

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	30	45—62 4 Abb., 5 Tab.	<i>Hannover 1980</i>
----------------------------------	-----------	-------------------------	----------------------

Der „Osning-Halt“ des Drenthe-Stadials am Teutoburger Wald im Lichte neuerer Beobachtungen

LUDWIG HEMPEL *)

Critical review, interpretation, Osning halt, glacial advance, boulder limon, Drenthe Stadial, aggradation, fluvioglacial, erratics, particle size analysis, directional structure
North German Mesozoic Hills (Teutoburger Wald), Nordrhein-Westfalen, Niedersachsen
TK 25: Nr. 3813, 3814, 3815, 3916

Kurzfassung: Alte Beobachtungen über glaziale und glazifluviale Ablagerungen am Teutoburger Wald zwischen Bielefeld und Lengerich werden auf ihre Interpretierbarkeit als „Endmoränen“ oder „Endmoränenvertreter“ untersucht. Sie werden durch neue Funde an verschiedenen Stellen ergänzt. Unter Einbeziehung der Erkenntnisse über das Verhalten vorrückenden Eises bei Hindernissen ergeben sich für die Bildung von besonderen Reliefformen neue Erklärungsmöglichkeiten. Die Ursachen sind in glazigenen Vorgängen zu sehen, die einen hohen Grad von Eigenständigkeit innerhalb der allgemeinen Bewegung des Inlandeises haben. Diese können mit besonderen klimatischen Ereignissen verknüpft sein, die sich morphologisch sowohl in den Ketten des Gebirges als auch in den Pässen ausgewirkt haben. Damit wird der alte Begriff „Osning-Halt“, eine Eisrandlage innerhalb der Hamelner Phase des Drenthe-Stadials, auch für den Raum zwischen Bielefeld und Lengerich aktuell. Der „Osning-Halt“ am Teutoburger Wald würde definiert sein als ein in den Pässen durch orographische Gunst verstärkter und am Hindernis des Gebirges gestoppter Eisvorstoß.

[The “Osning-Halt“ of the Drenthe Stadial at the Teutoburger Wald under New Aspects]

Abstract: Former observations on glacial and fluvioglacial deposits along the Teutoburger Wald between Bielefeld and Lengerich are interpreted as terminal moraines respectively similar glacial relicts. These observations are completed by new findings at different places. Integrating these facts into actual knowledge of the way of ice-flow over barriers new explanations are given of the origin of special features of morphology within the investigated area. They originated from glacial processes fairly independent from the general movement of the inland ice. They can be connected with special climatic events which have been influenced by mountain chains and gaps. For the region between Bielefeld and Lengerich as well this bears influence on the traditional term of “Osning-Halt“, i. e. the position of the outer fringe of the inland ice within the Hameln phase of the Drenthe Stadial. The “Osning-Halt“ at the Teutoburger Wald might be defined as a glacial advance favoured by orography within the gaps and stopped by the mountains.

1. Stand der Forschung und Problemstellung

Zahlreich waren die Bemühungen sowohl in Detailstudien als auch in Übersichtsarbeiten, den glazialen Formenkreis des mittleren Pleistozäns für Norddeutschland zeitlich zu ordnen. Die Saalevereisung und darin besonders das Drenthe-Stadial waren oft Gegenstand der Gliederungsversuche. Nachdem die großen Linien von Stadien, Phasen und Staffeln in zusammenfassenden Arbeiten von LÜTTIG (1955, 1958), KAISER & SCHÜTRUMPF (1960), WOLDSTEDT & DUPHORN (1974) sowie LIEDTKE (1975) mehr oder weniger sicher erarbeitet waren, gerieten die feineren Abstufungen in den Blickpunkt der Diskussion. Besonderes Interesse erweckte das Gebiet westlich der Weser zwischen Bielefeld, Lemgo und Osnabrück.

Angeregt durch ältere Arbeiten wie von BÄRTLING (1920), MESTWERDT (1926, 1930) und HAACK (1930, 1935), die im Raum des Teutoburger Waldes einen besonderen glazialen Formenkreis zu einem „Osning-Stadium“ zusammenfügten, untersuchte KELLER in

*) Anschrift des Verfassers: Professor Dr. L. H e m p e l, Weierstraßweg 10, D 4400 Münster (Westf.).

zahlreichen Arbeiten von 1951 bis 1953 die Einzelglieder dieses „Stadiums“. Er konnte feststellen, daß verschiedene Teile dieser Kette, die von Ibbenbüren über Lengerich, Bad Iburg, Dissen und Borgholzhausen bis Bielefeld reichte, nicht als Endmoränen erklärt werden können. Als Folge dieser strengen Verneinung wurde auch die Diskussion über eine mögliche Eisrandlage am Teutoburger Wald abgebrochen. Hinzu kam, daß die in den 60er Jahren von SERAPHIM (1962, 1972, 1973a und b) begonnenen Studien mehr den östlichen Raum, das Lipper und Ravensberger Land, behandelten. Dort konnte er zahlreiche „Glaziale Halte“ — gewissermaßen Untereinheiten einer Phase — eliminieren.

Zur gleichen Zeit führte GELLERT (1965, 1966) aus Erfahrungen im Jungmoränengebiet Nordostdeutschlands für bestimmte glazifluviale Sand-Kies-Körper den Begriff „Endmoränenvertreter“ ein, den WOLDSTEDT & DUPHORN (1974), LIEDTKE (1975) und GRIPP (1975) in ihre Sammelwerke aufnahmen. Hinzu kam eine weitere Form von Endmoränenvertretung, Geschiebelehmdecken, die an Fläche und Mächtigkeit gegenüber dem weiteren Umland besonders auffielen. Für die Umgebung des Teutoburger Waldes hat SERAPHIM (1972) die alten Beobachtungen von STILLE & MESTWERDT (1911) und MESTWERDT (1917) über die „nicht unbeträchtliche Mächtigkeit des Geschiebemergels . . . an der Südgrenze der nordischen Vereisung“ aktiviert und die Korrespondenz solcher Vorkommen mit den von ihm kartierten Grobgeschiebehäufungen erkannt. In der Tat ist die Formulierung von MESTWERDT (1917: 41) bezeichnend, der von einer Beobachtungsstelle im Begatal sagt, daß „hier, wo die südlich vorgelagerten Höhen dem Eise ein weiteres Vorwärtsdringen verwehrten, die Grundmoräne endmoränenartig zu solcher Mächtigkeit aufgehäuft“ wurde. Damit hat er das ausgedrückt, was rund 50 Jahre später Kartierungshilfe für Studien über Eisbewegungen werden sollte.

Überdies wurde von verschiedenen Seiten das Spektrum der Formen an der „Eisrandlinie“ quantitativ und qualitativ erweitert, wie z. B. durch die Arbeit über „Die Entstehung von Geröll-Osern (Esker)“ von GRIPP (1978: insbes. 106). GRIPP (1975) war es auch, der gerade zur Frage nach der Funktion von Widerlagern für die Eisbewegung wichtige Erkenntnisse gewonnen hatte, die für die Deutung der Glazialformengenese in einem Bergland hilfreich sein können.

Zusammenfassend kann man sagen, daß alle diese neuen bzw. wieder belebten Kenntnisse über besondere Formen am Inlandeisrand es lohnenswert erscheinen ließen, die Punkte des alten „Osning-Stadiums“ unter diesem Aspekt zu untersuchen. Dabei soll es zunächst weniger auf die Zuordnung der Funde zu irgendeiner Glazialzeitmarke innerhalb des Drenthe-Stage kommen. Vielmehr sollen unter Verwendung der früheren Beobachtungen alte und neue Aufschlüsse auf ihre Brauchbarkeit als Formen einer Eisrandlage überprüft werden. Das Schwerpunktprogramm der Deutschen Forschungsgemeinschaft „Geomorphologische Detailkartierung der Bundesrepublik Deutschland“ erlaubte mir mit der Spezialarbeit auf dem Blatt TK 25 Bad Iburg einen guten Einstieg in die Problematik. Für die Finanzierung der Forschungen sei der DFG herzlich gedankt.

2. Befunde

Die Beobachtungen wurden in den Blattgebieten der Topogr. Karte 1 : 25 000 von Lengerich (Nr. 3813), Bad Iburg (Nr. 3814), Dissen, früher Borgholzhausen (Nr. 3815), Bockhorst (Nr. 3915) und Halle i. W. (Nr. 3916) gesammelt. Sie werden im Detail maßstabstreu dargestellt.

2.1 Blatt Lengerich (vgl. Abb. 1)

Im Blattgebiet von Lengerich gibt es nur eine Stelle im Teutoburger Wald, wo bei einer Paßhöhe von 135 m Gletscher relativ ungehindert von N nach S durch das Gebirge vorstoßen konnten: Nahe der Stadt Lengerich. Es fällt auf, daß in unmittelbarer Nach-

barschaft dieses Durchganges auf den Cenoman-Hängen der Südseite des Teutoburger Waldes viele Erratica liegen, während die weitere Umgebung arm an Findlingen ist. Dies gewinnt insofern noch an besonderer Bedeutung, als gerade im Gebiet mit höchster Wohnplatzdichte und ländlichem Charakter eiszeitliche Geschiebe viel häufiger und zahlreicher in Häusern verbaut sein müßten als in der dünner besiedelten Umgebung. Auch die Südhanglage rings um den Paß, d. h. abgewandt von der Vorstoßrichtung des Eises, spricht dafür, daß hier eine Akkumulation durch Ausbreitung des Eises nach Passieren einer Engstelle und damit in relativ ruhiger Lage erfolgt sein muß. Den Eisvorstoß aus N bestätigen auch die zahlreichen Geschiebe aus Konglomeraten und hellen Sandsteinen des Oberkarbons (Westfalen) vom Hügel in den glazialen Sedimenten um den Paß, von denen bereits HAACK (1935: 22) berichtet hat.

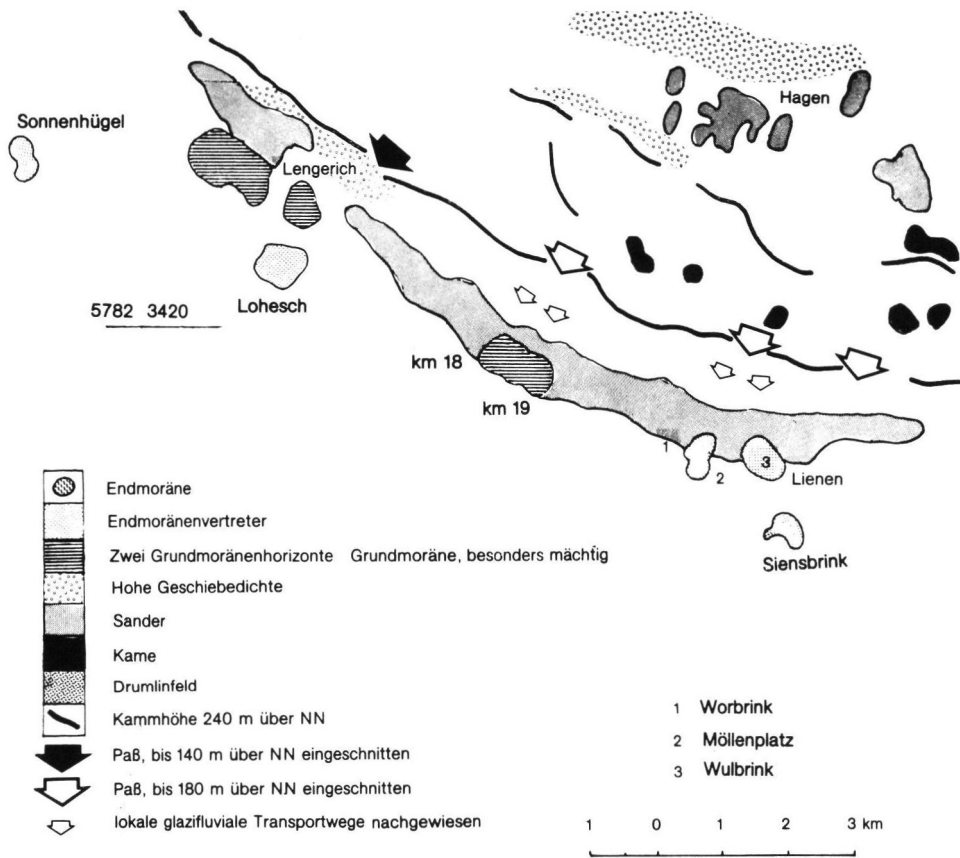


Abb. 1: Glaziale und glazifluviale Ablagerungen im Bereich des Blattes 3813 Lengerich der TK 25.

Für eine besondere Ablagerungssituation in der Paßumgebung spricht auch folgende Beobachtung: An vielen Stellen des Hanges des Teutoburger Waldes zur Münsterschen Bucht liegen mehr oder weniger regelmäßig Nachschüttsande auf Grundmoränenablagerung (Geschiebelehm). Daß es sich um fluvial abgelagerte Sande auf primärer saaleiszeitlicher Lagerstätte und nicht um periglaziale Ablagerungen postdrenthestadialen Alters handelt, beweist die ungestörte Schichtung, z. T. in mehr oder weniger großen Schwemm-

kegeln und -fächern. „Knäuelig-verwürgte Schichtungen“, wie sie THIERMANN (1970: 122—123) auf dem benachbarten Blattgebiet von Tecklenburg gefunden hat, treten zwischen Lengerich und Lienen auch auf. Ich habe sie aber nur in höheren Hanglagen und damit in ähnlicher Position wie bei THIERMANN'S Fundorten angetroffen. Eine Bohrung Nr. 4 (zitiert nach HAACK 1935: 43) möge als Beispiel für eine Reihe anderer stehen:

SO Personenbahnhof Lengerich

bis 0,25 m	schwach humoser Sand	(Alluvium)
bis 8,20 m	gelber und grauer kalkfreier Sand	(Nachschüttsand)
bis 9,50 m	brauner, stark kalkhaltiger Geschiebelehm	(Grundmoräne)
	(r: 3421000 h: 5784100; r: 3422500 h: 5783700)	

Am Paß von Lengerich liegt über der normalen Ablagerungsfolge „Vorschüttsand und -kies, Geschiebelehm der Grundmoräne, Nachschüttsande“ eine weitere Folge von Lehm in grauer Farbe, der von Plänerkies oder Sand abgedeckt wird. Darauf lagert ein dünner Lößlehmschleier. Eigene Bohrungen und Analysen erbrachten das folgende Ergebnis (Korngrößen- $\frac{0}{\theta}$):

Tab. 1: Korngrößenanalyse, Mächtigkeit und Deutung eiszeitlicher Sedimente bei Lengerich

Substrat	<0,002	>0,002— 0,006	>0,006— 0,02	>0,02— 0,06	>0,06— 0,2	>0,2— 0,6	>0,6 mm 2,0 mm	Mächtigkeit
Lößlehm	4,0	6,4	42,0	27,2	19,6	0,4	0,4	bis 3,5 m
Sandlöß	3,7	2,8	19,2	62,7	7,3	4,1	0,2	bis 5,0 m
Geschiebelehm	36,6	25,2	20,0	15,0	2,0	1,2	—	bis 6,0 m
Kies	—	—	—	—	—	—	—	bis 8,7 m
Sand	1,7	—	0,2	1,2	44,4	51,2	1,3	bis 10,8 m
Geschiebelehm	22,0	31,3	30,2	12,0	3,2	1,3	—	bis 16,0 m

Diese Abfolge ist noch einmal in breiterer Front an der Straße Lengerich—Lienen anzutreffen (vgl. auch HAACK 1935: Bohrung Nr. 8). Dort liegt sie zwischen den Kilometersteinen 18 und 19 und korrespondiert mit einer Einsattelung des Teutoburger Waldes um 160 m, die damit unter der Grenze höchster Geschiebelehmfundes in dieser Gegend (225 m) liegt. So dürfte auch hier ein bevorzugter Vorstoßweg des Eises gewesen sein. Diese Auflage einer zweiten Geschiebelehmdecke von rund 1,5 m Dicke, von der ersten mit einer Dicke von bis 5 m eindeutig durch 1—4 m mächtige Sand- und Kieslagen getrennt, belegt ohne Zweifel einen eigenständigen Auflagerungsvorgang.

Es handelt sich nach den Regelungsmessungen um eine autochthone Grundmoräne, denn die Diagramme zeigen bei einer Hangneigung von NE nach SW nur fluviatile Spektren. Bei einer Geschiebelehm-Fließerde müßte die Gruppe I ein Maximum aufweisen. Im übrigen zeigt die Schichtung keine Störungen durch Verknetungen oder Gleittexturen.

Tab. 2: Regelungsdiagramme aus glazialen Ablagerungen bei Lengerich (Lokalität siehe oben: Rechts- und Hochwerte wie Tab. 1) *)

	I	II	III	IV
Messung 1	28	30	40	2
Messung 2	29	26	42	3
Messung 3	26	23	40	11

*) Alle Regelungsmessungen wurden nach der Methode von POSER & HÖVERMANN (1951) durchgeführt.

Zu diesen Besonderheiten bezüglich des Geschiebelehms und damit grundmoränischen Akkumulationen kommt im Falle von Lengerich eine weitere Ablagerungskette. Schon KELLER (1952a) hat „Sand- und Kieshügel vor dem Teutoburger Wald bei Lengerich und Lienen“ untersucht. Gewissermaßen als äußere Begrenzung jener glazialen Sedimente, die zwei Geschiebelehmhorizonte besitzen, liegen die „Sonnenhügel“ in der Bauerschaft Antrup (500 m mal 300 m) und der „Lohesch“ in der Bauerschaft Niederlengerich (1000 m mal 600 m). Sie stellen glazifluviale Ablagerungen dar, die KELLER (1952a) als Kames, also Toteisformen, gedeutet hat. Inwieweit diese Deutung richtig ist, kann aus den Beschreibungen von KELLER bzw. den derzeitigen Beobachtungsmöglichkeiten — die Sonnenhügel sind für den Autobahnbau ausgebaggert, zu Seen geworden — nicht geprüft werden. Es ist mindestens zweifelhaft, aus der „Konformität zwischen der morphologischen Kuppengestalt und der inneren Struktur“ (KELLER 1952a: 435) auf eine Kame schließen zu wollen. Die Oberfläche ist bei Hangneigungen über 2° mit Sicherheit während des Warthestadials und der Weichseleiszeit von periglazialen Bodenfließvorgängen betroffen gewesen, worauf auch der von KELLER (1952a: 437) selbst beobachtete Brodelboden bis 0,8 m Tiefe hinweist. Eine Mischung von Eisendlage nach der Oro- und Topographie sowie Eisstagnation und -zerfall dieser Endlage im Sinne von Toteis dürfte den Befunden als Erklärung näher kommen. Die Formen wären somit „Endmoränenvertreter“ im Sinne von GELLERT (1965, 1966) und GRIPP (1975).

Für die Sand- und Kieshügel bei Lienen muß festgehalten werden, daß sie sowohl nach Umfang als auch nach Höhe auffällig aus ihrer umgebenden Glaziallandschaft herausragen: Wulbrink 500 m mal 300 m und 8 m hoch; Siensbrink 500 m mal 400 m und 12 m hoch; Worbrink und Möllenplatz 600 m mal 300 m und 12 m hoch. Damit wird von der Topographie her die Frage nach dem Grund dieser Reliefenergie aufgeworfen. Mangels Übereinstimmung von innerer Struktur und äußerer Oberfläche verneint KELLER (1952a) eine Erklärung als Kames. Nach der Schüttungsrichtung zu urteilen — sie weist von N nach S — können alle Hügel nicht in die Reihe der von SERAPHIM (1973b) für das NE-Münsterland entdeckten Drumlins eingeordnet werden. Bemerkenswert ist, daß auch diese besonderen Glazialakkumulationen mit einem flachen Sattel im Teutoburger Wald korrespondieren, so daß ein Weg für Eis dorthin frei war. Auch hier spricht der Befund nach Oro- und Topographie sowie Struktur und Textur (stark wechselnde Schüttungsrichtung bei Aufgliederung in Schichten mit Fein- und Mittelsand, Schluffbänken und einzelnen Kiesen nordischen Ursprungs) für eine Kombination einer lokalmoränischen Eisendlage und Toteisablagerung.

Im übrigen gibt KELLER (1952b: 356) bei der Darstellung der „Kames im Becken von Hagen (Bez. Osnabrück)“, d. h. nördlich des Teutoburger Waldes, selbst Hinweise, daß die meisten dieser dort gefundenen, zahlreichen, glazifluvialen Ablagerungen einen Bewegungsmechanismus in Richtung des Passes von Bad Iburg anzeigen, wenn er sagt, daß im Becken von Hagen die fluvioglazialen Kames nach ihrer inneren Textur und räumlichen Anordnung als zwei Schotterströme sich dort vereinigen, bevor sie ihren Weg nach der Iburger Pforte fortsetzen. Darüber hinaus stellt er fest, daß der Verlauf der Schotterzüge eine großräumige Abhängigkeit von den höchsten Erhebungen der Beckenumrahmung deutlich macht, die wahrscheinlich zur Zeit der Entstehung der Kames bereits ausgeapert waren. Damit kann aber von einem echten Toteisformenkreis, wie ihn die KELLERSche Kames-Definition (1952c) beinhaltet, nicht die Rede sein. Außerdem zeigen die Höhenlagen der sogenannten Kames und der glazialen Sedimente weiter südlich am Paß von Iburg an, daß ihre Genesen formal und zeitlich verschieden sein müssen. Die „Kames“-Oberflächen liegen zwischen 90 und 150 m über NN, die noch zu beschreibenden Eisablagerungen bei Bad Iburg am Paß, d. h. also weiter gefälleabwärts, um 150–160 m hoch. Dies verwundert um so mehr, als nach KELLER (1952b: 363) die vorsaaleiszeitliche Mor-

phologie des Untergrundes, auf dem die „Kames“ heute aufsitzen, ohne Einfluß auf deren Verlauf gewesen sein soll.

Vielmehr dürfte die Erklärung darin zu suchen sein, daß die vermeintlichen Kames relieforientierte Sanderschüttungen eines nördlicher gelegenen Eisrandes darstellen, die ein Gletscher um Osnabrück markiert hat. Dichtestreifen von Geschieben im Raum nördlich und nordwestlich von Hagen, vor allem im Wurzelgebiet dieser Sand-Kies-Hügel, weisen auf einen Halt des Eises hin. Wie die Gefälleverhältnisse der Schüttungen zeigen, müssen diese jünger sein als die Sedimente der Eisrandlage am Paß von Bad Iburg, worauf bereits KELLER (1952b) hinwies. Darüber hinaus können in diese glazifluvialen Ablagerungen auch die älteren, mit dem Paß von Bad Iburg zusammenhängenden Sedimente mit eingearbeitet sein, wie die zahlreichen Geschiebe der Plänerkalke zeigen, auf die auch schon HAACK (1935: 23) aufmerksam machte.

2.2 Blatt Bad Iburg (vgl. Abb. 2)

Die beiden breitesten, tiefsten und damit wichtigsten Einschnitte im Teutoburger Wald innerhalb des Blattgebietes von Bad Iburg sind der bei Bad Iburg und der bei Hilter. Der erste enthält eine Menge glazialer Akkumulationen. Mit einem Radius von ungefähr 2 km um den Durchlaß dehnt sich eine Nachschüttungsfläche aus, unter der an einigen Stellen der Geschiebelehm der Grundmoräne erbohrt wurde. Die Mächtigkeit dieser Decke von

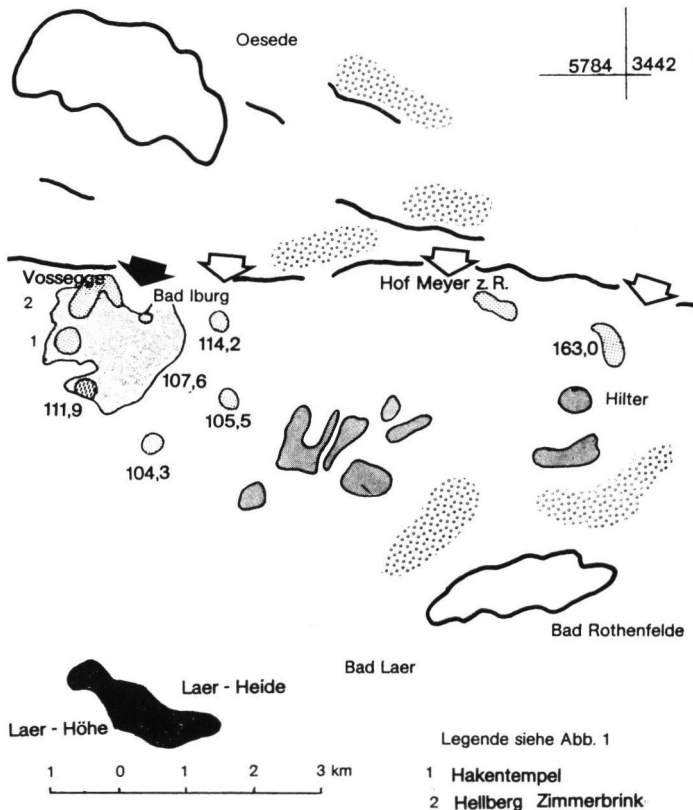


Abb. 2: Glaziale und glazifluviale Ablagerungen im Bereich des Blattes 3814 Bad Iburg der TK 25.

Nachschüttsanden ist auffallend groß und kann bis 25 m betragen. Normalerweise ist sie 1—5 m dick.

Für die Beurteilung der übrigen glazifluvialen Formen am Paß von Bad Iburg ist wichtig, daß unter allen höheren Sedimenten die Grundmoräne und die Nachschüttsande liegen. So ruhte die Abbausohle der Sandgrube bei Punkt 111,9 (nach KELLER, 1952d: „Der Evenbrink“) auf dem Geschiebelehm der Grundmoräne. Diese Tatsache und die regellose Anordnung von Kies- und Sandschichten — nach KELLER (1952d: 76—79) eine endmoränische Ablagerung — waren mit ein Grund für die Stilllegung. Auch im Haken-tempel war 1976 ein Lehmhorizont erreicht und damit Nachschüttsande und hangende glazifluviale Aufschüttungen durchteuft. In der Voßegge ist die Grubensohle noch nicht auf dem Geschiebelehm der Grundmoräne angekommen.

Einen besonderen, im ganzen Paßbereich auf allen Glazialhöhen nachweisbaren Vorgang der Akkumulation belegen die Grobkieslagen. Die Beschreibungen von KELLER (1952d) von der Voßegge, dem Hellberg, Zimmersbrink und Haken-tempel über Strukturen und Texturen der Kiese können durch Funde weiterer Kiesdecken auf den Höhen 104,3 (2 km SSW von Glane), 107,6 (1 km SW von Glane), in der Umgebung von Punkt 105,5 (Straße Glane-Bad Laer) sowie auf der Höhe 114,2 (0,5 km NE von Glane) ergänzt werden. Damit spannt sich über einer mehr oder weniger mächtigen Sanddecke mit Schluffbänkchen eine Ablagerung, die aus einem schnell fließenden Schmelzwasser resultiert. 2—6 m breite Bachbetten, scharf gegen liegende Sande abgesetzt, waren bis vor wenigen Jahren noch im Bereich der Voßegge und benachbarten Höhen zu beobachten. Sie sind dem Sandabbau zum Opfer gefallen. Noch heute sind aber die Kieskappen der übrigen südlichen und östlichen Peripherieteile der Glazialablagerungen um den Paß erhalten. Die Kieslagen sind dort nach der Kompaktheit und Geschiebegröße zwar nicht so eindrucksvoll ausgeprägt wie ehemals im westlichen Teil des Bogens, aber an einem einheitlichen Ablagerungszyklus lassen sie auch wegen der Ähnlichkeit der Gesteinsspektren keinen Zweifel, wie Vergleiche von den sehr detaillierten Angaben von KELLER (1952d) mit eigenen Beobachtungen sowie Auszählungen von Geröllen aus Cenomankalk, Graniten, Gneisen, Feuersteinen, Osningssandstein, Terebratulakalk des oberen Muschelkalks und Tonmergel ergeben haben.

Was die Deutung dieser Sedimentationsfolge anbetrifft, so wird man auf jeden Fall an eine Eisrandlage denken müssen. Dies wird auch durch die äußere Form des Reliefs angezeigt. Im W und S stark, im E weniger stark ausgeprägte Höhen umschließen halbkreisförmig den Paß und markieren damit geradezu zwangsläufig den Umriß einer Gletscherzunge. Zu diesem Bild paßt auch die Beobachtung, daß neben dem Hauptbogen von ca. 1,5—2,0 km Radius ein zweiter, näher am Paß liegender Bogen von Sand-Kieshöfen ausgewiesen werden kann. Dieser zweite, innere Bogen wurzelt an der Voßegge, führt in südöstlicher Richtung zur Bundesstraße 51 Bad Iburg—Münster, läuft über eine flache Höhe (Fabrikgelände) und endet weiter ostwärts am Kol-Bach. Dort war neben einer Sand-Kiesgrube nach HAACK (1930: 46) ein Profil mit bis 35 m Sand, 35 bis ca. 70 m Kies, ab ca. 70 m „Felsen“ (= Turon) erbohrt worden. In Brunnenbohrungen auf dem Stück zwischen Voßegge und der Bundesstraße 51 — zitiert nach HAACK (1930: 36) — folgte einer 38 m dicken Sandlage der Geschiebelehm (28 m—61 m „Dauleim mit Mergel“ und darunter der „Felsen“ des Turons). Damit zeigt auch dieser Höhenzug ungewöhnliche Merkmale sowohl nach Reliefform als auch nach Sedimentinhalt, so daß insgesamt das Bild einer zweiphasigen Abschmelzlage vor dem Paß von Bad Iburg entsteht.

KELLER (1952d) hat einen Teil der Hügel um den Paß von Bad Iburg als Os zu erklären versucht. Beim damaligen Zustand der Aufschlüsse mag sich eine solche Deutung angeboten haben. Mit schnellem Fortgang der Sand-Kies-Entnahme, insbesondere nach 1970, wobei vor allem die westlichen Ränder der Hügel aufgeschlossen wurden, stellte

sich heraus, daß ein wichtiges Argument der Os-Erklärung von KELLER entfiel: Die durchgehend horizontale Schichtung der Fein- bis Mittel-Sande strich an den Hügelhängen nicht frei aus. Es gab Stellen, da bogen die Sandschichten nach W und SW mit bis 20° Neigung ab. Zum Teil lagen aber über den abgebogenen Schichten horizontal neue Sand-Schluff-Kiesstreifen. Stellenweise wurden auch diese weiter nach W gehend von schräg-verlaufenden Sedimenten ähnlicher Struktur abgelöst. Es war ein bunter Wechsel von großfächrigen Akkumulationen fluvialen Charakters. Das war das Bild der mittleren und unteren Partien am Westhang des Hakentempels und an der Voßegge, die im übrigen von periglazial bewegten Sand-Kies-Lagen bedeckt waren. Inwieweit in den oberen Hangteilen die ursprünglichen Verhältnisse durch weichsel- und endsaale-eiszeitliche Fließerbewegungen verstümmelt worden sind und damit eine mögliche Zone der Schichtenabbiegun abgetragen wurde, kann aus den Befunden im Gelände nicht erschlossen werden. Dies ist aber für die Deutung von geringer Bedeutung.

Auch ein zweiter Baustein für ein N—S-streichendes Os im Sinne von KELLER (1952d) ist durch den fortlaufenden Abbau entfallen. Die Betten mit groben Schottern hatten in der Voßegge und im Zimmerbrink ost-westliche Richtung und lagen damit richtungskordant auf den Sanden. Im westlichen Teil des Hakentempels verlief ein Schotterbett sogar von SE nach NW.

Schließlich fehlt auch die bei Osern in der Regel anzutreffende Korngrößensortierung in der Längsrichtung von groben zu feinen Bestandteilen.

Für die Erklärung der Gesamtsituation bietet sich vielmehr die von LIEDTKE (1975: 42) unter Benutzung der Studien von GRIPP (1938) geschilderten Vorgänge des „Stagnierenden Eises“ an.

Die im Blattgebiet von Lengerich festgestellte Korrespondenz von Einschnitten im Teutoburger Wald mit dem Auftreten von besonderen Glazialablagerungen ist auch im Blattgebiet von Bad Iburg zu erkennen. Neben den eben geschilderten Verhältnissen bei Bad Iburg ist auch der höhere Paß nördlich von Hilter eine Stelle, an der auffallend mächtige drenthestadiale Geschiebe abgelagert worden sind. Weder nach der äußeren Form noch nach der Textur kann man dieses Vorkommen als Endmoräne bezeichnen, wie es HAACK (1930) getan hat. Wohl aber dürfte auch durch die Gunst des Einschnittes im Teutoburger Wald vermehrt Eis bzw. Schmelzwasser nach Abschluß der drenthestadialen Hauptablagerung Schotter dort deponiert haben. Auch die Massierung von Erratica auf den umgebenden Hängen weist auf einen bevorzugten Platz glazialer Akkumulation.

Schließlich sei auf die Kies-Sand-Vorkommen in der Einsattelung zwischen Gr. Freeden und Spannbrink beim Hof Meyer zu Reckendorf hingewiesen. Auch da würde ich nicht wie HAACK (1930) eine Endmoräne ausweisen, sondern wie KELLER (1953a) von glazifluvialen Ablagerungen sprechen, die wegen ihrer singulären Position einen längeren Ausschmelzprozeß markieren.

Der Vollständigkeit halber sei auf eine Sand-Kies-Hügelgruppe in Laer-Heide und Laer-Höhe verwiesen. Sie wurde von HAACK (1930) als endmoränische Ablagerung, von KELLER (1951a) als Großkame gedeutet. Die Beobachtungen bei fortschreitendem Abbau haben nur insofern neue Erkenntnisse erbracht, als an einzelnen Stellen, so bei Punkt 80,0 und in den Aufschlüssen westlich des geradlinig N—S-verlaufenden Hauptweges, kleinflächig Schuppenstruktur in Sand-Kies-Lagen gefunden wurden. Ihre Größe läßt einen Schluß auf endmoränische Textur zu. Es können aber auch pseudotektonische Versetzungen innerhalb einer Kame-Ablagerung sein. Allerdings bleibt KELLER (1951a: 362) bei der Erklärung der Sand-Kies-Höhen als Großkame den Beweis für die Existenz „mehrerer ursprünglicher Wann im Eisuntergrund mit Kame-Struktur“ schuldig. Er bestätigt das Fehlen dieses Beweises, indem er sagt, daß in der Großkame die Einzelkonturen der Kleinkames mehr oder weniger nicht in Erscheinung träten.

Insgesamt gesehen gewinnt man auch vom Blattgebiet Bad Iburg den Eindruck, daß die aufgefundenen glazifluvialen Ablagerungen eher einen Eisrand markieren und damit „Endmoränenvertreter“ sind als Zeugen von Toteis darstellen. Das Endmoränenstück auf dem Evenbrink stützt diese Erklärung.

2.3 Blatt Dissen (früher Borgholzhausen) und Blatt Bockhorst (vgl. Abb. 3)

In den Blattgebieten Dissen und Bockhorst liegen zwei Pässe, durch die ein Eisstrom bevorzugt in die Münstersche Bucht einfließen konnte: Bei Dissen-Nolle und bei Borgholzhausen. An beiden Pässen haben sich die vom Blattgebiet Bad Iburg bekannten, besonderen Glazialablagerungen bilden können. Großflächig sind es Grundmoränenreste,

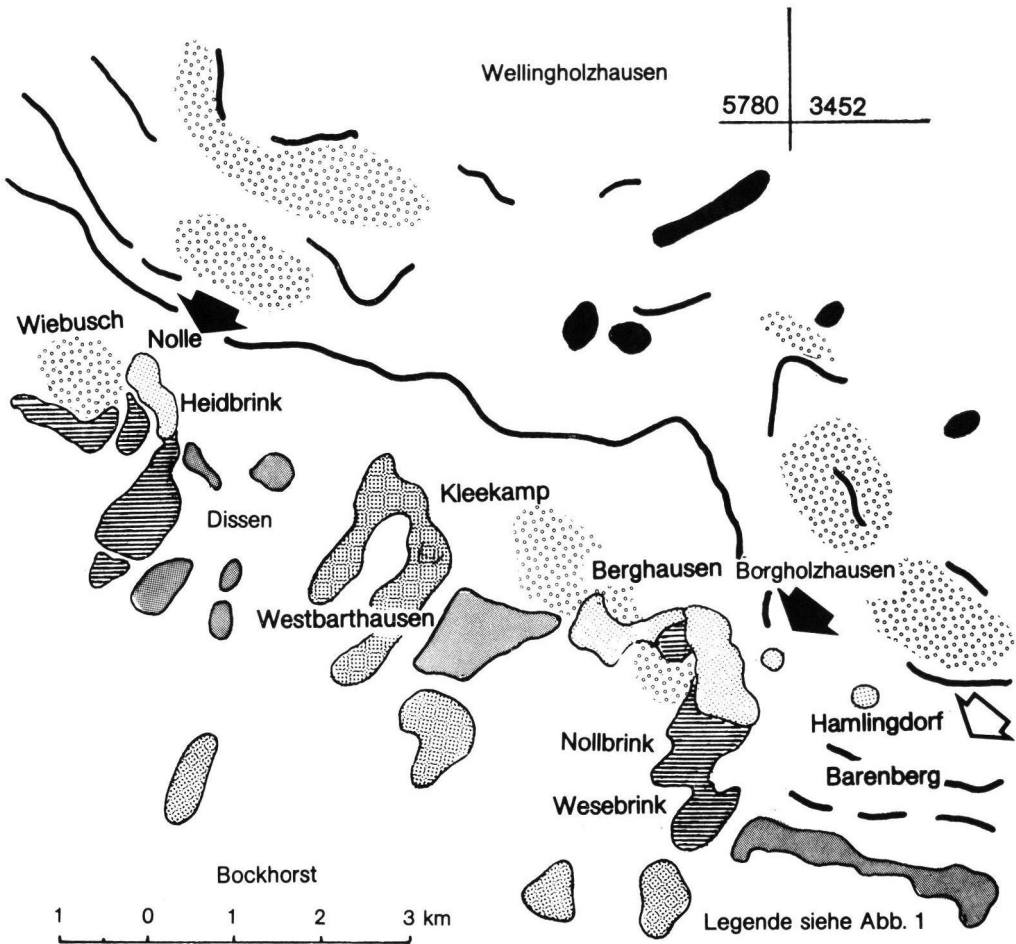


Abb. 3: Glaziale und glazifluviale Ablagerungen im Bereich des Blattes 3815 Dissen (früher Borgholzhausen) und 3915 Bockhorst der TK 25.

die im Hangenden der Nachschüttsande zu finden sind. Reiner Geschiebemergel in Wechselagerung mit ungestörten Sand- und Geröllschichten schließen eine Fließerdeerklärung genauso aus wie die Ergebnisse der Regelungsmessung: r: 3444100 h: 5776900.

Tab. 3: Regelungsmessungen in glazialen Ablagerungen bei Dissen

	Hangneigung N—S			
	I	II	III	IV
Geschiebemergel	25	30	22	23
	22	27	25	25
Geröllschichten	24	27	39	10
	19	30	47	4

Tab. 4: Korngrößenanalysen, Mächtigkeit und Deutung von glazialen Ablagerungen bei Dissen-Nolle

Ort	<0,002	>0,002— 0,006	>0,006— 0,02	>0,02— 0,06	>0,06— 0,2	>0,2— 0,6	>0,6 mm 2,0 mm	Mächtigkeit
Südfuß des Heidbrinks	—	—	32	28	21	9	10	Sand —1,2 m
r : 3444660	11	31	24	18	10	6	—	Geschiebe- lehm II —2,1 m
h: 5676750	—	—	—	3	40	51	6	Sand + Kies —4,1 m
	23	34	27	11	5	—	—	Geschiebe- lehm I — > 5,3 m
Südwestfuß des Heidbrinks	—	—	17	42	31	8	2	Sand —0,8 m
r : 3444400	17	33	21	20	8	1	—	Geschiebe- lehm II —1,5 m
h: 5676800	—	—	—	8	52	34	6	Sand + Kies —3,1 m
	36	22	18	12	7	5	—	Geschiebe- lehm I — > 4,2 m
bei Wiebusch 1 km westl. von Nolle	—	—	—	14	42	41	3	Sand —0,3 m
r : 3443850	38	20	21	9	6	6	—	Geschiebe- lehm I — > 2,1 m
h: 5677275								
Hohlweg 750 m ostw. von Nolle	3	7	41	30	16	3	—	Lößlehm —0,7 m
r : 3445500	—	—	—	—	42	47	11	Sand + Kies —2,8 m
h: 5676800	41	19	17	13	6	4	—	Geschiebe- lehm I — > 4,1 m

Ähnliche Ablagerungsfolgen sind vor allem im westlichen und südlichen Akkumulationssektor des Paßvorlandes verbreitet. Diese topographische Lage korrespondiert mit den Funden an den anderen Pässen. Sie können im Sinne von WOLDSTEDT & DUPHORN (1974: 32) als Markierung für eine „Eisrandlinie“ bei geringer Gletscherdicke gewertet werden. Diese Ablagerungsfolge war bereits MESTWERDT (1930: 41, 79—80) bekannt, wie die Bohrprofile Nr. 3 westlich der Homann-Werke in Dissen bzw. Nr. 6 800 m südwestlich vom Bahnhof Dissen—Bod Rothenfelde zeigen. Darüber hinaus haben Korngrößenanalysen von Proben benachbarter Bohrungen aus etwa 2,0 m Tiefe gezeigt, daß die obere Lehmedecke zu einem Geschiebelehm gehört und nicht Rest von Lößlehm ist.

In Lagekorrespondenz zu den Grundmoränenresten erstrecken sich an beiden Pässen Sand-Kies-Hügel: Heidbrink bei Dissen-Nolle; Wesebrink und Nollbrink bei Borgholzhausen. Diese wurzeln an den Südhängen des Teutoburger Waldes und bilden einen Viertelkreis um den jeweiligen Paß. MESTWERDT (1930) hat sie vor allem wegen ihrer äußeren Form als Endmoränen gedeutet. In der Tat legen die morphologischen Formen eine solche Erklärung nahe, denn alle drei Höhenzüge stellen aus Hang und Ebene markant herausragende Gebilde dar. Die Reliefenergie beträgt 20—30 m. Zudem sind ihre Hänge relativ steil. KELLER (1953a, 1953b) hat beide Hügelgruppen als glazifluviale Ablagerungen gedeutet. Was den Wesebrink anbetrifft, so konnte er damals mangels Aufschlüsse keine genaueren Angaben für die genetische Analyse machen. Er meinte, daß „nach dem äußeren morphologischen Bild eine Ähnlichkeit mit dem Iburger Os nicht von der Hand zu weisen“ sei (KELLER 1953a: 195). Ein junger Aufschluß, der gerade Einblick in die Grobkieszone gestattet, zeigt, daß in der Tat eine Ähnlichkeit mit den Verhältnissen in der Vofsegge, dem Hellberg und dem Zimmerbrink besteht. Sie betrifft die wechselnde Fließrichtung der „Talzüge“ mit kopfgroßen Geschieben, eingebettet in Fein- und Mittelsande und Schlufflagen. Eine solche fluviale Mechanik entspricht aber nicht der Genese eines Oses, wie ich das bereits für die Hügel bei Bad Iburg gesagt habe. Darüber hinaus würde auch die Schüttungsrichtung von NE nach SW nicht zur Oberflächenachse von NW nach SE passen. Im übrigen bestehen an der Zuordnung der Wesebrink-Ablagerungen zu einem Gletscher aus nördlicher Richtung nach den Geschiebeaufnahmen von SERAPHIM (1972a: 34, 46, 47, 53, 54) keine Zweifel. Es dürfte sich hier um den südwestlichen Rand des von SERAPHIM (1972a) als Aue-Hunte-Gletscher bezeichneten Eisstromes handeln. Die Ablagerung wäre genetisch eine Randmoräne.

Für den Nollbrink hat KELLER (1953a) allein aus der Übereinstimmung von allgemeiner Fließrichtung und Oberfläche eine Kame-Form gefolgert. Dazu ist zu bemerken, daß gerade die äußere Form durch Täler rezenter Gewässer bzw. Trockentäler das Produkt jüngerer Abtragung ist, wie das übrigens auch KELLER (1953a: 195, 197) erwähnt. Damit ist das Argument von der annähernden Korrespondenz von Urrelief und Textur wenig überzeugend. Das weitere fällt auf, daß die Sand-, Kies- und Schlufflagen paketweise stark verstellt sind. Dies ist zwar kein eindeutiger Beweis für Drucktexturen, wie sie bei Endmoränen vorkommen. Sie zeigen aber, daß die Ausschmelzprozesse recht wirr abgelaufen sind, wie es in Eisrandlagen vor allem bei geringer Eisdicke üblich ist. Auch die von KELLER (1953a: 196) geschilderten Abkippen von Schluffbänken nach N, NE und S von 15 bis 20° passen genauso in das Bild eines Endmoränenvertreters. Die gebirgsparallele Richtung der Schüttungsstrukturen wird im übrigen zwangsläufig durch die sperrende Lage des Barenberges südöstlich von Borgholzhausen erklärt und bedarf daher keiner besonderen Hilfskonstruktionen durch Toteislagen. Dabei kann Eis des Münsterland-Gletschers, wie SERAPHIM (1973b) beschrieben hat, durchaus mit an der Linienführung von äußerer Form und Sedimentinhalt des Nollbrinks beteiligt sein.

Selbständige morphologische und — nach KELLER (1953a: 195) — auch geologische Gebilde sind Anhäufungen von eckigem, grobem Schutt vorwiegend aus Cenoman-Kalkge-

Tab. 5: Regelungsmessungen in Baugruben des Neubaugebietes im SW von Borgholzhausen
(r: 3451350; h: 5773950)

Moränische Ablagerung	I	II	III	IV
	25	28	27	20
	24	29	26	21
	28	21	27	24
Fluviatile Ablagerung	I	II	III	IV
	30	22	41	7
	21	30	46	3
	26	30	39	6
	24	26	47	3

steinen in der Neusiedlung im SW von Borgholzhausen und in Hämlingdorf. Zahlreiche Baugruben gewährten Einblick in die Struktur und Textur dieser Akkumulationen. Regelungsmessungen schlossen eine solifluidale Masse aus, was nach allen Kenntnissen über die Trägheit von Kalkgestein für Fließerdeformen auch nicht erwartet werden konnte. Paketweise waren die mehr kantengerundeten Gesteine, z. T. in Wechsellagerung mit Sand, auf verschiedene Bewegungsrichtungen eingeregelt und beweisen damit einen Ablagerungsvorgang mit wechselnder Fließrichtung. Der gegenüber anderen Ablagerungen mit Grobkomponenten reiche Anteil von nichtnordischen Stücken läßt die Erklärungsmöglichkeit als lokale Eisrandlage zu, die auf den Paß von Borgholzhausen ausgerichtet war. Nach der Kleinheit der Reliefformen könnte man darin eine ähnliche glaziale Rhythmik wie bei der Abfolge im Paß von Bad Iburg sehen. Damit würde diesen Ablagerungen am Nollbrink und Wesenbrink in jedem Fall eher eine doppelte Eisrandlage als eine Toteisposition zuzuordnen sein. Auch diese Genese der beiden Brinks bedeutet die Stellung eines Endmoränenvertreterers.

Am Heidbrink bei Dissen-Nolle fehlen Aufschlüsse, die Struktur und Textur erkennbar machen. Hier erlaubt nur die Ähnlichkeit der Lage vor dem Paß wie in den anderen Fällen einen Schuß auf eine „Besondere Glazialablagerung“. Die äußere Form würde einer Akkumulation in Eisrandlage nicht widersprechen.

Nicht ins Bild von der Zuordnung besonderer Eisrandlagen zu den Pässen mit Hilfe moränischer und glazifluvialer Bildungen passen die Geschiebelehm-Sand-Kies-Ablagerungen zwischen Dissen und Borgholzhausen bei West- und Ostbarthausen sowie Kleekamp. Sie liegen am Fuß hoher, doppelt gestaffelter Kämme, so daß ein Transportweg über das Gebirge schwer vorstellbar ist. In einer Untersuchung hat Seraphim (1973b) für das Gebiet von Bad Rothenfelde bis Bielefeld-Brackwede Eisablagerungen eines Gletschers aus der Münsterländer Bucht aus westlicher bis südlicher Richtung nachweisen können. Die Befunde, zu denen — allerdings ohne Aufschlüsse — auch das in Frage stehende Areal gehört, sprechen für eine Drumlin-Bildung. Damit dürften diese gewissermaßen azonale Moränengebilde eine befriedigende Stellung im System der Eisbewegungen gefunden haben.

Die heutigen Dichtezonen der Erratica markieren die Wanderwege des Inlandeises auf beide Pässe zu. Die Anhäufungen westlich von Borgholzhausen in den Bauerschaften Berghausen und Kleekamp kennzeichnen eine Bewegungsrichtung des Eisstromes, wie er nach Durchschreiten des Passes durch die Sperre des Barenberges mit über 200 m, stellenweise über 260 m, allein möglich war. Damit wird ein weiteres Mal die regulierende Funktion des Berglandreliefs auf die Ausbreitung des Inlandeises deutlich (vgl. SERAPHIM 1973 a).

Kames sind nördlich des Teutoburger Waldes überall dort zu finden, wo Eisströme durch das Gebirge in breite Tiefenzonen konzentriert wurden und die spätere Abtragung

infolge weitständiger Kammlinien nur wenig in die Tiefe erodieren konnte. Damit blieb die Reliefenergie gedämpft. So ist der Weg von Wellingholzhausen nach Borgholzhausen kamesreich, der von Wellingholzhausen nach Dissen dagegen kamesarm.

2.4 Blatt Halle (Westf.) (vgl. Abb. 4)

Im Blattgebiet von Halle (Westf.) fällt der Mangel an besonderen glazialen Ablagerungen südlich des Teutoburger Waldes auf. Schon SERAPHIM (1962) erwähnte bei seinen Untersuchungen über den Raum des südlichen unteren Weserberglandes, daß die Cenoman-kalk-Kämme des Teutoburger Waldes westlich von Bielefeld wohl zeitweise eisbedeckt waren, sich aber während des Osning-Haltes nicht in unmittelbarer Randlage des Inland-eises befunden haben. Aus den Geschiebezählungen und im Vergleich mit dem Lämmers-hagener Lobus läßt das nach seiner Meinung „nur die Deutung zu, daß die Fortsetzung des Eisrandes während des Osning-Haltes hier (gemeint ist das Gebiet von Bielefeld bis Halle i. W., der Verf.) nicht zu suchen ist“ (SERAPHIM 1962: 47—50).

Eigene Geschiebezählungen haben aber gezeigt, daß ein Dichtestreifen mit Unterbrechung von Bielefeld bis westlich Werther zieht, in dem gebietsweise bis 400 Blöcke pro km² registriert wurden. Dabei wurden alle in Häuser und Mauern verbaute mit einbezogen. Südlich der Ketten ist das Vorkommen ganz gering. Im Gelände waren es etwa 5. Die Zahl

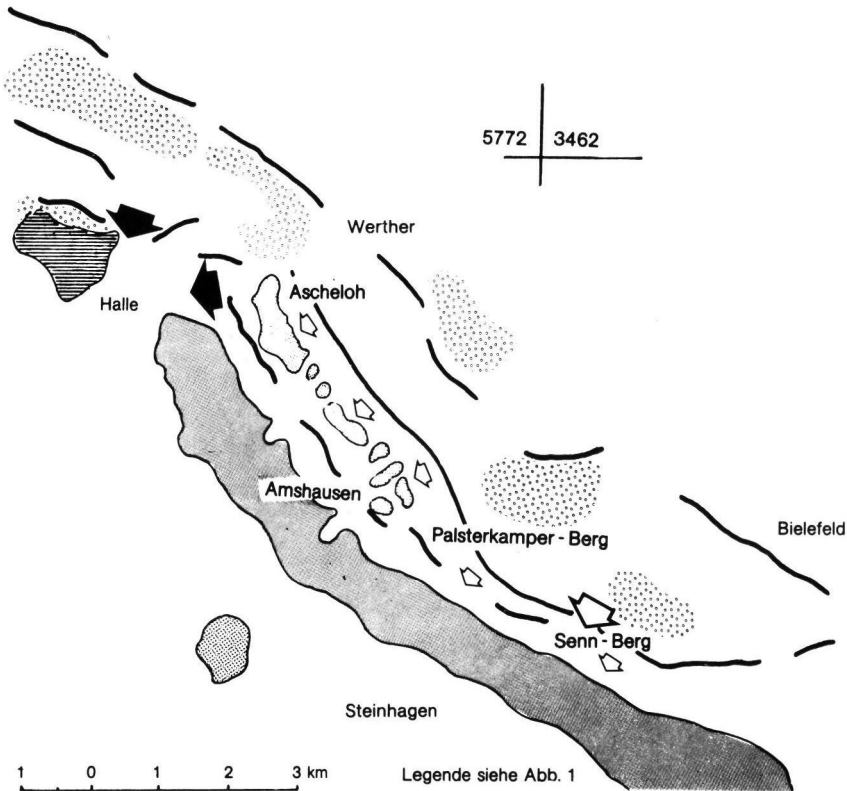


Abb. 4: Glaziale und glazifluviale Ablagerungen im Bereich des Blattes 3916 Halle i. W. der TK 25.

der verbauten Findlinge ist durch die hohe Dichte ländlicher Wohnstätten mit großem Verbrauch einerseits und das städtische Gepräge mit niedrigem Verbrauch der Erratica andererseits kaum abzuschätzen. Unabhängig davon paßt der Dichtestreifen nördlich der Hauptketten gut zu den von SERAPHIM (1973a) entwickelten Vorstellungen eines Aue-Hunte-Gletschers westlich der Linie Bünde-Enger. Gleichzeitig ist mit diesen Funden auch ein Hinweis auf Fazien eines Eisrandes in unmittelbarer Nachbarschaft gegeben.

Das letztere glaube ich mit Beobachtungen über drei Indikatoren für ein auffälliges Verhalten des Eises bei Halle bestätigen zu können.

Erstens ist dort die einzige Stelle im Blattgebiet, wo im Gefolge eines breiten Passes Geschiebe auf der Südseite des Teutoburger Waldes liegen.

Zweitens tritt in unmittelbarer Nachbarschaft, d. h. westlich von Halle, jener bereits bei Borgholzhausen, Dissen und Lengerich beschriebene zweite Geschiebelehmhorizont auf, der im übrigen Verlauf des Vorlandes zwischen Halle und Bielefeld fehlt. Dort fehlen allerdings auch die Pässe, die einen Eisstrom durchgelassen hätten. MESTWERDT (1926: 19) waren diese Lehme auch bereits bekannt. Er deutete sie aber mit den Kenntnissen der damaligen Zeit als Verwitterungsprodukte, die ostwärts von Halle vom Wind abgeweht seien.

Der dritte Indikator liegt in ausgedehnten Sand- und Kiesablagerungen, die sich in einem Ausräum des Flammenmergels von Ascheloh bis zum Tal durch die Kreidekalkketten bei Amshausen hinziehen. Ihre Deutung ist problematisch. MESTWERDT (1926) hat sie mangels geeigneter Aufschlüsse nur fleckenweise in die geologische Karte aufgenommen. Später hat HESEMANN (1971) unter günstigeren Beobachtungsbedingungen den relativ geschlossenen Zusammenhang konstatiert. Er sieht in diesen Akkumulationen — allerdings ohne detaillierte Beweisführung — Kamesbildungen. Bei der Beschreibung, wie man sich die Bildung der recht stark nach Fließrichtung, Neigung und Korngröße wechselnden Kiese und Sande vorzustellen hat, entfernt er sich aber weit von der Kamegenese. Vielmehr sind folgende Beobachtungen für die Erklärung wichtig. Den größten Anteil am Gesteinsspektrum der Geschiebe haben die unmittelbar auf den benachbarten Höhen im E anstehenden Gesteine des Osning-Sandsteins. Plänerkalke vom westlich gelegenen Kamm oder nordisches Material sind selten. Diese Tatsache weist m. E. darauf hin, daß das Gletschereis sehr nachhaltig auf den Untergrund im Bereich der Unterkreidesandsteine wirksam war. Eine einfache Erklärung läge in einem längeren Halt, wobei durch das jahreszeitliche Oszillieren des Gletscherrandes die Abtragung auf dem Felsuntergrund gesteigert wurde. Dazu tritt die Tatsache, daß das aufgestaute Eis nach den Beobachtungen von GRIPP (1975) am Hindernis zu besonders großer Mächtigkeit anwächst und damit sehr abtragungsträchtig wird. Übrigens ist ein ähnliches Phänomen, hohe Anteile von Osning-Sandstein im Geschiebematerial, aus den Ablagerungen weiter südostwärts in der Umgebung des Palsterkamper-Berges, Senn-Berges und der Hüneburg bekannt, worauf schon MESTWERDT (1926: 19) hingewiesen hat. Daß im übrigen eine gewisse Abstufung in der Eiswirkung von NE nach SW im Blattgebiet stattgefunden hat, beweisen die Fundplätze der großen Erratica. Sie liegen alle — bis auf den großen Paß bei Halle — auf der nordostwärtigen Flanke des Osning-Sandstein-Kammes, der auf der ganzen Linie fast geschlossen die 280-m-Höhenlinie, nicht selten sogar 300 m, überschreitet. Hier muß eine Hauptlinie des Eisrandes gesucht werden. Von dort sind nur vereinzelt in Einsattelungen Eisströme weiter über die Höhen in den Ausräum des Flammenmergels vorgedrungen und haben diesen mit feineren Ablagerungen wie Sand und Kies aufgefüllt. Damit fand aber eine Entmischung des Geschiebestandes statt: Grobes, vor allem nordisches Material oder Leitgeschiebe des Aue-Hunte-Gletschers jenseits des Kammes, lokal-einheimisches Material diesseits.

Es ist m. E. müßig, entscheiden zu wollen, ob eine solche glaziale Akkumulation mehr endmoränischer Natur ist oder als Endmoränenvertreter im Sinne von GELLERT (1965,

1966) oder GRIPP (1975) gelten muß. In jedem Fall wird der Gebirgskörper einen erheblichen Steuerungseinfluß auf Form, Mächtigkeit und Struktur der Sedimente ausgeübt haben.

3. Zur Frage eines „Osning-Halts“ im Drenthe-Stadial

Stellt man die geschilderten Beobachtungen zusammen, so erhebt sich die Frage nach den glazigenen Ereignissen, die zu solchen eiszeitlichen Formen geführt haben könnten. Diese Frage ist nicht neu und wurde schon von BÄRTLING (1920) unter dem Titel „Die Endmoränen der Hauptvereisung zwischen Teutoburger Wald und Rheinischem Schiefergebirge“ behandelt. Er glaubte beim damaligen Untersuchungsstand ein „Osning-Stadium“ postulieren zu können, wobei er die meisten Sand- und Kieshügel als Endmoränen deutete. Dem schlossen sich die Geologen MESTWERDT (1926, 1930) und HAACK (1930, 1935) an. In den 50er Jahren hat dann KELLER (1951, 1952) in mehreren Arbeiten die Frage einer Osning-Endmoräne verneint und die meisten glazifluvialen Ablagerungen als Kames, Oser oder als Nach- bzw. Vorschüttsande sowie Grundmoränen erklärt. Mit dieser Verneinung einer Eisendlage und der Konzentration der Erklärungsversuche auf Formen eines absterbenden Gletschers, d. h. eines statischen Zustandes, trat auch der Gedanke an eine glazial-klimatische Besonderheit für diese Formenwelt in den Hintergrund, ja wurde überhaupt nicht mehr diskutiert.

Mit der kartographischen Zusammenstellung aller „Besonderen Glazialablagerungen“ im Nahbereich des Teutoburger Waldes auf den Meßtischblättern Lengerich, Bad Iburg, Dissen, Bockhorst und Halle (Westf.), angeregt durch die „Geomorphologische Detailkartierung in der Bundesrepublik Deutschland“ als Schwerpunktprogramm der Deutschen Forschungsgemeinschaft, wurde auch die Frage nach einer morphogenetischen Zeitmarke innerhalb des Drenthe-Stadials der Saale-Eiszeit im Bereich des Teutoburger Waldes aufgegriffen. Dabei spielte die Beobachtung eine große Rolle, daß die besonderen Glazialablagerungen, d. h. also jene, die aus dem normalen Ablagerungszyklus von Sander, Grundmoräne oder Vorschüttsand bzw. Kombinationen dieser Formen herausfielen, mit Einschnitten in den Kettenzügen des Teutoburger Waldes verbunden waren. Zudem konnte bei der Korrelation von Einschnitt und Glazialakkumulationen differenziert werden nach Tiefe und Breite des Durchlasses im Gebirge und Qualität der Eisablagerung. Je tiefer und größer der Einschnitt ausgebildet ist, desto formenreicher ist die glaziale Serie im Paßvorland. Lengerich, Bad Iburg und Borgholzhausen sind Standorte mit ausgeprägter Formenwelt eines Gletscherendstandes vor den Pässen. Bei Lienen, Hilter und Halle (Westf.) sowie solchen mit höheren Durchlässen findet man einen ärmeren Formenkreis.

Bei der Diskussion über die Bedeutung der einzelnen Formen als Anzeiger für glazigene Ereignisse habe ich auf die Definitionen und Klassifikationen von GELLERT (1965, 1966), WOLDSTEDT & DUPHORN (1974), GRIPP (1975) sowie LIEDTKE (1975) zurückgegriffen. Danach sind Hauptleitformen der Eisrandzonen die Endmoränen. Damit sind häufig auch sogenannte Eiskontaktbildungen verknüpft. GELLERT (1966) nennt Eiskontaktbildungen ohne Zusammenhang mit Endmoränen „Endmoränenvertreter“. Dazu rechnet er als wichtige Form die Kame. WOLDSTEDT & DUPHORN (1974: 31) sagen, daß die Kame oft nur schwer von Endmoränen zu trennen ist und sie namentlich im Bergland häufig zusammen vorkommen. Von der äußeren Form und vom inneren Aufbau her sind auch die Randkame — gebildet als Eisrandform an der Naht zwischen Eis und Nebengestein — kaum von Endmoränen zu unterscheiden. So sind ohne Zweifel einige Sand-Kies-Ablagerungen nördlich des Teutoburger Waldes auf dem Blattgebiet von Halle (Westf.) Randkames und damit Endmoränenvertreter. In jedem Fall aber sind Kames Formen, die durch Ausschmelzen und Aufschütten im Bereich stagnierenden Eises zustande kommen und nicht — wie es KELLER (1952) annimmt — Erscheinungen des Toteisformenkreises. Darüber

hinaus können Eisrandlagen auch infolge nur kurzzeitigen Stillstandes des Gletschers aus einfachen, erratica-armen bis -losen Anhäufungen von Sanden und Kiesen bestehen, die den Sandern äußerlich und innerlich ähnlicher sind als der Kame. Darauf machte LIEDTKE (1975) besonders aufmerksam.

Schließlich sei darauf verwiesen, daß bei sehr geringmächtigem Inlandeis typische Endmoränenvertreter fehlen. Die „Eisrandlinie“ wird dann durch eine besonders große Verbreitung von Grundmoränenresten, oft kombiniert mit einem Wechsel der Reliefenergie, markiert. Die Mächtigkeit der Anhäufung kommt nach der Textur und den Regelungsmessungen zweifelsfrei nicht von postdrenthestadialen Fließerdeprozessen. Beispiele am Teutoburger Wald wären westlich von Halle, Borgholzhausen, Dissen und Lengerich. Auch dies weist auf eine selbständige eiseigene Aktivität der Gletscher hin, die ihre Ursache in einer klimatischen Oszillation haben kann. Dies erkannten schon STILLE & MESTWERDT (1911) bzw. MESTWERDT (1917) im Lipper Land.

Als weitere Beobachtung fügt sich diejenige über Dichtestreifen nordischer Großschiebe im Sinne von SERAPHIM (1966, 1972) nahtlos in das bisher gewonnene Bild ein. Fast überall dort, wo besondere glazigene Ablagerungen im Paßbereich vorkommen, häufen sich in der Nachbarschaft Erratica, so z. B. bei Lengerich, Dissen-Nolle, Borgholzhausen und Halle-Werther.

Angesichts dieser zahlreichen und sich ergänzenden Beobachtungen wundert es, daß KELLER in seinen zahlreichen Arbeiten nie den Gedanken eines glazialen Haltes am Teutoburger Wald diskutiert hat. Vielmehr hat er dadurch, daß er die Erklärung der Sand- und Kiehügel als Kames — nicht selten mit erheblichen Unsicherheiten — so stark favorisiert hat, die genetischen Zusammenhänge in Kombination mit den oro- und topographischen Lagen als einheitliche Eisrandlage größerer Ausdehnung nicht ins Auge gefaßt. Dabei dürfte die damals noch wenig differenzierte Vorstellung von den Kames als Formen des „Stationären Toteises“, insbesondere über Grundmoränen und abseits von Endmoränen, mit Schuld haben.

Bei der glaziologischen Beurteilung der besonderen Kaltzeitablagerungen vor den Pässen des Teutoburger Waldes spielt das Gebirge selber eine wichtige Rolle. Quer zur allgemeinen Bewegungsrichtung des Inlandeises gelegen und aus einer Reihe von gestaffelt hintereinander liegenden Ketten aufgebaut, hat es die Bewegung des Eises stark behindert. Die Vielzahl und Lage der kleineren Kames nördlich des Teutoburger Waldes zeigt an, wie sehr das Eis in alle Nischen und Winkel des Strukturformenschatzes eingedrungen ist bzw. hineingedrückt wurde. Damit minderte der Teutoburger Wald das Tempo der Südwärtsbewegung des Inlandeises und schuf durch die Behinderung u. U. sogar eine Stillstandsphase. Die Lage von Kames vorzugsweise hart nördlich der Hauptketten des Kreidekalkes beweisen die Stauwirkung. Im benachbarten Bunder und Herforder Raum hat SERAPHIM (1973) in einer anderen Fragestellung die besondere Wirkungsweise der Pässe des Wiehen-Weser-Gebirges auf Eisströme aufgedeckt.

Eine Erklärung für die Fülle der Ablagerungen in Nachbarschaft solcher Widerlager hat GRIPP (1975) im Zusammenhang mit Eis, das gegen Stauchmoränen oder Hochsander fließt, gegeben. Er hat beobachtet, daß in den geschilderten Situationen die wechselnde Eiszufuhr am Hindernis durch Aufsteigen und Absinken der schmelzenden Oberfläche des Eises ausgeglichen wird. Eine Verschiebung der Lage des Eisrandes trotz Zufuhr tritt dabei nicht ein.

Gerade das letztere erklärt aber drei Befunde im Gelände zwischen Lengerich und Bielefeld-Brackwede:

1. Die gegenüber der ebenen Oberfläche größere Mächtigkeit der glazifluvialen Sedimente als Folge hoher Eisaufhäufung vor und am Hindernis;
2. Die „Besonderen Akkumulationen“, gemeint sind die Endmoränen BÄRTLINGS, HAACKS und MESTWERDTS, die Kames, Oser und Sander KELLERS oder die „Endmoränenver-

treter“ in meinem Sinne als Ergebnis von vermehrt ausfließendem Eis durch die Pässe als eine Folge der Pressung von Eismassen an den Kämmen zu beiden Seiten der Durchlässe;

3. Die sanderähnliche Struktur und Textur so vieler glazifluvialer Sedimente am und im Teutoburger Wald als Folge einer von Hindernissen erzeugten Stagnation des Eisrandes bzw. seiner gletscherseitigen Nahbereiche.

In diesem Zusammenhang stören die Ablagerungen des Münsterland-Gletschers im Sinne von SERAPHIM (1973b: 80) nicht das Bild eigenständiger Eisbewegungen von N her. So wie die Armut an Gesteinen aus den Zentral- und Nordketten des Teutoburger Waldes im Geschiebespektrum den Münsterland-Gletscher kennzeichnen, so markiert der Reichtum gerade an diesen Gesteinen die glazialen und glazifluvialen Sedimente der Nordgletscher (Aue-Hunte-Gletscher sowie andere, weiter westliche, noch unbenannte Eisströme).

Darüber hinaus wird man als weitere Folge des Aufstauens von bewegtem Inlandeis im Gebirge bzw. im Paß jeweils unterschiedliche Wirkungen und damit Formen erwarten müssen: geringe Verschiebungen des Eisrandes im Gebirge bedeuten Uniformität der Sedimente, Bewegungen im Paß und seinem Vorland führen wegen Ausdehnungsmöglichkeit lokal zur Differenzierung der Vorgänge und damit auch der Formen.

Häufung und Ausprägung dieser Formenwelt erlauben es, von einem klimatisch-glaziologischen Akt hoher Eigenständigkeit zu sprechen. Sie werfen die Frage nach der Bedeutung und der möglichen Einordnung im Bild drenthestadialer Erscheinungen auf. Dabei dürfte es gleichgültig sein, ob es sich um eine Haltelinie des Rückzuges (Eisrandlage ohne Endmoräne) oder um einen bescheidenen Vorstoß mit stellenweise endmoränischen Strukturen handelt. Der Grad dieser sedimentologisch-geomorphologischen Eigenständigkeit rechtfertigt m. E., von einer glazial-morphologischen Zeitmarke am Teutoburger Wald zu sprechen. Damit dürfte der alte Begriff des „Osning-Stadiums“ wieder aufgenommen werden können. Entsprechend der neuen Nomenklatur sollte man von einem „Osning-Halt“ sprechen. Diesen würde ich definieren als einen in den Pässen durch orographische Gunst verstärkten und am Hindernis der Gebirge gestoppten kurzen Eisvorstoß. Von SERAPHIMS (1973a) Aue-Hunte-Gletscher bei Herford und Bünde und den „Glazialen Halten“ im Lipper Land zwischen Osning und Weser (SERAPHIM, 1972) könnte eine zeitliche Anlehnung für die „Besonderen Glazialformen“ am Teutoburger Wald zwischen Bielefeld und Lengerich gefunden werden. Weitere Studien dazu müßten sich auf die Reliefformen im Bereich westlich des Aue-Hunte-Gletschers konzentrieren. Erste Funde mit genauen Auszählungen von Geschiebeblockstreifen bei Osnabrück lassen mit ähnlichen Staffelfolgen wie im Lipper Land rechnen. Damit dürfte ein Weg des Inlandeises mit u. U. paralleler Bewegungsrhythmik gefunden werden können, der eine nachhaltige Beschickung der Nordseiten des Teutoburger Waldes und seiner Pässe mit glazialen und glazifluvialen Sedimenten vzeichnet.

Schriftenverzeichnis

- BÄRTLING, R. (1920): Die Endmoränen der Hauptvereisung zwischen Teutoburger Wald und Rheinischem Schiefergebirge. — Z. dt. geol. Ges., **72**: 3—23, 2 Abb., 1 Kt.; Berlin.
- GELLERT, J. [Hrsg.] (1965): Die Weichsel-Eiszeit im Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik. — 261 S., 15 Abb., 1 Tab.; Berlin (Akademie-Verlag).
- (1966): Morphologie der Eisrandzonen der letzten skandinavischen Vereisung in Mittel- und Osteuropa. — Geogr. Ber., **11**: 99—121, 1 Abb., 1 Kt., 1 Tab.; Gotha - Leipzig.
- GRIPP, K. (1938): Endmoränen. — Comptes Rendus de Congrès Intern. de Géogr., **II**, **2a**: 215—228, 6 Abb.; Amsterdam.
- (1975): 100 Jahre Untersuchungen über das Geschehen am Rande des Nordeuropäischen Inlandeises. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **26**: 32—73, 5 Abb., 8 Taf.; Öhringen.
- (1978): Die Entstehung von Geröll-Osern (Esker). — Eiszeitalter u. Gegenwart, **28**: 92—108, 4 Abb., 5 Taf.; Öhringen.

- HAACK, W. (1930): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Lieferung 286, Blatt Iburg, Nr. 2079. — 95 S., 7 Abb.; Berlin (Preuß. Geol. L.A.).
- (1935): Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Lieferung 336. Erläuterungen zu Blatt Lengerich, Nr. 2078. — 48 S., 2 Abb.; Berlin (Preuß. Geol. L.A.).
- HESEMANN, J. (1971): Über einen eiszeitlichen Sand- und Kieszug im Teutoburger Wald bei Halle (Westfalen). — Ber. Naturwiss. Ver. Bielefeld und Umgebung e.V., **20**: 61—65, 4 Abb.; Bielefeld (Selbstverlag).
- KAISER, K. & SCHÜTRUMPF, R. (1960): Zur Gliederung mittel- und jungpleistozäner Schichten in der Niederrheinischen Bucht. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **11**: 166—185, 5 Abb., 2 Tab.; Öhringen.
- KELLER, G. (1951a): Die Deutung des Kiessandrückens in Laer-Heide und Laer-Höhe (Bez. Osnabrück) als Kame. — Neues Jb. Geol. Paläont., Mh., 353—362, 6 Abb.; Stuttgart.
- (1951b): Kames am Fuße des Schafberges bei Ibbenbüren. — Neues Jb. Geol. Paläont., Mh., 1—9, 8 Abb.; Stuttgart.
- (1952a): Sand- und Kieshügel vor dem Teutoburger Wald bei Lengerich (Westf.) und Lienen. — Neues Jb. Geol. Paläont., Mh., 433—441, 4 Abb.; Stuttgart.
- (1952b): Die Kames im Becken von Hagen (Bez. Osnabrück). — Neues Jb. Geol. Paläont., Mh., 356—364, 5 Abb.; Stuttgart.
- (1952c): Beitrag zur Frage Oser und Kames. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **2**: 127—132, 4 Abb.; Öhringen.
- (1952d): Zur Frage der Osning-Endmoräne bei Iburg. — Neues Jb. Geol. Paläont., Mh., 71—79, 3 Abb.; Stuttgart.
- (1953a): Das Fluvioglazial am Teutoburger Wald zwischen Hilter und Borgholzhausen. — Neues Jb. Geol. Paläont., Mh., 193—198, 1 Abb.; Stuttgart.
- (1953b): Fluvioglazial und Endmoräne am Osning. — Veröff. Naturwiss. Ver. Osnabrück, **26**: 38—41, 1 Abb.; Osnabrück.
- LIEDTKE, H. (1975): Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. — Forsch. z. dt. Landeskunde, **204**: VI + 160 S., 37 Abb., 13 Tab., 1 Kt.; Bonn-Bad Godesberg (Bundesforschungsanstalt für Landeskunde und Raumordnung).
- LÜTTIG, G. (1955): Alt- und mittelpleistozäne Eisrandlagen zwischen Harz und Weser. — Geol. Jb., **70**: 43—125, 1 Taf., 16 Abb.; Hannover.
- (1958): Eiszeit - Stadium - Phase - Staffel — eine nomenklatorische Betrachtung. — Geol. Jb., **76**: 235—260, 3 Abb.; Hannover.
- MESTWERDT, A. (1917): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Lieferung 197, Blatt Bösingfeld, Nr. 3920. — 70 S., 7 Abb.; Berlin (Preuß. Geol. L.A.).
- (1926): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Lieferung 256, Blatt Halle i. W., Nr. 2148. — 41 S.; Berlin (Preuß. Geol. L.A.).
- (1930): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Lieferung 286, Blatt Borgholzhausen, Nr. 2080. — 84 S., 5 Abb.; Berlin (Preuß. Geol. L.A.).
- POSER, H. & HÖVERMANN, J. (1951): Untersuchungen zur pleistozänen Harz-Vergletscherung. — Abh. d. Braunschweigischen Wiss. Ges., **5**: 61—115; Braunschweig.
- SERAPHIM, E. TH. (1962): Glaziale Halte im südlichen unteren Weserbergland. — Spieker. Landeskundl. Beiträge und Berichte, **12**: 45—80, 1 Karte; Münster.
- (1972): Wege und Halte des saaleeiszeitlichen Inlandeises zwischen Osning und Weser. — Geol. Jb., **A 3**: 3—85, 14 Abb., 6 Tab.; Hannover.
- (1973a): Eine saaleeiszeitliche Mittelmoräne zwischen Teutoburger Wald und Wiehengebirge. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **23/24**: 116—129, 5 Abb., 1 Tab.; Öhringen.
- (1973b): Drumlins des Drenthe-Stadiums am Nordostrand der Westfälischen Bucht. — Osnabrücker Naturwiss. Mitt., **2**, 41—87, 10 Abb., 2 Tab.; Osnabrück.
- STILLE, H. & MESTWERDT, A. (1911): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Lieferung 167, Blatt Detmold, Nr. 4019. — 61 S.; Berlin (Preuß. Geol. L.A.).
- THIERMANN, A. (1970): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000. Erläuterungen zu Blatt 3712 Tecklenburg (mit einem Beitrag von HILDEGARD DAHM-ARENS). — Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld.
- WOLDSTEDT, P. & DUPHORN, K. (1974): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. — XII + 500 S., 90 Abb., 27 Tab.; Stuttgart (Koehler).