dieser Gletscher durch den Bielefelder oder Borgholzhausener Paß auch noch in die Westfälische Bucht eingedrungen, dann müßten sich seine typischen Geschiebe auch dort in der Moräne finden. Das scheint jedoch nicht der Fall zu sein. Deshalb ist anzunehmen, daß auch die Drumlins von Gütersloh und Versmold nicht nur von Eis aus südwestlicher Richtung geprägt worden sind, sondern auch ihre Moräne insgesamt aus diesem Eisstrom, dem Münsterland-Gletscher, stammt.

Mit Gewißheit ist die mit quarzitischen, groben Sandsteinen und mit Lyditen angereicherte, sandige, bis 1 m mächtige, obere Moräne, wie wir sie besonders von Ebbesloh, Hollen und Ummeln kennen, ein Beitrag des Münsterland-Gletschers gewesen. Dieses Material kann nicht vom Aue-Hunte-Gletscher stammen, in dessen Moräne diese Geschiebe viel seltener auftreten, selbst in den verwitterten Lagen, in denen stets eine gewisse Anreicherung mit Quarziten eintritt. Ihrer Herkunft nach können die Grauwacken, Quarzite und quarzitischen Sandsteine, soweit sie nicht

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

aus Skandinavien stammen, Ur-Almeschotter (LOTZE 1954), Terrassenschotter des Rheins oder karbonische Sandsteine des Piesberg-Heidhornberg-Schafberg-Gebietes westlich von Osnabrück sein. Bereits durch HAACK (1935, S. 22) ist bekannt, daß im Gebiet von Lengerich bis in die Ebene der Westfälischen Bucht „nicht selten karbonische Sandsteine und Konglomerate vom Hüggel" als Geschiebe zu beobachten sind. Für einen im Raum beiderseits Osnabrück nach Süden gerichteten Eisstrom während der Saaleeiszeit hat sich aufgrund geschiebestatistischer Untersuchungen auch HESEMANN (1956, S. 52) ausgesprochen.
Ein verwitterungsbeständiges Geschiebe, das ebenfalls mit einem Eisstrom westlich Osnabrück in die Westfälische Bucht gelangt sein muß und in den Gruben der Ziegeleien des Ostmünsterlandes mehrfach gefunden wurde, ist der mittel- bis feinkörnige, dunkle Gehnquarzit. Auch von seinem Auftreten als Geschiebe im Gebiet von Blatt Lengerich hat bereits HAACK (1935, S. 22) berichtet.
Geschiebe, die dem Aue-Hunte-Gletscher der Ravensberger Mulde zugeschrieben werden müßten, etwa die hellen, kohleschmitzigen Varianten des Wiehengebirgsquarzits, wurden südlich des Teutoburger Waldes bisher als Bestandteil der Moräne nicht gefunden.
Die tieferen, noch kalkhaltigen Lagen der Moräne unserer Drumlins sind in ihrer Geschiebezusammensetzung besonders reichhaltig. Die häufigsten Kalkgeschiebe von Versmold bis Stukenbrock sind Plänerkalke des Turon, also der Münsterlandseite des Teutoburger Waldes. Ihre außerordentlich starke Anreicherung in den ehemaligen Ziegeleigruben um Versmold, z. B. in der Grube der Zgl. Tappmeier, Loxten, spricht für Eisschub aus westlicher Richtung unter Aufnahme von Plänerkalken besonders im Kleinen Berg bei Laer. In den Aufschlüssen der Drumlinfelder fehlen die Gesteine der zentralen und nordöstlichen Schichtrippe des Teutoburger Waldes ganz oder sind doch selten. Nur in je einem Einzelexemplar wurden vom Verfasser bisher Osningsandstein und Muschelkalk sowie Schilfsandstein gefunden, die aber ebenso von den sehr fraglichen Paßgletschern wie von jenem Eisstrom stammen können, der weiter westlich das Gebirge überquert bzw. auch umgangen hat. Geoden, wie sie in Lias und Dogger zwischen Osning und Wiehengebirge und im Betheler Längstal des Bielefelder Passes massenhaft vorkommen, wurden vom Verfasser in den Ziegeleien südlich des Gebirges bisher nur vereinzelt und in kleinen Bruchstücken gesichtet. Auch sie würden aber keinen eindeutigen Hinweis auf die Herkunft der Moräne geben können, da entsprechende Schichten auch bei Hellern im Raume Osnabrück anstehen. Auffällig ist, daß Flammenmergel in der Moräne vor dem Bielefelder Paß noch nicht beobachtet worden ist, obwohl bei Eisschub aus dem Paß nach Süden gerade dieses Gestein an der westlichen Talflanke hätte aufgenommen werden müssen. Sehr reich ist dagegen die Moräne

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

überall, soweit die Verwitterung noch nicht fortgeschritten ist, an plattigen Kalken des Wealden mit Muscheln der Gattung *Neomiodon* – früher Cyrenenkalke genannt –, wie wir sie vor allem aus der Gegend von Borgloh se Osnabrück aus dem Anstehenden kennen.

Zusammenfassend ist zur Frage der Eisbewegung und der Herkunft der Moräne zu sagen, daß nach den bisherigen Kenntnissen alles für den „Westgletscher" spricht, während die Existenz zweier etwas älterer, kleiner Paßgletscher bei Bielefeld und Borgholzhausen fraglich bleibt. Geschiebekundliche oder morphologisch-stratigraphische Beweise für diese beiden Teilgletscher gibt es z. Zt. nicht. Wie Untersuchungen von SEIFERT (1954) gezeigt haben, dürfte die Frage der kurzfristigen Existenz von Paßloben auch bei Anwendung mikroskopischer und megaskopischer Untersuchungsmethoden, die dem Korngefüge bzw. der Einregelung von Geschieben in die Moräne gelten, nicht leicht zu klären sein, da bei erneutem Überfahren von Moräne „eine vollständige Umregelung bis zu 20 m mächtigen Geschiebemergels" (S. 170) wahrscheinlich keine Seltenheit ist.

Wichtig ist aber auch nur dieses: Die Tatsache der „Drumlinisierung" (EBERS 1937, S. 233) der Landschaft durch Eis aus westlicher bis südwestlicher Richtung wird von der Entscheidung zugunsten mehrerer oder eines einzigen Gletschers als Lieferanten der Grundmoräne nicht berührt. Lediglich für die Frage nach der ersten Ursache der Drumlinbildung wäre es von Bedeutung zu wissen, wodurch der Münsterland-Gletscher gerade hier, vor den Pässen von Bielefeld und Borgholzhausen, zur vermehrten Arbeit am Untergrund veranlaßt wurde.

Aus anderen Gebieten sind Felsaufragungen, Schotterbänke und ältere Moränen oder auch eigene Aufstauchungen des vordringenden Gletschers als auslösende Hindernisse beschrieben worden. Bei uns sind es – vielleicht neben älteren Moränen – jedenfalls jene Vorschüttsande, die vom Eise beim Vordringen gegen den Rand des Gebirges aufgenommen wurden und sich besonders in den gebirgsnäheren Drumlins in großen Mengen finden. Von den gebirgsferneren Drumlins, in denen diese Sande den ungestörten Kern bilden, ist außerdem bekannt, daß die Schüttung der Sande aus östlicher bis nördlicher Richtung, d. h. aus den Pässen des Teutoburger Waldes, in die Westfälische Bucht erfolgte. Wenn der Münsterland-Gletscher später gerade hier, vor den Pässen, aus den Vorschüttsanden und seiner eigenen Moräne Drumlins formte, dann müssen wir wohl annehmen, daß die Vorschüttsande vor den Pässen einen besonders wirksamen Widerstand gegen das Eis darstellten, d. h. besonders mächtig entwickelt waren. Auffällig ist auch ihr recht hoher Anteil an nordischen Partikeln. Ich fasse sie als Sanderkegel auf, die von Schmelzwasser des Aue-Hunte-Gletschers durch die Pässe hindurch in die Westfälische Bucht geschüttet wurden. Wenn bei einzelnen

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Drums oder kleinen Drumlingruppen gelegentlich Abweichungen von der Generalrichtung zu beobachten sind, dann können sie auf Unregelmäßigkeiten im Relief dieser Sanderkegel zurückgeführt werden. Solche Unregelmäßigkeiten sind auch von anderen Drumlinfeldern bekannt (z. B. KELLENBERGER 1924) und dort ebenfalls mit Unregelmäßigkeiten des Untergrundes begründet worden.
Abschließend ist die wechselständige Anordnung der Drumlins innerhalb ihres Feldes als „sehr wichtige Gesetzmäßigkeit" bezeichnet worden. Auch sie ist bei unseren Drumlins gut erkennbar (vgl. Abb. 10).

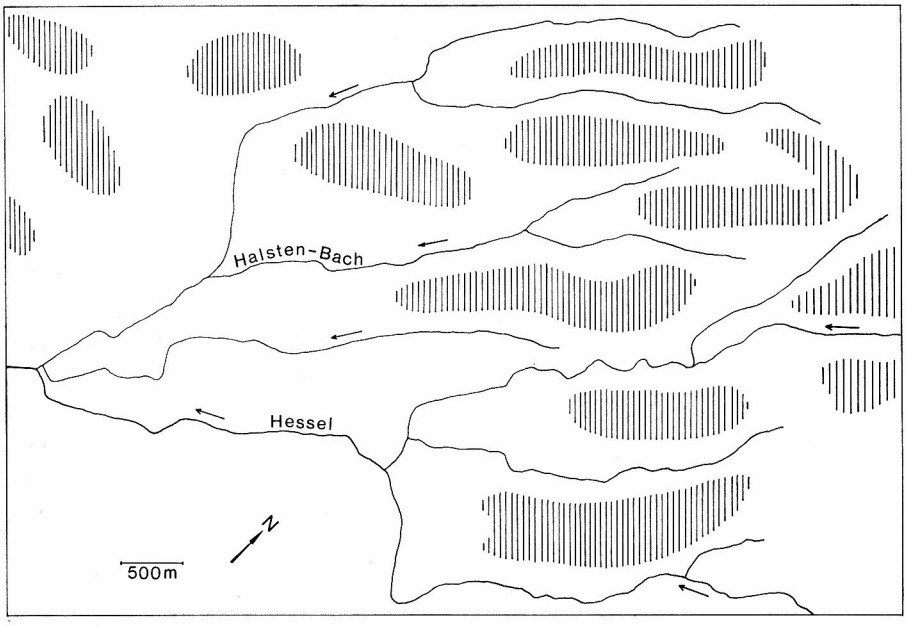


Abb. 10 Wechselständige Anordnung der Drumlins und dichotome Anlage der Gewässernetzes in einemTeil des Drumlinfeldes vor dem Paß von Borgholzhausen

4. Die Drumlinbildung im Rahmen des Drenthe-Stadiums

Aus der Kenntnis der drenthestadialen glazialen Halte nördlich des Teutoburger Waldes, der Anordnung der Drumlins in zwei weiten Halbkreisen vor den Pässen von Bielefeld und Borgholzhausen, der starken Beteiligung von Vorschüttsanden an ihrem Aufbau, der Schüttungsrichtung der Vorschüttsande nach Westen und Süden, des Geschiebegehaltes der

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Moräne der Drumlins und der Form und Achsen der Drumlins ist es nunmehr möglich, den Ablauf des Drenthe-Stadiums im Ostmünsterland wie folgt zu beschreiben:

1. Aus der Ravensberger Mulde nähert sich von Norden der Aue-Hunte-Gletscher den Pässen von Bielefeld und Borgholzhausen. Er schüttet dabei durch die Pässe Sanderkegel, die sich halbkreisförmig südlich vor dem Gebirge ausbreiten und aus kreuzgeschichtetem Sand mit nordischen Anteilen bestehen. Das Schmelzwasser läuft in der Westfälischen Bucht nach Westen ab. Möglicherweise hat sich auch das Inlandeis mit kleinen Loben kurzfristig durch die Pässe hindurch über dem Sander ausgebreitet. Der genannte Gletscher füllt zusammen mit dem Porta-Gletscher die östlichen Teile der Ravensberger Mulde und einige Täler des Lipper Berglandes mit Inlandeis bis zur Vereisungsgrenze (vgl. SERAPHIM 1972) an.
2. Die Hauptmasse des Inlandeises überschreitet bzw. umgeht inzwischen die westlichen Ausläufer des Wiehengebirges und den westlichen Teutoburger Wald. Das Eis dringt dadurch von Norden und Nordwesten in den Kernraum der Westfälischen Bucht ein. Ein Teilstrom zweigt nach Osten ab, wo er in der breiten Talung der Ems zunächst zügig aufwärtsfließt.
3. Beim Auffüllen der randlichen Gebiete der Bucht trifft das Inlandeis auf den Widerstand des widersinnig zur Eisbewegung einfallenden Untergrundes. Dabei wird der Untergrund in weiten Gebieten des Ostmünsterlandes in drumloide Flachwellen zerlegt. Diese finden sich schon bei Füchtorf, Harsewinkel und Marienfeld, und auch der von KELLER (1952b, S. 441) bei Lienen beschriebene Wulbrink (s. Kap. 1) scheint eine drumloide Form zu sein.
4. Beim Auftreffen auf die Sanderkegel vor den Pässen von Bielefeld und Borgholzhausen kommt es angesichts der verstärkten basalen Reibung durch das Eis zu deren Überformung zu Drumlins. Die Ausdehnung der Drumlinfelder entspricht der Ausdehnung der Sanderkegel. Die Einzelrücken zeichnen in ihrem Streichen SW-NE die Bewegungsrichtung des Eises nach.
5. Das Inlandeis erreicht anschließend auch in der Westfälischen Bucht seine drenthestadiale Grenze, die etwa mit dem Ostrand der Bucht zusammenfällt.
6. Nach dem Abschmelzen des Inlandeises werden die übertieften Hohlformen zwischen den Drumlins mit drenthestadialem Schmelzwassersand (Nachschüttsand), später aber auch mit Niederterrassensand der Weichseleiszeit und schließlich holozänen Bachsanden und Bachauenlehmen teilweise aufgefüllt. Die Moränendecke der Drumlins wird durch Erosion und Deflation geringfügig erniedrigt oder durch

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Flugdecksand lokal auch etwas aufgestockt. Die Moräne verwittert oberflächlich bis zu 2 m Tiefe und wird dabei je nach Sandgehalt podsoliert oder pseudovergleyt.

5. Beziehungen des Bachsystems zu den Drumlins

Es liegt auf der Hand, daß die Neuformation des Gewässernetzes in glazigenen Landschaften in enger Anlehnung an die vom Eise hinterlassenen Voll- und Hohlformen vor sich geht. Für Drumlinlandschaften ist dies z. B. von EBERS (1926b, 1968) für das Eberfinger Feld, von DOSS (1896) für das Burtnecker Feld und von v. WICHDORFF (1907) für die Drumlins des Kreises Naugard nachgewiesen worden.
Eine ganz entsprechende Anpassung der Hydrographie hat auch in den Drumlinfeldern von Versmold und Gütersloh stattgefunden. Den nach der Saaleeiszeit neu erstehenden Bächen waren die glaziären Erosionsmulden zwischen den Drumlinrücken um so mehr zugewiesen, als sie in ihrer Längserstreckung der allgemeinen Abdachung entsprachen. Die wechselständige Anordnung der Drumlins bedingt eine fast dichotome (gabelige) Aufspaltung der Bäche bis zu ihren Quellarmen (vgl. Abb. 10), die zum Teil bis an den Gebirgsrand hinaufreichen und dort dann über die Quertäler in der Plänerkette Anschluß an die Quellen im Cenoman-Mergel und im Grünsand der Unteren Kreide finden.
Wo die Drumlins mit der Streichrichtung WSW–ENE oder gar W-E lokal einen von der allgemeinen Abdachung (NE-SW) abweichenden Verlauf zeigen, folgen ihnen auch hier die Bäche, so z. B. der Reiher-Bach zwischen Windelsbleiche und Isselhorst, der Stroth-Bach südlich Eckardtsheim und der Dalke-Bach zwischen Verl und Avenwedde.
Nach den vorstehenden Ausführungen braucht nicht mehr betont zu werden, daß die bisherige Auffassung, nach der es die Bäche des Ostmünsterlandes gewesen sind, die die geneigte Ebene südwestlich vor dem Gebirge in eine Anzahl Moränenrücken zerlegt haben, unrichtig ist. Die Rücken und die zwischen ihnen liegenden Einsenkungen sind primäre Bildungen, die Bäche dagegen sekundäre Erscheinungen, die hier, abseits des Gebirges, eher zum Ausgleich der Reliefunterschiede durch Akkumulation als zu ihrer Verstärkung durch Erosion beigetragen haben.

6. Zusammenfassung

Zwei Gruppen moränaler Vollformen, zusammen über 60 Rücken, eine sw vor dem Bielefelder Paß des Teutoburger Waldes, die andere vor dem Borgholzhausener Paß, werden auf die Bedingungen ihrer Bildung unter-

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

sucht. Die äußere Erscheinung ebenso wie der innere Aufbau der Rücken vermitteln das charakteristische Bild von Drumlins. Die gebirgsferneren Rücken sind Sandkern-Drumlins mit einem Kern aus Vorschüttsanden unter einer Geschiebelehmdecke, die gebirgsnäheren Blocklehm-Drumlins, in denen Sande in die dominierende Moräne eingestaucht sind. Nach ihrem Grundriß und der Lage des Kulminationspunktes gehören die gebirgsferneren Rücken zu den elongated ridges und lenticular hills, die gebirgsnäheren zu den mammillary hills. Verwachsungen zwischen Drumlins sind ebenso zu beobachten wie satellitenartige, drumloide Anhängsel der größeren Drumlins. Im ganzen stehen die Drumlins wechselständig. Die Abhängigkeit der Hydrographie von dieser Anordnung zeigt sich in der dichotomen Anlage der entwässernden Bäche, die die Hohlformen zwischen den Drumlins benutzen und seit der Saaleeiszeit mit mächtigen Sedimenten aufgefüllt haben.

Anlaß der Bildung der beiden Drumlinfelder sind vielleicht ältere drenthestadiale Moränen, sicher aber zwei Sanderkegel gewesen, die von Schmelzwasser eines Gletschers nördlich des Teutoburger Waldes durch die Pässe von Bielefeld und Borgholzhausen in die noch eisfreie Westfälische Bucht geschüttet wurden. Der im ganzen unter periglazialen Bedingungen entstandene Vorschütt-Sander ist anschließend durch einen aus westlicher Richtung die Ems aufwärts und gegen den Teutoburger Wald vordringenden, ebenfalls drenthestadialen Gletscher, den Münsterland-Gletscher, zu Drumlins überformt worden, wobei auch Grundmoräne dieses Gletschers in die Drumlins einbezogen wurde. Die Drumlinisierung der Landschaft ist in typischer Weise gegen ansteigendes Gelände erfolgt, während sich in der Verteilung der verschiedenen Drumlintypen die Geschwindigkeit des Eises und in der Richtung der Rücken die Richtung der Eisbewegung von SW nach NE spiegeln.

Der erste Hinweis auf Drumlins am Nordostrand der Westfälischen Bucht wurde vom Verfasser im maschinenschriftlichen Exkursionsführer Nr. 22 des Naturwissenschaftlichen Vereins für Bielefeld und Umgebung im Februar 1966 gegeben.

Literatur

ARNOLD, H. (1952): Kartierbericht für die Meßtischblätter Gütersloh, Rietberg und Verl. – Manuskr., Geol. L.-A. NW, Krefeld.

BÄRTLING, R., (1920): Die Endmoränen der Hauptvereisung zwischen Teutoburger Wald und Rheinischem Schiefergebirge. – Z. dtsch. geol. Ges., Berlin, **72,** Mber. 1–3; 3–23.

BÜLOW, K. von (1937): Erdbaulich bedeutsame Lagerungsverhältnisse in der Grundmoräne und Versuch ihrer Deutung. – Z. f. parkt. Geol., Halle a. d. Saale, **45**, 107–113.

DEPPE, A. (1928): Die Erdgeschichte der Senne. – In: Unsere Senne. Selbstverlag d. Arb.-Gem. Kinderdorf Staumühle (Iserlohn).

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

DOSS, B. (1896): Über das Vorkommen von Drumlins in Livland. – Z. dtsch. geol. Ges., Berlin, **48**, 1–13.

EBERS, E. (1926 a): Die bisherigen Ergebnisse der Drumlinforschung. Eine Monographie der Drumlins. – N. Jb. Mineral. Geol. Palaeontol., Stuttgart, Abtlg. B, Beil.-Bd. **53**, 153–270.

– (1926 b): Das Eberfinger Drumlinfeld. – Geogn. Jh., München, **39**.

– (1937): Zur Entstehung der Drumlins als Stromlinienkörper. Zehn weitere Jahre Drumlinforschung (1926–1936). – N. Jb. Mineral. Geol. Palaeontol., Stuttgart, Abtlg. B, Beil. Bd. **78**, 200–240.

– (1968): Drumlin-Landschaft zwischen Starnberger See und Ammersee. Geomorphologische Beschreibung. – In: Landformen im Kartenbild, Topogr.-Geomorphol. Kartenproben 1:25000, Gruppe V: Alpenvorland, Kartenprobe 1; Braunschweig (Westermann).

ELBERT, J. (1905): Über die Altersbestimmung menschlicher Reste aus der Ebene des westfälischen Beckens. – Corr.-Bl. dtsch. Ges. Anthropol. Ethnol. u. Urgeschichte, München, **35**, (1904), 106–114.

FRALING, H. (1950): Die Physiotope der Lahntalung bei Laasphe. – Westf. Georgr. Studien, Veröff. Geogr. Inst. Univ. Münster u. Geogr. Komm. f. westfäl. Landes- u. Volkskunde, Münster, **5**, 62 S.

HAACK, W. (1930): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, 1:25000, Blatt Iburg, Lieferung 286, Nr. 2079. – Preußische Geol. L.-A., Berlin.

– (1935): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, 1:25000, Blatt Lengerich, Lieferung 336, Nr. 2078. – Preuß. Geol. L.-A., Berlin.

HAMBLOCH, H. (1958): Naturräume der Emssandebene. – Spieker, Landeskdl. Beitr. u. Ber., Geogr. Komm. f. Westf., Münster, **9**, 35–58.

HESEMANN, J. (1956): Elster- und Saale-Eiszeit in Westfalen und anschließendem Rheinland nach ihrer Geschiebeführung. – N. Jb. Geol. Palaeontol., Stuttgart, Mh., 49–54.

HOLLINGWORTH, G. E. (1931): The glaciation of Western Edenside and adjoining areas and the Drumlins of Edenside and the Solway Basin. – Quart. Journ. of the Geol. Soc. London, **87**, Part 2.

KEILHACK, K, (1897): Die Drumlinlandschaft in Norddeutschland. – Jb. Preuß. Geol. L.-A., Berlin, **17** (1896), 163–188.

KELLENBERGER, M. (1924): Der Iller-Vorlandgletscher (Allgäu), – Geol. Archiv Königsberg, **3**.

KELLER, G. (1951): Neue Ergebnisse der Quartärgeologie Westfalens. XI. Die Deutung des Kiessandrückens in Laer-Heide und Laer-Höhe (Bez. Osnabrück) als Kame. – N. Jb. Geol. Palaeontol., Stuttgart, Mh., 353–362.

– (1952 a): Neue Ergebnisse der Quartärgeologie Westfalens. XII. Zur Frage der Osning-Endmoräne bei Iburg. – N. Jb. Geol. Palaeontol., Stuttgart, Mh., 71–79.

– (1952 b): Neue Ergebnisse der Quartärgeologie Westfalens. XVII. Sand- und Kieshügel vor dem Teutoburger Wald bei Lengerich (Westf.) und Lienen. – N. Jb. Geol. Palaeontol., Stuttgart, Mh., 433–441.

– (1954): Neue Ergebnisse der Quartärgeologie Westfalens. XX. Das Fluvioglazial am Teutoburger Wald zwischen Hilter und Borgholzhausen. – N. Jb. Geol. Palaeontol., Stuttgart, Jg. 1953, Mh., 193–198.

LOTZE, F. (1954): Neue Ergebnisse der Quartärgeologie Westfalens. XXI. Zur Talgeschichte der Alme, oberen Lippe und Ems. – N. Jb. Geol. Palaeontol., Stuttgart, Jg. 1953, Mh., 306–311.

MAASJOST, L. (1933): Landschaftscharakter und Landschaftsgliederung der Senne. – Diss. d. Westf. Wilh.-Univ. Münster, Münster u. Emsdetten, 68 S.

MESTWERDT, A. (1926 a): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, 1:25000, Blatt Brackwede, Lieferung 256, Nr. 2219. – Preuß. Geol. L.-A., Berlin.

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

- (1926 b): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, 1:25000, Blatt Halle i.W., Lieferung 256, Nr. 2148. – Preuß. Geol. L.-A., Berlin.
- (1930): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, 1:25000, Blatt Borgholzhausen, Lieferung 286, Nr. 2080. – Preuß. Geol. L.-A., Berlin.

NECHAY, V. (1927): Les sédiments glaciaires dans le pays de Dobrzyń. – Bull. Serv. Géol. de Pologne, Varsovie.

RÜLKE, O. (1962): Bericht über Geoelektrische Untersuchungen im Süd-Osten des Münsterländer Beckens. – Manuskr., Geol. L.-A., NW., Krefeld.

SCHNEIDER, H. & SCHNEIDER, E. (1960): Geohydrologisches Gutachten über die Möglichkeit einer Wassergewinnung zwischen den bestehenden Wasserwerken I und IV der Stadt Bielefeld. – Manuskr., Stadtwerke Bielefeld.

SEIFERT, G. (1954): Das mikroskopische Korngefüge des Geschiebemergels als Abbild der Eisbewegung, zugleich Geschichte des Eisabbaues in Fehmarn, Ost-Wagrien und dem Dänischen Wohld. – Meyniana, Veröff. Geol. Inst. Univ. Kiel 1954, Bd.**2**, 124–184.

SERAPHIM, E. Th. (1962): Glaziale Halte im südlichen unteren Weserbergland. Zwischenbericht. – Spieker, Landeskdl. Beitr. u. Ber., Geogr. Komm. f. Westf., Münster, **12**, 45–80.
- (1972): Wege und Halte des saalezeitlichen Inlandeises zwischen Osning und Weser. – Geol. Jb., Hannover, (A) **3**, 85 S.

TAYLOR, F. B. (1907): Distribution of drumlins and the bearing on their origin. – Bull. Geol. Soc. Am., **17**.

TROLL, C. (1924): Der diluviale Inn-Chiemsee-Gletscher. Forsch. dtsch. Landes- u. Volkskde., **23**, 88–90.

WAHNSCHAFFE, F. (1909): Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. – 3. Aufl., 405 S., Stuttgart (Engelhorn).

WICHDORFF, H. Heß von (1907): Eine typische Drumlinlandschaft im Kreise Naugard in Pommern. – Jb. Preuß. Geol. L.-A., Berlin, **25**, (1904), 748–754.

WOLDSTEDT, P. (1961): Das Eiszeitalter. Grundlagen einer Geologie des Quartärs. 1. Bd.: Die allgemeinen Erscheinungen des Eiszeitalters. – 3. Aufl., 374 S., Stuttgart (Enke).

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Osnabrücker Naturwissenschaftliche Mitteilungen

Jahr/Year: 1973

Band/Volume: 2

Autor(en)/Author(s): Seraphim Ernst Theodor

Artikel/Article: Drumlins des Drenthe-Stadiums am Nordostrand der Westfälischen Bucht 41-87