

BERLINER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN

Herausgegeben von Gerhard Stäblein und Wilhelm Wöhlke

Schriftleitung: Dieter Jäkel

Heft 28

Margot Böse

Die geomorphologische
Entwicklung
im westlichen Berlin
nach neueren
stratigraphischen
Untersuchungen

3 Tabellen, 14 Abbildungen, 24 Bilder und 1 Karte

1979

Im Selbstverlag des Institutes für Physische Geographie der Freien Universität Berlin

ISBN 3-88009-024-6

Margot Böse

Die geomorphologische Entwicklung im westlichen Berlin
nach neueren stratigraphischen Untersuchungen

BERLINER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN

Herausgegeben von Gerhard Stäblein und Wilhelm Wöhlke

Schriftleitung: Dieter Jäkel

Heft 28

Margot Böse

Die geomorphologische
Entwicklung
im westlichen Berlin
nach neueren
stratigraphischen
Untersuchungen

3 Tabellen, 14 Abbildungen, 24 Bilder und 1 Karte

1979

Im Selbstverlag des Institutes für Physische Geographie der Freien Universität Berlin

ISBN 3-88009-024-6

Vorwort

Diese Untersuchung geht auf eine Anregung meines Lehrers Prof. Dr. D. JÄKEL zurück, der seit Jahren beobachtete, wie wenig neue Aufschlüsse in Berlin von der Fachwissenschaft beachtet wurden. Da ohne interdisziplinäre Zusammenarbeit ein Beitrag zur modernen Quartärforschung jedoch kaum möglich ist, möchte ich zu Beginn dieser Arbeit allen danken, die zu ihrer Durchführung beigetragen haben.

Von den Mitarbeitern des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung in Hannover unterstützten mich durch vielfache anregende Diskussionen besonders Herr Prof. Dr. M. A. GEYH, der auch die zahlreichen ¹⁴C-Analysen durchführte, und Herr Dr. K.-D. MEYER, der die Geschiebeanalysen für meine Arbeit vornahm und mich in die Methode der Kiesanalyse einwies. Ferner bin ich Herrn Prof. Dr. G. ROESCHMANN und Herrn Dr. H.-Ch. HÖFLE zu Dank verpflichtet.

Für die zu verschiedenen Zeitpunkten der Untersuchung notwendig gewordenen Pollenanalysen danke ich Herrn Dr. A. BRANDE (Technische Universität Berlin), Herrn Dr. H. MÜLLER (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover) und Herrn E. SCHULZ (Universität Würzburg).

Herr Dr. H.-P. PLATE (Pflanzenschutzamt Berlin) war mir bei der Schneckenbestimmung behilflich, und Herr Dr. F. H. SCHWEINGRUBER (Eidgenössische Anstalt für das forstliche Versuchswesen, Birmensdorf, Schweiz) analysierte dankenswerterweise Holzreste aus den Sedimenten.

Etliche Gelände- und Laborarbeiten wären ohne die Hilfe der Mitarbeiter und Kommilitonen des Instituts für Physische Geographie nicht möglich gewesen; ihnen allen sei an dieser Stelle nochmals gedankt.

Besonders aber möchte ich Herrn Prof. Dr. D. JÄKEL herzlich für die kontinuierliche Betreuung der Arbeit durch gemeinsame Geländebegehungen und Diskussionen und für die Arbeitsmöglichkeiten, die er mir im Rahmen eines DFG-Projektes bot, danken.

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	4
1. Einleitung	7
2. Die Lage des Berliner Stadtgebietes in der Jungmoränenlandschaft	7
3. Der Aufbau der quartären Sedimente in Berlin	7
3.1 Der präglaziale Untergrund	8
3.2 Das Elster-Glazial	8
3.3 Das Holstein-Interglazial	8
3.4 Das Saale-Glazial	8
3.5 Das Eem-Interglazial	8
3.6 Das Weichsel-Glazial	8
4. Zusammenfassung bisheriger geomorphologischer Untersuchungsergebnisse aus Berlin und Umgebung	9
5. Methoden zur Grundmoränenstratigraphie und in der Literatur auftretende Widersprüche zur Stratigraphie im Berliner Raum	11
5.1 Bei den Untersuchungen angewandte Methoden	12
6. Das Arbeitsgebiet	14
6.1 Der Grunewald	14
6.1.1 Die Aufschlüsse in der Sandgrube am Postfenn	17
6.2 Die östliche Nauener Grundmoränenplatte	18
6.2.1 Die Sandgrube in Kladow	18
6.2.1.1 Die obere weichselglaziale Grundmoräne	18
6.2.1.2 Die glazifluvialen Sande	22
6.2.1.3 Interglaziale und interstadiale Abfolgen und die untere weichselglaziale Grundmoräne in den Aufschlüssen am Grubenboden	23
6.3 Die Sandgrube an der Potsdamer Chaussee	29
7. Stratigraphische und morphologische Interpretation	29
7.1 Interpretation der Schichtfolge in der Sandgrube in Kladow	29
7.2 Stratigraphische Gesamtinterpretation der Kiesanalysen und der Geschiebezählungen	31
7.3 Morphologische Interpretation der Oberflächenformen im Untersuchungsgebiet	33
7.4 Interpretation der ¹⁴ C-Daten	34
8. Überregionaler Vergleich und Schlußfolgerungen	35
Zusammenfassung	37
Literaturverzeichnis	41
Karten- und Luftbildverzeichnis	43
Bildteil	45

Tabellenverzeichnis

Tab. 1	Ergebnisse der Kiesanalysen	13
Tab. 2	Meßergebnisse der Drucksetzungsversuche	21
Tab. 3	Stratigraphische Übersicht der Schichtfolge in den Aufschlüssen in Kladow	30

Abbildungs- und Kartenverzeichnis

Abb. 1	Auswertungsdreieck der Kiesanalysen	13
Abb. 2	Übersichtsplan von der Sandgrube am Postfenn in den Ausmaßen vom Herbst 1974 und die Lage der Aufschlüsse	21
Abb. 3	Übersichtsplan von der Sandgrube in Kladow in den Ausmaßen vom Herbst 1978 und die Lage der Aufschlüsse	30
Abb. 4	100 m Grundmoränenprofil aus der Sandgrube in Kladow	13
Abb. 5	Kornsummenkurven vom Geschiebemergel in der Sandgrube am Postfenn und von Geschiebemergel und -Lehm in der Sandgrube in Kladow	16
Abb. 5a	Kornsummenkurve vom Geschiebemergel und gestörten Geschiebelehm in der Sandgrube in Kladow	16
Abb. 6	Drucksetzungskurve von Probe 1	19
Abb. 7	Drucksetzungskurve von Probe 2	19
Abb. 8	Geschiebeeinregelung im oberen Geschiebemergel in Kladow	19
Abb. 9	Profil von der E-Wand des Baggersees I in Kladow	19
Abb. 10	Kornsummenkurven von limnischen Sanden im Liegenden der Interglazial-Sedimente	19
Abb. 11	Pollendiagramm des Eem-Interglazials und des Weichsel-Interglazials in Kladow	19
Abb. 12	Profil von der SE-Ecke des Baggersees I in Kladow	19
Abb. 13	Kornsummenkurven aus dem Tropfenboden in Kladow	19
Abb. 14	Profil mit spätsaalezeitlichen, interglazialen und interstadialen Sedimenten in Kladow	19
Karte 1	Geomorphologische Übersichtskarte	15

Bildverzeichnis

Bild 1	Geschiebemergelaufschluß in der Sandgrube am Postfenn	13
Bild 2	Gestörte Holzkohle-Sand-Wechselagerung in der Sandgrube am Postfenn	21
Bild 3	Blick von NW nach SE in die Sandgrube am Postfenn	30
Bild 4	Kryokarsterscheinungen am Abhang zum Postfenn	30
Bild 5	Kalkkonkretionen an der Geschiebemergelunterkante in Kladow	30
Bild 6	Gestörter Abschnitt in der Grundmoräne in Kladow	30
Bild 7	Dünnschliff aus einem B ₁ -Horizont	13
Bild 8	<i>Valvata Piscinalis Antiqua</i> (SOWERBY, 1838) im Geschiebemergel in Kladow	16
Bild 9	Detailaufnahme der <i>Valvata Piscinalis Antiqua</i>	16
Bild 10	Eemzeitliche Mudden und Torfe in Kladow	16
Bild 11	Solifluktionsspuren an der Oberkante der Eem-Torfe	16
Bild 12a	SE-Ecke des Baggersees I in Kladow, linker Teil	19
Bild 12b	SE-Ecke des Baggersees I in Kladow, rechter Teil	19
Bild 13	Detailaufnahme von einer Rinnenverfüllung	19
Bild 14	Eemzeitliche und späteemzeitliche (?) Sedimente bei Baggersee II in Kladow	19
Bild 15	Tropfenboden in Kladow	20
Bild 16	Schrägläufige Tropfen im Tropfenboden	20
Bild 17	Tropfenboden, interglaziale und interstadiale Schichtfolge	20
Bild 18	Gestörter Tropfenboden unter der unteren weichselglazialen Grundmoräne in Kladow	22
Bild 19	Untere weichselglaziale Grundmoräne in Kladow	22
Bild 20	Östliche Diskordanz zwischen interglazialen Sedimenten und der unteren Grundmoräne	23
Bild 21	Geschichtete Sandschollen in der unteren Grundmoräne	23
Bild 22	Spätsaalezeitliche „Spaltenstruktur“ in Kladow	23
Bild 23	Detailaufnahme der „Spaltenstruktur“	25
Bild 24a	Horizontale Aufgrabung der „Spaltenstruktur“	24
Bild 24b	Horizontale Aufgrabung der „Spaltenstruktur“ 10 cm unter der Schluffoberfläche	24
Bild 24c	Horizontale Aufgrabung der „Spaltenstruktur“ 20 cm unter der Schluffoberfläche	26

1. Einleitung

Während aus der Umgebung Berlins in den letzten Jahren zahlreiche quartärstratigraphische und glazialmorphologische Arbeiten vorliegen, sind aus Berlin selbst nur vereinzelt Untersuchungsergebnisse veröffentlicht worden; viele Aufschlüsse im Stadtbereich wurden unter diesen Forschungsgesichtspunkten gar nicht zur Kenntnis genommen.

Neue Methoden erfordern meist eine interdisziplinäre Forschung und Detailstudien in relativ kleinen Gebieten. Erst viele solcher engräumigen, genauen Untersuchungen ergeben ein Mosaik, das sich zu einem neuen Bild von der Genese des Reliefs zusammenfügen läßt und langfristig die älteren morphologischen Übersichtsarbeiten ablöst.

So bestehen zwischen der älteren Literatur aus dem engen Berliner Bereich und einem Teil der neueren Arbeiten aus der DDR unterschiedliche Auffassungen über die Anzahl der weichselglazialen Eisvorstöße, jedoch wurden in Berlin nach vergleichbaren Methoden bisher keine Untersuchungen durchgeführt.

Mit dieser Arbeit soll versucht werden, einen Beitrag zur Quartärstratigraphie zu leisten und eine kritische Diskussion zu den bisher bestehenden Theorien zur Genese des Reliefs im südwestlichen Stadtgebiet von Berlin zu führen. Gleichzeitig sollen anhand von eigenen Untersuchungen einige in der Quartärforschung angewandte Methoden auf ihre Zuverlässigkeit hin überprüft werden.

2. Die Lage des Berliner Stadtgebietes in der Jungmoränenlandschaft

Berlin liegt in dem Bereich des nordostdeutschen Tieflandes, der während der drei bekannten pleistozänen Vereisungen vom skandinavischen Inlandeis bedeckt wurde. Die äußere Grenze des letzten Inlandeises, die Brandenburger Eisrandlage der Weichsel-Eiszeit, verläuft nur etwa 35 bis 40 km südlich und südwestlich des heutigen Stadtgebietes, während die deutlichen Endmoränen der nächst jüngeren Frankfurter Staffel ungefähr 15 km nördlich Berlins anzutreffen sind. Somit befindet sich das Untersuchungsgebiet in Berlin im weichselzeitlichen Jungmoränengebiet.

Die Lage Berlins läßt sich in groben Zügen folgendermaßen gliedern: der N und NE des Stadtgebietes liegen auf der Grundmoränenplatte des Barnim; südlich wird der Barnim durch das von E nach W die Stadt querende Berliner Urstromtal begrenzt, dessen Breite zwischen 5 und 9 km beträgt. Die südlichen Bezirke sind auf der Grundmoränenplatte des Teltow angesiedelt. Die westliche Be-

grenzung der beiden Grundmoränenplatten bildet die von NNE nach SSW fließende Havel mit ihrem seenkettenartigen Verlauf; sie quert bei Spandau als schmaler Flußlauf das Urstromtal, wo auch die von E durch das Urstromtal kommende Spree in die Havel mündet. Im äußersten SW der Stadt schließt sich südlich des Urstromtales und westlich der Havel die Nauener Grundmoränenplatte mit den Ortsteilen Gatow und Kladow an.

Die durchschnittliche Höhe des Stadtgebietes liegt auf den Grundmoränenplatten bei 40 bis 50 m NN, im Urstromtal mit seinen Talsandterrassen bei 32 bis 35 m NN.

Eine morphologische Besonderheit, auf die in anderen Teilen der Arbeit näher eingegangen werden soll (vgl. Kap. 6.1), bietet das Gebiet des Grunewaldes mit den bis zu 97 m hohen Havelbergen unmittelbar östlich der Havel und den zwei Rinnensystemen, dem Grunewaldgraben und der Grunewaldseenrinne.

3. Der Aufbau der quartären Sedimente in Berlin

3.1 Der präglaziale Untergrund

Der präglaziale Untergrund von Berlin wird ebenso wie weite Gebiete Norddeutschlands von tiefen Rinnen durchzogen. Die Oberfläche des Reliefs liegt durchschnittlich zwischen 0 m NN und -100 m NN, im Norden Berlins, in Lübars, erreicht sie jedoch eine Höhenlage von +40 m NN (FREY, 1975: 289; GOCHT, 1963).

CEPEK (1967: 379; 1968) interpretiert diese Rinnen als ein nach NW zur Nordsee hin gerichtetes Abflußsystem,

das sich im frühen Pleistozän in die tertiäre Landoberfläche eingetieft hatte, bedingt durch eine epirogene Absenkung des Nordseebeckens. Dieses Flußsystem wurde dann in den prälsterzeitlichen Kaltzeiten zu Beginn des Quartärs periglazial überformt.

WOLDSTEDT/DUPHORN (1974: 83) hingegen sehen als Folgerung aus verschiedenen regionalen Arbeiten diese Rinnen als eine Erosionsleistung der elsterzeitlichen Schmelzwässer unter dem Eis an, denn sie sollen kein gleichsinniges Gefälle haben und ein System aufweisen,

das nicht dem eines rezent zu beobachtenden Gewässernetzes entspricht.

Beide Hypothesen müssen sich nicht unbedingt gegenseitig ausschließen, da ein frühpleistozänes Gewässernetz als Ansatzpunkt für periglaziale Überformung, Exaration und Schollenverlagerung an den Rändern gedient haben kann und die Schmelzwässer hauptsächlich bereits angelegten Tiefenlinien folgten, diese dabei über tieften und ältere fluviale Sedimente erodierten.

Ferner sind bei Untersuchungen zur Lage der heutigen Quartärbasis die Folgen von halokinetischen Bewegungen im gesamten Quartär nicht zu vernachlässigen.

Ein Bezug zwischen dem präglazialen Relief und dem heutigen ist nicht eindeutig festzustellen.

3.2 Das Elster-Glazial

Die Elster-Vereisung war die erste der drei nordischen Inlandvereisungen, die bis über Berlin hinaus vorstieß. Andeutungen von CEPEK (1968), daß der älteste, bisher als E I bezeichnete Geschiebemergel zu einem Eisvorstoß in der Helme-Kaltzeit im Cromer gehört, sind noch nicht durch eindeutige palynologische Befunde aus den überlagernden Sanden, die damit in das Voigtstedt-Interglazial zu stellen wären, bestätigt worden.

Die Elster-Vereisung dokumentiert sich demgemäß durch zwei, lokal auch drei durch Sand- und Kiesbänke, vereinzelt durch Beckentone getrennte Geschiebemergelbänke (ASSMANN, 1957: 23; GOCHT, 1970: 143), die sich vor allem durch einen hohen Flintgehalt auszeichnen (CEPEK, 1962: 275). Elsterzeitliche Ablagerungen sind aber fast nur im Süden der Stadt anzutreffen, wo sie in Kreuzberg (Methfesselstr.) und bei Schildhorn bis zu 125 m, durchschnittlich aber 50 bis 80 m mächtig sind (ASSMANN, a.a.O.). In den nördlichen Berliner Bezirken sind die Zeugen der Elster-Eiszeit bis auf die Sedimente in der tiefen Tegeler Rinne von den folgenden Vereisungen völlig erodiert worden (FREY, 1975).

3.3 Das Holstein-Interglazial

Nachdem durch die Sedimentation im Elster-Glazial die tiefen Rinnen aufgefüllt und die starken Reliefunterschiede ausgeglichen worden waren, kam es im Holstein-Interglazial zu weitflächigen limnischen und fluvialen Bildungen, die durchschnittlich 15 bis 20 m mächtig sind und in denen auch die Berliner Paludinenbank mit dem Leitfossil, der Schnecke *Viviparus diluvianus* (früher: *Paludina diluviana*), enthalten ist.

Heute sind Holstein-Interglazial-Vorkommen fast ausschließlich in den südlichen Bezirken erbohrt worden, wie aus den Holstein-Verteilungskarten bei ASSMANN (1957) und GOCHT (1963) zu entnehmen ist.

Von besonderem Interesse an der Arbeit von GOCHT (1963, 1970) ist eine Karte, die die Obergrenze des Holstein-Interglazials darstellt, und auf der bereits deutlich und fast bis in die Einzelheiten die südliche Havelseenrinne und die Grunewaldseenrinne zu erkennen sind. Diese Formen sind von der saalezeitlichen Erosion in die holsteinzeitlichen Sedimente eingeschnitten worden.

3.4 Das Saale-Glazial

Die saalezeitlichen Sedimente enthalten in ihrer vollen Ausbildung drei durch fein- bis grobkörnige Sande mit kiesigen Beimengungen, vereinzelt auch durch Tonmergel und Bändertone getrennte Geschiebemergelbänke; die durchschnittliche Mächtigkeit liegt bei 30 bis 40 m (GOCHT, 1970: 145), jedoch unterliegt sie auf kurzen Entfernungen starken Schwankungen, und im nördlichen Berlin sind die Ablagerungen wiederum am wenigsten ausgeprägt.

CEPEK (1967; vgl. auch CEPEK et al., 1975) nimmt anhand sedimentpetrographischer Analysen eine Differenzierung der drei Geschiebemergel vor. Die S I Grundmoräne enthält demnach einen hohen Anteil paläozoischer Kalke, der Eisvorstoß muß aus NE erfolgt sein; die S II Moräne zeichnet sich gegen die folgenden S III Ablagerungen durch einen zusätzlichen hohen Gehalt an ostbaltischem devonischen Dolomit aus und muß also im Gegensatz zu S I und S III aus mehr von E kommendem Eis abgelagert worden sein.

Auf die in Norddeutschland geführte Diskussion um den Grad der interstadialen Schwankungen zwischen den saalezeitlichen Eisvorstößen (Treenewarmzeit, Rügenwarmzeit; vgl. dazu PICARD, 1960; KAISER, 1972; MARCINEK/NITZ, 1973; CEPEK, 1968, 1973; WOLDSTEDT/DUPHORN, 1974) soll hier nicht weiter eingegangen werden, da keine Untersuchungsergebnisse aus dem Berliner Bereich dazu vorliegen.

3.5 Das Eem-Interglazial

Auf den Komplex der Saale-Eiszeit folgte das Eem-Interglazial. Die Landschaft ähnelte zu dieser Zeit der heutigen Jungmoränenlandschaft, und es lagerten sich in kleinen Seen meist limnische Sedimente ab.

In Berlin sind etliche solcher Eem-Vorkommen besonders im Südteil der Stadt erbohrt worden, normalerweise sind sie jedoch nur 1 bis 2 m mächtig (GOCHT, 1970: 145); eemzeitliche Bodenbildungen sind weitgehend der weichselzeitlichen Erosion zum Opfer gefallen.

Aber gerade diese kleinen Eem-Vorkommen haben für stratigraphische Untersuchungen eine wichtige Position, denn durch sie lassen sich saalezeitliche Sedimente eindeutig von weichselzeitlichen trennen, so daß man nur anhand von Profilen mit Eem-Vorkommen neue Kriterien zur Unterscheidung von saalezeitlichen und weichselzeitlichen Ablagerungen erarbeiten und überprüfen kann.

3.6 Das Weichsel-Glazial

Die weichselglazialen Sedimente sind als die jüngsten eiszeitlichen Rückstände am ungestörtesten und vollständigsten erhalten und für Untersuchungen durch Bohrungen und in Aufschlüssen am leichtesten zugänglich. Das Relief ist lediglich im Spätglazial durch periglaziale Prozesse wie Solifluktion, Kryoturbation, Eiskeilbildung und

durch Aufwehung von Flugsanddecken und Dünen modelliert worden (LIEDTKE, 1976: 84, HOFFMANN, 1976), während im Holozän bodenbildende Prozesse fortgesetzt wurden und Verlandungsprozesse abliefen. Wesentliche Umgestaltungen der Landschaft erfolgten ferner durch den Menschen.

Im großen und ganzen sind an der Oberfläche des Jungmoränengebietes aber deutlich die Spuren des Inlandeises und seiner Schmelzwässer zu erkennen. Wesentliche in Berlin vertretene Reliefelemente sind dabei über-tiefte Zungenbecken, Kames und Eisrandlagen, Grund-

moränenplatten und Toteishohlformen sowie subglaziale und subaerische Schmelzwasserbahnen mit Akkumulations- und Erosionsabschnitten.

Während für die präweichselzeitlichen Ablagerungen im wesentlichen sedimentologische, pollenanalytische und faunistische Betrachtungen in Frage kommen, können für die jüngsten eiszeitlichen Relikte morphologische Untersuchungen des Oberflächenformenschatzes und wegen des relativ geringen Alters physikalische Altersbestimmungen durch die ¹⁴C-Methode als Forschungsmittel angewandt werden.

4. Zusammenfassung bisheriger geomorphologischer Untersuchungsergebnisse aus Berlin und Umgebung

Um den Formenschatz in Berlin nicht völlig isoliert darzustellen, soll zunächst der gesamte Streifen zwischen der Brandenburger Eisrandlage und der Frankfurter Stafel, in dem Berlin liegt, in eine zusammenfassende Darstellung der morphologischen Situation mit einbezogen werden.

Das Brandenburger Stadium wird als die äußerste Randlage des weichselglazialen Inlandeises angesehen. Die Eisrandlage ist nicht einheitlich ausgebildet, sondern besteht aus Strauchmoränen und Sanderinnenrändern; z. T. fehlt sie morphologisch auch völlig und ist nur durch strukturelle Untersuchungen feststellbar, da das Eis entweder unmittelbar an dem Vorfluter der Schmelzwässer lag oder die schwach ausgebildeten Endmoränen von den Schmelzwässern wieder verwischt wurden. Satzendumoränen und Blockpackungen, die auf einen länger stationären und stabilen Eisrand mit kräftigem Eisnachschieben hindeuten, fehlen im Brandenburger Stadium fast völlig (FRANZ/WEISSE in: GELLERT, 1965: 77 f.). Der Eisrand verlief fast überall parallel zum Baruther Urstromtal, das die Schmelzwässer des Maximalstadiums im älteren Baruther Urstrom aufnahm (MARCINEK, 1961) und nach NW zur Elbe hin wegführte.

Eine Teilung des Inlandeises in einen Odergletscher und einen Beltseegletscher erfolgte bereits bei Bornholm, wobei diese Insel und in ihrer südwestlichen Verlängerung Rügen als Strompfeiler wirkten. Innerhalb des Odergletschers lassen sich deutlich mehrere Eisströme unterscheiden, die an ihren Fronten jeweils wieder in einzelne Loben und weiter in Gletscherzungen aufgeteilt werden. Die Naht zwischen den Eisströmen soll nach BEHRMANN (1949/50) in der heutigen Jungmoränenlandschaft meist durch breite Seenrinnen nachgezeichnet werden. Von E nach W unterscheidet BEHRMANN folgende Eisströme: den Lieberoser Eisstrom, den Buchholzer Eisstrom, den Berliner Eisstrom, den Brandenburger Eisstrom und den Rathenower Eisstrom. Berlin läge demnach überwiegend im Bereich des Berliner Eisstromes,

dessen westliche Begrenzung zum Brandenburger Eisstrom die geradlinige Havelseenrinne bildet; die östliche Grenze zum Buchholzer Eisstrom wird längs der Dahme gelegt.

Die zurückspringenden Eisränder der Lobennähte werden von Kerbstauchmoränen begleitet. BEHRMANN deutet die Seerinnen der Eisstromnähte als Betten subglazialer Schmelzwasserströme, jedoch läßt schon die breite Form Zweifel daran aufkommen, daß sie ausschließlich auf subglazialer Schmelzwassererosion beruhen können. FRANZ (1961: 222) sieht neben der Schmelzwassererosion Toteisbildungen an den Rändern der großen Eisströme als Ursache für die Erhaltung der Seenbecken an. KAISER (1972: 18) nimmt nicht nur Toteis für die Ausformung und Konservierung der Rinnentäler zu Hilfe, sondern auch aktive Eismassen, die „sich in die subglazial angelegten Schmelzwasserrinnen hineinzwangten, diese ungleichsinnig erweiterten und im Längsprofil schärfer in Schwellen- und Beckenabschnitte (mit den späteren Rinnenseen) ausgestalteten.“ WOLDSTEDT (1952: 147) schreibt sogar den Seen und Rinnen zu, daß sie „im wesentlichen ein Ergebnis der Gletschererosion sind und daß die Schmelzwässer nur in beschränktem Umfang mitgewirkt haben“.

Wie bereits erwähnt, sind auch wesentliche Teile der Havelseenrinne nicht erst in der Weichsel-Eiszeit angelegt worden, sondern bereits in der frühen Saale-Eiszeit (GOCHT, 1970). Auch Höhenlagen wie der Barnim waren z. T. schon präweichselzeitlich angelegt (MARCINEK/NITZ, 1973: 208), und die ohnehin verhältnismäßig geringmächtigen weichselzeitlichen Sedimente – in Berlin betragen sie nur 10 bis 20 m (GOCHT, 1970: 146) – lassen auf eine ziemlich dünne Inlandeisdecke mit nur geringer gestaltender Kraft schließen.

In den früheren Arbeiten etwa von GRIPP (1924), WOLDSTEDT (1935), BEHRMANN (1949/50) und SOLGER (1960) führten rein morphologische Betrachtungen zur Angabe der Eisrandlagen, obwohl oftmals über längere

Strecken Lücken im Formenschatz auftreten, die dann durch gedachte Linien überbrückt werden mußten. Detaillierte schriftliche und kartographische Darstellungen der Eisrandlagen von SOLGER (1935), KEILHACK (1914), HUCKE (1922), LEMBKE (1936), WOLDSTEDT (1935) und BEHRMANN (1949/50) sind bei SCHOLZ (1958) zu finden.

In den neueren Arbeiten, z. B. von FRANZ (1961, 1962), WEISSE (1964) und MARCINEK (1961), kommen als Untersuchungsmethoden strukturelle Methoden, Einregelungsmessungen und Schüttungsrichtungsmessungen sowie Geschiebeuntersuchungen hinzu, um so zu einem genaueren Bild der Eisdruckverhältnisse und Fließrichtungen und zu einer stellenweisen Korrektur des Verlaufs der äußeren Eisrandlage gegenüber den Darstellungen in älteren Arbeiten zu gelangen. Die Ergebnisse sind in die Geomorphologischen Übersichtskarten 1:200 000 (Blatt Berlin-Potsdam und Blatt Frankfurt-Eberswalde) (GELLERT/SCHOLZ mit Erläuterungen von FRANZ et al., 1970) mit eingegangen.

Das Brandenburger Stadium, dessen äußere Begrenzung auch als Eisrandlage 1 bezeichnet wird, läßt sich in mehrere Staffeln aufteilen. Außerhalb der Eisrandlage 1 konnten auch lokal Spuren einer darüber hinausgehenden Eisdecke festgestellt werden (FRANZ, 1961; WEISSE, 1964; MARCINEK, 1961), was sich beispielsweise an einer kleinen Stufe auf dem Beelitzer Sander oder durch Toteisformen wie auf dem Baruther Sander (vgl. FRANZ/SCHOLZ, 1965, Karte Berlin-Süd) zeigen läßt; stellenweise ist eine Ausdehnung bis an den Fläming nicht auszuschließen (MARCINEK, 1961).

Die Eisrandlage 2 schert bei Teupitz von der Eisrandlage 1 ab und verläuft in ca. 4 bis 10 km Entfernung von ihr. Ihren markantesten Abschnitt bilden die Saarmunder Endmoränen südöstlich von Potsdam mit dem 116 m hohen Kleinen Ravensberg und dem sich nördlich und südlich anschließenden Rücken, dessen deutliche Form von FRANZ (1962) unter anderem auf eine präweichselzeitliche Erhebung im Untergrund, an der das Eis auf Widerstand stieß, zurückgeführt wird.

Nach FRANZ war bereits zur Zeit der Eisrandlage 2 das Baruther Urstromtal nicht mehr durchgehend Schmelzwasserbahn, da die Schmelzwässer streckenweise nördlich durch tiefergelegene Grundmoränengebiete flossen, die eisfrei geworden waren; an den Stellen, wo das Wasser das Urstromtal nicht mehr durchfloß und nicht mehr erodierte, entstanden Schwellen, so daß der Talboden heute kein gleichsinniges Gefälle mehr aufweist.

MARCINEK (1961) hält eine teilweise Verlegung der Schmelzwasserbahnen aus dem Baruther Urstromtal erst bei der folgenden Eisrandlage 3 für gegeben, da sich nach seinen Untersuchungen die Unterschneidungen der Sander der Eisrandlage 1 durch den jüngeren Baruther Urstrom über die gesamte Tallänge verfolgen lassen. Später wurden dann nur noch die Abschnitte zwischen Bohrauer Pforte und Oberspreewald und bei Brück benutzt.

Die Eisrandlage 3, die Babelsberger Staffel, verläuft über den Teltow südlich von Berlin und über die Nauener Platte. Die Eisrandlage 4 ist z. T. nur schwach ausgebildet

und „ist auf der Teltow-Hochfläche nur durch kleine und isolierte Reste von Endmoränen rekonstruierbar“ (FRANZ/SCHOLZ, 1965: 23).

Zur Eisrandlage 5 werden die Müggelberge gezählt, während der weitere Verlauf über den Teltow nur schwach zu erkennen ist. Auf dem Blatt Potsdam (FRANZ/SCHOLZ, a.a.O.) sowie auf der Geomorphologischen Karte 1:200 000, Blatt Potsdam, wird die Fortsetzung aber quer durch den Grunewald und östlich entlang der Havelhöhen eingezeichnet.

Nördlich des Berliner Urstromtales treten auf den Grundmoränenplatten vereinzelt Stauchmoränen auf, so auf dem Barnim bei Rüdersdorf die Eick- und Kranichsberge (KAISER, 1972: 12). Sie bilden jedoch keine geschlossene Staffel.

Die jeweils angeführten Rückzugsstaffeln können lokal noch in Unterstaffeln aufgesplittert sein.

Die nächste bedeutende Eisrandlage ist die Frankfurter Staffel. Ihr wurde ursprünglich wegen ihrer markanten Ausbildung und ihres eigenen Urstromtales sowie der größeren Entfernung von den dichter zusammenliegenden Staffeln des Brandenburger Stadiums ebenfalls der Rang eines Stadiums zugesprochen. Jedoch erwies sich dieses nicht als berechtigt, da sich zwischen dem Brandenburger Stadium und der Frankfurter Randlage kein zur Abgrenzung von Stadien notwendiges Interstadial nachweisen läßt. Demnach sollen das Brandenburger Stadium und die Frankfurter Staffel auch nur eine gemeinsame Grundmoräne haben und die Frankfurter Eisrandlage wäre nur eine ausgeprägte Rückzugsstaffel des Brandenburger Stadiums (CEPEK in: GELLERT, 1965).

Die Ausprägung der Eisrandformen ist bei der Frankfurter Staffel einheitlicher als beim Brandenburger Stadium; es handelt sich um Stauchmoränen, aber auch um Satz- und Blockpackungen. Vorgelagert sind bandartig glazifluviale Schüttungen in Form von Kegel- und Flächensandern und Rinnensandern zwischen Grundmoränenplatten. Alles läßt auf eine länger stationäre Eisrandlage und kräftigen Eisnachschiebung schließen. Die Hauptabflußbahn bildete südlich des Barnim das Berliner Urstromtal, das ebenfalls schon in der Saale-Eiszeit angelegt worden war, denn ASSMANN (1957: 37 f.) konnte über dem Holstein-Interglazial in regelmäßiger Wechselfolge Talsande und Steinschichten, die er als Auswaschungshorizonte von Grundmoränen deutete, feststellen.

Nach dem Blankenberg-Interstadial, in dem das Eis bis in den Ostseetrog abschmolz, erfolgte ein erneuter Eisvorstoß, der die Eisrandlagen des Pommerschen Stadiums schuf. Auch für die Schmelzwässer dieses Stadiums soll das Berliner Urstromtal zunächst noch als Entwässerungsbahn gedient haben, während das Eberswalder Urstromtal erst bei einer Rückzugsstaffel in Funktion trat.

Eine völlig andere Einteilung der Rückzugsstaffeln stellt SOLGER (1960) in seiner Arbeit dar. SOLGER lehnt einen Zusammenhang zwischen Eisrandlagen und Urstromtälern mit den Talsanden ab; nach seiner Auffassung sind die Talsande älter als die letzte Vereisung, denn beim

weichselzeitlichen Eisrückgang sollen wegen extremer Trockenheit kaum Schmelzwässer angefallen sein. SOLGER unterscheidet drei Stillstandslagen: die Südbrandenburgische, die Berliner und die Choriner. Alle Randalagen zeigen eine starke Zerlappung und einzelne, weit hervorragende Gletscherzungen. Die Südbrandenburgische deckt sich südlich von Berlin ungefähr mit den Ergebnissen anderer Autoren, lediglich südlich von Brandenburg und im Spreewaldgebiet und bei Havelberg werden weiterreichende Eiszungenvorstöße eingezeichnet.

Die Berliner Staffel liegt bei SOLGER südlich von Bad Freienwalde, verläuft dort im Bogen nach WSW und weiter östlich des Liepnitz Sees und parallel zum Tegeler Fließ bis in den Berliner Raum, quer in ESE-Richtung über den Barnim bis zum „Tiergarten Riegel“, am Südrand des Urstromtales in EW-Richtung bis Spandau und weiter in Richtung Nauen.

Die Höhen bei Lübars (Steinberg, Rollberge, Arkenberg), häufig als Oser angesehen, werden sowohl von SOLGER (1958: 91) als auch von HAGEDORN/HÖVERMANN (1962) als Eisrandbildungen gedeutet, desgleichen Teile am Südrand des Berliner Urstromtales (Kreuzberg).

Die Choriner Randalage, die den Berliner Raum nicht mehr berührt, verläuft nach SOLGERS Angaben nördlich von Frankfurt nach Bad Freienwalde, von dort erstreckt sich ein EW-Zungenvorstoß in das Gebiet des Eberswalder Urstromtales, an dessen Nordseite Chorin liegt; von dort verfolgt SOLGER den Rand weiter über Joachims-

thal, Templin, weiter nach N bis weit in die eigentlichen Rückzugsgebiete der Pommerschen Eisrandlage.

SOLGERS Eisrandlagen weichen somit erheblich von denen anderer Autoren ab, ja verlaufen z. T. sogar senkrecht zu ihnen. Die Verknüpfung der von SOLGER vorgefundenen Eisrandbildungen zu dem von ihm dargestellten Verlauf der Stillstandslagen kann wohl auf Grund der oben angeführten neueren und detaillierteren Arbeiten in Zweifel gezogen werden, jedoch ist für einige Bereiche der Hinweis auf eventuelle Eisrandbildungen, die in die Darstellung von Rückzugsstapfeln bisher nicht aufgenommen wurden, von Bedeutung.

Die maximale Eisausdehnung des Brandenburger Stadiums wird durch physikalische Altersbestimmungen von organischem Material, das aus Sedimenten des Kältemaximums der Weichsel-Eiszeit in den eisfreien Gebieten oder aus Schichten unmittelbar unter oder über extrem kaltzeitlichen und daher vegetationsfreien Abschnitten stammt, auf ca. 18 000 J. v. h. datiert (WOLDSTEDT/DUPHORN, 1974: 21 f.; CEPEK, 1965). Das bedeutet, daß in dem über 70 000 Jahre dauernden Weichsel-Frühglazial das skandinavische Inlandeis nicht bis in den Brandenburger Raum vorgestoßen ist.

Das Hochglazial begann um 20 000 J. v. h. und dauerte bis gegen 12 000 J. v. h. (WOLDSTEDT/DUPHORN, a.a.O.: 21). Zu diesem Zeitpunkt war das Eis wahrscheinlich schon von der Pommerschen Eisrandlage, bei der es 14 000 J. v. h. lag, zurückgeschmolzen. Alle Zwischenstapfeln zwischen der Brandenburger Randalage und der Pommerschen Randalage sind demnach in einem Zeitraum von 4000 Jahren gebildet worden.

5. Methoden zur Grundmoränenstratigraphie und in der Literatur auftretende Widersprüche zur Stratigraphie im Berliner Raum

In der DDR wird versucht, die Grundmoränen der verschiedenen Eiszeiten und auch deren einzelner Eisvorstöße durch lithofazielle Untersuchungen zu unterscheiden. Diese Methode wird vor allem in der Kiesfraktion 4 bis 10 mm angewandt und hat im Vergleich zur Geschiebeanalyse der Leitgeschiebe in der Fraktion >2 cm den Vorteil, daß für die Probenentnahme nicht Aufschlüsse zur Verfügung stehen müssen, sondern auch Bohrproben ausgewertet werden können. Nur so ist es eigentlich überhaupt möglich, ein genügend dichtes Probennetz für repräsentative Aussagen zu erhalten.

Es hat sich aber immer wieder gezeigt, daß die Grundmoräne eines Eisvorstoßes sich in ihrer petrographischen Zusammensetzung auf kurze Entfernungen hin stark verändern kann, da in unterschiedlichem Maße älteres Material aus dem Untergrund aufgenommen und resedimentiert wird oder es bei der Inlandeisbewegung zu Schlierenbildung im Eis mit einer seitlichen Durchmischung des Materials aus verschiedenen Ursprungsgebieten kommen kann.

So kann es nicht nur zu horizontalen Unterschieden im Aufbau eines Geschiebemergels kommen, sondern ist auch vertikal eine Differenzierung möglich (vgl. CEPEK, 1973). Desgleichen läßt sich nicht ausschließen, daß bei verschiedenen alten Geschiebemergeln auch ähnliche Spektren vorkommen können.

Gewiß ist es daher schwierig, Kiesanalysen über größere Entfernungen vergleichen zu wollen, wenn bereits auf kurzen Abschnitten signifikante Unterschiede auftreten können (vgl. hierzu die kritischen Arbeiten von v. BÜLOW et al., 1977, und RÜHBERG/KRIENKE, 1977).

Während südlich der Pommerschen Eisrandlage von CEPEK (in: GELLERT, 1965; CEPEK, 1968, 1972) nur eine weichselzeitliche Grundmoräne, WI, beschrieben wird, die dem Brandenburger Stadium angehört, unterscheidet er nördlich davon zwei (WI und WII), die sich „geschiebestatistisch nicht beziehungsweise nur lokal unterscheiden, wodurch ihr stadialer Rang gegenüber dem glazialen Rang der älteren Grundmoränen unterstrichen wird“ (CEPEK, 1968: 388). Das würde bedeuten, daß die

Hauptfließrichtung während des ganzen Weichsel-Glazials aus N bis NE gewesen sein muß.

ZIERMANN (1974: 15/17) bemerkt zu der Feststellung CEPEKs, daß es nur eine weichselzeitliche Grundmoräne in diesem Gebiet geben soll: „Im Bereich der ausgegliederten Eisrandlagen, die Vorstöße geringer Reichweite bei genereller Rückschmelztendenz des Gletschers darstellen, müßten auch mehrere Weichsel-Moränen anzutreffen sein, was bisher in keinem Fall nachweisbar war.“

Zu CEPEKs Angaben über die einzige Grundmoräne südlich der Pommerschen Eisrandlage stehen Aussagen aus dem Berliner Raum im Widerspruch. ASSMANN (1957: 32) gibt für das Untersuchungsgebiet folgendes weichselzeitliche Profil an:

Oberer Sand,
Oberer Geschiebemergel,
Unterer Sand,
Unterer Geschiebemergel,
Ältester Sand.

Auch auf den Geologischen Karten von Berlin (1:10 000) sind in den Querschnitten zwei getrennte weichselzeitliche Geschiebemergel, δm_1 und δm_2 , verzeichnet, die sich jedoch nicht durchgehend verfolgen lassen.

Vereinzelte gibt es auch Bohrungen, in denen über organogenen Sedimenten, die als eemzeitlich eingestuft worden sind, zwei durch Sande getrennte Geschiebemergelbänke vorkommen.

Jedoch werden nirgends Kriterien angegeben, wie und ob sich diese beiden Geschiebemergelhorizonte faziell unterscheiden und ob sie lediglich Oszillationen des weichselhochglazialen Eisvorstoßes zuzuordnen sind oder ob es sich um die Sedimente von zwei zeitlich deutlich auseinanderliegenden Eisvorstößen handelt.

Schwierigkeiten bereitet vor allem das lückenhafte Vorkommen von Grundmoränen: im Prinzip dokumentiert sich jeder Eisvorstoß durch eine eigene Grundmoräne, aber die vielfältige Art der Erosion, sei es durch glaziale, glazifluviale, fluviale Vorgänge oder denudative Verlagerungsprozesse, hat ein Mosaik von großen und kleinen Grundmoränenresten und anderen Sedimenten geschaffen, die sich nur mühsam zu einem zusammenhängenden Bild rekonstruieren lassen und damit Einblick in die Akkumulations- und Erosionsabfolgen zulassen.

Wegen der ohnehin geringen Mächtigkeit der weichselglazialen Ablagerungen ist es möglich, daß eine flächenhafte Beseitigung des unteren Geschiebemergels entweder durch fluviale Erosion oder durch Einarbeitung auf Grund nur geringer Bedeckung mit anderem Material bei einem zweiten Eisvorstoß in dessen Grundmoräne stattgefunden hat, bzw. daß der obere nur undeutlich als Geschiebesand ausgebildet ist.

Eine flächenhaft sichere Abgrenzung gegen saalezeitliche Sedimente ist durch Beschreibung bei Bohrprofilen wegen der Seltenheit von Eem-Vorkommen sehr erschwert.

5.1 Bei den Untersuchungen angewandte Methoden

Als beste Ausgangspunkte für detaillierte Untersuchungen boten sich in Berlin zunächst Sandgrubenaufschlüsse an. Um nach heutigen Forschungs Gesichtspunkten ein möglichst vollständiges Bild von einem Aufschluß zu erhalten, müssen meist mehrere Methoden benutzt werden, die eine interdisziplinäre Arbeit erfordern.

Bei dieser Arbeit wurden folgende Ansätze berücksichtigt:

1. Sedimentanalysen zur Korngrößen- und Kalkgehaltsbestimmung,
2. Kieszählungen in den Fraktionen 4 bis 6,3 mm und 6,3 bis 12,5 mm; dabei wurden beide Fraktionen unterschieden in: K = Kristallin, S = Sandstein und Quarzit, TU = Ton- und Schluffstein, F = Feuerstein, KK = Kreidekalk, PK = Paläoz. Kalksteine, D = Dolomit, Q = Quarz, deren Summe = 100 % ausmacht, alle anderen Bestandteile dieser Fraktionen wurden stückweise gesondert aufgeführt. Um vergleichbare Ergebnisse zu den Auswertungen aus der DDR zu erhalten (vgl. CEPEK, 1962, 1964, 1967, 1968, 1969, 1973; CEPEK et al., 1975; HANNEMANN/SCHLEGEL, 1965), wurden beide Fraktionen für das Auswertungsdreieck (Abb. 1) zusammengefaßt, wobei davon ausgegangen wird, daß die Einbeziehung der Fraktion 10 bis 12,5 mm im Gegensatz zu den Arbeiten aus der DDR, wo die Fraktion 4 bis 10 mm ausgewertet wird, keine wesentlichen Veränderungen mit sich bringt.

Während in das Auswertungsdreieck die Werte der Summe $F \cdot 10 + TU \cdot 10 + PK = 100 \%$ eingetragen werden, sind für die Tab. 1 die Quotienten K/TU , $PK+D/S$ und die Prozente für $F+TU+PK = 100 \%$ berechnet worden.
3. Geschiebezählungen in der Fraktion >2 cm nach der Methode von LÜTTIG (1958),
4. bodenkundliche und ingenieurgeologische Methoden, soweit sie für die Fragestellung von Interesse waren,
5. Altersbestimmungen nach der ^{14}C -Methode,
6. Pollenanalysen (vgl. BÖSE/BRANDE, 1979).

Abb.1: Auswertedreieck zur Darstellung der Summe
 $TU \cdot 10 + F \cdot 10 + PK = 100\%$ in der Kiesfraktion
 4 - 12,5 mm. E I und E II = Elsterglazial,
 S = Saaleglazial, W = Weichselglazial.

Sandgrube in Kladow

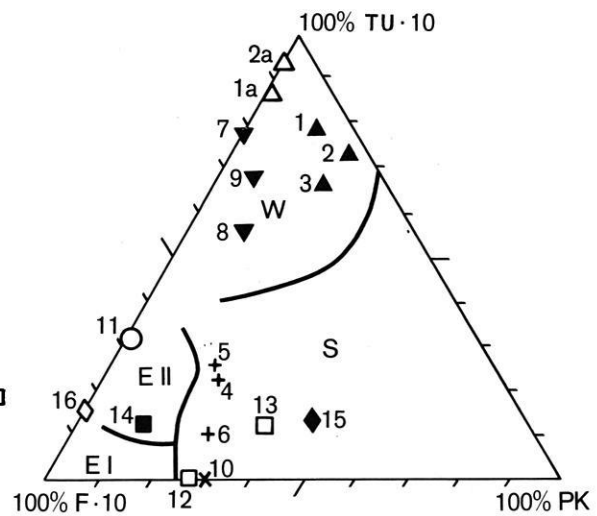
- 1 - 3 Oberer weichselglazialer Geschiebemergel ▲
- 1a, 2a Oberer weichselglazialer Geschiebelehm ▲
- 4 - 6 Fluviale Kiese über Eem - Torf +
- 7 - 9 Untere weichselglaziale Grundmoräne ▼
- 10 Saalezeitliche glazifluviale Sedimente x

Sandgrube an der Potsdamer Chaussee

- 11 Geschiebedecksand ○
- 12, 13 Glazifluviale Sedimente unter dem Grubenboden □
- 14 Geschiebemergel unter dem Grubenboden ■

Postfenn

- 15 Unterer Geschiebemergel ◆
- 16 Geschiebedecksand ◇



4 - 6,3 mm 6,3-12,5 mm Probe Nr.	K %	S %	TU %	F %	KK %	PK %	D %	Q %	Kiese Gesamt- zahl	K/TU PK+D/S F+TU+PK = 100 %			Valvata pisc. ant.	Bruchst. Valvata pisc. ant.	Sonstiges
										K/TU	PK+D/S	F+TU+PK			
1	34,6	14,6	17,8	2,2		28,2		2,5	595	1,9	1,8	3,8-35,4-60,8	89	8	7
	32,1	20,7	12,1		1,4	30,7		2,9	140						
1a	53,5	16,7	25,5	2,5				1,8	605	2,0		11,5-87,6- 0,9			6
	47,6	19,3	24,8	6,9		1,4		145							
2	36,1	14,0	11,6	0,6		34,3		3,3	335	3,2	2,5	1 -24 -75	2		3
	37,7	14,1	9,4			37,7		1,1	85						
2a	52,8	17,9	23,8	2,1				3,4	235	2,2		7,8-92,2- 0			7
	49,2	19,0	23,8	1,6				6,4	63						
3	30,4	15,6	11,3	1,9		38,1		2,7	257	2,5	2,2	4,6-23,5-71,9	7		7
	31,5	18,1	13,4	3,1		33,9		1,1	127						
4	52,1	11,4	2,7	3,4		20,9		9,5	378	23,9	1,5	17,9- 6,9-75,2			15
	43,9	16,7	1,3	7,0	3,2	22,8		5,1	372						
5	45,7	12,7	3,4	5,5		21,9		10,8	379	17	1,8	19,6- 8,8-71,6	1		1
	48,5	11,9		7,9	2,0	22,8		6,9	101						
6	54,7	16,7	0,3	4,8	1,3	16,4		5,8	311	66,6	1,3	18,5- 3,1-78,4			2
	52,4	14,1	1,3	4,8		24,4		2,9	311						
7	65,3	16,8	9,3	2,2				6,3	268	4,7		22,7-77,3- 0			4
	46,8	27,0	18,4	6,4				1,4	141						
8	64,4	6,9	8,0	4,6		12,6		3,4	87	8,3	1,3	17,8-28,6-53,6	2		3
	50,0	22,7	4,5	4,5		18,2		22							
9	49,5	16,5	13,2	4,4		12,1		4,3	91	3,8	0,6	17,1-45,7-37,2	3		4
	54,8	19,4	12,9	6,5		6,5		31							
10	51,7	12,0		4,7	1,0	25,5	0,3	4,7	400	2,5	19,6- 0 -80,4				13
	49,6	8,7		9,1	1,5	28,0	1,1	1,9	264						
11	82,1	13,6	0,4	0,8				3,0	235	81,2		64,3-28,6- 7,1			4
	75,4	17,1	1,7	4,0		0,6		1,2	175						
12	43,4	14,9		6,5	0,7	27,1		7,4	403	2,3	20,3- 0 -79,7				4
	42,6	9,1		9,5	1,8	34,4		2,7	221						
13	40,2	24,2	1,6	3,6		26,8	1,0	2,6	306	41,8	1,3	12,1- 2,7-85,2			10
	39,6	20,7		5,0		32,9		1,8	222						
14	47,5	13,1	1,6	12,3		20,5		4,9	122	24,6	1,2	36,3- 5,5-58,2			3
	41,0	25,6	2,6	12,8		17,9		39							
15	47,1	8,6	1,4	3,3	0,5	36,0	0,3	2,8	361	45	4,2	8 - 2,4-89,6			10
	39,9	10,1		3,6		42,8	1,4	2,2	138						
16	65,4	9,4	0,6	6,4				18,2	341	40,5		84,8-15,2- 0			10
	59,4	14,8	5,0	16,7				4,1	103						

Tabelle 1: Ergebnisse der Kiesanalysen

6. Das Arbeitsgebiet

Es wurden drei Sandgruben untersucht: die erste lag im nördlichen Grunewald an der Ostabdachung der Grunewaldhöhen zum Postfenn, die zweite, die am intensivsten bearbeitet wurde, auf der Nauener Grundmoränenplatte westlich der Havel im Stadtteil Kladow, und die dritte befand sich nordwestlich davon ebenfalls auf der Nauener Platte (vgl. Karte 1).

6.1 Der Grunewald

Das Gebiet des Grunewaldes als westliche Begrenzung des Teltow stellt mit seinem relativ starken Relief eine morphologische Besonderheit in Berlin dar.

Am auffallendsten sind die Grunewaldhöhen, die sich in NNE-SSW-Richtung am östlichen Havelufer erstrecken. Sie erreichen ihre höchsten Punkte am Dachsberg (61,3 m), Karlsberg (78,5 m), Havelberg (96,9 m) und finden ihre Fortsetzung südlich des Wannsee am Schäferberg (103 m). Im Osten werden die Grunewaldhöhen durch die Grunewaldrinne, in der das Postfenn, der Teufelssee, der Pechsee und die Saubucht liegen, begrenzt. Diese Rinne biegt südöstlich des Havelberges nach WSW ab, um dort in die Havel zu münden. Nördlich des Karlsberges wird die Grunewaldhöhe ebenfalls durch eine schmale Rinne mit ungleichmäßigem Talgrund, dem Dachgrund, unterbrochen. Östlich schließt sich an die Grunewaldrinne die nach E leicht geneigte Abdachung des Grunewaldrückens an, den die von NNE nach SSW gerichtete Grunewaldseenrinne durchzieht. Beide Rinnen haben ein ungleichsinniges Gefälle.

Die Deutung dieser Morphologie ist vielfältig:

BERENDT sah 1899 den Grunewald als älteren Sand und damit als eine Ablagerung von der vorletzten Vereisung an, da er nach seiner Auffassung weiter östlich unter die Geschiebelehmdecke des Teltow abtaucht.

Diese Auffassung vertrat auch SOLGER (1958) noch, wobei er gleichzeitig den Ursprung der Grunewaldhöhen und ihrer südlichen Fortsetzung, der Saarmunder Moräne und dem Wietkiekenberg, und die Entstehung der Rinnenseen und Seenrinnen in einer tektonischen Phase sucht. Lediglich eine dünne Eisdecke, von der der Geschiebedecksand als direkte Ablagerung aus dem Eis zeugt, soll in der letzten Vereisung hier auf Grund der höheren Lage eine ehemals vorhandene Lehmdecke abgeschürft haben.

Diese Theorie von der ausschließlich älteren Genese der Grunewaldsande erscheint jedoch schon von der heutigen Oberflächengestalt her unwahrscheinlich, denn die Sandfläche ist von zahlreichen kleinen Hohlformen durchsetzt, die, wenn man sie als Toteishohlformen deutet, sicher nicht ohne Konservierung durch Eis das Periglazial während der gesamten letzten Eiszeit überdauern hätten.

Hingegen vertrat WAHNSCHAFFE (1907) bereits die Ansicht, daß sonst in Berlin unter Grundmoräne lagernde Sandmassen hier teilweise an die Oberfläche treten. Er deutete die deutlich kreuzgeschichteten Sande im Gru-

newald als Verschüttensande der letzten Vereisung, die nicht gleichmäßig mit Grundmoräne bedeckt wurden; der vorhandene Geschiebedecksand wird als ein Vertreter davon interpretiert (a.a.O.: 7).

KEILHACK (1910) beschrieb in den Erläuterungen zur Geologischen Karte den Grunewald als zur letzten Vereisung gehörigen, jüngeren Sand.

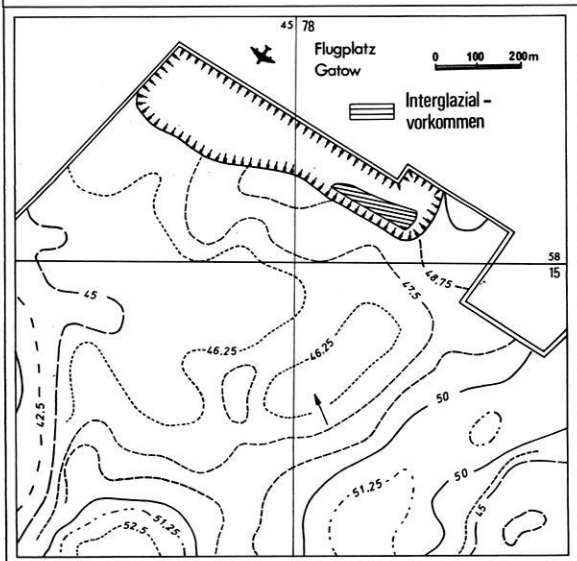
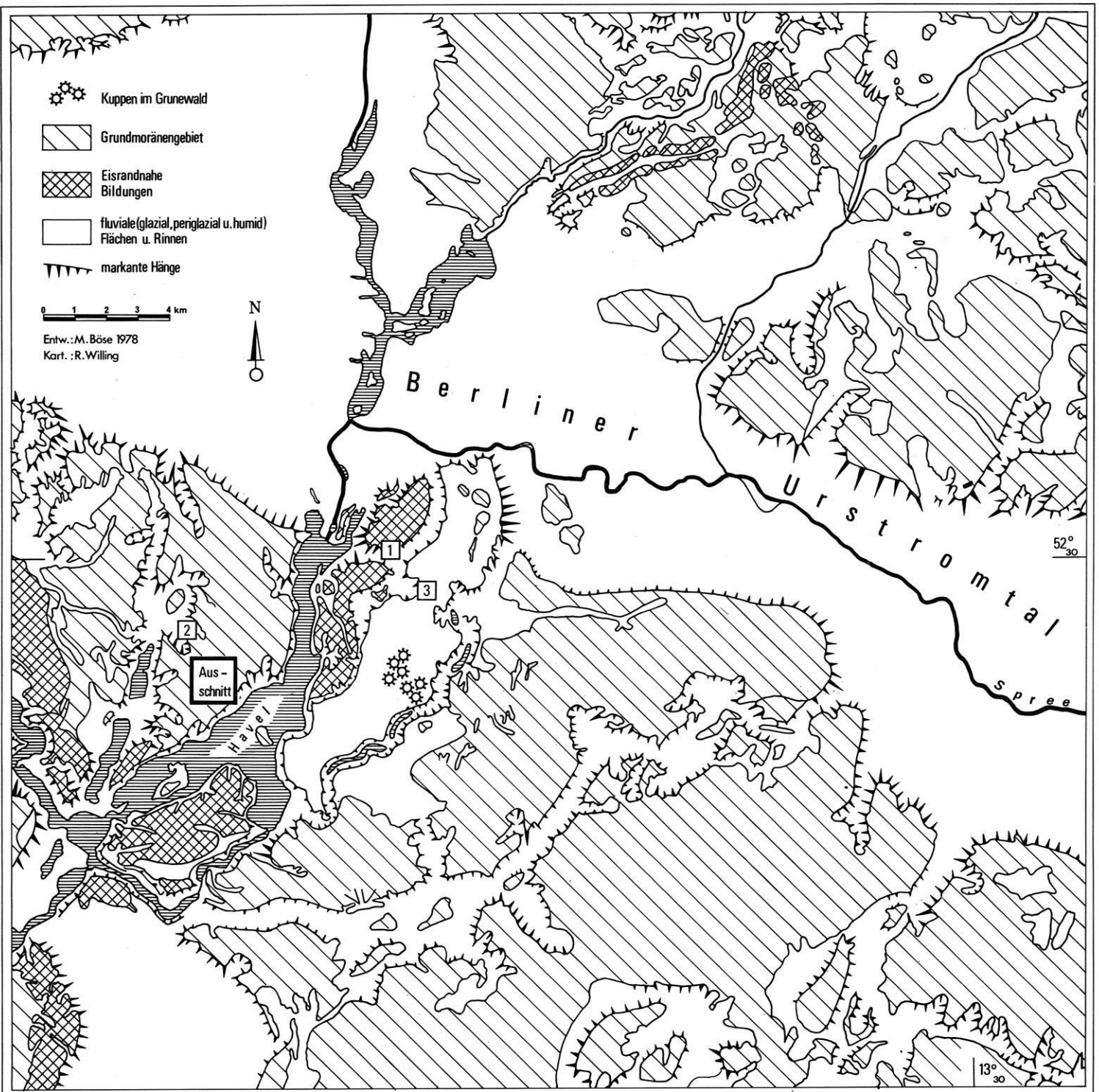
ASSMANN (1957) führte diesen Gedanken fort und sah in den Grunewaldhöhen, die aus geschichteten Sanden und Kiesen aufgebaut sind, eine Kamesbildung, d. h., sie sollen von Schmelzwässern zwischen Toteispartien abgelagert worden sein. Da ASSMANN von einer zweimaligen wechsellagernden Eisbedeckung in Berlin ausging, stellte er die Bildung der Kames in die Abschmelzperiode nach dem ersten Eisvorstoß; sie wurden durch das Abschmelzen des Toteises nach dem zweiten Vorstoß lediglich nochmals überformt.

WOLDSTEDT (1961: 130 f.) deutete die Grunewaldhöhen ebenfalls als Kames und zwar im Zusammenhang mit den „radialen Rinnen“ als eine zweiphasige Entwicklung: a) Erosion in den Untergrund (Rinnenbildung), b) Aufschüttung (Kamesbildung), wozu im Gegensatz zu ASSMANNs Theorie nur ein einmaliger Inlandeisvorstoß vorausgesetzt wird. Gleichzeitig knüpft er daran die Deutung einer Eisbewegungsrichtung entsprechend dem Verlauf der Höhen, also von NNE.

Als Stauchendmoränen eines Eisvorstoßes aus N und W mit der Havel als Zungenbecken und dem Grunewaldrücken als „glazifluviatile Einebnungsfläche“, also als glaziale Serie, wird dieses Gebiet von HAGEDORN/HÖVERMANN (1962) interpretiert. Es würde einer eigenen Rückzugsstaffel mit dem Nuthetal als Abflußbahn entsprechen. Die Bildung von Stauchendmoränen würde, im Gegensatz zu der von Kames, die Mitwirkung von aktivem Eis voraussetzen. Die Fortsetzung der Eisrandlage liegt in den Höhen östlich und südwestlich des Wannsees (Schäferberg 103 m). Die in NW-Richtung über die Nauener Grundmoränenplatte verlaufenden Höhen (Zedlitz Berg 66 m, Krampnitz Berg 88,4 m, Langer Berg, Hitz-Berge und Schwarzer Berg) wären wohl nach HAGEDORN/HÖVERMANN einem späteren, aus NE kommenden Eisvorstoß zuzurechnen.

Auf der Geomorphologischen Übersichtskarte (FRANZ et al., 1970), Blatt Berlin-Potsdam, sind die Grunewaldhöhen zwischen Havelberg und Schäferberg zwar als „Stauch-Endmoränen“ eingetragen, sie sind aber mit keiner Eisrandlage in Verbindung gebracht, obwohl sie als Form sehr deutlich ausgeprägt sind; bei KLIEWE/JANKE (1972) hingegen wird der Schäferberg in Verbindung mit den Höhen auf der Nauener Platte als eine Zwischenstaffel kartiert.

Auf der Geomorphologischen Übersichtskarte ist der Grunewaldrücken wie die Teltow-Platte als „Grundmoräne“ eingetragen, die Höhen westlich davon sind mit der Signatur für „Stauch-Endmoränen“ versehen, aber nördlich des Havelberges werden sie mit einer aus E von Dahlem quer durch den Grunewald verlaufenden Eis-



Karte 1:

Geomorphologie, vereinfachter Ausschnitt aus der Karte von HAGEDORN/HÜVERMANN (1962).

- 1: Lage der Sandgrube am Postfenn
 - 2: Lage der Sandgrube an der Potsdamer Chaussee
 - 3: Lage der von MOLLE/SCHULZ (1975) beschriebenen Sandgrube im Grunewald
- Ausschnitt: Lage der Sandgrube in Kladow

randlage, der Eisrandlage 5, verknüpft, die dann an der Ostseite der Höhen nach N abknickt.

Eisrandformen sind auf dem flachen Sandgebiet des östlichen Grunewaldes jedoch, wenn überhaupt als solche ansprechbar, nur sehr schwach als vereinzelt Kuppen von 60 m NN ausgebildet, in deren Nähe vermehrt Erratika zu finden sind. Ihre Verlängerung weiter östlich auf dem Teltow dokumentiert sich im heute bebauten Stadtgebiet durch Toteishohlformen und einige Kuppen wie dem Fichteberg in Steglitz. Im Untergrund wurden längs dieser linienhaften Störung auf der Fläche beim Bau des Teltow-Kanals glazitektonische Verstellungen beobachtet (SOLGER, 1905).

Diese Eisrandlage wird nicht von allen Autoren als solche gedeutet. Auf der Karte „Geomorphologie“ von HAGEDORN/HÖVERMANN (1962) sind auf dem Grunewald

rücken lediglich Oserkuppen eingezeichnet, in östlicher Fortsetzung sind der Fichteberg und andere Erhebungen als Grundmoränenkuppen verzeichnet.

Die Karte „Geologie“ im Atlas von Berlin (1962) hebt die 60-m-Kuppen im östlichen Grunewald als Oser, Formen westlich und östlich des Grunewaldsees als „Endmoränenbildungen, gewöhnlich Sand und Kies“, den Fichteberg als „Geschiebesand des Jungpleistozäns“ und weiter östlich gelegene Formen wieder z. T. als „Endmoränenbildungen“ hervor.

Auf der Karte „Geomorphologie“ von ERGENZINGER et al. (1969) ist der Grunewaldrücken als Sander eingezeichnet, die Grunewaldhöhen als „eisrandnahe Bildungen (wie Endmoränen, Drumlins, Oser und Stauchmoränen)“, ebenso die 60-m-Kuppen östlich des Postfenns und

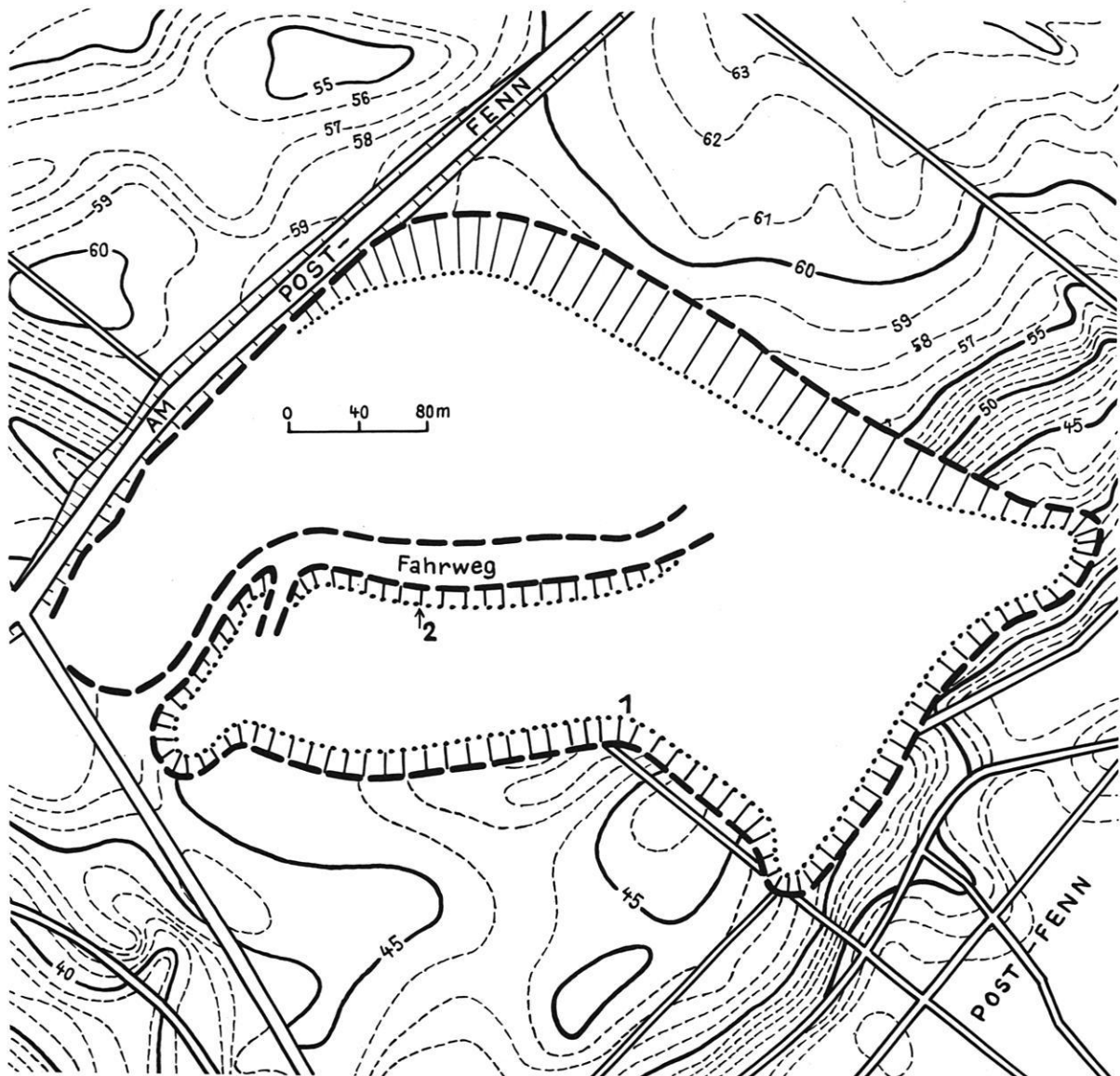


Abb. 2: Sandgrube am Postfenn in den Ausmaßen vom Herbst 1974.

1 = Grundmoränenaufschluß (vgl. Bild 1)

2 = Aufschluß mit Holzkohle-Sand-Wechsellagerung (vgl. Bild 2)

im südöstlichen Grunewald. Durchgehende Staffeln sind auf der Karte nicht gezogen.

1975 wurde von MOLLE/SCHULZ der Versuch unternommen, das Alter des Grunewaldrückens mit Hilfe von ^{14}C -Altersbestimmungen zu erfassen. In der Sandgrube ca. 1 km westlich des S-Bahnhofs Grunewald wurde aus geschichteten Sanden eine Holzkohleprobe 19,5 m unter der Oberfläche (32 m NN) entnommen, die ein radiometrisches Alter von $35\,185 \pm 1470$ J. v. h. ergab. Daraus folgerten die Autoren, daß die Akkumulation nicht älter als 35 000 Jahre ist und somit eindeutig dem Weichselglazial angehört.

Dieses Ergebnis wird aus methodischen Gründen im Zusammenhang mit eigenen ^{14}C -Altersbestimmungen aus anderen Berliner Sandgruben im Kap. 7.4 dieser Arbeit ausführlicher zu diskutieren sein.

6.1.1 Die Aufschlüsse in der Sandgrube am Postfenn

Die Sandgrube am Postfenn befindet sich im nördlichen Teil des Grunewaldes an der Ost-Abdachung der Grunewaldhöhen und dehnt sich bis zum Postfenn hinaus. Ihre ungefähren Ausmaße im Herbst 1974 sind der Abb. 2 zu entnehmen. Danach wurde die Grube nicht mehr erweitert, sondern teilweise wieder zugeschüttet.

Die Basis der Grube lag bei 35 m NN, an der tiefsten Stelle im Ostzipfel nahe dem Postfenn bei ca. 32 m und im Südwestzipfel bei 36 m NN. Der Grundwasserspiegel ist in diesem Gebiet bei ca. 31 m anzutreffen (vgl. KOEHNE, 1925) und ist zum Postfenn und Teufelssee hin abfallend.

Die Basis der Sandgrube war an vielen Stellen durch das Vorkommen einer Geschiebemergelschicht in ca. 35 m NN bestimmt; der Geschiebemergel war nach Auskunft der Baggerfahrer nicht überall gleichmäßig vorhanden, aber in entsprechendem Niveau wurden beim Abbau zahlreiche Erratika freigelegt. An der Basis der südwestlichen Aufschlußwand strich z. T. sichtbar grauer Geschiebemergel aus. Dieser läßt sich in einer Bohrung der PREUSSAG für die Deutsche BP Aktiengesellschaft, die zu Beginn dieses Jahrzehnts nördlich der Grube jenseits der Straße „Am Postfenn“ durchgeführt wurde, verfolgen; es wurde unter 20 m Mittel- und Grobsanden in 25 m Tiefe ein mittel- bis dunkelgrauer Geschiebemergel erbohrt, ein weiterer dunkelbrauner trat bei 50 m Tiefe auf; darunter waren miozäne Sedimente im Schichtenverzeichnis aufgeführt¹.

Die Geschiebemergelaufschlüsse am Grubenboden zeigten, daß z. T. Sandlinsen und Holzkohle offensichtlich in gefrorenem Zustand in den Mergel eingepreßt waren (Bild 1). Eine radiometrische Altersbestimmung von Holzkohle aus der Grundmoräne ergab $32\,650 \pm 1080$ J. v. h. (Hv 6622).

Die Korngrößenverteilung einer Geschiebemergelprobe aus Aufschluß 1 (vgl. Abb. 2) ist der Abb. 5 zu entnehmen; der Kalkgehalt betrug 10,9 %.

¹ Schriftliche Mitteilung der Deutschen BP Aktiengesellschaft, Hamburg, vom 9. 10. 1974.

1978 konnte ein kleiner Teil der Aufschlußstelle nochmals von 2,5 m Schutt freigelegt werden, um eine Probe für eine Kiesanalyse zu entnehmen (Probe 15, Tab. 1 und Abb. 1). Die Probe liegt im Auswertungsdreieck im Saale-Abschnitt. Auffallend war bei der Auszählung, daß die Kalke einen „frischen“ Eindruck machten, z. T. sogar noch Kritzungen aufwiesen.

In der Mitte der Grube wurde unterhalb des Fahrweges am Grubenboden eine ca. 0,8 m mächtige und ca. 5 m breite, stark verformte und stellenweise kleine Verwerfungen aufweisende Holzkohle-Sand-Wechselagerung freigelegt (Bild 2). Das Holzkohlematerial war relativ grob und enthielt faustgroße Wurzelstücke, vereinzelt kamen aber auch unverkohletes Holz und Bernstein zum Vorschein. In der westlichen Aufschlußhälfte waren die Schichten nach unten verbogen und oben gekappt; es lag also eine Erosionsdiskordanz darüber. Der Bernstein deutete eigentlich schon darauf hin, daß die Schicht unter anderem ungelagertes Tertiärmaterial enthielt, dennoch wurde an einer Probe eines Wurzelstückes eine radiometrische Altersbestimmung durchgeführt, die einen Wert von $40\,850 \pm 1350$ J. v. h. (Hv 7126) ergab.

Entweder wurden diese Schichten als Vorschüttands des Eisvorstoßes, zu dem der Geschiebemergel am Grubenboden gehört, sedimentiert und anschließend gestaucht, oder sie wurden über der Grundmoräne und in sie eingelagertes Toteis geschüttet und durch das Austauen des Eises durch Sackung verstellt.

Im Hangenden der bisher beschriebenen Sedimente lagen an der nördlichen, von SE nach NW verlaufenden Aufschlußwand 25 m geschichtete Sande, die in den obersten 8 m auch Grobsand, Kiese, Steine und Tongerölle führten und in einen Geschiebedecksand übergingen.

Aus diesem wurde die Probe 16 für die Kiesanalyse entnommen (Tab. 1, Abb. 1), sowie eine Probe für die Geschiebeanalyse. Probe 16 liegt, da Kalke völlig fehlen und der Anteil an Ton- und Schluffsteinen gering ist, im Elster-Abschnitt des Auswertungsdreiecks.

Die Geschiebezählung ergab ein Theoretisches Geschiebezentrum (TGZ)² von 15,91/57,57, was einem süd-schwedischen Spektrum entspricht, in dem jedoch auch ein baltischer Anteil vorhanden ist; der F/K-Koeffizient betrug 0,31.

Von den insgesamt 369 Geschieben der Probe wiesen 47 (12,7 %) Windschliff auf.

Nach E ging diese hohe Aufschlußwand in den Abhang zum Postfenn über. Während der 25 m hohe Teil des Aufschlusses keine Störungen zeigte, waren die Sande im Bereich der Abdachung verstellt; wahrscheinlich handelt es sich dabei nicht um Eisdruckfaltungen, sondern um Kryokarsterscheinungen (Bild 4).

An der südlichen Grubenseite betrug die maximale Aufschlußhöhe, bedingt durch die Reliefenergie im Gruben-

² „Unter theoretischem Geschiebezentrum (ausgedrückt in λ = geographische Länge, φ = geographische Breite) verstehen wir den Punkt, der sich er rechnen läßt, wenn man unter Berücksichtigung der Häufigkeit der einzelnen Leitgeschiebe die geographische Länge und Breite ihrer Heimatorte summiert und daraus den Durchschnitt bildet.“ (LÜTTIG, 1958: 365)

bereich, nur um 12 m. Diese Sande ließen im SE-Teil der Grube in den Sommern 1972 und 1973 eine Stauchung erkennen (Bild 3), die im Herbst 1974 bereits abgetragen war.

In der gesamten Grube wurde in den geschichteten Sanden, überwiegend in Rippelschichtungshorizonten, feines Holzkohlematerial angetroffen. Hierbei stellte sich die Frage, ob es sich um wesentlich ältere, umgelagerte Pflanzenreste oder um Reste einer synsedimentären niederen Vegetation, ähnlich der auf den heutigen Gletschervorfeldern, handelte, die sich am Rande des Inlandeises im Sommer bilden konnte und deren Reste dann nur über kurze Strecken verschwemmt wurden.

Es wurde zunächst versucht, dieses Problem mit Hilfe von physikalischen Altersbestimmungen zu lösen. An der 25 m hohen, SE-NW verlaufenden Aufschlußwand wurden drei Proben entnommen:

2,9 m über dem Grubenboden $28\,950^{+870}_{-740}$ J. v. h. (Hv 6624)

9,5 m über dem Grubenboden $18\,300^{+1200}_{-1000}$ J. v. h. (Hv 6626)

12,8 m über dem Grubenboden $23\,400^{+1300}_{-1060}$ J. v. h. (Hv 6625)

Die mittlere Probe zeigt eine altersmäßige Inversion, jedoch liegen alle Proben in einem zu erwartenden Altersbereich (vgl. Kap. 4).

Anschließend wurde mit Pollenanalysen aus den Sanden versucht zu ermitteln, von welcher Vegetation die Pflanzenreste stammen könnten, jedoch zeigte das Pollenspektrum eine nicht aussagekräftige Durchmischung, so daß wohl davon ausgegangen werden muß, daß mit den Sanden auch tertiäre und quartäre Pollen umgelagert worden sind³.

An der SW-Ausbuchtung der Kiesgrube wurde ca. 4 m über der Grundmoräne in den geschichteten Sanden ein 0,3 m mächtiger Holzkohlehorizont gefunden. Eine radio-metrische Altersbestimmung ergab $22\,600 \pm 520$ J. v. h. (Hv 6623). Darüber folgten hier ca. 2,5 m Sande und dann eine 3,5 bis 4 m mächtige ungeschichtete Ablagerung aus Grobsand und Geröllen. Offensichtlich handelt es sich um die Verfüllung einer Mulde oder eines Tälchens; das Material ist aber keine periglaziale Auffüllung eines Gelände-einschnittes, sondern eine eisrandnahe Ablagerung, denn in ca. 75 m Entfernung lag 0,5 m unter der Geländeoberfläche ein erratischer Block in den Sanden, der nur unweit eines Eisrandes abgelagert worden sein kann.

6.2 Die östliche Nauener Grundmoränenplatte

Weiterführende Untersuchungen wurden hauptsächlich in einer Sandgrube in Berlin-Kladow unmittelbar südlich des Flughafens Gatow durchgeführt, vergleichend wurde in einer Grube an der Potsdamer Chaussee ca. 2 km nordwestlich von der in Kladow der Abbau beobachtet (Karte 1).

Beide Gruben liegen auf der östlichen Nauener Grundmoränenplatte südlich des Berliner Urstromtales und

westlich der Havel in einem Gebiet mit schwach welligem Relief bei einer durchschnittlichen Höhe zwischen 40 und 50 m NN.

Eine große Tiefenlinie durchzieht das Gebiet: die Rinne mit dem Sakrower See und dem Glienicke See, die sich nach N weiter durch vermoorte Depressionen bis zum südlichen Rand des Berliner Urstromtales verfolgen läßt. Die östliche Begrenzung der Grundmoränenplatte ist die Havelrinne. Kleine trockene Seitentälchen münden von der Hochfläche auf die Rinnen aus.

Im östlichen Teil der Grundmoränenlandschaft zur Havel hin treten südlich die Fuchsberge (60,3 m) in Kladow, weiter nördlich die Helleberge (74,6 m) und die Gatower Heide, sowie in Gatow selbst der Windmühlenberg (52,3 m) als Reliefelemente hervor. Diese werden im Anschluß an ältere Literatur und an die Schichtenverzeichnisse beim Senator für Bau- und Wohnungswesen von BLUME et al. (1974: 22) als eisrandnahe Bildungen interpretiert; nördlich befinden sich jeweils muldenartige Tiefen-zonen, die als zungenbeckenartige Übertiefungen angesehen werden.

Demzufolge handelt es sich um ein Gebiet mit „schwächeren Marginalzonen im Range von Gletscherhalten und Zwischenstaffeln“, die mitunter einer „welligen Grundmoränenlandschaft“ ähneln (KLIEWE/JANKE, 1972: 33). Diese aufgesetzten Höhen bestehen aus den δ_2 Sanden, die in die Nachschüttphase des letzten weichselglazialen Eisvorstoßes gehören sollen, darunter folgen in vollständigen Profilen (Bohrkartei beim Senator für Bau- und Wohnungswesen) ein δ_{m2} Geschiebemergel, δ_1 Sande und ein δ_{m1} Geschiebemergel; diese ganze Serie wird als weichselzeitlich eingestuft.

An den Rändern zu den Rinnenbereichen hin fehlt nach diesen Angaben (vgl. auch Karte in: BLUME et al., 1974) häufig δ_{m2} und δ_2 , so daß die untere weichselglaziale Abfolge oberflächennah ansteht.

6.2.1 Die Sandgrube in Kladow

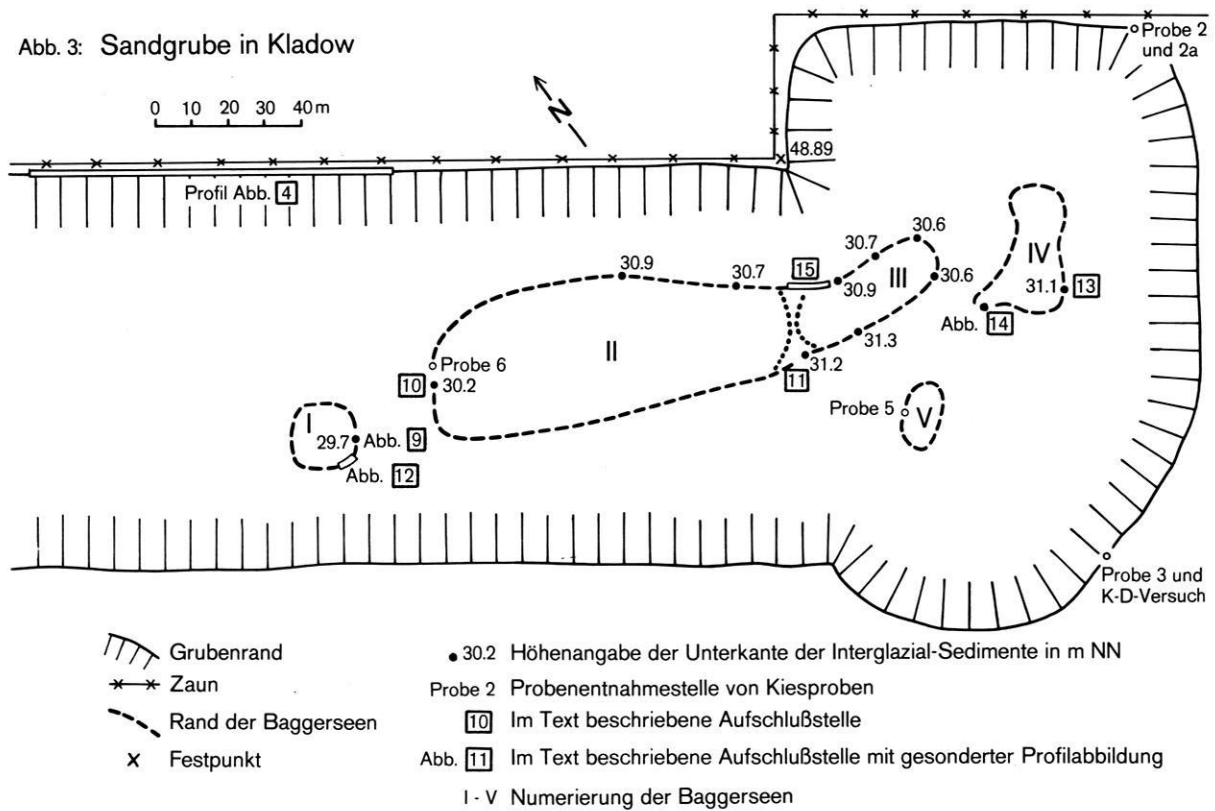
Die heutige Geländeoberfläche im Gebiet der Sandgrube in Berlin-Kladow weist eine geringe Reliefenergie auf und liegt um 49 m NN (vgl. Ausschnitt Karte 1). Die Aufschlußtiefe bis zum Grubenboden beträgt durchschnittlich 17 m, der Grundwasserspiegel liegt etwa 3 m darunter bei ca. 29 m.

Die oberen 2 bis 3 m des Aufschlusses werden von einer braunen weichselglazialen Grundmoräne gebildet. Unter der Moräne liegt eine 15 m mächtige Abfolge aus glazifluvialen, geschichteten Sanden. Im Liegenden sind Reste einer unteren weichselglazialen Grundmoräne, interstadiale und interglaziale Mudden und Torfe sowie spätsaalezeitliche periglaziale Erscheinungen anzutreffen.

Von einem Festpunkt am Rande der Grube wurde an einigen Punkten die Untergrenze der interglazialen Ablagerungen eingemessen, um ein genaueres Bild von der eemzeitlichen Hohlform zu erhalten; diese Werte und die Lage der im Folgenden beschriebenen Einzelprofile sind in Abb. 3 eingetragen.

³ Mein Dank für die Pollenanalysen gilt Herrn E. SCHULZ.

Abb. 3: Sandgrube in Kladow



6.2.1.1 Die obere weichselglaziale Grundmoräne

Die Deckschicht des Aufschlusses bildet eine braune Moräne (trocken: light yellowish brown 10YR 6/4, Munsell Soil Color Charts 1971) von 2 bis 3 m Mächtigkeit. An der nördlichen Aufschlußwand wurde auf einem 100 m langen Abschnitt, der durch den Abbau am wenigsten gestört war, ein Profil mit der Entkalkungsgrenze aufgenommen (Abb. 4). Die oberen 0,2 m bestanden aus einer sandigen Steinsohle, in der gehäuft Windkanter auftraten. Die Verwitterung hat zur Entkalkung der oberen Teile der Grundmoräne und zur Bildung einer Parabraunerde geführt.

Kalkverlagerungsprozesse zeichnen sich im Geschiebemergel an den Klufflächen ab, die als Sickerwasserbahnen dienen und durch Kalkausscheidungen nachgezeichnet werden. Auch an der Basis des Geschiebemergels bilden sich um Sickerwasserbahnen Kalkkonkretionen, die dann durch Wind an der Aufschlußwand freigelegt wurden (Bild 5).

Die Korngrößenverteilung für den Geschiebelehm (1 m unter Gelände) und den Geschiebemergel (1,5 m unter Gelände) sind der Abb. 5 zu entnehmen, wobei der Lehm verwitterungsbedingt einen höheren Prozentsatz an Ton und Schluff enthält als der Mergel. Die Fazies entspricht der eines stark sandigen Lehms; vergleicht man die Korngrößenverteilung mit der Auswertung von Geschiebemergelproben aus Nord- und Süd-Berlin im Korndreieck bei KADO et al. (1966), so liegen die Proben zur Sandkornspitze hin verschoben, eine Tendenz, die auch von KADO et al. für Proben aus dem Süd-Berliner Bereich

(Schönefeld) beobachtet wird, während die Nord-Berliner Proben dort eine ziemlich einheitliche Punktwolke mit etwas höherem Schluff- und Tonanteil bilden.

Die Kalkgehalte wurden im Lehm mit 1,3 % bestimmt, wobei das Problem besteht, ob es sich dabei um den wahren Restkalkgehalt handelt oder ob, meßmethodisch bedingt, bei entkalktem Material ein zu hoher Wert angegeben wird⁴. Der Geschiebemergel zeigte einen Kalkgehalt von 5,9 %.

In einigen Abschnitten (vgl. Abb. 4) lag offenbar eine andere Moränenstruktur vor. Ziemlich unvermittelt, seitlich stellenweise von Scherflächen ausgehend, setzte eine Bänderung ein (Bild 6), ein Wechsel von 0,1 bis 0,15 m mächtigen braunen verfestigten Horizonten (trocken: brownish yellow 10YP 6/8) mit helleren lockeren Horizonten (trocken: pale yellow 2.5Y 7/4). Die hellen Horizonte ergaben einen Kalkgehalt von 0,5 %, die dunklen von 1,2 %, d. h., sie sind als entkalkt anzusehen.

In den dunklen Horizonten ist der Ton- und Schluffgehalt höher als in den hellen, die Korngrößenverteilungskurven (Abb. 5 a) ähneln aber sehr stark denen des Geschiebelehms. Vergleicht man alle Korngrößenkurven aus Kladow miteinander, so kann man annehmen, daß die primären Materialunterschiede nur gering waren, folglich muß eine Lagerungsstörung in diesen Abschnitten zu einer schnelleren Entkalkung und zu der Bildung dieser Bänderung – es handelt sich um B₁-Horizonte einer

⁴ Dieses Problem wurde auch anlässlich der Tagung der Regionalgruppe der INQUA-Kommission „On Genesis and Lithology of Quaternary Deposits“ am 18. 5. 1978 in Hamburg diskutiert.

Parabraunerde⁵ – geführt haben. Ob in den B₁-Bändern bereits primär ein etwas höherer Tonanteil enthalten war, wurde nicht untersucht. Wie der Dünnschliff zeigt (Bild 7), ist aber auch Toneinschwemmung an den orientierten Toncutanen zu erkennen.

Eine eindeutige Erklärung für diese Störung, die steile Ränder und ein horizontal-schichtiges Gefüge hat, ließ sich nicht finden. Anzeichen dafür, daß diese Störungen anthropogen sein könnten, gab es in Form von Fundstücken wie etwa Artefakte weder in den Störungsbereichen noch an der Geländeoberfläche. An der südlichen Aufschlußwand wurde an einer Stelle eine entsprechende Bänderung beobachtet; da die Aufschlußwand dort rechtwinklig angeschnitten war, wurde sichtbar, daß sich die Bänderung auch nach S nur um einige Meter fortsetzte: es handelt sich offensichtlich nicht um ein großes zusammenhängendes Störungssystem (z. B. durch subglaziale Schmelzwassersysteme); Erosionsspuren oder Störungen an der Geschiebelehmunterkante waren in keinem Fall sichtbar.

In abgeschwächter und nicht so deutlicher Ausbildung traten diese Bänder auch auf, wo die Entkalkungsgrenze spitzwinklig in den Geschiebemergel vordrang, was man als undeutliche Reste von Eiskeilpseudomorphosen interpretieren könnte. B₁-Bänderung in deutlichen Eiskeilverfüllungen mit Flugsand sind aus dem Berliner Raum von HOFFMANN (1976) und GOETZ (1970) beschrieben worden, was jedoch hier nicht zutrifft, da es sich nicht um Flugsandverfüllungen handelt.

Eine Geschiebeanalyse der Grundmoräne in Kladow ergab ein TGZ von 16,53/58,28. Es handelt sich um eine ostbaltisch stark beeinflusste Moräne mit relativ wenig Flint; Dolomite fehlen ganz. Der F/K-Koeffizient beträgt 0,17, der PK-Anteil 7 %.

Ferner wurden Kiesanalysen in den Fraktionen 4 bis 6,3 mm und 6,3 bis 12,5 mm durchgeführt, und zwar bei den Proben 1 und 2 aus Geschiebelehm und -mergel, bei Probe 3 nur aus dem Geschiebemergel (vgl. Abb. 3, Abb. 4, Abb. 1 und Tab. 1). Die Proben aus dem Geschiebemergel und dem Geschiebelehm liegen alle im Auswertungs-

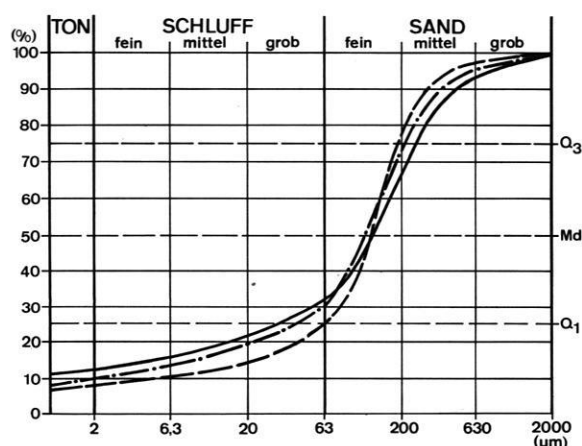


Abb. 5: Kornsummenkurven des Geschiebemergels aus der Sandgrube am Postfenn (—), des Geschiebemergels (---) und des Geschiebelehms (— · —) bei Punkt 1 und 1a in der Sandgrube in Kladow (vgl. Abb. 4).

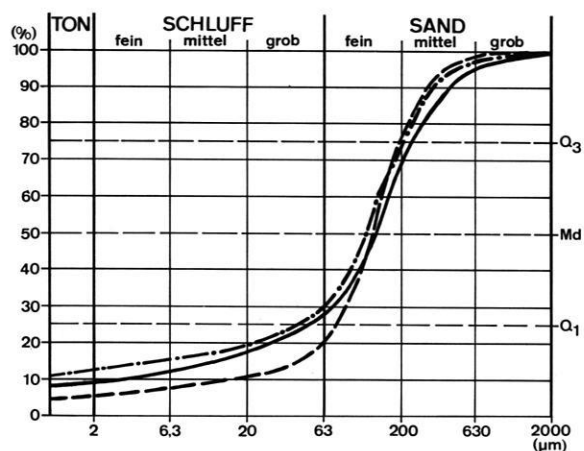


Abb. 5a: Kornsummenkurven aus einem hellen Horizont der Bänderung in der Grundmoräne (---), aus einem B₁-Horizont (- · - ·) (vgl. Abb. 4 und Bild 6) und aus dem Geschiebemergel bei Punkt 3 (vgl. Abb. 3) (—) in Kladow.

dreieck im Weichsel-Abschnitt, d. h., die Proben enthalten ein Kiesspektrum mit einem hohen Gehalt an Tonsteinen, das der weichselzeitlichen Grundmoräne in ihrer Normalausbildung in diesem Gebiet entsprechen soll.

Ein ungewöhnliches Phänomen in dieser Grundmoräne bildet das Vorkommen von Molluskenschalen in dem Geschiebemergel (Bild 8). Sie lassen sich an der nördlichen Aufschlußwand über mehrere 100 m verfolgen und auch in 120 m Entfernung auf der gegenüberliegenden Grubenseite treten sie noch auf. Es handelt sich dabei – die Bestimmung erfolgte ohne Gehäusedeckel – um die boreo-alpine Süßwasserschnecke *Valvata piscinalis antiqua* (SOWERBY, 1838) (Bild 9), die während des Pleistozäns in weiten Teilen Europas verbreitet war (ILLIES, 1967: 92 f.); ihre holozäne Verbreitung liegt in Mitteleuropa bis zum früheren Schlesien und Ost-Preußen, in Dänemark, Schweden, Lettland und der Schweiz (JAECKEL, 1962: 38).

Nach EHRMANN (1933: 205) ist die *Valvata piscinalis antiqua* „die für Seen bezeichnende ökologische Rasse der *Valvata piscinalis* MÜLLER, mit der sie durch Übergänge verbunden ist; sie lebt im Schlamm oder feinen Sandgrunde der Uferzonen“ und gilt als eine festwandige Molluskenart.

Offensichtlich ist sie nicht ein typischer Interglazialanzeiger, da sie auch in Interstadialen auftrat; CEPEK/HEINRICH (1975) beschreiben ihr Vorkommen aus einer Grube bei Buchow-Karpzow (Bezirk Potsdam), wo sie wahrscheinlich in das Saale-II/III-Interstadial gehört; bei Wriezen wurde sie von BROSE/KLIEWE (1975) in spät-saalezeitlichen Sedimenten gefunden. Schon früher war sie von mehreren Fundpunkten aus der Mark Brandenburg bekannt (HUCKE, 1922), wo sie in interglazialen Sedimenten im weitesten Sinne – worunter auch heute als interstadial eingestufte Schichten fallen können – gefunden wurde, während KEILHACK (1889) sie in Zusammen-

⁵ Für das zur Verfügung gestellte Vergleichsmaterial und die Diskussion danke ich Herrn Prof. H.-P. BLUME.

hang mit einem nachweichseleiszeitlichen Wiesen-kalklager im Jatznicker Moor bei Ueckermünde erwähnt. In der Grube in Kladow sind die Schneckenhäuser völlig in das Moränenmaterial eingearbeitet, es ist also nicht nur eine in den Geschiebemergel eingepreßte Scholle, zumal die petrographische Zusammensetzung bei wechselndem Molluskenanteil sich kaum ändert. Bemerkenswert ist dabei, daß trotz der Durchmischung die feinen Schneckenhäuser zum größten Teil unbeschädigt sind. Bei Probe 1 kamen in der Fraktion 4 bis 6,3 mm auf 595 ausgezählte Kiese 89 Häuser und 8 Bruchstücke, was einen Kies/Schnecken-Koeffizienten von 6,6 ergibt. Daneben gab es lediglich drei Schillbruchstücke von anderen Arten. Auch die Fraktion von 2 bis 4 mm zeigte nur einen geringen Anteil an Schneckenhausbruchstücken. Bei Probe 2 waren es in der Fraktion 4 bis 6,3 mm noch 2 Schneckenhäuser auf 335 Kiese (Koeffizient 167,5) und bei Probe 3 auf 257 Kiese 7 Schneckenhäuser (Koeffizient 36,7).

Da jedoch die *Valvata piscinalis antiqua* unter keinen extremen ökologischen Bedingungen wie z. B. in proglazialen Seen lebt, ist es unwahrscheinlich, daß sie auf ihrer primären Lagerstätte allein auftrat; sicher war sie mit anderen Konchylien vergesellschaftet. Da aber die im Schlamm lebende *Valvata* schon vor ihrem Transport durch das Inlandeis mit Feinmaterial gefüllt und durch ihre rundliche Form ohnehin druckunempfindlicher war als beispielsweise Muschelschalen, die bei der Aufnahme durch das Eis schneller zerdrückt und zerrieben worden sind, wurden die Schneckenhäuser allenfalls korradiert; somit kam es zu einer Selektion, die bei der Resedimentation zu der relativen Anreicherung der *Valvata* in der Grundmoräne führte.

Wahrscheinlich wurde einige Kilometer nördlich oder nordwestlich von der Grube in Kladow eine interglaziale oder interstadiale Ablagerung vom Eis erodiert und in die Grundmoräne eingearbeitet. Der Transportweg muß lang genug gewesen sein, um zu einer Auflösung des fossilienführenden Sedimentverbandes zu führen, andererseits kurz genug, um eine völlige Zerstörung der Molluskenschalen zu verhindern.

Weitere Beurteilungskriterien für diese Grundmoräne sollten durch einen Drucksetzungsversuch (KD-Versuch) gewonnen werden, um eine durch das Inlandeis hervorgerufene Vorbelastung festzustellen und die Steifzahlen im Vergleich zu anderen untersuchten Geschiebemergelproben aus Berlin und Umgebung zu erhalten.

Diese Messungen dienen normalerweise ingenieurgeologischen Zwecken, jedoch soll der Versuch hier zu einer rein geologischen Interpretation herangezogen werden. Es wurden dazu bei Punkt 3 (Abb. 3) in Kladow zwei ungestörte Proben aus ca. 1 m unter Gelände aus dem Geschiebemergel mit einem Stechzylinder ausgestochen. Die Auswertung erfolgte im Institut für Angewandte Geologie der Freien Universität Berlin mit einem Kompressions-Durchlässigkeitsgerät (der Fa. Stenzel, Hamburg), wobei die Vorbelastung des Sediments nach der Drucksetzungskurve ermittelt wird (CASAGRANDE, 1936), ein Verfahren, das bei DÜCKER (1951), BERNHARD (1963) und WINTER (1977) ausführlich beschrieben ist.

Die ungestörten Bodenproben von 1,4 cm Höhe (h_a) wurden in einem Metallring, der das seitliche Ausweichen verhindert, zwischen zwei Filtersteinen montiert und stufenweise belastet. Als Belastungsstufen wurden $p = 0,5; 1; 2; 4; 0,1; 8; 0,1; \text{kp/cm}^2$ gewählt, d. h., vor und nach der Höchstbelastung wurde eine Entlastung vorgenommen; die Probenhöhenänderung wurde 24 h nach jeder Belastungsänderung abgelesen. Die Meßuhr, die die Probenhöhenänderung bei zunehmendem Druck anzeigte, hatte die Meßeinheit 0,01 mm.

Zur Auswertung wird die auf die ursprüngliche Probenhöhe bezogene Setzung in Prozent

$$s' = \frac{\Delta h}{h_a} \cdot 100$$

Δh = Änderung der Probenhöhe

h_a = Ausgangsprobenhöhe

auf der Ordinate, die Belastung in kp/cm^2 auf der Abszisse aufgetragen.

Tab. 2: Die Meßergebnisse der Drucksetzungsversuche

kp/cm^2	Probe 1		Probe 2	
	Δh	$s' = \frac{\Delta h}{h_a} \cdot 100$	Δh	$s' = \frac{\Delta h}{h_a} \cdot 100$
0,5	0,32	2,28	0,31	2,21
1,0	0,36	2,6	0,55	3,92
2,0	0,41	2,92	0,82	5,85
4,0	0,50	3,57	1,17	8,35
0,1	0,47	3,35	1,14	8,14
8,0	0,76	5,42	1,61	11,5
0,1	0,55	3,9	1,47	10,5

Die Werte wurden in einen halblogarithmischen Auswertungsbogen eingetragen, was nach BERNHARD (1963: 23) am günstigsten für die Feststellung der Vorbelastung ist, und durch eine ausmittelnde Kurve, der Drucksetzungskurve, untereinander verbunden (KADO et al., 1966: 36).

„Nach einem empirisch entwickelten Verfahren von CASAGRANDE (1936) ist es möglich, die maximale Vorbelastung eines ungestörten bindigen Bodens aus seiner Drucksetzungskurve zu ermitteln. Dazu wird auf der Wiederbelastungslinie der Punkt festgelegt, der durch den kleinsten Krümmungsradius definiert ist. Dieser Punkt kann jedoch nur annäherungsweise bestimmt werden, da es sich um eine rein optische Feststellung handelt. (...) Durch den (...) Punkt wird eine Waagerechte gelegt und eine Tangente an die Kurve. Der von beiden eingeschlossene Winkel wird halbiert. Aus dem Schnittpunkt der Winkelhalbierenden mit der als Gerade rückwärts verlängerten Erstbelastungsgeraden ergibt sich in sehr guter Annäherung die maximale Vorbelastung des untersuchten Materials. Sie ist auf der Belastungsabszisse des Koordinatensystems direkt abzulesen.“ (BERNHARD, 1963: 23 f.)

Die Auswertung der Drucksetzungskurven (Abb. 6, Abb. 7) ergaben Vorbelastungen von 8 kp/cm² und 5,5 kp/cm².

Nimmt man ein spezifisches Gewicht für Geschiebemergel von 2,65 g/cm³ und für das Eis-Schuttgemisch, aus dem der Inlandeiskörper in der Nähe seines Randes aufgebaut war, von 1,5 g/cm³ an (BERNHARD, a.a.O.: 27 f.), so errechnen sich bei 1 m Entnahmetiefe für Probe 1 51,5 m, für Probe 2 34,9 m Eisdicke, woraus zu schließen ist, daß die Eismächtigkeit relativ gering war.

Ähnliche Vorbelastungswerte von maximal 6,3 kp/cm², minimal 4,6 kp/cm² und durchschnittlich 5,4 kp/cm² erhielt auch WINTER (1977) bei seiner Auswertung von 9 Proben von der Teltow-Platte.

Ohne den ingenieurgeologischen Aspekt weiter zu berücksichtigen, wurde die Steifzahl E_s (Verdichtungszahl nach HANNEMANN/KURZWEIL, 1968, Kompressionsmodul nach KADO et al., 1966), die sich aus

$$E_s = \frac{\Delta \sigma \cdot h_a}{\Delta h}$$

$\Delta \sigma$ = Druckspannung

ergibt, als ein weiteres Untersuchungsergebnis zur Charakterisierung des Geschiebemergels von Kladow ermittelt, und zwar für

	1 kp/cm ²	2 kp/cm ²	4 kp/cm ²	8 kp/cm ²
Probe 1	38,3	68,3	112	147,4
Probe 2	25,5	34,1	47,8	69,5

Demnach fällt der Geschiebemergel unter die schwach bindigen Sedimente; die unterschiedlichen Werte beider Proben aus demselben Bereich könnten durch die Versuchsanordnung bedingt sein: die Proben wurden am gleichen Tag entnommen, Probe 2 jedoch eine Woche länger gelagert, ehe sie zum Versuch herangezogen wurde, was eventuell eine stärkere Austrocknung zur Folge hatte.

KADO et al. (1966) geben einen durchschnittlichen E_s-Wert von 100 kp/cm² bei $\Delta \sigma = 2$ kp/cm² an, der also höher ist als der von Kladow, jedoch schließen sie größere Schwankungen nach oben und unten nicht aus.

WINTER (1977) erhielt für die 9 Proben von der Teltow-Platte in Berlin folgende Werte (a.a.O.: 76, Tab. 13):

„Mittelwerte:

Belastung (kp cm ⁻²)	E _s Durchschnitt (kp cm ⁻²)	E _s Maximum (kp cm ⁻²)	E _s Minimum (kp cm ⁻²)
1,0	23,47	43,48	13,44
2,0	37,96	63,29	23,20
4,0	84,56	122,69	63,49
8,0	145,87	279,72	69,44

Die Werte von Kladow liegen ziemlich genau in der dort festgestellten Spanne, so daß sie wohl als typisch für den Berliner Bereich südlich des Urstromtales anzusehen sind.

Zur weiteren morphologischen Erfassung wurden in der Grundmoräne an 84 Geschieben die Längsachsen eingemessen (Abb. 8): sie ergaben eine Hauptvorstoßrichtung des Eises aus NNW und eine zweite Vorstoßrichtung aus

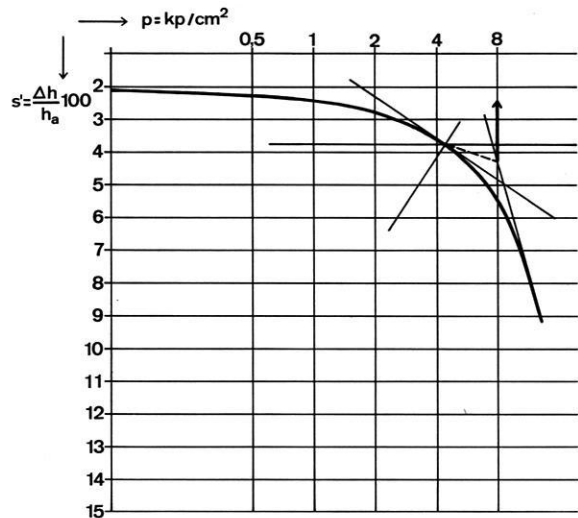


Abb. 6: Drucksetzungskurve für Probe 1 aus dem Geschiebemergel in Kladow; maximale Vorbelastung 8 kp/cm².

NNE. Das würde der morphologischen Interpretation von HAGEDORN/HÖVERMANN (1962) insoweit entsprechen, als die Grunewaldhöhen und der Schäferberg als Randlage der Hauptvorstoßrichtung anzusehen wären; zur gleichen Staffel gehören aber auch die quer über die Nauener Platte verlaufenden Höhen, die durch einen Wechsel der Eisvorstoßrichtung während des gleichen Eisvorstoßes entstanden sind.

6.2.1.2 Die glazifluvialen Sande

Im Liegenden der Moräne folgten 15 m glazifluviale geschichtete Sande mit vereinzelt Rippelschichtungshorizonten. Da kaum ausgeprägte Schrägschichtungen vorkamen, sind Schüttungsrichtungsmessungen nicht aussagekräftig, weil die Meßfehler zu groß werden und außerdem bei Einfallswinkeln von 2° bis 4° bereits eine nicht sichtbare Verstellung durch Eisdruck die Fehler un-

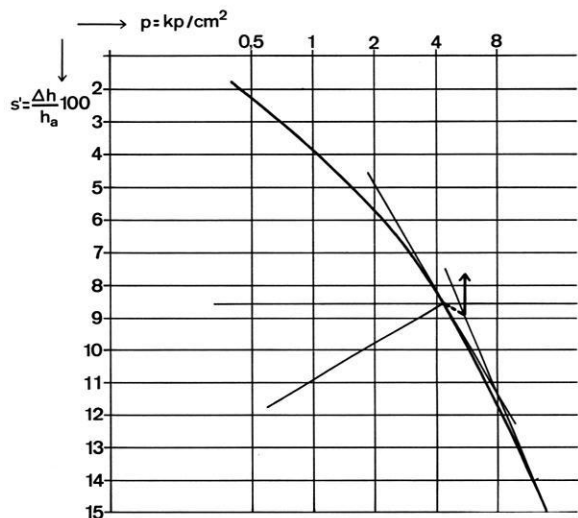


Abb. 7: Drucksetzungskurve für Probe 2 aus dem Geschiebemergel in Kladow; maximale Vorbelastung 5,5 kp/cm².

kalkulierbar werden läßt. Bei den vereinzelt Rippelschichtungshorizonten ließ sich eine Schüttungsrichtung von E erkennen, ohne daß diese Beobachtung durch genügend einwandfreie Messungen statistisch abgesichert werden konnte.

In einigen Schichten, vorzugsweise denen mit Rippelschichtung, waren, wie in der Grube am Postfenn, feine Holzkohlestückchen eingelagert, an denen ^{14}C -Altersbestimmungen vorgenommen wurden:

Grubenboden

43 800⁺¹⁹⁰⁰₋₁₅₄₀ J. v. h. (Hv 7417)

5 m über dem Grubenboden

31 250⁺¹⁰²⁰₋₉₀₀ J. v. h. (Hv 7416)

7 m über dem Grubenboden

21 550⁺⁹¹⁰₋₈₁₀ J. v. h. (Hv 7983)

Diese Ergebnisse sind mit denen aus der Sandgrube am Postfenn altersmäßig vergleichbar (vgl. Kap. 6.1.1).

Um jedoch der Frage weiter nachzugehen, um welche Art von Vegetation es sich gehandelt haben könnte, wurden aus der nördlichen Aufschlußwand ca. 5 m über dem Grubenboden aus einer 0,3 m mächtigen Rippelschichtung und ca. 7,5 m über dem Grubenboden aus einer Schrägschichtung Proben entnommen. Eine Analyse des organischen Materials⁶ ergab in der ersten Probe drei Holzkohlestückchen von *Pinus* und vier pechkohleartige Stücke, in der zweiten Probe waren sieben Holzkohlestücke von *Pinus*, zwei von *Fagus*, drei Laubholzstücke und acht pechkohleartige Stücke. Damit wurde deutlich, daß die Proben ein Gemisch aus altem und jüngerem – wahrscheinlich tertiärem und quartärem – Material sind und folglich die ^{14}C -Altersbestimmungen trotz ihrer logisch erscheinenden Altersabfolge keinen stratigraphischen Aussagewert besitzen.

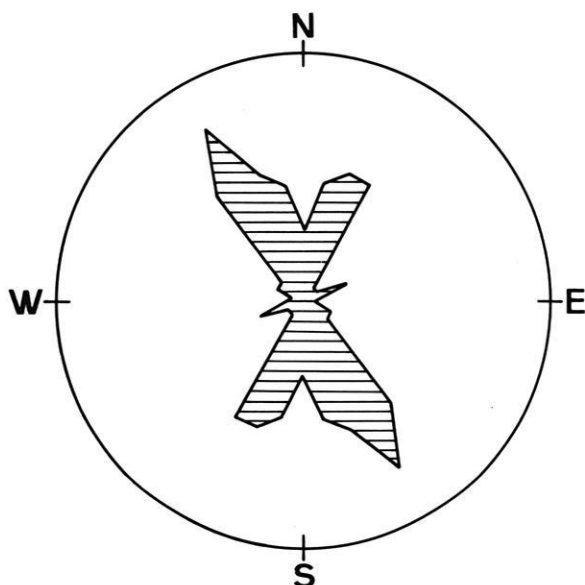


Abb. 8: Auswertung von 84 Geschiebelängsachsenmessungen in der oberen weichselglazialen Grundmoräne in Kladow.

Im östlichen Grubenabschnitt wurde ein damals noch nicht stratigraphisch einzuordnendes Sediment an der Grubenbasis aufgebaggert. Eine davon aufgesammelte Scholle ergab eine ^{14}C -Altersbestimmung von 37 700⁺¹¹⁹⁰₋₁₀₄₀ J. v. h. (Hv 7415). Wie spätere Pollenanalysen an derselben Scholle bewiesen, war es das weiter unten beschriebene Interstadial, das erst später aufgeschlossen wurde.

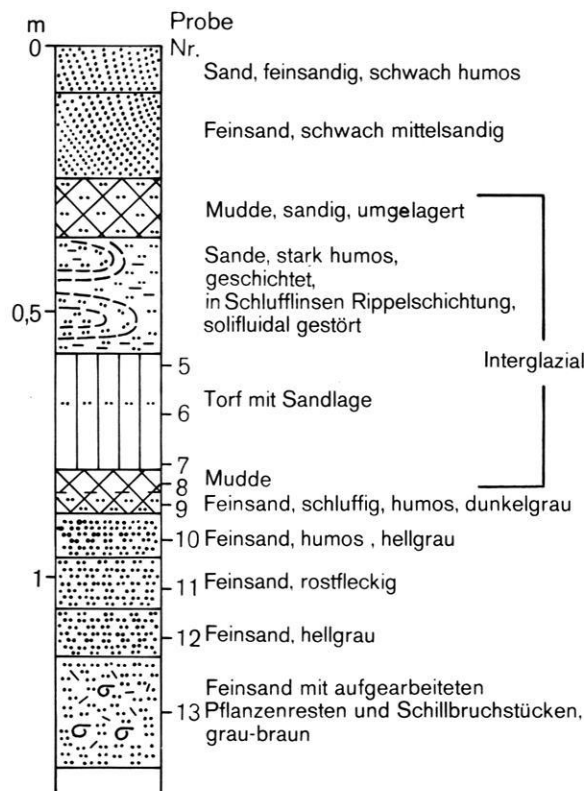


Abb. 9: Profil an der östlichen Aufschlußwand des Baggersees I (vgl. Abb. 3) in der Sandgrube in Kladow. Die Proben 5, 6, 7 und 8 wurden zur ^{14}C -Altersbestimmung, die Proben 9, 10, 11, 12 und 13 für Korngrößenanalysen (vgl. Abb. 10) entnommen.

6.2.1.3 Interglaziale und interstadiale Abfolgen und die untere weichselglaziale Grundmoräne in den Aufschlüssen am Grubenboden

An der Basis der Grube, ca. 17 m unter Gelände, war eine kompliziertere, kleinräumig wechselnde Schichtenfolge zu beobachten, die sich erst nach und nach durch immer wieder neu entstehende Aufschlüsse an Baggerseen zu einem größeren Gesamtbild zusammenfügen ließ. Zuerst bot sich an einem kleinen Baggersee (Abb. 3, I) Einblick in die Schichtenfolge unter der Grubensohle bis zum Grundwasserspiegel. Für die nördliche und östliche Aufschlußwand ist das Profil von Abb. 9 (vgl. Abb. 3, Bild 10) repräsentativ.

⁶ Freundliche schriftliche Mitteilung von Herrn Dr. F. H. SCHWEINGRUBER vom 15. 10. 1977.

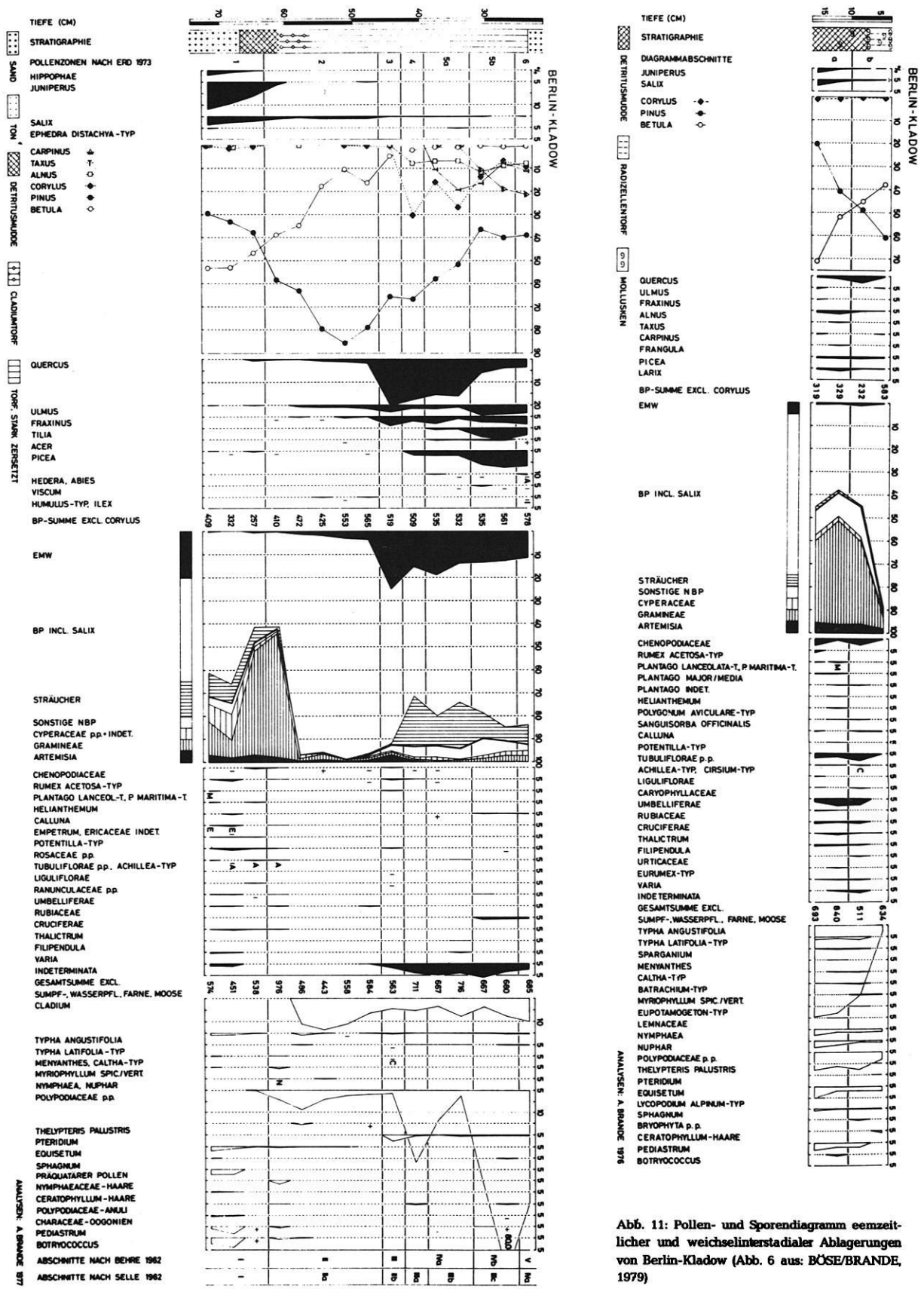


Abb. 11: Pollen- und Sporendiagramm eemzeitlicher und weichselinterstadialer Ablagerungen von Berlin-Kladow (Abb. 6 aus: BÖSE/BRANDE, 1979)

Unterhalb der organogenen Sedimente wurden die Proben 9, 10, 11, 12 und 13 für Korngrößenanalysen entnommen (Abb. 10). Die Proben 9 und 10 zeigen eine mäßige, 11, 12 und 13 eine gute Sortierung. Die unteren vier Proben haben geringe Kalkgehalte (10 = 4,5 %, 11 = 2,2 %, 12 = 2,5 %, 13 = 8,7 %) und MÜLLER⁷ definiert das Sediment als eine „schluff- und *Cosmarium*-haltige Sandmudde“. Darüber folgt der schluffige Feinsand (Probe 9), dessen Übergang zur Mudde im Hangenden fließend ist. Er hat einen Kalkgehalt von 25,1 % und die tierischen Mikroreste weisen auf ein kleines nährstoffreiches Gewässer hin (MÜLLER, a.a.O.).

Häufig war die graue schluffige Feinsandschicht unter dem Torf mächtiger ausgebildet (bis zu 25 cm) als in diesem Profil; stellenweise folgte auch unmittelbar darunter noch eine dünne rostfarbige Sandschicht, dann erst hellgrauer Sand und nochmals ein rostfarbener Horizont. Ob es sich bei den roststreifigen Horizonten um eine fossile Färbung durch Vergleyung oder um eine sekundäre Eisenverlagerung handelte, wurde nicht weiter untersucht.

Die Mudde-Torf-Abfolge ist eemzeitlich und umfaßt in ihrer vollständigsten vorgefundenen Schichtfolge die Pollenzonen 1 bis 6 von ERD (1973) und somit den älteren Teil des Interglazials, der bald nach dem Ende des Spätglazials beginnt und die Einwanderung und Ausbreitung der Gehölzarten in der für die Eem-Warmzeit charakteristischen Abfolge zeigt. Das schließt ein holsteinzeitliches Alter ebenso sicher aus wie eine pollenstratigraphische Konnektierung mit den Diagrammen der Dömnitz- und Rügen-Warmzeit von ERD (1973) (Abb. 11, vgl. BÖSE/BRANDE, 1979).

Die Unterkante der Mudde-Torf-Abfolge lag nicht völlig söhlig, vereinzelt war der graue schluffige Feinsand in die organischen Sedimente hochgepreßt, was mit größter Wahrscheinlichkeit auf Kryoturbation in einer Phase

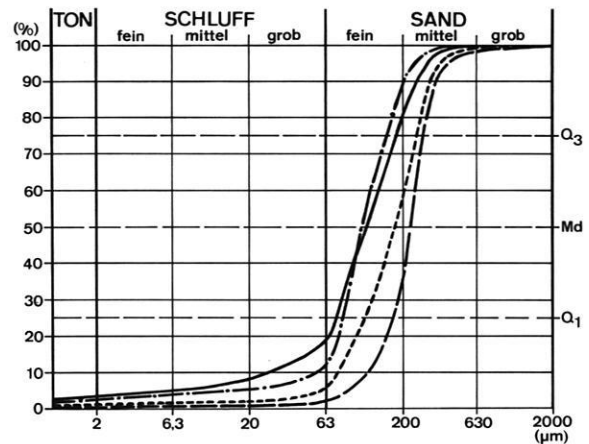


Abb. 10: Kornsummenkurven der Schichten im Liegenden der Interglazial-Ablagerungen im Profil Abb. 9; Probe 9 (—), Probe 10 (---), Proben 11 und 12 (— · —) und Probe 13 (— · · —).

nach der Ablagerung der Torfe zurückzuführen ist (Bild 10). Die Obergrenze der Torfe war meist unscharf und ging in sandig-humose Schichten über, die offensichtlich solifluidale Störungen aufwiesen (Bild 11).

Da das Eem-Interglazial vor rund 90 000 Jahren zu Ende ging (van der HAMMEN et al., 1971), sind interglaziale Mudden und Torfe zu alt, um nach der ¹⁴C-Methode datiert zu werden. Trotzdem wurden vier Proben für Altersbestimmungen aus diesem Profil (Abb. 9, Proben 5, 6, 7, 8) entnommen, um den Grad eventueller Kontaminationen in dieser Tiefe (18 m unter Gelände) im Hinblick auf die datierten jüngeren Proben aus den überlagernden Sanden abschätzen zu können. Für die Proben 6 und 8 aus dem Aufschluß 9 wurden zusätzlich die mit Natronlauge extrahierten Huminsäuren datiert.

- Profil 9: NaOH-unlösliche Fraktion
- Probe 5: 22 140 ± 410 J. v. h. (Hv 8232)
- Probe 6: 28 070⁺¹²³⁰₋₁₀₇₀ J. v. h. (Hv 8270)
- Probe 7: 24 850⁺¹¹²⁰₋₉₈₀ J. v. h. (Hv 8271)
- Probe 8: 29 075 ± 480 J. v. h. (Hv 8272)

Huminsäuren

- Probe 6: 27 900 ± 580 J. v. h. (Hv 8998)
- Probe 8: 33 350⁺³⁹⁰⁰₋₂₆₂₀ J. v. h. (Hv 8999)

Bei Probe 7 liegt eine scheinbare Altersinversion vor, die allerdings nicht statistisch signifikant ist; ebenso haben die Huminsäuredatierungen eine statistisch nicht signifikante Altersabweichung.

Zwei weitere eemzeitliche Proben wurden von einem

- NaOH-unlösliche Fraktion
- >48 810 J. v. h. (Hv 8653)
- 43 170⁺¹⁸⁹⁰₋₁₅₃₀ J. v. h. (Hv 8652)

1,5 m entfernten Profil an derselben Aufschlußwand zum Vergleich datiert; der vertikale Probenabstand betrug hier 13 cm. Die radiometrischen Altersbestimmungen der NaOH-unlöslichen Fraktion und der Huminsäuren ergaben:

- Huminsäuren
- 41 480⁺¹⁶²⁰₋₁₃₅₀ J. v. h. (Hv 8655)
- 42 620⁺²⁴⁸⁰₋₁₈₉₀ J. v. h. (Hv 8654)

⁷ Freundliche schriftliche Mitteilung von Dr. H. MÜLLER vom 5. 8. 1977.

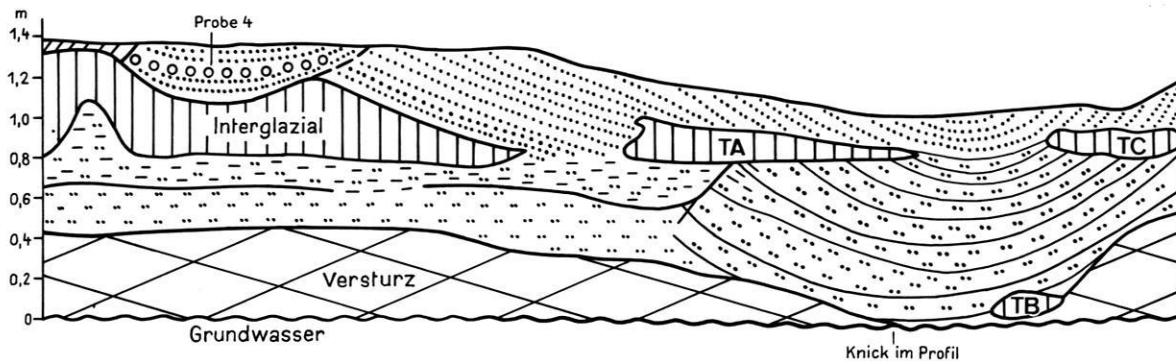


Abb. 12: Südöstliche Ecke des Baggersees I (vgl. Abb. 3) in der Sandgrube in Kladow (vgl. Bild 12a und 12b und Bild 13). In die interglazial-Ablagerungen sind Rinnen eingeschnitten; die Rinnen sind mit Sanden verfüllt, TA, TB und TC sind in das Rinnensystem eingelagerte Torfschollen aus interglazial-Ablagerungen. Probe 4 entspricht einer Kieslage mit saalezeitlichem Kiesspektrum.

Auch hier besteht wieder eine altersmäßige Parallelität zwischen den NaOH-unlöslichen Bestandteilen und den Huminsäuren, jedoch weichen die Altersbestimmungen erheblich von denen in Profil 9 ab.

An der SE-Ecke des kleinen Baggersees I war eine andere Schichtfolge sichtbar (Abb. 12, Bild 12). Dort lag ein verfülltes Gerinnebett; die Torfpakete, die mit TA, TB und TC beschriftet sind, erwiesen sich beim Aufgraben als Schollen, sie müssen von der Seite eventuell in gefrorenem Zustand in das Gerinnebett gelangt sein. Der Einschnitt der Gewässerbahn ist jünger als die interglazialen Torfablagerungen. Aus einer Kieslage in einem randlich in die Torfe eingeschnittenem Gerinne (vgl. Abb. 12, Bild 13) wurde die Probe 4 (Tab. 1, Abb. 1) für die Kieszählung entnommen; die Werte liegen im Saale-Abschnitt des Auswertungsdreiecks.

Östlich von diesem ersten Interglazialfundpunkt wurden später ein großer und mehrere kleine Baggerseen angelegt (Abb. 3, II, III, IV, V), so daß über eine Fläche von etwa 100 x 200 m Einblick in den Untergrund zwischen Grubenbasis und Grundwasserspiegel gegeben wurde.

An der westlichen Aufschlußwand des großen Baggersees II, ca. 17 m vom kleinen, oben beschriebenen entfernt, lagen auf 7,5 m Breite zwei Torfschichten, die durch bis zu maximal 40 cm mächtige geschichtete Sande, die eingeschwemmtes humoses Material enthielten, getrennt waren (Bild 14). Die trennenden Sandschichten wiesen Faltungen auf (Punkt 10 in Abb. 3).

In der nördlichen Verlängerung dieses Aufschlußabschnittes war in die unteren Torfe eine 1,5 m breite, mit Sanden und Kiesen verfüllte Rinne eingeschnitten, aus der die Probe 6 für die Kiesanalyse gewonnen wurde; auch sie zeigt wieder ein Saalespektrum (Tab. 1, Abb. 1).

Die untere Torfschicht bei Aufschluß 10 entsprach den oben beschriebenen organischen Ablagerungen des Interglazials, während die pollenstratigraphischen Merkmale der oberen sehr einheitlichen Schichtfolge nach den Gehölzen und Sumpfpflanzen auf eine Ergänzung der eemzeitlichen Ablagerung im jüngeren Teil hinweisen, jedoch mit klarer Trennung zur Pollenzone 6. Nach der Lichtoffenheit der Wälder kann dieser Torf im späteren

Eem gebildet worden sein, wenn man nicht, nach der *Artemisia*-Häufigkeit in Kittlitz (ERD, 1973), eine Entstehung unmittelbar im ersten weichselzeitlichen Stadial annimmt (vgl. BÖSE/BRANDE, 1979).

Es ist fraglich, ob diese oberen Torfe in situ lagen oder ob sie nicht als Scholle erst später in diese Lage gebracht worden sind, worauf auch die starken Störungen in den trennenden Sanden hindeuten.

Unmittelbar unter der interglazialen Mudde befand sich hier ein Tropfenboden (Bild 15). Dieser ließ sich an allen zugänglichen Aufschlüssen an der nördlichen Seite von den Seen II und III, an der Ostseite von See III und von dort bis zum Punkt 11 an der Südseite des großen Baggersees verfolgen. Desgleichen war er in den beiden kleinen östlichen Baggerlöchern IV und V anzutreffen. Es handelt sich um eine wenige cm mächtige tonig-schluffige Schicht unter der interglazialen Mudde, aus der die durchschnittlich 40 bis 60 cm langen Tropfen in die ziemlich gleichkörnigen Sande hinunterreichten. Die Korngrößenverteilung der Sande und des Tropfenmaterials bei Punkt 14 (Abb. 3) ist der Abb. 13 zu entnehmen, wobei ein gewisser Sandanteil in dem Tropfenmaterial durch Einarbeitung aus dem umgebenden Sand die Korngrößenzusammensetzung des ursprünglichen Substrats etwas verfälscht. Die Tropfen hingen zum überwiegenden Teil an dünnen Einzelstielen und gelegentlich ließen sich beim vertikalen Graben an der Aufschlußwand mehrere dm lange Spaltenfüllungen verfolgen, jedoch konnte kein polygonales Muster davon abgeleitet werden (vgl. GULLENTOPS/PAULISSEN, 1978: 109).

Legt man den Beginn des Interglazials an die Untergrenze der Mudde, so ist die Entstehung des Tropfenbodens in das ausgehende Saale-Glazial zu stellen, als noch Permafrost während der saisonalen Auftauphasen das Versickern des Wassers verhinderte und es durch Auftau- und Wiedergefrierprozesse auf Grund des unterschiedlichen spezifischen Gewichtes von wassergesättigtem tonigen Schluff und Sand, in denen durch Bodenwasserzufluß von den Seiten der Depression der Porenwasserdruck erhöht und die Haftreibung aufgehoben wurde, zu Ausgleichsbewegungen im Substrat kam (STEUSLOFF, 1951; GRIPP, 1971; GULLENTOPS/PAULISSEN, 1978).

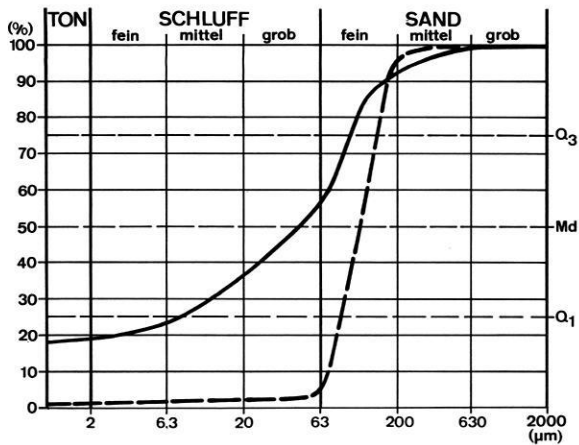


Abb. 13: Kornsummenkurven von Material aus einem Tropfen (—) und dem umgebenden Sand (---) im Profil Abb. 14 des spätsaalezeitlichen Tropfenbodens in Kladow.

In dem kleinen westlichen Wasserloch (I), in dem die Mudde-Unterkante im Aufschluß am tiefsten lag, war der Substratunterschied gering (vgl. Abb. 10) und die obere Schicht auch so mächtig, daß im Auftauboden keine Schichten mit verschiedenem spezifischen Gewicht vorhanden waren, so daß es keine Ausgleichsbewegungen und Tropfenbildungen gab.

Material aus der überlagernden interglazialen Mudde ist in die Tropfenstiele und Tropfenverdickungen nicht mit eingearbeitet, so daß ihre Ablagerung erst nach der Bildung des Tropfenbodens eingesetzt hat.

Einzelne Pollenproben aus Tropfen scheinen die stratigraphische Position zu bestätigen, denn sie enthielten eine vermutlich „primäre“ Komponente (*Pinus*, *Hippophae*, *Cyperaceae*), die zwar keinen lückenlosen pollenstratigraphischen Zusammenhang zur hangenden Schichtfolge herstellt, einer möglichen Bildung der Tropfen im Saale-Spätglazial aber nicht widerspricht.

Normalerweise verlaufen die Tropfenstiele senkrecht; an einigen Stellen an der östliche Nordwand des Baggersees III und an der Ostseite des kleinen Baggersees IV bei Punkt 13 (Abb. 3) war aber ein einheitlicher schräger Verlauf der Tropfenstiele (Bild 16) zu beobachten, was auf eine seitliche Druckeinwirkung schließen läßt.

Bei Punkt 14 (Abb. 3) konnte das für den Ost-Teil der Grube vollständigste Profil aufgenommen werden (Bild 17, Abb. 14). Über dem Interglazial lag durch Sande getrennt ein Interstadial, dessen Vegetationsentwicklung jedoch nicht vollständig erhalten ist. Durch das Fehlen einer kontinuierlichen vegetationsgeschichtlichen Überlieferung ist auch der zeitliche Abstand zur Eem-Warmzeit unklar. Insgesamt erscheint unter Berücksichtigung von *Larix*, die in diesen Schichten nachgewiesen ist, während sie im Interglazial fehlt, und den thermophilen Holzarten ein frühweichselzeitliches Alter dieses durch Kieferausbreitung gekennzeichneten Interstadialfragments sehr gut möglich. Gegen ein mittelweichselzeitliches Alter des Interstadials dürfte ein hoher Baumpollenanteil im oberen Teil sprechen (Abb. 11) (vgl. BÖSE/BRANDE, 1979).

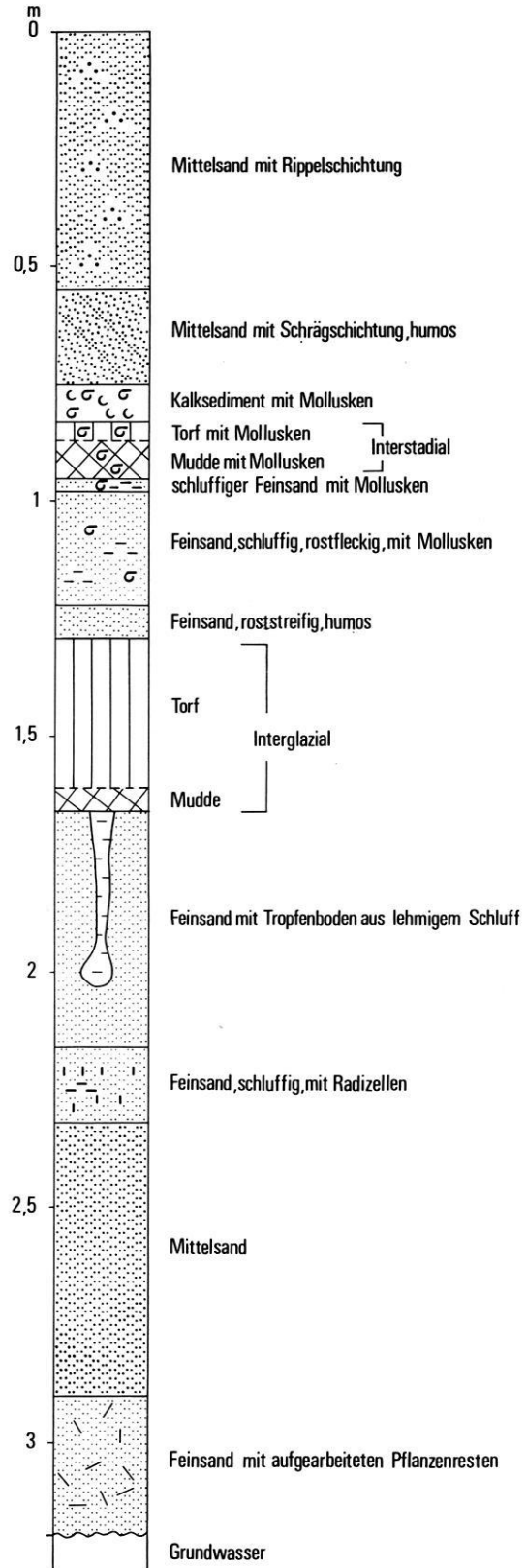


Abb. 14: Profil vom Grubenboden in Kladow mit spätsaalezeitlichen, interglazialen und interstadialen Sedimenten.

Der Schill in den interstadialen Ablagerungen bestand aus Muschelschalen und Schneckengehäusen, unter denen auch *Valvata piscinalis antiqua* (SOWERBY, 1838) war. Auch hier zeigte sich bei der Probenentnahme, daß die Schneckenhäuser gut erhalten und wesentlich bruchfester waren als Muschelschill.

NaOH-unlösliche Fraktion

29 900±320 J. v. h. (Hv 8599)

22 850±620 J. v. h. (Hv 8598)

Auch hier besteht in der NaOH-unlöslichen Fraktion wieder eine Altersumkehr im Profil, die Huminsäuren ergeben aber ein wesentlich höheres Alter und entsprechen der Probe Hv 7415 (vgl. Kap. 6.2.1.2), die derselben stratigraphischen Schicht entstammt.

Diese interstadialen Ablagerungen waren an den Aufschlußwänden aber nur noch in Teilstücken vorhanden; fluviale Prozesse, wie sie auch schon bei den Entnahmestellen für die Kiesproben 4 und 6 beschrieben wurden, hatten meist zu einer Erosion bis in die eemzeitlichen Torfe geführt und Grobsande und Kiese, in denen auch Schillbruchstücke und vereinzelte Gerölle des aufgearbeiteten interstadialen Kalksediments enthalten waren, abgelagert. Lediglich durch die mehr linienhafte fluviale Erosion blieb eine völlig flächenhafte Beseitigung der interstadialen Sedimente aus. Probe 5 stammt aus diesen groben fluvialen Sedimenten an der W-Seite des kleinen südöstlichen Baggersees (V); sie zeigt wiederum ein saalezeitliches Spektrum (Tab. 1, Abb. 1).

An der nördlichen Aufschlußwand des großen Baggersees III wurden bei Aufschluß 15 (Abb. 3) zwar die Tropfen des Tropfenbodens angetroffen, auf ca. 13 m Breite keilten aber der Ausgangshorizont des Tropfenbodens und die warmzeitlichen Sedimente aus. Die Tropfenstiele waren z. T. abgerissen und um einige cm gegeneinander versetzt, auch die Oxydationsbänder in den Sanden wiesen Störungen auf (Bild 18). Im Hangenden lag eine unsortierte Mischung aus Sanden, verfestigten braunen Feinmaterialgeröllen mit Kiesen, kleinen verfrachteten Sandschollen mit geschichtetem Aufbau, Torfgeröllen und Schollen aus der interstadialen Torf-Kalksediment-Abfolge, vereinzelt Steinen und einem total vergrusten Granitstück. Das ganze Sediment hatte ein „brekziöses“ Aussehen, wobei die dunkleren verfestigten Feinmaterialbrocken in dem helleren Sand schwammen (Bild 19). An der Basis, zwischen dem Tropfenbodenhorizont und diesem Sediment, war stellenweise eine stark gepreßte humose Sandschichtung von 5 bis 10 cm Mächtigkeit zu erkennen.

Die östliche Begrenzung bildete eine schräge Erosionsdiskordanz, die die Interglazial-Interstadial-Abfolge seitlich anschnitt. Besonders die interstadialen Sedimente und die sie unterlagernden geschichteten Sande waren gestaucht (Bild 20), im unmittelbaren Anschluß kamen in dem ungeschichteten Sediment in größerer Anzahl Torf-, Mudde- und Kalksedimentbrocken vor. Auf der gegenüberliegenden, ca. 15 m entfernten Aufschlußwand keilte

Radiometrische Altersbestimmungen von zwei Proben und den dazugehörigen, durch Natronlauge extrahierten Huminsäuren, ergaben bei ungefähr 7 cm Probenabstand von oben nach unten:

Huminsäuren

37 600⁺¹²⁸⁰₋₁₁₀₀ J. v. h. (Hv 8997)

40 850⁺¹³⁴⁰₋₁₆₀₀ J. v. h. (Hv 8996)

ebenfalls die interglaziale Torfschicht über eine Breite von ungefähr 2 m aus, und entsprechendes Material verfüllte den Zwischenraum.

Kiesanalysen von drei Proben (7, 8, 9) (Tab. 1, Abb. 1) ergaben Werte, die denen aus dem Geschiebelehm und -mergel der oberen Grundmoräne ähnlich sind: sie liegen im Weichelspektrum.

Bei diesem Sediment handelt es sich offensichtlich um den Rest einer Grundmoräne eines ersten weichselzeitlichen Eisvorstoßes, in die an dieser Stelle ein hoher Anteil an Sanden und interglazialen und interstadialen Sedimenten eingearbeitet ist. Der große Sandanteil weist darauf hin, daß es sich um die Basispartie einer Grundmoräne mit einem hohen Anteil an glazifluvialen Material handelt, obwohl offensichtlich auch Brocken von geschichteten Sanden (z. B. Vorschüttsanden) im gefrorenen Zustand eingearbeitet wurden (Bild 21).

Wahrscheinlich hat die Moräne sonst in einer etwas höheren Position gelegen und ist in einer Phase der glazifluvialen Tätigkeit wieder völlig erodiert worden, so daß sie nur noch in dieser relativen Tieflage zu ihrer angenommenen sonstigen Lage als Rest erhalten geblieben ist. Daß die Erosionsdiskordanz über 13 m Breite genau an der Eem-Unterkante verläuft, mag daran liegen, daß hier zunächst Schmelzwässer zwar die leichteren Torfe, aber nicht die Sande darunter erodieren konnten, und dann die Erosionsform mit Grundmoränenmaterial verfüllt wurde.

Die sonst relativ geringen Stauchungen, die häufig nur das Interstadial und die Sande, selten aber die Eem-Torfe und Mudden mit erfaßt haben, lassen auf eine geringe formende Kraft des Eises schließen.

Bei Punkt 11 (Abb. 3) und dem Meßpunkt östlich davon lag die Eem-Mudde-Unterkante mit 31,2 m und 31,3 m NN in den Aufschlüssen am höchsten. Offensichtlich befand sich Punkt 11 in Ufernähe des limnischen Bereichs. Ca. 0,25 m unter den interglazialen Ablagerungen lagen in den Sanden nebeneinander mehrere kleine Rinnenverfüllungen mit humosen Einschwemmungen. Unter weiteren 0,4 m Sanden wurde im Liegenden davon im Aufschluß eine „Spaltenstruktur“ sichtbar (Bild 22). Die Spaltenfüllungen gingen von einer maximal 0,5 cm mächtigen Schlufflage aus und waren 0,25 bis 0,3 m lang. Zum Teil stießen ihre unteren Enden mit einer horizontal verlaufenden, leicht gestörten tonigen Schlufflage zusammen (Bild 23).

Eine Fläche von etwas mehr als 1 x 1 m wurde horizontal aufgedigelt; dabei zeigte die obere dünne Feinmateriallage eine bucklige Oberfläche. Die Spaltenfüllungen bildeten ein unregelmäßiges Netz (Bild 24 a, b, c). Die geschichteten Sande, die zwischen den Spaltenfüllungen lagen, bogen zu ihnen hin ab (vgl. Bild 23).

Es standen zwei Entstehungsmöglichkeiten zur Diskussion: entweder handelt es sich um Trockenrisse, die unter Frostbedingungen entstanden sind, denn bei Eiskeilpseudomorphosen müßten die Schichten seitlich der Spalten nach oben verbogen sein (PISSART, 1970), was aber ein totales Trockenfallen im limnischen Randbereich voraussetzen würde; oder aber es sind ähnliche Bildungen wie der Tropfenboden, jedoch hier an eine polygonähnliche Struktur gebunden (vgl. GRIPP, 1971; GULLENTOPS/PAULISSEN, 1978), die unter subaerischen Bedingungen im randlichen limnischen Bereich im wassergesättigten Milieu entstanden, wobei die Tropfenverdickungen nicht so deutlich ausgebildet wurden. Die zweite ist die von den Randbedingungen her wahrscheinlichere Erklärung⁸.

Um Vergleichsmaterial für die Kiesanalysen aus dem Liegenden des Interglazials zu bekommen, wurde vom Grubenboden aus eine 10 m tiefe Bohrung durchgeführt⁹, bei der jedoch kein weiterer Geschiebemergel angetroffen wurde. Die Auswertung einer Probe aus 8,5 m Tiefe unter dem Grubenboden aus kiesigen Sanden zeigt im Auswertungsdreieck ein Saalespektrum (Probe 10, Tab. 1, Abb. 1).

6.3 Die Sandgrube an der Potsdamer Chaussee

2 km nordwestlich von der Sandgrube in Kladow entfernt liegt eine weitere Grube (Karte 1), die ungefähr 13 m tief in das Gelände eingeschnitten ist.

Die Sedimentabfolge vom Hangenden zum Liegenden besteht aus einem Geschiebedecksand, in dem eine Parabraunerde entwickelt ist, und geschichteten glazifluvialen Sanden bis zum Grubenboden. Eine Kiesanalyse einer Probe aus dem Geschiebedecksand ergab im Auswertungsdreieck (Probe 11, Tab. 1, Abb. 1) saalezeitliche Werte. Die Geschiebezählungen zeigten ein mittel- bis südschwedisches Spektrum mit einem geringen Anteil an ostfennoskandischem Material, das TGZ liegt bei 15,64/57,94. Der F/K-Koeffizient betrug 0,8, wobei eventuell der Flint durch Handauslese aus dem Sediment unterrepräsentiert ist. Von 177 Geschieben hatten 54 (30,5 %) Windschliff.

Vom Grubenboden aus wurden drei Bohrungen im Auftrag der Grubenleitung durchgeführt, die schwach kalkhaltige schluffige bis kiesige Sande, teilweise mit Holzkohlebrocken und Schill nachwiesen. Lediglich eine Bohrung traf bei 4,2 bis 4,9 m unter dem Grubenboden auf einen Geschiebemergel. Eine Auszählung der in dieser Bohrprobe enthaltenen Kiese zeigte ein Elsterspektrum (Probe 14), während zwei Proben aus den glazifluvialen Sanden (Probe 12 und Probe 13, Tab. 1, Abb. 1) bei 4,9 bis 6,8 m und 4,4 bis 5,9 m unter dem Grubenboden dem Saalespektrum entsprechen. Ausgebaggertes Geschiebemergel hatte ein mittel- bis südschwedisches Spektrum mit einem TGZ von 15,28/57,63 und einem F/K-Koeffizienten von 0,47; der PK-Anteil lag bei 19 %.

Ein Holzkohlestück, das aus einer Schicht ca. 14 m unter Gelände stammt, wurde mit $35\,400^{+1380}_{-1180}$ J. v. h. (Hv 8016) datiert; diese Probe ist aber, da sie aus glazifluvialen Sanden entnommen wurde, genau so problematisch in Bezug auf Kontaminationen wie die aus den Gruben am Postfenn und in Kladow.

7. Stratigraphische und morphologische Interpretation

7.1 Interpretation der Schichtfolge in der Sandgrube in Kladow

Faßt man zunächst die einzelnen Untersuchungsergebnisse aus der Sandgrube in Kladow zusammen, so ergibt sich die in Tab. 3 beschriebene Abfolge.

Im ausgehenden Saale-Glazial kam es in einer Depression zu limnischer Sedimentation zunächst von Sanden, dann von tonig-schluffigem Material. Bei Aufschluß 11 (vgl. Abb. 3), in dem heute die höchste Lage der Unterkante der interglazialen Mudde-Torf-Abfolge im gesamten Aufschluß angetroffen wurde, kam es wahrscheinlich in einer ufernahen Situation bereits im Saale-Spätglazial zweimal zu Stillwasserabsätzen, die die Sedimente für den unteren und den oberen Schluffhorizont lieferten. Aus dem oberen entstand dann unter subaerischen Bedingungen die beschriebene „Spaltenstruktur“. Im restlichen Bereich der Hohlform hingegen hielt die Sandsedi-

mentation an. Den Sedimentationsabschluß vor dem Einsetzen der Verlandung bildet flächenhaft eine nur wenige cm mächtige tonige Schlufflage. Eine vergleichbare Abfolge ist auch aus dem Weichsel-Spätglazial unter holozänen Mooren in Norddeutschland bekannt (SCHNEEKLOTH/TÜXEN, 1975; Erläuterungen zur Boden- und Moorkarte des Emslandes, 1962). Aus der Feinmaterialschicht entstand noch unter Permafrostbedingungen weitflächig der Tropfenboden; dieses läßt auf eine erneute Kaltphase schließen, wenn man das untere, häufig breitgelaufene Ende der Tropfen als die Untergrenze des Auftaubodens ansieht, der zu dieser Zeit relativ geringmächtig gewesen sein muß. Das deutet auf Klima-

⁸ Mein Dank gilt Herrn Prof. H.-J. PACHUR für die ausführliche Diskussion dieses Problems im Gelände am 11. 10. 1978.

⁹ Für die Durchführung der Bohrung danke ich der Fa. Dieter HAFEMEISTER, Erdbau, Berlin.

schwankungen im Saale-Spätglazial hin, wie sie auch von BROSE/KLIEWE (1975) angenommen werden.

Nur bei Aufschluß 9, wo die Eem-Unterkante im Aufschluß am tiefsten lag, kam es offensichtlich wegen zu großer Mächtigkeit und zu hohem Feinsandmaterial in der obersten Schicht nicht zu Ausgleichsbewegungen im Substrat, also zu keiner Tropfenbodenbildung.

Bei dem anschließenden raschen Übergang vom Saale-Spätglazial zum Eem-Interglazial setzte dann flächenhaft die zunehmend organogene Auffüllung der Hohlform ein; alle untersuchten Profile begannen bei der Pollenzone 1 nach ERD (1973).

Der Grundwasserspiegel lag im Eem-Interglazial um 1 bis 1,5 m höher als heute.

Nach der Bildung der eemzeitlichen Mudden und Torfe folgte eine kühlere Phase. In ihr erfolgte die Erosion der oberen Teile des Eem-Torfes, und es kam zu solifluidaler Umarbeitung an der Oberkante der interglazialen Ablagerungen und zur Einschwemmung der Sande im Hangenden der Eem-Torfe. Wo ein dm mächtiger Feinsandhorizont die Mudden und Torfe unterlagerte, wie in Bild 10, kam es zu Kryoturbationserscheinungen, die die Torfe mit verformten.

Da die bei Aufschluß 10 (Abb. 3) beschriebenen oberen Torfe, die durch Sande von den eigentlichen Eem-Torfen getrennt sind, wahrscheinlich nicht in ihrer ursprünglichen Position liegen, werden sie im Rahmen dieser stratigraphischen Interpretation nicht weiter berücksichtigt; es ließ sich nicht feststellen, ob sie durch Rutschung oder durch Eisschub in diese Lage verfrachtet wurden.

Nach der Sandeinschwemmung kam es zu einer interstadialen Wärmeschwankung, in der erneut Mudden und Torfe sowie ein Kalksediment gebildet wurden. Alle drei Ablagerungen waren konchylienführend. In den organogenen Sedimenten ist zwar eine Entwicklung von kälte- zu wärmeliebenderer Vegetation in dem untersuchten

Abschnitt festzustellen, aber leider ist er zu kurz, um sie einem bestimmten Interstadial eindeutig zuzuordnen zu können.

Anschließend folgt eine Phase fluvialer, mehr linienhafter Erosion, in der die interstadialen Folgen teilweise wieder zerstört wurden und auch bis zu den interglazialen Mudden und Torfen erodiert wurde. In den fluvialen Sanden und Kiesen sind vereinzelt Schollen der interstadialen Sedimente und Schillbruchstücke enthalten. Da die Kiese ein ähnliches Spektrum enthalten wie die Probe aus dem Liegenden des Interglazials (vgl. Abb. 1), ist anzunehmen, daß es sich um Umlagerungsmaterial aus einer saalezeitlichen Grundmoräne handelt, das von höher gelegenen Geländeteilen in diese Depression verfrachtet wurde.

Als nächstes dokumentiert sich dann ein weichselglazialer Eisvorstoß, dessen Grundmoräne nur noch als kleiner Rest erhalten ist. Im Hangenden sind 15 m geschichtete Sande und die obere Grundmoräne aufgeschlossen.

Beide Grundmoränen haben in der Kiesfraktion einen hohen Ton- und Schluffsteinanteil, der nach CEPEK (1968, 1972, 1973; CEPEK/HEINRICH, 1975; HANNEMANN/SCHLEGEL, 1965) typisch sein soll für die weichselglaziale Grundmoräne. Bisher wurde jedoch südlich der Pommerschen Eisrandlage über Interglazialvorkommen im Bereich des Brandenburger Stadiums höchstens eine Weichsel-Moräne gefunden (CEPEK, 1972).

Auch in Kladow liegt die untere Grundmoräne nur als ein kleiner, in einer Tiefenlage erhaltener Erosionsrest vor. Bevor es jedoch zu der Schüttung der 15 m Sande im Hangenden kam, muß zumindest das hier aufgeschlossene Gebiet eisfrei gewesen sein, da die Vorschüttungsreste des 2. Vorstoßes (= obere Moräne) im gesamten Grubenbereich keine Sackungerscheinungen aufweisen, die auf eine Schüttung über Toteis hindeuten.

Tab. 3 Stratigraphische Übersicht der in den Aufschlüssen in der Sandgrube in Berlin-Kladow vorgefundenen Sedimente

Sediment	Mächtigkeit	Stratigraphische Position
Grundmoräne	2-3 m	Weichselhochglaziale Oszillation
Glazifluviale Sande	15 m	Weichselhochglaziale Vorschüttungsreste
Sandige Grundmoräne (lückenhaft)	1 m	Weichselhochglazialer Eisvorstoß (Brandenburger Stadium)
Fluviale Sande und Kiese	wechselnd, 0,3-1 m	Aufgearbeitetes saaleglaziales Material
Kalksediment	0,1 m	Weichsel-Interstadial, wahrscheinlich frühglazial
Mudden und Torfe	0,2 m	Weichsel-Interstadial, wahrscheinlich frühglazial
Geschichtete Sande	ca. 0,4 m	Stadial
Torfe, nur in einem Rest erhalten	<1 m	Wahrscheinlich spätes Eem-Interglazial
Mudden und Torfe	wechselnd, bis 0,6 m	Eem-Interglazial
Tropfenbodenbildung		Ausgehendes Saale-Glazial
Tonige Schluffe, limnisch	0,05-0,4 m	Ausgehendes Saale-Glazial
Sande, limnisch	>1 m	Ausgehendes Saale-Glazial
Sande, Schluffe		
Bildung der „Spaltenstruktur“ (begrenztes Vorkommen)	0,5 m	Spätes Saale-Glazial
Glazifluviale Sande und Kiese	>10 m	Saale-Glazial

Die obere Moräne hat K/TU-Werte, die $\leq 5,8$ sind (vgl. CEPEK, 1962: 275), bei der unteren liegt ein Wert bei 8,3; die generell etwas höheren K/TU-Werte der unteren Moräne sind aber auch nicht verwunderlich, denn bei einem ersten Eisvorstoß ist sicherlich auch in höherem Maße saalezeitliches Material mit eingearbeitet worden.

Nach dem bisherigen Kenntnisstand über das Untersuchungsgebiet (vgl. ASSMANN, 1957; BLUME et al., 1974) müßte die untere Grundmoräne der δm_1 entsprechen, die 15 m mächtigen Sande δs_1 und die obere Moräne δm_2 , während δs_2 als Nachschüttungsande fehlen. Wie die Schichtenverzeichnisse beim Senator für Bau- und Wohnungswesen zeigen, ist die dort als δm_1 ausgewiesene Grundmoräne in Gatow/Kladow meist als ein grauer bis graubrauner Geschiebemergel angetroffen worden, während die δm_2 -Moräne bräunlich ist. Allerdings ist die Farbe allein kein sicheres Kriterium zur Einordnung von Geschiebemergeln; sekundäre Prozesse können diese beeinflusst haben, so daß die Schlußfolgerung, die erbohrten grauen Mergel müßten ein anderes Alter haben als der untere braune in dem Aufschluß in Kladow, nicht zwingend ist.

Nach den Schichtenverzeichnissen schwankt die Sandmächtigkeit über der δm_1 -Moräne auf dem Berliner Teil der Nauener Platte meist zwischen 10 und 20 m.

7.2 Stratigraphische Gesamtinterpretation der Kiesanalysen und der Geschiebezählungen

Die Sedimente im Bereich der Sandgrube an der Potsdamer Chaussee wurden bisher als δm_1 mit δs_1 im Hangenden interpretiert. Der Geschiebedecksand an der Oberfläche wurde als „Grundmoränenrelik“ gedeutet (FRANZ et al., 1970). Demnach müßte der untere erbohrte Geschiebemergel eine WI-Moräne sein und der Geschiebedecksand müßte, unter Berücksichtigung der stärkeren Verwitterung und Umlagerung, ähnliche Werte bei der Kiesanalyse zeigen wie die Proben 1 a und 2 a aus dem Geschiebelehm aus der Grube in Kladow. Die Probe 14 aus dem Geschiebemergel, der unter dem Grubenboden erbohrt wurde, hat jedoch eine andere Zusammensetzung, die nach dem Auswertungsdreieck von CEPEK auf Grund des hohen Flintanteils sogar einem Elsterspektrum entsprechen würde, während die glazifluvialen Sande und Kiese in entsprechender Tiefe ein SI-Spektrum zeigen (HANNEMANN/SCHLEGEL, 1965: 783).

Die Sande im Hangenden weisen keine glazitektonischen Störungen auf, und die Probe aus dem Geschiebedecksand liegt zwar im Auswertungsdreieck im Elster-Abschnitt, setzt man jedoch einen fiktiven PK-Anteil dazu, der durch die Verwitterung verlorenging, so wandern die Werte zum Saale-Abschnitt. Inwiefern die Verwitterung auch zu einem Verlust eines eventuell wesentlich höheren TU-Wertes geführt hat, läßt sich schwer beurteilen; die niedrigen Q-Werte lassen aber keine große Selektion durch Aufarbeitung vermuten.

Ähnliche Schwierigkeiten ergeben sich bei der Interpretation der Kiesanalysen aus der Sandgrube am Postfenn im Grunewald. Der graue Geschiebemergel, der \pm eben an der Grubensohle durchzog, läßt sich anhand der Kies-

analysen eher mit dem von der Potsdamer Chaussee vergleichen, als mit den Geschiebemergeln aus Kladow, denn er zeigt ebenfalls ein saalezeitliches Spektrum. Der Geschiebedecksand ist über den Sanden wohl als ein in der Nähe eines aktiven Eisrandes abgelagertes Sediment oder als Grundmoränenrelik zu interpretieren, da gegen das Ende einer normalen Kamesschüttung nicht mehr mit der Ablagerung von Grobmaterial, wozu stärkere fluviale Aktivität mit Schüttung in relative Hochlagen notwendig wäre, zu rechnen ist. Die Werte ähneln denen aus dem Geschiebedecksand an der Potsdamer Chaussee, allerdings haben sie einen wesentlich höheren Anteil an F und Q, was auf eine Selektion der harten Komponenten hinweist. Dieses kann eine Folge von fluvialer Ablagerung oder ein Resultat von periglazialer Aufarbeitung und Umlagerung in der Hanglage sein.

Die typische Weichsel-Geschiebemergelausbildung wurde demzufolge nur in der Sandgrube in Kladow in einer Tiefenlage der saalezeitlichen Landoberfläche angetroffen.

Eine vergleichende stratigraphische Interpretation beider Gruben in Kladow und an der Potsdamer Chaussee gestaltet sich deshalb besonders schwierig, da die Grundmoränenplatte eine ziemlich einheitliche Morphologie aufweist und die Höhen wie die Helleberge und der Windmühlenberg nur aufgesetzte Formen sind und nicht Durchragungen aus dem präweichselzeitlichen Untergrund. Leider gibt es keine Bohrungen auf dem Zwischenstück zwischen den beiden Gruben, so daß sich die untere sandige, in Bohrungen in dieser Ausbildung sicherlich schwer zu erkennende Grundmoräne nicht direkt weiter verfolgen läßt.

Stuft man den unteren Geschiebemergel an der Potsdamer Chaussee aber als S III ein, so liegen darüber nur gleichförmige Vorschüttungsande und ein Geschiebedecksand, der auch keinerlei Hinweis auf eine weichselglaziale Genese gibt.

Andererseits stellt sich die Frage, ob die Weichsel-Moränen wirklich immer die „typische“ Ausbildung haben (vgl. v. BÜLOW et al., 1977). Ein kurzer, wenn auch nicht weiter ausgeführter Hinweis dazu ist bei CEPEK/HEINRICH (1975: 1239) in den Untersuchungen am Zierholter Berg, einer Auftragung bei Buchow-Karpzow auf der Nauener Platte am Rand einer Rinne, zu finden. Dort wird die obere Moräne als S III (?) eingestuft: „Da jedoch im Bezirk Potsdam in einigen Fällen durchwitterte (oxydierte) und stärker sandige Geschiebemergel trotz ihrer PS-Armut als Weichsel-Grundmoräne interpretiert werden mußten (ZIERMANN, 1974), sind bestimmte Vorbehalte gegen die Einstufung als S III-Grundmoräne nicht völlig auszuschließen. Bemerkenswert ist allerdings, daß am Zierholter Berg gerade die sandigere Ausbildung des oberen Geschiebemergels etwas höhere PS-Werte ausweist“ (5,1 %; 2,3 %; 1,6 %; d. Verf.) „und daß, läge ein Weichsel-Geschiebemergel vor, sich trotz max. 6 m Mächtigkeit nicht der für das Jungmoränengebiet der DDR charakteristische hohe PS-Gehalt der Weichsel-Grundmoräne einstellt. Der nächste PS-reiche Weichsel-Geschiebemergel wurde von ZIERMANN und ZWIRNER (1973) in der Sandgrube am Mühlenberg nachgewiesen.“

Diese Sandgrube liegt ca. 1,5 km vom Zierholter Berg entfernt. In dem Exkursionsführer ist bei ZIERMANN (1974: 32) allerdings über die abweichende Fazies von Weichsel-Geschiebemergeln auch nur zu lesen, daß in der Kiessandgrube bei Vehlen der charakteristische PS-Gehalt auffallenden Schwankungen unterliegt. Anomalien der Weichsel-Moräne, die zum Saale-Spektrum hin tendieren, werden auch von RÜHBERG/KRIENKE (1977) aus den Gebieten von Wolgast, Anklam, Südusedom und dem Haffstauseegebiet beschrieben.

Es ist nur schwer vorstellbar, für den Bereich zwischen der Grube an der Potsdamer Chaussee und der in Kladow eine saalezeitliche morphologische Erhebung anzunehmen, die sich in der heutigen Landschaftsoberfläche nicht mehr widerspiegelt, auch wenn die westlichere Grube am Rande einer Rinne liegt. Diese Rinne wird wegen ihrer großen Tiefe als subglaziale Schmelzwasserbahn interpretiert (HELLWIG et al., 1975). Weiter südlich wurde westlich des Sakrower Sees, der in dieser Rinne liegt, auf der Grundmoränenplatte ein weichselglazialer Geschiebemergel angetroffen. Hingegen werden die beiden wesentlich flacheren Seen, der Lehnitzer und der Weiße See, die beide von dem Weichsel-Geschiebemergel unterlagert werden, auf exarative Wirkung zurückgeführt (a.a.O.: 192), wozu allerdings ein zweiter Weichsel-Eisvorstoß nötig wäre, da es sich ansonsten nur um mächtige Toteishohlformen in den Sanden handeln könnte.

Die Frage nach der zeitlichen Einordnung der Genese der Grunewaldhöhen ist schon ein älteres Problem (vgl. Kap. 6.1). Bekannt ist, daß die westlich anschließende Depression der Havel, aber auch andere Tiefenlinien im Randbereich des Brandenburger Stadiums und auch viele Erhebungen bereits präweichselzeitlich angelegt worden sind (HELLWIG et al., 1975; ZIERMANN, 1974; HANNEMANN, 1969, 1970).

Würde man die bei ca. +35 m NN liegende Grundmoräne in der Sandgrube am Postfenn als SIII-Moräne interpretieren, so wäre auch hier bereits eine saalezeitliche Höhenlage vorhanden gewesen. Die bis zu 25 m mächtige Kamesschüttung darüber weist leichte Stauchungen auf. Bei den Sanden kann es sich, da keine eindeutigen stratigraphischen Horizonte vorliegen, entweder um saalezeitliche Sedimente, wie sie HELLWIG et al. (a.a.O.) in anderen Höhenpositionen neben Tiefenlinien fanden, oder aber um weichselzeitliche handeln. Daß die gesamten Grunewaldsande bereits saalezeitlich geschüttet wurden und im Weichsel-Glazial als Nunatakker nur umflossen wurden, ist wohl auf Grund der Frische vieler Formen, wie z. B. kleiner Toteisdepressionen, auszuschließen.

Ähnliche stratigraphische Rückschlüsse lassen die Geschiebeanalysen zu. Der untere Geschiebemergel und der Geschiebedecksand an der Potsdamer Chaussee und der Geschiebedecksand aus der Sandgrube am Postfenn zeigen eine mittel- bis südschwedische Geschiebegemeinschaft, die nach LÜTTIG (1958: 398) dem Drenthe-Stadium der Saale-Vereisung entspricht, während die Probe aus der oberen Moräne in Kladow in ihrem Spektrum dem Warthe-Stadium nahe kommt. Jedoch gehen in diese Übersichtsdarstellung bei LÜTTIG meist Ergeb-

nisse von wesentlich weiter westlich gelegenen Untersuchungsgebieten ein, so daß er selbst dazu schreibt, „daß ein Vergleich verschieden alter Geschiebegemeinschaften nur in einem kleinen Gebiet vorgenommen werden sollte“; das bedeutet, daß die bei ihm angegebenen Werte nicht für Berlin gültig sein müssen. Da bei den vier hier ausgezählten Proben die oben genannten TGZ-Ergebnisse nach der Methode von LÜTTIG unter Einbeziehung der Sedimentgesteine vorgenommen wurden, aber sonst keine Zählungen nach dieser Methode aus Berlin oder der Umgebung vorliegen, ist ein Vergleich mit den Arbeiten von HESEMANN (1930, 1932, 1938) und die Errechnung der sogenannten Hesemann-Zahl (HZ), sowie eine TGZ-Bestimmung unter Auslassung der Sedimentgesteine, wie sie LÜTTIG (1958: 367 ff.) mit den älteren Zählungen von HESEMANN aus Brandenburg vornahm, angebracht.

	HZ	TGZ
Kladow	4240	17,5 / 59,3
Postfenn	3160 ¹⁰	16,7 / 58,3
Potsdamer Chaussee		
Geschiebemergel	1360	15,8 / 58,7
Geschiebedecksand	1360	15,9 / 58,5

Die Proben aus Kladow und auch vom Postfenn haben nach der Hesemann-Zahl und der Umrechnung von LÜTTIG (HESEMANN, 1932: 174; 1938: 46; LÜTTIG, 1958: 367 ff.) auf Grund des hohen Anteils an ostfennoskandischem Material ein weichselglaziales Alter. Dabei ist zu beachten, daß ein Teil der Proben, die HESEMANN östlich von Berlin dem Frankfurter Stadium zuordnet, nach der heutigen Auffassung zum Brandenburger Stadium gehören, während HESEMANNs Pommersches Stadium heute weitgehend zur Frankfurter Staffel zählt. Nach der heutigen Zuordnung der Eisrandlagen hat die Probe aus Kladow ein „Brandenburger Spektrum“, die vom Postfenn ein „Frankfurter Spektrum“.

Die beiden Proben aus der Grube an der Potsdamer Chaussee haben eine ziemlich einheitliche Zusammensetzung mit einem hohen Anteil an südschwedischem Material, das nach HESEMANN und LÜTTIG in diesem Gebiet saalezeitlich ist.

Der häufig auftretende Windschliff vor allem bei Geschieben aus dem Geschiebedecksand läßt im Berliner Raum auch keine Rückschlüsse auf ein präweichselzeitliches Alter zu, da in den periglazialen Phasen der Dünenaufwehung und Flugsanddeckenbildung sicher das ganze Gebiet in einem äolischen Formungsbereich lag. Erst bei einem Windkanteranteil von etwa 50 % wird mit saalezeitlichem Material gerechnet (LEMBKE, 1972: 72). Auch die Geschiebeanalyse ergibt wie die Kiesanalyse die unterschiedliche Zuordnung der Proben aus Kladow und von der Potsdamer Chaussee zu weichselzeitlichen und saalezeitlichen Geschiebespektren. In Bezug auf die Probe vom Postfenn zeigt sich ein etwas differenzierteres Bild, denn in der Fraktion >2 cm ist sie nicht mehr so ein-

¹⁰ Bei der Probe vom Postfenn zeigt sich wieder die Problematik bei der Berechnung der HZ, ob 24,1 %, 13,8 % und 62,1 % 3160 oder 2260 ergeben (vgl. LÜTTIG, 1958: 365)

deutig dem Saale-Glazial zuzuordnen wie in der Kiesfraktion, sie nimmt vielmehr eine Zwischenstellung zwischen der Probe aus Kladow und denen von der Potsdamer Chaussee ein.

7.3 Morphologische Interpretation der Oberflächenformen im Untersuchungsgebiet

Die Havel und die Grunewaldseenrinne, sowie mit großer Wahrscheinlichkeit auch die Grunewaldhöhen (vgl. Kap. 3.3 und Kap. 7.2), waren bereits im präweichselzeitlichen Relief angelegt. Ob die unmittelbar östlich der Grunewaldhöhen gelegene Grunewaldrinne auch bereits in der saalezeitlichen Landoberfläche zu erkennen war, ließ sich anhand der wenigen Bohrungen im Waldgebiet nicht eindeutig feststellen.

Wie die stratigraphischen Untersuchungen in Kladow gezeigt haben, liegt Berlin in einem weichselhochglazialen Oszillationsgebiet mit zweimaliger Eisbedeckung.

In der Vorrückphase des weichselglazialen Inlandeises suchten die Schmelzwässer als Abflußbahnen im Vorland sicher die bereits vorhandenen Tiefenlinien, auch solche, die im ausgehenden Saale-Glazial ein ungleichsinniges Gefälle hatten und daher wie die Grunewaldseenrinne heute als Seenketten ausgebildet waren. Bei Wasserundurchlässigkeit des Bodens durch Permafrost vor dem Eisrand und bei wesentlich größeren Wassermassen durch die Schmelzwässer konnten die Schwellenbereiche vom fließenden Wasser überflutet werden und somit ein durchgehendes Schmelzwassertal bilden. Diese Vorstellung gilt zunächst für die Grunewaldseenrinne, die Havel und wahrscheinlich auch für die Rinne mit dem Sakrower See und dem Glienicke See.

Schüttungsrichtungsmessungen von MOLLE/SCHULZ (1975) in der Sandgrube im Grunewald (Karte 1, 3) ergaben eine Schüttung der als weichselzeitlich eingestuftten glazifluvialen Sande aus der Grunewaldfläche von ESE. Die Meßstelle liegt nur unweit des östlichen Randes der Grunewaldrinne. Wenn die Grunewaldhöhen einen saalezeitlichen Kern enthalten, so waren Schmelzwässer aus östlichen Richtungen sicher nicht in der Lage, diese Höhenzone zur Havel hin zu queren; daher ist die Grunewaldrinne als eine östliche Umfließungsrinne der Schmelzwässer aus dieser Richtung anzusehen. Der Eisvorstoß dürfte in dieser Phase im wesentlichen aus NE erfolgt sein.

Als zunächst das Inlandeis über Berlin hinaus bis an die äußere Brandenburger Eisrandlage vorstieß, sind die Rinnen durch kleine, in den Tiefenlinien schneller vorstoßende Eiszungen weiter erodiert worden (vgl. HANSEN, 1971), die diese völlig mit Eis ausfüllten.

Beim Abschmelzen des Eises in Berlin ist dann der Bereich der Grunewaldhöhen, der wegen seiner Lage an der Nahtstelle zwischen zwei Eisströmen mit nur relativ geringmächtigem Eis bedeckt war, am ehesten wieder eisfrei geworden, und es kam zur Kamesschüttung. Auf Grund der zahlreichen Horizontalschichtungen und des feinen Materials ist es nach der genetischen Klassifika-

tion von WEISSE (1977) ein glazilimnisches Kames. Nach einem flächenhaften Niedertauen der westlich und östlich gelegenen Eismassen blieben im wesentlichen nur in den Rinnen Toteisbrocken liegen, da sie dort durch die tiefe Lage im Gelände am besten geschützt waren. Auf eine Übersanderung von Toteis weisen die Kryokarsterscheinungen am nordöstlichen Grubenabhang im Postfenn hin.

Eine Oszillation des Eisrandes führte dann zu einem erneuten Eisvorstoß, der in Kladow die obere Moräne ablagerter. Westlich der Grunewaldhöhen kam dieser Eisvorstoß aus NW, der von einem aus NE überlagert wurde, und schuf eine morphologisch markante Eisrandlage (vgl. Karte 1 und Kap. 6.1), indem er zum Teil schon vorhandene Höhenlagen weiter aufstauete.

Östlich der Grunewaldhöhen war diese zweite Vorstoßphase weniger kräftig ausgebildet. Wahrscheinlich stieß das Eis von N bis in den Bereich des Teufelssees vor, reaktivierte teilweise das Toteis und erweiterte so den nördlichen Teil der Grunewaldrinne zungenbeckenartig. In diese Phase gehören auch die beobachteten Stauchungen in der Kiesgrube am Postfenn und die Ablagerungen des Erratikums dicht an der Oberfläche und des grobsandig-kiesigen Sediments im SW-Zipfel derselben Grube (vgl. Kap. 6.1.1). Leichte Stauchungen wurden im westlichen Teil der Kiesgrube im Grunewald gefunden; sie können jedoch auch schon während des ersten Eisvorstoßes entstanden sein, da die Sande des Grunewaldrückens vor dem ersten Eisvorstoß abgelagert wurden.

Eine mögliche Randlage auf dem Teltow ist die in Kap. 6.1 beschriebene, quer über die Grundmoränenplatte verlaufende Störungslinie, was auf die geringe formende Kraft dieses Eisstromes hindeuten würde. Es ist aber auch möglich, daß der Eisrand am südlichen Urstromtalrand lag und nur kleine Eiszungen in den Tiefenlinien nach S vorstießen.

Die Gebiete östlich der Grunewaldhöhen müssen jedenfalls früher wieder eisfrei gewesen sein als die östliche Nauener Grundmoränenplatte, denn die Schmelzwässer dieses stärkeren Eisstromes, dessen Eismächtigkeit nach den Ergebnissen des Drucksetzungsversuches bei 40 bis 60 m lag, flossen über die Grunewaldhöhen, querten die mit Toteis verfüllte Grunewaldrinne und überprägten die Grunewaldsande in eine nach E leicht geneigte Abdachung (vgl. MOLLE/SCHULZ, 1975). Gleichzeitig erhielten die Grunewaldhöhen von diesem Eisvorstoß ihren Charakter als Stauchendmoränen. An der W-Seite der Grunewaldhöhen sind zwischen 45 bis 50 m NN streckenweise, so z. B. am Karlsberg, Terrassenflächen zu erkennen, die beim Niedertauen als Kamestrassen an die Stauchendmoränen angelagert wurden.

In den Rinnen müssen sich aber noch lange nach dem flächenhaften Abschmelzen des Eises Toteisreste erhalten haben, die einen Abfluß der Schmelzwässer nach W durch das Urstromtal notwendig machten, indem sie den Abfluß nach S plombierten.

7.4 Interpretation der ^{14}C -Daten

Die ^{14}C -Daten, die zunächst in der Grube am Postfenn aus dem eingeschwemmten Material in den glazifluvialen Sanden und aus der Grundmoräne und dann in Kladow aus den glazifluvialen Sanden gewonnen wurden, lauten:

Postfenn	Kladow
$18\,300^{+1200}_{-1000}$ J. v. h.	
$22\,600 \pm 520$ J. v. h.	$21\,500^{+910}_{-810}$ J. v. h.
$23\,400^{+1300}_{-1060}$ J. v. h.	
$28\,950^{+870}_{-740}$ J. v. h.	
$32\,650^{+1080}_{-950}$ J. v. h.	$31\,250^{+1020}_{-900}$ J. v. h.
$40\,850^{+1350}_{-1150}$ J. v. h.	
	$43\,800^{+1900}_{-1540}$ J. v. h.

Das ^{14}C -Alter einer Holzkohle-Probe aus der Grube an der Potsdamer Chaussee (16 m unter Gelände) ist mit $35\,400^{+1380}_{-1180}$ J. v. h. gleich alt wie eine von MOLLE/SCHULZ (1975) aus ca. 20 m unter Gelände aus dem Grunewaldrücken (vgl. Karte 1, 3) entnommene Probe mit einem ^{14}C -Alter von $35\,185 \pm 1470$ J. v. h. Aus allen Daten hätte leicht eine flächenhafte Schüttung während dieses Zeitraumes im Berliner Gebiet gefolgert werden können; das würde allerdings auch bedeuten, daß bereits im Frühweichsel-Glazial ein Gletschervorstoß Berlin erreichte, dessen Rand stationär blieb.

Da die aus dem Sandermaterial gewonnenen Probemengen ziemlich klein waren, konnten keine getrennten Huminsäuredatierungen vorgenommen werden. Die ^{14}C -Alter widersprachen den geologischen Befunden zunächst auch nicht völlig. Erst eine andere Methode, die Bestimmung der datierbaren Holzreste (vgl. Kap. 6.2.1.2) in Kladow – bei den anderen Gruben dürfte es sich in den Sanden um kein wesentlich anderes Material gehandelt haben – gab Hinweis auf mögliche Kontaminationen.

Die Schwierigkeit von radiometrischen Altersbestimmungen von pleistozänen Proben besteht zunächst darin, daß bei allen Proben, die $>20\,000$ J. v. h. sind, die ^{14}C -Konzentration so gering ist, daß immer mit einer Kontamination zu rechnen ist, die zu kleine Alter vortäuscht. Bei den interglazialen Ablagerungen sichert die Pollenanalyse die stratigraphische Zuordnung und die Altersstellung, bei dem Interstadial-Fragment ist das Alter mit der Pollenanalyse nicht faßbar.

Der Interglazial-Horizont zeigt von Profil zu Profil unterschiedliche Grade von Kontamination, die jedoch in jedem Profil einheitlich zu sein scheinen (vgl. Kap. 6.2.1.3). In den Interstadial-Ablagerungen scheint bei den NaOH-unlöslichen Probenbestandteilen eine noch stärkere Kontamination vorzuliegen, die nicht durch Huminsäuren verursacht sein kann, da jene älter sind als diese Fraktion nach der Huminsäureabtrennung. Sowohl bei den Eem-Proben als auch bei den Interstadial-Proben hätte eine Kontamination durch Huminsäureinfiltration bei getrennter Datierung der Huminsäuren und der NaOH-unlöslichen Bestandteile für die ersteren ein kleineres Alter ergeben müssen als für die Holzkohle.

Eine weitere Möglichkeit der Kontamination und Verjüngung der festen Bestandteile einer Probe besteht bei Durchwurzelung (GEYH et al., 1971). Eine eventuelle Durchwurzelung in Kladow um $20\,000$ J. v. h., bevor die glazialen Sedimente die Landoberfläche verschütteten, würde allerdings bis zu 67 % an Wurzelmaterial ausmachen, um diesen Kontaminationsgrad zu erreichen; das hätte in den Proben sichtbar sein müssen.

Eine spätglaziale oder holozäne Durchwurzelung ist bei 18 m unter Gelände auszuschließen.

Eine Einschwemmung von festen organischen Teilchen durch Sickerwässer von oben oder durch einen höheren Grundwasserspiegel im Atlantikum wird wegen der Kompaktheit der Torfe ausgeschlossen.

Somit bleibt nur noch eine in der Literatur bisher nicht beschriebene¹¹ Möglichkeit der Kontamination, die auch in dieser großen Tiefe möglich sein kann: zugesickerte Huminsäuren werden teilweise schnell inkohlt, so daß sie natronlaugeunlöslich werden und nicht von der anderen Fraktion der Probe abtrennbar sind.

Der Kontaminationsgrad ist in einem stratigraphischen Horizont nicht flächenhaft einheitlich, sondern richtet sich punktuell nach den Infiltrationsbedingungen durch dünne Sickerwasserbahnen von der Erdoberfläche und den wechselnden Randparametern, die zur Huminsäurenkohlebildung notwendig sind, so daß der Wechsel von einem $>40\,000$ J. v. h. datierten Eem-Profil und einem zwischen $20\,000$ und $30\,000$ J. v. h. datierten Eem-Profil auf kurze Distanz möglich ist.

Unter welchen Bedingungen eine solche Inkohlung von Huminsäuren – falls sie überhaupt in der Art vorkommt – vor sich gehen könnte, und wie man sie bei der Probenentnahme und der Aufbereitung im Labor erkennen und ausschließen könnte, wird eine Aufgabe der Zukunft sein.

Für die hier durchgeführten Untersuchungen bedeutet es, daß auch die Altersbestimmungen des Interstadial-Fragments, die bei Hv 7415 für die NaOH-unlöslichen Bestandteile und die Huminsäuren (Hv 8996 und Hv 8997) übereinstimmen, nicht den tatsächlichen Altern zu entsprechen brauchen. Deshalb sind alle ^{14}C -Alter der pleistozänen Proben nur Minimalwerte und für eine gesicherte Chronologie nicht verwendbar. Diese Ergebnisse bestätigen die vorhandene Skepsis gegenüber allen ^{14}C -Daten (vgl. GEYH et al., 1971), die $>20\,000$ J. v. h. sind und die vielleicht nur scheinbar der geologischen Position der Entnahmepunkte entsprechen. Völlig abzulehnen ist die Datierung von allochthonem Material, dessen ^{14}C -Alter nicht mit anderen Methoden überprüft werden kann.

¹¹ Freundliche mündliche Mitteilung von Prof. M. A. GEYH am 12. 12. 1978.

8. Überregionaler Vergleich und Schlußfolgerungen

Die Frage nach der zeitlichen Altersstellung des Brandenburger Stadiums bzw. der beiden weichselglazialen Grundmoränen bleibt problematisch.

Aus Nord-Amerika sind Early-Wisconsin-Eisvorstöße zwischen 57 000 und 53 000 J. v. h. und 36 000 bis 32 000 J. v. h. im Gebiet der Großen Seen bekannt (DREIMANIS/KARROW, 1972). Russische Auffassungen (vgl. SEREBR-JANNY/RAUKAS, 1970), nach denen die Brandenburger (Bologoe) Moränen vor dem Präkaruküla-(Mittelweichsel-)Interstadial gebildet wurden und die Pommerschen Rاندlagen dem eigentlichen Weichsel-Hochglazial entsprechen, werden nicht zuletzt von CEPEK (1972) auf Grund seiner indirekten Datierungen der Maximal-Ausdehnung des weichselglazialen Inlandeises durch die ^{14}C -Daten um 20 000 J. v. h. aus dem Lausitzer Abschnitt des Magdeburger Urstromtales, der Entwässerungsbahn der SIII-Schmelzwässer (CEPEK, 1965), angezweifelt.

Dabei sind zwei Aspekte kritisch zu betrachten: erstens handelt es sich auch hier offensichtlich um eingeschwemmtes Material, das relativ dicht unter der Oberfläche lag – die Art der Aufbereitung im Labor wird nicht angegeben –, und zweitens ergab eine weitere Datierung aus Sedimenten an der Obergrenze eines Stadials, das sich im Liegenden durch Erosionsdiskordanzen und Kryoturbation auszeichnet, ein ^{14}C -Alter von $30\,415 \pm 100$ J. v. h. Diese kryoturbaten Sande sind frei von organischem Material und weisen auf eine ausgeprägte Kaltphase hin, an deren Ende dann ein durch pollenanalytischen Befund mit fast 100 % Nichtbaumpollen belegter Horizont steht.

Mit Hilfe der Höhenkorrelation von Spreetalterrassen im Durchbruchstal durch den Fläming und den Terrassen im Baruther Urstromtal kommt CEPEK auf Grund der ^{14}C -Daten um 20 000 J. v. h. und der anschließend aussetzenden Sedimentation zu einer Datierung des maximalen Eisvorstoßes. Es läßt sich bei den Ausführungen wohl kaum anzweifeln, daß die maximale Eisrandlage der Weichsel-Eiszeit und der Spreedurchbruch zeitgleich sind, aber die ^{14}C -Alter lassen sich anzweifeln. CEPEK zieht zur indirekten Datierung ein ^{14}C -Alter aus der Gegend von Skado heran, einem Gebiet, das heute eher in dem Einflußbereich der Schwarzen Elster liegt, während die Spree weiter östlich das Lausitzer Urstromtal quert. Gerade ihre Umleitung soll zu einer Akkumulationsstagnation geführt haben. Ungeklärt bleibt, wie stark die Wasserführung der Spree im Eem-Interglazial und Weichsel-Frühglazial war, ob sie für die zahlreichen organogenen Auffüllungen in den Altwasserbetten allein verantwortlich war oder ob nicht auch höheres Grundwasser zur Seenbildung geführt haben könnte. Ferner ist ungeklärt, inwieweit die Schwarze Elster bereits existierte und warum in ihrem Bereich scheinbar um 20 000 J. v. h. ebenfalls die Akkumulation zum Erliegen kam. Daraus ergibt sich die Frage, ob nicht das Ende der Akkumulationsphase primär klimatische Vorgänge, wie zunehmende Aridität im Kältemaximum und Permafrost, herbeiführten, wie es sich bereits in Anfängen in den von

CEPEK selbst beschriebenen Feinsand-Schluff-Weichselagerungen ankündigte. Denn offensichtlich kam es im Spätglazial und Holozän, wenn auch in etwas geringerem Ausmaß, erneut zu Erosions- und Sedimentationsprozessen. Dadurch erscheint eine indirekte Datierung des Brandenburger Stadiums, wie sie CEPEK unternimmt, nicht schlüssig.

Im polnischen Flachland gibt es neben dem in den Oder- und Weichselmündungsgebieten als frühweichselglazial eingestuftem Szczecin-Eisvorstoß (MOJSKI, 1969, 1972; MAKOWSKA, 1975) das Weichsel-Hochglazial mit den Poznan- und Leszno-Eisvorstößen, die mit der Brandenburger und der Frankfurter Eisrandlage korreliert werden. Dort kam es allerdings zur Ausbildung von zwei übereinanderliegenden, durch glazifluviale Bildungen getrennten Geschiebemergelhorizonten.

Es ist schwer zu entscheiden, wie weit zwei Eisvorstöße zeitlich auseinanderliegen, wenn sie nur durch glazifluviale Sedimente getrennt sind.

Auch in Schleswig-Holstein ist trotz einiger vorliegender radiometrischer Alter, deren Zuverlässigkeit aber auch angezweifelt wird, noch nicht bekannt, wann das weichselglaziale Inlandeis das erste Mal bis dorthin vorstieß (vgl. STEPHAN/MENKE, 1977).

Die Problematik, ob die untere Moräne in Kladow erst nach 20 000 J. v. h. abgelagert wurde, das Eis flächenhaft abschmolz, 15 m mächtige Vorschüttungsande innerhalb von wenigen Jahrzehnten oder Jahrhunderten schüttete und dann nochmals vorstieß, um dann die aktive Eisfront bis spätestens 15 000 J. v. h. (WOLDSTEDT/DUPHORN, 1974) an die Frankfurter Eisrandlage zurückzuverlegen, ist bisher mit den zur Verfügung stehenden Methoden nicht zufriedenstellend gelöst. Das würde nämlich bedeuten, daß alle Rückzugsphasen und erneuten Eisvorstöße in knapp 5000 Jahren abliefen; es scheint aber ebenso gut möglich zu sein, daß die Brandenburger Randlage schon früher als bisher angenommen erreicht wurde.

Die meisten ^{14}C -Daten, die zur Datierung der maximalen Eisrandlage benutzt werden, stammen aus den eisfreien Gebieten (WOLDSTEDT/DUPHORN, 1974: 23) und dokumentieren eigentlich mehr ein Kältemaximum, wobei sich die Frage stellt, ob ein Kältemaximum mit dem Maximal-Eisvorstoß zeitgleich ist oder ob es nicht eine zeitlich versetzte Folge davon ist. Zum Eisaufbau ist nicht nur Kälte, sondern auch die jährliche Niederschlagsverteilung von Bedeutung; besonders Sommerschnee verhindert auf Grund der hohen Albedo hohe Ablationsraten. Starke sommerliche Wolkenbedeckung schränkt die Albedo durch geringere Sonneneinstrahlung ein; ebenso spielt das Verhältnis der sommerlichen Extremtemperaturen zur Jahresmitteltemperatur eine entscheidende Rolle bei der Gletscherbildung (REINWARTH/STÄBLEIN, 1972; HOINKES, 1970), so daß nicht, wie WOLDSTEDT/DUPHORN (a.a.O.) schreiben, die Vereisung der Klimaverschlechterung folgen muß, sondern die periglazialen Bedingungen erst durch den Eisvorstoß verstärkt worden sein können.

Es zeigt sich bei diesen Untersuchungen wieder die allgemeine Problematik der Quartärforschung in den ehemals eisbedeckten Gebieten: einerseits sind es die auftretenden Schichtlücken, die oft keine einwandfreie stratigraphische Einordnung der Sedimente gestatten, und andererseits sind die angewandten Methoden nur bedingt zuverlässig.

Erstmals wurden südlich der Pommerschen Eisrandlage zwei weichselglaziale Grundmoränen über interglazialen Ablagerungen aufgefunden; bisher waren solche Abfolgen im Berliner Stadtgebiet zwar schon erbohrt, aber nicht untersucht worden. Beide Grundmoränen in einem Aufschluß zeigen kein wesentlich voneinander abweichendes Kiesspektrum, so daß sie zunächst nur zu einer Oszillationsstaffel zugeordnet werden können. Rechnet man die untere Moräne als diejenige, die zum Maximalstadium der Weichseleiszeit gehört, so muß beim Abschmelzen zumindest das gesamte Aufschlußgebiet in Kladow wieder eisfrei gewesen sein, ehe die Verschüttung sedimentiert wurden. Da jedoch von einer nur relativ geringmächtigen Eisbedeckung auch während des Maximalvorstoßes ausgegangen werden kann, weil Berlin in dem von ASEEV (1968) beschriebenen Bereich der peripheren Eisdecke von ca. 200 km Breite, in dem die Akkumulation überwog, außerhalb des eigentlichen Eisschildes lag, ist auch mit einem relativ schnellen Niedertauen an der aktiven Eisfront und deren Rückverlagerung zu rechnen.

Wie weit die aktive Gletscherfront zwischenzeitlich zurückverlegt worden war, läßt sich im Rahmen dieser Un-

tersuchungen nicht feststellen, jedoch sind eben aus dem Gebiet nördlich des Berliner Urstromtales zwei getrennte weichselzeitliche Geschiebemergel bekannt (ASSMANN, 1957).

Zur Morphologie des Untersuchungsgebietes läßt sich sagen, daß die großen Strukturen überwiegend präweichselzeitlich angelegt sind und das heutige Relief in einer wahrscheinlich vierphasigen Entwicklung (zwei Eisvorstöße, zwei Abschmelzphasen) bei im Verhältnis zu den älteren Eiszeiten geringen Sedimentationsraten entstand.

Der Frage nach der einheitlichen und „typischen“ Geschiebeführung von weichselglazialen Grundmoränen oder Grundmoränen allgemein und nach der Verwendbarkeit dieser Methoden für stratigraphische Aussagen müßte durch weitere Untersuchungen in der Umgebung nachgegangen werden, zumal häufiger im Gebiet zwischen Berlin und der äußersten weichselzeitlichen Eisrandlage nach Kiesanalysen als saalezeitliche eingestufte Geschiebemergel dicht unter der Oberfläche anstehen, ohne daß deutliche weichselglaziale Spuren zu finden sind. Dabei ist das mögliche Auftreten von zwei weichselglazialen Geschiebemergeln zu berücksichtigen.

Den Ergebnissen der ^{14}C -Methode muß so lange kritisch begegnet werden, wie sich Kontaminationen nicht in allen Fällen sicher erkennen und eliminieren lassen; allein die Pollenanalyse ist methodisch in der Lage, zur Erkennung von Interglazial-Ablagerungen zuverlässige Aussagen zu machen, während für die Weichsel-Interstadiale auch noch keine methodische Sicherheit besteht.

Zusammenfassung

In Berlin, das in der weichselglazialen Jungmoränenlandschaft des Brandenburger Stadiums liegt, wurden stratigraphische Untersuchungen zur Klärung der Morphogenese und der Altersstellung des Oberflächenformenschatzes durchgeführt, da in der Literatur unterschiedliche Auffassungen bestehen:

1. ASSMANN (1957) hatte für Berlin auf Grund von Bohrungen zwei weichselglaziale Grundmoränen festgestellt, die auch auf den Geologischen Karten von Berlin verzeichnet sind, während CEPEK (1972) bei seinen Untersuchungen in der DDR nur eine weichselglaziale Grundmoräne südlich der Pommerschen Eisrandlage ausgliedern konnte;

2. die Bildung der markanten Oberflächenformen des Grunewaldes und seiner südlichen Fortsetzung östlich der Havel wurden von BERENDT (1899) und SOLGER (1958) als saalezeitlich eingestuft, während andere Autoren (WOLDSTEDT, 1961; ASSMANN, 1957; HAGEDORN/HÖVERMANN, 1962; MOLLE/SCHULZ, 1975) sie als weichselzeitlich ansehen.

Für die Untersuchungen wurden im wesentlichen Sandgrubenaufschlüsse herangezogen, da die methodischen Möglichkeiten dort vielfältiger und räumliche Zusammenhänge besser erkennbar sind als bei Bohrungen. Als wichtigste stratigraphische Methoden dienten die Pollenanalyse, die ^{14}C -Altersbestimmung und die Kies- bzw. Geschiebeanalysen.

Die Sandgrube in Berlin-Kladow erwies sich wegen eindeutig stratigraphisch bestimmbarer Leithorizonte als der wichtigste Aufschluß. Über saalezeitlichen glazifluvialen Sanden war dort ein spätsaalezeitlicher periglazialer Tropfenboden aufgeschlossen, über dem eine pollenanalytisch untersuchte eeminterglaziale Mudde-Torf-Abfolge lag. Durch Sande getrennt folgten im Hangenden eine weichselzeitliche interstadiale Mudde-Torf-Kalksediment-Abfolge, der Erosionsrest einer unteren weichselglazialen Grundmoräne, die in sandiger Fazies als Lokalmoräne ausgebildet war, 15 m glazifluviale Sande und ein zweiter weichselglazialer Geschiebemergel. Beide Grundmoränen hatten das von CEPEK (1967) als typisch für das Weichselglazial angesehene Kiesspektrum und unterschieden sich deutlich von dem saalezeitlichen Material im Liegenden. Es konnten hier also erstmals südlich der Pommerschen Eisrandlage zwei weichselzeitliche Grundmoränen über Interglazialsedimenten nachgewiesen werden.

In den anderen Sandgruben fehlten solche Leithorizonte wie die Eem-Ablagerungen in Kladow, so daß nur auf lithofazielle und morphologische Untersuchungen zurückgegriffen werden konnte. Hierbei zeigte sich, daß sich durch Kies- und Geschiebeanalysen nicht immer saalezeitliche von weichselzeitlichen Sedimenten eindeutig trennen lassen.

In der Sandgrube am Postfenn an der E-Abdachung der Grunewaldhöhen lag bei 35 m NN am Grubenboden ein

Geschiebemergel, dessen Kiesanalysen ein saalezeitliches Spektrum haben. Das bedeutet, daß die Grunewaldhöhen möglicherweise einen saalezeitlichen Kern enthalten. Die diskordant darüber lagernden geschichteten Sande sind offensichtlich weichselzeitlich geschüttet worden, und durch eine Stauchung dieser Sande ist auch hier der zweite weichselzeitliche Eisvorstoß belegt; jedoch lassen Kies- und Geschiebeanalysen aus dem Geschiebedecksand ohne die morphologische Interpretation der vielen „frischen“ Oberflächenformen keine zeitliche Einstufung zu.

Eine Interpretation der Altersstellung der Sedimente in der Sandgrube an der Potsdamer Chaussee, die wie die Sandgrube in Kladow auf der östlichen Nauener Grundmoränenplatte liegt, ließ sich nach Kies- und Geschiebeanalysen nicht vornehmen, da sie ein saalezeitliches Spektrum enthalten, was der morphologischen Situation widerspricht.

Um eine genauere Zeitvorstellung von den Eisvorstößen des Hochglazials, das bisher ausschließlich durch ^{14}C -Daten aus den eisfreien Gebieten datiert wurde, zu bekommen, wurden in allen drei schwerpunktmäßig untersuchten Sandgruben radiometrische Altersbestimmungen von eingeschwemmtem organischen Material aus den glazifluvialen Sanden und in Kladow auch aus den interglazialen und interstadialen Ablagerungen durchgeführt. Dabei zeigte sich, daß in den pleistozänen Sedimenten mit Kontaminationen bis zu 18 m unter Gelände zu rechnen ist, die sich auch durch Abtrennung der Huminsäuren mit Natronlauge nicht beseitigen lassen. Mehrere getrennte Datierungen von NaOH-unlöslichen Bestandteilen und den dazugehörigen Huminsäuren ergaben für die Huminsäuren größere Alter als für die anderen Bestandteile. Daher sind alle ^{14}C -Alter nur Minimalwerte und besitzen keinen chronostratigraphischen Aussagewert.

Aus methodologischer Sicht liegen folgende Ergebnisse vor: es bestätigt sich die Skepsis gegenüber allen radiometrischen Altersbestimmungen, die nicht durch eine andere Methode, wie etwa durch die Pollenanalyse in den interglazialen Sedimenten, überprüft werden können, wie es immer bei allochthonem Material der Fall ist; das dürfte für die meisten ^{14}C -Alter allgemein zutreffen. Die Pollenanalyse lieferte eine eindeutige stratigraphische Einordnung für das Eem-Interglazial, während für das Interstadial nur noch ein vegetationsgeschichtlicher Abschnitt dokumentiert werden konnte, dessen zeitliche Stellung weitgehend ungewiß ist. Die Kies- und Geschiebezählungen erwiesen sich noch als unbefriedigend, da sie selbst in einem kleinen Untersuchungsgebiet im Zusammenhang mit der Morphologie bisher keine Regelmäßigkeit erkennen lassen.

Bei der morphologischen Interpretation kann auf Grund der Untersuchungsergebnisse von einer zweimaligen Eisbedeckung im weichselhochglazialen Oszillationsgebiet ausgegangen werden:

1. Unter periglazialen Klimabedingungen dienten die präweichselzeitlich angelegten Tiefenlinien wie die Havelrinne und die Grunewaldseenrinne als Schmelzwasserbahnen beim Heranrücken des Inlandeises;
2. der erste Eisvorstoß erfolgte von N bis NE und schüttete die Grunewaldsande als Vorschüttungsande, wobei die Grunewaldrinne als östliche Umfließungsbahn des saalezeitlichen Kerns der Grunewaldhöhen diente;
3. während das Eis an der äußersten Eisrandlage des Brandenburger Stadiums südlich von Berlin lag, war das gesamte Gebiet von Eis bedeckt, jedoch verlief östlich der Havel im Bereich der Grunewaldhöhen die Naht zwischen zwei Eisströmen, dem Brandenburger und dem Berliner Eisstrom (BEHRMANN, 1949/50), so daß das Eis dort nicht so mächtig war;
4. in der Abschmelzphase wurde diese Nahtstelle am schnellsten wieder eisfrei, und es wurden Sande als Kames zwischen dem westlich und östlich liegenden stagnierenden Eis geschüttet;
5. das Eis taute flächenhaft ab, lediglich die Rinnen blieben mit Toteis verfüllt;

6. ein zweiter Eisvorstoß, der auf der Nauener Platte besonders kräftig ausgebildet war, hatte eine Vorstoßrichtung aus NW mit einer Überlagerung aus NE. Er stauchte die Kames östlich der Havel zur Stauchendmoräne, vor denen noch die Toteisreste in der Grunewaldrinne lagen, und bildete die quer von SE nach NW über die Nauener Platte verlaufenden Höhen (Zedlitz Berg, Krampnitz Berg, Langer Berg, Hitz-Berge, Schwarzer Berg). Während des zweiten Eisvorstoßes war die Teltow-Grundmoränenplatte entweder gar nicht von Eis bedeckt und der Gletscherrand lag am Südrand des Urstromtales, oder eine nur geringmächtige Eisdecke schob sich auf die Fläche, so daß sie schneller wieder eisfrei wurde. Dadurch konnten die Schmelzwässer des stärkeren westlichen Eisstromes, die über die Grunewaldhöhen abfließen, die Sande des Grunewaldrückens entgegen ihrer ursprünglichen Schüttungsrichtung (MOLLE/SCHULZ, 1975) in eine von W nach E geneigte Abdachung überprägen;
7. beim Abschmelzen des letzten Eisvorstoßes entstanden dann an der W-Abdachung der Grunewaldhöhen stellenweise Kamesterrassen.

Summary

Berlin is situated in a region whose relief was formed by the Brandenburg advance of the Weichselian glaciation. The morphogenesis and age of these relief forms were investigated, especially as various authors have expressed different opinions:

1. ASSMANN (1957) established the existence of two Weichselian tills, which are also marked on the geological maps of Berlin, whereas CEPEK (1972) found only one Weichselian till south of the Pomeranian end moraines in the GDR.

2. The formation of the prominent surface forms of the Grunewald and its southern continuation east of the Havel were classified as Saale period by BERENDT (1899) and SOLGER (1958), whereas other authors (WOLDSTEDT, 1961; ASSMANN, 1957; HAGEDORN & HÖVERMANN, 1962; MOLLE & SCHULZ, 1975) consider them to be Weichselian.

Sandpits were preferred for the investigations since they offer better possibilities for methodic study and show more easily recognizable sedimentary patterns than drillings. The most important stratigraphic methods used were pollen analysis, radiocarbon dating and the analysis of pebbles and boulders.

The sandpit at Berlin-Kladow proved to be the most important exposure because of its clearly classifiable key horizons. A late Saalian periglacial drop soil was exposed over Saalian glaciofluvial sands. On top of this was a layer of mud and peat, dated as Eemian by pollen analysis. A layer of sand separated this mud/peat layer from overlying layers of Weichselian interstadial organogenic and calcareous sediments, remains of a Lower-Weichselian till, consisting of local material in a sandy facies. This series was topped by 15-m-thick glaciofluvial sands and a

second Weichselian till. Both tills contained the range of gravel which, according to CEPEK (1967), is typical for the Weichselian glacial period, and differed clearly from the underlying Saalian material. This is the first time that two Weichselian tills were found on top of interglacial sediments south of the Pomeranian ice marginal grounds.

Key horizons like the Eemian deposits at Kladow do not exist in the other sandpits, so only lithofacial and morphological investigations were possible. It was not always possible to distinguish Saalian from Weichselian sediments by means of pebble and boulder analysis. At the bottom of the sandpit at the Postfenn, on the eastern slope of the Grunewald hills, a till was found at an altitude of 35 m above sea level. This means that the Grunewald hills have a Saalian core. It seems that the overlying stratified sands are Weichselian and that the second Weichselian ice advance is documented here by these pushed sands. However, the surface till cannot be dated by pebble and boulder analyses unless the many young surface forms are morphologically interpreted.

It was not possible to date the sediments in the Potsdamer Chaussee sandpit, situated, like the Kladow sandpit, on the eastern Nauen till plain, on the basis of pebble and boulder analyses because their Saalian composition contradicts the morphological situation.

Up to now the furthest inland ice advances were dated only from radiocarbon dates from icefree areas. In order to obtain a more precise date, radiocarbon analyses were made of samples of organic material from glaciofluvial sands. At Kladow, interglacial and interstadial deposits were also analysed. The results were surprising: In the Pleistocene sands contaminations are possible up to a depth of 18 m below the surface and cannot be eliminated

by separating the organogenic remains of humic acids by means of NaOH. Several separate analyses of components insoluble by NaOH and of humic acids from the same samples gave a greater age for the humic acids than for the other components. Thus all radiocarbon dates only give minimum ages and have no chronostratigraphic value.

From a methodological point of view, the following results were obtained:

Scepticism seems justified with regard to all radiometric dates that cannot be checked by another method, e. g. pollen analysis of interglacial sediments. This is the case with all allochthonous material and is probably true of most ^{14}C dates. Pollen analysis supplied a clear stratigraphic classification for the Eem interglacial, but for the interstadial it was only able to document a short period of vegetational evolution whose exact age is unknown. Pebble and boulder counts proved to be still unsatisfactory as no systematic relationship to the morphology could be established, even in a small study area.

A morphological interpretation of these results indicates the existence of two ice covers in this area at the maximum of the Weichselian glaciation:

1. Under periglacial climatic conditions, the long pre-Weichselian depressions, such as the Havel and Grunewaldseen "Rinnen", acted as spillways for the advancing ice sheet.
2. The first ice advance came from the N and NE, depositing the Grunewald sands as a frontal apron. The "Grunewaldrinne" (a long depression east of the Grunewald hills) diverted the meltwater away from the Saalian core of the hills.

3. When the ice sheet reached the far edge of the Brandenburg stage south of Berlin the entire area was covered by ice, but east of the Havel near the Grunewald hills there ran the seam joining the Brandenburg and the Berlin ice streams (BEHRMANN, 1949/50), so that the ice there was less thick.

4. During the melting phase the ice melted most quickly along this seam, and sand was deposited in kame-form between the east- and west-lying stagnant ice.

5. The ice melted over the whole area; only the depressions were still filled by dead ice.

6. A second ice advance, particularly marked on the Nauen till plain, followed a main route from NW, with a secondary push direction from NE. It compressed the kames east of the Havel into push-moraines, leaving the dead ice remains in front of them in the Grunewald channel, and formed the hills stretching from SE to NW across the Nauen plain (Zedlitz Berg, Kramnitz Berg, Langer Berg, Hitz-Berge, Schwarzer Berg). During this second advance, the Teltow till plain was either free of ice, with the glacier edge on the southern margin of the Berlin spillway, or covered by only thin ice, which soon melted again. Thus the meltwater of the bigger western ice stream flowed over the Grunewald hills and changed the sands of the Grunewald crest into a gentle slope inclining from W to E, in the opposite direction to their original deposition (MOLLE & SCHULZ, 1975).

7. During the melting of the last ice advance, kames terraces were formed in places along the W-slope of the Grunewald hills.

Translation by A. Beck

Résumé

Berlin est situé dans une région dont le relief a été formé par l'avance maximale brandenbourgeoise de la glaciation weichselienne. On y a effectué des recherches concernant la morphogénèse et l'âge du relief parce que les idées sur ces problèmes sont encore divergentes.

1. ASSMANN (1957), en ce qui concerne Berlin, a trouvé à partir de sondages, deux couches morainiques weichseliennes qui figurent aussi sur les légendes des cartes géologiques de Berlin. CEPEK (1972), au contraire, n'a trouvé qu'une seule moraine de fond weichselienne au sud des moraines terminales poméranienne de RDA.

2. Selon BERENDT (1899) et SOLGER (1958), le relief accentué du Grunewald et son prolongement méridional à l'Est de la Havel se sont formés lors de la glaciation saalienne tandis que d'autres auteurs (WOLDSTEDT, 1961; ASSMANN, 1957; HAGEDORN/HÖVERMANN, 1962; MOLLE/SCHULZ, 1975) lui accordent un âge weichselien.

Les recherches ont été entreprises de préférence dans les carrières de sable, les possibilités de travail méthodique y étant plus diversifiées, et vu qu'il est plus aisé de reconnaître l'étendue et les relations existant entre sédiments

en étudiant les affleurements plutôt que des sondages. Les méthodes les plus importantes qui y ont été appliquées sont la palynologie, la datation au radiocarbone, et les analyses de graviers et de blocs.

La carrière de sable située à Berlin-Kladow montrait les affleurements les plus intéressants grâce à l'existence d'horizons de repère stratigraphiques très nets. Au-dessus de sables fluvio-glaciaires saaliens, on y a trouvé un horizon périglaciaire (sol à goutte, «Tropfenboden») au-dessus duquel des sédiments organogènes d'âge interglaciaire eemien ont été mis en évidence par les analyses palynologiques. Cette tourbe comprimée était séparée par des sables d'une deuxième couche organogène et d'une couche calcaire, tous les deux de caractère interstadial. On y a également trouvé le reste d'une moraine de fond weichselienne inférieure, très sableuse et pleine de matière locale. Toute cette série était surmontée de 15 m de sables fluvio-glaciaires et d'une seconde couche morainique weichselienne. Les deux moraines contenaient une composition de graviers typiques pour la glaciation weichselienne selon CEPEK (1967), et étaient nettement différentes de la matière saalienne située en-dessous.

C'est donc la première fois qu'on a trouvé deux moraines de fond weichseliennes au-dessus de sédiments interglaciaires au Sud des moraines terminales pomériennes. Dans les autres carrières de sable, de tels horizons de repère manquaient, et on ne pouvait que faire des recherches lithofacielles et morphologiques. On a pu constater qu'il n'était pas toujours possible de discerner les sédiments saaliens des weichseliens par l'analyse des graviers et des blocs.

La base de la carrière de sable au Postfenn, située à la pente orientale des collines du Grunewald, était formée par une couche morainique à 35 m d'altitude; la composition de ses graviers indiquait un âge saalien. Cela signifie que les élévations contiennent probablement un noyau saalien. Il semblerait que les sables stratifiés situés par dessus soient weichseliens, et qu'une seconde avance du glacier est documentée par les couches de sables poussées. Mais les analyses des graviers et des blocs sans interprétation morphologique ne permettent aucune datation du relief prononcé et jeune.

Il était impossible de donner une interprétation concernant l'âge des sédiments de la carrière de sable à la Potsdamer Chaussee, située comme celle de Kladow à la partie Est de la «Nauener Grundmoränenplatte» (plaine morainique), à l'aide des analyses de graviers et de blocs parce que la composition indiquait un âge saalien qui est contradictoire à la situation morphologique.

Jusqu'à présent, l'âge de l'avance maximale de l'inlandsis est constaté par les datations au radiocarbone de régions non glacées. Pour se faire une idée plus précise du déroulement temporel des avances glaciaires, on a pris des échantillons de la matière organogène très fine, mêlé aux sables fluvioglaciers dans les trois carrières, pour faire des datations au radiocarbone; à Kladow, les sédiments interglaciaires et interstadias ont également été datés. Les datations donnaient des résultats étonnants: Dans les sables pleistocènes, des contaminations sont possibles jusqu'à la profondeur de 18 m sous la surface; on ne peut pas les éliminer par la séparation des restes organogènes des acides humiques à l'aide de NaOH. Plusieurs datations séparées des composants non solubles par NaOH et des acides humiques des mêmes échantillons montraient des âges plus grands pour les acides humiques que pour les autres composants. Donc, toutes les datations ne donnent que des âges minimaux et n'ont aucune valeur chronostratigraphique.

Du point de vue méthodologique, on a obtenu les résultats suivants: le scepticisme envers toutes les datations au radiocarbone semble être justifié pour tous les échantillons pour lesquels on ne peut pas contrôler l'âge correct par une méthode autre, comme par exemple par la palynologie, pour les sédiments interglaciaires; aucun contrôle des datations n'est possible pour la matière allochtone, ce qui est certainement le cas pour la plupart des datations en général;

la palynologie permet l'identification de la période interglaciaire eemienne tandis que pour la période interstadias, elle ne peut que constater une période très brève d'évolution de la végétation dont l'âge plus précis est inconnu;

les analyses des graviers et des blocs se révélaient comme pas encore satisfaisantes parce qu'elles ne montraient, même dans une région aussi restreinte, aucun système en relation avec la morphologie.

L'interprétation morphologique implique, d'après des recherches, des oscillations pendant le maximum de la glaciation weichselienne dans cette région.

1. Lors des conditions climatiques périglaciaires, les dépressions linéaires, comme la Havel et la «Grunewaldseenrinne», creusées au début du temps glaciaire saalien, servaient de chenaux d'écoulement des eaux de fonte de l'inlandsis approchant.

2. La première avance glaciaire venait du N et NE et déposait les sables du Grunewald comme sables proglaciaires, pendant que la «Grunewaldrinne» (la dépression linéaire à l'Est des élévations du Grunewald) s'est creusée comme chenal d'écoulement, les eaux de fonte ne pouvant pas traverser le noyau saalien des élévations.

3. Pendant que l'inlandsis arrivait à la limite extrême de la période brandenbourgeoise au Sud de Berlin, toute la région de recherche était couverte par la glace; mais, à l'Est de la Havel, dans la zone des élévations du Grunewald se trouvait une suture entre deux courants de glace, le courant de Brandebourg et le courant de Berlin (BEHRMANN, 1949/50); le long de la suture, la glace n'était pas tellement épaisse.

4. Pendant la phase de fonte, la glace a disparu d'abord le long de cette suture, et des sables ont été déposés entre la glace inactive à l'Est et à l'Ouest sous forme de kames;

5. ensuite, la glace fondait dans toute la région, seules les dépressions restaient plombées de glace morte.

6. Une deuxième avance glaciaire particulièrement forte sur la «Nauener Grundmoränenplatte» (Plaine morainique), avait une direction principale de Nord-Ouest et une secondaire de Nord-Est. Elle a comprimé des kames à l'Est de la Havel et ainsi formé des moraines de poussée terminales, devant lesquelles des restes de glace morte étaient encore dans la «Grunewaldrinne». La deuxième direction d'avance formait les élévations qui s'étendent de Sud-Est à Nord-Ouest à travers la «Nauener Platte» (Zedlitz Berg, Krampnitz Berg, Langer Berg, Hitz-Berge, Schwarzer Berg). Pendant cette avance glaciaire soit que la «Teltow Platte» n'était pas du tout couverte de glace, la glace restant à la bordure Sud du «Urstromtal» soit qu'une mince couche recouvrait la région mais disparaissait assez vite. C'est ainsi que les eaux de fonte du courant de glace occidental plus fort ont pu traverser les élévations du Grunewald et transformer les plateaux de sables du Grunewald en une plaine légèrement inclinée d'Ouest en Est, contraire à leur direction de déposition (MOLLE/SCHULZ, 1975).

7. Pendant la fonte de cette dernière avance glaciaire, des kames-terrasses se sont formées par endroits à la pente Ouest des élévations du Grunewald.

Literaturverzeichnis

- ASEEV, A. A. (1968): Dynamik und geomorphologische Wirkung der europäischen Eisschilde. – Petermanns geogr. Mitt., 112, 2: 112-115; Gotha/Leipzig
- ASSMANN, P. (1957): Der geologische Aufbau der Gegend von Berlin. – Berlin
- BEHRMANN, W. (1949/50): Die Umgebung Berlins nach morphologischen Formengruppen betrachtet. – Die Erde, 1: 93-122; Berlin
- BERENDT, G. (1899): Geognostische Beschreibung der Umgegend von Berlin im Maßstab 1:100 000. – Berlin
- BERNHARD, H. (1963): Der Drucksetzungsversuch als Hilfsmittel zur Ermittlung der Mächtigkeit des pleistozänen Inlandeises in Nordwestniedersachsen. – Mitt. geol. Inst. T. H. Hannover, 1; Hannover
- BLUME, H.-P.; BÖCKER, R.; DREWES, H.; DÜMLER, H.; HABERLAND, W.; KUNICK, W.; NEUMANN, F.; PACHUR, H.-J.; SCHULZ, G.; SUKOPP, H.; TIGGES, W. (1974): Ökologisches Gutachten Berlin (West) (Vervielf.)
- BÖSE, M. (1976): Ausdehnung und Bewegungen der nordischen Inlandvereisungen im Berlin-Brandenburger Raum. – Unveröffentlichte Staatsexamensarbeit; Berlin
- BÖSE, M. und BRANDE, A. (1979): Zum Pleistozän der Platten des brandenburgischen Jungmoränengebietes. – Catena Vol. 6, 2, Sept. 1979: 183-202; Braunschweig
- BROSE, F. und KLEIWE, H. (1975): Saale- und Weichselkataglazial, vergleichend betrachtet. – Wiss. Z. Ernst-Moritz-Armdt-Univ. Greifswald, XXIV, math.-nat. R. 3/4: 119-127; Greifswald
- BÜLOW, W. von; HARFF, J.; MÜLLER, U. (1977): Gedanken zur Auswertung von Geschiebeanalysen an Hand numerisch klassifizierter Zähl-ergebnisse der Stoltera (Kreis Rostock). – Z. geol. Wiss., 5, 1: 39 bis 49; Berlin
- CASAGRANDE, A. (1936): The Determination of the Pre-Consolidation Load and its practical Significance. – Proc. Intern. Conf. on Soil Mech. and Foundation Engineering, III: 60-64; Cambridge (Mass.)
- CEPEK, A. G. (1962): Zur Grundmoränenstratigraphie in Brandenburg. – Ber. geol. Ges. DDR, 6, 2: 275-278; Berlin
- CEPEK, A. G. (1964): Erste Ergebnisse zur Grundmoränenstratigraphie in Brandenburg. – Rep. VI, Congr. INQUA Warschau, 1961, II: 35-42; Lodz
- CEPEK, A. G. (1965): Geologische Ergebnisse der ersten Radiokarbonatierungen von Interstadialen im Lausitzer Urstromtal. – Geologie, 14: 625-657; Berlin
- CEPEK, A. G. (1967): Stand und Probleme der Quartärstratigraphie im Nordteil der DDR. – Ber. dt. Ges. geol. Wiss., 1, 12, 3/4: 375-404; Berlin
- CEPEK, A. G. (1968): Quartär. – In: Grundriß der Geologie der DDR, Bd. 1: 385-420; Berlin
- CEPEK, A. G. (1969): Zur Bestimmung und stratigraphischen Bedeutung der Dolomitgeschiebe in den Grundmoränen im Nordteil der DDR. – Geologie, 18, 6: 657-673; Berlin
- CEPEK, A. G. (1972): Zum Stand der Stratigraphie der Weichsel-Kaltzeit in der DDR. – Wiss. Z. Ernst-Moritz-Armdt-Univ. Greifswald, XXI, math.-nat. R. 1: 11-21; Greifswald
- CEPEK, A. G. (1973): Zur stratigraphischen Interpretation des Quartärs der Stoltera bei Warnemünde mit neuen Geschiebeanalysen. – Z. geol. Wiss., 1, 9: 1155-1171; Berlin
- CEPEK, A. G.; HEINRICH, W. D. (1975): Ein neuer Kleinsäuger-Fundpunkt im Jungmoränengebiet von Buchow-Karpzow (Bezirk Potsdam). – Z. geol. Wiss., 3, 9: 1235-1248; Berlin
- CEPEK, A. G.; HELLWIG, D.; LIPPSTREU, L.; LOHDE, H.; ZIERMANN, H.; ZWIRNER, R. (1975): Zum Stand der Gliederung des Saale-Komplexes im mittleren Teil der DDR. – Z. geol. Wiss., 3, 8: 1049-1075; Berlin
- DREIMANIS, A., und KARROW, P. F. (1972): Glacial History of the Great Lakes-St. Lawrence Region, the Classification of the Wisconsin(an) Stage, and Its Correlatives. – 24th IGC, Section 12: 5-15
- DÜCKER, A. (1951): Ein Untersuchungsverfahren zur Bestimmung der Mächtigkeit des diluvialen Inlandeises. – Mitt. geol. StnSt. Hamb., 20: 3 bis 14; Hamburg
- EHRMANN, P. (1933): Die Tierwelt Mitteleuropas, Bd. II. – Berlin
- ERD, K. (1973): Pollenanalytische Gliederung des Pleistozäns der Deutschen Demokratischen Republik. – Z. geol. Wiss., 1, 9: 1087-1103; Berlin
- Erläuterungen zur Boden- und Moorkarte des Emslandes, 1:5000, Blatt Haßmoor-Nord; Hannover 1962
- FRANZ, H.-J. (1961): Morphogenese der Glaziallandschaft südlich von Potsdam. – Geogr. Ber., 20/21, 3/4: 214-231; Berlin
- FRANZ, H.-J. (1962): Morphogenese der Jungmoränenlandschaft des westlichen Brandenburger Stadiums. – Wiss. Z. pädag. Hochsch. Potsdam, math.-nat. R. 7, 1/2, Potsdam. Teil 1: Die Eisrandlagen: 29-48, Teil 2: Die Schmelzwasserabflüsse und die durch sie geschaffenen Ablagerungen und Formen: 49-60
- FRANZ, H.-J., und SCHOLZ, E. (1965): Die Blätter „Potsdam“ und „Berlin-Süd“ der Geomorphologischen Übersichtskarte der Deutschen Demokratischen Republik, Maßstab 1:200 000. – Geogr. Ber., 34, 10: 17-30; Berlin
- FRANZ, H.-J.; SCHNEIDER, R.; SCHOLZ, E. (1970): Erläuterungen für die Kartenblätter Berlin-Potsdam und Frankfurt-Eberswalde. – Gotha/Leipzig
- FREY, W. (1975): Zum Tertiär und Pleistozän des Berliner Raumes. – Z. dt. geol. Ges., 126: 281-292; Hannover
- GELLERT, J. F. (Hrsg.) (1965): Die Weichsel-Eiszeit im Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik. – Berlin
- GEYH, M. A.; BENZLER, J.-H.; ROESCHMANN, G. (1971): Problems of Dating Pleistocene and Holocene Soils by Radiometric Methods. – In: YAALON, D. H. (Hrsg.): Paleopedology – Origin, Nature and Dating of Soils: 63-75; Jerusalem, Israel
- GOCHT, W. (1963): Das Holstein-Interglazial („Paludenschichten“) im Stadtgebiet von West-Berlin. – Berlin (Dissertation)
- GOCHT, W. (1970): Pleistozän im Berliner Raum. – Z. dt. geol. Ges., 120 (1968): 142-148; Hannover
- GOETZ, D. (1970): Bänderparabraunerden aus jungpleistozänen Sanden im Raum Berlin. – Berlin (Dissertation)
- GRIPP, K. (1924): Über die äußerste Grenze der letzten Vereisung in Norddeutschland. – Mitt. geogr. Ges. Hamburg, 36: 159-245; Hamburg
- GRIPP, K. (1971): Tropfenböden, räumlich untersucht. – Meyniana, 21: 9-16; Kiel
- GULLENTOPS, F., und PAULISSEN, E. (1978): The Drop Soil of the Eisdien Type. – Biul. Perygl., 27: 105-115; Lodz
- HAGEDORN, H., und HÖVERMANN, J. (1962): Natürliche Grundlagen. – In: Deutscher Planungsatlas, Bd. IX, Atlas von Berlin. Hrsg.: Akademie für Raumforschung und Landesplanung und Prof. Dr. W. BEHRMANN als Beauftragter des Senats von Berlin. – Hannover
- HAMMEN, T. van der; WIJMSTRA, T. A.; ZAGWILN, W. H. (1971): The Floral Record of the Late Cenozoic of Europe. – In: TUREKIAN, K.-K. (Hrsg.): The Late Cenozoic Glacial Ages: 341-424; New Haven and London
- HANNEMANN, M. (1969): Saale- und weichselzeitliche glazigene Dynamik und Alter der Lagerungsstörungen im Jungmoränengebiet Brandenburgs. – Geologie, 18, 2: 168-187; Berlin
- HANNEMANN, M. (1970): Grundzüge der Reliefentwicklung und der Entstehung von Großformen in Jungmoränengebieten Brandenburgs. – Petermanns geogr. Mitt., 114, 2: 103-116; Gotha/Leipzig
- HANNEMANN, M., und SCHLEGEL, E. (1965): Untersuchungen zur stratigraphischen Einstufung von Geschiebemergeln aus Ostbrandenburg. – Ber. geol. Ges. DDR, 10, 6: 773-790; Berlin
- HANNEMANN, M., und KURZWEIL, E. (1968): Abhängigkeiten physikalischer Eigenschaften vom Alter des Geschiebemergels in Jungmoränengebieten Brandenburgs. – Z. angew. Geol., 14, 4: 207-214; Berlin
- HANSEN, K. (1971): Tunnel valleys in Denmark and Northern Germany. – Bull. geol. Soc. Denmark, 20: 295-306; Copenhagen
- HELLWIG, D.; LIPPSTREU, L.; ZIERMANN, H.; ZWIRNER, R. (1975): Beziehungen zwischen rezenter Morphologie und größeren Tiefenlagen weichselkaltzeitlicher Ablagerungen im Randbereich des Brandenburger Stadium. – Wiss. Z. Ernst-Moritz-Armdt-Univ. Greifswald, XXIV, math.-nat. R. 3/4: 189-197; Greifswald
- HESEMANN, J. (1930): Statistische Geschiebeuntersuchungen. – Z. Geschiebeforschung, VI: 158-162; Berlin (1931)
- HESEMANN, J. (1932): Die bisherigen Geschiebebezahlungen aus dem norddeutschen Diluvium im Diagramm. – Z. Geschiebeforschung, VIII, 2: 164-175; Leipzig
- HESEMANN, J. (1938): Geschiebeuntersuchungen zwischen Pommerschem und Warthe-Stadium in der mittleren Mark Brandenburg. – Jb. Preuß. geol. Landesanstalt, 59: 45-54; Berlin (1939)

- HOFFMANN, R. (1976): Genese und Ökologie polygenetischer Parabraun-
erden mit Periglazialerscheinungen im Berliner Raum. – Berlin
(Dissertation)
- HOINKES, H. (1970): Methoden und Möglichkeiten von Massenhaushaltsstu-
dien auf Gletschern. – Z. Gletscherk. Glazialgeol., VI, 1/2: 37-90;
Innsbruck/München
- HUCKE, K. (1922): Geologie von Brandenburg. – Stuttgart
- ILLIES, J. (1967): Limnofauna Europaea. – Stuttgart
- JAECKEL, S. G. H. (1962): Ergänzungen und Berichtigungen zum rezenten
und quartären Vorkommen der mitteleuropäischen Mollusken. – In:
EHRMANN, P.: Die Tierwelt Mitteleuropas, II, 1. Ergänzung: 27 bis
294; Leipzig
- KADO, H., REUTER, F., BACHMANN, G. (1966): Die ingenieurgeologischen
Eigenschaften der wichtigsten Lockergesteine der DDR unter
Berücksichtigung ihrer Genese und physikalischen Kennzahlen. –
Abhandlungen ZGI, 2; Berlin
- KAISER, K.-H. (1972): Zur Geologie und Geomorphologie des Barnim und
seiner Randgebiete. – In: Heimatbuch Oberbarnim Eberswalde: 9-
33; Hannover
- KEILHACK, K. (1889): Die Gastropodenfauna einiger kalkhaltiger Alluvial-
bildungen Norddeutschlands. – Jb. Königl. Preuß. geol. Landes-
anstalt: 134-149; Berlin
- KEILHACK, K. (1910): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen
und benachbarter Bundesstaaten. – Hrsg.: Königl. Preuß. geol. Lan-
desanstalt, Lfg. 20, Blatt Teltow, 2. Aufl.; Berlin
- KEILHACK, K. (1914): Die geologischen Verhältnisse des Kreises Teltow. –
Sonderdruck aus: Teltower Kreiskalender
- KLIEWE, H., und JANKE, W. (1972): Verlauf und System der Marginalzonen
der letzten Vereisung auf dem Territorium der DDR. – Wiss. Z.
Ernst-Moritz-Armdt-Univ. Greifswald, XXI, math.-nat. R. 1: 31-37;
Greifswald
- KOEHNE, W. (1925): Die Grundwasserbewegung im Grunewald bei Berlin.
– Sonderdruck aus: Zeitschrift für Bauwesen, 1.-3. H.: 1-18
- LEMBKE, H. (1936): Von der Urspreng zum heutigen Spreelauf. – Festschrift
N. KREBS z. 60. Geburtstag; Stuttgart
- LEMBKE, H. (1972): Die Periglazialerscheinungen im Jungmoränengebiet
der DDR. – Wiss. Z. Ernst-Moritz-Armdt-Univ. Greifswald, XXI,
math.-nat. R. 1: 71-76; Greifswald
- LIEDTKE, H. (1976): Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. –
Forschungen zur deutschen Landeskunde, Bd. 204; Bonn-Bad
Godesberg
- LÜTTIG, G. (1958): Methodische Fragen der Geschiebeforschung. – Geol.
Jb., 75: 361-418; Hannover
- MAKOWSKA, A. (1975): Die Früh-Würm-Kaltzeit in Nordpolen. – Wiss. Z.
Ernst-Moritz-Armdt-Univ. Greifswald, XXIV, math.-nat. R. 3/4: 135
bis 141; Greifswald
- MARCINEK, J. (1961): Über die Entwicklung des Baruther Urstromtales zwi-
schen Neißer und Fiener Bruch. – Wiss. Z. Humboldt-Univ. Berlin,
math.-nat. R. 10, 1: 13-46; Berlin
- MARCINEK, J., und NITZ, B. (1973): Das Tiefland der DDR. – Gotha/Leipzig
- MOJSKI, J. E. (1969): The Stratigraphy of the Last Glaciation in the Territory
of Poland. – Geographia Polonica, 17: 73-91; Warschau
- MOJSKI, J. E. (1972): Die stratigraphische Gliederung der nordpolnischen
Vereisung. – Wiss. Z. Ernst-Moritz-Armdt-Univ. Greifswald, XXI,
math.-nat. R. 1: 23-25; Greifswald
- MOLLE, H.-G., und SCHULZ, G. (1975): Zur Datierung der Sande des Grune-
waldgebietes in Berlin. – Z. Geomorph., N.F., 19: 95-101; Berlin/
Stuttgart
- Munsell Soil Color Charts (1971); Baltimore
- PICARD, K. (1960): Zur Untergliederung der Saalevereisung im Westen
Schleswig-Holsteins. – Z. dt. geol. Ges., 112: 316-325; Hannover
- PISSART, A. (1970): Les phénomènes physiques essentiels liés au gel, les
structures périglaciaires qui en résultent et leur signification clima-
tique. – Annales de la Société Géologique de Belgique, 93: 7-49;
Liège
- REINWARTH, O., und STÄBLEIN, G. (1972): Die Kryosphäre, das Eis der Erde
und seine Untersuchung. – Würzb. geogr. Arb., 36; Würzburg
- RÜHBERG, N., und KRIENKE, H.-D. (1977): Zur Geschiebeführung der
Weichselgrundmoräne im westlichen Odermündungsgebiet. – Z.
geol. Wiss., 5, 6: 805-813; Berlin
- SCHNEEKLOTH, H., und TÜXEN, J. (1975): Die Moore in Niedersachsen. –
4. Teil; Göttingen
- SCHOLZ, E. (1958): Das Brandenburger Stadium zwischen Nuthe und Oder/
Neiße. Beiträge zur Morphologie und Morphogenese Südost-Bran-
denburgs. – Diss. Potsdam, Hist.-Phil. Fak.; Potsdam
- SEREBRIJANNY, R., und RAUKAS, A. V. (1970): Über die eiszeitliche Ge-
schichte der Russischen Ebene im oberen Pleistozän. – Petermanns
geogr. Mitt., 114, 3: 161-185; Gotha
- SOLGER, F. (1905): Stauamörien am Teltow-Kanal. – Z. dt. geol. Ges., 57:
121-134; Berlin
- SOLGER, F. (1935): Die Entstehung der nordostdeutschen Bodenformen wäh-
rend der Eiszeit. – Berlin
- SOLGER, F. (1958): Das Gelände um Berlin. – Unveröffentlichtes Manuskript
- SOLGER, F. (1960): Verlauf und Bildungsbedingungen der Endmoränen im
Raume Brandenburg. – Ber. geol. Ges. DDR, 5, 3: 206-222; Berlin
- STEPHAN, H.-J., und MENKE, B. (1977): Untersuchungen über den Verlauf
der Weichsel-Kaltzeit in Schleswig-Holstein. – Z. Geomorph.,
Supplementbd. 27: 12-28; Berlin/Stuttgart
- STEUSLOFF, U. (1951): Periglazialer „Tropfen-“ und Taschenboden im süd-
lichen Münsterlande bei Haltern. – Geol. Jb., 66: 305-312;
Hannover (1952)
- WAHNSCHAFFE, F. (1907): Der Grunewald bei Berlin, seine Geologie, Flora
und Fauna gemeinverständlich dargestellt. – Jena
- WEISSE, R. (1964): Die pleistozäne Formengestalt des Elbhavelwinkels. –
Diss. Pädag. Hochsch. Potsdam; Potsdam
- WEISSE, R. (1977): Genetische Typen glazialer Oberflächenformen in den
mittleren Bezirken der DDR. – Potsdamer Forschungen, R. B, 10;
Potsdam
- WINTER, P. (1977): Ingenieurgeologische-bodenmechanische Untersuchun-
gen an pleistozänen Lockergesteinen der Teltow-Hochfläche im
südlichen Stadtgebiet von Berlin (West). – Diplomarbeit im FB 24
(Geowissenschaften) der Freien Universität Berlin, WE 2, Institut für
Angewandte Geologie; Berlin
- WOLDSTEDT, P. (1935): Geologisch-morphologische Übersichtskarte des
norddeutschen Vereisungsgebietes im Maßstab 1:1 500 000 mit
Erläuterungen. – Preuß. geol. Landesanstalt; Berlin
- WOLDSTEDT, P. (1952): Die Entstehung der Seen in den ehemals verglet-
scherten Gebieten. – Eiszeitlicher Gegenw., 2: 146-153; Öhringen
- WOLDSTEDT, P. (1958-1965): Das Eiszeitalter. – Bde. 1-3; Stuttgart
- WOLDSTEDT, P., und DUPHORN, K. (1974): Norddeutschland und angren-
zende Gebiete im Eiszeitalter. – 3. Aufl.; Stuttgart
- ZIERMANN, H. (1974): Exkursion A: Ergebnisse quartärgeologischer Unter-
suchungen im mittleren Teil des Bezirkes Potsdam. – In: CEPEK, A.
G. (Hrsg.): Beiträge zum Quartär im mittleren Teil der DDR. – Kurz-
referate und Exkursionsführer, Tagung vom 20. bis 22. Juni 1974 in
Potsdam: 14-37; Berlin
- ZIERMANN und ZIRNER (1973): unvollständige Literaturangabe in CEPEK/
HEINRICH (1975)

Karten- und Luftbildverzeichnis

- Höhen und Tiefen, 1:100 000, Karte Nr. 5; Bearbeiter: BEHRMANN, W., VALENTIN, H.; KÜHN, K. S. (1948)
- Geologie, 1:100 000, Karte Nr. 7; Bearbeiter: WOLFF, W. (1950). – In: Deutscher Planungsatlas, Bd. IX, Atlas von Berlin. Hrsg.: Akademie für Raumforschung und Landesplanung und Prof. Dr. W. BEHRMANN als Beauftragter des Senats von Berlin; Hannover 1962
- Geologische Karte von Berlin, 1:10 000, Blatt 403. – Hrsg.: Der Senator für Bau- und Wohnungswesen; Berlin 1969
- Geologische Karte von Berlin, 1:10 000, Blatt 404. – Hrsg.: Der Senator für Bau- und Wohnungswesen; Berlin 1968
- Geologische Karte von Berlin, 1:10 000, Blatt 413. – Hrsg.: Der Senator für Bau- und Wohnungswesen V, Bearbeiter: ASSMANN, P.; Berlin 1957
- Geologische Karte von Berlin, 1:10 000, Blatt 414. – Hrsg.: Der Senator für Bau- und Wohnungswesen; Berlin 1964
- Geologisch-morphologische Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes, 1:1 500 000. – Bearbeiter: WOLDSTEDT, P., Herausgegeben von der Preuß. Geologischen Landesanstalt in Berlin; Berlin 1935
- Geologische Übersichtskarte der Umgebung von Berlin im Maassstab 1:100 000. – Herausgegeben von der Königl. Preuß. Geologischen Landesanstalt; Geognost. aufgen. von G. BERENDT u. a. (o. J.)
- Geomorphologie, 1:500 000; Bearbeiter: ERGENZINGER, P.; HÖVERMANN, J.; JANNSEN, G. (1969). – In: Historischer Atlas von Brandenburg, N. F. (Veröffentlichungen der Historischen Kommission zu Berlin beim Friedrich-Meinecke-Institut der Freien Universität Berlin); Berlin 1972
- Geomorphologische Übersichtskarte 1:200 000; Hrsg.: GELLERT, J. F.; SCHOLZ, E. – Blatt Berlin-Potsdam, Bearbeiter: FRANZ, H.-J.; SCHNEIDER, R.; SCHOLZ, E. – Blatt Frankfurt-Eberswalde, Bearbeiter: SCHOLZ, E., – Gotha 1970
- Der Grunewald, 1:25 000, Zusammendrucke aus den Topographischen Karten 1:25 000 Blatt 3445 (Spandau) und Blatt 3545 (Teltow). – Hrsg.: Der Senator für Bau- und Wohnungswesen, Berlin, Ausgabe 1969

Quellen zu Karte 1

- Geomorphologie, 1:100 000, Karte Nr. 8; Bearbeiter: HAGEDORN, H., und HÖVERMANN, J. (1962). – In: Deutscher Planungsatlas, Bd. IX, Atlas von Berlin. Hrsg.: Akademie für Raumforschung und Landesplanung und Prof. Dr. W. BEHRMANN als Beauftragter des Senats von Berlin. – Hannover 1962
- TK 1:25 000, Blatt 3544 Potsdam (Nord), Herausgegeben von der Preußischen Landesaufnahme 1903, Reichsamt für Landesaufnahme 1920; Nachdruck: Der Senator für Bau- und Wohnungswesen V; Berlin (o. J.).
- Grunewald-Pfaueninsel, 1:25 000; Zusammendruck aus den Topographischen Karten 1:25 000 Blatt 3444 (Dallgow-Döberitz), Blatt 3445 (Spandau), Blatt 3544 (Potsdam-Nord), Blatt 3545 (Teltow), Blatt 3644 (Potsdam-Süd), Blatt 3645 (Groß-Beeren). – Hrsg.: Der Senator für Bau- und Wohnungswesen V; Berlin 1976

Quellen zu Abb. 2

- Der Grunewald, 1:4 000. – Entnommen aus: Landesarchiv Berlin, Inventarnummer: Acc. 807, Nr. 84
- Luftbild: 4-74/27-245 beim Senator für Bau- und Wohnungswesen – V - 2 C 1

Bild 1: Geschiebemergelaufschluß in der Sandgrube am Postfenn bei Punkt 1 (Abb. 2). Im Hangenden sind Kamessande, die zwischen dem ersten und dem zweiten weichselglazialen Eisvorstoß geschüttet worden sind. (Aufnahme: 15. 9. 1974)

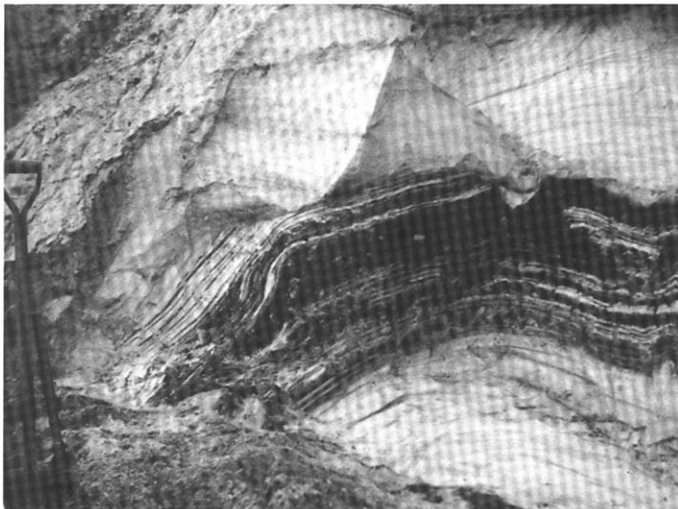
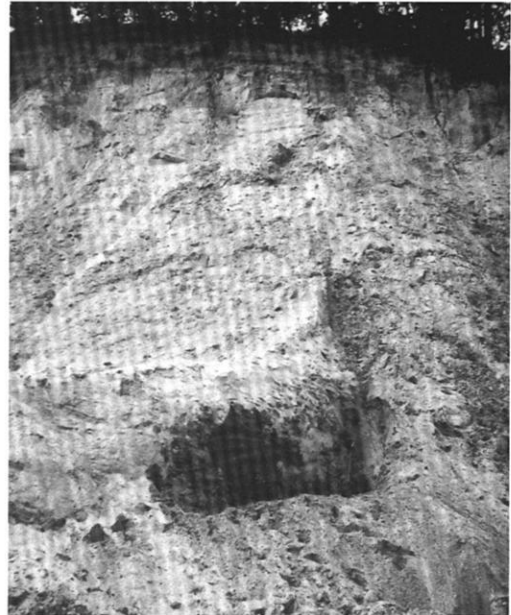


Bild 2: Gestörte Holzkohle-Sand-Wechselagerung an der Grubenbasis bei Punkt 2 (Abb. 2) in der Sandgrube am Postfenn. Die Störung erfolgte entweder durch glaziale Stauchung oder durch Nachsackung über austauendem Toteis im Liegenden. (Aufnahme: 15. 9. 1974)

Bild 3: Blick von NW nach SE in die Sandgrube am Postfenn. Der Aufschluß zeigt die zwischen dem ersten und dem zweiten weichselzeitlichen Eisvorstoß geschütteten Kamessande, die durch den zweiten Eisvorstoß gestaucht wurden. Die Erhebung im Hintergrund des Bildes ist eine künstliche Aufschüttung. (Aufnahme: JÄKEL, 1. 7. 1973)



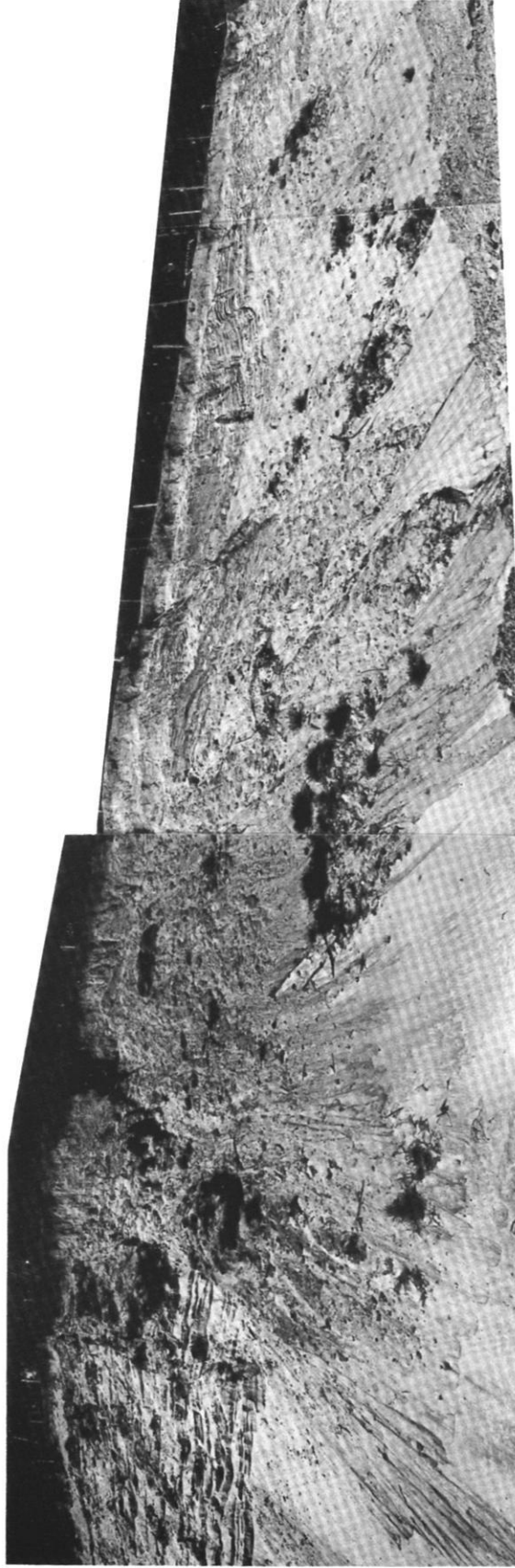


Bild 4: Kryokarsterscheinungen an der NW-SE verlaufenden Aufschlußwand am Abhang zum Postfenn. Das Toteis stammte von dem ersten weichselglazialen Eisvorstoß; darüber wurden dann die Sande der Grunewaldhöhen als Kames geschüttet. Das Austauen erfolgte erst nach dem zweiten Eisvorstoß. (Aufnahme: 8. 6. 1975)

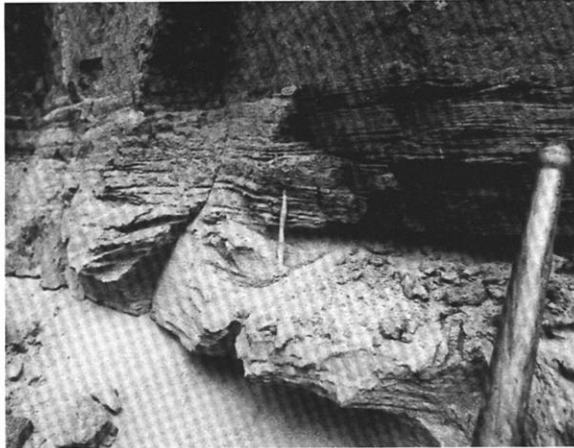


Bild 5: Durch Sickerwässer entstandene freigelegte Kalkkonkretionen an der Unterkante des Geschiebemergels in Kladow. (Aufnahme: 28. 6. 1977)

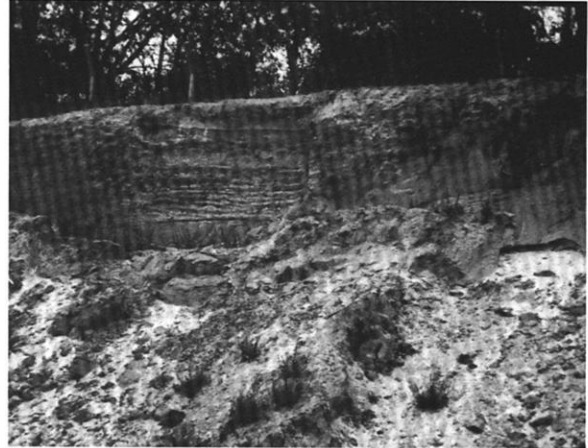


Bild 6: Gestörter Abschnitt in der Grundmoräne in Kladow. Die Streifung im Geschiebelehm wird durch eine B_t-Bänderung hervorgerufen (vgl. Abb. 4). (Aufnahme: 7. 9. 1976)

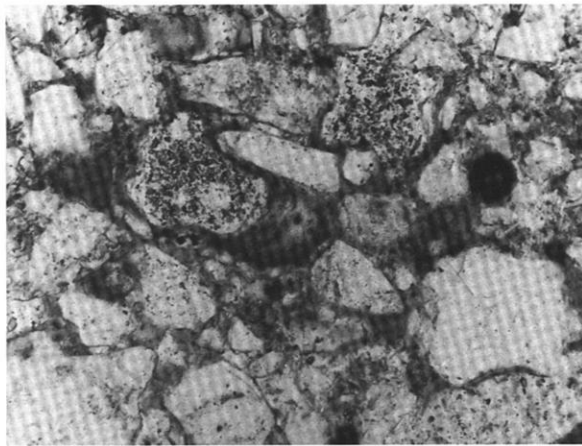


Bild 7: Dünnschliff aus einem B_t-Horizont in einem gestörten Abschnitt in der Grundmoräne in Kladow. In der Mitte des Bildes ist deutlich eine um ein Quarzkorn schalenförmig angelagerte Toncutane zu erkennen.

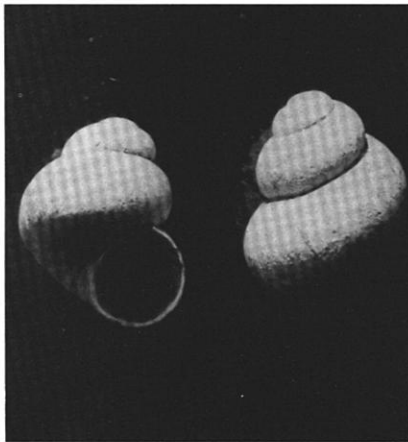


Bild 9: Gehäuse der *Valvata piscinalis antiqua* (SOWERBY, 1838) aus dem Geschiebemergel in Kladow; die Gehäuse sind 6 mm hoch. (Aufnahme: WOLFERMANN, 1978)

Bild 8: *Valvata piscinalis antiqua* (SOWERBY, 1838), eine boreo-alpine Süßwasserschnecke, deren Gehäuse in großer Anzahl in Kladow in dem Geschiebemergel vorkommen. Sie müssen vom weichselhochglazialen Inlandeis aus einem nicht allzu entfernten Interstadial- oder Interglazialvorkommen aufgenommen und in die Grundmoräne eingearbeitet worden sein. (Aufnahme: 25. 11. 1976)

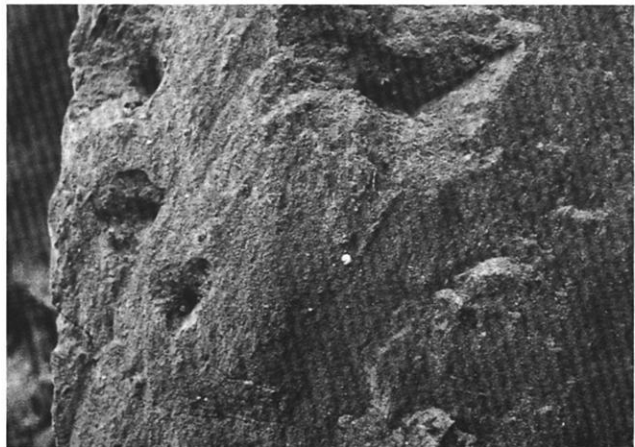




Bild 10: Eemzeitliche Mudden und Torfe an der E-Seite des kleinen westlichen Baggersees I in der Grube in Kladow (vgl. Abb. 3, Abb. 9); bei dem Pfeil ist eine kryoturbate Aufpressung der interglazialen Sedimente zu erkennen.
(Aufnahme: 1. 2. 1977)



Bild 11: Solifluktionsspuren aus einer späteemzeitlichen oder frühweichselzeitlichen Kaltphase an der Oberkante der Eemtorfe an der östlichen Aufschlußwand des Baggersees I in Kladow (vgl. Abb. 3).
(Aufnahme: 30. 1. 1978)



Bild 13: Detailaufnahme von der Rinneverfüllung, die in die Oberkante der Eemtorfe eingeschnitten ist und aus der Kiesprobe 4, die ein saalezeitliches Spektrum hatte, entnommen wurde (vgl. Abb. 3).
(Aufnahme: 14. 6. 1977)



Bild 12 a: SE-Ecke des kleinen Baggerses I (Abb. 3), wo fluviale Gerinnebetten in die eemzeitlichen Torfe eingeschnitten sind; die Aufnahme entspricht dem linken Teil von Abb. 11. (Aufnahme: 1. 2. 1977)



Bild 12 b: SE-Ecke des kleinen Baggerses I, rechter Teil von Abb. 11 mit der tief eingeschnittenen Rinne und den Torfschollen TA, TB und TC, die im gefrorenen Zustand in das Gerinnebett verfrachtet worden sein müssen. (Aufnahme: JÄKEL, Februar 1977)

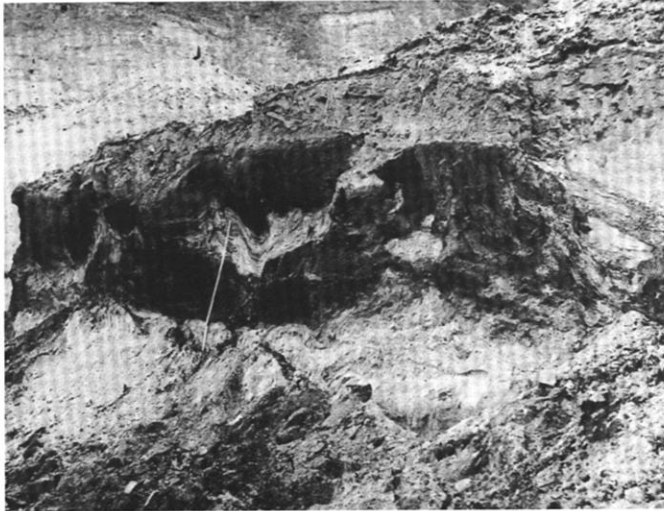


Bild 14: Eemzeitliche und durch Sande getrennte späteemzeitliche (?) organische Sedimente im Aufschluß 10 an der W-Seite des Baggersees II (Abb. 3); am rechten Bildrand ist die kiesige Rinnenverfüllung, aus der die Kiesprobe 6 mit einem saalezeitlichen Spektrum stammt, zu erkennen.

(Aufnahme: 15. 4. 1978)

Bild 15: Periglazialer Tropfenboden aus dem ausgehenden Saale-Glazial unter Eem-Ablagerungen im Aufschluß 10 in der Grube in Kladow.

(Aufnahme: 19. 6. 1978)

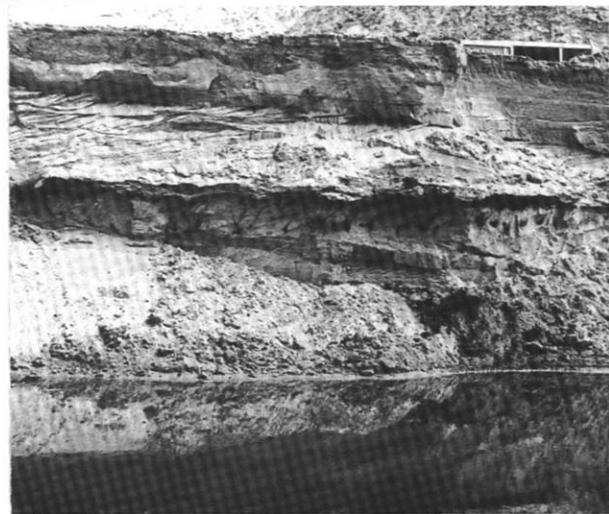
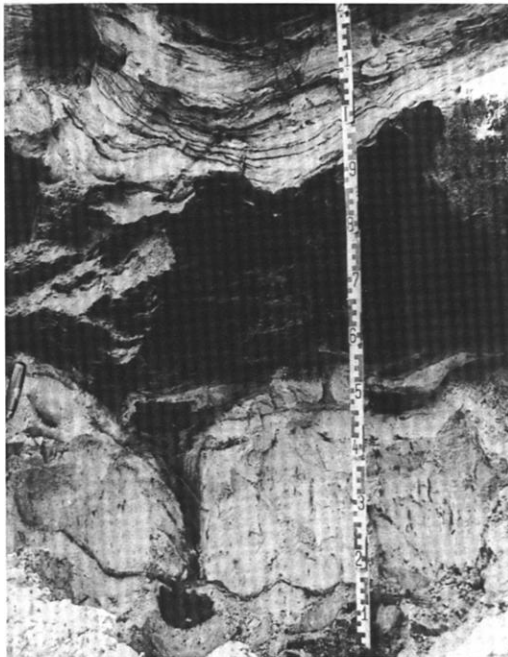
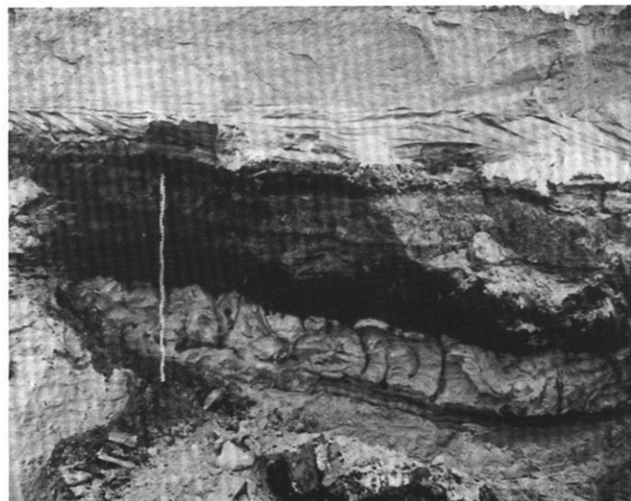


Bild 16: Schrägläufige Tropfen im Tropfenboden unter Eem-Ablagerungen bei Aufschluß 13 an der E-Seite des Baggersees IV; sie deuten auf seitlichen Druck durch den ersten weichselzeitlichen Eisvorstoß auf die Sedimente am Grubenboden hin.

(Aufnahme: 29. 4. 1978)

Bild 17: Aufschluß 14 (vgl. Abb. 14, Abb. 3) mit dem Tropfenboden und einer eem-interglazialen und frühweichsel-stadialen und -interstadialen Schichtfolge.

(Aufnahme: 7. 2. 1978)



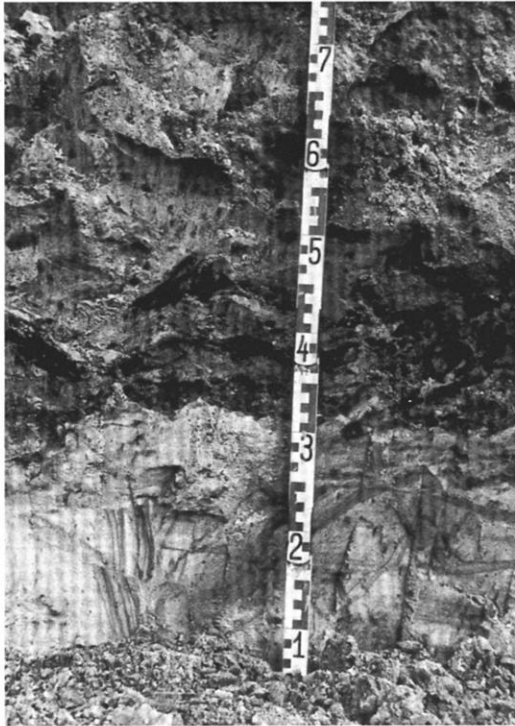


Bild 18: Abgerissene und gegeneinander verschobene Oxydationsbänder um einen Tropfenstiel (linke untere Bildhälfte) unter der unteren weichselglazialen Grundmoräne in Aufschluß 15 (Abb. 3) in Kladow.
(Aufnahme: 14. 9. 1978)

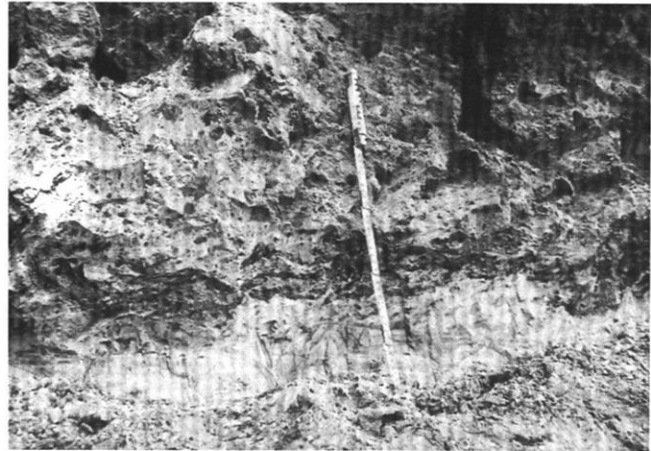


Bild 19: Untere weichselglaziale Grundmoräne im Aufschluß 15; heterogenes Sediment aus Sanden, Geschieben, Geschiebelehm- und Geschiebemergelbrocken; an der Unterkante sind stark verformte humose Sandlagen, im Liegenden der gestörte Tropfenboden.
(Aufnahme: 14. 9. 1978)



Bild 20: Östliche Diskordanz im Aufschluß 15 zwischen der Interglazial-Interstadial Schichtenfolge und der unteren weichselglazialen Grundmoräne in Kladow.
(Aufnahme: 14. 9. 1978)



Bild 21: Detailaufnahme von der unteren Grundmoräne in Kladow mit eingepreßten Schollen aus geschichtetem Sand.
(Aufnahme: 11. 10. 1978)



Bild 22: Aufschluß 11 mit der spätsaalezeitlichen „Spaltenstruktur“, an der linken Bildseite sind die kleinen Rinnenverfüllungen und der Rest der Eem-Mudde-Unterkante zu erkennen.
(Aufnahme: 29. 4. 1978)

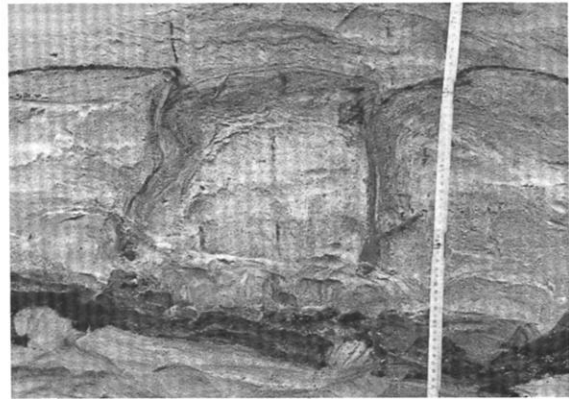


Bild 23: Detailaufnahme der „Spaltenstruktur“ mit den zu den Spalten hin abfallenden Sandschichten, was eine Interpretation als Eiskeilpseudomorphosen ausschließt.

(Aufnahme: 27. 5. 1978)



Bild 24 a: Horizontale Aufgrabung der „Spaltenstruktur“ über ungefähr 1 m² direkt an der oberen Schluffschicht; im linken Bildteil ist noch die bucklige Oberfläche der Schluffschicht zu erkennen, während sie wegen ihrer geringen Mächtigkeit im rechten Bildteil beim Aufgraben zerstört wurde. Die oberen Spaltenansätze zeigen dort eine fast kreisrunde Verteilung.

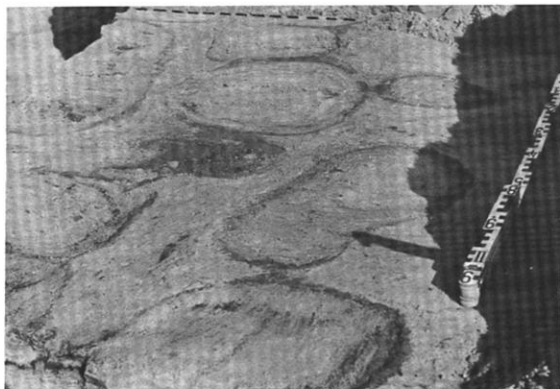


Bild 24 b: Die Aufgrabungsfläche wurde ungefähr 10 cm tiefer gelegt. Die Spaltenfüllungen zeigen in ihrer Verteilung runde bis ovale Einzelformen, die sich stellenweise berühren.



Bild 24 c: Die Aufgrabungsfläche liegt hier ca. 20 cm unter der Schluffschicht, die im Hintergrund an der Aufschlußwand noch mit ihrer buckligen Oberfläche zu erkennen ist. Die runden Verteilungsmuster der Spaltenfüllungen sind hier weitgehend beseitigt, stattdessen zeigt sich ein mehr polygonales Muster.
(Aufnahmen: 27. 5. 1978)

Berliner Geographische Abhandlungen

Im Selbstverlag des Institutes für Physische Geographie der Freien Universität Berlin
Altensteinstraße 19, D-1000 Berlin 33

- Heft 1: HIERSEMENZEL, Sigrid-Elisabeth
Britische Agrarlandschaften im Rhythmus des landwirtschaftlichen Arbeitsjahres,
untersucht an 7 Einzelbeispielen.
(1964). 46 S., 7 Ktn., 10 Diagramme im Anhang
Preis: DM 5,- zuzüglich Versandkosten.
ISBN 3-88009-000-9
- Heft 2: ERGENZINGER, Peter
Morphologische Untersuchungen im Einzugsgebiet der Ilz (Bayerischer Wald)
(1965). 48 S., 62 Abb.
Preis: DM 5,- zuzüglich Versandkosten.
ISBN 3-88009-001-7
- Heft 3: ABDUL-SALAM, Adel
Morphologische Studien in der Syrischen Wüste und dem Antilibanon.
(1966). 52 S., 27 Abb. im Text, 4 Skizzen, 2 Profile, 2 Karten, 36 Bilder im Anhang.
ISBN 3-88009-002-5 (vergriffen)
- Heft 4: PACHUR, Hans-Joachim
Untersuchungen zur morphoskopischen Sandanalyse.
(1966). 35 S., 37 Diagr., 2 Tab., 21 Abb.
Preis: DM 5,- zuzüglich Versandkosten.
ISBN 3-88009-003-3
- Heft 5: Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.
I. Feldarbeiten 1964/65.
(1967). 65 S., 34 Abb., 1 Kte.
ISBN 3-88009-004-1 (vergriffen)
- Heft 6: ROSTANKOWSKI, Peter
Siedlungsentwicklung und Siedlungsformen
in den Ländern der russischen Kosakenheere.
(1969). 84 S., 15 Abb., 16 Bilder, 2 Karten.
Preis: DM 15,- zuzüglich Versandkosten.
ISBN 3-88009-005-X
- Heft 7: SCHULZ, Georg
Versuch einer optimalen geographischen Inhaltsgestaltung
der topographischen Karte 1:25 000 am Beispiel eines Kartenausschnitts.
(1969). 28 S., 6 Abb. im Text, 1 Kte. im Anhang.
Preis: DM 10,- zuzüglich Versandkosten.
ISBN 3-88009-006-8
- Heft 8: Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.
II. Feldarbeiten 1965/66.
(1969). 82 S., 15 Abb., 27 Fig., 13 Taf., 11 Karten.
Preis: DM 15,- zuzüglich Versandkosten.
ISBN 3-88009-007-6
- Heft 9: JANNSEN, Gert
Morphologische Untersuchungen im nördlichen Tarso Voon (Zentrales Tibesti).
(1970). 66 S., 12 S. Abb., 41 Bilder, 3 Karten.
Preis: DM 15,- zuzüglich Versandkosten.
ISBN 3-88009-008-4
- Heft 10: JÄKEL, Dieter
Erosion und Akkumulation im Enneri Bardagué-Arayé des Tibesti-Gebirges
(zentrale Sahara) während des Pleistozäns und Holozäns.
Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.
(1971). 55 S., 13 Abb., 54 Bilder, 3 Tabellen, 1 Nivellement (4 Teile),
60 Profile, 3 Karten (6 Teile).
Preis: DM 20,- zuzüglich Versandkosten.
ISBN 3-88009-009-2

- Heft 11: MÜLLER, Konrad
Arbeitsaufwand und Arbeitsrhythmus in den Agrarlandschaften Süd- und Südostfrankreichs: Les Dombes bis Bouches-du-Rhone. (1971). 64 S., 18 Karten, 26 Diagramme, 10 Figuren, zahlreiche Tabellen. Preis: DM 25,- zuzüglich Versandkosten. ISBN 3-88009-010-6
- Heft 12: OBENAUF, K. Peter
Die Enneris Gonoa, Toudoufou, Oudingueur und Nemagayesko im nordwestlichen Tibesti.
Beobachtungen zu Formen und zur Formung in den Tälern eines ariden Gebirges. Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. (1971). 70 S., 6 Abb., 10 Tab., 21 Photos, 34 Querprofile, 1 Längsprofil, 9 Karten. Preis: DM 20,- zuzüglich Versandkosten. ISBN 3-88009-011-4
- Heft 13: MOLLE, Hans-Georg
Gliederung und Aufbau fluviatiler Terrassenakkumulation im Gebiet des Enneri Zoumri (Tibesti-Gebirge). Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. (1971). 53 S., 26 Photos, 28 Fig., 11 Profile, 5 Tab., 2 Karten. Preis: DM 10,- zuzüglich Versandkosten. ISBN 3-88009-012-2
- Heft 14: STOCK, Peter
Photogeologische und tektonische Untersuchungen am Nordrand des Tibesti-Gebirges, Zentral-Sahara, Tchad. Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. (1972). 73 S., 47 Abb., 4 Karten. Preis: DM 15,- zuzüglich Versandkosten. ISBN 3-88009-013-0
- Heft 15: BIEWALD, Dieter
Die Bestimmungen eiszeitlicher Meeresoberflächentemperaturen mit der Ansatztiefe typischer Korallenriffe. (1973). 40 S., 16 Abb., 26 Seiten Figuren und Karten. Preis: DM 10,- zuzüglich Versandkosten. ISBN 3-88009-015-7
- Heft 16: Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.
III. Feldarbeiten 1966/67. (1972). 156 S., 133 Abb., 41 Figuren, 34 Tab., 1 Karte. Preis: DM 45,- zuzüglich Versandkosten. ISBN 3-88009-014-9
- Heft 17: PACHUR, Hans-Joachim
Geomorphologische Untersuchungen im Raum der Serir Tibesti (Zentralsahara). Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. (1973). 58 S., 39 Photos, 16 Figuren und Profile, 9 Tabellen, 1 Karte. Preis: DM 25,- zuzüglich Versandkosten. ISBN 3-88009-016-5
- Heft 18: BUSCHÉ, Detlef
Die Entstehung von Pedimenten und ihre Überformung, untersucht an Beispielen aus dem Tibesti-Gebirge, République du Tchad. Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. (1973). 130 S., 57 Abb., 22 Fig., 1 Tab., 6 Karten. Preis: DM 40,- zuzüglich Versandkosten. ISBN 3-88009-017-3
- Heft 19: ROLAND, Norbert W.
Anwendung der Photointerpretation zur Lösung stratigraphischer und tektonischer Probleme im Bereich von Bardai und Aozou (Tibesti-Gebirge, Zentral-Sahara). Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. (1973). 48 S., 35 Abb., 10 Fig., 4 Tab., 2 Karten. Preis: DM 20,- zuzüglich Versandkosten. ISBN 3-88009-018-1

- Heft 20: SCHULZ, Georg
 Die Atlaskartographie in Vergangenheit und Gegenwart
 und die darauf aufbauende Entwicklung eines neuen Erdatlas.
 (1974). 59 S., 3 Abb., 8 Fig., 23 Tab., 8 Karten.
 Preis: DM 35,- zuzüglich Versandkosten.
 ISBN 3-88009-019-X
- Heft 21: HABERLAND, Wolfram
 Untersuchungen an Krusten, Wüstenlacken und Polituren auf Gesteinsoberflächen
 der nördlichen und mittleren Sahara (Libyen und Tschad).
 Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.
 (1975). 71 S., 62 Abb., 24 Fig., 10 Tab.
 Preis: DM 50,- zuzüglich Versandkosten.
 ISBN 3-88009-020-3
- Heft 22: GRUNERT, Jörg
 Beiträge zum Problem der Talbildung in ariden Gebieten,
 am Beispiel des zentralen Tibesti-Gebirges (Rép. du Tchad).
 Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.
 (1975). 96 S., 3 Tabellen, 6 Figuren, 58 Profile, 41 Abbildungen, 2 Karten.
 Preis: DM 35,- zuzüglich Versandkosten.
 ISBN 3-88009-021-1
- Heft 23: ERGENZINGER, Peter Jürgen
 Das Gebiet des Enneri Misky im Tibesti-Gebirge, République du Tchad –
 Erläuterungen zu einer geomorphologischen Karte 1:200 000.
 Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.
 (1978). 60 S., 6 Tabellen, 24 Figuren, 24 Photos, 2 Karten.
 Preis: DM 40,- zuzüglich Versandkosten.
 ISBN 3-88009-022-X
- Heft 24: Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.
 IV. Feldarbeiten 1967/68, 1969/70, 1974.
 Reese, D. & Okrusch, M. & Kaiser, K.; Roland, N. W.; Briem, E.;
 Jäkel, D. & Dronia, H.
 (1976). 24 Fig. 79 Abb., 12 Tab., 2 Karten.
 Preis: DM 30,- zuzüglich Versandkosten.
 ISBN 3-88009-023-8
- Heft 25: MOLLE, Hans-Georg
 Untersuchungen zur Entwicklung der vorzeitlichen Morphodynamik
 im Tibesti-Gebirge (Zentral-Sahara) und in Tunesien.
 Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.
 (1979). 104 S., 22 Abb., 40 Fig., 15 Tab., 3 Karten.
 Preis: DM 35,- zuzüglich Versandkosten.
 ISBN 3-88009-024-6
- Heft 26: BRIEM, Elmar
 Beiträge zur Genese und Morphodynamik des ariden Formenschatzes
 unter besonderer Berücksichtigung des Problems der Flächenbildung
 am Beispiel der Sandschwemmebenen in der östlichen Zentralsahara.
 Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.
 (1977). 89 S., 38 Abb., 23 Fig., 8 Tab., 155 Diagr., 2 Karten.
 Preis: DM 25,- zuzüglich Versandkosten.
 ISBN 3-88009-025-4
- Heft 27: GABRIEL, Baldur
 Zum ökologischen Wandel im Neolithikum der östlichen Zentralsahara.
 Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.
 (1977). 111 S., 9 Tab., 32 Fig., 41 Photos, 2 Karten.
 Preis: DM 35,- zuzüglich Versandkosten.
 ISBN 3-88009-026-2

- Heft 28: BÖSE, Margot
Die geomorphologische Entwicklung im westlichen Berlin nach neueren stratigraphischen Untersuchungen.
(1979). 46 S., 3 Tab., 14 Abb., 25 Fotos, 1 Karte.
Preis: DM 10,- zuzüglich Versandkosten.
ISBN 3-88009-027-0
- Heft 29: GEHRENKEMPER, Johannes
Rañas und Reliefgenerationen der Montes de Toledo in Zentralspanien.
(1978). 81 S., 68 Abb., 3 Tab., 32 Photos, 2 Karten
Preis: DM 20,- zuzüglich Versandkosten.
ISBN 3-88009-028-9
- Heft 30: STÄBLEIN, Gerhard (Hrsg.)
Geomorphologische Detailaufnahme. Beiträge zum GMK-Schwerpunktprogramm I.
(1978). 90 S., 38 Abb. und Beilagen, 17 Tab.
Preis: DM 18,- zuzüglich Versandkosten.
ISBN 3-88009-029-7
- Sonderheft: LESER, Hartmut, und STÄBLEIN, Gerhard (Hrsg.)
Geomorphologische Kartierung.
Richtlinien zur Herstellung geomorphologischer Karten 1:25 000,
herausgegeben vom Arbeitskreis Geomorphologische Karte der Bundesrepublik
Deutschland –
(1975). 39 S.
Preis: DM 2,- zuzüglich Versandkosten.

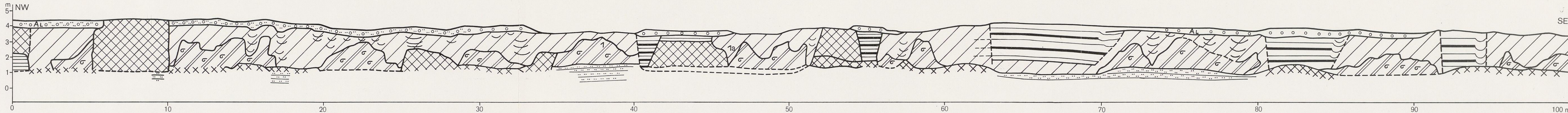


Abb. 4: 100 m Grundmoränenprofil von der nördlichen Aufschlußwand in der Sandgrube in Kladow (vgl. Abb. 3).

