

Roland Weiße

**Beiträge zur weichselkaltzeitlichen
Morphogenese des Elbhaveiwinkels**

(mit Hinweisen zur Havel- und Elbentwicklung)

Schriftenreihe der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Potsdam

Potsdam im April 2003

Bibliografische Information der Deutschen Bibliothek

Die Deutsche Bibliothek verzeichnet diese Publikation in der Deutschen Nationalbibliografie; detaillierte bibliografische Daten sind im Internet über <http://dnb.ddb.de> abrufbar.

© Universität Potsdam, 2003

Redaktion: Prof. Dr. Ingo Schneider, Dr. Matthias Kühling, Dr. Renate Wipper
Herausgeber: Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät der Universität Potsdam
Druck: Audiovisuelles Zentrum der Universität Potsdam
Vertrieb: Universitätsverlag Potsdam
Postfach 60 15 53
14415 Potsdam
Fon +49 (0) 331 977 4517 / Fax 4625
e-mail: ubpub@rz.uni-potsdam.de
<http://info.ub.uni-potsdam.de/verlag.htm>

Die **Brandenburgischen Umwelt Berichte** sind eine von der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Potsdam herausgegebene Schriftenreihe. Sie erscheint unregelmäßig.

Alle Rechte, insbesondere das Recht auf Vervielfältigung und Verbreitung über diese Reihe hinaus sowie der Übersetzung liegen bei den Autoren. Kein Teil der Schriftenreihe darf in irgendeiner Form ohne schriftliche Genehmigung der Autoren reproduziert oder unter Verwendung elektronischer Systeme verarbeitet, vervielfältigt oder verbreitet werden. Die Herausgeber der Schriftenreihe übernehmen keine Gewähr für die Richtigkeit, die Genauigkeit und die Vollständigkeit der Angaben. Die in den Beiträgen geäußerten Meinungen und Ansichten müssen nicht mit denen der Herausgeber der Schriftenreihe übereinstimmen.

Hergestellt auf Umweltpapier

ISBN 3-935024-73-8
ISSN 1434-2375

Inhalt

1.	Forschungsstand, Methoden, Zielstellung	5
2.	Endmoränen, Gliederung der Inlandeisstirn	9
2.1	Satz- und Ablationsendmoränen sowie kombinierte Endmoränen	9
2.2	Gliederung der weichselkaltzeitlichen Inlandeisfront und deren morphologische, sedimentäre und strukturelle Prägekräft	10
3.	Vermutlich äußerste Marginalformen / Eisrandlagen 1 und 1a des Brandenburger Stadiums sowie pleistozäne und holozäne Abflussbahnen	15
3.1	Problemsicht	15
3.2	Morphologische, lithologische und / oder strukturelle Beobachtungsbefunde	16
3.3	Überblick zu Schmelzwasserabflüssen sowie zur Laufentwicklung von mittlerer Elbe und unterer Havel in äußeren weichselkaltzeitlichen Ablagerungen	22
3.3.1	Rekonstruktionsversuch von Schmelz- und Flusswasserabfluss in der Weichselkaltzeit	22
3.3.2	Holozäne Relief- und Flussentwicklung	25
3.3.3	Heutiges Flussnetz und anthropogene Eingriffe	27
4.	Weichselkaltzeitliche Oberflächenformen, Sedimente und Strukturen im Hinterland der äußersten Eisrandlagen	29
4.1	Milow-Vehleusche Berge-Eisrandlage (Eisrandlage 1b)	29
4.1.1	Stauch(end)moräne Milower Berg, Gletschertor, Gletscherzungenbecken - ein Geotopkomplex	29
4.1.2	Vehleusche Berge - Stauch(end)moräne mit verschiedenen Geschiebemergelarten an Innen- und Außenflanken (Eisrandlage 1b)	32
4.2	Mylberge-Schwarzer Berg-Eisrandlage (Eisrandlage 1c)	37
4.2.1	Kranepuhl - weichselkaltzeitlicher Geschiebemergel (Fließmoräne und Ablations(end)moräne) unter glazifluvialen Niedertaukiesen und Talsanden	37
4.2.2	Premnitzer Berge: Stauch(end)moränen - ehemals glazifluviale und - limnische Kames (Eisrandlage 1c)	39
4.2.3	Rathenower Weinberg: Stauch(end)moräne - ehemals glazifluviale Kames mit Fließtill (Eisrandlage 1c)	40
4.2.4	Göttliner Eichberg: Stauch(end)moräne - ehemals glazifluviale Kames mit Fließtill und supraglazialen Geröllen (Eisrandlage 1c)	42
4.2.5	Marginalbildungen zwischen Kletz und Schollene: Topographisch-genetisches Profil (Eisrandlage 1a und 1c)	43
4.2.6	Fragliche Eisrandlage Mylberge-Schmetzdorf und Großwudicker Niedertauareal (Kames)	46
4.3	Kamern-Nennhausen-Marzahner Eisrandlage (Eisrandlage 2)	52
4.3.1	Kamernsche und Rehberger Endmoränen mit Sanderrest (Eisrandlage 1c und 2)	53

4.3.2	Kienberg westlich Rhinow - Kerbstauch- und Grundmoräne (Eisrandlage 2)	55
4.3.3	Nennhausener Endmoränengirlande (Eisrandlagen 2 und 2b) mit Gräninger / Bammer Gletscherzungenbecken	59
4.3.3.1	Hohes Rott - weichselkaltzeitlich teilüberfahrene Stauch(end)moräne. Glazial- und Holstein- sowie Tertiärsedimente über Zechsteinantiklinale Kotzen	59
4.3.3.2	Bauern- und Rollberge - weichselkaltzeitliche Stauch(end)moränen mit tiefgründig gestauchten Glazial- und Interglazialsedimenten sowie mit Übergusschichten der Niedertauphase (Eisrandlage 2)	63
4.3.3.3	Großer Berg - schildförmige Stauch(end)moräne (Eisrandlage 2 und 2b)	68
4.3.3.4	Lützeberg - Stauch(end)moräne mit Interglazialschichten (Eisrandlage 2b)	72
4.4	Weichselkaltzeitliche Glazialbildungen nördlich Brandenburg (Eisrandlagen 1c, 2 und 2b)	73
4.4.1	Lobennaht Kirchmöser - Groß Behnitz, Brielower Sander-Kamesareal und subglaziale Rinnen	73
4.4.2	Bildungen der Eisrandlage 1c	75
4.4.3	Bildungen der Eisrandlagen 2 und 2b	76
4.4.4	Rückschmelzbildungen der Eisrandlage 2b und Bildungen der Eisrandlage 3	78
4.5	Bildungen nahe und auf Friesacker Ländchen (Eisrandlage 2b und 3)	80
4.5.1	Krieler Kies-Sand-Schuppen - Stauch(end)moräne auf Grundmoräneninsel (Eisrandlage 2b)	80
4.5.2	Görner Niedertagebiet - Kames und Abflussrinnen	81
4.6	Hohe Stauch(end)moränen und gestauchte Grundmoränen der Eisrandlage 3	83
4.6.1	Rhinower Berge - extrem hohe Stauch(end)moräne am Südrand des Berlin- Eberswalder Urstromales	84
4.6.2	Gletscherzungenbecken Vietznitz - ungestauchte und gestauchte Grund- moräne	85
4.6.3	Wein- und Mühlenberg bei Möthlow - Stauch(end)moränen mit Fließstill- zungen und Geröll-Lagen	91
5.	Weichselkaltzeitliche Grundmoräne mit gestauchten älteren Liegendsedimenten westlich Potsdam (Rückland. Eisrandlage 3)	95
5.1	Grundmoränenberg - gestauchter Drumlin in hohlformenreicher Grund- moräne	95
5.2	Grundmoräne Eiche mit weichselkaltzeitlichem Lodgementill über gestauchten älteren Sedimenten, im Süden von kamesbedeckter Stauch(end)moräne Reiherberg umgeben	99
6.	Zusammenfassung	102
7.	Literaturverzeichnis	106

Anlagen

1. Forschungsstand, Methoden, Zielstellung

Veröffentlichungen zur Glazialmorphologie des für Hochschulen abgelegenen Elbhavelwinkels sind selten. Neue geologische Karten stellen größere Gebiete im Überblick dar. Nach mehr als 40 Jahren Geländearbeit im westlichen und mittleren Brandenburg ist es auch unter dem Eindruck des Elbe-Jahrhunderthochwassers in der 2. Augushälfte 2002 angebracht, den glazialgenetischen Kenntnisstand aus Autorsicht an ausgewählten Objekten darzulegen. Neue Untersuchungsergebnisse sind in bestehende Vorstellungen einzufügen und frühere Beobachtungsbefunde (WEIBE 1963, 1966b) kritisch zu sichten. Manches Dargestellte hat aus heutiger Sicht Bestand, anderes muss neu bewertet werden. Ehemals genetisch nicht deutbare Oberflächenformen, Sedimente sowie Strukturen lassen sich auf dem Hintergrund gewandelter theoretischer Vorstellungen einordnen (Abb. 1).

Die in *Text, Zeichnungen und Fotos* dargestellten glazialmorphologischen Untersuchungsergebnisse decken sich im Land Brandenburg räumlich zu einem großen Teil mit dem Naturpark Westhavelland (gegründet 1998; 131 500 ha). Dieser setzt sich zu $\frac{3}{4}$ aus Landschaftsschutzgebieten (LSG) und zu einem geringen Teil aus Naturschutzgebieten (NSG) zusammen (Verbreitung vgl. TK 1 : 50 000, Westhavelland-Nord und -Süd). Der Gülper See ist seit 1968 geschützt. Angrenzende Areale des Landes Sachsen-Anhalt haben ebenfalls Schutzstatus. Die untere Havelniederung ist das größte binnenländische Feuchtgebiet im westlichen Mitteleuropa (geschützt seit 1957 und 1978), das für etwa 50 000 bis 100 000 Wat- und Wasservogel Rast-, Brut- und Durchzugsgebiet ist. Bedeutungsvoll ist auch das länderübergreifende Biosphärenreservat Flusslandschaft Elbe (1998). In der einmaligen Elbe-Havel-Kulturlandschaft verursachten Deich- und Wasserbau sowie Entwässerungen manche ökologischen Probleme. Die folgenden Ausführungen informieren über ausgewählte geowissenschaftliche Aspekte dieser Areale. Diese können daher für Ökologie und Geotopschutz, geowissenschaftliche Planungen, Exkursionen und Tourismus sowie für naturkundliche Museen relevant sein.

Die Ausführungen zu *Aufschlussaufnahmen* beziehen sich auf oberflächennahe Sedimente und Strukturen zahlreicher Aufschlüsse. Da diese heute meist verstürzt und von Vegetation besiedelt sind, entziehen sie sich weiterer Betrachtung. Der Abbau von Sanden und Kiesen beschränkt sich seit 1990 auf wenige Standorte. Tagesaufschlüsse haben im Vergleich zu Bohrungen den Vorteil, dass Sedimente und Lagerungsweisen direkt beobachtet werden können. Bohrschichten lassen z. T. mehrere verschiedene Verbindungen gleichartiger, benachbarter Schichten zu. Jedoch besteht der Vorteil erbohrter Schichten in lithologischen Angaben bis in größere Tiefen. Aufschlussbeobachtungen beschränken sich dagegen auf oberflächennahe Bereiche, meist 3 - 10 m, vereinzelt bis 15 oder 25 m unter Flur.

Die *Aufschlussbeschreibungen* umfassen Lageangaben (Topographische Messtischblätter um 1940, Rechts- und Hochwert - Gauß-Krüger-Koordinaten), Höhenangaben (m NN, m HH, m ü. M; in manchen Karten weichen sie trotz gleicher Bezugsniveaus voneinander ab) und Aufnahmejahr im Gelände. Messhäufigkeiten (z. B. $n = 50$) werden für Messungen von Längsachsen verschieden großer, jedoch deutlich gestreckter Geschiebe von Geschiebemergeln angegeben; ebenso wird die Kornzahl von Kiesauswertungen ausgewiesen. Die Angaben beider Auswerteverfahren beziehen sich auf die Korngrößen 4 - 10 mm.

Zahlreichen Betrieben, Unternehmern, Bohrmeistern und wissenschaftlichen Einrichtungen sei für ihre bereitwillige Hilfe und Unterstützung herzlich gedankt, insbesondere für die Einwilligung zu Kartierungen in Abbau- und Baugruben.

Der Elbhavelwinkel ist mindestens seit Ende der Saalekaltzeit bevorzugter Sammelraum für Schmelz- und südliches Flusswasser. Die holozäne Elbe verbreiterte hier ihr Überflutungs- und Rückstauraum von 5 - 10 km nördlich Burg auf 30 - 50 km zwischen Seehausen und Friesack. In diesem Zusammenhang bietet es sich geradezu an, Unterbrechungen von Marginalbildungen und Grundmoränenplatten auf die von BERENDT im 19. Jahrhundert propagierte Erosion und Durchwaschung zurückzuführen (Abb. 2.1). Dass unter bestimmten Bedingungen *Marginalformen primär flach und lückenhaft* ausgebildet wurden, wird selten in Betracht gezogen.

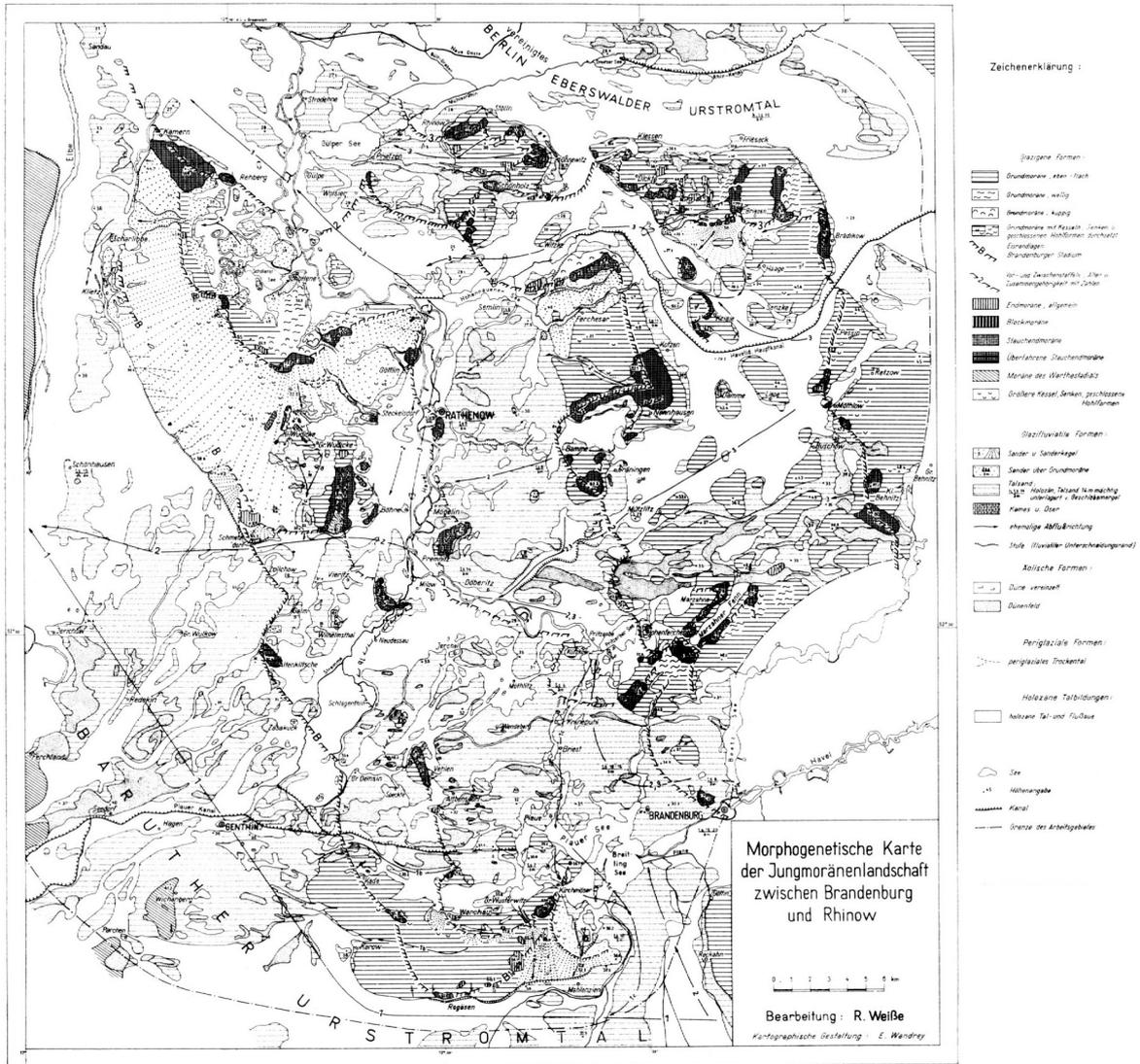


Abb. 1 Morphogenetische Karte der Jungmoränenlandschaft zwischen Brandenburg und Rhinow (aus WEIßE 1966a)

Um 1960 waren Verknüpfungen isolierter Marginalbildungen zu weichselkaltzeitlichen *Eisrandlagen* Schwerpunkt glazialmorphologischer Forschung. Im äußeren weichselkaltzeitlichen Elbhavelwinkel wurde eine Hauptrandlage mit 2 aufgespreizten Zwischenrandlagen rekonstruiert. Im Hinterland ergaben sich 2 weitere Eisrandlagen; diese ließen sich zwanglos mit Randlagen von FRANZ (1962) verknüpfen. Bereits damals vermutete der Autor Marginalbildungen noch vor der Brandenburger Haupteisrandlage. Die ausgewiesenen Randlagenverläufe übernahmen völlig oder teilweise u. a. GELLERT (1965), KLIEWE & JANKE (1972), ZIERMANN (1974, Routenkarte S. 16) und LIEDTKE (1981). MARCINEK & NITZ (1973) beschränken sich kartenmäßig auf das mittlere und östliche Brandenburg. In dieser verdienstvollen Arbeit wird verbal zusammenfassend auf das Westhavelland eingegangen.

Aufnahmen und Interpretationen glazialer Oberflächenformen und deren Einbindung in Eisrandlagen müssen die zeitliche und räumliche Differenziertheit der *Gletscherdynamik* beachten. Relief, Lithologie und Strukturen stehen in engem Zusammenhang mit Vorstoß- und Ausbruch-, Stagnations- bzw. Stillstands- und Niedertau- und/oder Toteisphasen der Gletscher. Denn Streichen und Fallen *eisgepresster Strukturen*, wie Abscherungen, Über- und Aufschiebungen, Zerscherungen sowie Falten und Schuppen verteilen sich nicht chaotisch, sondern sind meist gesetzmäßig gerichtet. Sie erlauben Rückschlüsse auf die einstige Gletscher-Druckrichtung. Erfolgte die Stauchung in einem Zuge durch einen Gletscherausbruch (Surge), so ist das proximale Endmoränenareal in der Regel am stärksten emporgestaucht. Nach außen nimmt die Höhe von Stauchungskörpern gestuft oder allmählich ab. Auch Stauchungselemente sind proximal am stärksten aufgerichtet, distal verringern sich die Einfallswinkel der Überschiebungsflächen, die zur ehemaligen Gletscherstirn hin geneigt sind. Im Elbhavelwinkel gibt es jedoch auch (nördlich Brandenburg, Kamern) morphologische Indizien für mehrmalige Pressungen, für wiederholtes Hinzufügen von Stauchungskörpern an bestehende Erhebungen.

Gletscher-Vorstoßrichtungen variieren räumlich und zeitlich. Daher kann bei divergierenden Streichrichtungen übereinander liegender Glazialkomplexe auf *unterschiedliches Stauchungsalter* geschlossen werden. Beispielsweise ist der weichselkaltzeitliche Stauchungsdruck in der Grundmoräne Eiche nach SSW gerichtet, die gepressten Liegendsedimente lassen dagegen auf saalekaltzeitlichen Druck nach W bis WSW (bzw. E bis ENE) schließen. Indem man gleichartige Strukturareale zumindest oberer Stockwerke kartographisch darstellt, lassen sich daraus Schlussfolgerungen für praktische Belange ableiten, z. B. Migrationswege von Schichten- und Grundwasser sowie Schadstoffen, ebenso geben sich Sperrschichten zu erkennen.

Aufnahmen von *Dehnungsstrukturen* dienen der Interpretation von Kames / Osern. Kames aus Niedertauphasen fanden früher wenig Beachtung. NIEWIAROWSKI (1965) gibt auf einer zusammenfassenden Übersichtskarte für das Gebiet Brandenburg lediglich Kames bei Potsdam an. Veröffentlichungen (BARTKOWSKI, GALON, KOZARSKI, NIEWIAROWSKI, SZUPRYCZYNSKI) regten in den vergangenen Jahrzehnten Diskussion und Untersuchungen von Prozessen, Strukturen und Oberflächenformen der Niedertauphasen an.

Zur Ermittlung *mittlerer Schmelzwasserfließrichtungen* bewährt sich nach wie vor die Aufnahme von Korngröße, Sortierungsgrad, Schichtungstypen und Schrägschüttungsmessungen ungestörter glazifluvialer und -limnischer Sedimente. Qualitative Steinzählungen und Zurundungsmessungen von Kiesen weisen auf Transportart, -dauer und -strecke hin.

Einmessungen der *Geschiebelängsachsen* von Geschiebemergeln lassen den mittleren Bewegungssinn von Gletscherloben und -zungen erkennen. Heute stellt man sich jedoch die Geschiebemergelgenese vielfältiger vor. Nicht jeder Geschiebemergel ist basaler Entstehung, wodurch sich neue Möglichkeiten, aber auch Grenzen der Interpretation von Geschiebelängsachsenmessungen und des Kleingeschiebebestandes ergeben. Allein das äußere Erscheinungsbild der Geschiebemergel kann stark variieren: massiv/massig, plattig-blättrig, bankig, streifen- und zungenartig. Ältere Mergel können häufig klein- oder großgefaltet, klumpig bis krümelig bzw. klüftig oder brekzienartig sein. Konsolidierung und Farbe der Geschiebemergel lohnen, beachtet zu werden.

Auf *stratigraphische Probleme* geht Verfasser nur randlich ein, im Mittelpunkt stehen strukturelle, lithologische und morphologisch-morphogenetische Fragestellungen. Das Alter oberflächlich anstehender Geschiebemergel anzugeben, ist oft schwierig. Divergierende Altersangaben gehen nicht immer auf überholte Vorstellungen zurück, wonach höher gelegene (Obere) Geschiebemergel weichselkaltzeitliches und tiefer liegende (Untere) Geschiebemergel präweichselkaltzeitliches Alter

anzeigen. Auch spielen rötliche Farbe und auf sekundärer Lagerstätte befindliche Paludinen (*Viviparus diluvianus*) für die Ausgliederung älterer (Unterer) Geschiebemergel teilweise keine Rolle. Vielmehr ergeben sich unterschiedliche Altersangaben z. T. aus kartographischen Generalisierungen. Im äußeren weichselkaltzeitlichen Inlandeisrand ist der jüngste Geschiebemergel in der Regel geringmächtig. Aus diesem Grunde treten primär und/oder sekundär, durch Periglazialprozesse freigelegt (vgl. Punkt 4.6.2), ältere Geschiebemergel mosaikartig zutage. Die Schwierigkeit kartographischer Darstellung besteht darin, bei der Übertragung auf kleinere Maßstäbe sich für ein, die Fläche bestimmendes Geschiebemergelalter zu entscheiden. Man vergleiche dazu die verschiedenen Angaben auf geologischen Karten, speziell zu den Platten Rhinow, Friesack, Karow und Wichenberg sowie zu Arealen nördlich Ferchesar und Bauernberge (Karten - siehe Literaturverzeichnis).

Folgende Probleme werden behandelt:

1. Gliedert sich das weichselkaltzeitliche Inlandeis in Eisströme, Eisloben sowie Eiszungen, und wie ist deren morphologisch-strukturelle Prägekraft im Elbhaveiwinkel ?
2. Endmoräentypen: Satzendmoränen - Ablationsendmoränen, kombinierte Endmoränen.
3. Vorstellung regionaltypischer glazialgenetischer Oberflächenformen: End- und Grundmoränen sowie Kames - einschließlich Relief, Sedimentart, Lagerungsweise / Struktur.
4. Vergleich glazialer Oberflächenformen von Elbhaveiwinkel mit Grund- und Endmoränen des Potsdamer Raumes.
5. Da Eisrandlagenverläufe auch Hinweise auf Lagerungsweisen oberflächennaher, verdeckter Schichten geben sollten, die für die Lösung praktischer geologischer und hydrologischer Fragestellungen relevant sind, müssen Rekonstruktionsversuche von Eisrandlagen u.a. geomorphologische und besonders strukturelle sowie lithologische Befunde berücksichtigen.
6. Gibt es eine äußerste Randlage noch vor der Brandenburger Haupteisrandlage ?
7. Wie vollzogen sich Glazial- und Holozänentwicklung von Elbe und unterer Havel im äußersten jungglazialen Gebiet ?
8. Verallgemeinernde Zusammenfassung zur strukturell-lithologischen und morphogenetischen Ausstattung der Eisrandlagen des Elbhaveiwinkels.

2. Endmoränen, Gliederung der Inlandeisstirn

2.1 Satz- und Ablationsendmoränen sowie kombinierte Endmoränen

Mit Merkmalen und Kriterien von Satz- und Stauch(end)moränen befasste sich der Autor bereits vor Jahrzehnten (WEIßE 1965, 1977b, Abb. 7, S. 81). Satzendmoränen als Bildungen von Stillstands- und Rückschmelzfronten gliederte er nach genetisch-lithologischen Merkmalen. KOZARSKI (1978) betonte die Genese als Hauptkriterium, die er in der Ablation sah. Dieser müsse den Begriff Satzendmoräne ersetzen. „Auf Grund der Rekonstruktion des morphogenetischen Prozesses wird für den Begriff „Satzendmoräne“ der Terminus „Ablationsendmoräne“ vorgeschlagen.“ (KOZARSKI 1978, S. 198). Da nach Autorauffassung Freisetzung und Anhäufung von Glazialschutt nicht nur durch Ablation erfolgt, ist eine Gleichsetzung von Satz- und Ablationsendmoräne unzweckmäßig. Denn nur wenn Ablation morphologisch markante Endmoränen bildet, markiert sie den ehemaligen Eisrand. Im äußeren Brandenburger Stadium hinterließ dieser Prozess der Endmoränenbildung selten die von KOZARSKI geforderten bindigen Sedimente. Supraglaziale Blöcke und geschiebemergelartige Bindemittel werden in Endmoränen nur vereinzelt festgestellt, z. B. bei Altenklitsche und außerhalb des Arbeitsgebietes: im Gallberg 1 km südöstlich Gantikow (nördlich Kyritz). Ähnliche Strukturbilder treten in der warthekaltzeitlichen Altmark auf: Poritz / Karritz (WEIßE 1977a, S. 42, 40 und 41), Rogätz und Valfitz.

Das Vorherrschen sandiger bis kiesiger marginaler Oberflächenformen deutet darauf hin, dass im Elbhavelwinkel basaler und inglazialer Schutt von Schmelzwasser aufgegriffen und zum passiven und/oder aktiven Eisrand(saum) transportiert wurde. Die endgültige Ablagerung des herbeigeführten Glazialschutts erfolgte *glazifluvial*, und zwar als Fächer, Sander, endmoränenartiger Wall, Gletscherspaltenfüllung (Oser) und Kames(terrassen) mit deutlichen Schichtstrukturen (Kleinwudicke), ferner durch *Fließen und Rutschen* auf flacher Eisstirn (Erhaltung und/oder Zerstörung von Schicht- und/oder Bildung von Druckstrukturen: Möthlow) oder durch *Sturz* an steiler Eisfront (Dumpmoräne: dichte Packung, chaotische Lagerung, undeutliche hangkonforme Schichtung: NW-Rand Großer Berg). Diese drei Prozesse traten bei der Bildung von Oberflächenformen zeitgleich oder nacheinander im gleichen Areal, und zwar neben- bzw. übereinander, oder räumlich weit getrennt auf. Stauchung, Toteisdruck und -schmelze modifizierten die Ablagerungsstrukturen der Marginalformen.

Der Terminus Satzendmoräne sollte als Oberbegriff beibehalten werden; die spezielle Ablagerungsart kann man zusätzlich begrifflich fixieren. Dazu können die Begriffe *Schmelzwasser-, Fließ-, Rutsch- und Sturz-Satzendmoränen* dienen. Bezieht man lithologische und strukturelle Merkmale in die Beschreibung ein, so bildet man diese Endmoränengruppe begrifflich umfassend und differenziert genug ab. Ergeben sich Einstufungsschwierigkeiten, bietet sich der Begriff gravitative Satzendmoräne für Bildungen am Rande inaktiver Gletscher oder an Toteisplatten an.

Aufnahmen großer, tiefer Aufschlüsse in west- und mittelbrandenburgischen Jungmoränengebieten führen nicht selten zur Ausgliederung sog. *kombinierter Endmoränen*. Gestauchten Endmoränensockeln sind schmelzwassergeprägte und / oder gravitative Satzendmoränen und / oder Niedertaubildungen - als Sedimente und Oberflächenformen - aufgesetzt und / oder an rückwärtige bzw. Seitenhänge angelehnt. Stauch(end)moränen überwiegen im Arbeitsgebiet zwar zahlen- und flächenmäßig, sind aber häufig mit ungestauchten Marginalbildungen vertikal und / oder horizontal verbunden. Die Ausführungen zu den Bauern- und Rollberge belegen beispielhaft diese Feststellung.

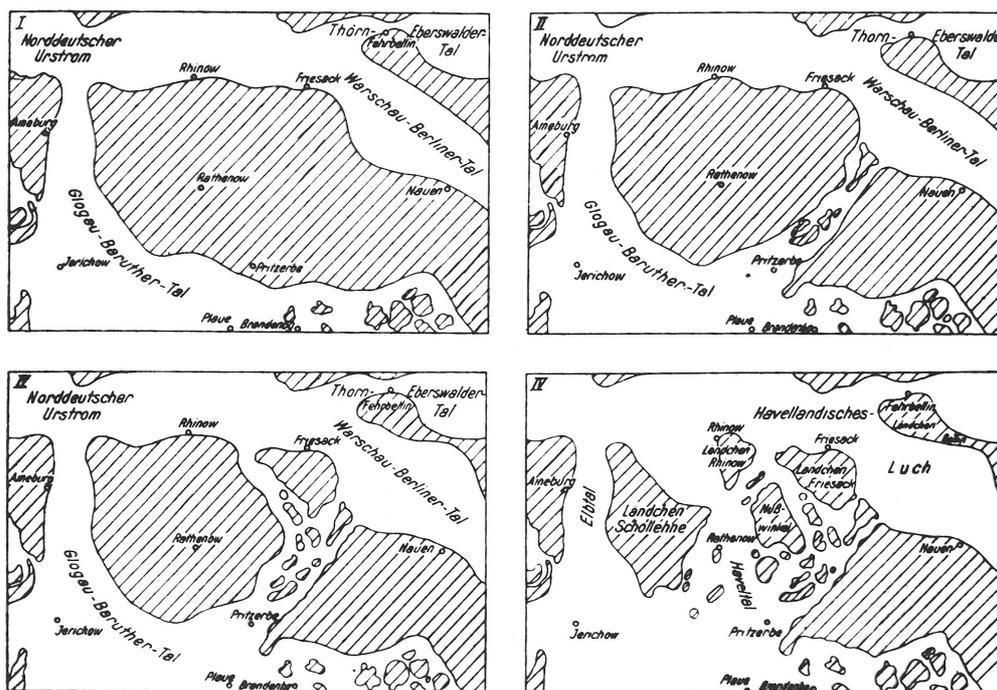


Abb. 2.1 Entwicklung der Großformen des Elbhavelwinkels in vier Stadien nach BERENDT / Entwurf MIELECKE 1957 (aus WEIßE 1966a, S. 49)

2.2 Gliederung der weichselkaltzeitlichen Inlandeisfront und deren morphologische, sedimentäre und strukturelle Prägekräft (Abb. 2.2-1 bis 2.2-4)

Schollener, Rathenower und Brandenburger Eisstrom

Der Begriff Eisstrom wird regional verwendet und ist nicht im überregionalen Sinn zu verstehen. BEHRMANN (1949/50) betrachtete den Elbhavelwinkel randlich; er vertrat die Auffassung, dass das Gebiet vom Rathenower Eisstrom des Brandenburger Stadiums der Weichselkaltzeit beeinflusst wurde. Relief-, Geschiebeeinregelungs- und Strukturanalysen zwingen zur Annahme mehrerer Eisströme mit verschiedener Vorstoßrichtung, Breite und Reichweite. Die Eisstirn der in das Elbhavelgebiet eingedrungenen Eisströme war anfangs wenig gegliedert. Später stellte sich zunehmend eine Differenzierung ein, die sich in Gletscherloben und -zungen äußerte.

Von N bzw. NNE stieß der anfangs wenig aktive, geringmächtige und im Süden 10 - 15 km breite *Schollener Eisstrom* über Gülpe und Schollene bis Schmetzdorf vor. Seine N-S-Bewegung kann von der Friesacker Salzstruktur mit beeinflusst sein. Wo er sich mit dem Rathenower Eisstrom berührte, entstand die Kattenberge-Kerbe (Kattenberge, früher Hohe Heide, 71,4 m NN) mit Nordfortsetzung über Göttiln zum südlichen Friesacker Ländchen. Im südlichen Kerbenabschnitt häuften sich Sedimente auf warthekaltzeitlichem Flachrücken an, die später gepresst oder emporgestaucht wurden. Dieser Eisstrom bildete, abgesehen von Schmetzdorfer Erhebungen, geringmächtige Austausedimente bzw. flache Oberflächenformen (Wälle, Kegel, Fächer), die später zusammen mit Toteisresten von (Klietzer) Sander- oder (Großwudicker) Kamessanden verdeckt wurden (vgl. Punkt 3.2 u. Punkt 4.2.6). Erst in späteren Rückschmelzphasen waren Gletscherzungen dieses Eisstroms morphologisch prägend (Rhinower u. Friesacker Ländchen, vgl. Punkt 4.5 u. 4.6).

Der 20 - 25 km breite *Rathenower Eisstrom* mit vorherrschendem SW - Bewegungssinn wurde in seiner Aktivität offenbar durch tief gelegenes Areal, einer Senke zwischen späterer Elbe und Havel, begünstigt. Über Genthin gelangte er vermutlich bis fast an die Elbe. Die 25 - 30 km breite und 50 - 60 km lange Senke, die im Westen von Altmarkerhebungen, im Osten von Rhinow und Brandenburg, im Süden von Karower Hochfläche und im Norden von Havelberger Platte begrenzt wird, existierte bereits präweichselkaltzeitlich; die Elbe floss hier Ende Warthestadium. Offenbar vererbte sich die Senke sogar aus früheren geologischen Epochen. So zählt das Gebiet zur Mitteleuropäischen Senkungszone (vgl. STACKEBRANDT & LUDWIG 2002; LUDWIG 1995; MIELECKE 1970, S. 42).

Der Westrand dieser Elb-Havel-Senke wurde während des etappenweisen Rückschmelzens durch Vorstöße des warthekaltzeitlichen Inlandeises geprägt. Zeuge ist ein 20 - 40 m hoher Stauchungskomplex, der von Bittkau und Arneburg im Süden bis Osterburg und Seehausen im Norden reicht (WEIBE 1974, 1975). Die Oberfläche des östlichen Senkenrandes lag etwa 10 - 15 m über der damaligen Niederung. Der Rathenower Eisstrom stieß über Möthlow, Döberitz und Schlagenthin vor. Er war im Südwesten etwa 40 - 80 m mächtig und nie 2000 m, wie K. OLTMANNs im Rathenower Heimatkalender (1970, 1971) annahm und wie eine Anschauungstafel auf dem Gütschow angibt. Diese große Mächtigkeit wies das weichselkaltzeitliche Inlandeis nur in Nordschweden bzw. in der nördlichen Ostsee auf; wohl hatten ältere Eisdecken hier Mächtigkeiten von etwa 1000 m. Das Eis floss über Genthin fächerartig sich verbreiternd weit nach Süden. Die relativ ebene Senkensohle behinderte den Eisstrom nur wenig, begünstigt durch Wasserfilme an seiner Basis. Daher glitt er ohne wesentliche Sohlenbeeinflussung über den (Permafrost-) Boden hinweg. Offenbar bestanden auch Stauseen, auf denen flache Gletscherränder aufschwimmen konnten. Bändertone im Raum von Genthin könnten diese Annahme stützen. Ebenes Vorlandrelief beließ schuttführende Scherflächen in Horizontallage. Auch aus diesem Grunde wird die äußerste Brandenburger Eisrandlage im Elbhavelwinkel weder von Kuppen, noch von hohen Stauch(end)moränen markiert.

Flächenhafte Schuttbildungen

Die Kraft der äußersten Vorstöße beider Eisströme erlosch wegen ausbleibenden Nachschubs offenbar relativ schnell. Über einen längeren Zeitraum tauten 5 - 15 km breite Säume der Eisströme flächenhaft nieder. An ihrer Gletscherbasis bildete sich lokal geringmächtiger Lodgementill. Auf Toteisplatten aufgleitendes Gletschereis lieferte Scherflächenschutt, der sich auf sie ablagerte. Dieser verhinderte die weitere Toteisschmelze. Von Schmelzwässern in- und subglazial herbeigeführtes Material häufte sich in kleinen Hügeln bzw. Wällen am Eisrand an. Trat Schmelzwasser gebündelt aus Gletscherspalten bzw. Tunneln oder in Gletscherkerben heraus, so entstanden größere sandig-kiesige (Vorform des Schmetzdorfer Eichelberges ?) oder geröllreiche (Sydow, Genthin) Aufschüttungen, die jedoch nie die Höhen späterer Satzend- oder Stauch(end)moränen erreichten. Daher existieren unmittelbar an bzw. dicht hinter vermuteter äußerster Eisrandlage keine hohen (gestauchten) Erhebungen, sondern nur einige *flache Sand-Kies-Aufschüttungen* (35 - 47 m NN): Galmer Berge, Fuchsberg bei Groß Demsin, Höhe bei Wilhelmsthal, Erhebungen nordwestlich der Vehlenschen Berge und bei Wichenberg. Diese Hügel markieren zwar Eisrandlagen, sind jedoch keine Endmoränen, so dass sie in Analogie zum Kletzer Hochsander als Endmoränenvertreter bezeichnet werden. Flächenhafte Schuttakkumulation und Bildung niedriger Oberflächenformen erklären die morphologischen Lücken des marginalen Reliefs im westlichen Elbhavelwinkel. Geringe Inlandeismächtigkeiten und kurzzeitige Eisbedeckung hinterließen generell dünne Aufschüttungen. Diese niedrigen Marginalbildungen wurden von spätglazialen Talsanden bzw. vom Kletzer Sander zugedeckt, so dass nur einige höhere aus dem glazifluvialen Niveau herausragen.

Als sich das Inlandeis auf dem Friesacker Ländchen befand, verringerte sich der Ausbreitungsraum des Rathenower zugunsten von Schollener und Brandenburger Eisstrom. Der *Brandenburger Eisstrom* - der wie der Schollener S- bis SSW-Vorstößrichtungen bevorzugte - prägte das östliche Untersuchungsgebiet. Seine Westgrenze erstreckte sich vom Schwarzen Berg bei Kirchmöser über Bohnenländer Rinne und Marzahner Fenn zum Langen und Heineberg bei Groß Behnitz.

Gletscherloben

In anschließenden Rückschmelzphasen bildete sich kräftigeres Relief heraus (Ablationsmoräne, Ablationsend- und Satzendmoräne, Sander, Kames). Austauender Schutt häufte sich durch Fließ-, Rutsch- und / oder Sturzvorgänge am Gletscherfuß an. Diese Bildungen und vorweichselkaltzeitliche Erhebungen, wie Hohes Rott und Großer Berg, behinderten vorstoßendes Eis. Ebenso bremsten breite, schuttbedeckte Toteisplatten ausbrechende Gletscherstirnen. Anhaltender Gletschervorstoß stauchte diese Vorlandsedimente und fügte sie an bestehende Stauchungskörper an. Es bildeten sich zunehmend - wenn auch räumlich nicht zusammenhängend - *mittelhohe bis hohe Stauch(end)moränen*. Diese waren anfangs von geringer Höhe, wie Altenklischer Berg (52,4 m NN), im weiteren Rückland betrug die Höhen 80 m NN (Vieritzer und Milower Berge, 86 m NN).

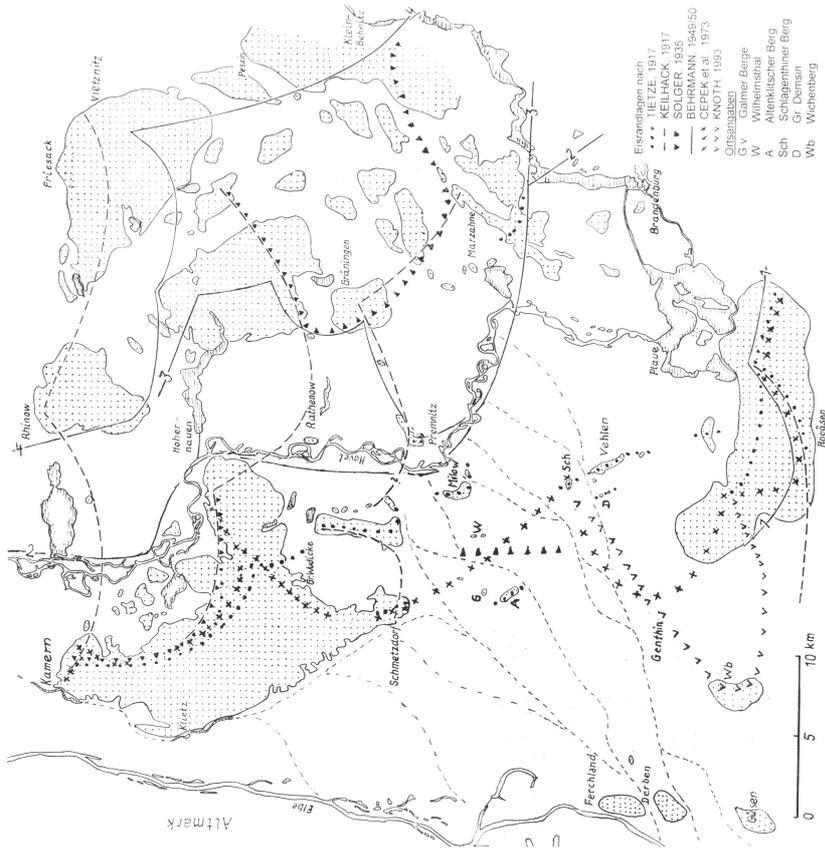


Abb. 2.2-1 Weichselkaltzeitliche Eisrandlagen im Elbhavelwinkel nach verschiedenen Bearbeitern

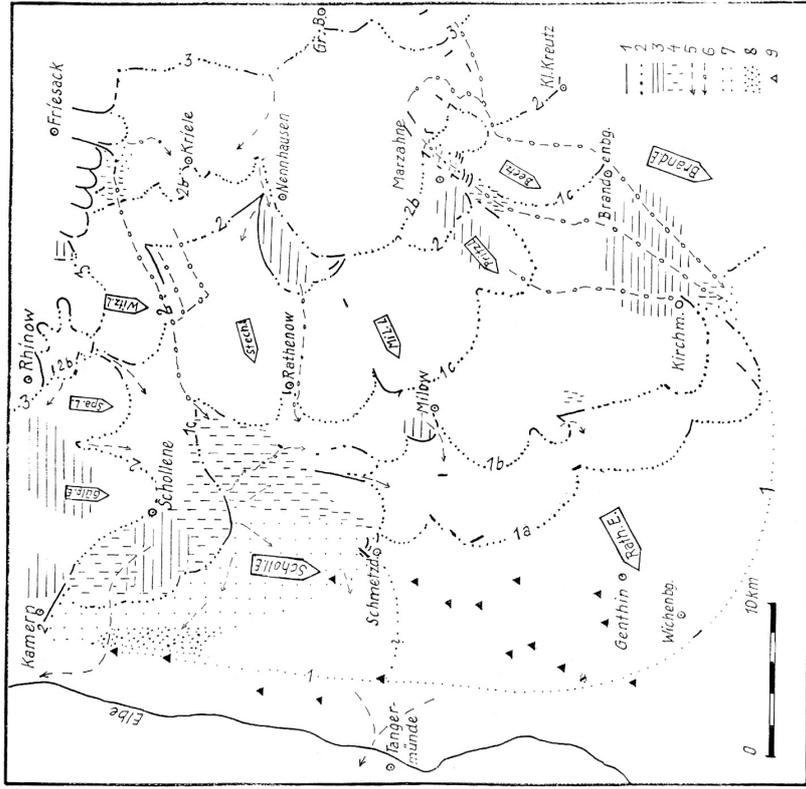


Abb. 2.2-2 Weichselkaltzeitliche Eisrandlagen im Elbhavelwinkel [1 Endmoränen, Kames, Rücken, 2 Mögliche Verknüpfungen von Marginalformen, 3 Auswahl tiefer Gletscherzungenbecken, 4 Niedertalandschaften: Kames, Kamesterrassen, 5 Subaerischer Schmelzwasserabfluss, 6 Subglazialer Schmelzwasserabfluss, 7 Sandersande, 8 Kiessande, 9 Grobsedimente (mögliche Relikte der äußersten Eisbedeckung ?), 9 Grobsedimente (mögliche Relikte der äußersten Eisbedeckung unter Talsanden ?), E Schollener, Rathenower bzw. Brandenburger Eisstrom, L Gülper, Spaatzter, Witzker, Stechower, Milower, Pritzerber bzw. Beetzsee-Lobus]

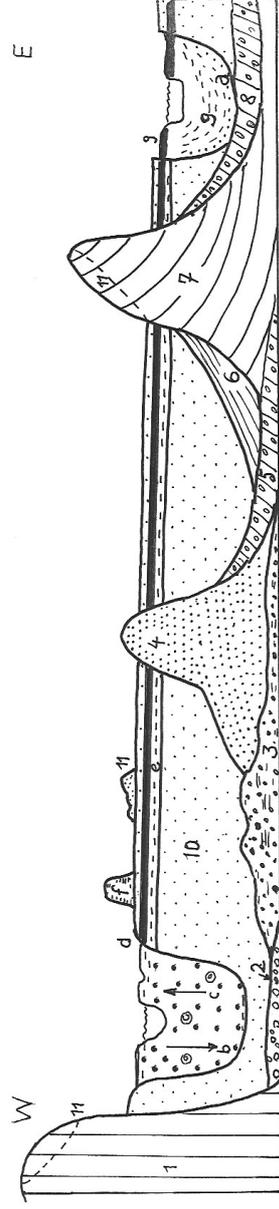
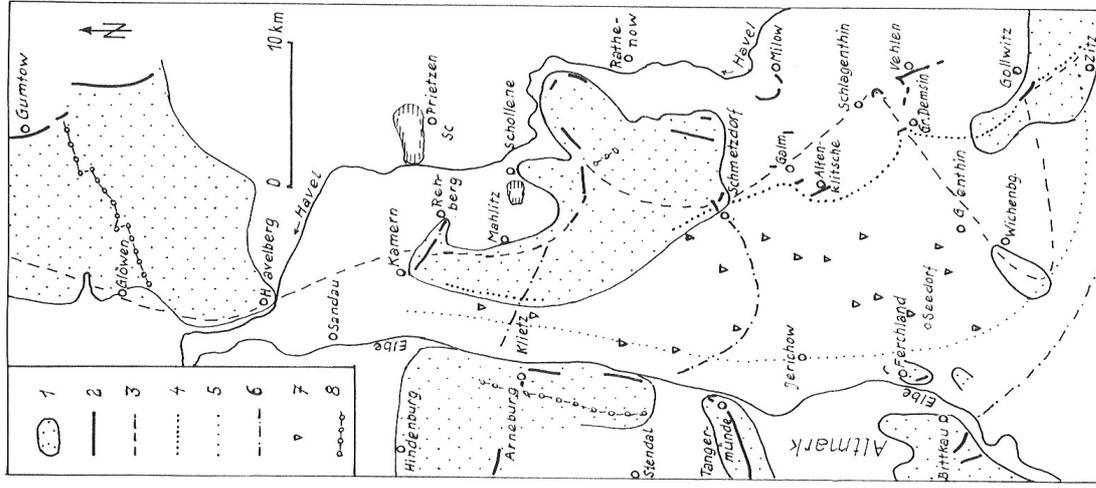


Abb. 2.2-4 (oben)

Idealisierter Schnitt von südlicher schräger Elbe-Havel-Ebene - ohne Maßstab

Glaziale Oberflächenformen: **1** Saalekaltzeitliche Altmarkplatte; **2** Postwarthekaltzeitliche Elbesedimente; **3** Äußerste weichselkaltzeitliche Sedimente und Oberflächenformen, teilweise verdeckt; **4** Marginalbildungen, Typ Galmer Berge; Endmoränenvertreter; **5** Geschiebemergel; **6** Vorschüttsedimente / Sande; **7** Stauch(end)moräne, Typ Vehlen; **8** Geschiebemergel, vgl. Kranepuhl; **9** Gletscherzungenbecken, Typ Milow; **10** Talsandterrasse (Elbe-Havel-Ebene); **11** Periglazialdünen, -täler oder -dellen

Holozäne Prozesse: **a** Toteisschmelze - Havel-Hohlformenentstehung, holozäne Sedimentablagerung; **b** Elbeeintiefung; **c** Elbeaufschotterung mit Eichenstämmen; **d** Hochwassererosion Alter Elbläufe; **e** Torfbildung, Elbeschlickablagerung in Auen; **f** Deichbau (ab 1160 u. Z.); **g** Erneute Torfbildung durch Mühlenstauung und Wehre

Abb. 2.2-3 (links)

Äußerste Eisrandlage des Brandenburger Stadiums in Westbrandenburg und im NE von Sachsen-Anhalt mit Bezug zu Randlagen der warthekaltzeitlichen Altmark **1** Pleistozäne Hochflächen; **2** Marginalbildungen / Endmoränen; **3** Äußere Eisrandlage nach KNOTH (1993); **4** Äußere Eisrandlage nach WEIßE (1966b); **5** Mögliche äußerste Eisrandlage; **6** Mögliche warthekaltzeitliche Strukturen und Flachrücken; **7** Mögliche Grobsedimente unter Talsandbasis; **8** Kames / Oser bei Arneburg und Glöwen]

Größere *Geländeunebenheiten* lösten bisher geschlossene Eisfronten zunehmend in kleine, auswärts gekrümmte Eiskörper auf. Erhebungen bremsten Gletschervorstöße, breite Senken dienten als *Vorstößbahnen* und begünstigten Ausbrüche der etwa 100 m mächtigen Lobenstirnen. Diese Eisfrontengliederung setzte sich reliefbedingt und infolge verstärkten Eisnachschiebs fort. Auf diese Weise entstanden SW - NE ausgerichtete Gletscherkerben im Abstand von 4 - 10 km. Der ehemals prägungsschwache Schollener Eisstrom unterteilte sich in *Gülper, Spaatzter und Stechower Lobus*, der Rathenower Eisstrom in Stechower, Milower und Pritzerber (Hohenferchesarer) Lobus. Loben grenzten sich durch Kerben niedriger Ordnung voneinander ab, die sich u. a. bei Milow und Pritzerbe sowie in den Bauernbergen und im Hohen Rott morphologisch abzeichnen.

Die *Reliefbildung von Loben* variierte. Die Prägekraft des nach Süden gerichteten *Gülper Lobus* war an seinen Flanken gering. In der Vorstoß- und Stagnationsphase entstand der Kletzer Sander. In Bewegungsrichtung war die Schürf- und Stauchungskraft des Eises jedoch bedeutend. Die Hohlformen Gülper See, Großes Luch und Schollener See mit pleistozänen Sohllentiefen von 15 - 20 m sind Bestandteil dieser Gletschervorstößbahn. Ausgeschürfte Sedimente und Eisblöcke lagerte der Gülper Lobus glazialtektonisch in Myl- (79,2m NN) und Weißen Bergen (61 u. 67,8 m NN) ab.

Der Stechower Lobus mit SW-Bewegungssinn erfasste die Südostflanke des Schollener Ländchens. Seine Marginalbildungen sind lückenhaft (Göttliner Eich- und Rathenower Weinberg). Dieser Tatbestand erstaunt, da großflächiges Toteis im Steckelsdorfer und Großwudicker Gebiet dem vorstoßenden Gletscher Gegendruck entgegenbrachte. Offenbar war Eisnachschieb und Fließgeschwindigkeit des Gletschers im Lee des Kotzener Salzstockes gering. Dieser abschwächende Einfluss machte sich beim Milower und Pritzerber Lobus nicht mehr bemerkbar.

Gletscherzungen

Die weitere Zunahme neuer glazialer und bereits bestehender Reliefhindernisse löste bei besserem Eisnachschieb aktive Gletscherlobenfronten in kleine, schmale, oft nur 1 - 2 km breite, *u-förmige Gletscherzungen* auf. Waren breite, ungegliederte Gletscherströme in bezug auf Reliefbildung relativ prägungsschwach, so hinterließen 4 - 10 km breite Gletscherloben deutliche Spuren. Morphologisch und strukturell noch effektiver waren eng aneinander gedrängte, schmale Gletscherzungen. Sie schürften am Inlandeisrande tiefe *Gletscherzungenbecken* aus und / oder umgaben sich mit mittelhohen bzw. hohen *Stauch(end)moränen*, u. a. bei Gränigen, Kriele, Kirchmöser und Marzahne.

Erwähnung verdient die Gletscherzungen-Aktivität des Schollener Eisstroms. Schmale, vermutlich mehr als 100 m mächtige Gletscherzungen brachen auf Friesacker und Rhinower Ländchen nach SSW aus und bildeten Gletscherzungenbecken sowie Stirn- und Seitenmoränen. Diese markieren die morphologisch markante Eisrandlage 3. Auf dem 12 km breiten Friesacker Ländchen sind sieben (bis neun), auf dem 6 - 8 km breiten Rhinower Plateau vier Gletscherzungenbecken mit Endmoränengirlanden ausgebildet. Diese erreichen auf dem Rhinower Land eine bis dahin nie erreichte Höhe. Während die Milower Gletscherzunge ein 10 - 15 m tiefes Becken ausschürfte und glazialtektonisch Kiese, Sande, Schluffe und bindige Tille in einem modellartigen Stauchendmoränenhalbkreis mit Milower und Vieritzer Berge bis in 86 m NN aufstauete, trat im rückwärtigen Gebiet eine weitere Steigerung ein. Die 5 km breite Gräninger Gletscherzunge formte den Nennhausener Endmoränenkranz. Weichselkaltzeitliche Stauchung erreicht in den Bauern- und Rollbergen eine Tiefe von mindestens 40 - 50 m, lokale (ehemalige) Höhenunterschiede betragen 90 - 110 m. Am Nordrand des Rhinower Ländchens vergrößern sich die Höhenunterschiede von Zungenbeckensohle (heute verschüttet) und Stauchmoränenspitze auf 110 - 130 m. Die Endmoränen am Nordrand des Rhinower Ländchens erheben sich aus dem Niveau des vereinigten Berlin-Eberswalder Urstromtales – trotz glazifluvialer Verschüttung – wie eine hohe Mauer. Diese Reliefunterschiede auf kurzer Horizontalentfernung – begünstigt durch „tragende“ Westwinde windoffener Niederungen - ermöglichten Lilienthals Gleitversuche bei Stölln (Gollenberg, Lilienthalgedenkstein) und Rhinow (vgl. GARITZ 1990, S. 31-33).

Ähnlich prägungsstark waren Gletscherzungen im Marzahner Fenn. Dagegen hinterließen Gletscherzungen des westlichen Brandenburger Eisstroms morphologisch undeutliche Spuren. Erst im Potsdamer Raum verdeutlichen zahlreiche, ineinander verschachtelte Gletscherzungenbecken größere Gletscheraktivität.

3. Vermutlich äußerste Marginalformen / Eisrandlagen 1 und 1a des Brandenburger Stadiums sowie pleistozäne und holozäne Abflussbahnen

3.1 Problemsicht

Da Endmoränen, Sander, Kames und Grundmoränen bzw. adäquate Sedimente oft isoliert vorkommen, lassen sich nur mögliche Eisrandlagen ausweisen. Diese Unsicherheiten bestehen nicht nur bei Endmoränen-Verknüpfungen und Sandern im weiteren Rückland, sondern in besonderem Maße bei der Festlegung äußerster Eisrandlagen des Brandenburger Stadiums im Elbhavelwinkel. Entwürfe zu äußeren und Rückzugslagen legten WEIBE (1963, 1966b), MARCINEK (1986) und LIPPSTREU et al. (1997) vor.

Da die Herausbildung von Elbe- und Havellauf räumlich und zeitlich mit der Entstehung äußerer weichselkaltzeitlicher Sedimente und Oberflächenformen zusammenfällt, wird der Versuch unternommen, die glaziale und holozäne Flussentwicklung in diesem Kapitel überblicksmäßig zu rekonstruieren.

Äußere Randlagen in der Literatur (Abb. 2.2-1 bis 2.2-4)

Übereinstimmung besteht seit TIETZE (1917) über den Verlauf der äußeren Eisrandlage des Brandenburger Stadiums östlich der Elbe, die KEILHACK (1917, 1921) noch im Fläming annahm. WOLDSTEDT (1935) zog die Randlage von Kamern über die Mylberge bis nach Schmetzdorf und im Süden quer durch das Karower Plateau. CEPEK (1972, Abb. 1) weist die Randlage der Maximalausdehnung des Brandenburger Stadiums weit im Osten aus, etwa bei Milow und Vehlen. CEPEK et al. (1973) legte den äußersten Eisrandlagenverlauf über Kamernsche Berge und Höhen bei Ferchels sowie über Mylberge und Erhebungen bei Schmetzdorf. Nach Süden wird sie wieder östlich des Altenklitscher Berges, im Schlagenthiner Berg und westlich der Vehlenschen Berge Richtung Genthin, vermutlich über Fuchsberg bei Groß Demsin, angenommen. Weiter ziehen sie die Randlage über Kade zum Gollwitzer Berg. LIEDTKE (1981) gibt an der Westseite des Schollener und südlich des Karower Ländchens „Lokale Vorstöße des äußersten Eisrandes der Weichsel-Eiszeit ohne oberflächlichen Rest“ an.

Da Westareale des Elbhavelwinkels zu Sachsen-Anhalt gehören, stellt die *Geologische Übersichtskarte 1 : 300 000* des Geologischen Landesamtes Brandenburg (1997) nur landeseigene Endmoränen dar (Weiße Berge, Mylberge, Schmetzdorfer und Gollwitzer Berg), ohne Zugehörigkeiten zu Eisrandlagen vorzuschlagen. Die Karte „*Landschaftsgenese*“ 1 : 1 Mio von LIPPSTREU im Atlas zur Geologie von Brandenburg (1997) kennzeichnet den maximalen Eisrandverlauf mit Mylberge und einen nach SW gerichteten Zug. Die südliche Fortsetzung der Maximalrandlage wird südwestlich der Karower Hochfläche angedeutet. Die Geologische Übersichtskarte 1 : 200 000, Blatt Magdeburg (KNOTH & LIPPSTREU et al. 2000), weist die äußerste Eisrandlage stellenweise aus, offenbar in Anlehnung an CEPEK et al. (1973).

KNOTH (1995, S. 164) übernimmt auf einer Kartenskizze den seit WOLDSTEDT ausgewiesenen, morphologisch begründeten Verlauf von äußerster Eisrandlage des Brandenburger Stadiums. Damit weicht er von seiner früheren Darstellung der „*Geologische(n) Übersichtskarte von Sachsen-Anhalt*“ 1 : 400 000 ab (KNOTH 1993), auf der die Maximalrandlage vom Gollwitzer Berg zur Pleistozäninsel Wichenberg gezogen wird, um über Groß Demsiner Gebiet zum Schlagenthiner Eichberg (67,9 m NN) zurückzuschwingen. Leider bezieht er Gebiete nördlich Schmetzdorf und bei Kletz nicht in die neue Vorstellung einer weiter westlich gelegenen äußersten Eisrandlage mit ein. Stattdessen verläuft die Randlage vom Schlagenthiner Berg schnurgerade nach Schmetzdorf, um westlich Kleinwudicke zu Myl- und Kamernschen Bergen zu verlaufen. Neu ist seine Randlagenführung westlich Havelberg. Hier wird die Maximalrandlage des Brandenburger Stadiums - m. E. erstmalig in einer amtlichen Karte - direkt nach Norden angenommen, ohne den Glöwener Zug einzubeziehen.

Erklärungsmuster (Abb. 2.1)

Veröffentlichte Auffassungen zur möglichen Grenzziehung der Maximalausdehnung des Brandenburger Stadiums verdeutlichen Kenntnislücken, Fixierungsschwierigkeiten und überholte Erklärungsmuster. Rekonstruktionsprobleme äußerster Eisrandlagen ergeben sich aus isolierten Marginalformen, aus fehlenden Aufschlüssen und / oder ungenügender Anzahl geologisch bearbeiteter Bohrungen. Daneben spielen auch Vorurteile eine Rolle, wie die übertriebene Annahme einer Durchwaschung bzw. Erosion des weichselkaltzeitlichen Elbhavelwinkel-Reliefs. Danach beseitigte spätweichselkaltzeitlicher und holozäner Fluvialabtrag im Überflutungs- und Rückstauraum von Elbe und Havel - zwischen Burg und Pritzerbe sowie Havelberg und Friesack - weichselkaltzeitliche Sedimente und Oberflächenformen weitgehend. Historische Ausbrüche von Elbhochwässern über die schiefe Ebene zur Havel scheinen diese Annahme zu bestätigen (vgl. Punkt 3.3).

Während die Erosionstheorie seit fast 100 Jahren wiederholt angezweifelt wurde (KEILHACK 1907, SCHNEIDER 1937 & 1941, MIELECKE 1957, FRANZ 1962, WEIßE 1966a), wird sie nach wie vor überbewertet. Seit Jahren ist bekannt, dass die äußersten Ablagerungen des weichselkaltzeitlichen Inlandeises in Brandenburg geringmächtig sind (vgl. HANNEMANN's Beobachtungen in Ostbrandenburg). Vielerorts taucht weichselkaltzeitlicher Geschiebemergel unter Niederungssedimente ab, und glazigen versteinerte Schichten streichen parallel zu Berg- und Plattenhängen. Man kann sich nur schwer vorstellen, dass mehrere 10 m starke Platten von Schmelz- und Flusswasser nicht nur durchschnitten, sondern bis auf wenige Reste beseitigt wurden. Erosion gab es im Spätglazial und lokal im Holozän, sie ist jedoch glazifluvialen Verschüttungen tief gelegener Glaziallandschaften unterzuordnen.

Ein weiteres Problem scheint das Festhalten an einer morphologischen Fixierung *der äußersten Randlage des Brandenburger Stadiums in Westbrandenburg* zu sein. Dabei nahm WEIßE (1963, 1966b) aus lithologischen Gründen die äußerste Eisrandlage weitaus westlicher an. Manche isolierte Oberflächenform sah er als Rückschmelz- und nicht als äußerste Vorstoßbildung an. LIEDTKE (1981) berief sich offenbar auf ihn, indem er den äußersten weichselkaltzeitlichen Eisrand ohne morphologische Indizien bei Klietz auswies. Inzwischen vertritt JUSCHUS (2001) im Bereich zwischen Dahme und Nuthe ebenfalls eine um 2 - 12 km südlichere Lage des äußersten Eishaltes. Danach erreichte der Maximalvorstoß östlich Luckenwalde den Südrand des Baruther Urstromtales. Außerdem weist auch er darauf hin, dass das jüngste Eis den Untergrund nur schwach bearbeitete, der Lodgementill geringmächtig und lückenhaft ist, und dass Sedimente und Oberflächenformen vorwiegend glazifluvial entstanden. Relief- und lithologische Gemeinsamkeiten beider Areale sind nicht zu übersehen. In Diskussionen wurde wiederholt eine größere Ausdehnung des Brandenburger Stadiums vermutet, lokal bis an den Fläming-Nordrand, den Briesener Bergen.

3.2 Morphologische, lithologische und / oder strukturelle Beobachtungsbefunde

Der Verlauf der äußersten Randlagen des Brandenburger Stadiums zwischen Wichenberg und Glöwen ist nach der folgenden Beschreibung unsicher; weitere Forschungen sind erforderlich.

Eisrandlage nördlich Havelberg

WOLDSTEDT (1935) zog die äußerste Randlage über den Demerthin-Glöwener Sand-Kiesrücken nach Nordosten. CEPEK et al. (1973) und CEPEK (1972) lassen den Verlauf von äußerster Eisrandlage des Brandenburger Stadiums im Raum Havelberg - Glöwen offen oder nehmen ihn östlich dieser Orte an. KNOTH (1993) vermutete ihn westlicher. Nach seiner Grenzziehung liegt der Glöwener Zug östlich der Maximalrandlage. Jedoch deutet er ihn weiterhin als Endmoräne. Zwei 2 Jahre später bezieht KNOTH (1995, Karte auf S. 164) den Glöwener Zug erneut in die äußerste Eisrandlage ein. Im Jahre 1968 (Abb. 2, 4 u. 5) wurde dieser dreiteilige Rückenkomplex von WEIßE wegen seines bajonettartig versetzten Grundrisses, seiner von NE nach SW abnehmenden Höhe, z.T. angrenzender Niederungen, seiner zahlreichen Abschiebungsstrukturen und seines distalen, damals hervorragend aufgeschlossenen Deltas mit schwacher Schräg- und Horizontalschichtung als Os (bzw. schmaler Kamesrücken) angesprochen. Im proximalen Bereich ist der Glöwener Zug als Teil von Eisrandlage Gumtow-Granzow gestaucht, ansonsten sind Teilrücken Spaltenbildungen eines rückschmelzenden Gletschers, dessen äußerste Stirn einst weiter im Westen lag. SCHULZ 1970 (Abb. 1, S. 413) übernahm diese Geneseauffassung. Die

Geologische Übersichtskarte von Brandenburg 1 : 300 000 (1997) weist den Glöwener Rücken ebenfalls als (saalekaltzeitliches) Os aus. Der Geologische Atlas von Brandenburg (2002) gibt die äußerste Randlage des Brandenburger Stadiums jedoch nicht westlich, sondern nordöstlich von Havelberg, im Raum Breddin und Barenthin, an.

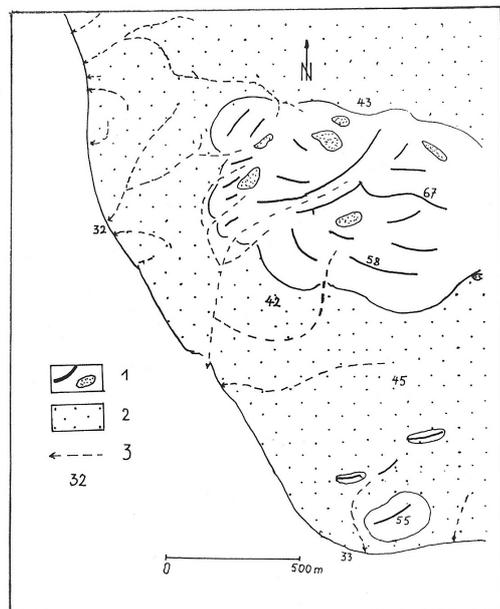


Abb. 3.2-1

Relief des großen Eichelberges bei Schmetzdorf (nach TK 1:10 000)

- 1 Rücken, Senken
- 2 Sande
- 3 Periglazialtälchen und -dellen
- 32 Höhe in m NN

Endmoräne großer Eichelberg bei Schmetzdorf (Abb. 2.2-3 und Abb. 3.2.1)

Am Südwestrand des Schollener Ländchens befindet sich bei Schmetzdorf der große Eichelberg (67,3 m NN), der leider keine größeren Aufschlüsse hat. WEIßE (1963, 1966b) vermutete hier die Randlagen 1 und 1b mit nördlicher Fortsetzung nach Klietz und Scharlibbe. Vom Berg ziehen morphologisch markante Täler zur Talsandniederung, wovon einige offenbar durch Schmelzwasser angelegt wurden. Trotz periglazialer Zertalung gibt es noch 6 Toteisensenken. An westlicher und südöstlicher Flanke treten 1 - 1,5 m mächtige sandige Geschiebemergel auf, die faust- und kopfgroße Geschiebe führen. Als SCHOLZ (1889) das Geologische Messtischblatt Vieritz aufnahm, waren diese Mergel offenbar nicht freigelegt. Längsachsenmessungen von Geschieben (n = 84) ergaben NW-Haupt- und NE-Nebenmaxima.

Auffallend ist die Anordnung der Eichelberg-Teiltrücken. In der Westhälfte streichen die Rücken NE - SW, im Ostteil etwa W - E. Das Konvergieren verschieden ausgerichteter Rücken erklärt sich vermutlich aus zwei sich unterschiedlich bewegendenden Eiskörpern. NE - SW orientierte Rücken gehen offenbar auf Pressungen aus Nordwesten zurück (NW-Maximum der Geschiebe). Danach könnte die Eisstirn nach Westen bis Südwesten verlaufen sein. Vermutlich war sie durch einen warthekaltzeitlichen Flachrücken angeregt, der von der Tangermünder Hochfläche oder von Hämerten herüberreichte. Östliche Teiltrücken wurden durch einen Gletscher mit südlichem Bewegungssinn verursacht. Geschiebeeinregelungsmaxima südlich Buckow (Mbl. Vieritz 3439, 45 17 350, 58 28 650) und N-S-Streichen der langen Kattenberge (71,4 m NN) berechtigen zu dieser Annahme. Das bedeutet, dass der große Eichelberg eine Kerbstauchmoräne darstellen könnte, die aus Stauchungsschuppen und supraglazialem Grottschutt (Blockreichtum) besteht. Sie wäre Teil der äußersten Eisrandlage des Brandenburger Stadiums, die sich nach W bzw. NW fortsetzt. Als die Gletscher der Schmetzdorfer Randlage 1a und 1b zurückschmolzen, verschütteten Sande und Schluffe der Mylberge-Randlage (1c) Toteisreste. Horizontalschichtung extrem gut sortierter Körnungen eines tiefen Aufschlusses nordöstlich Schmetzdorf deutet auf Stillwasserfazies im Rückland dieser Endmoränen hin (vgl. Punkt 4.2.6; Foto 4.2.6).

Äußerste Marginalsedimente scheinen bei Klietz in einem 6 - 8 km langen und 0,1 - 2 km breiten Streifen vorzuliegen, die BERENDT & KLOCKMANN auf den Geologischen Blättern Sandau und Arneburg als „sandigen Grand“ kennzeichneten. KNOTH & LIPPSTREU et al. (2000) deuten ihn u. a.

auch als Vorschüttbildung. Grobkiese und Steine, bei Klietz und Scharlibbe erbohrt, werden vom Autor - falls sie keine (präweichselkaltzeitliche) Elbeschotter sind - als Eisrandbildungen aufgefasst (Endmoränenvertreter). Etwa 1,5 km nordöstlich Klietz, dicht westlich des erosiv zurückverlegten Sanderwestrandes, weisen geophysikalische Untersuchungen (Messfeld Fohrde, Nr. 7, Messtischblatt Arneburg) ab 39 m NN 1 m Kies und bis 12 m u. Fl. lehmigen Sand mit Steinen nach. Auch diese Sedimente deuten auf Ablationsmoränen oder / und Stein-Sand-Schluff-Kegel der äußersten Eisrandlage hin. Die beschriebenen Bildungen wurden, im Gegensatz zur Schmetzdorfer Endmoräne, durch Sander-sedimente der Eisrandlage 1c völlig verschüttet und durch spätere Erosion wieder freigelegt. Schmelzwasser- und Periglazialabflüsse hinterließen nach NW auslaufende Tälchen und Dellen, zwischen denen Hügel und Flachrücken herausmodelliert sind (Abb. 4.2.6-2). Diese trugen auch zur Herausbildung des späteren Elbelaufes bei (vgl. Punkt 3.3).

Befunde bei Schmetzdorf und Klietz sowie Scharlibbe berechtigen, die äußerste Eisrandlage des Brandenburger Stadiums 1 - 4 km weiter westlich als bisher anzunehmen. Da das Klietzer Sander erosiv erniedrigt und zurückverlegt wurde, gelangten zeitweise verdeckte Grandareale des äußersten Eisvorstoßes wieder an die Oberfläche.

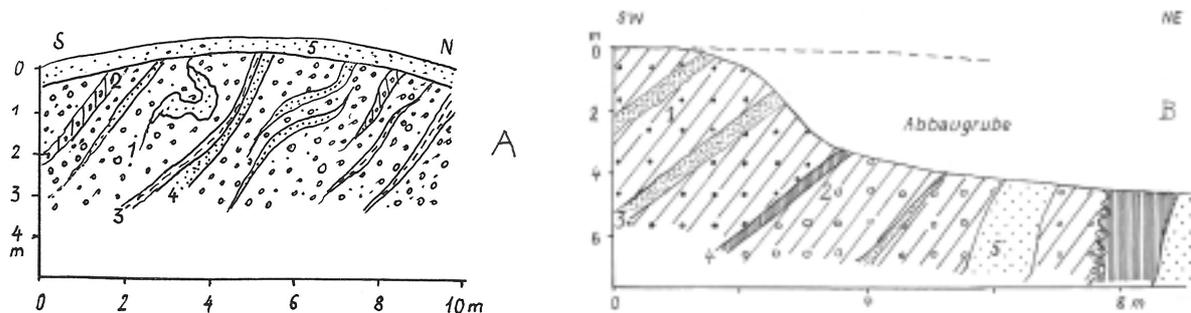


Abb. 3.2-2 S - N - und SW - NE - Schnitt des Altenklitscher Berges (Aufnahme 1962)

A) 1 Mittel- und Grobkies, 2 Geschiebemergel (Fließtill), 3 Schluff, 4 Sand, 5 Steiniger Sand, humos

B) 1 Geschiebemergel, kiesig, grau, 2 Geschiebemergel, blockreich, rotbraun, 3 Schluff, 4 Sand, 5 Beckenton

Altenklitscher Berg (Abb. 3.2-2)

Die 1 km lange und 500 m breite, NW - SE streichende Erhebung, deren Nord- und Süden von alten Elbläufen begrenzt werden, erhebt sich als asymmetrischer Flachrücken 10 - 22 m über die Talsand-Niederung (Messtischblatt Schlagenthin 3539, 45 13 500, 58 17 200, Aufnahmen 1961, 1962, 1969). Der Osthang steigt allmählich zu einer breiten Fläche an, der im Norden eine Kuppe (52,4 m NN) aufsitzt. Die Außenflanke fällt auf 50 - 100 m Entfernung um 15 - 20 m steil ab. Nach Osten und Norden ist die Erhebung periglazial zerdellt.

Nach KEILHACK (1889) besteht der Altenklitscher Rücken aus Unterem Geschiebemergel, der im NW von Sanden und Kiesen über- und im Osten von Sanden unterlagert wird. Nach eigenen Aufnahmen treten am Ostfuß des Rückens in 35 - 45 m NN lithologisch verschiedene, jeweils 1 - 1,5 m mächtige Schichtglieder auf, die mit 40 - 70 Grad nach SW einfallen. Am Ostrand besteht das Aufnahmeprofil aus Bänderton mit eingepressten Geröllen. Zum Rückeninneren folgen mehrere Sand-, Schluff- (teils mit Steinen) und rötliche Geschiebemergelbänke, die reich an verstreuten Mittel- und Grobkies- bzw. Geröllschichten sind. Da an einer N - S - Abbauwand sigmoidal verformte Kies-, Sand-, Schluff- und Geschiebemergellinsen und -streifen unregelmäßig verteilt sind, akkumulierten diese ursprünglich durch Rutschung. Danach erfolgte intensive Pressung. Lithologisch (Kies-Stein-Geschiebemergel-Gemisch) und strukturell (Rutsch- und Pressstrukturen) erinnert dieser Komplex z. T. an die von KOZARSKI (1978) beschriebenen Ablationsendmoränen. Die Rückenoberfläche ist kies- und

steinbesetzt. Eine Bohrung erfasste im Ort unter 1,5 m Lehm und Sand (Geschiebemergel ?), bis 10 m unter Flur Fein- und Grobkiese mit Sandzwischenlagen.

Die versteilten Lagerungsweisen verursachte ein aktiver Gletscher. Hinweise zur Eisbewegungsrichtung liefert eine 3 - 4 km nordnordöstlich gelegene, 100 - 300 m breite und 1.200 m lange Pleistozäninsel bei *Wilhelmsthal*. Der N - S streichende, steinbestreute flache *Vossberg* (40 m NN) geht ohne Hangunter-schneidung in das Talsandniveau über, lokal tritt Geschiebemergel zutage. In Schlossnähe, ehemals Ferienlager Genthin, ergaben Einregelungen von Längsgeschieben (n = 101) eines kalkigen (oben verlehnten) graubraunen (Unteren) Geschiebemergels Gletscherbewegungen aus ENE. Die den Altenklitscher Berg aufbauenden gravitativen Sedimente wurden danach von einer aus NE vorstoßenden Eisfront gestaucht. Anschließend überfuhr das Eis die Erhebung, und Exaration verursachte rampenartigen Ostanstieg. Glazigen bildete sich eine diskordante Geschiebelehmdecke, die KEILHACK bereits auf der Geologischen Spezialkarte Schlagenthin darstellte und KNOTH et al. (2000) weichselkaltzeitlich einstuften. Von KEILHACK kartierte Kiese und Sande im Nordwesten des Berges sind m. E. Ablagerungen der weichselkaltzeitlichen Niedertauphase.

Bei Wilhelmsthal unter geringmächtiger lehmiger Sanddecke bis 11 m unter Flur erbohrte Fein- bis Grobkiese sind vermutlich Vorschütt-sedimente, ebenso Bohrschichten am Milchviehhof der ehemaligen LPG Neuenklitsche - Wilhelmsthal. Unter 3 m starken Sanden befinden sich hier 6 m mächtige Grobkiese mit 10 cm großen Steinen. Auch diese Grobsedimente werden vermutlich randnahe Bildungen darstellen.

Zusammenfassung - Der Altenklitscher Berg (Eisrandlage 1a) ist eine überfahrene weichselkaltzeitliche Stauch(end)moräne, hervorgegangen aus supraglazialen bindig-kiesigen Rutsch- und Fließstillen. Der Altenklitscher Berg entstand zuerst, danach stieß der Gletscher um mehrere Kilometer weiter nach Westen vor und bildete die morphologisch schwer nachweisbare äußerste Randlage (1) des Brandenburger Stadiums. Aufsitzende sandig-kiesige Bildungen entstammen der weichselkaltzeitlichen Niedertauphase, sie bildeten sich zeitlich nach Randlage 1.

Galmer Berge südlich Schmetzdorf

Wenige Kilometer nördlich Altenklitsche liegen die beiden Galmer Berge. Das südliche, etwa 400 m große und 47 m hohe Areal weist zwei NNW - SSE streichende Flachrücken auf. Das nördliche, 250 m große Vorkommen besteht aus einem 40 m hohen Flachrücken, der N - S ausgerichtet ist. Flach angeschnittene, parallel geschichtete Mittelsande (Mbl. Vieritz, 3439, 45 13 300, 58 18 700, Aufnahme 1963) werden als glazilimnische Niedertaubildungen (Kames) gedeutet, die von geringmächtiger, steinführender, lehmiger Kiessanddecke (Ablationsmoräne) verhüllt sind. Etwa 1 km nördlich der Galmer Berge erbohrte Kiese und Steine (in 2,5 bis 8 m u. Fl.) entstammen offenbar strömendem Schmelzwasser eines subglazialen Tunnels. Beide Beobachtungen, Bildungen der Rückschmelzphase und flache Kegel aus Grobsedimenten, lassen den Schluss zu, dass die äußerste Eisrandlage auch hier um Kilometer westlicher lag.

Erhebungen nordwestlich Vehlenscher Berge

Nordwestlich der Vehlenschen Berge zieht ein Rücken nach SW. Ihm folgen weiter im Westen, aus Talsanden herausragend, Wein- (48,2 m NN) und Hasselberg (41 m NN) mit verstürzter Feinkiesgrube (1962). Zwischen Wein- und Hasselberg einerseits und dem vom Vehlenschen Bergnordende nach SW abbiegenden Rücken andererseits, lag offenbar ein Gletschertor, aus dem Schmelzwasser einer kleinen Eiszunge während eines kurzen Eisstillstandes nach SW abfloss. Im ehemaligen Schmelzwasserdurchlass befindet sich heute ein Alter Elblauf, der von Dünen und Grundmoräne eingengt ist. In dieser mit Elbschlick und Niedermoortorf verfüllten holozänen Flussaue wurde der Vehlener Grenzgraben ausgehoben.

Beide Erhebungen liegen zu weit östlich, als dass sie Bildungen der äußersten Randlage des Brandenburger Stadiums sein könnten. Westlich vom Weinberg scheint weichselkaltzeitlicher Geschiebemergel ab 6 m u. Flur mehr als 4 m mächtig aufzutreten. Und südwestlich der Vehlenschen Berge befindet sich offenbar ein gleichaltriger Geschiebemergel ab 3 m bis mindestens 10 m unter Flur, der von steinführenden Kiesen unterlagert ist. Sedimentart und -mächtigkeit können Zeugen eines weiter im Westen gelegenen Eisrandes sein.

Fuchsberg (35,8 m NN) bei Groß Demsin

Nördlich Groß Demsin ragt aus Talsand- und holozänem Niveau eine weitere kleine sandig-kiesige Erhebung heraus. WEIßE (1963, 1966b) vermutete hier die äußerste Eisrandlage. Leider ist der Flachrücken nicht aufgeschlossen, so dass in Analogie zu ähnlichen Flachrücken (Galmer Berge) Stillstands- oder Niedertaubildungen angenommen werden. Die maximale Randlage befand sich vermutlich auch hier weiter westlich. Geologisch nicht betreute Bohrungen in Groß Demsin (1959, 1961) erfassten bis 2,6 m unter Flur braunen Lehm (Auelehm ?), bis 11,5 bzw. 10,5 m Tiefe sandige Grob- und Feinkiese. Diese könnten Vorschütt-sedimente und Sande sowie Kiese der glazifluvialen Elbe-Havel-Ebene beherbergen.

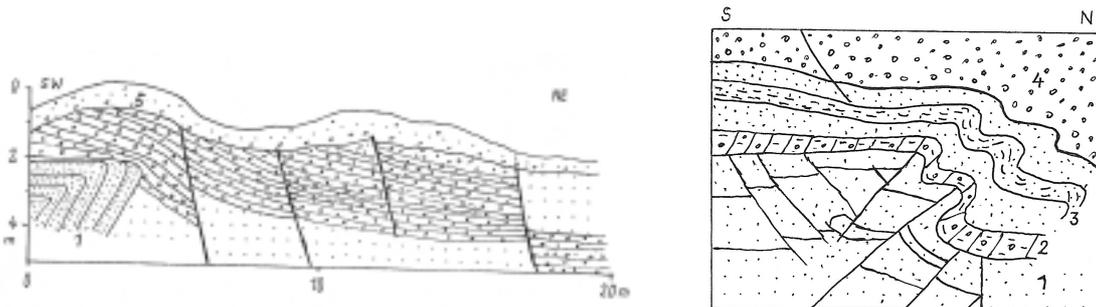


Abb. 3.2-3 Zwei Schnitte der Gollwitzer Stauch(end)moräne mit aufsitzenden Kames, Karower Grundmoränenplatte (Aufnahme 1961). 1 Sande, gestaucht, zerschert, 2 Ton, steinig, gestaucht, braunschwarz, 3 Feinsandiger Schluff, gestaucht, 4 Mittel- und Grobkies mit Auf- und Abschiebungen, 5 Periglazialdecke

Südareal des Elbhavelwinkels (Abb. 3.2-3)

Die äußerste Randlage des Rathenower Eisstroms ist im Süden auf dem Karower Plateau ausgebildet. Wie weit das Eis über das Karower Plateau nach Süden reichte, ist wegen fehlender morphologischer Befunde schwer zu beurteilen. Allerdings war die vorweichselkaltzeitlich angelegte Karower Platte (analog Bittkauer Hochfläche) mit hochgestauchtem Tertiär, älteren rotbraunen tonigen Geschiebemergeln, Bändertonen und rolligen Sedimenten für junge Gletscher im Vergleich zur Niederung ein bedeutendes Hindernis. Im Osten markieren daher die hohen Schwarzen Berge (69,2 m NN) sowie Wein- (67,6 m NN) und Friedensberg (68,5 m NN) die äußerste Randlage. Nach E bis SE geschüttete Sande, Feinkiese und Gerölle des Friedensberges belegen eine Randlage. Der Weinberg scheint aus gestauchtetem Sockel und ungestörten Hangendsedimenten zu bestehen. Nordöstlich Zitz markieren nach SW bis SE abgelagerte Kiessande diese Eisrandlage. An verschiedenen westlichen Stellen treten ältere Geschiebemergel mit Pressstrukturen auf. Am ehemaligen Bahnhof Rogäsen wurden W bis E streichende, nach N oder S einfallende Schichten beobachtet. Geschiebemergel der Baugrube (LPG-) Waage (nördlich Zitz in 50 m NN) weist steil nach Westen aufgerichtete Sand- und Schluffbänder auf. Morphologisch deutet sich daher eine Randlage nach N bis NW an (WEIßE 1966b), die ebenso wie der markante Gollwitzer Berg (95,6 u. 85,2 m NN) - ein gestauchter marginaler Sand-Kiesrücken mit Niedertaubildungen - bereits im Rückland der äußersten Eisbedeckung liegt; Mbl. Karow, 3639, 45 20 350, 58 03 200.

Da südlich Groß Wusterwitz und westlich Rogäsen Geschiebe weichselkaltzeitlicher Geschiebemergel NNE bzw. N eingeregelt sind, bei Kade sich jedoch eine nach SW gerichtete Eisbewegung abzeichnet, kann eine exarative Überföhrung der flachen Karower Westplatte angenommen werden. Die äußerste Randlage des Brandenburger Stadiums könnte daher ab Rogäsen / Zitz weiter im Süden bis Südwesten ausgebildet sein. Darauf machte auch LIEDTKE (1981) mit einer besonderen Kartensignatur aufmerksam.

Pleistozänplatte Wichenberg / Parchen (Abb. 2.2-2 & Abb. 2.2-3)

Etwa 6 km westlich Genthin befindet sich nördlich des Plauer Kanals die 200 mal 500 m große *Sand-Kiesinsel Seedorf*, die im Süden und Westen von Geschiebemergel umgeben wird. Sie erhebt sich kaum (45 m NN) über Talsandflächen und Dünen. Weichselkaltzeitliche Entstehung ist wahrscheinlich, jedoch wegen fehlender Aufschlüsse schwer zu belegen. Offenbar enden die jungeszeitlichen Sedimente an mächtigen hochragenden älteren Geschiebemergeln.

Südwestlich Genthin und nördlich Parchen erstreckt sich eine kleine kiesig-lehmige *Platte* (41,2 m NN), über die Bundesstraße 1 nach Burg führt. WIEGERS (1928) gibt Geschiebemergel sowie Sande und Kiese der letzten Eiszeit an. KEILHACK kartierte für die geologische Spezialkarte Parchen Geschiebemergel in Inselnord-, -ost- und -südaeren. Eigene Geschiebeeinregelungen (n = 54) im 2 - 3 m mächtigen Lodgementill ergaben eine Gletscherbewegung aus Norden, während für den inneren Elbhavelwinkel NE-Einregelungsgipfel typisch sind. Da weichselkaltzeitliche Gletscher reliefbedingt wenig Widerstand vorfanden (vgl. Punkt 2.2), stießen sie weit nach Süden vor. Die flachen Eisstirnen bildeten keine markanten gestauchten Erhebungen. Das erklärt den ebenen Charakter der kleinen Wichenberg-Insel. An der Westseite bedecken ihn Grobsande. In Abbaustellen bei *Wichenberg* (Aufnahmen 1960 - 1963) befanden sich schräggeschichtete, mit 15 - 25 Grad nach NE abgelagerte Fein- bis Mittelkiese. Offenbar entstanden sie in der weichselkaltzeitlichen Niedertauphase, in die sich u. a. eine NE - SW streichende Eiskeilpseudomorphose ausbildete. Das Gesteinsspektrum der Kiese spricht gegen Elbkiesablagerungen, ebenso unwahrscheinlich ist ein räumlicher Zusammenhang mit warthekaltzeitlichen glazifluvialen Terrassensedimenten, die am Fläming-Nordrand (Ziesar / Tuchheim) und hervorragend bei Scheeren / Cobbel in der Altmark (WEIBE 1974, 1975) ausgebildet sind. Autor und MÜLLER (1935, S. 228) beziehen die Insel in die äußerste Randlage des Brandenburger Stadiums mit ein. Die Erhebungen bei Derben und Ferchland, die unter Sanden und Schluffen aus hochanstehendem Geschiebemergel bestehen, sind vermutlich warthekaltzeitlich.

Mögliche marginale Grobsedimente unter glazifluvialen Talsanden

Geht man von der Annahme eines durch ebenes Elbhavelwinkel-Relief wenig beeinflussten, stauchungsschwachen weichselkaltzeitlichen Rathenower Eisstromes aus, so wird das Fehlen hoher und / oder zusammenhängender glazialer Erhebungen verständlich. Da auch geringmächtige Eiskörper Basisschutt führten, lagerte sich dieser bei arealem Niederschmelzen flächenhaft ab. Lokale Tunnel- und / oder supraglaziale Schmelzwässer hinterließen flache Sand-, Kies- oder Steinaufschüttungen, die Flusswässer z. T. auswuschen. In Bohrungen erfasste Grobkiese, geröllführende Kiese und Steine könnten daher als Vorschütt-, Ablations- und / oder Niedertausedimente (Kames), z. T. auch breite, flache Marginalwälle (Endmoränenvertreter) der Weichselkaltzeit interpretiert werden. Saalekaltzeitliches Alter lässt sich bei manchen Vorkommen nicht ausschließen. Allerdings lassen sich die angetroffenen Grobsedimente schwer holozänen Flussschottern zuordnen. Nach STEINER & STEINER (1963) handelt es sich bei den Baumstämme führenden Elbschottern nördlich Magdeburg um *Kiessande*.

Tabelle 3.2-1 zeigt eine Übersicht der Orte, an denen unter Talsanden Grobsedimente auftreten, die hypothetisch weichselkaltzeitliche Bildungen von äußerster Eisrandlage des Brandenburger Stadiums repräsentieren. Eine Überprüfung dieser Annahme durch dichtes Bohrnetz und lithologische Analysen ist erforderlich, auch im Interesse einer weiteren Aufhellung der Elbflussentwicklung.

Tab. 3.2-1 Übersicht der Orte, an denen unter Talsanden Grobsedimente auftreten

Ort	Grobsedimente (in m unter Flur)
Genthin	4 - 10 (Kiese, Grobkiese)
Genthin Bergzow	vermutlich ab 2 - 3
Hagen, 3 km westlich Genthin	6 - 12
Altenplathow bei Genthin	5 bis mehr als 10
1 km westlich Neubensdorf	unter 1,5 (Sand) bis 6 (Kiese und Steine)
Nielebock	4 - 9
Scherteuke	5 - 10
Klein Wulkow	5 - 10
Redekin, 1 km nördlich Ort	8 - 12
Hohenbellin	3 - 9
Hohenbellin, 500 m südlich Ort	8 - 10
Kabelitz	3 - 8 (Feinkies)
Sydow, 1 km westlich Ort	8 - 10 (Kiese, Steine)
Scharlibbe	6 - 8 bzw. 9 - 13 (Kiese, große Steine)
Wust, westlich Schmetzdorf	2 - 8 (Fein- und Mittelkies)
Hohengöhren	0 - 15 (Kiese, Steine)
Scharlibbe	9 - 13 (Kiese, Steine)
Klietz	in 28 - 22 m NN Kiese, Steine (Durchmesser 12-15 cm)

3.3 Überblick zu Schmelzwasserabflüssen sowie zur Laufentwicklung von mittlerer Elbe und unterer Havel in äußeren weichselkaltzeitlichen Ablagerungen

3.3.1 Rekonstruktionsversuch von Schmelz- und Flusswasserabfluss in der Weichselkaltzeit (Abb. 3.3.1-1 und 3.3.1-2)

Schmelz- und südliche Elbewässer nahmen zeitlich unterschiedliche Fließrichtungen ein, die sich durch Änderungen des glazialen und periglazialen Reliefs ergaben. Das Zusammenspiel von phasenhafter weichselkaltzeitlicher Eisrückschmelze, Toteisaustauen, periglazialer Sandakkumulation und rückschreitender Erosion öffnete oder verschloss Abfluss- bzw. Durchflussbahnen.

Die *äußerste weichselkaltzeitliche Eisdecke* blockierte den Nordabfluss durch die Elbe-Havel-Senke. Frühe Fließtrassen weichselkaltzeitlicher Vergletscherung führten daher durch südliche und nördliche Altmarkniederungen. Die Schmelzwässer der Randlagen 1 und 1a flossen zunächst durch ehemalige Gletschertore der warthekaltzeitlichen Eisrandlage IV (Ferchland, Derben) nach Süden ab. Bei Blumenthal nahmen sie südliche Elbewässer auf, und gemeinsam strömten sie durch die Tangerniederung nach Kalbe und / oder durch Dell-Grund und / oder Deetz Richtung Stendal sowie Osterburg (*Abflussbahn a*). Ein analoger Abfluss (*a*) bestand westlich Schmetzdorf; hier strömte Schmelzwasser aus einer Gletschernaht auf direktem Wege zwischen Tangermünder und Arneburger Platte in die Uchteniederung ab.

Da im W und SW weichselkaltzeitlich wenig sedimentiert und selten gestaucht wurde, konnte sich die vorweichselkaltzeitliche Senke weitgehend erhalten. Flache, isolierte Oberflächenformen in südlichen Abschnitten der Eisrandlagen 1, 1a und 1b behinderten die Fließgewässer nur geringfügig. Diese Reliefgestaltung war für die spätweichselkaltzeitliche und holozäne Flussentwicklung von mittlerer Elbe und unterer Havel von entscheidender Bedeutung. Im ehemals eisbedeckten westlichen Senkenteil entstand daher *Fließweg b* mit Fortsetzung über Jerchel und Stendal zur Uchteniederung. Später blockierten Periglazialsande die NW-Abflüsse durch die Altmark. Nun erwies sich die glazialmorphologisch wenig veränderte westliche Elbe-Havel-Senke – trotz größerer Fließstrecke – als geeignetere Abflusstrasse. Zuerst entstanden auf dem Klietzer Sander nach W und NW verlaufende Kleinrinnen sowie das Oberheidetal. Anfangs war der Oberheidetal-Abfluss noch nach SW gerichtet (vgl. Abb. 4.3.1-3, Talsüdflanke im W unterschritten). Später leiteten die Schmelzwässer der Eisrandlagen 1c und 2 neue Fließwege über Sandau (*Abfluss c*) und Wische zum Unterelberaum ein.



Abb. 3.3.1-1 Vereinfachter Kartenüberblick pleistozäner Platten, Talsandterrassen und Auen von mittlerer Elbe und unterer Havel (**Eng punktiert** - saale- und weichselkaltzeitliche Platten / Hochflächen; **weit punktiert** - weichselkaltzeitliche Talsandterrassen; **weiß** - holozäne Auen; **Zahl** - Höhe in m ü M; **gerissene dicke Linien** - mögliche Eisrandlagen: **römische Zahl** - saalekaltzeitlich; **arabische Zahl** - weichselkaltzeitlich. **Pfeile** - Schmelz- und Flusswasserfließrichtungen. **Dann** - Dannenberg; **WB** - Bad Wilsnack; **Seehs.** - Seehausen; **Osterbg.** - Osterburg; **Glg.** - Gardelegen; **Ar** - Arneburg; **J** - Jerchel; **G** - Genthin; **Rathen.** - Rathenow; **Havelbg.** - Havelberg)

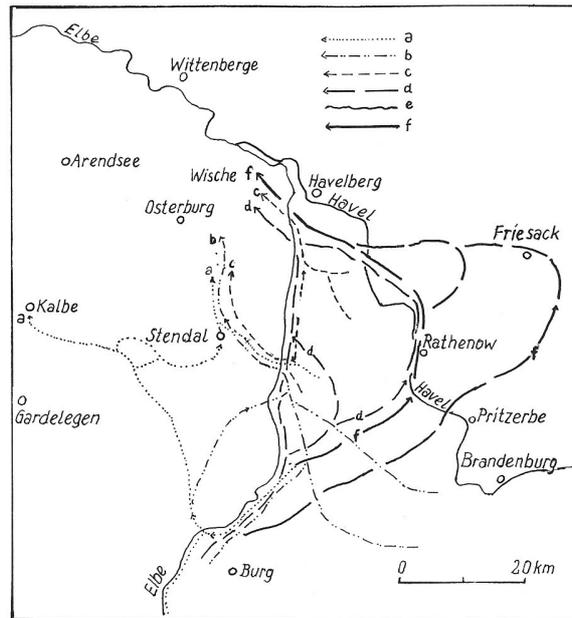


Abb. 3.3.1-2 Weichselkaltzeitliche und holozäne Fließwege an mittlerer Elbe und unterer Havel [a Tangertal-Abfluss: Schmelzwasser der Randlage 1 und Elbewasser; b Uchtetal-Abfluss: Schmelzwasser der Randlage 1b, Transitschmelz- und Elbewasser; c Sandau-Abfluss (teils Uchtetal): Schmelzwässer der Randlagen 1c und 2 sowie Transit- und Elbewasser; d Elbe- und Schmelzwasserabfluss (ab Randlage 3) quert z. T. Elbhavelwinkel und Wische in Richtung Unterelbe / Aufschüttung der schiefen Elbe-Havel-Ebene und der Wischeniederung; e Elbe schneidet sich im Präboreal und Boreal in Talsande und -kiese ein. Mehrere aneinander gereihete Toteissenken bilden Havellauf; f Elbe schottert im Atlantikum eigenes Bett auf, danach Hochwasserabfluss nach NE zur Havel (Erosion der Alten Elbläufe) sowie nach NW in die Wische (Flachrinnenbildung)]

Durch rückschreitende Schmelzwassererosion von Norden und durch Erosion periglazialer Schnee- und Regenwässer des Arneburger Plateaus von Süden wurde das niedrige Kietzer Sanderende im Westen durchschnitten. Die weitere Ausprägung der Süd-Nord-Abflussbahn übernahmen Elbe- sowie lokale und Transitschmelzwässer. Die Sedimentfracht des Fließgewässers war jedoch wegen zahlreicher Kleinbarrieren relativ groß. Daher hoben umgelagerte Sande und Kiese das Flussbett an (*Elbebett d*). Dieses höhere kaltzeitliche Flussbettniveau war Voraussetzung für Elbwasserausbrüche (braided river), die den großen periglazialen *Talsandfächer (d)* zwischen Elbe und Havel aufschütteten. Kaltzeitliche Genese der nach NNE- bis NE geschütteten Talsande belegen epigenetische Eiskeile (Pseudomorphosen), u. a. nördlich Genthin und bei Kranepuhl. Im Osten erfolgte die glazifluviale Sedimentation auf zahlreichen Toteis- und Wintereisresten. Nördlich Altenzaun ging die Sedimentation nach NW in die breite Wische. Zwischen Arendsee und Perleberg erreichte die spätleistozäne Elbe eine Abflussbreite von 20 - 25 km. Das bedeutet nicht, dass das damalige Fließgewässer stets die gesamte Breite einnahm. Vielmehr mäandrierte der vorwiegend akkumulierende Fluss, nur Frühjahrshochwässer nahmen die gesamte Talbreite ein. Schneeschmelze und Starkniederschlag sowie gefrorener Boden und verschüttetes Wintereis begünstigten große Überschwemmungen. Dabei unterschritt lokale Lateralerosion steile Ufer, wie Kietzer Sander, Altmarkplatten, Osterburger Endmoräne und Havelberger Hochfläche. Unterschneidung setzte sich im Holozän fort.

Periglazialabfluss aus Platten und Bergen

Die Gebiete beiderseits der Elbe unterlagen nach Eisfreiwerden verschiedenen Periglazialprozessen. Diese wirkten in der Altmark warthe- und weichselkaltzeitlich, östlich der Elbe weichselkaltzeitlich. Aus diesem Grunde sind Glazialformen der Altmark teilweise verwaschen und ausgeglichen, östlich der Elbe dagegen frisch und jugendlich. Periglaziale Erosion und Akkumulation belebten aber auch das Relief. Durch Schneeschmelz- und Regenwasserabfluss über Permafrost bildeten sich morphologisch auffallende Periglazialtäler und -dellen, die Endmoränen, Kames sowie Sander und Grundmoränen modifizierten. Lange, breite, extrem verzweigte Täler schnitten sich tief ein, Millionen Kubikmeter Sande und Schluffe wurden teilweise abgetragen und in Niederungen abgelagert, in Stendal von syngenetischen Eiskeilen (Pseudomorphosen) durchsetzt. Abfließendes Periglazialwasser schlitzte rückschreitend erosiv unter anderem den Kietzer Sander auf (siehe oben). In Niederungen blockierten periglaziale Ablagerungsfächer und Dünen weichselkaltzeitliche Durchflusswege. Elbe- und Schmelzwässer hatten unter diesen Bedingungen keine Chance, kürzere Fließwege durch die Altmark offen zu halten.

3.3.2 Holozäne Relief- und Flussentwicklung

Die im Bölling und Alleröd begonnene, in Tundrenzeiten eingeschränkte und im Präboreal abgeschlossene Toteisschmelze (vor etwa 10 000 Jahren) verursachte zahlreiche Senken in Talsandterrassen. Glazialprozesse, Toteisschmelze und rückschreitende Tiefenerosion legten Trasse und Flussbettgestalt der Havel fest. In glazialgenetisch verschiedenen Senken von Eisrandlage 1c (subglaziale Rinnen, Gletscherzungenbecken, Kessel, Schwellen) strömte von Brandenburg Wasser hinein. Östlich der Elbe bildete sich in relativ tiefem Niveau zwischen Plaue / Havel und Gülpe der unterschiedlich breite, verschieden tiefe (6, 12 bzw. fast 20 m) *Havellauf (e)* heraus. Häufiger Richtungswechsel und kamesgeprägte Flusssohlen belegen diese Genese, ebenso unterschiedliche Holozänmächtigkeiten. Zur gleichen Zeit erodierte die Elbe ihr Flussbett 8 - 10 m tief in spätglaziale Talsande und -kiese. Damit war auch der Elbelauf im Präboreal vorerst festgelegt, Laufverlegungen durch Ausschmelzen von Toteis waren nicht mehr möglich. Südliches Fluss- trat anstelle des Schmelzwassers. Die Wasserspiegel beider Flüsse lagen 8 - 10 m tiefer als heute (vgl. BESCHOREN 1935), so dass Flusswasser nicht ausufernd konnte.

Akkumulation von Elbe und Havel

Als im späten Boreal und besonders im Atlantikum der *Meeresspiegel kräftig anstieg*, setzte in beiden Flüssen Akkumulation ein. In relativ kurzer Zeit füllte die Elbe ihr Flussbett mit Sanden und Kiesen um 8 - 10 m auf, in denen lokal massenhaft Eichenstämme eines Auenwaldes eingebettet wurden. Die Elbe gelangte so in ein höheres Niveau. Die Havelakkumulation war dagegen unbedeutend. Havel-Spiegelgefälle und -fließgeschwindigkeit waren und sind heute noch gering. Die untere Havel führte kaum grobe Fracht. Breite, nach Toteisaustau entstandene Seebecken zwischen Berlin, Potsdam und Brandenburg waren und sind gegenwärtig noch hervorragende Sedimentfallen, so dass grobe Fracht zurückgehalten wird. Feinklastische und organische Sedimente (sandig-schluffige und humose Mudden) lagerten sich im Flussbett der unteren Havel ab, ohne die Ufer wesentlich anzuheben. Unterschiedliche Sedimente und ungleiche Sedimentationsraten von mittlerer Elbe und unterer Havel führten zu verschiedenen Flussbett-niveaus und mittleren Wasserspiegelhöhen. Erst nördlich Havelberg liegen beide mittleren Flusspiegel in gleichem Niveau.

Damals waren Ufergebiete im Havel- und Luchland zeitweilige Lagerplätze mittel- und jungsteinzeitlicher Menschen (Friesack). Insbesondere Dünen waren für Menschen temporäre „Siedlungsstellen“, wie um 1960 bei Fischbeck freigelegte Kulturschichten aus Jungsteinzeit, Jungbronzezeit und früher Eisenzeit belegen. Die Flüsse dienten als Verkehrswege und lieferten Nahrung.

Alte Elbläufe

Hochwässer der auf dem Kamm des Elbe-Havel-Fächers angelegten Elbe ufernten vor etwa 5 000 bis 900 Jahren wiederholt aus. Bereits nördlich Burg fluteten holozäne Elbwässer erodierend auf schräger glazialer bis spätglazialer Talsandterrasse 20 bis 30 km weit bis zur Havel, teilweise auch 40 km nach NE zum Friesacker bzw. Rhinower Ländchen. KEILHACK (1887) nannte diese verzweigten Rinnen Alte Elbläufe, für die er Ihle- und Tangertal als Vorformen annahm. Sie erreichten Tiefen von einigen Metern und eine Breite von 10 bis 500 m, teils Kilometerbreite. Nach W bzw. NW strömte Elbehochwasser 10 - 20 km weit in die Wische und erzeugte im jüngeren Subatlantikum ebenfalls zahlreiche, jedoch wesentlich flachere Vertiefungen. Zunehmende Vernässung zwang die Menschen, sich aus dem niederen Havellande zurückzuziehen.

Ausgang Atlantikum, verstärkt durch Einfluss des Menschen, ab Subboreal (vor etwa 3 000 Jahren) und im Subatlantikum, besonders jedoch seit mittelalterlicher Rodungszeit, hinterließen Elbehochwässer Auelehm. Während der Überflutungen und Rückstau lagerten sich Hochwasserschuffe und -tone sowie organische Stoffe in Elbeauen, Alten Elbläufen und ab Pritzerbe havelabwärts in Havel und Toteislöchern (in Kunkeln 3 - 5 m mächtig), in Gletscherzungenbecken und in der Wische ab. Der Lehm stammt aus oberen Einzugsgebieten und z. T. aus unmittelbarer Umgebung der Elbe. Lithologisch handelt es sich um einen 0,5 bis 2 m mächtigen, kalkfreien, sandigen, schluffigen und / oder tonigen Schlick, der im 18. und 19. Jahrhundert wegen seines Eisengehaltes zur Herstellung roter Rathenower Klinker abgebaut wurde. Vielerorts beginnt die Schichtenfolge mit Schluffen, humosen Sanden, Mudden teilweise auch mit Torfen. Feiner und mittlere Altmarkniederungen sind schlickfrei. Die Havel ab Pritzerbe havelaufwärts akkumulierte kalkreichen Auelehm, der zwischen Werder, Ketzin und Brandenburg ebenfalls der Ziegelherstellung diente. Dieser Holozänmergel ergab nach dem Brand einen gelben Ziegelstein.

Dammbau

Im Rahmen der Landnahme besiedelte der Mensch erneut flache Erhebungen und Elbe-Havel-Ebene. Voraussetzung war die räumliche Einengung der Elbhochwässer. Kleinräumigen Schutz boten Wurten. Flächenhaften Hochwasserschutz erzielte man ab dem 12. Jahrhundert, als kleine Erdwälle und Dämme (Winter- und Sommerdeiche) an Elbeflachufern errichtet wurden. Elbehochwässer überfluteten daraufhin nicht mehr so oft und weitflächig die Elbe-Havel-Ebene. Damit hatte die Elbe keine Chance mehr, ihr Flussbett während eines Extremhochwassers dauerhaft nach Osten bzw. Nordosten zu verlegen, um sich zwischen Pritzerbe und Rathenow mit der Havel zu vereinen. Versuche gab es immer wieder, wie Dammbüche belegen. Und an der Havelmündung verursachten Elbhochwässer weiterhin Havelwasserrückstau, so dass in Lucharealen 1 - 2 m mächtige Versumpfungs- (auf Tal- und Flusssandterrassen) und 4 bis mehr als 10 m mächtige Verlandungsmoore (in Rinnen, Becken, Kesseln) entstanden. Rück- und Mühlenstau sowie Fischwehre späterer Zeit förderten zusätzlich die Torfbildung an Ufern von Flüssen, Bächen, Altwässern und Gräben.

3.3.3 Heutiges Flussnetz und anthropogene Eingriffe

Die zwischen warthe- und weichselkaltzeitlichen Landschaften S - N gerichtete *Elbe* nimmt Flüsse aus Osten und Norden auf. Bei Burg ist die holozäne Elbe 3 bis 5 km breit, zwischen Osterburg und Havelberg misst sie 10 km. Die holozäne Elbe nahm meist nur die Hälfte der eiszeitlichen Talbreite ein. Sie mäandrierte jedoch stark, wie erhaltene, 1 bis 1,5 km große Schlingenreste belegen. Mäanderreste befinden sich u. a. bei Buch / Jerichow, Schelldorf und Jerichow (Der Brack). Die rückgestaute *Havel*, wichtigster Zufluss des betrachteten Elbeabschnitts, ist zwischen Potsdam und Brandenburg / Plaue zonal ausgerichtet. Ab Plaue / Havel fließt sie zunächst in der subglazialen Rinne Plaue-Pritzerbe nach Norden, berührt mäandrierend breite Gletscherzungenbecken (Pritzerber Laake mit NSG Erlenbruchwald; Döberitz-Marquede; Milow, Grütz, Gülpe-Warnau), einige Toteislöcher (Kunkeln) und den Westen des vereinigten Berlin-Eberswalder Urstromtales. An der Havelberger Plattensüdflanke schwenkt sie nach W um und mündet in die Elbe. Damit verläuft die Havel aus reliefgenetischen und hydrodynamischen Gründen etwa 50 - 60 km „fast parallel“ zur Elbe. Künstliche Verlegungen der Havelmündung verlängern die Flussverschleppung; so dass rückgestautes Havelhochwasser abgesenkt werden kann. Aus der Elb-Havel-Ebene strömen Stremme und Schaugrabenwasser sowie einige weitere, an Elbdeichen (mit artesischem Qualmwasser) ansetzende Gräben der Havel zu. Rechtsseitig münden Rhin und Dosse mit Jägelitz. Aus Westen erhält die Elbe Tangerwasser. Da sich die Wischeoberfläche nach W bis NW neigt, setzen zahlreiche Gräben hinter Elbe-Qualmdämmen an und verlaufen dem Gefälle folgend zum Aland (mit Uchte).

In den letzten 250 Jahren griff der Mensch in Landschaft und Flüsse ein. Dammbau (seit dem 12. Jahrhundert), Begradigungsarbeiten (Durchstiche bereits 1684 bei Blumenthal), Querschnittserweiterungen sowie Uferverschüttung und Bühnenbau, insbesondere im 19. und 20. Jahrhundert, legten Elbe- und Havellauf quasi-gerade fest. Dadurch wurde die Elbe nicht nur von ihren holozänen Auen, sondern auch von Hochwasser genutzten, nach NE gerichteten Abflussbahnen, den sog. Alten Elbläufen, und von ihren natürlichen Überflutungsräumen isoliert. Auch an der unteren Havel wurden Begradigungsarbeiten, Uferverbau, Dammschüttungen, Altarmbeseitigungen und Auenbebauung durchgeführt; dennoch ist der Anteil natürlicher Laufstrecken lokal noch bedeutend, besonders zwischen Rathenow und Pritzerbe / Brandenburg.

Genannte Maßnahmen dienten der Verbesserung des Elbe-Schiffahrtsweges und der wirtschaftlichen Nutzung. Sie beschleunigten jedoch den Hochwasserabfluss und führten zu Flusssohlenvertiefung, zur Einschneidung des Elbebettes um ein bis mehrere Meter in die holozäne Auelehmterrasse, zur Absenkung des mittleren Flussspiegels und zur Absenkung des mittleren Grundwasserniveaus angrenzender Areale. Da Elbhochwässer im Abstand von etwa 10 Jahren auftreten, waren Deichbrüche früher nicht selten, namentlich bei Winter- und Frühjahrs- sowie Sommerhochwässern. Dammunterspülungen und Dammbrüche führten zu lokalen, 1 - 2 m mächtigen Sandablagerungen. Manche Siedlung wurde nach Deichbrüchen aufgegeben oder verlegt.

Dammerhöhungen, Trennungsdeiche, wiederholte Verlegung der Havelmündung flussabwärts, zuletzt Gnevsdorfer Vorfluter um 7,7 km, Stauseen und Rückhaltebecken im oberen Elbe-Einzugsgebiet sowie Bau von Havelwehren (Garz, Grütz, Rathenow, Bahnitz, Quitzöbeler Wehrkomplex von 1937 bis 1941 und 1949 bis 1956), Einpolderungen (10 Polder bzw. Flutungspolder an unterer Havel um 1960 - 1989 erbaut) und Schöpfwerke konnten Rückstau vom Havelwasser und größere Überflutungen von Feldfluren und Siedlungen des unteren Havelgebietes bis in den Raum von Pritzerbe nicht verhindern. Hauptursache ist die zu starke Aueneinengung von Elbe und unterer Havel. Da Elbe und Nebenflüsse bei Vb-Lagen durch anhaltende Niederschläge extrem viel Wasser führen, kann ihr Hochwasserspiegel um 6 - 7 m, z. T. 8 m ansteigen. An rückgestauter Havel mit glazialen Einzugsgebiet (nur 39 m Gefälle; große wasserzehrende Durchflusseseen und 10 km breite, wasseraufsaugende Talsandniederungen, Wehre) verursachen Niederschlag und Schneeschmelze nur schwache Hochwasserwellen. Die Wasserspiegel schwanken um 0,50 bis etwa 1 m. Dabei werden Altarme, Laufrippen, Strudelkessel und niedrige Fluss- und Talsandinseln überflutet. Diese „normalen“ Frühjahrsüberflutungen sind aus ökologischer Sicht durchaus wünschenswert (Schebstoffabsatz, Tier- und Pflanzenvielfalt). Erst durch Eindeichung, übermäßigen Auenentzug und Wasserrückstau und Elbwasserzufluss kann die Havel im Mündungsgebiet um 2 m ansteigen. Die verheerenden Überschwemmungen von 1926 / 1927 reichten wegen der geringen Reliefunterschiede

von 1 - 2 m etwa 25 km weit, das geschätzte Wasservolumen betrug etwa 500 Mio m³. Überschwemmungen im April 1940 und Juni 1965 hatten ebenfalls katastrophale Auswirkungen an der unteren Havel.

Fazit: Das Flussbett dient Fließgewässern zur Ableitung von Niedrig- und mittlerem Wasser. Bei Hochwasserführung bezieht es auch die Aue ein, ein breites Überflutungsband, das im Holozän morphologisch und sedimentologisch gebildet wurde. Daher sind die bis in die Gegenwart anhaltenden Kanalisierungen, Uferverbaue sowie Aueneinengungen und -bebauungen von Elbe und Havel kritisch zu werten. Diese Maßnahmen verschärfen Ablauf und Intensität der Hochwässer beider Flüsse. Dämme sind daher unter Beachtung der Bodenstatik zurückzulegen, damit den Flüssen wieder größere Überflutungsareale bzw. Retentionsgebiete ständig zur Verfügung stehen. Darüber hinaus sind temporär Auen und Polder vorzuhalten, die bei extremen, sog. Jahrhunderthochwässern, geflutet werden. Diese sollten jedoch nicht ackerbaulich genutzt werden, um Fischsterben und wirtschaftliche Schäden zu vermeiden. Der Fortbestand der um 1906 bis 1912 erbauten Nadelwehre Garz, Grütz und Bahnitz ist aus Denkmalschutzgründen gewährleistet; diese werden zur Zeit saniert.

4. Weichselkaltzeitliche Oberflächenformen, Sedimente und Strukturen im Hinterland der äußersten Eisrandlagen

4.1 Milow–Vehlensche-Berge-Eisrandlage (Eisrandlage 1b)

Isolierte, jedoch morphologisch beeindruckende Marginalbildungen mit absoluten Höhen von 60 - 80 m sind für die Eisrandlage 1b typisch. Die Stauch(end)moränen von Milow sind girlandenförmig, Vehlensche und Kattenberge ausgesprochen gerade ausgebildet. Die erstgenannten besitzen beidseitig, die Milower Endmoränen nur an der Innenseite oberflächlich anstehenden Geschiebemergel. Legt man die Morphologie als Hauptkriterium zugrunde, müsste die Eisrandlage 1b die Brandenburger Hauptrandlage im südlichen und mittleren Elbhavelwinkel bilden.

4.1.1 Stauch(end)moräne Milower Berg, Gletschertor, Gletscherzungenbecken - ein Geotopkomplex (Eisrandlage 1b)

Lage & Morphologie

Westlich von Milow befindet sich eine auffallend NE - konkave Stauch(end)moräne, deren zwei Rücken fast 4 km lang, ca. 500 m breit und 50 bis 86 m NN hoch sind (Aufnahmen 1961, 1962, 1963, 1966, 1967, 1969). Der östliche 700 m lange, 250 m breite Milower Berg steigt westwärts allmählich von 45 m auf 71,6 m NN an. Nach Osten bzw. Nordosten taucht er unter Talsande ab und läuft offenbar in (erbohrten) Geröllanhäufungen nahe der Havel aus. Im Westen begrenzt ein glazifluvialer Durchbruch den Berg, der aus 200 m breiter Talsandterrasse mit 50 - 80 m breiter Flussaue und schmalen Stremmelaufläufen besteht. Der anschließende Vieritzer Höhenzug misst 3 km Länge und 700 m Breite. Höchste Erhebung (86 m NN) und größte Breite befinden sich in seiner Mitte. Die beiden ungleich langen Endmoränenbögen umgeben das 1,5 km breite Milower Gletscherzungenbecken.

Baustil (Abb. 4.1.1 & Foto 4.1.1)

Aufschlüsse am Milower und Vieritzer Berg belegen, dass die Rücken aus Sanden, Kiesen, Geröllen, Schluffen und lokal aus Ton- sowie Geschiebemergelgeröllen bestehen. Mit 80 bis 50 Grad fallen diese Schichten nach N bis NNE ein. An rückseitigen Unterhängen können auch weichselkaltzeitliche Geschiebemergelbänke zutage treten, die sich offenbar auf der Gletscherzungenbeckensohle fortsetzen. Ein großer, 15 m hoher Aufschluss am ehemaligen Eiskontakt hang legte steilgestellte, z. T. gefaltete Schluffe, Sande und Kiese frei (*Nordflanke*, westlich des Friedhofes, Messtischblatt Vieritz, 3439, 45 20 600, 58 20 125). Pressungsstrukturen streichen parallel zum Milower Berg und fallen mit 60 - 80 Grad nach N bis NE ein. Zwei südliche Kieselschiefer enthaltende Kiesproben zeichneten sich durch auffallend hohe (34 %) graue und rote (1,8 %) paläozoische Kalksteingehalte aus (n = 2 458); sie weisen auf Ausschmelzen dieser Lockersedimente in Nähe des Ablagerungs- bzw. Stauchungsortes hin. Einige Sand-Kies-Geröll-Komplexe sind wenig sortiert und schwach geschichtet. Das Eis stauchte danach geschichtetes Schmelzwasser- und ungeschichtetes gravitatives Material.

Ein 15 - 18 m hoher Aufschluss an der gegenüberliegenden *Westflanke* (Messtischblatt Vieritz, 3439, 45 20 375, 58 19 925) des Milower Berges ist ebenfalls von Stauchungsstrukturen durchsetzt. Bei gleicher Einfallrichtung ist die Neigung der Sedimentkörper geringer. Ferner sind die Schichten in Stremmenähe von N - S bis NNE - SSW streichenden, mit 40 Grad nach Westen einfallenden Abschiebungen durchzogen; ihr Vertikalversatz beträgt 50 - 80 cm. Während und nach der Endmoränenbildung trat Schmelzwasser zwischen Vieritzer und Milower Endmoräne in das westliche Vorland aus. Dabei wurden angrenzende Stauch(end)moränenhänge unterschritten, Aufschüttungen rutschten ab, und bergwärts bildeten sich wegen des fehlenden Gegendruckes Abschiebungen. Heute nutzt die Stremme dieses ehemaligen Gletschertor und quert die Pforte in entgegengesetzter Richtung. Ostwärts durchfließt sie das vermoorte Gletscherzungenbecken und mündet in die Havel. Die Stremme war vor Errichtung des Elbe-Havel-Kanals eine bedeutsame Wasserstraße zwischen Elbe und Havel.

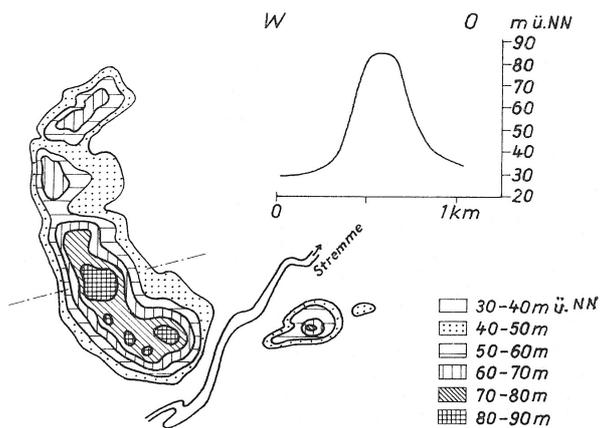
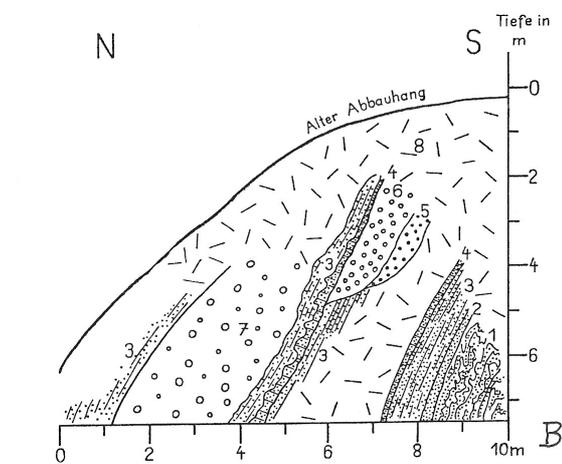


Abb. 4.1.1

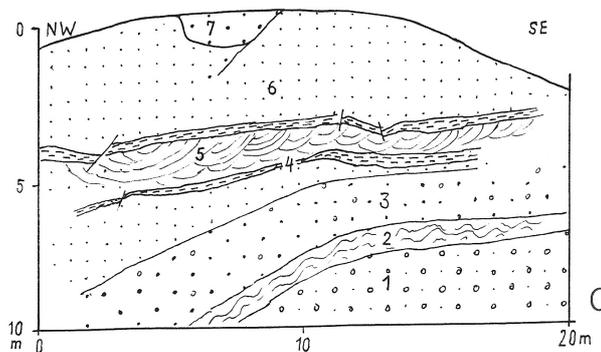
Stauch(end)moränen bei Milow, Eisrandlage 1b

(A) Höhengschichtenkarte und topografisches Profil, gezeichnet nach TK 1 : 25 000



- 1 Graubrauner Schluff, stark gefältelt
- 2 Rotbrauner Sand
- 3 Grauer Sand, geschichtet
- 4 Schluff bis Feinsand, graugrün
- 5 Feinkies
- 6 Mittelkies (daumengroß)
- 7 Grobkies (hühnerei- bis faustgroß)
- 8 Versturz

(B) Aufnahmeschnitt an Innenflanke der Stauch(end)moräne Milower Berg (Aufnahmen 1960 - 1963)



(C) Durch Hangunterschneidung gedehnte Schichten am Gletschertor: Schnitt liegt im Streichen der mit 40 - 60 Grad nach Norden einfallenden Stauchungsschichten. Süd- bzw. Außenseite vom Milower Berg, heute „Stremmedurchbruch“ (Aufnahmen 1961 - 1962).

- 1 Grobkies, 2 Gefalteter Sand, 3 Mittelsand, mittelkiesig, 4 Etwa 20 - 50 cm starke Schluffbänder mit Abschiebungen, 5 Kreuzgeschichteter Grobsand, 6 Sande, braun, gut sortiert, 7 Mittelkies



Foto 4.1.1 Steil nach Norden zum vertorften Milower Gletscherzungenbecken einfallende Sande, Kiese, Schluffe und Geschiebemergelbänke (Maßstab 1 m). Innenflanke der Stauch(end)moräne Milower Berg (Aufnahme 1967)

Genese

Vermutlich ist die Stauch(end)moräne Milow aus einem kleinen Sander und aus einer Grobsedimente führenden gravitativen Satzendmoräne hervorgegangen. Im Gegensatz zu vielen anderen Stauch(end)moränen (z. B. Vehlensche Berge) treten am Außenhang oberflächlich keine Geschiebemergel auf. Offenbar waren die Toteisplatten des westlichen Vorlandes zur Zeit der Milower Stauch(end)moränenbildung weitgehend niedergeschmolzen, so dass Kamesgenese nicht allein in Betracht kommt. Vorschüttbildungen, Sander und Kames sind häufig Ausgangsformen schmaler Stauch(end)moränen im westlichen und zum Teil im mittleren Brandenburg, da sie in der Regel keine größeren Mengen gröberer und / oder bindiger Sedimente aufweisen.

Rundblick

Der Milower Berg bietet einen hervorragenden Rundblick über die typische Formengestaltung des Elbhavelwinkels. Aus ackerbaulich genutzter Talsandniederung und feuchten Torfrinnen ragen Platten, inselartige Berge und bewaldete Dünenareale heraus: W - Altmarkplatte Tangermünde, NW - Schollener Ländchen und Kattenberge, NNE - Rathenower Weinberg mit Bismarckturm, NE - Premnitzer Berge, dahinter Nennhausener Ländchen, E - Döberitz-Marzahner Dünengürtel, S - Endmoräneninseln von Schlagethin und Vehlen, SW - Altenklitscher Berg.

Besonders beeindruckt die Kleinräumigkeit des Milower Endmoränenbogens mit ehemaligem Gletschertor und der heute durch das vertorfte Gletscherzungenbecken nach NE zur Havel fließenden Stremme. In relativ kurzer Zeit ist dieses Milower glaziale Morphotop zu erwandern. Das Endmoränengebiet steht unter Naturschutz, daher sind die erwähnten Schichtkomplexe nicht mehr aufgeschlossen. Erfreulicherweise sind einige Anschauungstafeln aufgestellt, die auf pflanzliche und tierische Besonderheiten hinweisen. Morphologisch-geologische Hinweise fehlen jedoch.

Durchwaschung oder Verschüttung der Glazialformen des Elbhavelwinkels

Der Standort Milower Berg bietet sich für ein vielfach diskutiertes Problem an, das erstmalig KEILHACK (1907, S. 4) wie folgt formulierte: „Wenn wir aber sehen, an wie zahlreichen Stellen die Geschiebemergeldecke der Diluvialinseln des Havellandes sich bis zum Talboden hinabzieht, unter denselben unter- und an andern Stellen wieder empor taucht, so werden wir wohl berechtigt sein, den

Schluss zu verallgemeinern und auszusprechen, dass das heutige Relief des Havellandes bereits während der letzten Eiszeit existierte und nicht durch die Schmelzwässer der letzteren geschaffen worden ist.“ Ähnlich argumentierte SCHNEIDER (1937, S. 11): „Alle diese Erhebungen sind aber ... nicht stehengebliebene Reste einer ehemals zusammenhängenden, und später von Urströmen zerlegten Hochfläche, sondern das unmittelbare Ergebnis der gestaltenden Kraft des Eises. Ebenso sammelten die trennenden Niederungen als ursprüngliche Hohlformen, weil sie eben die tiefsten Stellen des Geländes waren, die letzten Schmelzwässer, die nun seenartig die Hochflächen umspülten, und nur hier und da durch Strömung oder Wellenschlag deren Flanken etwas veränderten.“ Während sich später weitere Bearbeiter dieser Meinung anschlossen (MIELECKE, FRANZ, WEIBE; neuerdings auch ELLMANN et al. 1995, S. 11), äußerte sich CEPEK (1974, S. 15) auffallend zurückhaltend. „Umfassende Synthesen für dieses Gebiet wie ‚durch Erosion zerstückelte Plattenlandschaften‘ oder ‚tiefliegendes Akkumulationsgebiet infolge tiefliegendem präweichselkaltzeitlichem Relief‘ sowie die Konstruktion der Eisrandlagen erscheinen noch verfrüht.“ Neue Auffassungen haben es schwer, sich durchzusetzen; nicht wenige Veröffentlichungen und Gutachten erwähnen die kontroversen Auffassungen nicht einmal.

4.1.2 Vehlensche Berge - Stauch(end)moräne mit verschiedenen Geschiebemergelarten an Innen- und Außenflanken (Eisrandlage 1b)

Morphologie

Die 2,5 km langen Vehlenschen Berge zählen zu den morphologisch markantesten Endmoränen von äußeren Eisrandlagen des Brandenburger Stadiums. Sie liegen inmitten breiter Talsandniederungen und streichen NNW - SSE. Ihre Breite verringert sich keilförmig von 500 m im Norden auf 150 m im Süden. Die Höhe beträgt im Norden etwa 65 m NN. Die größte Höhe in Rückenmitte (71,7 m NN) nimmt nach Süden allmählich ab, so dass der Osterberg nur 47 m NN erreicht. Das Querprofil ist asymmetrisch, auf der Westhälfte des Großrückens befinden sich 10, durch 10 - 20 m tiefe Einschnitte voneinander getrennte Kleinrücken bzw. Kuppen. Im NW der Vehlenschen Berge erstreckt sich eine nach SW gerichtete und in dieser Richtung auf 41 m NN sich abflachende Erhebung, die mit dem Haupt Rücken ein schmales Grundmoränenareal in 35 - 38 m NN einfasst. Jenseits eines Alten Elblaufes (mit Vehlener Grenzgraben) liegen bei Werdershof Wein- (48,2 m NN) und Hasselberg (45 m NN). Sie zeichnen einen unterbrochenen Endmoränenbogen nach. Im Durchschnitt überragen die Vehlenschen Berge Vor- und Rückland um 20 - 40 m (vgl. Punkt 3.2). Südlich der Vehlenschen Berge befindet sich in isolierter Lage der Weinberg (51,6 m NN).

Baustil (Abb. 4.1.2; Foto 4.1.2-1 & 4.1.2-2)

Im NW der Berge, am NW-Ende der Vehlener Dorfstraße, im 500 m langen, 150 - 200 m breiten und 10 - 15 m hohen Südaufschluss sowie in zwölf 1,5 - 3 m tiefen Schützenlöchern wurden Sedimente und zahlreiche Strukturen aufgenommen (Messtischblatt Schlagenthin 3539, südlicher Aufschluss 45 21 750, 58 10 500, Aufnahmen 1961, 1962, 1963, 1967, 1970, 1971, 1974, 1993). Einengungsstrukturen - Überschiebungen, Steilstellungen, Falten und Zerscherungen - bestimmen den strukturellen Bau dieser Stauch(end)moräne. Versteilte Sande und Kiese, an der Oberfläche, teils von einzelnen faust- und kopfgroßen Geröllen bedeckt, streichen in der Regel NNW - SSE und fallen mit 40 - 60 Grad nach E bis NE ein. Stellenweise stehen Sand- und Schluffschichten nahezu senkrecht. Selbst an steiler Westflanke fallen diese meist nach Osten ein. Beeindruckend ist die häufige vertikale und horizontale Verzahnung ehemals söhligler Sande und kreuzgeschichteter Fein- bis Grobkiesbänke, ein Hinweis auf wiederholte Änderung von Schmelzwassermenge und -geschwindigkeit während der Sedimentation. Paläozoische Kalksteine (22 %) sind in Kiesen reichlich vertreten, ebenso Milchquarz- und Flintgehalte (10 - 11 %) (n = 1 253).

Lokal sind gepresste Sandkieskomplexe der Westflanke von großen Abschiebungen durchsetzt. ZIERMANN (1974) erwähnt söhlig Lagerung sowie vom Autor nicht beobachtete, flach nach Westen einfallende Schichtung. 10 - 30 cm starke Schluffbänke - für die Osthälfte typisch (teils konchylienführend, vgl. ZIERMANN) - sind neben Steilstellung zusätzlich kleingefältelt. Im Südteil des Aufschlusses treten Grobsedimente zurück, sandige Schichtkomplexe herrschen vor, meist wenig gepresst.

Korngrößenverteilung und Schichtungstypen deuten auf von Norden nach Süden gerichtete Glazifluvialablagerungen in einer langen Gletscherspalte (Kames) hin, die dem Stauchungsprozess voraus gingen.

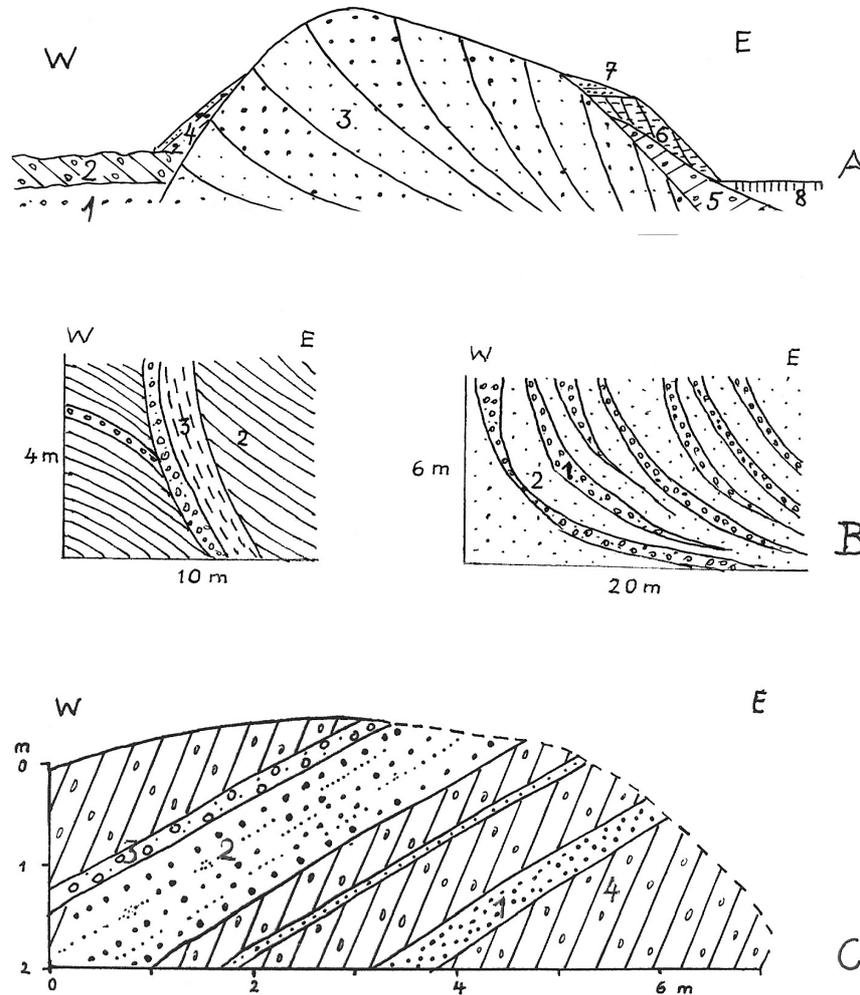


Abb. 4.1.2 Vehlensche Stauch(end)moräne, Eisrandlage 1b

(A) Schematischer Schnitt durch die südliche Stauch(end)moräne. 1 Vorschüttsande und -kiese, 2 Älterer weichselkaltzeitlicher Lodgementill, 3 Sand- und Kiesschuppen, nach Osten einfallend, 4 Fließtill, geschichtet, 5 Jüngerer weichselkaltzeitlicher Lodgementill, 6 Eisrandseeschluffe mit Abschiebungen, 7 Sande und Kiese, ungestört, 8 Talsandterrasse (schiefe Elbe-Havel-Ebene)

(B) Zwei vereinfachte Schnitte der Stauch(end)moräne (Aufnahmen 1970, 1971). 1 Mittel- bis Grobkiese, 2 Sande, schräggeschichtet, gestaucht, 3 Schluffe, zum Teil fossilführend

(C) Geschichteter weichselkaltzeitlicher Fließtill an Westseite der Stauch(end)moräne (Aufnahme 1974). 1 Sande, geschichtet, 2 Kiese, 3 Blöcke, 4 Fließtill



Foto 4.1.2-1 Gestauchte Schluff-, Fein- und Mittelsand- sowie Mittel- und Grobkiesschichten, 60 - 80 Grad Ostneigung. Links - Osten, rechts - Westen. Ostflanke Stauch(end)moräne Vehlensche Berge (Aufnahme Oktober 1970)



Foto 4.1.2-2 Feinsand- und Schluffschichten eines kleinen lokalen Eisstausees weichselkaltzeitlicher Niedertauphase, durchsetzt von nach Osten einfallenden Abschiebungen, diskordant überlagert von schwach schräggeschichteten Sanden. Links - Osten, rechts - Westen. Stoßhöhe 3 m. Östliche (Innen-) Flanke der Stauch(end)moräne Vehlensche Berge (Aufnahme Mai 1971)

Geschiebemergel – Lithologie, Genese

Bereits KEILHACK (1889) wies auf die (Untere) Geschiebemergelbedeckung der Bergflanken hin. An der südlichen Ostflanke reicht der massive Geschiebemergel relativ weit hinauf. Hangabwärts nimmt seine Mächtigkeit zu, lokal ist er von dünnen Sandstreifen bankig gegliedert. Seine flächigen Strukturen fallen 20 - 40 Grad nach Osten ein. Geschiebeeinregelungen (n = 106) im mächtigen Lodgementill im SW der Dorfstraße ergaben NNE- bis ENE-Gipfel. Massiver Geschiebemergel mit Sandfalten im NW-Vorland belegt einen Gletscherbewegungssinn aus ENE.

Hauptergebnis von sieben Geschiebemergelproben (34 kg) ist der unterschiedliche Steingehalt beider Außenseiten der Stauch(end)moräne. Vier Westflankenproben enthalten 41, 41, 44 und 55, drei östliche 48, 54 und 89 Steine je 1 kg Probenmaterial. Dabei führen Proben aus unteren Geschiebemergelpartien die meisten Steine. In bezug auf die qualitative Steinführung unterscheiden sich die Proben beider Entnahmereale nur unbedeutend: Flintgehalte (4 - 7%), paläozoische Kalksteine (20 - 24 %), Rest Milchquarze, Quarze, nordisches Kristallin. Lediglich die paläozoischen Schiefergehalte differieren. Während die östlichen Geschiebemergel typisch weichselkaltzeitliche Werte aufweisen (3,6, 3,8 und 4,8 %), liegen diese an der steilen Westflanke bei nur 0,3 % / 0,8 % / 0,8 % und 1,2 %.

Weitere Unterschiede ergeben sich aus der höheren Sandführung westlicher Proben, bedingt durch die exarative Aufnahme von Vorschütt-sedimenten noch vor der Kamesbildung. Daher ist der westliche Geschiebemergel auffallend sand- und kiesstreifig. An anderer Stelle besteht er aus mm- bis cm-starken, steinarmen, verfestigten, steil nach Westen einfallenden Lehm- und lockeren Sandlagen. Dieses etwa 2 m mächtige, feingeschichtete Lehm-Sand-Gemisch ist vermutlich ein wasserbeeinflusster Lodgementill. An aufgerichteten Scherflächen taute er aus und bezog beim Abrutschen Sande und Schmelzwasser ein. Danach lagerten sich diese Sand- und Lehm breite im Wechsel grob- bis feinschichtig übereinander ab. Lithologie und variierender paläozoischer Schiefergehalt sprechen für einen Fließstill. Gegen diese westwärts einfallende Fließstillbasis presste der Gletscher steil nach Osten geneigte Sande, Kiese und Schluffe.

Da der beschriebene Fließstill im westlichen Vorland einen Lodgementill überlagert, kann letzterer nicht vom stauchenden Gletscher stammen. Dieser westliche massive Geschiebemergel ist Ablagerungsprodukt eines früheren, vermutlich des äußersten Gletschers, der bis in den Raum von Genthin und Wichenberg vorstieß. Als dieser Eiskörper zerfiel, lagerten sich zwischen Toteisplatten Kamessande und -kiese von Norden nach Süden ab. Später pressten reaktivierte Gletscher Vorschüttbildungen und eben gebildete Kamessedimente zu den Vehlenschen Bergen empor. Ein schwaches Senken-Rücken-Relief im NW deutet auf Toteisblöcke während dieser Stauchung hin. Die pressenden Gletscher überfuhren jedoch nicht den Stauchungsrücken. Relativ frisches Relief widerspricht - trotz Periglazialabtrag - einer derartigen Deutung. ZIERMANN (1974) nahm weichselkaltzeitliche Vorschütt-sedimente als Ausgangsmaterial für die Vehlenschen Berge an, die vom Gletscher gestaucht und danach überfahren wurden.

Niedertausedimente

In der Niedertauphase bildete sich an der Ostseite des Rückens ein kleiner Eisrandsee mit Feinsanden und Bänderschluffen. Austauendes Resteis hinterließ Lodgementill und verursachte Abschiebungen in hangenden glazilimnischen Sedimenten. Diese werden von fast horizontalgeschichteten Sanden und Kiessanden diskordant überdeckt (Foto 4.1.2-2).

Östlich der Vehlenschen Endmoräne treten im 34 - 35 m NN hohen, namenlosen Flachrücken nördlich Altbensdorf (Foto 4.1.2-3) weitere Niedertausedimente auf. Mehrere Meter mächtige unsortierte Sande und Kiese sind mittel- bis großdimensional schräggeschichtet und besitzen eine mittlere Ablagerungsrichtung nach NW bis NE. Sie werden von ungeschichteten kiesigen Ablationssanden mit faust- bis kopfgroßen Geröllen (auch einzelnen Lehmgeröllen) überdeckt. Eine entnommene Kiesprobe (n = 475) führte auffallend wenig paläozoische Kalksteine (8 %), besitzt jedoch hohe Milchquarz- und Flintgehalte (10 - 11 %).

Zusammenfassung

Die Vehlenschen Berge mit umgelagerten eemzeitlichen Sedimenten repräsentieren eine gestreckte Stauch(end)moräne der weichselkaltzeitlichen Rückschmelzphase, zu der auch Wein- (51,6 m NN) und Gollwitzer Berg zählen (Abb. 3.2-3). Reaktivierte Gletscher pressten Kamesedimente gegen Toteisfelder des westlichen Vorlandes. In der Niedertauphase sedimentierten in einem kleinen Eisrandsee Feinsande und Schluffe; die durch Toteisschmelze von Abschiebungen durchsetzt wurden. Dieser Komplex wird von 2 m mächtigen Ablations- und Periglazialsedimenten diskordant überdeckt. Morphologie, Lithologie und Strukturen sind mit einer Überfahung durch Gletscher nicht zu vereinbaren - ein wesentlicher genetischer Unterschied der Vehlenschen Berge zum Altenklitscher Berg.

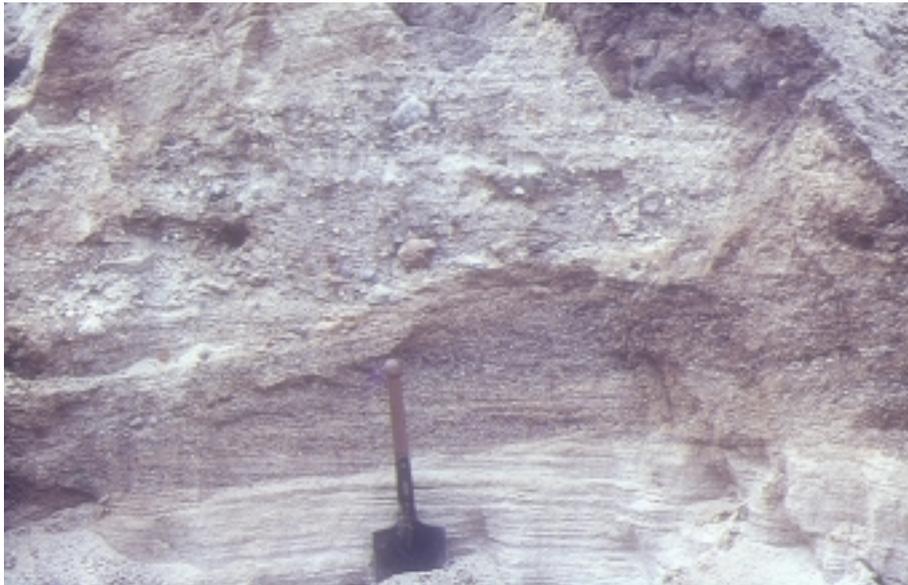


Foto 4.1.2-3 Sande, Kiese, Steine und Ton- sowie Geschiebemergelgerölle, glazifluviale Ablagerung nach links (Norden). Kameshügel (35 m NN) überragt die Talsandebene um 3 - 4 m. Nach Auskiesung Grubendeponie. 1 km östlich der Vehlenschen Berge bzw. nördlich Altbensdorf (Aufnahme Juli 1962)



Foto 4.2.1 Zwei bis vier Meter mächtige, nach Norden abgelagerte weichselkaltzeitliche Schmelzwassersande, die von Dezimeter mächtigen Niedertaukiesen unterlagert werden. Diese bedecken 2 bis 5 m starken bröckligen graubraunen weichselkaltzeitlichen Geschiebemergel. Ehemalige Abbaugrube Ziegelei Kranepuhl, Wasserhaltung. Oberkante der Niederung in 30 - 31 m NN (Aufnahme Juni 1971)

4.2 Mylberge-Schwarzer Berg-Eisrandlage (Eisrandlage 1c)

Diese Eisrandlage ist im Bereich des ehemaligen Rathenower Eisstroms morphologisch schwach ausgebildet. Lokal weit auseinander gelegene Erhebungen entstanden aus Sedimenten von Gletscherkerben. Deutliche morphologische Marginalbildungen treten u. a. in den hohen Mylbergen auf, einer Stirnstauchmoräne des Schollener Eisstroms (vgl. Punkt 2.2).

4.2.1 Kranepuhl - weichselkaltzeitlicher Geschiebemergel (Fließmoräne und Ablations(end)-moräne) unter glazifluvialen Niedertaukiesen und Talsanden

Lage, Morphologie (Foto 4.2.1)

In der westbrandenburgischen Schmelzwasserniederung erfolgte bei Kranepuhl (Talsandniederung westlich der Havel) Abbau von Geschiebemergel für die Ziegelherstellung (Messtischblatt Plaue / Havel, 3540, 45 29 000, 58 14 400; 31-32 m NN; Aufnahmen 1961, 1962, 1964, 1967, 1968, 1971). Lange, tiefe Abbaustöße der glazifluvialen Elbe-Havel-Ebene wurden daher detailliert aufgenommen. Unter 2 bis maximal 4 m mächtigen glazifluvialen, parallel geschichteten und nur wenige Grad nach Norden bis Nordosten einfallenden mittelsandigen Feinsanden befinden sich 0,5 bis 4 oder 6 m mächtige, braune und graue bis dunkelgraue Geschiebemergel. Nach MEHNER et al. (1953) handelt es sich um weichselkaltzeitliche Geschiebemergel, die durch Erosion inselartig aufgelöst sein sollen. Der Altersangabe kann man sich anschließen, zumal paläozoischer Schiefergehalt von 7,4 % am Gesamtbestand diese Annahme stützt. Der Gehalt an paläozoischem Kalkstein liegt bei 26 %.

Geschiebemergelgenese (vgl. auch Punkt 4.4.2)

Problematisch ist die Tillgenese. Die 4 - 6 m große Geschiebemergelmächtigkeit im Vergleich zu Geschiebemergeln auf Plateaus erklärt sich offenbar aus einer lang anhaltenden Stillstandsphase der Gletscherfront. Die Eisstirn veränderte ihre Lage nur unbedeutend, zu der kontinuierlich Basisschutt herangeführt wurde. Dieser taute aus und lagerte sich vorwiegend als Fließtill in lokalen Vertiefungen ab.

Für diese Annahme sprechen folgende Beobachtungen :

- Einmessungen von Geschiebelängsachsen (n = 186) bis 6 - 7 m unter Flur erbrachten mehrere Einregelungsgipfel: Norden überwiegt, daneben sind starke SE- und E- Maxima vertreten.
- Es treten relativ viele verkantete und steil aufgerichtete plattige Geschiebe auf.
- Lokal wurden interne Steinlagen beobachtet, auf die auch Schichtverzeichnisse der Erkundungsbohrungen hinweisen.
- Sand- und Tonstreifen erwecken den Eindruck, dass es sich um lithologisch verschiedene Geschiebemergel handelt.
- Lithologische Uneinheitlichkeit war der Grund für die Schließung einer weiter nördlich gelegenen kleinen Abbaugrube, die nur 1952 genutzt wurde. Wegen hoher Sandführung war ihr Geschiebemergel als Ziegelrohstoff ungeeignet (Mitteilung des damaligen Betriebsleiters).
- Große Mächtigkeitsschwankungen auf kleinem Raum (0,5 m bis 4 m oder 6 m), WNW - ESE streichende „Mulden und Sättel“ sowie unebene Basis sind ebenfalls für Lodgementill untypisch.
- Der Geschiebemergel ist auffallend stark zerklüftet.

Von zahlreich eingemessenen vertikalen Drucklüften scheint das W - E - Maximum Längsklüfte abzubilden. Senkrecht zum Gletscher- und / oder Rutschdruck streuen Querklüfte. Insgesamt ergeben viele Kluftrichtungen eine Bröckel- bis Brekzienstruktur; eislastentstandene Bankung und Plattigkeit (Lagerklüfte) treten zurück.

Ablationsmoräne und Niedertausedimente

Oberhalb des in Abbau befindlichen Mischgeschiebemergels gibt es eine 0,70 - 1,50 m mächtige Grobsand- und Fein- bis Grobkiesschicht, der dcm-starke dunkle Tonbänder eingeschaltet sind. Die Kieskörner sind kantig und wenig zugerundet, bedingt durch geringe glazifluviale Transportstrecken.

Während hangende glaziale bis spätglaziale Schmelzwassersande schwach schräggeschichtet sind, treten in diesen Kiesen Schüttungswinkel von 15 - 30 Grad auf; die Ablagerung erfolgte nach NW, N und NE. Vereinzelt sind kopf- bis blockgroße Geschiebe eingebettet. Vermutlich handelt es sich um Ablationsmoräne der weichselkaltzeitlichen Niedertauphase, zumal sich im Norden braune, schluffige Lehme dazugesellen. Dieser aus Scherflächen ausgetaute Schutt wurde z. T. gravitativ und / oder glazifluvial um- und abgelagert. Keinesfalls sind Kiese und Steine Rückstände einer allgemeinen Durchwaschung westbrandenburgischer glazialer Platten. Dafür ist der weichselkaltzeitliche Geschiebemergel viel zu mächtig. Außerdem müsste die Geschiebemergeloberfläche eingeebnet sein, und ferner würden Steinanreicherungen gehäuft auf „Sätteln“ auftreten. Daher fasst der Autor die über dem Geschiebemergel schräggeschichteten Sande, Kiese und Steine als Ablationsmoränen und / oder glazifluviale Kames der weichselkaltzeitlichen Abbauphase auf. Sie sind von 2 - 4 m mächtigen flachgeschichteten glazifluvialen Talsanden des Spätglazials zugedeckt.

Kützkower Grundmoräneninsel

Etwa 2 km nördlich von Kranepuhl befindet sich westlich Kützkow (Aufnahmen 1961, 1963, 2000) ein $\frac{3}{4}$ km² großes, die Talsandfläche durchstoßendes weichselkaltzeitliches Geschiebemergelareal. Seine Oberfläche in 30 - 36 m NN erhebt sich maximal 6 m über die Niederung. Der graubraune sandige Geschiebemergel ist 2 - 3 m mächtig. Geschiebeeinregelungen (n = 108) lassen einen ENE-Gipfel erkennen. Die Geschiebemergeldecke - an der Basis streifig-blättrig - überzieht nahezu vollständig nach W bis NW geschüttete Sande und kiesig-steinige supraglaziale Marginalbildungen. Randlich taucht der Lodgementill, der sich deutlich vom zerrütteten Kranepuhler Geschiebemergel unterscheidet, ohne auffälligen Unterschneidungshang unter Talsande ab. Die Kützkower NW - SE orientierte Kleininsel wird als eine temporäre, kerbige Randlege angesehen, die sich an der Westseite des 15 - 20 m tiefen Gletscherzungenbeckens Pritzerber See ausbildete. Offenbar lagerten sich rollige Sedimente in einer Gletscherkerbe ab, auf die der vorrückende Gletscher Lodgementill anschmiegte. Inzwischen besteht eine 100 m große, 5 - 6 m tiefe stillgelegte Abbaugrube, deren Sohle wasserüberstaut ist.

Wendeberger Grundmoräneninsel

2 km südwestlich der Kranepuhler Gruben taucht an der Försterei Wendeberg eine WNW - ESE streichende, geschiebemergelbedeckte Flachinsel auf (Oberkante maximal 38,1 m NN). Liegende, etwa 4 - 5 m mächtige Kiese sind am Süd- und Nordosthang von 2 - 3 m mächtigem, massigem Lodgementill zugedeckt. Im Süden und Nordosten taucht dieser unter Sande ab, wo er durch Bohrungen und geophysikalische Verfahren nachgewiesen ist. Einmessungen von Geschiebelängsachsen (n = 200) ergaben eine weichselkaltzeitliche Gletscherablagerung aus NNE. Die Körnung des weichselkaltzeitlichen Lodgementills ist lokaltypisch zusammengesetzt: 17 % Schluff mit wenig Ton, 24 % Feinsand, 49 % Mittelsand, 10 % Grobsand, Kies.

4. 2. 2 Premnitzer Berge: Stauch(end)moränen - ehemals glazifluviale und -limnische Kames (Eisrandlage 1c)

Lage, Morphologie

Von zwei, jeweils 1 km langen Endmoränenzügen verläuft der nördliche (Dachsberg, 70 m NN) NE - SW und der im Westen anschließende 3-rückige Zug etwa N - S (Premnitzer Berge, 67 m NN). Beide erheben sich 35 - 40 m über dünenbesetzte Talsandebenen oder schmale Grundmoränenstreifen (Messtischblatt Bamme, 3440, 45 22 750, 58 22 800 nahe Bahnhof, Aufnahmen 1960, 1961, 1962). Trotz relativ eintöniger Morphologie gibt es verschiedene Lagerungsweisen: eisgepresste, durch Rutschung entstandene und ungestörte Strukturen treten auf.

Baustil, Genese

Eine nördliche Grube legt 6 m mächtige kreuz- und diagonalgeschichtete Grobsande frei, die nach NW bis NE abgelagert wurden. 30 - 40 cm starke Schichtbänke deuten auf stark fließendes Ablagerungswasser hin. Eine zweite Grube weist über braunem Ton (Mudde ?) gepresste Sande und Schluffe auf. Überschiebungen und Falten mit N - S - Streichen gehen parallel zum Rücken. Sande und Schluffe einer tieferen Abbaustelle sind ungestört, sie entstammen offenbar der Niedertauphase. An der Aufschlusswand der ehemaligen Müllgrube Dachsberge fällt ein 50 cm mächtiger Ton auf 40 m beobachteter Länge nach SE ein. Er wird von 5 - 6 m mächtigen gepressten Kiesen und Sanden überlagert.

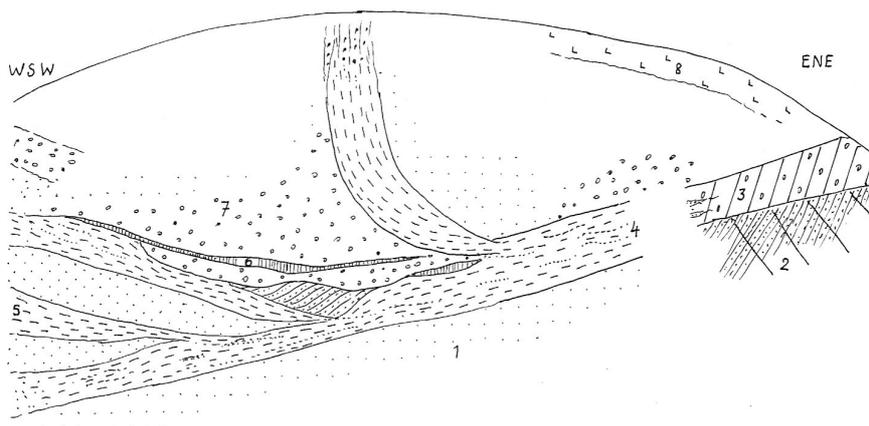


Abb. 4.2.2 Stauch(end)moräne bei Premnitz, Eisrandlage 1c (Aufnahme 1961, Schnittlänge 17 m, Schnitthöhe 8 m). 1 Sand, 2 Steil einfallender gepresster Kiessand, zerschert, 3 Geschiebemergel, 4 Bänderschluff und -ton, 5 Schluff, 6 Seekreide, 7 Mittel- und Grobkies, 8 Solifluktuionslehm

Lithologisch und strukturell interessant ist ein 40 m langer, 15 - 20 m hoher Aufschluss am *Premnitzer Bahnhof* (Abb. 4.2.2), der einen Kleinrücken (52 m NN) westlich einer größeren Südkuppe anschneidet. Dieser führt nahezu alle Körnungen: Tone, Schluffe, Sande, Kiese, faustgroße Gerölle sowie Geschiebemergel. Während die mehrere Meter mächtige Basis meist aus kreuz-, diagonal- oder bogig geschichteten Sanden mit zwischengeschalteten, 5 - 10 cm mächtigen Fein- bis Mittelkiesen besteht, ist der obere Abschnitt lithologisch verschieden und zudem lagerungsgestört. Steil einfallende Feinsande (50 Grad nach WNW), von 70 - 80 Grad nach E geneigten Scherflächen durchsetzt, unterlagern einen 1 - 2 m mächtigen Geschiebemergel. Dieser an der Ostflanke angeschnittene Till (3) mit aus ENE eingeregelteten Geschieben (n = 101) fällt westwärts ein. Er wird von Tonen (Mudden) und sandstreifigen Schluffen (4) sowie dünnen interglazialen Kalklinsen (6) abgelöst; dabei nehmen Feinsandschichten (5) zu. Im Hangenden stehen Fein- bis Mittelkiese an, aber auch Grobkiese mit faustgroßen Geröllen (7). Diese werden von einer nahezu senkrecht stehenden Schluffschicht in zwei Komplexe unterteilt. Sande und Kiese sind lokal in Schluffbänke hineingepresst.

Während nördliche Kuppen vorwiegend glazialtektonische Pressungen aufweisen, sind in der südlichen Erhebung auch Rutschungen an der Entstehung von Lagerungsstörungen beteiligt. Ausgetauter wassergesättigter Geschiebemergel rutschte westwärts ab und lagerte sich auf Grobsanden ab. Gravitative Sande und Grobkiese pressten bindige Schichten empor. Mudden und Kalke (Seekreide) deuten mit Bauernbergen und Lütgeberg auf eine weite Verbreitung umgelagerter (eem- ?) interglazialer Sedimente im Premnitz-Rathenow-Nennhausener Gebiet hin.

4. 2. 3 Rathenower Weinberg: Stauch(end)moräne - ehemals glazifluviale Kames mit Fließstill (Eisrandlage1c)

Lage, Morphologie

Der Weinberg ermöglicht mit seiner relativen Höhe von 30 m eine gute Aussicht; die Höhe wird von Talsand-, holozänen Sand-, Ton- und Torfflächen in 27 - 35 m NN umgeben (Messtischblatt Bamme, 3440, 45 22 550, 58 29 300; Aufnahmen 1960-1963, 1967). Mehrere aufgesetzte Flachkuppen befinden sich auf der Ostseite. Von der höchsten südlichen Kuppe (57,3 m NN) verliert der Rücken nach Norden Höhe und Breite. Die Erhebung ist maximal 0,5 km breit, die 1,2 km große Längsachse ist N - S ausgerichtet. Der Osthang ist steil, der Westhang ist flach, teilweise jedoch unterschritten.

Wie Premnitzer Berge, hatten Rathenower Wein- und Göttliner Eichberg als mittelhohe Stauch(end)moränen spezifische Bildungsbedingungen. Nach älteren Darstellungen besteht der Weinberg aus Mittel- und Grobsanden sowie Kiesen mit Geröllbänken, in die (z. T. bröcklige) mehrere, 1 - 5 m mächtige Geschiebemergelbänke (selbst eine saiger stehende Apophyse) eindringen.

Die Mergelmächtigkeit änderte sich in älteren Gruben auf kurze Entfernung. Der geschiebereiche Untere Geschiebemergel sowie dünne Tonlagen sind nach WAHNSCHAFFE (1885, 1886, 1888) reich an Süßwasserkonchylien.

Baustil (Foto 4.2.3; Foto in KRÜGER 1995, S. 13)

Ein 10 - 18 m hoher Aufschluss in 35 - 50 m NN legte am Weinberg-Südrand 1960 - 1967 mehrere, von eiswärtiger (östlicher) Seite eindringende Geschiebemergelbänke frei, die MIELECKE (1962) saalekaltzeitlich einstuft. Während dünne bindige Bänke im oberen Aufschlussdrittel nach Westen hin geneigt sind, fallen 3 Schichten des mittleren und unteren Abschnitts (scheinbar) nach Osten ein, sie erreichen Meterstärke. Geschiebemergelbänke scheinen im gesamten Rücken verbreitet zu sein. Wegen des etagenartigen Sandabbaus, begünstigt durch nordgeneigte „terrassenbildende“ bindige Zwischenlagen, war nie eine gute Gesamtansicht des gestauchten Sand- und Kieskörpers gegeben. Zwei Bohrungen (1957, Bohrmeister JENNER) erfassten am Bismarckturm 7 m unter Flur 30 cm Ton, tiefer „Grobkiese und Lehme“. Auch am Ostfuß des Weinberges tritt weichselkaltzeitlicher Lodgementill auf, der an subglazialer Körgrabenrinne (Teil der Wolzenseerinne) offenbar aussetzt.



Foto 4.2.3 Gefaltete Sand- und Kiesschuppen mit schaufelförmigen Überschiebungsflächen über ebenfalls gestörtem Fließtill. Links - SSW, rechts - NNE. Stoßhöhe 3 - 4 m. Südflanke Stauch(end)moräne Weinberg Rathenow, nördlich Bahnstrecke (Aufnahme 1962)

Erstaunen rufen die verschiedenen Lagerungen von Sand, Kies und Geschiebemergelbänken hervor. Kleine Abschiebungen in hangenden Sanden und Kiesen deuten auf eine gemeinsame Ablagerung von Geschiebemergel bzw. Ton mit dünnen Eisplatten hin. Da eine dunkelbraune, 20 - 40 cm mächtige, fette, kalkstein- (30 %) und milchquarzreiche Geschiebemergelbank etwa 6 - 7 m unter Flur zahlreiche Sandfalten enthält, scheint diese und 2 weitere Schichten durch Fließvorgänge abgelagert zu sein; daher fallen die Schichten zum Endmoräneninneren ein. Andere Geschiebemergelpakete wurden mit Sanden und Kiesen aus Südosten angepresst. Größere Überschiebungen und Falten streichen NE - SW bis N - S. Überschiebungsflächen fallen generell in östliche Richtungen ein.

Genese

Sedimente des Weinbergrückens lagerten sich zwischen passivem Eis im Westen und aktivem Gletscher im Osten ab. Glazifluviale und -limnische sowie gravitative Prozesse hinterließen Sande, Schluffe, Kiese und eisgesättigte Fließ- sowie Lodgementille. Die Süd-Nord-Abnahme von Rückenbreite und -höhe scheint auf einen nach N gerichteten Schmelzwasserfluss zurückzugehen, während vom östlichen Gletscher Geschiebemergel auf glazifluviale Sande und Kiese abrutschte. Die anschließende Stauchung der Weinbergsedimente erfolgte nach eingemessenen Einengungsstörungen aus SE bis E. Offensichtlich war der Lateralstress nicht besonders groß und anhaltend, da manche sohlennahen Sedimente undeutliche Pressungen aufweisen; ungestörte Schmelzwasserbänke lassen sogar NW-Schüttung erkennen. Die Prägekraft des aktiven östlichen Gletschers war wegen seiner Lage im Lee des Hohen Rotts relativ schwach.

Da Geschiebemergelbänke auch im Göttliner Eichberg und in Erhebungen bei Premnitz auftreten, kann für diese Berge gleichzeitige und relativ gleichartige Genese in Nähe des interglazialen Tonklotzes Hohes Rott angenommen werden. Die Zuordnung zur gleichen Eisrandlage 1c scheint gerechtfertigt zu sein.

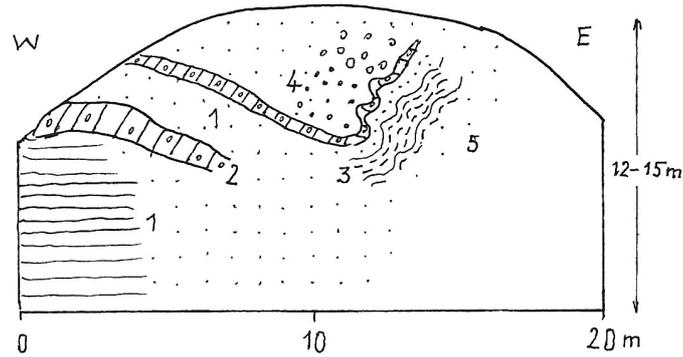


Abb. 4.2.4-1 Stauch(end)moräne Götliner Eichberg, Eisrandlage 1c (Aufnahmen 1961 und 1962). 1 Sande mit Faltenstrukturen, 2 Fließtill, 3 Gefaltete Schluffe, 4 Kiese und Gerölle

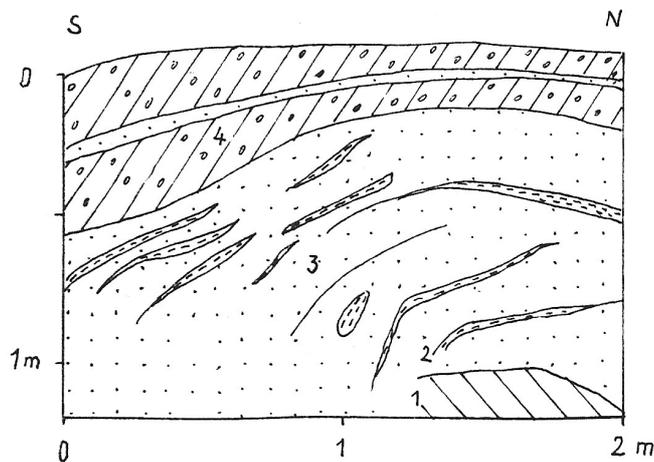


Abb. 4.2.4-2 Gestauchte Sedimente nördlich Götlin (Aufnahmen 1961 und 1962). 1 Geschiebemergel, präweichselkaltzeitlich, rötlich, tonig, 2 Schluffe, Tonbänder, 3 Sande, 4 Weichselkaltzeitlicher Lodgementtill mit Ablationsmoräne (Kiese und Steine als Auflage)

4. 2. 4 Götliner Eichberg: Stauch(end)moräne - ehemals glazifluviale Kames mit Fließtill und supraglazialen Geröllen (Eisrandlage 1c)

Lage, Baustil (Abb. 4.2.4-1)

An der SE-Flanke des 73,3 m NN hohen Götliner Eichberges (Messtischblatt Schollene, 3339, 45 21 150, 58 33 350) sind Sande auf einer Länge von 25 m etwa 20 m hoch aufgeschlossen, die - wie im Rathenower Weinberg - von (zwei) Geschiebemergelbänken und tonig - feinsandigen Schichten durchsetzt sowie von Kiesen und Geröllen überdeckt werden. In Ortsnähe wurden grobe Marginalbildungen in geringer Tiefe erbohrt. Obwohl manche Bereiche des Abbaustoßes bei wiederholten Begehungen verstürzt waren, konnten Pressungsstrukturen in Form von Groß- und Kleinfalten sowie Überschiebungen kartiert werden. Gleitflächen streichen N - S oder NNE - SSW bis NW - SE und fallen mit 40 - 50 Grad in östliche Richtung ein. Geschiebelängsachsen weisen auf ein ENE- Einregelungsmaximum hin (n = 94). Danach ist die Erhebung eine Stauch(end)moräne, die sich an das toteisgeprägte nordöstliche Schollener Ländchen anlehnt (mit vermutlich warthekaltzeitlichem

NW - SE bzw. W - E streichenden Flachrücken). Sie erhebt sich um 50 - 60 m über die ehemalige östliche Gletscherzungenbeckensohle bzw. 40 m über die heutige Niederung. KNOTH (1993) und LIPPSTREU et al. (1997) deuten diese Höhe ebenfalls als Endmoräne.

Flachhügel nördlich Göttlin (Abb. 4.2.4-2)

Eine lithologisch-strukturelle Besonderheit bildet ein 2,5 km nordnordwestlich gelegener Flachhügel eines senkenreichen Areals (Messtischblatt Schollene, 3339, 45 21 075, 58 35 600). Die Oberkante dieser 250 m langen Erhebung nimmt eine Höhe von 52 m NN ein. Am Nordstoß eines Aufschlusses wird 50 cm mächtiger kiesiger, stein- und blockreicher Sand (Ablationsmoräne) von einem 1 - 1,5 m mächtigen hellbraunen bis braungelben, sandigen, blockreichen Geschiebemergel unterlagert. Eingemessene Geschiebelängsachsen ergeben einen breiten NW- und einen sekundären NE- Gipfel (n = 45). Offenbar handelt es sich z. T. um Fließstill der Weichselkaltzeit.

An der Grubensohle befindet sich ein mindestens 3 m mächtiger dunkelgrauer bis braunroter, extrem fester, ton- und schluffreicher Geschiebemergel mit wenigen kleinen Steinen. Dieser besteht strukturell aus einem Kleinsattel und zwei Faltenmulden. Überschiebungen und Falten des liegenden Geschiebemergels streichen WSW - ENE bis W - E. Offenbar wurden sie durch weichselkaltzeitlichen Gletscherdruck aus Norden verursacht. Längs- bzw. Querklüfte sind W - E bzw. N - S ausgerichtet.

Zwischen oberem und unterem Geschiebemergel befindet sich ein 50 - 80 cm starker Komplex aus zahlreichen eisgepressten, dünnen Ton- und Sandbändern bzw. -linsen. Etwa 250 m südöstlich der beschriebenen Geschiebemergelgrube war kurzzeitig ein 2 m mächtiger Sand mit vielen faust- und kopfgroßen Geschieben aufgeschlossen. Auffallend ist der hohe Steinbesatz beider Grubenoberflächen und umliegender Landwirtschaftsflächen. Zahlreiche Großblöcke wurden inzwischen abgefahren und am Weg nördlich Göttlin aufgereiht. Gefalteten Geschiebemergel erwähnten auch MEINECKE (1919) und die geologischen Erläuterungen zum Blatt Schollene.

Westlich Grütz treten in Fortsetzung der Weißen Berge W - E streichende Überschiebungen in Sanden mit faustgroßen Geschieben auf. Ungestörte, nach SE geschüttete Sande fallen mit 10 - 15 Grad ein, sie entstammen weichselkaltzeitlichen Niedertauphasen und bilden z. T. den nördlichen Steilhang des Ländchens. 200 m südlich dieser 45 - 52 m NN hohen Hügellandschaft verläuft parallel zu Einengungsstrukturen des tieferen Geschiebemergels eine 3,5 km lange Rinne.

Die beschriebenen Pressungsstrukturen und Großgeschiebe sind weichselkaltzeitliche Randbildungen. Sie beschränken sich auf N-, NE- und E-Rand des Schollener Ländchens. Geologische Karten weisen richtigerweise nur dieses Senken-Kuppen-Areal westlich Grütz und der Weißen Berge (67,3 m NN) als Endmoränen aus. MEINECKE (1919) deutete dagegen ein viel zu großes Areal des nordöstlichen Schollener Ländchens als Endmoräne (vgl. Punkt 4.2.6).

Im Verschneidungsbereich N - S und W - E streichender Stauchungsstrukturen trafen Schmelzwasser der weichselkaltzeitlichen subglazialen Hohenauener, Witzker, Klessener und Ferchesarer Seenrinne auf das Schollener Ländchen. Dieses legte grobe Gerölle frei und/ oder lagerte Sande über gestauchten Schichten ab.

Geologische Übersichtskarten von Sachsen - Anhalt (1993) und Brandenburg (1997) geben daher berechtigterweise in diesem Gebiet glazifluviatile Bildungen an, lassen die spezielle Genese jedoch offen.

4. 2. 5 Marginalbildungen zwischen Kletitz und Schollene - Topographisch-genetisches Profil (Eisrandlage 1a und 1c)

Kamernsche und Rehberger Berge sind Stauch(end)moränen. Südlich davon markiert die Innenkante des Kletitzer Sanders die Eisrandlage. Weiter nach S bis SE erstreckt sich die Eisrandlage bis zu den senkenreichen Mylbergen (79,2 m NN).

Ein vereinfachtes, überhöhtes topographisches Profil verdeutlicht die Geomorphologie westlich und östlich der weichselkaltzeitlichen Mylberge-Randlage, die in der Regel als (äußerste) Hauptrandlage des Brandenburger Stadiums angesehen wird. Nach Auffassung des Autors handelt es sich jedoch um eine Randlage (1c) der Rückschmelzphase.

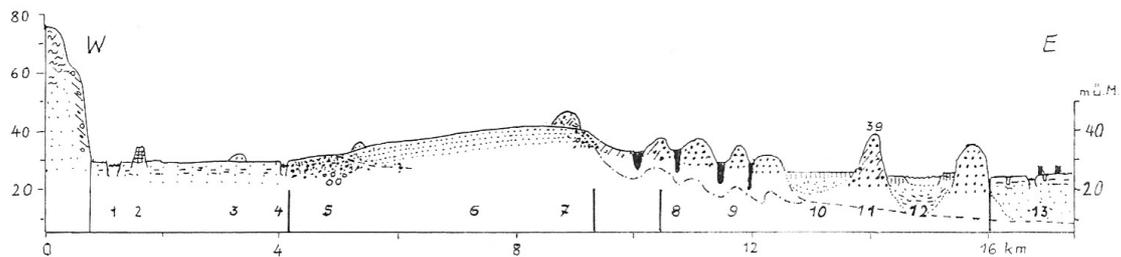


Abb. 4.2.5 Schematisches Landschaftsprofil mit tabellarischem Überblick zu Elbniederung / Kietzer Heide / Havelniederung. Strich - Punkt - Linie = vermutete subglaziale Rinnensohle; gestrichelte Linie = vermutete Gletscherzungenbeckenbasis (siehe Anlage 1)

Glazialmorphogenetische Profiglieder (Abb. 4.2.5 & Anlage 1)

Altmark, Arneburg

Extrem zerscherte und kleingefaltete Sande und Schluffe setzen bei Arneburg die aus Osten gepresste warthekaltzeitliche Endmoräne (Galgenberg, 77,3 m NN) zusammen. Westlich davon befindet sich der Kameszug Wischer / Staffelde (WEIBE 1974, 1975).

Elbniederung

Im Osten schließt die hier 3 km breite Elbniederung an, die aus Flussbett, Aue (Auelehm), Flussterrassen (holozäner Sand), spätweichselkaltzeitlichen Schmelzwasserterrassen (Sande, Kiessande) und äolischen Decken sowie Dünen besteht. Warthekaltzeitlicher Geschiebemergel scheint ausgeräumt zu sein. Dämme begleiten seit dem 12. Jahrhundert Elblauf und schmale auelehmbedeckte Elbaue. Bei Kietz lässt sich ein alter Elblauf morphologisch-hydrologisch verfolgen (Kietzer, im N Kamernscher bzw. Schönfelder See).

Kietzer Sander

Der in 45 - 60 m NN ansetzende, von zahlreichen Bearbeitern anerkannte Kietzer Sander ist 2 - 6 km breit und bis 20 km lang. Im topographischen Profil sind etwa 2 - 4 km abgebildet. Nach Osten steigt er allmählich an. Proximal erhebt er sich um 10 bis 20 m über die Mahlitzer Grundmoräne (33 m NN), die aus spärlichen Geschiebemergelflecken besteht. Der Sander setzt sich aus Sanden und Kiesen (z. T. mit Blockstreu) zusammen, die nach NW, W bis SW geschüttet wurden. Distal ist der Sander periglazial und holozän äolisch überweht, erosiv zurückversetzt und / oder erniedrigt. Daher wird der Sander im Westen von einem 0,1 bis 2 km breiten und 6 - 8 km langen Streifen aus „sandigem Grand“ über „Unteren Diluvialsand“ (BERENDT & KLOCKMANN, Geologische Spezialkarten Sandau und Arneburg) abgelöst. Nach Autorauffassung unterlagern die „sandigen Grande“ den Kietzer Sander; sie werden als Ablationsmoränen der äußersten weichselkaltzeitlichen Eisbedeckung aufgefasst. LIPPSTREU et al. (2000) deuten den „sandigen Grand“ z. T. als glazifluviale Vorschüttbildungen (vgl. Punkt 3.2.2).

Proximal treten Toteissenken und vereinzelt auch flache Erhebungen bzw. Kuppen auf, die morphologisch und strukturell Ablations(end)- und Stauch(end)moränen darstellen. Nördlich Mahlitz ist die Sanderinnenkante morphologische Leitfigur zur Rekonstruktion von Eisrandlage (Endmoränenvertreter). WEIBE (1966b, S. 90) schreibt: „Ansonsten wird der ehemalige Eisrand vorwiegend durch die *Innenkante des Sanders* markiert, die sich auf der Höhengschichten- und Reliefenergiekarte deutlich abhebt.“ Nach Süden hin sind der Sanderwurzel die (niedrigen)

Endmoränen Schäferberg (51,4 m NN), Voss- (45 m NN) und Eichberge (49 m NN) sowie Höhen bei Ferchels (54 m NN) und südlich Karlsthal (65,9 m NN) aufgesetzt. Die kleine Endmoräne Vossberge besteht aus Sanden, Kiesen und einer Geschiebemergelbank, die nach E oder W einfällt. Eingeregelter Geschiebelängsachsen weisen auf eine lokale SW-Vorstoßrichtung des ehemaligen Gletschereises hin.

Grundmoräne Mahlitz

In der kleinen Grundmoräne von Mahlitz treten einzelne Geschiebemergelflecken auf. In einer Grube südlich Mahlitz (Messtischblatt Arneburg, 3338, 45 09 875, 58 38 550) ergaben Einmessungen der Geschiebelängsachsen eines an großen Blöcken reichen Geschiebemergels ENE- bis E- Maxima (n = 82). Weiter im Süden schwenkt das Einregelungsmaximum nach NE und südlich Schollene, am Rande des Rauhen Berges (55,5 m NN), auf Norden um. Diese Ergebnisse stimmen sowohl mit der N - S - orientierten Sanderinnenkante als auch mit der W - E ausgerichteten Stirnstauchmoräne Mylberge überein. Vielerorts scheint der Lodgementtill von Niedertausenden überdeckt zu sein. Bei Mahlitz wird 3 - 4 m mächtiger weichselkaltzeitlicher, von 35 m mächtigen, älteren, steinig (vermutlich saalekaltzeitlichen) Geschiebemergeln unterlagert. Möglicherweise behinderte die Hochlage (Alter ?) dieser älteren Tille vorstoßendes weichselkaltzeitliches Eis, so dass Schmelzwasser des zeitlich folgenden, stagnierenden Gletschers den Kletzer Sander aufschüttete.

Kamesterrassen zwischen Schollene und Rehberg und Schmelzwasserabfluss

Westlich Mahlitz befindet sich ein NW - SE streichender Flachrücken (36 m NN), der aus 6 m mächtigem Sand besteht und von Geschiebemergel unterlagert wird. Die Erhebung leitet zu der östlich Mahlitz vorherrschenden sandigen Kameshügellandschaft über. Diese Glazialeinheit ist maximal 5 - 6 km breit und bis 7 km lang. Im Anschluss an die Eisrandlage 1 c zerfiel das Gletschereis in einzelne Toteisreste. Das Schmelzwasser konnte wegen fehlenden hydrostatischen Druckes weder die hohen Endmoränen im Süden, noch die westliche, 10 - 15 m hohe Kletzer Sanderwurzel überwinden. Daher verließ das Schmelzwasser die schmalen, 10 - 20 m tiefen subglazialen Hohlformen, die sich mit Toteis füllten. Zwischen Sanderinnenkante (Eisrandlage 1c) und neuer aktiver östlicher Eisstirn (Eisrandlage 2) floss es nunmehr in braided-river-Systemen nach N bis NW. Mitgeführte Sande und Kiese lagerte es nach Schrägschichtungsmessungen zwischen Schollene und Rehberg vorwiegend zwischen und auf Toteis nach NW bis N oder NE ab. Daher bildete sich ein N- bis NW-Oberflächengefälle bei Flachrücken, Bergen, Hügeln und Kleinplatten heraus. Die Oberflächen dieser Vollformen blieben 10 - 15 m unter der Sanderwurzel und 20 - 40 m unter Endmoränen der Eisrandlage 1c. Geschiebemergel tritt im Kamesareal selten auf, u. a. an den Flanken vom 39,8 m NN hohen Gütschow. Vermutlich handelt es sich um eine Ablationstill, der an der Bergnordseite die nach Norden geschütteten glazifluvialen Sande, Kiese und Steine teilweise überdeckt (Messtischblatt Schollene, 3339, 45 12 750, 58 37 800).

Über *Oberheide-Schmelzwassertal* erreichte das subaerische Schmelzwasser die Sanderwestseite. Es nutzte einen 10 - 15 m tiefen, 200 m breiten Einschnitt im Kletzer Sander, der sich nach Westen trompetenförmig auf 1 km erweitert. Der westliche Talgrundriss weist auf subaerischen NW- bzw. N-Abfluss mit Fortsetzung Richtung untere Elbe hin. Die Talsohle am Westausgang wird von taubeneigroßen Steinen bedeckt. Es könnte sich um Erosionsrückstände von Ablationsmoränen äußerer Eisrandlagen des Brandenburger Stadiums handeln (Abb. 4.3.1-3).

Die subglazialen Hohlformenketten und flache Schwellen sind inzwischen aufgefüllt, und zwar durch Periglazialsande und -schluffe sowie Holozänsedimente (Ton-, Kalk- und Algen- und Detritusmudden), aber auch Niedermoortorfe (von Verlandungs- und Versumpfungsmooren). Diese durchziehen streifig bis netzartig die sandig - kiesige Kameslandschaft. Nur die Hohlform des Schollener Sees besitzt noch eine kleine, 0,5 bis 2 m tiefe Wasserfläche.

Gletscherzungenbecken Schollener See (Naturschutzgebiet)

Große tiefe Hohlformen - wie die des Schollener Sees - entstanden durch Gletscherexaration (Ausschürfung), sie sind Bestandteil von Gletscherzungenbecken. Die Schollener Seehohlform auf Erosion zurückzuführen, wird heute selten vertreten. Daher überrascht die Auffassung von ROWINSKY

& RUTTER (1999, S. 132). "Das Schollener Becken setzt sich aus den umgebenden Niedermoorstandorten und dem noch offenen Seebereich zusammen. Entstanden ist der See (die Seehohlform, d. Autor.) in einer Seitenbucht des Durchbruchs der Urelbe vom Baruther Haupttal zum Eberswalde-Berliner-Haupttal."

Die Glazialsohle des Gletscherzungenbeckens ist in 10 - 20 m Tiefe ausgebildet. Aktives Gletschereis der Mylberge-Eisrandlage schürfte die Schollener Seehohlform und das von MATHEWS (1997) beschriebene, 19 m tiefe „Toteisloch der Mahlwitzer Kultur“ aus. Dieses ist mit spät- und postglazialen Sedimenten verfüllt. Glazialextensiv entstanden auch Kamernsche Laake und Teile der Havelniederung, deren glaziale Basis ebenfalls in 10 - 15 m unter Flur angenommen wird. Periglaziale Sande und sowie holozäne Schluffe, Tone, Mudden, Gytja (Pelose / Diatomeen - Schollener Heilschlamm) und Torfe haben die Gletscherzungenbecken aufgefüllt und räumlich eingeeengt. Restsenken nimmt z. T. der Havellauf ein (vgl. Punkt 3.3). Große Teile des flachen Schollener Sees, der ursprünglich bis Ferchels und Neuwartensberg reichte, sind heute verlandet und / oder durch menschliche Einflüsse flächenmäßig eingeeengt. Da von Stauch(end)moräne Mylberge, Kietzer Sander, Kamesterrassen und sandbedeckten Geschiebemergelarealen angrenzenden Durchströmungsmooren reichlich subkutan Wasser zufließt, vererden sie nur gering. Daher haben manche Vegetationsgesellschaften fast Naturzustand. Moore leben vom Wasser, daher sollten Entwässerungsgräben nicht angelegt bzw. bestehende zurückgebaut werden.

4.2.6 Fragliche Eisrandlage Mylberge-Schmetzdorf und Großwudicker Niedertauareal (Kames)

Lage, Morphologie (Abb. 4.2.6-1)

Das Großwudicker Toteisgebiet wird im Westen vom Kietzer Sander, im Osten von den Kattenbergen (Eisstromkerbe), im Süden von den Eisrandlagen 1a und 1b und im Norden von der Mylberge-Randlage (1c) begrenzt. Glazigene Stauchungsstrukturen beschränken sich auf Erhebungen am Plattenrand: Götliner Eichberg sowie Myl-, Weiße und Kattenberge.

Das Großwudicker Gebiet ist Teil eines morphologisch abwechslungsreichen pleistozänen Areal, das Gebiete des Messtischblattes Vieritz und etwa 2/3 des Messtischblattes Schollene umfasst. Davon liegen 48 % in Höhen bis 40 m NN, 20 % in 41 bis 50 m NN, 15 % in 51 bis 60 m NN, 15 % bis 70 m NN und 2 % bis 75 m NN. Die Geländeneigung ist gering, 81 % der Fläche entfallen auf 0 bis 3 Grad, 11 % auf 3,1 bis 7 Grad, 7 % auf 7,1 bis 15 und nur 1 % auf mehr als 15 Grad (HEINZE 1984). Voll- und Hohlformen weisen geringe bis mittlere relative Höhen bzw. Tiefen auf, jedoch gibt es deutliche absolute Höhenunterschiede zwischen Nord- (50 - 70 m NN) und Südarealen (35 m NN). Ausmaße und Grundrisse der Oberflächenformen variieren im Norden. Morphologisch besteht das Gebiet aus zahlreichen isolierten und / oder aneinandergereihten, wassergefüllten, vertorften, bodennassen oder trockenen (*Toteis-*) *Hohlformen* sowie aus flachen und mäßig hohen (Kames-) *Vollformen*. Selbst in den Mylbergen treten mehr als 10 Hohlformen auf. Die periglaziale Dellen- und Tälchendichte ist trotz geringer Hangneigungen relativ groß (4 - 5 km/km²). Tälchen laufen in der Regel auf den Sohlen von Toteissenken aus. In einem Fall greift die Periglazialzertalung von Osten kommend entlang der B 188 bis auf 500 m an den westlichen Sanderunterschneidungshang heran. Sande / Kiese und Hohlformenreichtum begünstigen die Binnenentwässerung.

Die *Vollformen* dieses Gebietes bestehen aus Sanden und Kiesen mit Gerölldecken und Steinstreue. Geschiebemergel tritt zurück (südlich Grütz, nordwestlich Steckelsdorf, vgl. KLOCKMANN, Geologisches Spezialblatt Schollene). Ein größeres Geschiebemergelareal ist bei Buckow, südlich der Bahn, an einer 30 m langen Ostwand angeschnitten. Gehalte an paläozoischem Schiefer (4,7 %) und Sandstein (6 %) deuten auf weichselkaltzeitliches Alter hin. Ergebnisse von Geschiebeeinregelungen variieren. Eine erste Messstelle (n = 118) ergab WSW- (70 - 80 Grad), eine zweite (n = 89) Süd- bewegung der Gletscher.

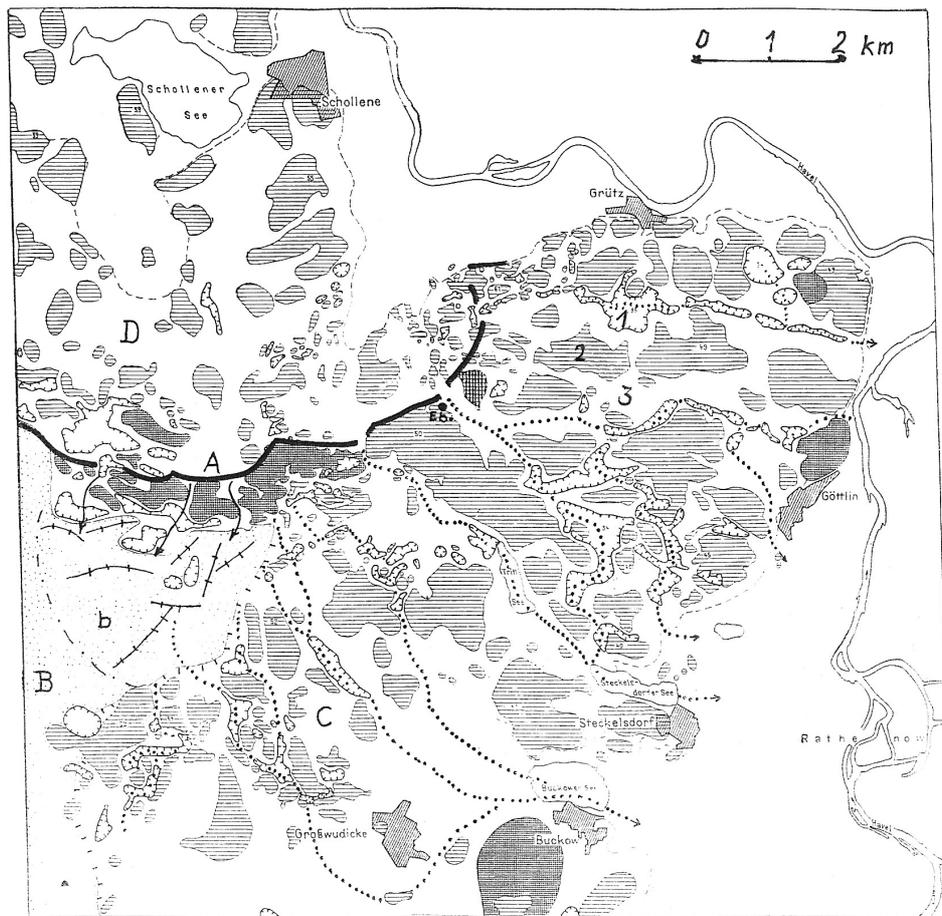


Abb. 4.2.6-1 Großwudicker Niedertaulandschaft (Kames), angrenzender Kietzer Sander und Eisrandlage 1c

Areal A Striche = Eisrandlage 1c / Kreuzschraffur = Stauch(end)moräne / Pfeil = Schmelzwasserabfluss auf Kietzer Sander

Areal B Kietzer Sander / *b* Flachrücken

Areal C Großwudicker Niedertaulandschaft im SE-Vorland von Eisrandlage 1c / 1 Senke, 2 Kames, Oser, 3 Niedrige Sandebene / Punktierter Linie = Schmelzwasserabfluss im Kamesareal / *Eb* Ebelgünde

Areal D Niedertaulandschaft nördlich und Grundmoräne südlich Schollene, Rückland Eisrandlage 1c

Gibt es eine NE - SW streichende Randlage zwischen Mylberge und Schmetzdorf ?

Ein grundsätzliches Problem dieses Gebietes ist die Annahme der weichselkaltzeitlichen Haupteisrandlage zwischen Mylbergen und Schmetzdorfer Höhen. Dazu gehen die Auffassungen auseinander. WOLDSTEDT (1935), CEPEK (1972), CEPEK et al. (1973) sowie die Geologischen Landesämter (1993, 1997) legen die Hauptrandlage des Brandenburger Stadiums unter anderem zwischen Mylbergen (79,2 m NN) und Schmetzdorf. Offenbar ist eine Geländestufe zwischen beiden Eckpunkten für den angegebenen Randlagenverlauf ausschlaggebend.

Früher gab es auch andere Auffassungen. MEINECKE (1919) interpretiert nahezu das gesamte Areal östlich der Mylberge als Endmoräne. Im Raum zwischen Mylbergen und Schmetzdorfer Endmoränen weist er jedoch keine Marginalbildungen aus, ebenso KEILHACK (1921). Er gibt Sanderflächen an. Auf der Zeichnung von TIETZE (1917, S. 120) befindet sich westlich des Trittsees eine NW - SE verlaufende Endmoräne, die Mylberge mit Kattenbergen verbindet und nicht mit Erhebungen von Schmetzdorf. Auf Seite 121 - 122 schreibt er: „Erst nördlich von der Eisenbahnstrecke Berlin-Stendal an treten uns die Endmoränen wieder in zusammenhängenden Bögen entgegen, so zwischen Groß Wudicke und Schollene und westwärts davon bei Ferchels.“

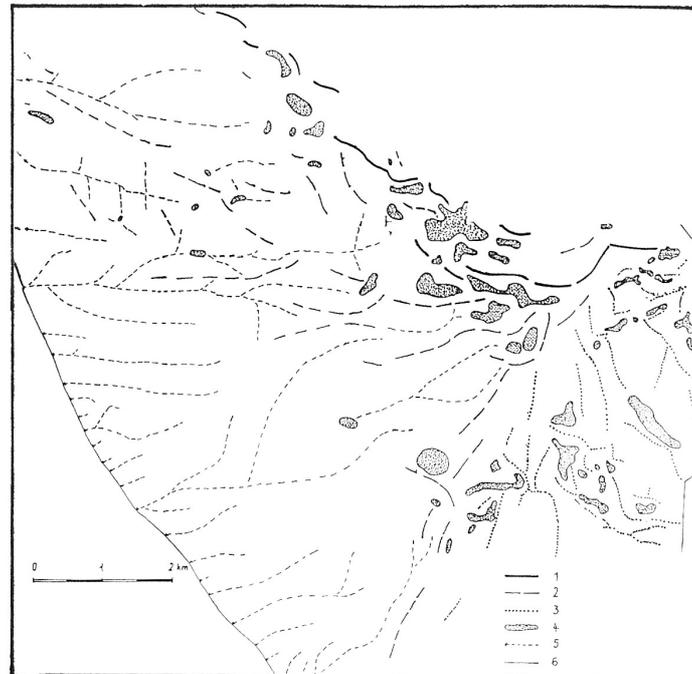


Abb. 4.2.6-2 Mylberge-Eisrandlage 1c, Toteissenken und Schmelzwassertälchen auf Kietzer Sander. 1 Endmoräne/Eisrandlage, 2 Rücken, 3 Kames und Oser, 4 Senken, 5 Schmelzwasser- und Periglazialtälchen sowie Dellen, 6 Straße

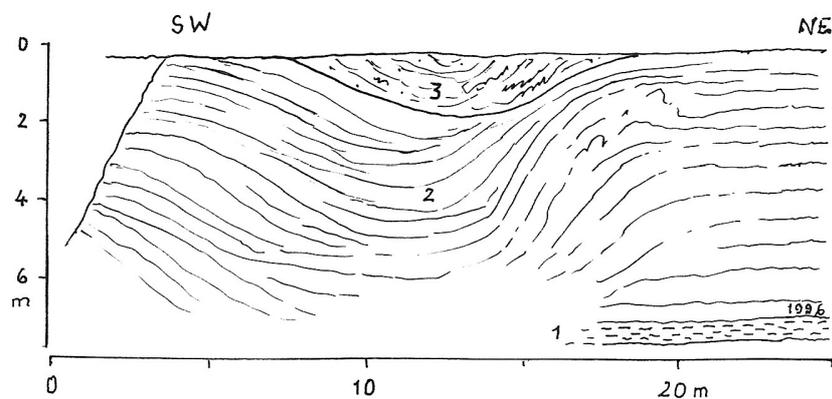


Abb. 4.2.6-3 Durch Toteisschmelze abgesenkte Sandersande nordöstlich Schmetzdorf (Aufnahme 1996). 1 Schluffe, 2 parallelgeschichtete Sande, abgebogen, 3 sandverfüllte Oberflächen-senke

Morphogenetische Analyse (Abb. 4.2.6-2)

Von Mylbergen nach SW streichende Flachrücken - von manchen Bearbeitern als Endmoränen gedeutet - sind m. E. erosiv aus dem Sander herausmodellerte Höhen. Schmelzwasser schüttete nicht nur den Kietzer Sander (B) auf, sondern erzeugte auch Tälchen und Dellen, zwischen denen verschiedene Flachrücken zurückblieben. Da die gesamte „Elb“-Niederung von Vorschütt-sedimenten und Gletschereis des äußersten Eisvorstoßes (1) verstopft war, floss Schmelzwasser der Mylberge-Randlage (1c) auf dem Kietzer Sander nach SW (Richtung Stendal) und nach NW ab (Richtung Sandau). Westlich der fraglichen, NE - SW streichenden Brandenburger Hauptrandlage schwenken daher Tälchen, Dellen und Flachrücken aus anfänglichen NE- in W- und schließlich in NW-Richtungen um. Die kleinen sekundären Oberflächenformen verlaufen hier nicht senkrecht, sondern fast parallel zur Eisrandlage 1c. Periglaziale Wässer nutzten die vorgefundenen Kleinformen und arbeiteten lithologische und strukturelle Unterschiede weiter aus.

Das Kleinrelief des Kietzer Sanders (Foto 4.2.6) und das morphologisch gegliederte Großwudicker Gebiet werden durch einen etwa 5 - 10 m hohen Reliefsprung getrennt, der die Annahme einer Hauptrandlage zu stützen scheint. Diese sich zwischen Mylberge- und Schmetzdorf-Endmoräne erstreckende Geländestufe stellt jedoch keine Sanderwurzel bzw. Sanderinnenkante dar, sondern entstand durch Austauen unterschiedlich mächtiger Toteisplatten im Vor- und Rückland. Die Eisreste rührten von der äußersten Eisbedeckung, die von Sedimenten der Mylberge-Randlage (1c) verschüttet waren. Im W bzw. NW (Kietzer Sander) betraf es kleine dünne Toteisplatten, im E bzw. SE große und mächtige Toteisfelder. Ausschmelzen von dünnem Toteis erzeugte oberflächlich geschlossene Senken, von denen die meisten im Sanderbereich infolge geringer Tiefe morphologisch bereits ausgelöscht sind. Als Beweis sei eine „Senke“ genannt, die in einem 500 m nordöstlich von Schmetzdorf gelegenen Sandaufschluss 1996 /1997 beobachtet wurde (Abb. 4.2.6-3). In einem 25 - 30 m langen Anschnitt tauchen gut sortierte, ursprünglich 2 - 5 Grad nach SW geneigte, fast parallelgeschichtete, 6 - 8 m mächtige, graue, feinsandige Mittelsande muldenförmig bis auf eine feinsandige, braune, schwach kalkhaltige Grobschluffschicht ab. Durch Toteisschmelze entstanden Schichtabbiegungen, und an der Oberfläche hat periglazial-äolischer und holozäner Sandeintrag die Senke inzwischen morphologisch ausgelöscht. Analoge Strukturbilder wurden auch auf dem Templiner Innensander bei Potsdam beobachtet (WEIBE 2001), die ebenfalls auf verschüttete und später ausgetaute Toteisblöcke vor der Saarmunder Endmoräne hinweisen. Da die östlichen *Toteisblöcke* dick und großflächig waren, erzeugten sie nach Ausschmelzen große Voll- und Hohlformen. Erinnerung sei an Seen sowie an die etwa 1,5 km südwestlich von Großwudicke befindliche sogenannte Luchwiese, an die sich der 46 m NN hohe Grosse Kielberg anschließt. Das Ausschmelzen verschieden mächtiger Eiskörper führte zur Herausbildung des oben genannten Geländesprungs.

Schmelzwassertore und -rinnen an der Mylberge-Eisrandlage 1c (Abb. 4.2.6-1)

Vermutlich begünstigte unruhiges (warthealtzeitliches ?) Relief an der Basis des bewegungslosen Gletschers die Bildung von Gletscherspalten. Darin flossen Schmelzwässer der Mylberge-Randlage in, auf und unter Toteisfeldern nach SE ab. In dieser Fließrichtung verringert sich die mittlere absolute Reliefhöhe von 50 über 40 auf 35 m NN; die Reliefspanne der Voll- und Hohlformen nimmt daher von Norden nach Süden ab. Das Schmelzwasser erodierte im nördlichen Großwudicker Gebiet in die Tiefe; im Süden wirkte es flächenhaft und nivellierend. Dabei wurden Marginalformen der Eisrandlage 1b zwischen Kattenbergen und Schmetzdorf beseitigt.

Zeugen glazifluvialer Erosion und Akkumulation des Großwudicker Niedertagebietes sind NW - SE gerichtete, distal verzweigte Fließbahnen und aneinander gereichte Senken. Ein bedeutendes Schmelzwassertor befand sich bei Ebelgünde in 35 m NN, zwischen Weißen Bergen und einem namenlosen, NW - SE orientierten Rücken (55 m NN). Der weitere Abflussweg verzweigt sich viermal. Zwischen namenloser Erhebung und Mylberge-Ostrand befand sich ein zweiter Gletscherwasseraustritt (45 m NN). Heute liegt hier der Straßenanstieg Schollene – Steckelsdorf. Ein Abflussarm zieht Richtung Tritt- und Steckelsdorfer See (NSG), ein anderer zum Buckower See (NSG). Neben morphologischen gibt es lithologische und strukturelle Indizien dieses Abflusspfades. So befinden sich in einer am SE - Ende des Steckelsdorfer Sees betriebenen Abbaugrube Gerölle, Kiese, Sande, Schluffe und 2 dünne Tillschichten (Fließtille ?). Schrägschichtungsmessungen belegen

glazifluviale SE-Ablagerung. Pressungsstrukturen in östlicher Aufschlusshälfte sind offenbar dynamisch entstanden.

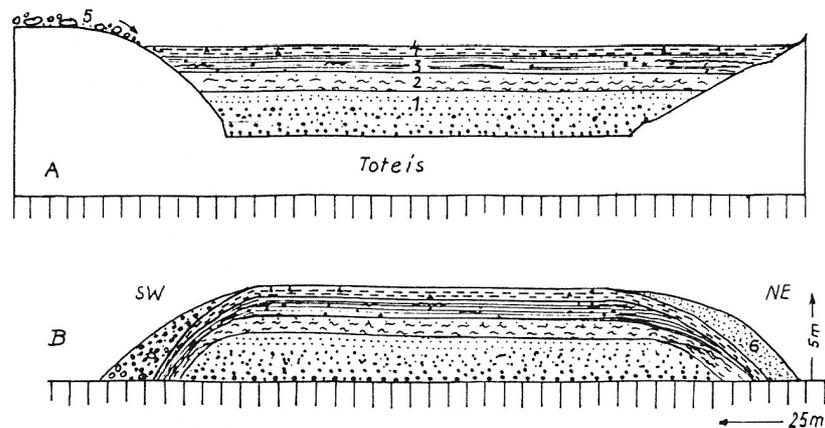


Abb. 4.2.6-4 Genesemodell eines schmalen Oses. Niedertagebiet nordwestlich Großwudicke (Oberkante 36 m NN, Aufnahmen 1960 und 1963).

(A) Sedimentation in Gletscherspalte oder -senke

(B) Oberflächenform und Sedimentlagerung nach Toteis-schmelze. 1 Grauer, schwach sortierter feinsandiger Mittelsand über Kiesen, Schüttung nach SE, S, SW, 3 m mächtig, 2 Gut sortierter rippelgeschichteter Feinsand, grau, 0,6 m mächtig, 3 Feinsande mit 10 - 15 starken Fließtilschollen, mit scharfkantigen Steinchen und Kreidebröckchen, braungrau, 0,7 m mächtig, 4 Geschiebemergel und -lehm, blätterig, dunkelbraun bis grau, oben humos, 0,6 m mächtig, 5 kiesig - lehmige Ablationsmoräne, 6 äolische Sande, leeseitig abgelagert

Ein dritter Schmelzwasserfluss südlich der Mylberge war nach SE zum damals toteiskonservierten Buckower See gerichtet. In einem flachen Plateau südlich Großwudicke (35 - 37 m NN) treten daher in einem 4 - 6 m tiefen Trockenschnitt nach NNE abgelagerte, feinsandige Mittel- und Grobsande auf. Darüber liegen verlehnte Schichten, die vermutlich Fließtille und / oder Ablationsmoränen repräsentieren (Messtischblatt Vieritz, 3439, 45 15 700, 58 28 750, Aufnahmen 1996 und 1997).

Areale und / oder linienhafte Akkumulation und / oder Erosion führten zu vielfältigen Oberflächenformen im ehemaligen Großwudicker Toteisareal. Daher variieren Quer- und Längsprofil sowie Grundriss und Ausdehnung von Rücken, Kuppen, Hügeln, Platten sowie fast 100 Senken (zum Teil in Senkenketten angeordnet), weite Talungen und kleine Ebenen. Vollformen bestehen aus Schluffen, Sanden, Kiesen, Geröllen, Geschiebemergel und / oder Ablationsmoränen. Die Ebenen sind geschiebemergelarm. Sand-Kies-Steindecken gingen offenbar aus Ablationstillen hervor.

Lithologie und Genese einiger Oser und Kames

Etwa 2,5 km nordwestlich Klein- und Großwudicke befand sich ein fünfter Schmelzwasserabfluss mit zahlreichen Kleinformen der Niedertauphase. Ein etwa 60 m sohlenbreiter, im Querprofil asymmetrischer, 4 - 6 m hoher und 150 m langer, von Strecksenken begrenzter, W - E streichender Flachrücken nordwestlich Großwudicke verdankt dieser Fließbahn seine Entstehung (Messtischblatt Schollene, 3339, 45 15 550, 58 29 550, 36 m NN). Morphologisch erinnert er an ein kleines supraglaziales Os (Abb. 4.2.6-4), z. T. von Niederungen umgeben. Die Sedimente lassen eine Abnahme der

Schmelzwasser-Fliessgeschwindigkeit während der Vollformentstehung erkennen. Die Basis des Schmalrückens besteht aus wenig sortierten, 1,5 - 3 m mächtigen steinführenden, kalkigen, nach SW bis SE abgelagerten Grob- und Mittelsanden, beigemischt sind Mittel- und Grobkiese. Kiesauszählungen ergaben ($n = 1\ 225$) 3 % Flinte, 28,8 % paläozoische Kalksteine, 0,1 % paläozoische Tonschiefer, Rest nordisches Kristallin, Quarz und Sandstein / Quarzit. Das Hangende besteht aus 25 - 50 cm starken, nach SW bis SE sedimentierten, horizontal- bis rippelgeschichteten, sortierten Feinsanden. Ein weiterer 0,6 m starker Schichtkomplex aus Sanden, Schluffen und Lehmschollen sowie einzelnen kleinen scharfkantigen Steinen wird von einem vierten, etwa 50 cm (teils 1,2 m) mächtigen steinführenden blättrigen Mergel verdeckt, in dem sich Humus anreicherte. Die Südflanke der Erhebung wird von steiniger Ablationsmoräne, die Nordflanke von äolischen Sanden verhüllt.

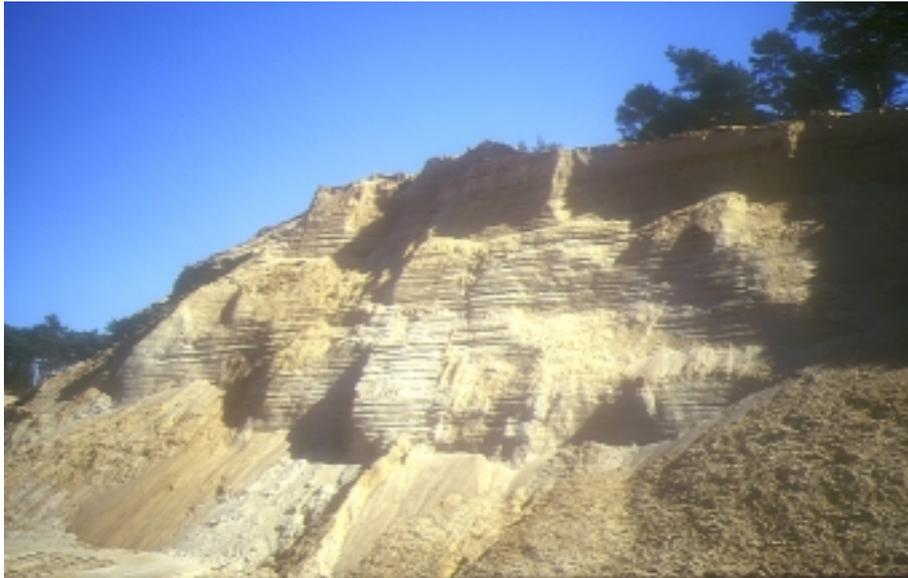


Foto 4.2.6 Gut sortierte, parallel geschichtete glazilimnische Fein- und Mittelsande sowie Schluffe, schwach nach S bis SW einfallend. Kletzer Sander, 1,5 km nordöstlich Schmetzdorf. Links - Norden, rechts - Süden, Stoßhöhe 7 - 8 m (Aufnahme Juli 1997)

Einige 100 m nordwestlich *Kleinwudicke* setzen Sande, Lehme, Grobkiese (Ablationstill) und eine 1,5 m mächtige, aus faust- und kindkopfgroßen Geröllen bestehende Schicht einen NW - SE streichenden Hügel zusammen (Messtischblatt Schollene, 3339, 45 13 900, 58 30 000, 40 m NN; unmittelbar östlich der allgemein angenommenen Eisrandlage Mylberge - Schmetzdorf). Eine dünne äolische Decke verhüllt ihn, tiefer treten Sande auf. Die Einmessung 50 plattiger Gesteine ergibt eine mittlere Fließrichtung nach SSW bis SE. Offenbar erhielten Grobsedimente während ihres kurzen Schmelzwassertransportes seitlichen Nachschub, da 3 - 10 cm lange Gesteine nach morphometrischen Schotteranalysen nur geringe mittlere Zurundungen (200 - 350) aufweisen.

Geröllreiche sandig - kiesige und anehmige, ungeschichtete Ablationsmoränen überziehen manche Vollformen. Diese Lagerungs- und Gesteinsverhältnisse wurden südöstlich Großwudicke am Großen (46 m NN) und Kleinen Kielberg (36 m NN) beobachtet. Am Großen Kielberg (46 m NN) befinden sich unter 60 cm starker steinführender, sandig - schluffiger Ablationsmoräne (teils Geschiebemergel) 1 m mächtige sortierte Mittelsande und Kiese, die mit 20 - 25 Grad nach N einfallen. Das auffallend gute Zurundungs-Maximum (400 - 600) von 100 ausgemessenen Geröllen erklärt sich aus weitem Schmelzwassertransport im Gletscher und Toteisfeld (durchschnittliche Gesteinslänge 2 - 5 cm).

Zusammenfassung

Relief, Lithologie und Ablagerungsrichtungen von Niedertauf Formen im Kietzer Sander und Großwudicker Gebiet sprechen für eine ehemals größere Eisbedeckung im Vorland der Eisrandlage 1c, und zwar zwischen Kietz und Großwudicke / Göttlin. Für eine durchgehende weichselkaltzeitliche Eisrandlage zwischen Mylbergen und Schmetzdorf fehlen eindeutige Befunde. Beide Areale (Kietzer Sander und Großwudicker Kamesgebiet) unterscheiden sich morphologisch - strukturell und lithologisch nicht prinzipiell, sondern graduell. Mächtige östliche Toteisplatten erzeugten nach ihrem Ausschmelzen einen markanten Reliefsprung zwischen beiden Formenkomplexen, der offenbar als Sanderinnenkante und Endmoräne und somit als Eisrandlage gedeutet wird.

4.3 Kamern-Nennhausen-Marzahner Eisrandlage (Eisrandlage 2)

Die Eisrandlage 2 besteht aus mehreren hohen (80 - 108 m NN) Endmoränenkomplexen (Kamernscher, Nennhausener und Marzahner Endmoränenknoten), zwischen denen niedrige Randbildungen auftreten (südliches Rhinower Ländchen, nördlich Ferchesar). Wiederholte Gletschervorstöße schürften tiefe Gletscherzungenbecken aus und stauchten Endmoränen empor. Lokale Vorstöße (Eisrandlage 2b) schlossen sich nach kurzer Rückzugsphase im Hinterland der Eisrandlage 2 an.

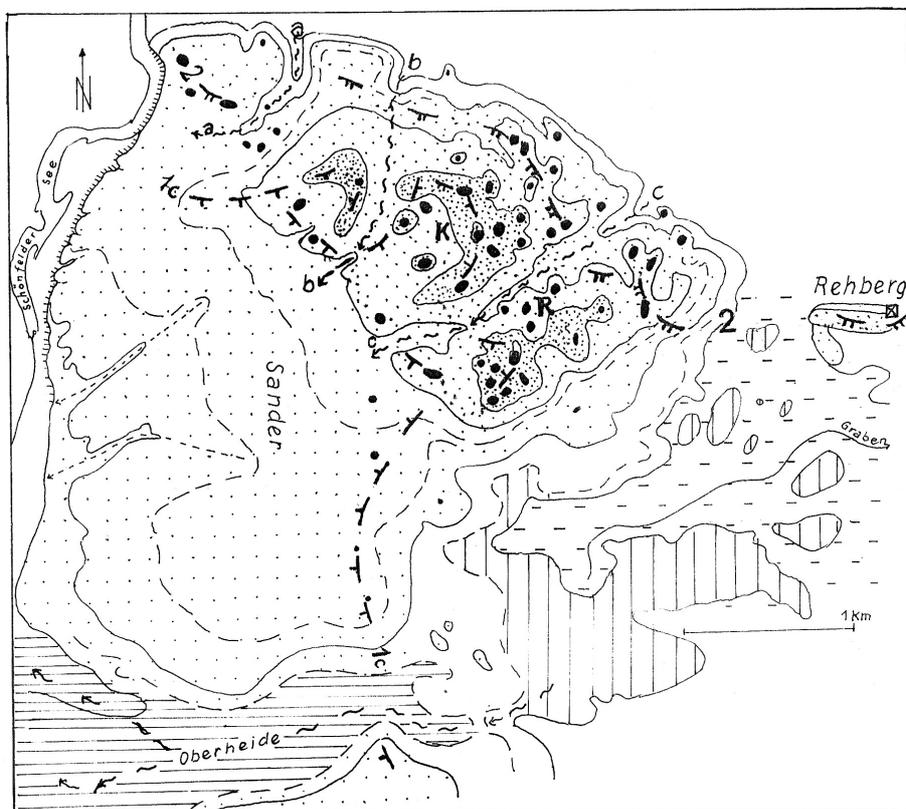


Abb. 4.3.1-1 Kamernsche Stauch(end)moränen der Eisrandlagen 1c und 2 mit Kietzer Sanderrest und Schmelzwassertal Oberheide; (nach Geländeaufnahmen und TK 1 : 25 000, Messtischblatt Arneburg, 3338); Höhenlinien und Punktierung dienen der groben Höhenabschätzung. **K** Kamernsche Berge, **R** Rehberger Berge, **a** Kamernsche Rinne, **b** Hohenkamernsche Rinne, **c** Scheidegrund-Rinne / Linie mit 1, 2 bzw. 3 Zacken = (Zwischen-) Randlagen / Senkrechtlinien = Kames / Horizontallinien = Schmelzwassertal Oberheide im Kietzer Sander / kurze Horizontalstriche = Torfareale subglazialer Rinnen

4.3.1 Kamernsche und Rehberger Endmoränen mit Sanderrest (Eisrandlagen 1c und 2)

Morphologie der großen Erhebung (Abb. 4.3.1-1)

Am Nordrand des Schollener Ländchens befindet sich eine eindrucksvolle morphologische Marginalbildung. Dieser NW - SE orientierte Komplex ist 3 km lang und 1,3 - 1,8 km breit. Seine Meso- und Kleinmorphologie ist untypisch für Endmoränen des Brandenburger Stadiums. Das asymmetrische Querprofil steigt von eiswärtiger zur Außenflanke an. Der Nordosthang ist dennoch steil; der Höhenunterschied beträgt auf wenige hundert Meter Entfernung 80 m. Bis zur Sohle des talsand- und torfverhüllten Zungenbeckens macht die Reliefspanne sogar 100 m aus.

In Längserstreckung fällt das Endmoränenrelief sowohl im NW als auch im SE auf 45 - 50 m ab, um unter Talsand- und Holozänschichten abzutauchen. Dabei ist der Komplex im SE steil, im NW verliert er allmählich an Höhe. Ferner weist das Längsprofil 3 NE - SW streichende Einschnitte auf, die den Höhenkomplex in 4 Areale untergliedern. Im NW befinden sich die 50 m NN hohen Hellberge, die im Süden von der Kamernschen Rinne begrenzt werden. Die südlich anschließenden Kamernschen Berge unterteilen sich mit Hohenkamernscher Rinne in ein NW- (Weinberge, 81 - 83 m NN) und SE-Areal (Frau Harkenberge, 108 m NN). Der dritte, bis 150 m sohlenbreite Einschnitt wird Scheidegrund genannt; er begrenzt die Rehberger Berge (75 - 101 m NN) nach Norden. Weitere Rücken streichen NW - SE. Etwa 40 Kuppen, isoliert oder reihenartig angeordnet, bilden mit relativen Höhen von 5 - 25 m und Durchmessern von 100 - 300 m das höchste Reliefelement. Flächenhafter und linearer Periglazialabtrag betonen die Kuppenmorphologie. Einige Schluchtentälchen am Südosthang der Rehberger Berge gehen auch auf anthropogene Einflüsse zurück. Steilhängige Kerben und Dellen, in denen nach Rodung Stein- und Sandabbau betrieben wurde, erfuhren durch linienhafte Abtragung eine Vertiefung.

Dieser Komplex, der auf kleinem Raum reliefstarke Stauch(end)moränen, aufgesetzte Kuppen, drei Gletschertore (Schmelzwasseraustritte), zahlreiche periglaziale Trockentäler und -schluchten sowie eine Sanderebene aufweist, ist als Geotop schützenswert; lithologisch und expositionsbedingt ist die Vegetation vielfältig ausgebildet.

Sanderrest

Im südwestlichen Vorland setzt in 55 m NN eine nach SW geneigte, 1 bis 2 km breite Rampe als morphologisches Gegenstück zum Rückenkomplex an. Die geröllbedeckte Sanderwurzel ist stärker geneigt, natürliche (Tot- und Wintereis-) Senken sowie Steingruben beleben das eintönige Relief. Nach SW verringern sich Neigungswinkel und Steinstreue. Es setzen kilometerlange Periglazialtäler ein, die im Westen mit 100 m langen Kerben und Runsen den unterschrittenen Sanderhang aufschlitzen. Diesen Sanderbereich (Messtischblatt Sandau, 3238, 45 06 525, 58 44 750, Aufnahme 1961) bestimmen mit 3-5 Grad nach Westen einfallende Sandschichten. Diese gehen auf langsam fließendes bis Stillwasser zurück, offenbar eines an den Sander anschließenden Stausees, der bis zur Altmarkplatte reichte. Am 20-35 Grad geböschten, unterschrittenen Steilhang streichen die Schichten aus. Unterschneidung des Sanders erfolgte im Spätglazial und Holozän (vgl. Punkt 3.3.3).

Stauch(end)moräne mit Satzendoräne

Der Klierzer Sander bildete sich im wesentlichen während der Eisrandlage 1c. Am Ende der Sanderbildungsphase entstanden vermutlich erste Stauch(end)moränen, da proximale Sanderareale den Gletschervorstößen ausreichend Gegendruck leisteten. Der größere Teil des Stauchungskomplexes Kamernsche Berge wird jedoch während Vorstoßphasen der Eisrandlage 2 von SW nach NE glazialtektonisch angebaut worden sein. In Stillstandsphasen lagerten sich auf zuvor eingeebten Sanden und Feinkiesen auch Grobkiese und Steinpackungen sowie Geschiebemergel gravitativ ab.

In Nähe Frau Harkenberg (108 m NN) setzte sich eine 20 m lange Aufschlusswand (Kuppe 107 m NN) aus folgenden Sedimenten und Lagerungsweisen zusammen (Messtischblatt Sandau, 3238, 45 08 875, 58 44 250, Aufnahmen 1961, 1962, 1967, Schürfe 1999. Foto 4.3.1-1, Abb. 4.3.1-2).

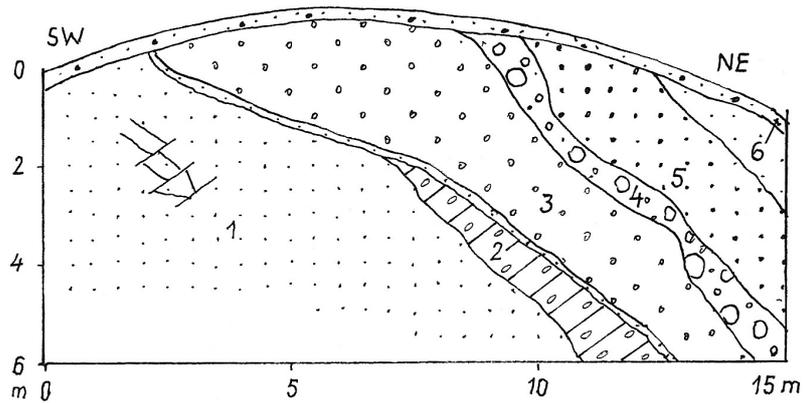


Abb. 4.3.1-2 Grobkiese, Gerölle und Sande, unterlagert von Geschiebemergel und mehr als 4 m mächtigen, eisgepressten Sanden. Kuppe nördlich Frau Harkenberge, Stauch(end)moräne Kamernsche Berge (Aufnahme Juli 1962) 1 Gestauchte Mittel- bis Feinsande, 2 Weichselkaltzeitlicher Geschiebemergel, 3 Grobkiese, 4 Kopfgröße Blöcke, 5 Feinkiese bis Grobsande, 6 Sande der Niedertauphase, schwach einfallend

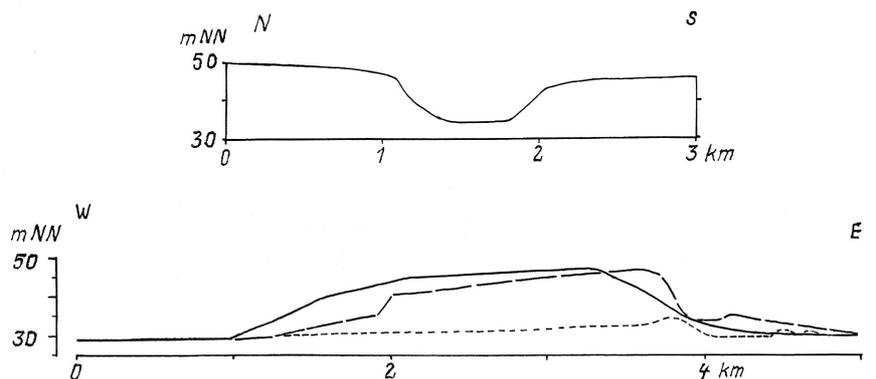


Abb. 4.3.1-3 Schmelzwassertal Oberheide durchschneidet Kletzer Sander (nach TK 1 : 25 000, Blatt Sandau und Arneburg)

- Oben Querprofil,
 Nordanfang 45 08 000, 58 43 000;
 Südende 45 08 000, 58 40 000
- Unten Längsprofile,
 Ausgezogene Linie = W - E - Talnordflanke
 45 06 000, 58 42 000, 45 10 000, 58 42 000;
 Lang gerissene Linie: W - E - Talsüdflanke
 45 06 000, 58 40 400, 45 10 000, 58 40 400;
 Kurz gerissene Linie: W - E - Talwegsohle
 45 06 320, 58 41 480, 45 10 000, 58 41 250

Die Grubenbasis bilden 4 - 5 m mächtige Mittel- bis Feinsande, die nach Südwesten steil ansteigen. Im Hangenden befinden sich stark gepresste Ton-, Lehm- und vereinzelt Feinkiesbänder. Falten, Aufschiebungen und Zerscherungen streichen N - S bis NW - SE. Eiswärtig wird der Sandkomplex

von einem 1 - 1,5 m mächtigen, hellbraunen bis gelben, sandigen und kalkreichen Lodgementillkeil überlagert, dessen Geschiebe (n = 50) ENE (60 - 80 Grad) eingeregelt sind. Gehalte an paläozoischem Schiefer und Sandstein / Quarzit deuten auf weichselkaltzeitliches Alter hin. Interne Sandlinsenfalten lassen Druck aus ENE vermuten. Eine 2 - 3 m mächtige hangende, kalkverkittete Geröllschicht fällt mit 25 Grad nach ENE ein. Den Abschluss dieser aus faustgroßen Geröllen bestehende Schicht bildet eine 30 cm mächtige Packung aus kopfgroßen Blöcken. Wenige Lagerungsstörungen durchziehen die 1,5 - 3 m mächtige, ebenfalls nach E einfallende vierte Schicht auf. Deren Grobsande sowie Mittel- und Feinkiese gehen im Hangenden in Grob- und Feinsande über. Sie verkörpern eine Niedertauphase, die der glazigenen Stauchungszeit folgte.

Niedertau- und gravitative Sedimente, glazifluvialer Abfluss nach Eisrandlage 2 (Abb. 4.3.1-3)

Zeitgleich mit Entstehung von Stauchungsrücken und -kuppen floss subglaziales Schmelzwasser durch Scheidegrund und die anderen Abflussrinnen ins westliche Vorland. Dabei schüttete es den Sander weiter auf. Der Überlauf der Hohenkamernsche Rinne lag in 75 m NN, in der Scheidegrund-Rinne in 60 m NN. Als Stauchung und Sanderbildung nachließen, bildeten sich auf tiefer Rückseite des Stauchungskörpers, im Osten vom niedertauenden Gletscher begrenzt, sandig - kiesige bzw. schluffige Kamestrassen. Schmelzwasser konnte die hochgelegenen Rinnenscheitel nicht mehr überfließen, so dass es sich anfangs aufstaute. Später umfloss es die Erhebung auf halber Höhe, um direkt nach NW oder über SE - Umwege durch das Oberheidetal ins westliche Vorland zu gelangen (vgl. Punkt 3.3.3). Mit vorbeifließenden Schmelz-, Fluss- und Periglazialwässern strömte es Richtung Sandau ab. Südlich Hohenkamern belegen Sande und Kiese diesen Fließweg in 44,5 m NN sowie Kreuzung zweier Hohlwege in 75 m NN (Messtischblatt Sandau, 3238, 45 08 325, 58 44 750, Aufnahme 1961). Die Schichten wurden mit 20 Grad nach S abgelagert.

Stauch(end)moräne Rehberg (Eisrandlage 2) (Foto 4.3.1-2)

Die Stauch(end)moräne „Lehmberg“ bei Rehberg bildet die Fortsetzung des mittleren und nördlichen Kamernschen Rückenkomplexes nach Osten. Am Nordwestausgang des Ortes befindet sich ein etwa 46 m NN hoher Sand - Kieszug. Seine meterstarken Fein-, Mittel- und Grobsand- sowie Kies- (mit Milchquarz und Tongeröllen) und Schluffbänke sind durch Eisdruck aus N bis NE steil aufgerichtet und extrem zerschert. Diese 15 m hoch angeschnittenen Schichten fallen mit 45 - 50 Grad nach SW ein; die Scherflächen sind mit 50 - 60 Grad in nördliche Richtung geneigt (Messtischblatt Sandau, 3238, 45 11 225, 58 43 750, Aufnahmen 1961, 1962, 1967).

Südlich dieser Stauch(end)moräne liegt der (40 m NN) Lehmberg. Graubrauner sandstreifiger Mergel mit aus Norden eingeregelten Geschieben (n = 52) und untypischem Kleingeschiebebestand (weiche Komponenten reduziert, harte angereichert) scheint jungeszeitlichen Alters zu sein (Messtischblatt Sandau, 3238, 45 10 875, 58 43 625, Aufnahme 1961).

Da sich Eisschubrichtungen und Rückenstreichen von Eisrandlage 1c und 2 verschneiden, ist eine gleichzeitige Entstehung beider ausgeschlossen. Eisrand 1c verläuft an der Innenkante des Klierzer Sanders nach S. Der Eisrand 2 begrenzt das 7 km lange und 5 km breite Schollener Kamesfeld im E und schwingt zum Kienberg. Dieser Eisrand umgibt das Gülper Gletscherzungenbecken, einschließlich einiger Havelniederungsgebiete.

4. 3. 2 Kienberg westlich Rhinow - Kerbstauch- und Grundmoräne (Eisrandlage 2)

Etwa 1 km südlich des Gülper Sees (NSG) befindet sich der 55 m NN hohe, 250 - 300 m breite Kienberg. Dieser nimmt die Kerbe zwischen Gülper und Spaatzter Gletscherglobus ein und überragt die Talsandumgebung um 25 m (Aufnahmen 1961, 1962, 1963, 1981, 1984, 1989).

Geschiebemergelaufschluss im Osten des Kienberges

Auf der östlichen Berghälfte (Messtischblatt Strodehne, 3239, 45 19 000, 58 43 350) befindet sich eine 4 - 5 m tiefe Grube, in der auf 30 m Länge ein 3 - 5 m mächtiger graubrauner, sandiger, blockarmer, massiver Geschiebemergel ansteht; ihre Nordwand ist von zahlreichen Sandbändern durchsetzt. Nach Westen und Süden keilt der Lodgementill aus, so dass liegende Sande und Kiese zutage treten.

Einmessungen von Geschiebelängsachsen (n = 108) ergeben Ostgipfel (E- und ESE- Einregelungsmaxima). Sande und Kiese wurden zwischen benachbarten Gletschern nach SE abgelagert. Stauchungen traten nicht auf.



Foto 4.3.1-1 Etwa 2 - 3 m mächtige Grobkiese und Gerölle, rechts sandüberlagert. Liegendes mit weichselkaltzeitlichem Geschiebemergelkeil und mehr als 4 m mächtigen eisgepressten Sanden. Links - SW, rechts - NE, Stoßhöhe 6 - 7 m. Kuppe nördlich Frau Harkenberge, Stauch(end)moräne Kamernsche Berge (Aufnahme Juli 1962)



Foto 4.3.1-2 Sande, Schluffe und Kiese fallen steil nach Süden ein, kalkige Scherflächen in entgegengesetzter Richtung nach Norden. Stoßhöhe 4 - 5 m. Stauch(end)moräne, Eisrandlage 2 am NW-Ausgang von Rehberg (Aufnahme 1970)



Foto 4.3.1-3 Eisgepresste, zerscherte Schluff-, Sand-, Geröll- und Kiesfalte einer Kerbstauchmoräne der Eisrandlage 2 (vgl. Punkt 4.5.1) im südlichen Rhinower Ländchen. Streichen gestauchter Schichten: ENE - WSW. Links - NW, rechts - SE. Ausschnitt eines 6 m hohen Nordstoßes, ehemalige LGP-Grube Hohennauen, später Deponie. Östlich Straße Elslaake-Rhinow (Aufnahme Juni 1962)

Sand-Kies-Aufschluss an Westflanke

Am Westfuß der Erhebung (Messtischblatt Strodehne, 3239, 45 18 625, 58 43 375, Oberkante in 45 m NN, Aufnahmen 1960 - 1962, 1981, 1989) befindet sich ein 4 - 7 m hoher Aufschluss (Abb. 4.3.2). An SE - NW - Stößen treten Sand- und Kiesschuppen auf, deren Korndurchmesser vom Liegenden zum Hangenden zunehmen. Auf der Abbausohle stehen Feinsande an, die von 1 - 2 m mächtiger Grobsand-Feinkieschicht abgelöst werden. Diese schließt dünne Ton- und Schlufflagen ein, ebenso eine 15 cm starke Geschiebemergelbank. Grobkiese mit faustgroßen Geröllen gehen in Mittel- und Feinkiese über, die ihrerseits mit Sanden verzahnt sind. Im oberen Sandkomplex sind Kiespakete unregelmäßig verteilt eingeschlossen. Die Lagerungsweisen sind deutlich gepresst. N - S bis NW - SE streichende asymmetrische Kiesfalten werden von kleingefälteten, am Westrand zusätzlich von intensiv zerscherten Sanden überlagert. Steile Faltenschenkel befinden sich unmittelbar westseitig, ebenso ein mehrere Meter hoher bröcklicher Tondiapir, dessen Spitze an einer Überschiebung in Eisdruckrichtung bergwärts ausgezogen wurde.

Die weichselkaltzeitliche Kerbstauchmoräne besteht aus glazifluvialen Sanden, Kiesen und gut gerundeten Geröllen / Steinen, ebenso aus gravitativem Material. Manche freigelegten Schichten stellen eisrandnahe Bildungen kurzer Schmelzwassertransporte dar. Von 850 ausgezählten Körnern einer Kiesprobe entfallen 31,9 % auf „weiche“ Kalksteine, selbst Kreide ist mit einem Anteil von 1,2 % vertreten. Der Gülper Lobus stauchte diese uneinheitlichen Ablagerungen aus Westen. Von Osten überfuhr der Spaatzer Lobus die Höhe bis zur Bergmitte, ohne sichtbar zu pressen. Der Berg, eine Kerbbildung zweier Eiskörper, kann aus Höhen-, Sediment- und Lagerungsgründen nicht als Rest einer ehemaligen Landbrücke angesehen werden, die KLOCKMANN (Erläuterungen im Blatt Strodehne, 1888) annahm.

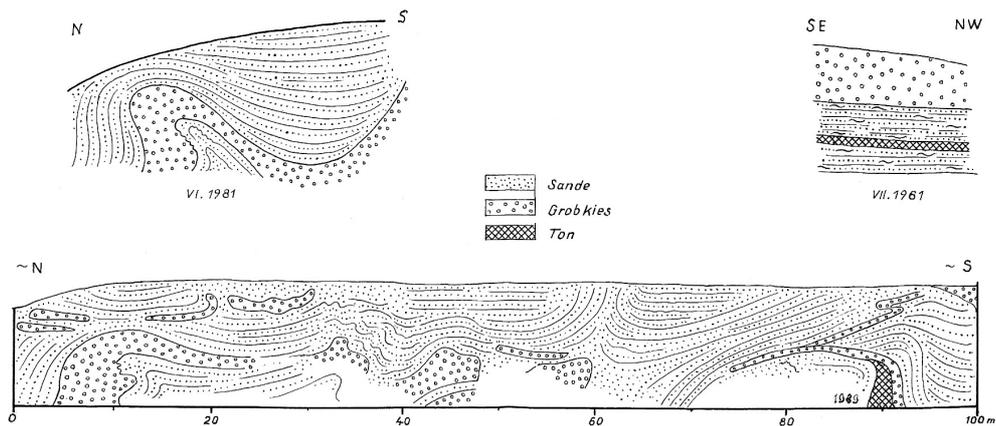


Abb. 4.3.2 Aufnahmeschnitte der Kienberg - Westseite (Aufnahmen 1961, 1981 und 1989)

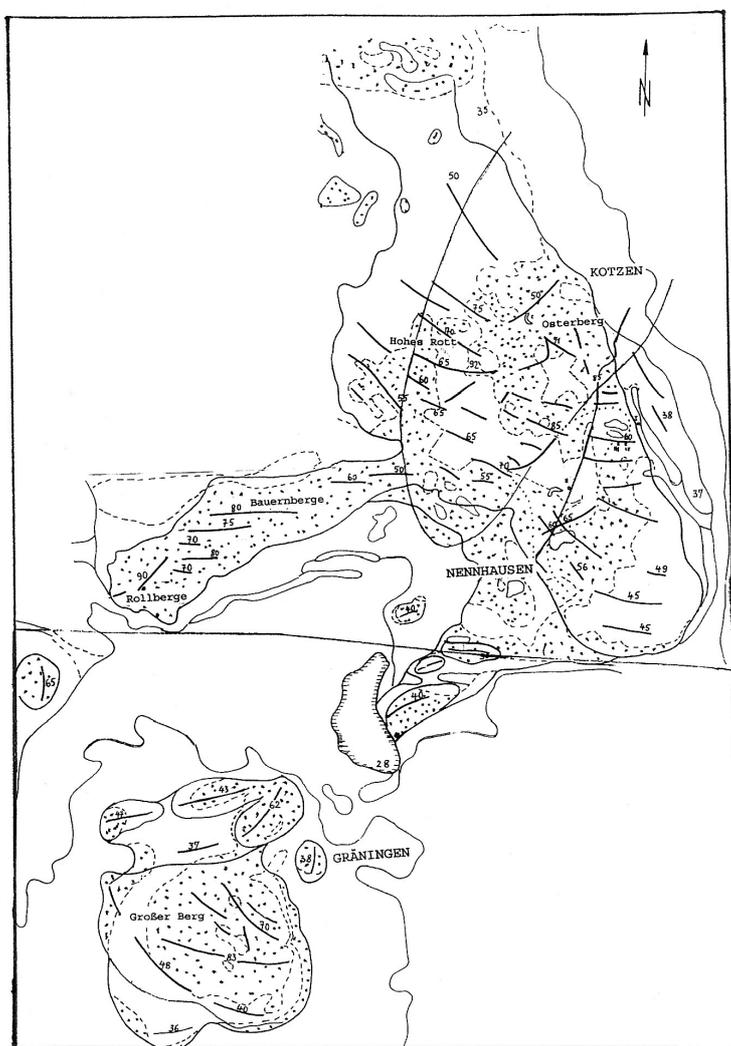


Abb. 4.3.3 Nennhausener Glazialgebiet, Eisrandlagen 2 und 2b. Strich = Rücken / Punkte = Sandareale auf Platte / weiß = Geschiebemergel auf Platte und Berg (vereinfacht nach Geologischen Spezialblättern 1 : 25 000) / ovale Strichführung = angedeuteter Salzstock, 35 (Höhe in m NN)

4.3.3 Nennhausener Endmoränengirlande (Eisrandlagen 2 und 2b) mit Gräninger / Bammer Gletscherzungenbecken

Lage (Abb. 4.3.3)

Westlich von Nennhausen buchtet ein Endmoränenbogen nach Westen aus, der stirnseitig unterbrochen ist. Höhe, Baustil und Sedimente dieser Endmoränen sowie das 4x5 km große Gletscherzungenbecken Gräningen/Bamme sind geowissenschaftlich interessant. Im NE beginnt der Endmoränenkranz mit dem schildförmigen Hohen Rott (92,1), dem im SW der 4 km lange, schmale, westwärts ansteigende Zug der Bauern- und Rollberge folgt (50, 82,5, 86,8 und 90,1 m NN). Der im Grundriss runde Große Berg (82,5 m NN) markiert den Südrand des Gletscherzungenbeckens. Die Stirn des Gletscherzungenbeckens bilden Markgrafenberg (64,3 m NN) und Bammer Mühlenberg (48,7 m NN), dazwischen fehlen Erhebungen. Den östlichen Beckenabschluss fixieren Lütgeberg (62 m NN), Galgenberg (39,2 bzw. 41,9 m NN), Lassberg (41 m NN) und Weinberg (40 m NN).

4.3.3.1 Hohes Rott - weichselkaltzeitlich teilüberfahrene Stauch(end)moräne. Glazial- und Holstein- sowie Tertiärsedimente über Zechsteinantiklinale Kotzen

Lage, Morphologie

Das NW - SE streichende Hohe Rott ist eine Stauch(end)moräne, die im mittleren und westlichen Brandenburg in bezug auf Lage, Morphologie, Gestein, Bau und Genese ebenfalls eine Besonderheit darstellt. Das Hohe Rott ist 1 bis 2,5 km breit und 4 km lang. Als Kerbstauchmoräne befindet sich die höchste Erhebung (92,1 m NN) auf der Außenflanke, so dass die absoluten Höhen von Westen nach Osten abnehmen. Die relative Höhe zur östlichen Niederung beträgt 60 m, zur westlichen Grundmoräne etwa 40 m. Aufgesetzte Kleinrücken streichen vorwiegend NW - SE, vereinzelt E - W oder NE - SW. Etwa $\frac{3}{4}$ der Fläche hat für eine Stauch(end)moräne ungewöhnlich geringe Neigungswinkel von 0 - 4 Grad, nur ein kleiner Rest entfällt auf großes Hanggefälle (7 bis 15 Grad). Geringe Hangneigungen sind für Süddareale typisch, in der Nordhälfte treten größere Böschungen auf (vgl. WEIBE 1969b - Höhenschichtenkarte S. 979 und Foto S. 980; WEIBE 1995).

Zum Hohen Rott gibt es eine umfangreiche geologische Literatur. Verdienstvolle Arbeiten stammen von WAHNSCHAFFE (1886, 1888). Detaillierte Erkundungen erklären sich aus der geplanten Verarbeitung spätelster- bis holsteinzeitlicher Blähtonen. Veröffentlichungen liegen u. a. von WÜSTNER, RETTSCHLAG, MEHNER, HULTZSCH und MIELECKE vor. Aus diesem Grunde ist der Vertikalaufbau dieses Komplexes bekannt. Geringmächtige kreidezeitliche und mächtige Tertiärsedimente bedecken den Gipsstut des Kotzener Salzhorstes. Miozänschichten wurden durch saline Vertikalbewegung um etwa 200 m angehoben. Quartär besteht aus mächtigen Elstersedimenten, u. a. mit 140 mächtigen schluffigen Bändertonen. Darüber folgen ebenfalls salz- und / oder glazitektonisch emporgehoben, 20 m mächtige Holsteinschichten mit Kieselgur, Seekreide und Ton. Für die jüngere eiszeitliche oberflächennahe Genese sind saale- und weichselkaltzeitliche Geschiebemergel, Sande, Kiese und Schluffe relevant.

Glazialer Baustil

Tagesaufschlüsse (1960-1970 u. 1993/1995) legten wiederholt Stauchungsstrukturen frei, die wie die Rücken NW - SE bzw. N - S streichen. Steilgestellte Schichten fallen nach E und NE ein. Obwohl der Hauptteil von Einengungsstrukturen saalekaltzeitlichen Alters zu sein scheint, ist auch mit weichselkaltzeitlichem Gletschereinfluss zu rechnen. So ist an der Westflanke des Osterberges weichselkaltzeitlicher Lodgementill in Sande und Kiese eingepresst. Einmessungen von Geschieben an der Stauch(end)moränen-Ostflanke sprechen für einen Lateralstress aus ENE bis NE. Die Abb. 4.3.3.1-1 gibt eine Vorstellung eines Aufschlusses um 1993 - 1995, in dem trotz Versturzung einige Details aufgenommen werden konnten. Weitere Abbildungen befinden sich in WEIBE 1969b, Foto 1, S. 980; SCHULZ & WEIBE 1972, S. 42, Abb. 5; WEIBE 1995, Abb. 6 und Abb. 7.1 - 7.3 auf S. 1320).

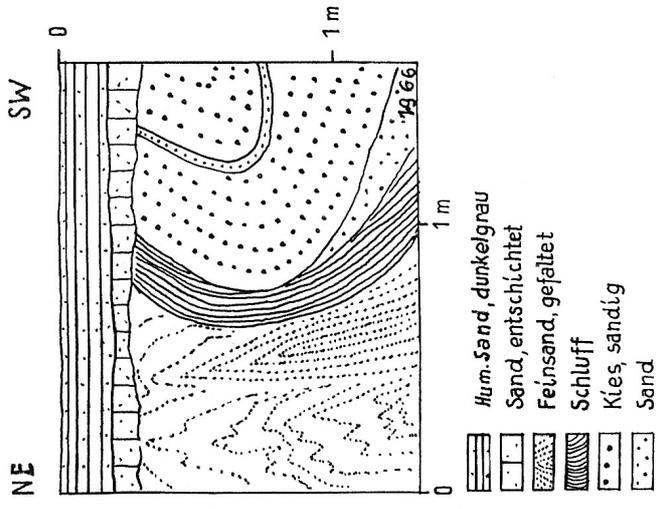


Abb. 4.3.3.1-2 Gefaltete Sande, Schluffe und Kiese. Detail aus Stauchungs-komplex Osterberg. Stauch(end)moräne Hohes Rott (Aufnahme 1966)

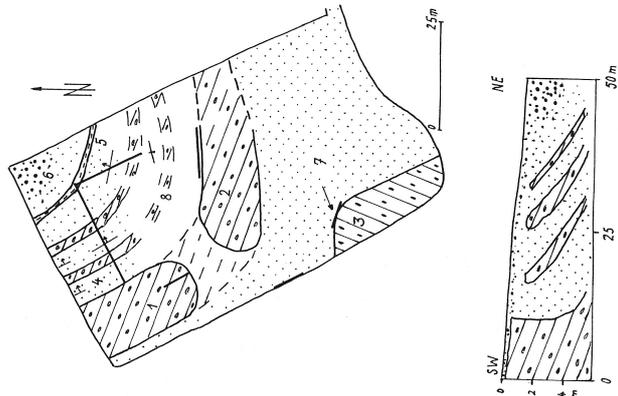
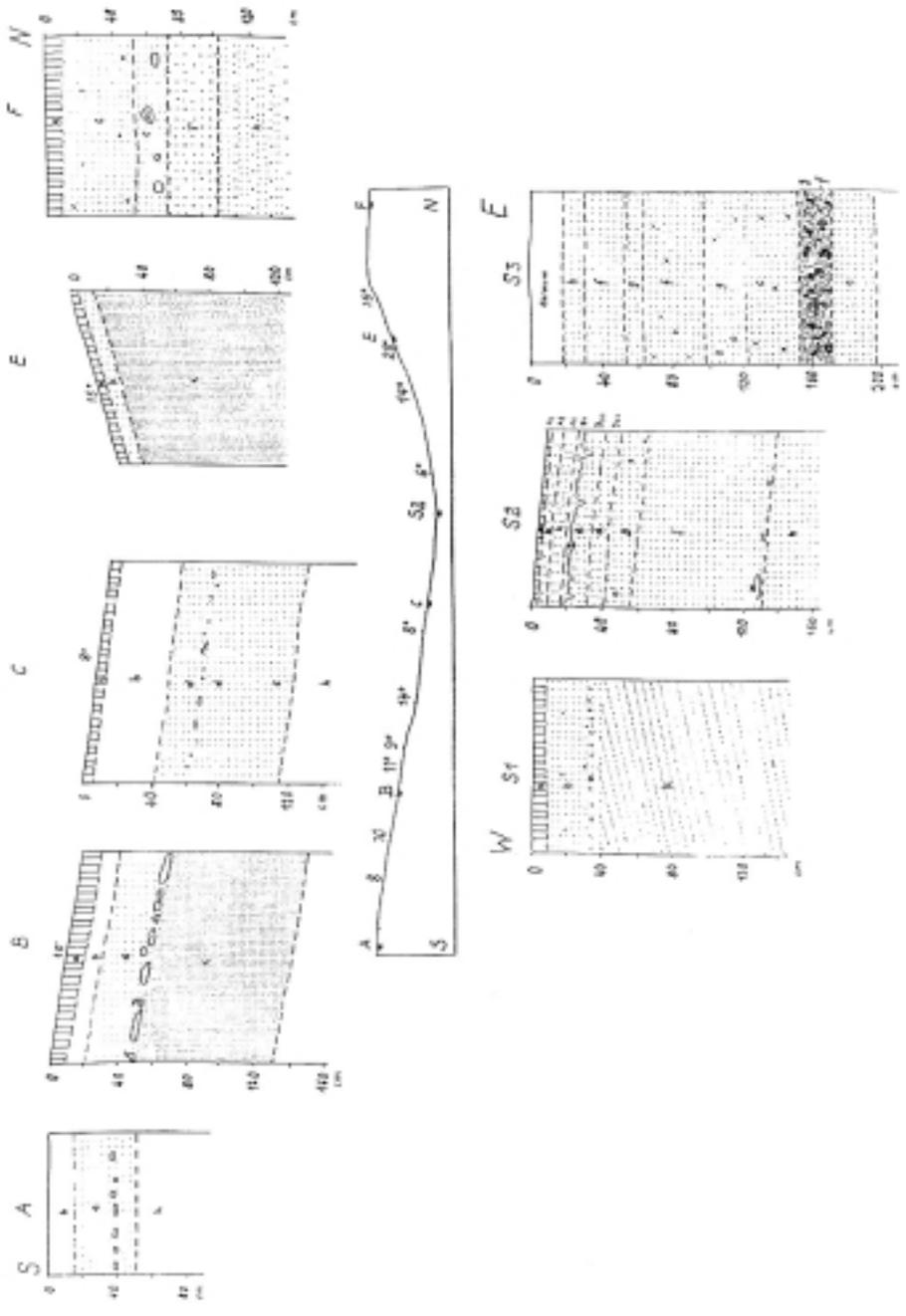


Abb. 4.3.3.1-1 Lageskizze und Schemaprofil gestauchter Sedimente. Osterberg auf Hohem Rott, Eisrandlage 2 (Aufnahmen 1993 und 1995). Balken = Aufnahmestellen, Signaturen mit Streichen und Einfallen / Pfeil = Eisvorstoßrichtung / 1 Vorweichselkaltzeitlicher Geschiebemergel, flintreich, kalkig, braun; Geschiebe NW - SE eingeregelt, 2 Vorweichselkaltzeitlicher Geschiebemergel, tonig, bröcklig, steinarm, kalkreich, dunkelbraun, 3 Weichselkaltzeitlicher Geschiebemergel, sandig - schluffig, kalkig, geringmächtig, strohgelb, paläozoischer Tonschiefergehalt 6 % (9 kg Probe), 4 Gefaltete graue Sande und Kiese zwischen älteren Geschiebemergeln, NE- bis NNE- Einfallen, 5 Schluffe und dunkelbraune bis schwarze Tone, NE- Einfallen, 6 Schlecht sortierte ungeschichtete Kiese, darüber 50 cm mächtige Periglazialdecke, 7 Bevorzugte Abbaustelle von gestauchten Kiessanden bis 6 m bzw. 8 m unter Flur



- a Humusauflage
- b Sand (mS), humos
- c Sand, braun
- d Sand, rotbraun
- e Sand, rostbraun
- f Sand, hellbraun
- g Sand, dunkelbraun
- h Sand, z. T. kiesig, grau
- i Feinsand, hellbraun
- j Kiesiger Sand
- k Sand, 12° nach WNW einfallend
- l Kleine Steine
- m Periglaziale Steinsohle
- n Windkanter

Abb. 4.3.3.1-3 Aufnahmen in einem 310 m langen und 100 m breiten periglazialen Trockental, eingeschnitten in sandige weichselkaltzeitliche Niedertausedimente. SW von Kotzen (Aufnahme 1968; vgl. topographische Profile in WEIßE 1969b). Schürfe am Querprofil d bei 140 m Talweglänge: A, B, C (Talsüdhang), E und F (Talnordhang); Schürfe S1 und S2 auf Talsohle; 2,5 m tiefer Schurf S3 auf periglaziale Aufschüttungskegel, 24 m vom Kegelansatz entfernt

Glazial- und Periglazialgenese (Abb. 4.3.3.1-2 & Abb. 4.3.3.1-3)

Das Hohe Rott ist aus glazialmorphologischer Sicht eine saalekaltzeitliche Stauch(end)moräne mit weichselkaltzeitlicher Stauchung und Überföhrung im Süden. In weichselkaltzeitlicher Niedertauphase lagerten sich am Osthang des Osterberges Sande und Kiese ab, deren Schichtblättern mit 10 - 20 Grad nach Osten einfallen. Weitere Kamesbildungen sind im flachen SüdaREAL ausgebildet.

Periglazial bildeten sich wassererosiv Tälchen. Längs- und Querprofile von einem 300 m langen und 60 - 100 m breiten Trockental wurden einnivelliert und Bodengruben aufgenommen (Messtischblatt Haage, 3341, 45 35 250, 58 32 750, Aufnahme 1968). Gefällewärts wechseln in ihm flachmulden-, asymmetrische mulden- und (anthropogen verschärfte) kerbförmige Querprofile einander ab. Oberhangbereiche muldenförmiger Talquerschnitte sind am stärksten geneigt (10° - 20°), nahe der Talsohle verflachen die Hänge. Die Talsohle fällt um 27 m ab (durchschnittliches Gefälle 9 %). Die maximale Erosionstiefe in die ungestauchten, steinfreien Mittel- und Feinsande der weichselkaltzeitlichen Niedertauphase beträgt 6 - 8 m. Die Steine der hervorragend ausgebildeten periglazialen Steinsohle entstammen Geschiebemergelschuppen, die oberhalb Profil a mit Sand- und Kiesschuppen zutage treten. Geht man von einer durchschnittlichen Abtragung von 3 - 4 m im engen Periglazialtal aus, so wurden im Verlaufe von etwa 5 000 Jahren mindestens 100 bis 120 000 m³ weichselkaltzeitliche Niedertausedimente ausgeräumt und in einem modellhaften Schwemmkegel abgelagert. Dieser besteht in 2,5 m u. Fl. aus kiesigen Sanden, darüber befinden sich Mittel- und Feinsande. Seine Lithologie deckt sich mit dem Einzugsgebiet. Ein Teil der Periglazialsande wurde jenseits einer etwa 500 m breiten Grundmoräne in Luchniederung verfrachtet.

Das Hohe Rott wird berechtigterweise als schützenswertes gestauchtes Geotop über einem Salzstock angesehen (vgl. Karte 4 bzw. 5 in Atlas zur Geologie von Brandenburg, 1997 bzw. 2002).

Weitere Aufschlussaufnahmen im Hohen Rott

SW Kotzen

Unterhang Stauch(end)moräne (40 - 45 m NN, Messtischblatt Haage, 3341, 45 34 825, 58 33 750, Aufnahmen 1966, 1967, 1969). Feinsande, Schluffe und sandige Kiese streichen NNW - SSE, 80 Grad W-Einfallen; Faltensättel haben gleiche Streichrichtung.

Südwestabhang Osterberg

Gefaltete Fein- bis Mittelsande und Kiese sowie weichselkaltzeitlicher Geschiebemergel streichen ENE bis E (65 m NN, Messtischblatt Haage, 3341, 45 34 775, 58 32 850, Aufnahme 1967).

SE-Osterberg

Großfalten in Sanden und Kiesen streichen N - S, östlicher Schenkel einer erodierten Falte fällt 45 Grad nach E ein (61 m NN, Messtischblatt Haage, 3341, 45 34 900, 58 32 975, Aufnahme 1967).

Nördlicher Osterberg

Vorweichselkaltzeitlicher fester, kalkarmer bis kalkreicher, toniger, rotbrauner Geschiebemergel, verschuppt, dünn gebankt, in Wechsellagerung mit Sanden, Kiesen und Schluffen: Streichen NW-SE, steiles Einfallen nach NE, teilweise Falten. Im SW liegt strohgelbe, sandig-schluffige weichselkaltzeitliche Geschiebemergeldecke diskordant auf breiter Sand-Kies-Schuppe (68,4 m NN, Messtischblatt Haage, 3341, 45 34 850, 58 33 250, Aufnahmen 1993 und 1995).

SW vom Hohen Rott

Eisgepresste sandige Kiese, NNW - SSE-Streichen, 70 Grad E - Einfallen (50 - 55 m NN, Messtischblatt Rathenow, 3340, 45 33 425, 58 32 225).

SW Kotzen

Einmessungen von Geschiebelängsachsen (n = 52) in weichselkaltzeitlichem Lodgementill: Einregelungsmaximum 65 Grad, mittlerer Eisvorstoß aus ENE (45 - 50 m NN, Messtischblatt Haage, 3341, 45 35 125, 58 33 025, Aufnahme 1966).

NW-Abhang Osterberg

Einmessungen von Geschiebelängsachsen (n = 75), E - Maximum, Sekundärmaximum Norden (Aufnahme 1966).

Östlich Nennhausen

Steil stehende, gefaltete Sande, Kiese, Tone, Kalkmergel und Schluffe streichen NW - SE, Einfallswinkel 70 Grad nach NE. Einmessungen von Geschiebelängsachsen (n = 64): Maximum E (45,1 m NN, Messtischblatt Haage, 3341, 45 35 425, 58 29 925, Aufnahmen 1960, 1966).

Östlich Nennhausen (Mühlenberg)

Steil stehende Sande, Kiese und Schluffe streichen WNW - ESE. Geschiebelängsachsen (n = 31) in sandigem weichselkaltzeitlichem Lodgementill ergaben ESE - Maximum (56 m NN, Messtischblatt Haage, 3341, 45 34 925, 58 30 575, Aufnahme 1966).

Westlich Nennhausen (Weinberg)

Einmessungen von Geschiebelängsachsen (n = 111) in weichselkaltzeitlichem Geschiebemergel: E-Maximum. Liegende Vorschüttsande und Schluffe sind gefaltet und zerschert. Druckstrukturen streichen NNE - SSW, Eisdruck erfolgte aus ESE (40 m NN, Messtischblatt Rathenow, 3340, 45 33 450, 58 30 425, Aufnahmen 1962, 1963).

4.3.3.2 Bauern- und Rollberge - weichselkaltzeitliche Stauch(end)moränen mit tiefgründig gestauchten Glazial- und Interglazialsedimenten sowie mit Übergusschichten der Niedertauphase (Eisrandlage 2)

Lage, Morphologie

Westlich des Hohen Rotts erstreckt sich ein 4 km langer, 500 - 700 m breiter, nach Westen von 50 m auf 90,1 m NN an Höhe zunehmender und zum Teil aus 4 Parallelkämmen bestehender Rückenkomplex (Messtischblatt Rathenow, 3340, 45 30 800, 58 31 200, Aufnahmen 1961, 1962, 1993 bis 2002), vgl. farbige Höhenschichtenkarte in KRÜGER 1995 (S. 25).

Mehrere 100 m lange und breite, z. T. 10 - 20 m tiefe Gruben in 40 - 70 m NN belegen die Stauchung der Erhebung. Ein Viertel der Fläche ist mit 7 bis 15 Grad Neigung auffallend steilhängig. Aus diesem Grunde sind periglaziale Zertalungen und Zerdellungen der Erhebung groß (Dichte 8 - 10 km / km², nach TK 1 : 10.000). Makro- und Mesorelief sind glazial angelegt und periglazial überprägt (z. T. Mikroformen). Kiese, Gerölle und Geschiebemergel bilden oft die höchsten Kammareale.

Baustil (Abb. 4.3.3.2; Foto 4.3.3.2-1 & 4.3.3.2-2)

Aufschlussaufnahmen belegen intensive Stauchungen sowie morphologische und strukturelle Änderungen von innen nach außen. Tief gelegene Stauchungskomplexe der Nordflanke neigen sich flach, tiefe sowie hohe Schichten der Rückenmitte fallen steil nach Süden ein. Gestaut wurden Schluffe, Sande, Kiese und Gerölle sowie bis 60 cm starke rotbraune und braune Geschiebemergelbänke. Eine lithologisch-paläontologische Besonderheit stellen interglaziale Schichten dar, die den gesamten Stauchungskörper durchsetzen. Sie wurden von MIELECKE (1956a) und vom Autor 1960 - 1962 am Nord- und Südfuß beobachtet. Bereits WAHNSCHAFFE (1885) beschrieb Geschiebemergel und warmzeitliche Kalke in verschiedenen Höhen von Bauern- und Rollberghängen. Aufgeschlossene *Interglazialsedimente* bestehen aus 5 - 30 cm starken dunkelgrauen bis schwarzen, fossilreichen, kalkigen Mudden, dunklen fetten Tonen, Schluffen und zahlreichen weißen sowie hellgrauen bis gelblichen Kalksteinbänken, -linsen und -geröllen.

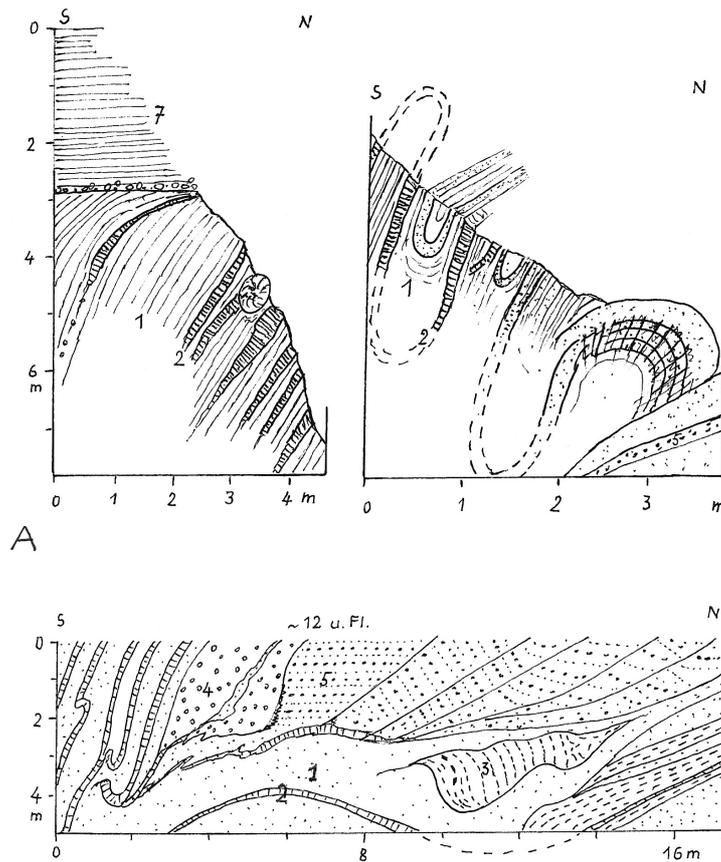


Abb. 4.3.3.2-A Stauch(end)moräne Bauernberge, Eisrandlage 2 (Aufnahmen 1960 - 1963, 1997 - 2001): Drei Schnitte glaziger Einengungsstrukturen. 1 Sande, 2 Interglaziale Mudden, 3 Schluffe, 4 Grob- und Mittelkiese, 5 Kiessande, 6 Seekreide, 7 Fein- und Mittelsande mit Steinsohle an der Basis über Erosionsdiskordanz

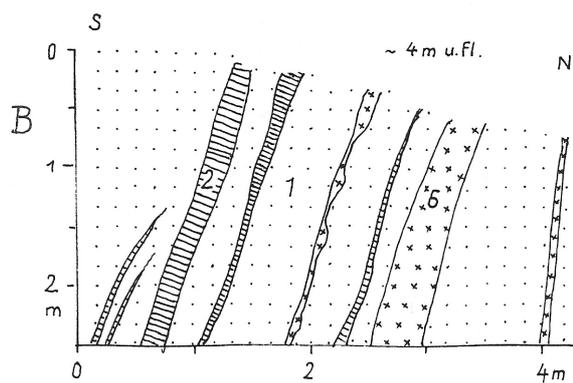


Abb. 4.3.3.2-B Stauch(end)moräne Bauernberge, Eisrandlage 2 (Aufnahmen 1960 - 1963, 1997 - 2001): Steil nach Süden einfallende Schuppen (Legende wie oben)

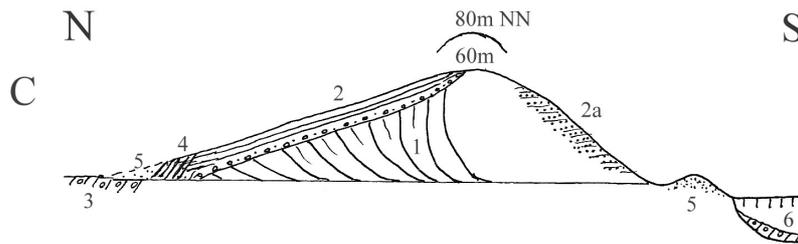


Abb. 4.3.3.2-C Stauch(end)moräne Bauernberge, Eisrandlage 2 (Aufnahmen 1960 - 1963, 1997 - 2001): Glazialgenetisches Bauschema der Bauernberge. 1 Stauchungskörper, 2 Erosionsdiskordanz mit Steinpackung und Übergusschichten, 2a am Südhang Kamesterasse, 3 Grundmoräne / Geschiebemergel im Vor- und Rückland, 4 Durch Toteisschmelze gedehnte Sande, 5 Periglazialsedimente, Flugsanddecken, Dünen, 6 Gräninger / Bammer Gletscherzungenbecken mit Holozänsedimenten

Geschiebemergel und Grobkies treten auch am westlichen Südhang zutage. Weichselkaltzeitlicher Geschiebemergel befindet sich am SW-Fuß der Rollberge an der Oberfläche (32 m NN). Nach S bzw. SE taucht er ab und setzt sich offenbar auf der Sohle des Gräninger Gletscherzungenbeckens fort. In Verlängerung des Heuweges wurde er in unter mehreren Metern Sand erbohrt (FREUND 2000). Ebenso lässt sich dieser Geschiebemergel am Nordfuß der Roll- und Bauernberge nachweisen, meist unter periglazialen Sandschürzen und / oder unter äolischen Sanddecken und Dünen.

In Abhängigkeit von Sedimentart variieren die Stauchungsstrukturen. Hervorragend sind nordvergente und liegende sowie stehende Isoklinalfalten, ebenso Auf- und Überschiebungen in Schluffen, Mudden und Sanden ausgebildet. Als ehemalige Gleitbahnen fungierten breiige Interglazialtone und Schluffe. Die wenigen Vorkommen an grauen und rötlichen Geschiebemergelbänken sind selten gefaltet, wohl aber durch Pressung z. T. bis auf Zentimeterstärke ausgedünnt, mit lokaler Anreicherung von Steinpflastern. Mächtige Kiese und Gerölle bildeten interne Hindernisse, an denen faltungsfreudige Sedimente angestaucht oder aufgerichtet wurden. In der Regel streichen die Stauchungsstrukturen im mittleren und unteren Rückenniveau SW - NE bzw. WSW - ENE, stehen senkrecht oder fallen steil (80 - 60 Grad) bzw. flach (20 - 30 Grad) nach SE bzw. SSE ein.

Stauchungsgenese

Die Entstehung der Erhebungen führte MIELECKE auf eine risskaltzeitliche Gletscherspalte zurück, in der sich im Lee des Hohen Rotts Oser bzw. Kames bildeten. Das Delta nahm er am Markgrafenberg an. An diese Gletscherspaltenfüllungen stauchten weichselkaltzeitliche Gletscher Eemschollen an. Eigene Aufschlussaufnahmen an Flanken und auf der Kuppe (Messtischblatt Rathenow, 3340, 45 30 175, 58 30 750) zeigten bereits 1960 - 1963, dass die Stauchung nicht nur Flanken, sondern den gesamten Rücken erfasst hatte. Sande und Kiese fielen mit 50 - 60 nach SE ein. Auch Geröllaufnahmen auf dem Kamm (LEHWALD & POLSFUSS 1966) belegten primäre Stauch(end)moränengenesse des gesamten Rückens. Korngrößenabnahme und zunehmende Gesteinsabrollung ließen sich in der von MIELECKE angenommenen Transportrichtung nicht nachweisen. Daher sind auch die Interpretationen geophysikalischer Untersuchungsergebnisse in Teilen zu bezweifeln. Die Messbilder spiegeln hier nicht immer Schüttungsrichtungen wider, sondern auch das Streichen von Stauchungskörpern.

Die Eem(?)schollen sind nicht nur angepresst, sondern durchdringen den gesamten Stauchungsrücken. Aus diesem Grunde ist mit 40 - 50 m tiefer reichender, weichselkaltzeitlicher, glazigener Einengung zu rechnen. Eine derartige Stauchungstiefe ist nach bisherigen Aufschlussaufnahmen nicht nur im Hinterland der morphologisch schwachen Maximalrandlage, sondern generell im Bereich des



Foto 4.3.3.2-1

Auf Gleitbahnen ausgewalzte tonige Interglazialmudden begrenzen nach Süden einfallende zerschernde Sandschuppen. Links - Süden, rechts - Norden. Stoßhöhe 6 - 7 m. Nordhang der Stauch(end)moräne mit Resten der Übergusschichtung (Bauernberge bei Nennhausen, Aufnahme 1998)



Foto 4.4.3.2-2

Kiesig - sandig - schluffige Isoklinalfalte streicht WSW - ENE. Links - Süden, rechts - Norden, Stoßhöhe etwa 6 m. Nordhang der Stauch(end)moräne (Bauernberge bei Nennhausen, Aufnahme 1998)



Foto 4.4.3.2-3

4 - 5 m mächtige parallel geschichtete Fein- und Mittelsandbänke mit dünnen Schlufflagen der weichselkaltzeitlichen Niedertauphase fallen schwach nach Norden ein und bedecken Erosionsdiskordanz und glazigen gestauchte, steil nach Süden einfallende Schichten. Links - Norden, rechts - Süden. Nordhang der Stauch(end)moräne mit Übergusschichten, Maßstab 1 m (Bauernberge bei Nennhausen, Aufnahme 1995)

Brandenburger Stadiums außergewöhnlich und offenbar einmalig. Vielerorts betragen die Stauchungstiefen nur 5 - 10 m, selten 15 - 20 m. Flanken- und Stirnstauchung erfolgte von SE bzw. S. Die entscheidende Bewegungsbahn des Gletschers befand sich im Gräninger / Bammer Gletscherzungenbecken. Inwieweit hier eine Senke am Kotzener Salzstockrand salttektonisch angelegt und vorwiegend mit Interglazialsedimenten verfüllt war, so dass sie vom Gletscher leicht ausräumbar war, ist spekulativ. Aus diesem Becken und angrenzenden Arealen wurden glazifluviale, glazigene und Interglazialschichten herangeführt und empor gestaucht. Zur gleichen Zeit befand sich auf der Stechower Platte inaktives und / oder Toteis. Massiver Geschiebemergel war 1961 - 1963 nördlich der Bauernberge 4 m mächtig aufgeschlossen. Auffallend ist seine regionaltypische weichselkaltzeitliche Kornzusammensetzung: 17 % Schluffgehalt, wenig Ton, 80 % Sandanteil, davon die Hälfte Mittel-, der Rest Feinsand, kaum Grobsand, wenig Kiesanteile (Rote saalekaltzeitliche Geschiebemergel zeichnen sich in diesem Gebiet durch um 20 % höhere Schluff- und Tonanteile aus, um den gleichen Betrag reduzieren sich die Sandgehalte). Die Einregelung der Geschiebe (n = 154) ergab als Hauptmaximum Osten und als Sekundärgipfel Norden. Zahlreiche Findlinge und Blöcke gibt es nördlich der Bauernberge; diese sind für weichseleiszeitlichen Setzstill untypisch. Offenbar handelt es sich um aufgearbeitete Gerölle des saalekaltzeitlichen Geschiebemergels.

Erosionsdiskordanz und Übergusschichten der Niedertauphase (Abb. 4.3.3.2-C & Foto 4.3.3.2-3)

Im oberen Aufschlussbereich wird der Stauchungskomplex von nach Norden einfallender Erosionsdiskordanz begrenzt. Steinanreicherungen betonen sie in auffälliger Weise. Die Gestaltbestimmung von 387 verschieden großen Steinen ergab folgendes Ergebnis: scharfkantig 23 %, kantenbestoßen 49 %, gut gerundet 23 %, Windkanterform nur 5 %. Das bedeutet, dass die Steine nur kurze Zeit periglazial-äolischer Beeinflussung ausgesetzt waren. Unmittelbar nach ihrer Anreicherung lagerte sich zwischen 70 - 85 m NN hohen Kuppen und Rücken ein Sandkörper auf der 10 - 30 cm starken Stein- und Geröllpackung ab. Dieser Sandkomplex verbreitert sich nordwärts trichterförmig auf 150 m, zugleich nimmt seine Mächtigkeit von 1 m im Süden auf etwa 5 m im Norden zu. Diesen parallelgeschichteten, sehr gut sortierten Fein- und Mittelsanden sind dünne Schlufflagen eingeschaltet. Diese aus Süden abgelagerten Übergusschichten fallen mit 2 - 7 Grad nach N bis NNW ein. Es handelt sich um Ablagerungen der weichselkaltzeitlichen Niedertauphase (Eisrandlage 2). Damals floss Schmelzwasser über den niedrigen Stauchungssattel (62 m NN) nach Norden, wo es in einem *Eisrandsee* aufgestaut wurde. Da der Abflussweg beiderseits von hohen Stauchungsrücken und im Norden von Toteis umgeben war, folgte einer erosiven Steinanreicherungs- die Stillwasserphase mit Ablagerung eben dieser Übergussande und -schluffe. Schichteneinfallswinkel von 30 Grad und kleine Abschiebungen in älteren Abbaugruben am Nordfuß des Rückens weisen darauf hin, dass die Sedimentation lokal auf Toteis erfolgte. Nach bisherigen Beobachtungen ist die Übergusschichtung nicht auf der Gesamtlänge des 4 km langen Rückens verbreitet. Nur bei tiefer Kammlage ist mit ihr zu rechnen, so etwa 1 km östlich des beschriebenen Areals sowie unmittelbar nordwestlich Nennhausen. Hier erniedrigte Schmelzwasser der Niedertauphase den Stauchungskörper jedoch beträchtlich. Später überwehte dieses Areal.

In der weiteren Eiszerfallsphase bestanden an der gestauchten Südflanke vermutlich 2 langgestreckte Eisstauseen, in denen glazilimnische feinsandige Mittelsande von Kamesterrassen abgelagert wurden (Lithologie nach studentischen Kartierungsarbeiten). Reliefmäßig äußern sich diese als langgestreckte, allmählich abfallende Hänge, in denen Periglazialtäler und -dellen dem Hauptgefälle folgen (siehe unten).

Periglaziale Überprägung

Periglazialprozesse überprägten die Stauch(end)moräne. In hohen Rücken beträgt die Zertalung- und Zerdellungsdichte etwa 8 - 10 km/km². Hier folgen die gestreckten, wenig verzweigten Nordhangtälchen dem Hauptgefälle. Sieben teilverzweigte Tälchen eines mittleren Südhangareals weichen dagegen vom größten Hanggefälle nach S ab. Diese bevorzugen in den Oberläufen östliche Richtungen. Außerdem nehmen sie nur berg- bzw. linksseitig Nebentälchen und -dellen auf. Erst im tieferen Niveau, in dem Kamesedimente ausgebildet sind, folgen sie dem Südgefälle. Diese zuerst genannte Anordnung weist auf eine selektive Periglazialabtragung hin, die in Abhängigkeit vom Gestein der Stauchungskörper begünstigt oder gebremst wurde. Da die Einengungsstrukturen

senkrecht zum Hanggefälle verlaufen, beeinflussten sie in kamesfreien Arealen Verlauf / Richtung, Anordnung und Dichte der periglazialen Täler. Daraus ergibt sich als Regel, dass aus Analyseergebnissen periglazialer Tälchennetze durchaus Schlüsse auf Lagerungsweisen und auf die Abtragungsbereitschaft von Sedimenten jungglazialer Endmoränenrücken gezogen werden können.

Die Tälchenanalyse erlaubt ferner eine grobe Abschätzung des Periglazialabtrags. Nimmt man eine durchschnittliche Talbreite von nur 50 m und eine mittlere Tiefe von 5 m an, so ist von der ausgewählten 2 km² großen Stauch(end)moränenfläche mit einem Mindestaustrag von 5 Mio. m³ zu rechnen. Dieser sedimentierte u. a. am Nordfuß der Bauern- und Rollberge. 1 bis 2,5 m mächtige Sande bedecken hier weichselkaltzeitlichen Setzstill (siehe oben), wie in zahlreichen Schützenständen und Fahrzeug-Unterständen sowjetischer Manövereinheiten zu beobachten war. Aus periglazialer Zeit stammen Dünenkuppen und Flugsanddecken an Stauch(end)moränenflanken und auf dem Grundmoränen-Vorland. Diese lehmunterlagerten Sandstandorte sind für die Kiefer ungeeignet, worauf Grobästigkeit und grobporige Borke hinweisen. Günstiger ist die Anpflanzung von Laubbäumen (besonders Eiche).

Zusammenfassung

Die morphologisch markanten Rücken nordwestlich Nennhausen stellen aus Schluff-, Sand-, Kies-, Geschiebemergel- und interglazialen Mudden- sowie Kalkschuppen bestehende Stauch(end)moränen eines Endmoränenbogens (Eisrandlage 2) dar, der am Hohen Rott (Nennhausen) ansetzt und Bauern-, Rollberge, und Markgrafenberg (Bamme) sowie den Großen Berg bei Gräningen einschließt. Die große Stauchungstiefe der Bauern- und Rollberge ist für die Weichselkaltzeit Brandenburgs ungewöhnlich. Weichselkaltzeitlicher Geschiebemergel tritt am Rückennord- und -südfuß zutage, ebenso wurde dieser in zwei Bohrungen südlich von Bauern- und Rollberge unter Sanden 5 m mächtig erfasst (s. o.). Das von Endmoränen umschlossene, tief ausgeschürfte Gletscherzungenbecken Gräningen / Bamme füllte sich im Holozän weitgehend auf.

4. 3. 3. 3 Großer Berg - schildförmige Stauch(end)moräne (Eisrandlage 2 und 2b)

Lage, Morphologie

Die Stirn des Gräningen / Bammer Gletscherzungenbeckens ist morphologisch nicht zusammenhängend ausgebildet. Der Mühlenberg bei Bamme wird als kleine Stirnmoräne gedeutet, die zum Großen Berg (82,5 m NN) überleitet. In den Pforten zwischen Roll-, Markgrafenberg- (64,3 m NN, 700 mal 500 m) und Bammer Mühlenberg (48,7 m NN) floss Schmelzwasser nach Westen ab und bezog einige, heute vertorfte Senken (Rodewaldsches Luch (NSG) und die Wolzensee-Hohlform) mit ein. Südlich und nördlich vom Rathenower Weinberg erreichte es temporäre Abflussbahnen.

Die 5 km² große Pleistozäninsel mit Großem und Lütgeberg sowie mit weichselkaltzeitlichem Grundmoränenring bilden die Südflanke des Gletscherzungenbeckens von Gräningen / Bamme. Von Nord nach Süd steigt das Gelände des Großen Berges an, so dass das südliche Bergdrittel mit 82,5 m NN am höchsten ist. Dem Bergsockel sind mehrere NW - SE streichende, durch Periglazialtälchen getrennte Rücken aufgesetzt. Das Talweggefälle ist in westlicher Berghälfte nach NW, in östlicher nach E gerichtet. Der E - W ausgerichtete Quappenberg (43 m NN) im NW-Vorland hat drumlinartige Gestalt.

Sedimente und Baustil der NE-Bergflanke (Abb. 4.3.3.3-1B)

Detaillierte Aufnahmen mehrerer großer Aufschlüsse sowie kleiner flacher Aufgrabungen (Schützenstände ehemaliger sowjetischer Truppen) belegen die Stauchungsnatur des gesamten Berges (Nordostflanke des Großen Berges, 50 - 65 m NN, Messtischblatt Bamme, 3440, 45 31 350, 58 27 100). Der Abbau bevorzugte Sande und Kiese, daher entstanden im Laufe von 40 Jahren bergwärts mehrere isolierte Gruben, die durch vorweichselkaltzeitliche Geschiebemergelschuppen getrennt sind. Ausgekieste Abbaugruben dienten später als Hausmüll- oder Erdstoffdeponien.

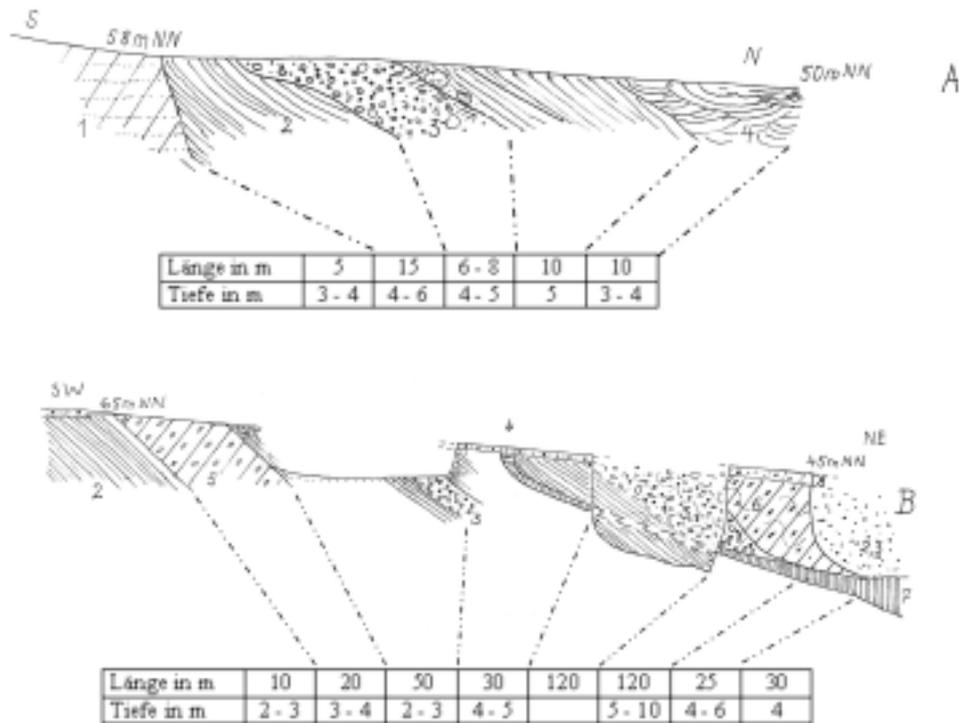


Abb. 4.3.3.3-1 Zwei halbschematische Schnitte mit Längen- und Tiefenangaben von Abschnitten der Stauch(end)moräne Großer Berg bei Gräningen (Aufnahmen 1960-70, 1997-2001)

- (A) NW-Bergflanke, ohne Periglazialdecke, Aufnahmelänge 50 - 60 m
- (B) NE- Bergflanke, Aufnahmelänge etwa 400 m mit 5 Abbaugruben und einigen Schützenlöchern. 1 Weichselkaltzeitlicher Geschiebemergel, steinarm, sandig-schluffig, „geschichtet“, weich, 2 Steil (50-70 Grad) nach N bis NE einfallende Mittelsande, 3 Kiese mit faust- bis kopfgroßen Geröllen, in A mit Blöcken und Geschiebemergelschollen, gravitativ abgelagert; in B bis 6 m mächtige Grobkiese, eisenverkittet, mit Sandlagen, 4 Kleine Kreuz-, Mulden- und Rippelschichten in schluffigen, schwach mittelsandigen Feinsanden, nach NW geschüttet, 1,5 m tief kryoturbar verwürgt, 5 Präweichselkaltzeitlicher Geschiebemergel, rotbraun, steinig, sehr fest, kalkig, Basis fällt mit 20 Grad nach N ein, 6 Geschiebemergel, rotbraun bis grau, fest, steinig, mit Sandfalten, 4 - 6 m mächtig, NE-Einfallen, 7 Bänderschluft bis -ton mit feinsandigen Zwischenlagen nach SW ansteigend und unter Kies zutage tretend (Pfeil = Lage von Abb. 4.3.3.3-2), 8 Sandig- kiesige und geröllreiche Niedertau- sowie Periglazialdecke, 1,5 - 2 m mächtig

Wegen z. T. mächtiger Periglazial- und Niedertausend- bzw. -kiesdecken konnten Geschiebemergelschuppen von der Geologischen Spezialkartierung des Blattes Bamme nicht immer erfasst werden. Im betreffenden Gebiet ist Oberer über Unterem Sand ausgewiesen.

Die Stöße von 5 großen Abbaugruben weisen gleichartige Lagerungsweisen und unterschiedliche Lithologie aus. Mehrere Meter mächtiger roter, braunroter oder dunkelgrauer, kalk-, geröll-, ton-, flint- und sandlinsenreicher, klüftiger, bis 5 m mächtiger vorweichselkaltzeitlicher Geschiebemergel wechselt mit 4 - 5 m mächtigen Mittelsanden bzw. 5 m starken weißgrauen bis braunen, teils verkitteten, faust- bis kopfgroßen Geröllen und Kiesen ab. Ferner treten 0,6 bis 3 m starke gestauchte Bänderschluft- bzw. -tonschichten auf (Abb. 4.3.3.3-2). Rotbrauner geschiebereicher Geschiebemergel besteht zu 29,4 % aus Schluff und Ton sowie aus hohen Fein- und Mittelsandanteilen, jedoch aus wenig Grobsanden. Glazifluviale Kiese (n = 1500) setzen sich außer der Hauptkomponente nordisches Kristallin aus Flint (5,4 %), grauen (23,5 %) und roten paläozoischen Kalksteinen (1,6 %) sowie aus südlichem Kieselschiefer (0,4 %) zusammen.

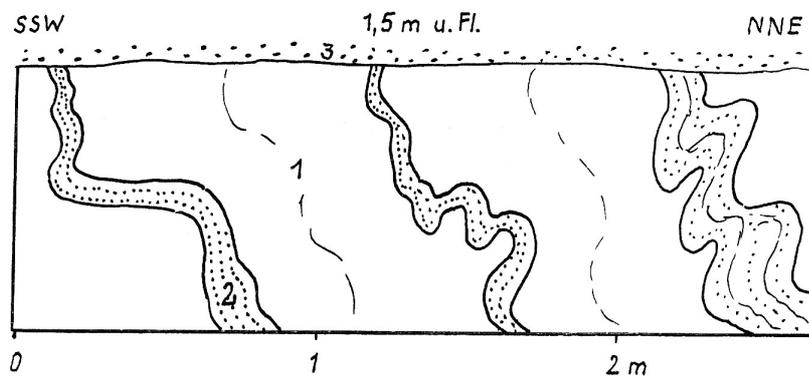


Abb. 4.3.3.3-2 Stauch(end)moräne Großer Berg, ehemaliger Schützenstand (Aufnahme 1962): 1 Gestauchter Bänderschluft, dunkelgrau, 2 Hellgraue bis rotbraune Sandlagen, 5 - 20 cm stark, gefaltet, steiles Nordeinfallen, 3 1,5 m mächtiger ungeschichteter Sandkies, steinig.

Die Gesamtschau der Einzelaufnahmen lässt mehrere, durch wiederholte Gletscherbelastung stark verfestigte Geschiebemergelschuppen erkennen, die intensiv gefaltete rollige Sedimente umgeben. Mit 40 - 60 Grad fallen beide Gesteinskomplexe nach N bis NE ein. Aufnahmen glazigener Pressungsstrukturen am östlichen Berghang deuten Osteinfallen an (Eisrandlage 2b). Die Einfallrichtungen schwenken von N über NE nach E, und zwar in Abhängigkeit von westlicher, mittlerer oder östlicher Lage des Aufnahmeareals. Da Sand- und Geschiebemergelschuppen bergwärts stärker als Hänge ansteigen, streichen diese im SW an der Oberfläche aus. Teilweise verdecken 1 bis 2 m mächtige periglaziale Schichten diese Ausbisse. Oberhalb der Aufnahmegruben erfassten Aufgrabungen weichselkaltzeitlichen Lodgementill. Auf nördlicher Ostflanke des Berges bildet dieser 2 m mächtig die Oberfläche; ein tiefes, nach Osten ziehendes Periglazialtal hat ihn aufgeschlitzt. Auf Kämmen zutage tretender Geschiebemergel ist wegen seiner hohen Ton- und Schluffgehalte in der Regel älter als weichselkaltzeitlich.

Sedimente und Baustil der NW-Bergflanke (Abb. 4.3.3.3-1A)

Im NW des Großen Berges (55-60 m NN, Messtischblatt Bamme, 3440, 45 30 875, 58 27 125, Aufnahmen 1960 - 1970, 1998 - 2001) werden seit 1960 Sande und Kiese abgebaut, so dass eine etwa 50 mal 75 m große, bis 6 m tiefe Grube entstand; im SW-Teil ist sie inzwischen wieder verfüllt. Von Süden nach Norden ergibt sich folgende oberflächennahe Sedimentverteilung. Einen steinarmen, sandig-schluffigen, schwach geschichteten weichselkaltzeitlichen Lodgementill lösen nordwärts mächtige, steil (50 - 70 Grad) nach Norden einfallende Mittelsande und Kiese ab. Gravitativ

abgelagerte faustgroße Steine, Blöcke und Fließtillschollen schließen sich an. Nordwärts folgen nochmals lagerungsgestörte Sande und Feinkiese. Diese werden von mittelsandigen Feinsanden und Schluffen der glazilimnischen Niedertauphase überlagert; deren Kleinstrukturen sind schräg- und rippelgeschichtet. Darin ist eine 1 - 1,5 starke kryoturbate Periglazialschicht ausgebildet. Auf nördlich angrenzendem Acker ist weichselkaltzeitlicher Geschiebemergel verbreitet. Südlich Bamme unterteilt sich dieser mindestens 3 m starke gelbbraune, sandige Lodgementill in 4 cm starke Schichten, die mit 5 - 10 Grad nach E einfallen. Geschiebelängsachsen (n = 114) deuten auf eine Eisbewegung aus ENE hin (Messtischblatt Bamme, 3440, 45 29 850, 58 26 650, Oberfläche in 36 - 37 m NN).

Stauchungsalter, Periglazialerscheinungen, Schichtenwasser

Schwierig ist die Beurteilung des Stauchungsalters des Großen Berges. Die Annahme einer vorweichselkaltzeitlichen Erstanlage der extrem breiten Stauch(end)moräne scheint berechtigt zu sein. Gletscher der Weichselkaltzeit stauchten ebenfalls kräftig, worauf das tief ausgeschürfte Gränigen / Bammer Gletscherzungenbecken und eingestauchte eemzeitliche (?) Sedimente in Bauern- und Rollbergen sowie im Lütgeberg hinweisen. Möglicherweise sind schwach humose, daher dunkle, gestauchte Schluffe eines Schützenstandes ebenfalls umgelagertes Eem.

Glazigene Einengungsstrukturen und periglazial herauspräparierte Kämme streichen vielfach parallel zueinander. Periglazialer Abfluss räumte nach Norden einfallende Sandschuppen aus, während Kiese und vorweichselkaltzeitliche Geschiebemergel oberflächlicher Abtragung trotzten. Detaillierte Aufnahmen dazu erfolgten in einem langen, nach Osten auslaufenden Trockental nördlich des Gräniger Springs (Abb. 4.3.3.3-3, Messtischblatt Bamme, 3440, 45 31 600, 58 26 550, 45 - 50 m NN).

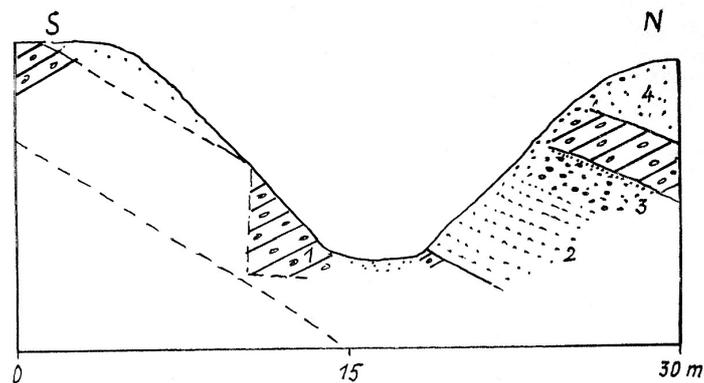


Abb. 4.3.3.3-3 Halbschematischer Schnitt lagerungsgestörter Sedimente zweier Abbaugruben mit Periglazialtal. Ostflanke Stauch(end)moräne Großer Berg bei Gränigen (Aufnahmen 1960 - 1962). 1 Geschiebemergel, graubraun, 40 Grad N-Einfallen, 2 Mittelsand, 3 Fein- bis Mittelkies, geschichtet, 4 Sand, kiesig, einzelne Steine, ungeschichtet

In Sand - Kies - Schuppen versickertes Niederschlagswasser, fließt, eingerahmt von bindigen Schuppen, als Schichtenwasser strukturgesteuert zur Bergflanke. Da dem östlichen Bergunterhang eine Geschiebemergeldecke aufliegt, tritt das Schichtenwasser an ihrer Basis gespannt zutage, so im seit 1929 geschützten Naturdenkmal „Gräniger Spring“ (vgl. Foto in KRÜGER 1995, S. 68 u. 69; vgl. Karte 4 bzw. 5 in Atlas zur Geologie von Brandenburg, Ausgabe 1997 bzw. 2002). In einem kleinen künstlichen Quellteich wird austretendes Wasser aufgestaut und dosiert abgegeben. In einer neuen, etwa 10 m unterhalb der alten Quellnische entstandenen Quelle sprudelt aus Mittelsanden unter Druck stehendes Wasser an der Geschiebemergelbasis hervor (etwa 2 - 4 l/s). Bereits nach wenigen zehn Metern versickert es in periglazialen und glazifluvialen Sanden des Bergvorlandes.

4.3.3.4 Lütteberg - Stauch(end)moräne mit Interglazialschichten (Eisrandlage 2b)

Der kleine 500 mal 900 m große, 20 - 30 m hohe, oben sandige, in tieferen Bereichen kiesige bis steinige, NE - SW streichende Lütteberg (62 m NN) befindet sich unmittelbar nördlich des Großen Berges (Messtischblatt Bamme 3440, 45 31 200, 58 27 800, Aufnahmen 1960 - 1963, 1967, 1968, 2000, 2001).

Sedimente, Baustil

Erdstoffabbau über mehrere Jahrzehnte hinweg legte Einengungsstörungen (Steilstellungen, Überschiebungen, Falten) in Sanden, Schluffen, Kiesen, Geröllen und eemzeitlichen (?) Tonmudde- und Kalkschichten frei, die NW - SE streichen und nach NE einfallen. Bereits 1960 - 1962 und 1967 wurden im Südwesten der Grube metergroße, bis 20 cm starke, bräunliche bis weiße, harte und weiche interglaziale Kalkschollen und -gerölle in Mittel- und Grobsanden sowie Kiesen beobachtet. In den vergangenen Jahren waren am Südoststoß, 12 - 15 m unter Flur, 20 - 60 cm starke verwürgte schwarze Kalk - Tonmudden angeschnitten, eingebettet in dunkelbraunen bis grauen (humosen) Schluffen und Sanden sowie Kiesen. Sie fallen mit 50 - 60 Grad nach E bis NE ein (Abb. 4.3.3.4). Feuchte Tonmudden- und Seekreidekeile waren hervorragende Gleitmittel. In ehemaliger Gletschervorstoßrichtung steigen die Schichten schaufelförmig an und dünnen dabei bis cm - Stärke aus (analog Bauernberge).

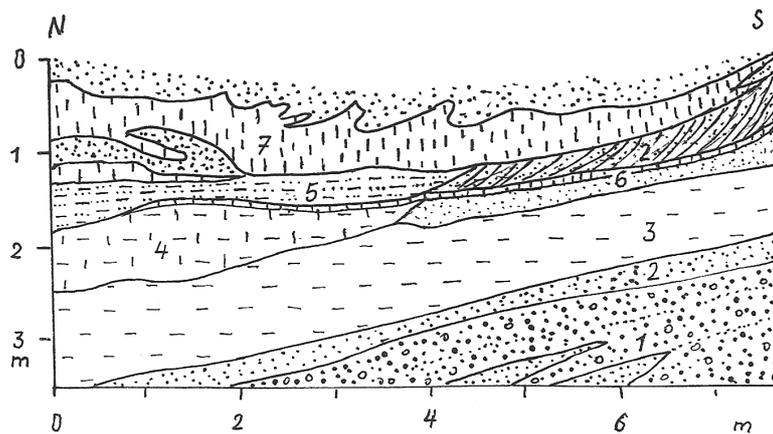


Abb. 4.3.3.4 Interglaziale Mudden, Seekreide und Schluffe. Etwa 12 - 15 m unter glazigen gestauchten Schluffen, Sanden und Kiesen. Oststoß der Abbaugrube Stauch(end)moräne Lütteberg bei Gränigen, Eisrandlage 2b (Aufnahme 1997). 1 Fein- bis Grobkies, sandstreifig, sehr kalkreich, 2 Mittelsand, z. T. geschichtet, 3 Schluff, gebändert, kalkig, gelb, 4 Schluff, parallel geschichtet, dunkelgrau, 5 Feinsand und Schluff, Rippelschichtung, 6 Feinsand, grau, 7 Interglaziale Tonmudde, schwarz, bröcklig, kalkreich, Eisen auf Kluffflächen

Genese

Da die Westflanke des Lütteberges von 1 - 2 m starkem, ungestörtem weichselkaltzeitlichem Geschiebemergel bedeckt ist, nicht aber die steile Ostflanke, sind die Stauchungsstrukturen zeitlich später als in Nennhausener Endmoränen (2) entstanden. Die von MIELECKE (1969) beobachteten horizontalgeschichteten weißen Feinsande an der Westflanke des Galgenberges werden vom Autor als glazilimnische Ablagerungen aufgefasst, die von 1,5 m Fließstill überdeckt werden. Ein kurzer Eisvorstoß erfasste Sedimente des östlichen Gletscherzungenbeckens und stauchte die Ostflanke des Galgenberges (2b). In anschließender Niedertauphase bildete sich im Rückland vom Lütteberg ein 43 m NN hoher Kameshügel. Dessen Sande wurden am Westausgang von Gränigen um 1960 - 1962 abgebaut. Die Grube diente danach als Hausmülldeponie.

Westlich von Lütge- und Galgenberg (39,2 u. 41,9 m NN) befand sich zur Zeit der Eisrandlage 2b Toteis, das die Hohlform des Gletscherzungenbeckens konservierte; darin bildete sich später der Gräninger See (NSG seit 1967). MIELECKE stellte einen Zusammenhang zum Kotzener Salzstock her, er deutete die Gräninger Senke als Auslaugungsform. Er begründete die Annahme mit ihrer Lage über dem SW-Ende der Kotzener Salzstock - Antiklinale und dem Absinken eines Galgenberg-Feinsandflügels um 10 - 13 m. Die zurückgebliebenen Schichten würden daher in die Luft austreichen. Dieser genetische Zusammenhang besteht nach Autorauffassung nicht. Ausgangsformen waren Kamesterrassen, deren Westteile nach Toteisschmelze absanken. Unter Torfen und Ton- sowie Sandmudden liegt die Glazialbasis des Beckens in mehr als 10 m unter Flur (etwa 18 m NN).

4.4 Weichselkaltzeitliche Glazialbildungen nördlich Brandenburg (Eisrandlagen 1c, 2 und 2b, Abb. 4.4.1)

Das Gebiet nördlich von Brandenburg besteht aus zahlreichen Erhebungen, die nebeneinander oder isoliert, spitzwinklig oder parallel zueinander verlaufen. Zwischenräume werden von Grundmoränen und langen subglazialen Rinnen eingenommen. Die Lage des Gebietes zwischen bzw. am Rand der Gletscherströme Rathenow und Brandenburg verursachte unterschiedliche Dynamik der Eiskörper (Aufnahmen 1960 - 1963, 1967, 1979, 1992, 1993).

4.4.1 Lobennaht Kirchmöser - Groß Behnitz, Brielower Sander-Kamesareal und subglaziale Rinnen

Lobennaht

Diese eindrucksvolle Lobennaht mit spitzwinklig sich verschneidenden Rücken (kerbartige Endmoränen), Stillstands- und Niedertaubildungen (Kames), parallelen Gletscherzungenbecken sowie Schmelzwasser - Abflussbahnen erstreckt sich zwischen Kirchmöser und Groß Behnitz von SW nach NE. Sie setzt im Süden am Mahlenziener Sander an und schließt in 12 km Entfernung das Sander- und Kamesfeld Brielow ein. Unmittelbar nördlich davon befindet sich das Marzahner Fenn mit seinem u-förmigen Endmoränenkranz, dem nach weiteren 7 km hohe Endmoränen bei Groß Behnitz folgen. Diese Erhebungen entstanden durch mehrere aufeinander folgende Akkumulations- und Stauchungsphasen. In Niedertauzeit bestand glazifluviale und -limnische sowie gravitative Akkumulation, deren Sedimentkörper durch Gletschervorstöße z. T. gestaucht wurden. Die verschieden orientierten Rücken lassen sich vier lokalen Eisrandlagen zuordnen.

Brielower Sander-Kamesareal und subglaziale Rinnen

Das Brielower Reliefsystem besteht aus Sand-Kieserhebungen. Als Gletscher der Maximalrandlage des Brandenburger Stadiums zurückschmolzen, entstand zwischen Rathenower und Brandenburger Eisstrom das 4 x 5 km große Becken, in dem glazifluviales und -limnisches Material auf / zwischen Toteis sedimentierte. Ein NW - SE streichender, 200 m langer, 15 - 20 m hoher Aufschluss am Bahnhof Bohnenland legte sortierte, einst nach SE, SW bis WNW abgelagerten Sander- und Kamesfein- und -mittelsande frei (Messtischblatt Plaue, 3540, 45 32 500, 58 14 500). Am hohen Südrand (50 m NN) wurden sie von Windkanter und Steine führenden periglazialen Sand-Kies-schichten bedeckt. Nach NW gehen die rolligen Sedimente in weichselkaltzeitlichen Geschiebemergel über (1961, 1962).

Zu dieser Sedimentationszeit war die während der Brandenburgischen Maximalphase Schmelzwasser abführende, 12 km lange subglaziale *Bohnenland-Rinne* (LSG) bereits toteiskonserviert: Hohlformen von Bohnenländer und Gördensee, verschiedene 100 - 200 m breite Torfsenken sowie Breitling-, Quenz- und Plauer See (LSG Brandenburger Wald- und Seengebiet). Toteisgefüllt war auch die um 4 - 5 km westlicher gelegene subglaziale Havel- (ab Pritzerber See), ebenso die im Osten ausgebildete Beetzsee-Rinne.

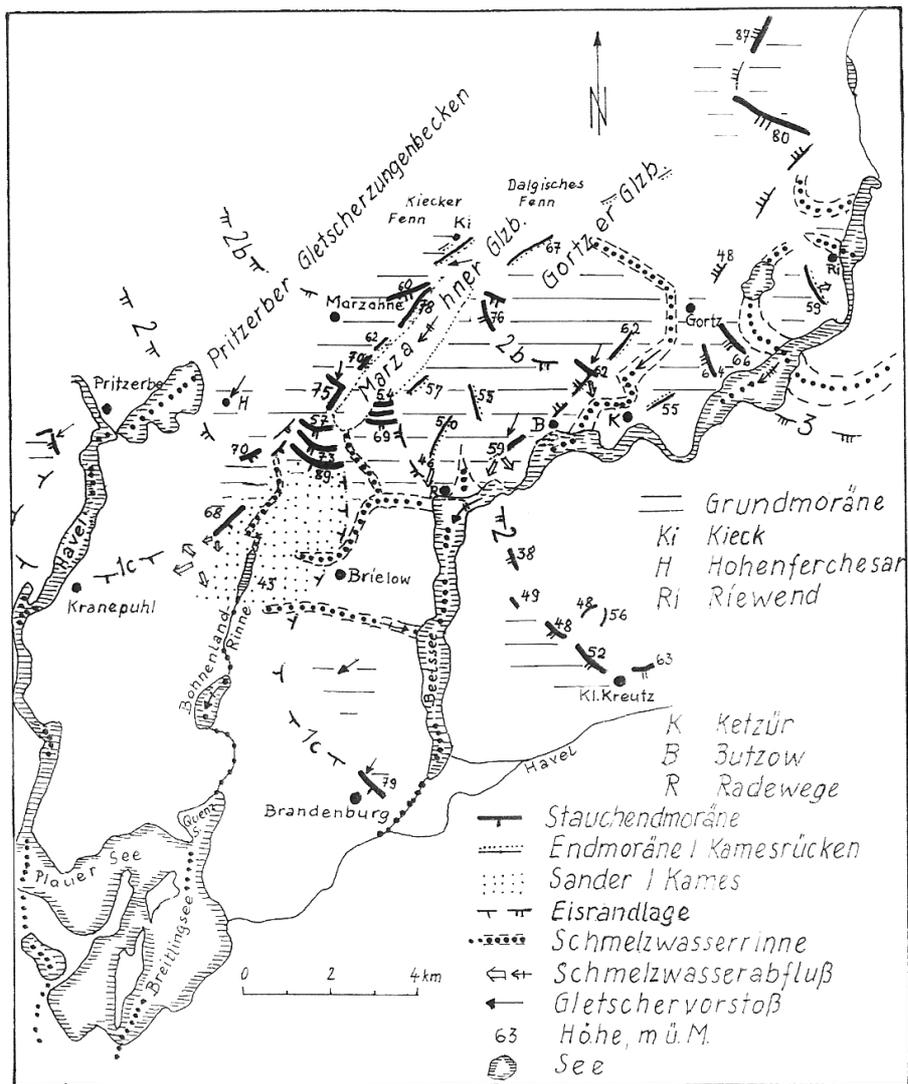


Abb. 4.4.1 Marginalbildungen nördlich Brandenburg - Eisrandlagen, Endmoränen (abgerundete Höhenangaben)

Eisrandlage 1c: Fohrder Berg 68 m NN; Schwarzer Berg 89 m NN; Marienberg 79 m NN

Eisrandlage 2: Gallberg 70 m NN; Schwarzer Berg 73 m NN; Eichberg 69 m NN; Wasenberg 49 m NN; Langmathenberg 48 und 56 m NN; Weinberg in Klein Kreuz, 63 m NN

Eisrandlage 2b: Fuchsberg 78 und 60 m NN; Rabenberg 62 m NN; Mühlberg 70 m NN; Schwarzer Berg 57 m NN; Eichberg 54 m NN; Butzower Berg 76 m NN; Mühlberg 62 m NN; Mosesberg 62 m NN; Hasselberg 59 m NN; Fortsetzung der Eisrandlage 2b bei Klein Kreuz

Eisrandlage 3: Heineberg 87 m NN; Langer Berg 80 m NN; Eichberg; Mühlberg; Flachsberg 64,8 m NN; Hüselberg 55 m NN; Fortsetzung der Eisrandlage 3 in Stauch(end)moränen bei Zachow (vgl. WEISSE 2001)

4.4.2 Bildungen der Eisrandlage 1c

Südlicher Rücken des Schwarzen Berges - Stauch(end)moränenrücken der Eisrandlage 1c

Der glazifluviale bis -limnische Brielower Akkumulationskörper behinderte vorstoßende Gletscher. Daher wurde seine Nordflanke zum Schwarzen Berg aufgestaucht. Zuerst bildete sich sein (äußerster) Südrücken (88,4 m NN) mit steiler Ostflanke (1c). Während der mittlere Gletscher an diesem Hindernis zurückgehalten wurde, stießen flankierende Gletscherzungen weit nach Süden vor und hinterließen einige Randbildungen. Geänderte Morphologie von Vorstoßbahnen beeinflusste danach die Gletscherdynamik. Beide Flankengletscher wurden durch größere Sohlenhöhen (in 35 - 40 m NN) gebremst, so dass sich die Eisrandlagen 2 und 2b um 2 - 3 km nördlicher als die des mittleren Eiskörpers ausbildeten. Der mittlere Gletscher indes war in der 10 - 20 m tieferen (15 - 20 m NN) Marzahner Fennsenke mobiler, er stieß zweimal bis zum Schwarzen Berg vor. Dabei presste er den mittleren (73 m NN, Eisrandlage 2) und nördlichen Rücken (57 m NN, Eisrandlage 2b) an den bereits bestehenden Südkamm an. Diese mehrmalige Stauchung erzeugte ein nach außen ansteigendes Querprofil des Schwarzen Berges. Einmalige Pressungsvorgänge erzeugen in der Regel eisnah die höchsten, distal flachere Rücken (vorausgesetzt, dass die Aufstauchung nicht auf Toteis erfolgte). Senken und Periglazialtäler verstärken heute den morphologischen Eindruck der Rückengliederung.

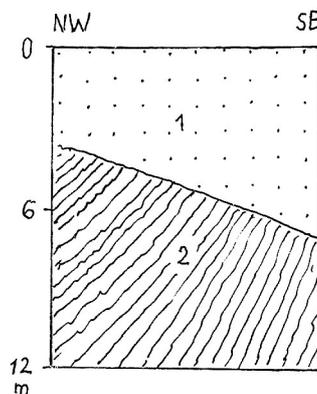


Abb. 4.4.2 Gut sortierte lagerungsgestörte Sande. Stauch(end)moräne Fohrder Berg, Eisrandlage 1c, tiefe Abbaugrube des Mörtelwerkes (Aufnahme 1962). 1 ungeschichtete Sande, 2 steil nach NW einfallende Sande und Kies

Fohrder Berg: Stauch(end)moräne der Eisrandlage 1c (Abb. 4.4.2)

Ein während Eisrandlage 1c erfolgter Ausbruch des Pritzerber bzw. Hohenferchesarer Gletschers westlich vom Schwarzen Berg kam vermutlich bei Kranepuhl und Kützkow zum Stillstand (vgl. Punkt 4.2.1). Dabei stauchte er seine SE - Flanke, belegt durch den 500 m langen und 300 m breiten Fohrder Berg (68,8 m NN). In einer 6 - 15 m tiefen Abbaugrube des *Fohrder Mörtelwerkes* (55 m NN, Messtischblatt Plaue, 3540, 45 33 200, 58 15 000, Aufnahme 1981) treten neben verschiedenen Sandkörnungen Fein- bis Grobkiese und Gerölle auf. In Abhängigkeit vom Korndurchmesser sind sie parallel-, diagonal- oder kreuzgeschichtet. Sie werden von zahlreichen NE - SW streichenden, engständigen Überschiebungsflächen durchzogen. Einfallrichtungen sind NW und SE, die Einfallswinkel liegen zwischen 40 und 60 Grad.

Ähnliche Sedimente und Lagerungen bestimmen das Bild eines nördlichen Aufschlusses (in 60 m NN, Messtischblatt Plaue / Havel, 3540, 45 33 300, 58 15 350, Aufnahmen 1989, 1990, 2001). Glazifluviale Sedimente mit einigen glazilimnischen Schluffbänken sind gefaltet und / oder zerschert. Sie streichen um ENE - WSW und fallen 40 - 80 Grad nach SW ein. Der stauchende weichselkaltzeitliche Gletscher der Eisrandlage 1c hinterließ auf dem westlichen Berghang 1 - 2 m mächtigen Lodgementill.

Während der westliche Gletscher kräftige Stauch(end)moränen an seiner SE-Flanke erzeugte, stieß der *östliche (Gortzer bzw. Radeweger)* zwar weiter nach Süden vor, hinterließ an der Westflanke außer Brandenburger Marienberg keine weiteren Erhebungen. Den Marienberg (79 m NN, hervorragender Rundblick) presste der Gletscher aus NE. Die Stauchungsstrukturen streichen NW - SE, das Eis hinterließ am Bergnordstrand eine dünne Lodgementilldecke. Nach Osten wird die Gletscherfront 1c zum Rietzer See vermutet.

Das übrige, mehrere Quadratkilometer große Sander- / Kamesgebiet südlich Fohrder und Schwarzen Berg ist undeutlich gletschergepresst und daher nur 35 - 50 m NN hoch. In diesem senkenreichen Areal erstreckt sich die oben genannte Bohnenland - Rinne (LSG), ebenso die Senke Görner Bruch sowie eine Rinne bei Brielow und Butterlake. In der Eiszerfallsphase 1c floss Schmelzwasser des Stagnations- und Toteises subaerisch nach Osten ab.

4.4.3 Bildungen der Eisrandlagen 2 und 2b

Gallberg - Stauch(end)moräne der Eisrandlage 2

Der westliche (Pritzerber bzw. Hohenferchesarer) Gletscher stauchte nach einer Niedertauphase den Gallberg (70 m NN). Dieser ENE - WSW bis SE - NW ausgerichtete Rücken an der Gletscher - SE - Flanke erstreckt sich südwestlich vom Schwarzen und nordwestlich vom Fohrder Berg (Messtischblatt Brandenburg, 3541, 45 34 125, 58 17 075, Aufnahmen 1960-1963, Abb. 4.4.3-1). Er ist 60 m NN hoch und 1 km lang. Steilstehende Feinsande sowie Fein- bis Grobkiese mit eingeschlossener, 30 cm mächtiger Geschiebemergelbank sind extrem versteilt. Die Schichten fallen mit 70 Grad nach NE ein.

Eine W - E ausgerichtete flache Stirnmoräne (37,9 m NN) setzt den Gallberg nach SW bis W fort. Dieser Flachrücken erhebt sich um etwa 8 m über angrenzende Torfniederungen. Unter geringmächtigen, steinführenden Niedertausanden, die nach NE in 1,5 m mächtige Fein-Grobkiesschichten übergehen (mit gerundeten faust- und kopfgroßen Geröllen), befindet sich 1 - 2 m mächtiger graubrauner, kalkiger, toniger, bröcklicher Geschiebemergel. Dieser wird von Grobkiesen, gefalteten Feinsanden, Schluffen und Bändertonen unterlagert. Die gravitativen Marginalbildungen wurden nach ihrer Ablagerung gepresst. Stauchungsstrukturen streichen E - W bis NW - SE und fallen mit 30 - 80 Grad in nördliche Richtung ein.

Hohenferchesarer Grundmoränen-Flachrücken (Eisrandlage 2)

Die Hohlform des NE - SW streichenden Pritzerber Sees ist 2,5 km lang und heute 0,5 - 1,5 km breit. Sie nimmt Teile des Pritzerber Gletscherzungenbeckens ein, dessen pleistozäne Sohle in 10 - 16 m Tiefe ausgebildet ist. Am Seeufer tritt 1 - 2 mächtiger Flachmoortorf auf, teils unterlagert von 7 und mehr Metern holozäner Sedimente. Nach NE lässt sich die Gletscherbahn bis zum 1 - 2 km² großen Kiecker Fenn sowie im Barnewitzer Gebiet verfolgen.

Zwischen Pritzerber See sowie Fohrder und Gallberg ist Grundmoräne ausgebildet. Zu ihr zählt am Ostrand des Pritzerber Sees der 800 m lange und wenige 100 m breite, N - S streichende Hohenferchesarer Geschiebemergel-Flachrücken (42 m NN). Einregelungsmessungen (n = 100) von Geschieben eines gelbbraunen, sandigen Geschiebemergels am Ortsnordrand ergaben eine Eisbewegung aus ENE (60 Grad). Liegende Feinsande fallen 30 - 60 Grad nach N ein. Zwei Geschiebemergelbänke sind 50 Grad nach NE gekippt, umgeben von Fein- bis Grobkiesen und kopfgroßen Geröllen. Vermutlich handelt es sich um Marginalsedimente, die vom Gletscher überfahren wurden. Auch GAGEL (1913, S. 461) sah im Durchragungszug von Hohenferchesar eine Endmoränenstaffel.

Nach NW treten einige girlandenförmige Geschiebemergelinseln neben äolischen Sanden (Dünengürtel) auf. Am Heidehof (1961) befindet sich graubrauner Geschiebemergel, der einen Gletschervorstoß aus 70 Grad andeutet (n = 102).

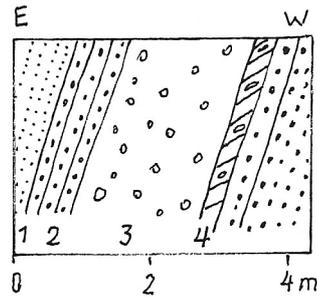


Abb. 4.4.3-1 Ausschnitt der Stauch(end)moräne Gallberg, Eisrandlage 2 (Aufnahme 1963). 1 Sande, 2 Fein- und Mittelkiese, 3 Grobkiese, Gerölle, 4 Geschiebemergelbank

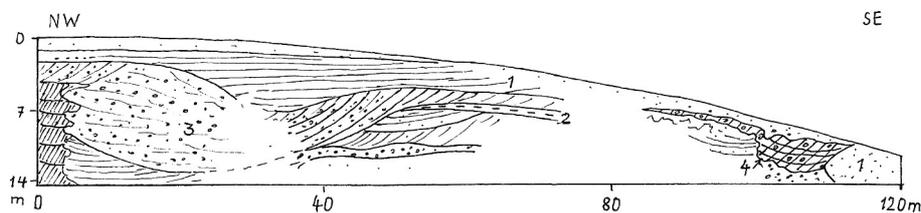


Abb. 4.4.3-2 Schnitt senkrecht zum morphologischen und parallel zum Strukturstreichen der gestauchten SW-Flanke des Eichberges, Marzahner Gletscherzungenbecken, Eisrandlage 2 (Aufnahme 1979). 1 Sand, geschichtet u. ungeschichtet, 2 Schluff, 3 Fein- bis Mittelkies, 4 Fließstill mit weichselkaltzeitlichem Kleingeschiebebestand

Marzahner Fenn (NSG) - Gletscherzungenbecken, umgeben von Endmoränen und Kames verschiedener lokaler Eishalte

Rückgrat dieses Glazialkomplexes ist das 1 km breite und 4 - 5 km lange Marzahner Fenn. Es streicht SW - NE und wird von 60 - 80 m NN hohen Erhebungen umgeben. Umrahmung und Fenn ergeben eine modellhafte Glaziallandschaft. Die westliche Beckensohle nimmt Grundmoräne ein, die östliche mit der 4 - 10 m tiefen subglazialen Schmalrinne ist vermoort. Fraglich ist, ob Becken und Randerhebungen durch einmalige oder mehrfache Gletschervorstöße gebildet wurden. Der Autor neigt zu einem Nacheinander, die Formen verlängerten sich in mehreren Stagnations- und Vorstoßphasen von Süden nach Norden. Diese Geneseart erklärt wiederholtes spitzwinkliges Verschneiden von Stauch(end)moränen und Kamesrücken, wodurch sich der u-förmige Rückenkomplex des Gletscherzungenbeckens ergibt.

Eichberg - Stauch(end)moräne an SW-Flanke des Fenns (Eisrandlage 2)

Die SW-Flanke des Marzahner Beckens nimmt der Eichberg ein, der aus einem nördlichen, W - E, und einem südlichen, NE - SW streichenden Rücken besteht (südlicher Aufschluss, etwa 50-60 m NN; Messtischblatt Brandenburg, 3541, 45 36 200, 58 18 450, Aufnahmen 1963, 1979. Abb. 4.4.3-2). Beide erheben sich 40 m über das 29 m NN hohe Fenn - Niveau. Die südliche Erhebung ist von einer 120 m langen, 6 - 7 m hohen, NW - SE streichenden Aufschlusswand mit kreuzgeschichteten Sanden und Kiesen angeschnitten. Die Kiese hatten geringen glazifluvialen Transport, da 1/5 der Kiese (n = 1616) auf paläozoische Kalksteine entfallen. Die Sedimente sind eisgepresst, Überschiebungen fallen mit 40 - 80 Grad nach NE oder SW ein. Über steilgestellten bzw. gefalteten Sedimenten befinden sich

fennnah weichselkaltzeitliche Fließtillschollen und -blöcke. Ihre „gequetschten“ Liegendsande legen eine derartige Deutung nahe.

Lodgementill an Marzahner Straße

Am Unterhang des quer zum Fenn verlaufenden Eichberg-Nordrückens befindet sich in 45 - 50 m NN 4 - 5 m mächtiger, an Tonschiefern und Sandsteinen reicher weichselkaltzeitlicher Setztill. Das NNE-Maximum (30 - 40 Grad) eingeregelter Längsgeschiebe wird von einem schwachen Sekundärgipfel (110 / 290 Grad) begleitet. Eine Eisvorstoßrichtung aus NNE während der Eisrandlage 2 ist daher wahrscheinlich.

Eichberg - Stauch(end)moräne an SE-Flanke des Fenns (Eisrandlage 2)

An der SE - Flanke des Fenns tritt eine weitere Erhebung auf, die ebenfalls Eichberg genannt wird und aus drei E - W verlaufenden Teilrücken besteht. Ihr südlicher Zug ist mit 800 m Länge und 68,5 m NN sowie 69 m NN Höhe am bedeutendsten, der mittlere misst 600 m Länge und 62 m NN Höhe, der nördliche ist 300 m lang und 54 m NN hoch. Rückenparallel verlaufen Periglazialtälchen.

Die Eisrandlage 2 setzt sich nach Osten über das Radeweger Areal fort. Die Lücke zwischen Eichberg und Radewege nehmen lange, relativ breite, flache NE - SW streichende Kameszüge ein (Molken- und Riesmietenberg, 52 m; 55 m und 46,8 m NN). Sie werden von zahlreichen Senken umgeben. Der weitere Verlauf der Eisrandlage ist in den Stauch(end)moränen von Klein Kreutz gegeben (vgl. FRANZ 1962).

Stauch(end)moränen an Nordflanke des Marzahner Fenns (Eisrandlage 2b)

An die beschriebene Vorstoß- schloss sich eine kurze Niedertauphase an. NE - SW streichende Mühlen- (70 m NN) und Rabenberg (62 m NN) an der Fenn-Westgrenze stellen nach flachen Grubenaufnahmen kamesartige Spaltenbildungen im Rückland der Eichberge dar. Kiessande sedimentierten nach SE bis NE. Am Fenn-Ostrand wird der Fichtenberg (57,7 m NN) gleichartig entstanden sein.

Als sich der Eisnachschiebung verbesserte, bildeten sich am Fenn - Nordende weitere Endmoränenkerben mit Fuchs- und Butzower Berg. Lage und Morphologie beider Flankenmoränen deuten auf gleichzeitige Vorstöße von 3 Gletschern hin. Die mittlere Gletscherzunge war eindeutig im Vorteil. In der tiefen Marzahner Fennsenke drang sie 3 km bis zum nördlichen Rücken des Schwarzen Berges vor, während die beiden benachbarten Eiskörper nur wenig voran kamen. Sie wurden gebremst und bildeten Fuchs- und Butzower Berg. Der Fuchsberg besteht aus ENE - WSW - Ast (60,7 m NN) und fennparallel verlaufenden NE - SW - Rücken (78,1 m NN). Der Butzower Berg (75,8 m NN) an der Fenn-Nordostflanke setzt sich aus Süd- (NW - SE - Streichen) und Nordrücken (W - E - Streichen) zusammen.

Die Rücken zwischen Marzahner Fenn und Beetz- sowie Riewendsee lassen sich strukturell in diese Gletscherfront 2b einbinden. Marginalbildungen sind Moses- (61,6 m NN) und Hasselberg (59,4 m NN) bei Butzow. Der weitere Verlauf wird in Stauchungshöhen von Klein Kreutz mit Fortsetzung bei Deetz angenommen (Eisrandlage 2 nach FRANZ 1962).

4.4.4. Rückschmelzbildungen der Eisrandlage 2b und Bildungen der Eisrandlage 3

Niedertau- und Toteisbildungen im Rückland der Eisrandlage 2b

In längerer Rückschmelzzeit sedimentierten im Rückland der Marzahner Eisrandlage 2b, parallel zur Eisfließrichtung, einige Sand-Kiesrücken, so der 1 km lange Brosecken- (67 - 50 m NN) und Mühlenberg. Am Kiecker Waldrand, nahe des flachen Mühlenberges (49,3 bzw. 50 m NN, Messtischblatt Garlitz, 3441, 45 39 450, 58 21 850, Aufnahmen 1960 - 1962) mit SW - Fortsetzung zur Höhe 49,8 m NN, treten daher unsortierte Sedimente auf, wie Kiese mit kopfgroßen Geröllen und Blöcken sowie 5 - 50 cm starke Geschiebemergelschollen. Sie werden von ungeschichteten Grobsanden und Feinkiesen unterlagert. Hinter dem ehemaligen Gut Kieck wurden in einer auflässigen Grube Geschiebelängsachsen eines graubraunen sandigen, steinarmen Geschiebemergels

eingemessen (n = 100): Lithologie, Strukturen und Ostmaximum der Geschiebe deuten auf Fließgenese hin. Die Grobsedimente dokumentieren gravitative und unbedeutende glazifluviale Prozesse in Gletscherspalten während der Niedertauphase. Mehrere vertorfte Senken (1 km² großes Dalgisches Fenn, Kiecker Fenn; Gortzer und Todtlaake) stimmen ebenfalls mit den Kiecker Niedertau- und Toteisbefunden überein. Bei Ketzür füllten sich Gletscherspalten mit glazifluvialen Sanden und Kiesen (Hasselberg, 55 m NN), die parallel zum Broseckenberg verlaufen. Aus dem Toteisareal floss Schmelzwasser über Birkwald und Gortz ab. Am SW-Rand vom Friesacker Ländchen bildete sich im Anschluss an die Eisrandlage 2b ebenfalls eine Toteislandschaft, in der die Görner Seehohlform eingebettet ist (vgl. Punkt 4.5.2).

Zwischen *Marzahner Fenn und Friesacker Land* zeichnen sich weitere morphologische und strukturelle Merkmale lokaler Eisvorstöße der *Eisrandlage 2b* ab (s. o.). Das betrifft den Ostrand des Gräninger Großen Berges sowie Lütge- (62 m NN), Galgen- und Weinberg bei Nennhausen, die das Gräningen / Bammer Gletscherzungenbecken im Osten begrenzen. Fichtberg (42,6 m NN) bei Damme, mehrere Berge bei Kriele (55 m, 57,4 m, 58,2 m und 61 m NN), Teufels- bzw. Rhinsberg (55,1 m NN, seit 1961 NSG) und Rüscheberg (75,4 m NN) umgeben ein 2 - 3 km breites Gletscherzungenbecken. Erhebungen bei Görne (37,9 und 39-45 m NN) zählen ebenfalls zur Eisrandlage 2b.

Heine und Langer Berg - Stauch(end)moränen der Eisrandlage 3

Nach der Niedertauphase, die sich an die aktive Eisrandlage 2b anschloss, wurden Gortzer- und Beetzsee-Gletscher des Brandenburger Eisstroms erneut mobil. Ergebnis dieser außerordentlich kräftigen Vorstoßphase sind Heine- (87,2 m NN) und Langer Berg (75,1 m und 80 m NN), ebenso Eich- (48,3 m NN), Fichten- (45 m NN), Hüsel- (66 m NN) und Flachsberg (64,8 m NN). Diese Stauchungszone setzt sich vermutlich über Gutenpaaren (Windelberg 62,1 m NN) zur Stauch(end)moräne Kahler Berg (79,5 m NN) bei Zachow fort (vgl. auch Anlage 2 und WEIBE 2001). Nach NW gibt es begründete Verbindungen mit Endmoränen des Friesacker Ländchens (vgl. Punkt 4.5).

Im Rückland der Eisrandlage 3 akkumulierten bei Riewend erneut Kames (Mühlenberg, 48,7 m bis 59,5 m NN); SE-Sandschüttungen werden von Abschiebungen durchsetzt (Aufnahme 1979). In dieser Phase bildete sich auch ein 32,7 m NN hoher Hügel, der einen slawischen Burgwall trägt, ferner die Toteissenke „Das Bruch“.

Zusammenfassung

Das Gebiet nördlich von Brandenburg besteht aus zahlreichen Erhebungen, die isoliert oder geschlossen, parallel oder spitzwinklig zueinander verlaufen. Generell entstanden sie nacheinander von SW nach NE durch verschieden breite, zeitlich und räumlich unterschiedlich mobile Gletscher an der Naht zweier Eisströme. Drei parallel verlaufende subglaziale Rinnen, 3 Gletscherzungenbecken sowie 4 Eisrandlagen (1c, 2, 2b, 3) mit Endmoränen und rückwärtigen Kamelhügeln belegen aufeinanderfolgende Vorstoß- und Rückschmelzphasen. Die Aktivität von Gletscherloben und -zungen nahm nach Norden hin ab, um sich zur Eisrandlage 3 erneut zu verstärken. Das Marzahner Fenn ist NSG. Als modellhaft ausgebildetes Geotop – Gletscherzungenbecken (Grundmoräne und Flachmoor in subglazialer Rinne), u-förmig umgebende Rücken (Stirn- und Seitenmoränen, Kames) - ist das Areal auch aus geowissenschaftlicher Sicht geschützt (vgl. Karte 4 bzw. 5 in Atlas zur Geologie von Brandenburg, 1997 bzw. 2002).

4.5 Bildungen nahe und auf Friesacker Ländchen (Eisrandlage 2b und 3)

4.5.1 Krieler Kies-Sand-Schuppen - Stauch(end)moräne auf Grundmoräneninsel (Eisrandlage 2b)

Lage, Morphologie

Die 3,5 km lange Krieler Insel liegt im Rückland des Hohen Rotts, sie streicht NW - SE. Im NW der Insel erstreckt sich ein N - S - Bereich mit Krähen- (55,3 m NN), Wein- (57,4 m NN), Mühlen- (47,6 m NN) und Kahlenberg (58,2 m NN; W - E - Streichen) sowie Höhe 61 m und 55,1 m NN.

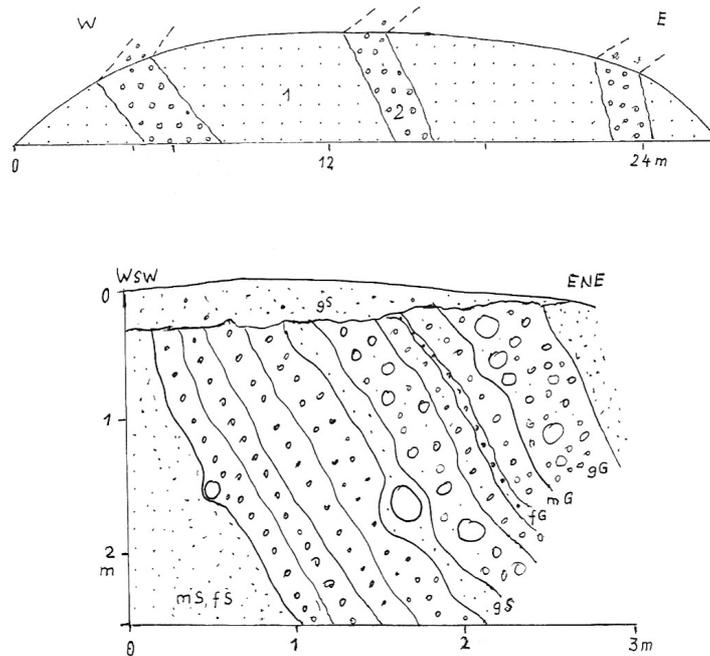


Abb. 4.5.1 Überblicks- und Detailschnitt von Kies-Sand-Schuppen der Stauch(end)moräne Kriele, Eisrandlage 2b (Aufnahme 1962). **1** Sande, **2** Kies

Ein kleines, flaches Areal in 36,2 m NN nimmt den SE ein. Im Norden sind Grundmoränen auf der West- und Stauchungskörper auf der Inselosthälfte beschränkt. Ab Inselmitte wechseln Berge und Ebene die Plattenseiten; gestauchte Berge liegen an der Insel-Westflanke, flache Grundmoränen im Osten bzw. Süden.

Baustil (Abb. 4.5.1)

In Höhe 61 m NN steht hellbrauner bis grauer Mittel- bis Feinsand an, der in Abstand von etwa 10 m von 2 - 3 m mächtigen Kies- und Geröllschichten (mit Grobsand- und Feinkieseinschaltungen) unterbrochen wird. Sand - Kiesschuppen fallen mit 40 - 50 Grad nach E ein. Sande sind überschoben und in Falten gelegt, Feinsande zeichnen sich durch intensive Klein- und Zickzackfalten aus. Reliefgestalt und innere Strukturen streichen NNW - SSE. Periglaziale Abtragung überprägte das Gebiet, Sandareale wurden erniedrigt, Kiesareale bilden kleine, flache Rippen. Dieser innere und äußere Baustil lässt sich großflächig nach Norden verfolgen (Höhe 61 m NN, Messtischblatt Haage, 3341, 45 36 800, 58 35 250). Die Erhebungen von Kriele demonstrieren intensive Eispressung glazifluvialer Sedimente, bedingt durch Hinderniswirkung (Inselsockel, Toteis). Geschiebeeinregelungen am Ostabhang des Mühlenberges ergaben mit 90 - 140 Grad einen breiten Gipfel mittlerer Gletscherbewegung (Mühlenberg 47,6 m NN, Messtischblatt Haage, 3341, 45 37 400, 58 35 800).

Die Krieler Insel ist Teil der Eisrandlage 2b, die als Nachstaffel zwischen Eisrandlagen 2 und 3 ausgebildet wurde. Nach Norden setzt sich die Randlage über eine kleine unterbrochene Randbildung (Rhins- oder Teufelsberg, 55,1 m NN, NSG) und Rüttsche- (75,4 m NN) zum Blocksberg (37,9 m NN) bei Görne fort. Die Südverlängerung lässt sich nordwestlich Damme im Fichtberg (42,6 m NN) sowie östlich und in Nennhausen (Mühlenberg 56 m NN) morphologisch und z. T. strukturell nachweisen (vgl. Punkt 4.4.4).

Die isolierten Erhebungen Zimmer- (75,8 m NN) und Rönerberge (60,1 m NN) sowie Lüttchenberg (65,3 m NN) bilden die Eisrandlage 2b auf dem mittleren Rhinower Ländchen. Die Lücken zwischen den Erhebungen nehmen äolische Sedimente und Grundmoränen ein. Die südlich der Zimmerberge (75,8 m NN) gelegenen Balckenberge (46 m NN) zeichnen sich durch NNE streichende und nach E einfallende Einengungsstrukturen aus (Foto 4.3.1-3). Sie sind Teil einer Kerbstauchmoräne von Eisrandlage 2, zu der u. a. Kossäthenberg (73 m NN) und Bullenberge (60 und 61 m NN) zählen.

4. 5. 2 Görner Niedertagebiet - Kames und Abflussrinnen

Lage, Morphologie (Abb. 4.5.2-1)

Im SW-Friesacker Ländchen erstreckt sich bei Görne ein glazialmorphologisch und -lithologisch interessantes Toteisgebiet, das im Norden von Endmoränen begrenzt wird. Im Süden bildet das Luch und im Südosten die Endmoränen Langer Berg (77,3 m NN) sowie Buchenberge (79 m NN) die Grenze. Das Areal ist etwa 5 km² groß, in dem Hohl- und Vollformen häufig wechseln. Die Hohlformen liegen isoliert oder sind reihenartig in schmalen Rinnen angeordnet. Etwa 15 - 20 geschlossene Senken treten in Sand - Kieshügeln auf, wovon einige bodentrocken, andere bodennass oder vertorft sind. Die östlichen Vollformen erreichen 50 - 60 m NN, die westlichen 35 - 40 m NN Höhe. In der Osthälfte befinden sich 3 - 4, im Westen 5 - 7 Vollformengürtel, getrennt von Senken und Abflussrinnen. Rücken- und Plattenhänge sind durch Schmelzwassererosion und periglaziale Zerdellung stark gegliedert.

Genese der Nieder- und Toteislandschaft

Das Görner Areal ist eine weichselkaltzeitliche Niedertaulandschaft mit lokal wechselnden Relief- und Wasserverhältnissen. Gebildet wurde es im Rückland von Eisrandlage 2b, zeitlich und räumlich vor der Eisrandlage 3 des Brandenburger Stadiums. Da westliche Friesacker Gletscherzungen weniger aktiv waren, erreichten diese das Görner Gebiet nur randlich. Im Gegensatz brach der mobile, schuttreiche Schlossberggletscher weit nach Süden aus (Langer Berg, Buchenberge). Wegen der östlichen Lage seiner Vorstoßbahn beeinflusste er das Toteisgebiet nur randlich. Aus diesem Grunde konnte sich in isolierten, niedertauenden Eisfeldern glazifluviales und -limnisches Rücken - Platten - und Hohlformen - Relief herausbilden.

Höhen, Abdachungen und Streichrichtungen der Oberflächenformen ermöglichen eine grobe Rekonstruktion der zeitlichen Entstehung von Oberflächenformen. Zuerst bildete sich zwischen Toteisblöcken ein 4 km langer, 100 - 200 m breiter südlicher Rückenkomplex (37 - 45 m NN). Anfallendes Schmelzwasser floss ins südliche Vorland ab, erodierte angrenzenden Buchenbergsander und verschüttete dünne Eisplatten im Vorland. Später blockierten diese Südrücken den Südabfluss, so dass Schmelzwasser im Rückland sub-, in- und supraglazial nach NW bis W abflossen. Dabei sedimentierten Sande, Kiese und Schluffe auf, zwischen und im Toteis, worauf verschieden große bzw. hohe Hügel, Berge, Platten sowie tiefe Rinnen, Becken und Senken hinweisen. Da freigesetzte Sande und Kiese während der Niedertauphase abnahmen, verkleinerten sich die Vollformen zugunsten von Rinnen, Becken und Senken.

Görner Schmelzwasserrinne (NSG)

Hauptabflussbahn wurde nunmehr die subglaziale, später supraglaziale Görner Rinne, die Schmelzwasser nach SW abführte. Sie geht im Osten aus 2 Ästen hervor und zieht 4 km lang von ENE nach WSW. Dabei verbreitert sie sich von 100 auf 1 000 m. Westlich des Blocksberges setzt sie sich in Talsanden, im Luch sowie im Witzker See nach SW fort. Ihre heutige Oberfläche fällt in angegebener Richtung von 40 auf 26 m NN ab. Die Hauptrinne besteht aus 4 bis 5 verschiedenen großen

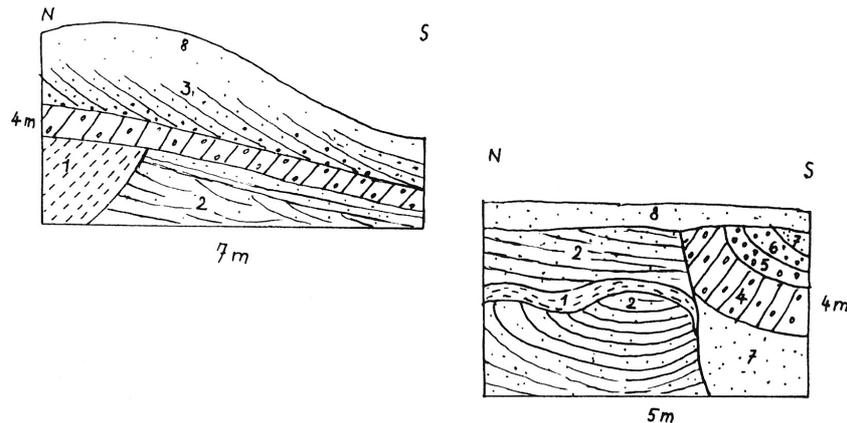


Abb. 4.5.2-2 Zwei etwa 15 m voneinander entfernt aufgenommene Schnitte der Höhe 39 m NN, N-Rand Toteissenke von Görne. Glazigene und glazifluviale Sedimente, nach Toteisaustau an Abschiebung vertikal versetzt (Aufnahmen 1961-1962). 1 Gestauchte Feinsande und Schluffe, 40 Grad N-Einfallen, 2 Grobsande, Fein- u. Mittelkiese, Südflanke mit Abschiebung, 3 Sande, Kiese, 4 Fetter Geschiebemergel, nach S einfallend, 5 Grob- bis Mittelkiese, 6 Feinkiese, Sande, schräggeschichtet, 7 Sande, schwach geschichtet, 8 Periglazialsande

Görner Weinberg (49,8 m NN) und Schepperberg (50,1 m NN)

Nördlich der subglazialen Görner Rinne befindet sich diese Kames- und Stauch(end)moränenerhebung (Messtischblatt Friesack, 3241, 45 35 750, 58 41 550, Aufnahme 1962). An der SW - Flanke stehen 2 m mächtige glazilimnische, horizontalgeschichtete Feinsande und Schluffe an, unterlagert von 6 - 7 m mächtigen, wenig sortierten glazifluvialen Sanden und Kiesen. Ein hangender, nach Westen auskeilender 0,25 - 0,80 m mächtiger kreidereicher Geschiebemergel mit N- bis NE-Geschiebeeinregelungsmaximum ist offenbar Fließstill. Bis 2 m mächtige Feinsande überdecken ihn. Korngrößenabnahme zum Hangenden, Horizontalschichtung sowie Tillart bezeugen Toteis beeinflusste Niedertaubildungen, die schwach eisdynamisch gepresst wurden.

Zusammenfassung

Das Görner Relief variiert engräumig außerordentlich stark. Voll- und Hohlformen liegen dicht beieinander, sie bestehen aus glazifluvialen und -limnischen Niedertausedimenten, die Abschiebungen sowie statische und lokal dynamische Presstrukturen aufweisen.

4.6 Hohe Stauch(end)moränen und gestauchte Grundmoränen der Eisrandlage 3

Endmoränen der Eisrandlage 3 erstrecken sich unmittelbar am Rhinower Ländchennordrand. Sie zeichnen sich durch große Geschlossenheit sowie bedeutende absolute und relative Höhen aus, die vergleichsweise schmale Gletscherzungenbecken umgeben. Sie entstanden durch Gletscherzungen des Schollener Eisstroms, der in dieser Zeit seine SSW-Hauptbewegung beibehielt. Der Rathenower Eisstrom verlor an Terrain und Einfluss. Der Brandenburger Eisstrom stieß zwar wesentlich weiter nach Süden vor, formte aber N - S streichende Marginalbildungen zwischen Pessin und Groß Behnitz morphologisch nur schwach aus. Nur Großer und Langer Berg mit NW - SE - Ausrichtung markieren bedeutende Eisrandbildungen (Anlage 2).

4. 6. 1 Rhinower Berge - extrem hohe Stauch(end)moräne am Südrand des Berlin - Eberswalder Urstromales

Lage, Morphologie

Das dreieckige Rhinower Ländchen ist flächenmäßig klein, dennoch ragen einige Berge und Kuppen mehr als 95 m NN empor (Gollenberg 109,6 m NN, Aussichtspunkt, Lilienthaldenkmal). Wie eine Gebirgsmauer steigen die Berge 70 m über das Niveau des E-W verlaufenden vereinigten Berlin-Eberswalder Urstromtals und havelländischer Luchgebiete empor, getrennt durch schmale Grundmoränen. Zwischen Stölln und Ohnewitz streichen die Erhebungen NW - SE, zwischen Stölln und Rhinow E - W bzw. NE - SW. Die Grundrisse der Berge sind verschieden, ein Hinweis auf die kleinräumige Gliederung der Gletscherfront in mehrere aktive, kleine, steile Gletscherzungen. Die Erhebungen sind periglazial zertalt und zerdellt, an Hängen, auf Talsohlen und in Senken treten 1 - 3 m mächtige Periglazialschichten auf. Toteisentstandene Senken der im Süden angrenzenden Grundmoräne sind morphologisch fast völlig ausgelöscht.



Foto 4.6.1 Extrem aufgerichtete Sande, Kiese und dünne Schluffbänke. Einfallen in nördliche Richtung. Links - NW, rechts - SE. Stoßhöhe 12 - 15 m. Stauch(end)moräne Rhinower Berge, nahe Funkturm (Aufnahme Juni 1970)

Stauch(end)moräne (Foto 4.6.1)

In kleinen und großen Abbaugruben (spätere Grubendeponie, Messtischblatt Rhinow, 3240, 45 23 800, 58 46 200, Aufnahmen 1963, 1967, 1970) südöstlich Rhinow (70 bis etwa 90 m NN) waren Stauchungsschichten hervorragend aufgeschlossen. Bis 10 - 15 m hohe Faltenschenkel und Überschiebungen, teils scheinbar ungestörte Sandschichten einschließend, weisen diese Berge südlich Rhinow als von NNW eingeeengte Stauch(end)moränen aus. Versteilte Schichten an der Ostflanke des Stöllner Weinberges sind zwar nicht so mächtig angeschnitten (45 - 50 m NN), belegen jedoch, dass hier nach SW abgelagerte Grobsande und Kiese von einer aus NE vorstoßenden Gletscherzunge eingeeengt wurden. Da die Stauch(end)moränenzüge am Nordrand des Rhinower Ländchens beiderseits von Grundmoränen begleitet werden, ist - wie bei vielen Stauch(end)moränen der Eisrandlagen 2 und 3 Westbrandenburgs - mit südlichem Vorlandtoteis während der Stauchung zu rechnen. Die Lockersedimente der Stauch(end)moränen gingen aus Kamesfüllungen von Gletscherspalten und aus Exarationsmaterial aktiver Gletscherzungen hervor. Häufiger Materialwechsel in einer Bohrung der gestauchten Rhinower Berge deutet auf verschiedenes Substrat unterschiedlicher Herkunft hin.

Gravitatives Material auf Stauchungskörper

Südlich vom Rhinower Friedhof steht in einem Hohlweg (40 - 45 m NN, Messtischblatt Rhinow, 3240, 45 23 375, 58 46 000, Aufnahmen 1960 - 1963) der Rhinower Berge (95,4 m NN) unter 2 - 3 m mächtigem, sandigem weichselkaltzeitlichem Geschiebemergel ein vermutlich 2 m starker, gefalteter Bändertonschluff an. Seine Scherklüfte fallen mit 40 - 50 Grad nach NW ein.

200 m südlich der Fußgänger-Bahnbrücke befindet sich an einem 25 m langen und bis 8 m hohen Anschnitt (Oberkante etwa 60 m NN) 4 m mächtiger, hellgrauer, kalkiger, sandig - schluffiger, an Sandwülsten reicher, geklüfteter weichselkaltzeitlicher Geschiebemergel. Ein 1 m breiter und 2 m hoher Sanddiapir durchstößt seine Basis. Nach Süden geht der Mergel in lagerungsgestörte, gebänderte Sande über. An der Geschiebemergelbasis gibt es eine sandunterlagerte Geröllschicht. Darunter erstreckt sich eine weitere dunkle Geschiebemergelbank, die ebenfalls nach Süden auskeilt. Druckstrukturen deuten auf einen Schub aus NW bis NNW hin. Offenbar handelt es sich um Fließstill und Gerölle, die aus Scherflächen der steilen stauchenden Gletscherfront austauten, abrutschten und in zuvor gepresste Sande eindringen.

Geschiebemergel am Nordfuß von Stauch(end)moränen

Lodgementill wurde 150 m östlich der Rhinower Turm-Zufahrtsstraße beobachtet. Geschiebeeinregelungen belegen hier südgerichteten Gletschervorstoß. Auch östlich des Rhinower Friedhofs steht Geschiebemergel oberflächlich an, der unter einer 3 m mächtiger (periglazialen) Sanddecke Niederschlag staut (Wasseraustritte). In Nähe, im Rhinower Eisenbahneinschnitt, beobachtete KEILHACK (1907) flexurartiges Absenken des Geschiebemergels bzw. -lehms in die talsandbedeckte Niederung (vgl. Zitat in Punkt 4.1.1). Das bewog ihn, gegen die Annahme einer übertriebenen Erosion in Westbrandenburg zu argumentieren. Südlich Stölln ist echter weichselkaltzeitlicher Lodgementill 4 m mächtig aufgeschlossen, der von einem nach SE vorstoßenden Eiskörper abgelagert wurde (n = 90). Nach Norden taucht er ab, so dass er in der Ohnewitzer Niederung vermutlich in etwa 10 m unter Flur ausgebildet ist.

Zusammenfassung

Gestreckte, gewinkelte, schlingenförmige und bogenförmige Grundrisse extrem hoher Stauch(end)moränen befinden sich am Nord- und Nordostrand des Rhinower Ländchens. Sie gehen auf eine steile, kleinräumig gegliederte, zungenförmige Gletscherfront zurück. Sedimente, Schüttungsmerkmale, Lagerungsweisen und Relief belegen intensive Stauchung (mit Toteis im Vorland) und gravitative Bildungen der Niedertauphase. Vier 2 - 4 km breite Gletscherzungenbecken treten als meist hochgelegene Grundmoränenstreifen auf, die altersmäßig, lithologisch und geschiebestatistisch begründet sind. Weichselkaltzeitlicher Lodgementill der Grundmoräne im Rückland der Stauch(end)moränen taucht flexurartig hangparallel und unterschneidungsfrei nach Norden unter Periglazial- und Schmelzwassersande sowie Torfe des vereinigten Berlin-Eberswalder Urstromtals unter.

Der Gollenberg (Lilienthal-Denkmal) bei Stölln - eine reliefintensive Höhe des jungglazialen Westbrandenburgs - gewährt bei Freihaltung (!) von Sichtachsen einen Rundblick über Urstromtal, südliche Grundmoränen und verschiedene Platten.

4.6.2 Gletscherzungenbecken Vietznitz - ungestauchte und gestauchte Grundmoräne

Morphologie des Friesacker Ländchens

Südlich des Berlin-Eberswalder Urstromtales erstreckt sich das etwa 50 km² große Friesacker Ländchen, dessen wellige Ebene in 35 - 45 m NN von 70 - 80 m NN hohen Erhebungen überragt wird. Das Ländchen liegt etwa 10 bis 50 m über umgebenden Luchgebieten. Nord- und Ostrand sind relativ geschlossen. Sieben (im weiteren Sinne neun) N - S streichende, 1,5 - 4 km lange und 1 - 3 km breite *Gletscherzungenbecken*, begrenzt von Kerbstauch- und Stirnmoränen, nehmen die Ländchenbreite von 12 km ein. Die absolute Beckenhöhe nimmt von Osten nach Westen ab. Östliche Becken sind außerdem länger. In kurzen, schmalen westlichen Gletscherzungenbecken überwiegen weichselkaltzeitliche sandig - kiesig - schluffige Ausschmelztille. Weichselkaltzeitlicher Lodgementill

und supraglaziale Fließ-, Dump- sowie Deformationsstille herrschen in östlichen Zungenbecken vor, saalekaltzeitliche Geschiebemergel treten offenbar kleinflächig zutage.

Im *Periglazial* bildeten sich auf Erhebungen und in lehmigen Gletscherzungenbecken Tälchen und Dellen mit einer Netzdichte von 1,5 - 2 km/km², in westlichen Ablationsmoränen beträgt die Dichte etwa 1 km/km² (nach TK 1 : 10 000). Tälchen und Dellen führten temporär Regen- und Schneeschmelzwasser sowie Schluffe und Feinsande aus dem Friesacker Land heraus. Dadurch wurde der weichselkaltzeitliche Geschiebemergel reduziert oder völlig beseitigt. Die abgetragenen Feststoffe lagerten sich auf glazifluvialen Sedimenten plattennaher Niederungen ab. Manche Periglazialtäler setzen sich in tiefen, heute vertorften Rinnen des Urstromtales fort (Verlandungs- inmitten von Versumpfungsmooren; vgl. Umgebung mittelsteinzeitlicher Lagerplätze nordwestlich von Friesack).

Lage, Morphologie der Vietznitzer Grundmoräne

Das 3 km lange, 1-2 km breite Vietznitzer Gletscherzungenbecken wird im Westen (Schönstückenberg 73,1 m NN; Briesener Berge 65,1 u. 62,5 m NN) und Süden (Fichtenberg 67 m NN) von Stauch(end)moränen umgeben. Die Ostgrenze markiert ein 10-15 m hoher Steilhang, an den sich Luchniederungen anschließen. Steilhang und südliches Beckendrittel hatten seit 1960 häufig kleine und große Aufschlüsse, die den komplizierten lithologischen und strukturellen Horizontal- und Vertikalaufbau dieser Grundmoräne eindrucksvoll veranschaulichten. In dieser Grundmoräne variieren selbst auf geringer Entfernung Sedimente und Strukturen. Man gewinnt hier den Eindruck, dass quasi-horizontale Geschiebemergelbänke und Vor- bzw. Nachschüttbildungen verschiedener Kaltzeiten in morphologisch gegliederten Grundmoränen Mittel- und Westbrandenburgs selten sind. Söhlige Lagerungsweisen ergeben sich offenbar nur in stark generalisierten Profilschnitten, die daher Sperrschichten und vertikale Migrationswege für Wasser und Schadstoffe nicht erkennen lassen.

Komplizierte lithologisch-strukturelle Ausprägung des Weichselkaltzeitlichen Geschiebemergels (Abb. 4.6.2-1)

Am östlichen Ländchenrand (300 x 600 m und 5 - 12 m tiefe Abbaugrube etwa westlich bis südwestlich einer ehemaligen Alten Ziegelei, Messtischblatt Friesack, 3241, ungefähr 45 42 750, 58 42 750, Aufnahmen 1960 - 1963, 1993 - 2001) besteht ein 2 - 3 m mächtiger „jungeiszeitlicher“ Lodgement-, Fließ- und Sturztill an seiner welligen Basis aus mehreren, bis 10 m langen und 50 - 80 cm starken, extrem gepressten und konsolidierten, plattig - streifigen bis walzenähnlichen älteren Geschiebemergelschollen (Boudins ?). Über diesen deformierten Geschiebemergelplatten folgt ein älterer Geschiebemergel, der weniger gestresst ist; unten ist er klüftig, oben homogen - massig. Junge Fließ- und Sturztillschichten bestehen aus eingewickelten, vielfach verwürgten Sand- und Kieseinschlüssen, ferner aus in gefrorenem Zustand herantransportierten, kubikmetergroßen Kies- und Feinsandblöcken. Kalkfreie und steinarmer Sand-Lehmbänke mit unregelmäßigem Umriss, teils mit nach SW einfallenden dünnen Sandbändern im oberen Tillbereich, runden die lithologische, strukturelle und Altersvielfalt des „weichselkaltzeitlichen“ Geschiebemergels ab.

Die unteren, deformierten, älteren Geschiebemergel wurden vom weichselkaltzeitlichen Gletscher bei Erreichen der hohen Ländchen - Ostgrenze zuerst abgestreift. Auf diese rutschten aus aufgerichteten Scherflächen ausgetaute Ablationstille sowie andere Sedimente ab. Fließtilllagen setzten sich zunächst auf Toteis und später auf ältere Geschiebemergel ab. Toteisaustauen verursachte Setzungsstörungen, die bis in Liegendsedimente reichen. Nach SW ändert sich der Charakter dieser chaotischen Geschiebemergelstrukturen zugunsten eines 2 m mächtigen, lithologisch und strukturell homogenen, massigen weichselkaltzeitlichen Lodgementtills.

Normale Ausprägung des weichselkaltzeitlichen Lodgementtills

An der Oberfläche des welligen Vietznitzer Gletscherzungenbeckens tritt in 40 bis 50 m NN ein 1 - 2 m mächtiger gelbbrauner, fein- und mittelsandiger, schluffiger, erdfeucht weicher weichselkaltzeitlicher Geschiebemergel auf. Seine Ablagerung erfolgte aus ENE bis NE, die Oberfläche ist durch periglaziale Sandtaschen und Eiskeilpseudomorphosen gegliedert. Auf höheren, exponierten Kuppenarealen enthält er dichte Steinpflaster, die von 1 - 2 m mächtigen äolischen Fein- und Mittelsanden überdeckt werden. An Flachrückenhängen tritt er reduziert auf, hangabwärts keilt er aus

und geht in kryoturbat verwürgte braune, lehmige Periglazialbänder über. In 5 - 10 m tiefen, bis 150 m breiten periglazialen Tälchen und Dellen ist er erosiv beseitigt.

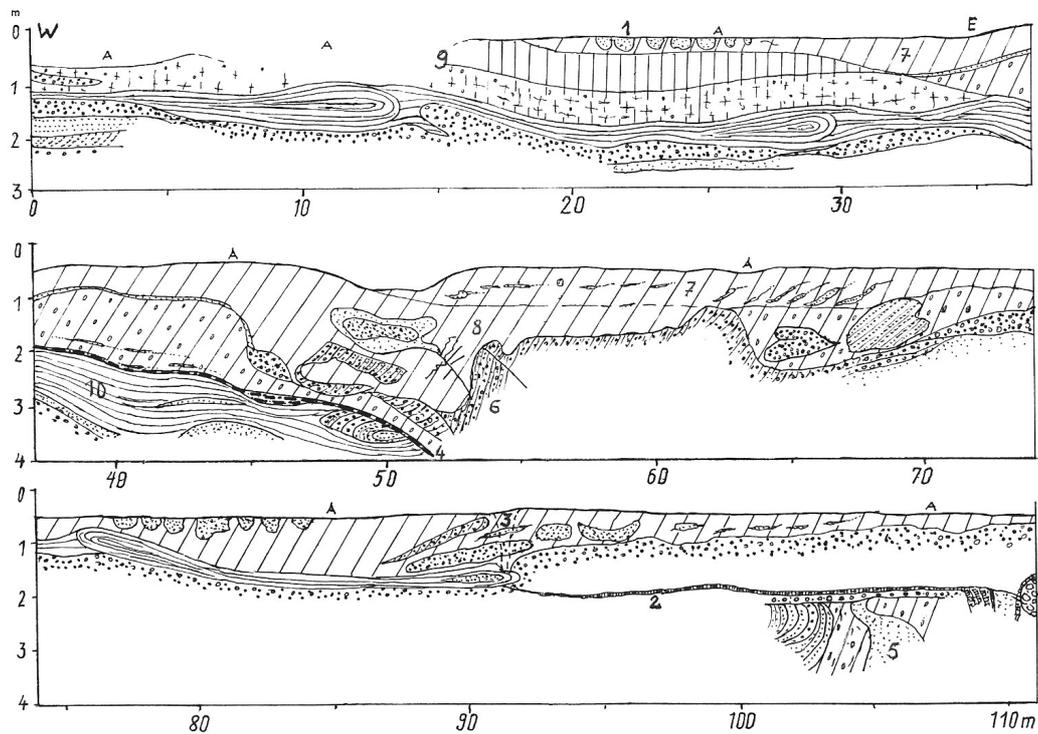


Abb. 4.6.2-1 Weichselkaltzeitlicher Lodgement- und Fließtill mit gepressten älteren Mergeln und in gefrorenem Zustand abgelagerten Kies- und Feinsandblöcken. Grundmoräne Vietznitz, östlicher Nordstoß (Aufnahme 2001). A Abraum, 0,5 bis 1m, 1 Periglaziale Sandtaschen, 2 Schluff, 3 Erosionskerbe, 4 Sandige Braunkohleflitterschicht, schwarz, 5 Sand, geschichtet, grau, 6 Fein- bis Grobkies, grau bis braun, 7 Weichselkaltzeitlicher Lodgementtill, sandig-schluffig, sandstreifig, schwach kalkhaltig, weich, braungelb, 8 Fließ- und Sturztill, weichselkaltzeitlich, sandig-kiesig, Sand-Kiesstreifen und ehemals gefrorene -blöcke, fest, eisenverkittet, kalkfrei, rostbraun, 9 Geschiebemergel, vorweichselkaltzeitlich, schluffig-tonig, sehr fest, braun, unten geklüftet, kalkreich, braun, 10 Geschiebemergel, vorweichselkaltzeitlich, schluffig-tonig, rote tonige Streifen, einzelne Lagen 5-10 cm stark, extrem konsolidiert, kalkreich, rotbraun

Oberer Vorschüttkomplex (Foto 4.6.2)

Der in Steilrandnähe lithologisch und strukturell komplizierte „weichselkaltzeitliche“ Till wird von 3 - 4 m mächtigen kreuz-, diagonal- oder bogig schräggeschichteten Grob-, Mittel- und Feinkiesen sowie Geröllnestern und Sanden unterlagert. Deren Ablagerung erfolgte nach Südwesten, belegt durch Schrägschichtungsmessungen und Korngrößenabnahmen. 20 - 70 cm mächtige kiesige Schrägschichtkomplexe, 10 - 30 Grad-Einfallswinkel sandig-kiesiger Leebblätter, feinsandig - schluffige Bänke mit Horizontal- bis Rippelschichtung sowie 10 - 20 m breite und bis 1,5 m tiefe Erosionsrinnen erklären sich aus zeitlich wechselnden Fließgeschwindigkeiten, Ablagerungen und Erosionen, insbesondere im östlichen Anschnitt. Nach Westen werden Lithologie und Strukturen rolliger Sedimentkörper einheitlicher. Einzelne Abschiebungen durchziehen den Komplex. Diese gehen offenbar auf das Austauen von Wintereis zurück, das sich in Stillwasserbecken gebildet hatte.

Unterer Vorschüttkomplex

Ein zweiter, etwa 3 - 5 m mächtiger Komplex mit gleicher Ablagerungsrichtung ist feinkörnig und auffallend gut sortiert. Zweifellos handelt es sich um Vorschüttssedimente, die in größerer Gletscherentfernung sedimentierten. Das Alter ist strittig. Da sie im Westschnitt mit älteren Geschiebemergeln verzahnt sind, und beide von weichselkaltzeitlichem Eis gestaucht wurden, müsste es sich ebenfalls um jungglaziale Bildungen handeln.

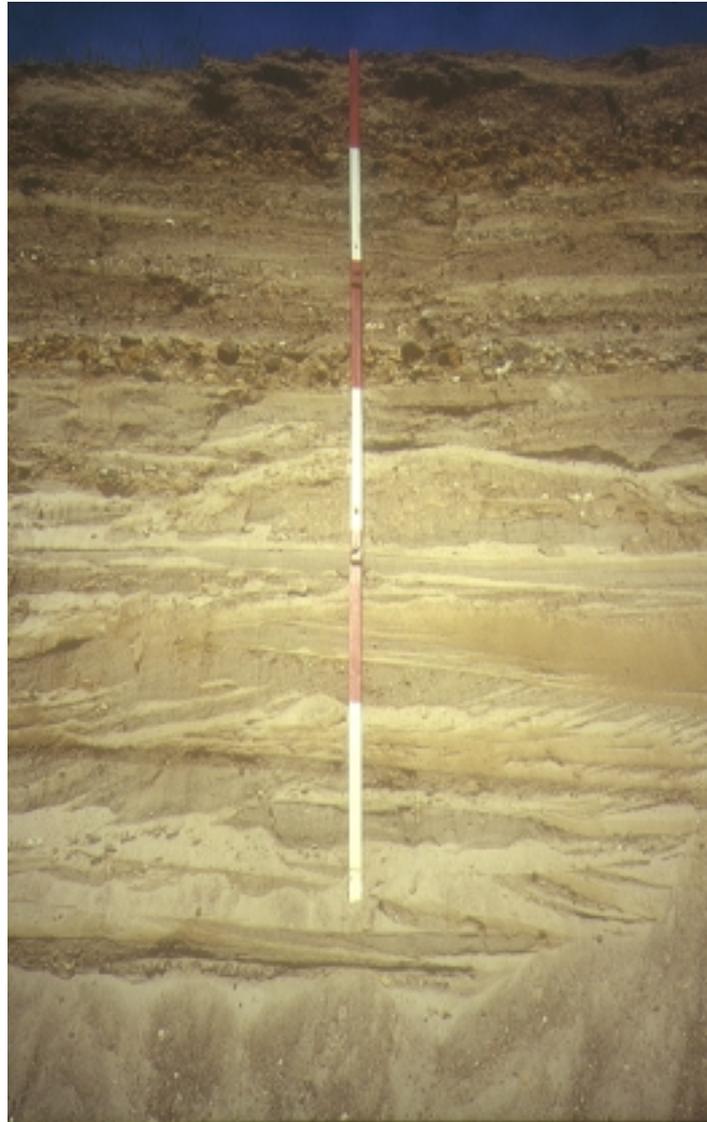


Foto 4.6.2 Ungestörte weichselkaltzeitliche Vorschüttssande und -kiese, nach W bis SW abgelagert. Links - Westen, rechts - Osten. Maßstab 2 m. Südosten des Vietznitzer Gletscherzungenbeckens, östliche Nordwand (Aufnahme Mai 1995)

In Nähe westlicher Endmoränen: Stauchungsstrukturen unter weichselkaltzeitlichem Lodgementill

Im Westen nimmt die Mächtigkeit beider Vorschüttkomplexe zugunsten dunkelgrauer und rotbrauner, konsolidierter, toniger Geschiebemergel ab. Unter 1 - 2 m mächtigen, lithologisch nahezu einheitlichem weichselkaltzeitlichem Lodgementill und liegenden eisgepressten, 2 - 3 m starken Sand- und Schluffschichten befinden sich bis 12 oder 15 m unter Flur lagerungsgestörte ältere Geschiebemergel mit eingewalzten Sanden, Kiesen und Geröll. Schluff- und (heute extrem

eisengefärbte) Schluff- Feinsandbänder dienten als Auf- und Überschiebungsbahnen. Falten sind intensiv zerschert. Die Stauchungsstrukturen streichen W - E bis NW - SE und fallen schaufelförmig (revers listrisch) nach Norden bis Nordosten ein, so dass der stauchende Gletscher aus N bzw. NE vorgestoßen sein muss. Da die Stauchungsrichtungen von Sanden und Schluffen an der weichselkaltzeitlichen Geschiebemergelbasis mit dem liegenden Komplex übereinstimmen, wurden die Pressungen beider Komplexe von weichselkaltzeitlichen Gletschern verursacht. Geschiebelängsachseneinregelungen des obersten Lodgementills stützen diese Annahme. Die extremen Einengungsstrukturen dieses Grundmoränenareals erklären sich aus der Nähe zu angrenzenden Endmoränen. Im östlichen Vorfeld dieser Hindernisse wurden die vom weichselkaltzeitlichen Gletscher herantransportierten älteren Geschiebemergelschollen, Kiese und Sande eistektonisch abgestreift und gepresst. Darüber lagerte sich jüngster Lodgementill ab. Die Abb. 4.6.2-2 gibt etwa die wahre nördliche Einfallsrichtung der Stauchungskörper wieder.

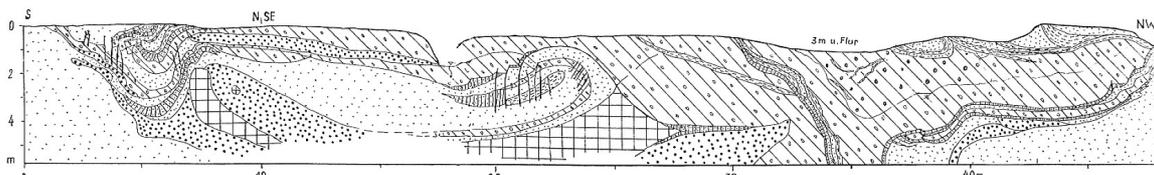


Abb. 4.6.2-2 Glazigen gestauchte, nach N bis NE einfallende Schluffe, Sande, Kiese, Gerölle und vorweichselkaltzeitliche Geschiebemergel. Grube Grundmoräne Vietznitz, Weststoß, nahe westlicher Stauch(end)moräne (Aufnahme 1997). Gerissene Linie = Schluff; Punkte = Sande; dicke Punkte = Kiese; kurze Parallelstriche = extrem rote Sande; Schrägschraffur mit Kreisen = Geschiebemergel (Punkte - vergleht); Kreuzschraffur = Geschiebemergel

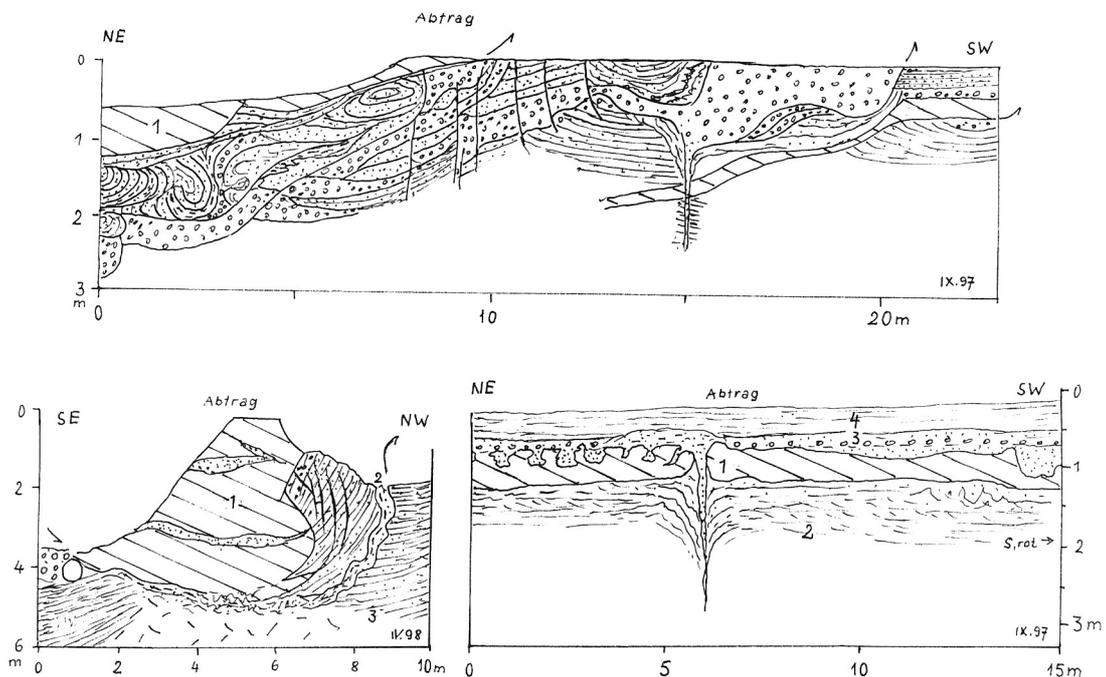


Abb. 4.6.2-3 Drei Schnitte von weichselkaltzeitlichem Lodgementill, unterlagert von verschuppten Vorschütsanden und -kiesen. Grundmoräne Vietznitz, östlicher und mittlerer Südstoß, nahe Eisrandlage 3 (Aufnahme 1997); 1 Lodgementill, braun, fest, Sandlinsen, 2 Glazifluviale Sande, Eiskeilpseudomorphosen, 3 Fein- bis Grobkiese, Steine; auch periglaziale Steinsohle, 4 Äolische Feinsanddecke

Richtung südlicher Endmoränen - gestauchte ältere Geschiebemergel (Abb. 4.6.2-3)

Während im Nordosten der Abbaugrube glazifluviale Schichten bis auf wenige Einengungen ungestört sind, setzen 150 - 200 m südöstlich davon kräftige Verschuppungsstrukturen auch in liegenden rolligen Sedimenten unmittelbar am Plattenrand ein. Ursache ist auch hier die Nähe zu marginalen Stauchungszonen. Zwischen dünnen weichselkaltzeitlichen Geschiebemergelbänken, lokal blockartig übereinandergestapelt und in Sande gepresst, befinden sich mächtige, intensiv gestauchte supraglaziale Komplexe: Schluffe, Sande, Kiese und Gerölle. Gletscher- und Schmelzwasserdynamik variierten offenbar zeitlich recht stark.

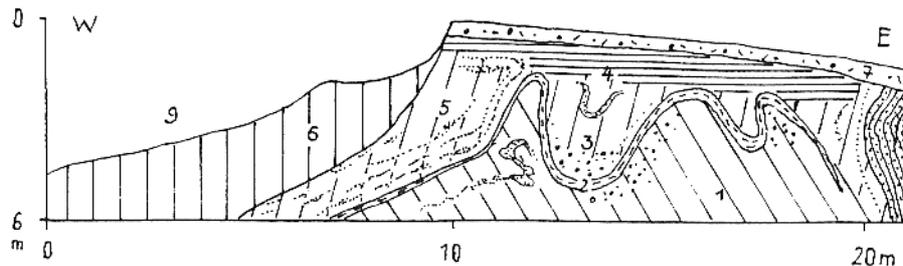


Abb. 4.6.2-4 Glazigen gestörte Geschiebemergel, Endmoräne Brädikow, Eisrandlage 3, nahe Steilhang (Aufnahme 1962). 1 Geschiebemergel, teils steinig, fest, braungrau, 2 Dünablättriger Bänderton, dünne Sand-, Schluff- und Tonschichten, dunkelbraun, 20 - 50 cm, 3 Geschiebemergel, steinig, wenige Sandstreifen, 4 Geschiebemergel, dünn-schichtig, blättrig, 5 Geschiebemergel, sandstreifig, teils nach W geschleppt, 6 Geschiebemergel, steinig, blockartig, klüftig, extrem fest, dunkelbraun, 7 Periglazialdecke, lehmig-kiesig, 8 Angestauchte Sande, N - S streichend, fast senkrecht stehend, 9 Mergelgrube

Brädikow und südlich vom Ort - gestauchte Sedimente und Niedertaubildungen (Abb. 4.6.2-4)

Der Ort Brädikow liegt im Bereich der N - S streichenden Eisrandlage 3. Gravitative und glazigene Stauchungen verschiedener Sedimentarten überraschen auch hier. Sie stehen im Gegensatz zur schwachen Morphologie, obgleich sich der Mühlenberg (60,2 m NN) um 30 m über die östliche Niederung erhebt. Dieser ist daher erheblich zerdellt. Der räumliche Anteil bindiger Sedimente übertrifft Sande und Kiese. Neben weichselkaltzeitlichem Lodgementill sind engräumig verschiedene ältere Geschiebemergelarten sowie lagerungsgestörte Bändertone ausgebildet. So tritt im westlichen Grubenteil (Messtischblatt Haage, 3341, 45 43 875, 58 40 200) fester, dunkelgrauer, klüftig-bröcklicher vorweichselkaltzeitlicher Lodgementill auf. Unter einer nach Osten ansteigenden Gleitbahn befindet sich grauer bis brauner sandstreifiger Geschiebemergel mit Schleppfahnen sowie kiesig-steiniger Geschiebemergel. Beide werden von einem dunkelbraunen, dünn-schichtigen Geschiebemergel überlagert. Diese drei stellen deformierte Tille dar. Unter einer 20 - 50 cm starken, dunkelbraunen, dünn-blättrigen, gefalteten Bänderton-schicht befindet sich ein älterer braungrauer fester Lodgementill. Manche N - S bis NW - SE streichende, west- bis südwestvergente Bänderton-falten gehen auf Rutsch- und Fließvorgänge zurück, während senkrecht stehende Sand- und Kiesschichten an den östlichen Plattensteilhang glazigen angestaucht sind.

Südlich Brädikow (Abb. 4.6.2-5) lässt sich die Eisrandlage 3 in einer Abbaugrube (47 m NN, Messtischblatt Haage, 3341, 45 43 675, 58 39 375, Aufnahmen 1961, 1984) strukturell nachweisen. Glazigen gepresste Sande und Kiese (W - E oder N - S, Einfallen 60 - 80 Grad) werden von gedehnten Niedertaubildungen überlagert, die aus umgelagerten, cm-großen Geschiebemergelgeröllen sowie nach SW sedimentierten Sanden und Schluffen bestehen. Zerrstrukturen entstanden durch Austauen verschütteter Toteisblöcke - Resten der zwischen Friesacker und Nauener Platte nach Süden

vorgestoßenen Pessiner Gletscherzunge des Brandenburger Eisstroms. Das aktive Eis hinterließ keine morphologisch markanten Endmoränen.

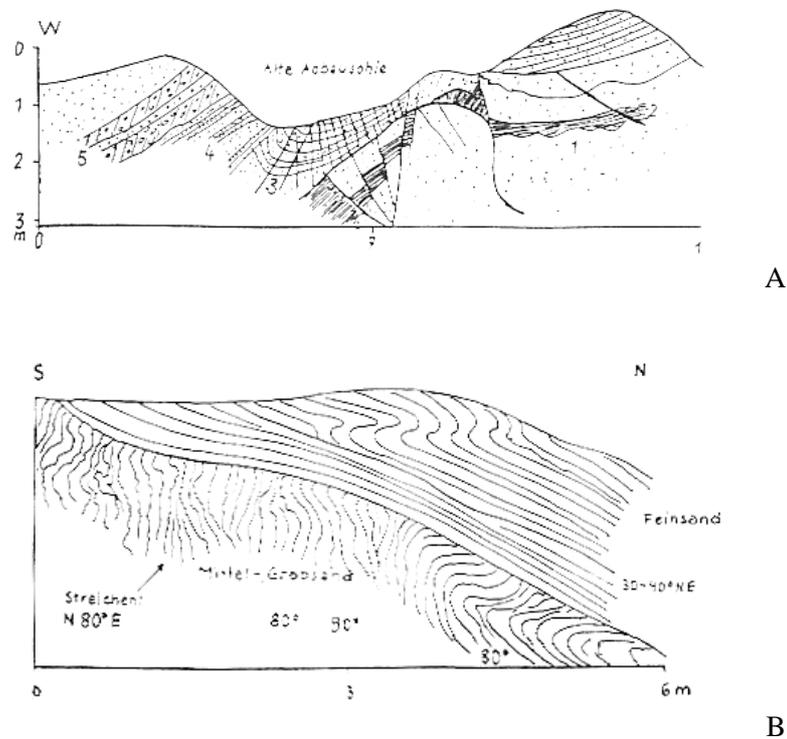


Abb. 4.6.2-5 Sedimente und Strukturen der Eisrandlage 3 südlich Brädikow (Aufnahme 1984)

(A) Gedehte Niedertausedimente im Hangenden: Zwei Geschiebemergelgeröllbänke in Sanden und Schluffen, durch Tot-eisschmelze lagerungsgestört. 1 Sande, ungeschichtet, 2 Schluffe mit Abschiebungen, 3 Geschichtete Sande, dehnungszerschert, 4 Geschichtete Sande, 5 cm - große Geschiebemergelgerölle in zwei Bänken angereichert

(B) Gestauchte Liegendsedimente der Vorstoßphase

4.6.3 Wein- und Mühlenberg bei Möthlow - Stauch(end)moränen mit Fließstillzungen und Geröll-Lagen

Lage, Morphologie

Morphologische und strukturelle Marginalbildungen treten in Schwahbergen (51,4 m NN) sowie im Wein- und Mühlenberg bei Möthlow auf (Messtischblatt Haage, 3341, 45 m NN, 45 43 900, 58 30 900, Aufnahmen 1961 - 1963, 1967, 1974, 1975, 1991). Der 1 km lange und 250 m breite, NE - SW streichende, maximal 45 - 46 m NN hohe Weinberg ragt inselartig aus der Niederung heraus, die hier aus 3 - 4 m mächtigen Talsanden mit unterlagernden Geröllschichten besteht. In der Literatur wurde mehrfach auf diese Erhebung eingegangen. WAHNSCHAFFE (1885) berichtete von 30 - 50 cm mächtiger Diluvialtonmergelschicht, die sie schräg durchsetzt und mit 9 - 10 Grad nach NW einfällt. WEIBE (1966, S. 106) beschrieb NW - SE streichende Pressungsstrukturen. ZIERMANN (1974, S. 34 - 35) weist auf eine 3 m mächtige, den Berg umkleidende weichselkaltzeitliche Grundmoräne hin. Er vertritt eine Überfahung des Berges durch Gletscher und erwähnt Linsen, Streifen und Zungen als glazialdynamische Strukturen sowie sandige Geschiebemergelbasis.

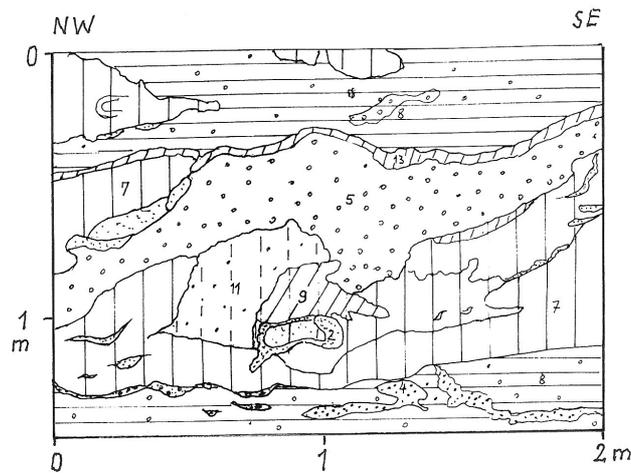
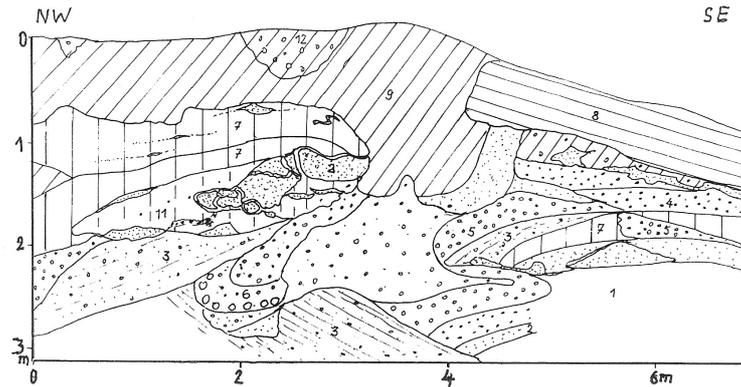


Abb. 4.6.3-1 Zwei Schnitte zu chaotischen Lagerungsweisen von Fließtillen und Glazifluvialsedimenten über glazigen gepressten Kies und Sanden. Stauch(end)moräne Weinberg in Möthlow, Eisrandlage 3 (Aufnahme 1974). 1 Versturz, 2 Sand, 3 Steiniger Sand, 4 Feinkies, 5 Mitteltkies, 6 Grobkies, Steine, 7 Geschiebemergel, dicht, kalkig, hellbraun, 8 Geschiebemergel, streifig bis blättrig, kalkig, braun, 9 Geschiebemergel, massiv, braun, 10 Geschiebemergel, schluffig-kiesig, braun, 11 Geschiebemergel, schluffig, kalkig, grau, 12 Geschiebemergel, steinig, braun, 13 Kalkband, weich, weißgrau

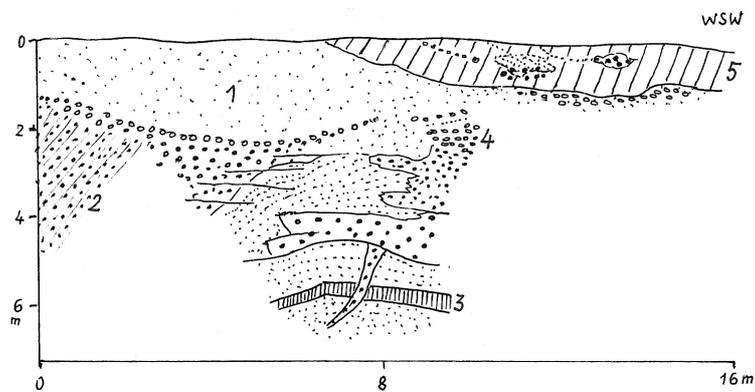


Abb. 4.6.3-2 Gestauchte Kiese sowie grobe gravitative (Sturz-) Moräne mit Fließtilldecke. Stauch(end)moräne Mühlenberg bei Möthlow, Eisrandlage 3 (Aufnahmen 1960 - 1962). 1 Sande, 2 Versteilte Kiessande, 3 Schluff, 4 Grobkiese und Gerölle, 5 Fließtill



Foto 4.6.3 Fließtillzungen und gravitative Kiese, Gerölle und Sande über nicht abgebildeten gestauchten Liegendsanden und -kiesen. Links - NW, rechts - SE, Maßstab 1 m. Stauch(end)moräne mit Absetztillen, Weinberg Möthow (Aufnahme 1974)

Baustil und Genese des Weinberges (Abb. 4.6.3-1 & Foto 4.6.3)

Durch Sandabbau sind Süden und Mitte des Weinberges nahezu eingeebnet. Aufnahmen einer NW - SE ausgerichteten, 8 - 15 m hohen und 25 m breiten Abbauwand erfassten folgende lithologische und strukturelle Merkmale. Die untere Schnitthälfte besteht aus nach NE einfallenden, glazigen gestauchten Sanden und Kiesen. Der tiefe Weinbergrand und eine fast 100 m lange, W - E ausgerichtete, 4 - 5 m hohe Aufschlusswand führen zuoberst massigen Setztill, der von fast senkrecht stehenden, N - S streichenden Sanden und Kiesen unterlagert wird. Nach Südwesten gehen Setz- und z. T. Fließtille in eine 1 bis 1,5 m starke feinsandige Schluffdecke über. Der Geschiebebestand vom Lodgementtill ist nach ZIERMANN (1974) und eigenen Auszählungen weichselkaltzeitlich.

Geschiebeeinregelungen im östlichen Hinterland deuten eine Eisbewegung aus NE bis ENE an. Stauchung der Sande, Kiese und Schluffe erfolgte während eines Vorstoßes der Eisrandlage 3. Aus der Vorstoßphase stammt der untere Stauchungskörper sowie geringmächtiger Lodgementtill, aus der Stagnationsphase rollige und bindige Rutsch- und Fließsedimente. Beide Sedimentkomplexe bilden den Weinberg, die wie Bildungen südlich Brädikow eine morphologisch schwache Eisrandlage 3 an der Westflanke eines aktiven Gletschers (des Brandenburger Eisstroms) kennzeichnen. Aus Scherflächen der stagnierenden Gletscherfront schmolzen Ablationsmoränen aus. Diese rutschten ab und lagerten sich auf gestauchten Sanden ab. Es sind massige Geschiebemergelbänke, -schollen, -zungen oder verwürgte Geschiebemergelbänke und -linsen, meist mit gut sortierten, supraglazialen, sandarmen Kiesen und Geröllen. Die obere Endmoräne besteht daher aus supraglazialen Sand-, Kies-, Geröllpackungen sowie aus Fließ- und Lodgementtill (mit feinsandiger Basis). Die untere Endmoräne führt gestauchte Sande und Kiese, die zum Teil von Lodgementtill bedeckt werden. Das lithologische und strukturelle Bild der durch Rutschen und Fließen verwürgten Sedimente ist gegenüber dem Stauchungskörper chaotisch.

Mühlenberg südlich Möthlow (Abb. 4.6.3-2)

Der flache Endmoränenbogen der Eisrandlage 3 umfasst auch nördliche Schwahberge (50,1 m NN) und Mühlenberg (47,2 m NN; Messtischblatt Haage, 3341, 45 44 550, 58 30 100). Eine 8 - 12 m tiefe, 100 x 50 m große Grube schneidet den 1 km langen Mühlenberg an. Ein unterer, 6 - 8 m mächtiger Komplex weist kreuzgeschichtete Grobsande, Feinkiese, Geröllpackungen, Sande und Schluffe auf. An diese fein- bis grobkörnigen Sedimente wurden von Osten Kiese gestaucht, auf denen sich

abgerutschte Gerölle und über einer Erosionsdiskordanz 2 m mächtige schichtungslose Feinsande mit eingebetteten Sand-Lehm-Lagen anhäuften. Eisgepresste glazifluviale Schichten sind zickzackartig gefaltet. Überschiebungen fallen mit 30 - 50 Grad nach NE ein. Wirre Sandlinsen und Geröllnester kennzeichnen gering mächtigen hangenden Fließstill.

Der Mühlenberg als schwache Stauch(end)moräne der Vorstoßphase wird von gravitativen rolligen Sedimenten und Fließstill der Still- und Stagnationsphase überlagert. Damit hat der flache Mühlenberg einen analogen Baustil wie der Weinberg. Die geringe Stauchungskraft des Gletschers äußert sich auch im Aussetzen der Eisrandlagemorphologie auf 8 - 10 km bis fast nach Groß Behnitz. Erst Heine und Langer Berg markieren topographisch wieder die Eisrandlage 3 (siehe 4.4.4), die nach Osten weiterhin lückenhaft ausgebildet ist.

5. Weichselkaltzeitliche Grundmoräne mit gestauchten älteren Liegend-sedimenten westlich Potsdam (Rückland Eisrandlage 3)

5.1 Grundmoränenberg - gestauchter Drumlin in hohlformenreicher Grundmoräne

Lage, Morphologie (Abb. 5.1-1)

Für die mehrere 10 km² große Grundmoräne, und zwar zwischen Hoppenrade und Falkenrehde im Norden und Ketzin im Süden, sind großflächig morphologische Indizien sowohl des aktiven (Sand-Durchspießungsrücken, überfahrene gestauchte Moränenerhebungen), als auch des inaktiven Gletschers typisch (Senken, glazilimnische Sedimente der Niedertau- und Toteisphase). *Hohe* gestauchte *Sand-Durchspießungsrücken* bzw. -berge werden von hohlformenreicher Grundmoränenebene (4 bis 6 Senken pro km²) umgeben. Erhebungen mit 15 - 25 m relativer Höhe streichen senkrecht zur einstigen Eisvorstoßrichtung. Manche Berge mit angrenzenden Schmalrinnen verlaufen parallel zum einstigen Eisbewegungssinn. Diese weisen drumlinoide Längs- und Querprofile auf.

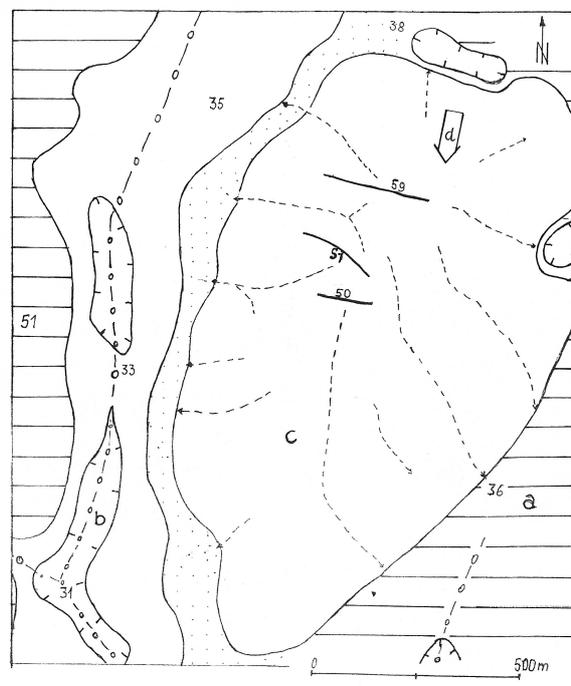


Abb. 5.1-1 Grundriss einer Grundmoränenerhebung bei Ketzin (nach Geländeaufnahmen und TK 1 : 10 000). a Grundmoränenebene, b Senke, subglaziale Rinne, c Berg mit Periglazialtälchen, d Eisvorstoßrichtung

Erhebung 59 m NN

Ein fast 1 km breiter und 2 km langer, im Grundriss tropfenförmiger Berg erhebt sich über eine hohlformenreiche Grundmoräne (Messtischblatt Wustermark, 3443, ohne R und H, Aufnahmen 1961 - 1962, 1974, 1982, 1992, 1995, 2000). Im Norden, Osten und Süden liegt die Grundmoräne in 38 - 40 m NN, im Westen schließt eine N - S streichende holozäne Torfrinne an. NNE - SSW Bergprofile belegen asymmetrische Längsachsen, die auf 300 m Horizontalentfernung maximal um 20 m ansteigen. Im Süden wird dieses Ausgangsniveau erst nach 800 m erreicht. Dem Nordareal sind einige WNW - ESE orientierte Rücken aufgesetzt. Das Querprofil ist symmetrisch. Zwei morphologisch markante Tälchen betonen die W - E - Gliederung des Rückens. Offenbar handelt es sich um Toteis-

senken, die sich periglazial - linearerosiv veränderten. Periglaziale Tälchen und Dellen sind radial angeordnet.

Bisherige Deutungen der Sedimente und Genese

Die geologische Spezialkarte Wustermark weist auf der Erhebung ausstreichende Sande aus. KEILHACK (1921) bezeichnet den Berg als Staumoräne (Sand und Kies) der Hochflächenbildung der dritten Eiszeit. Schließt man sich der Begriffsdeutung von LIEDTKE (1981) an, so versteht man unter Staumoränen Moränen an Hindernissen, die keinen Bezug zu Eisrandlagen besitzen. Die Geologische Karte 1 : 500 000 (1973) berücksichtigt diese kleine Erhebung vermutlich aus Maßstabsgründen nicht. FRANZ (1962) zieht über sie seine Eisrandlage 3 nach Norden, ohne die Höhe zu charakterisieren. Die amtliche Geologische Übersichtskarte im Maßstab 1 : 100 000 (LIPPSTREU, HERMSDORF & SONNTAG 1995) spricht von weichselkaltzeitlichem Geschiebemergel, unterlagert von gleichaltrigen Vorschüttbildungen. Auch die geologische Karte 1 : 200 000 gibt weichselkaltzeitlichen Geschiebemergel bzw. -lehm an, der gleichaltrige glazifluviale Sedimente überlagert. Nach WEIßE (2001) sind in diesem Nauener Grundmoränengebiet Durchragungszüge verbreitet, deren rollige Sedimente last-(statisch) oder schubbedingt (glazitektonisch und -dynamisch) die Geschiebemergeldecke durchspießen. Das bedeutet, dass manche Erhebungen kurzzeitig Gletscher-Außengrenzen repräsentierten, die später von aktiven Gletschern überfahren wurden.

Baustil (Abb. 5.1-2A, Abb. 5.1-2B & Foto 5.1)

In mehreren Jahren wurden Lithologie und Strukturen unterschiedlich großer Aufschlusswände bis 15 - 20 m unter Flur zeichnerisch und fotografisch aufgenommen. Der Bergkern besteht nach Aufnahmelängen von 60 - 100 m aus wenigen, in Sand eingebetteten cm- bis dm-starken, nach Norden einfallenden grauen bis rotbraunen, konsolidierten Geschiebemergellinsen und -schollen (Lodgementill). Sie enden an Kies- und Geröllkörpern. Im westlichen Profildrittel ist der 4 - 6 m mächtige Stauchungskomplex zusätzlich von Dehnungsstrukturen durchsetzt. Im Hangenden treten steil nach Süden ansteigende Sande auf, die verschieden große, südvergente Falten aufweisen; luvseitig sind diese intensiv zerschert. Weichselkaltzeitlicher Absetztill ummantelt luv- und leeseitig die Erhebung. Seine Mächtigkeit nimmt hangaufwärts ab, so dass er auf der Topfläche fehlt. Hier treten gestörte Liegendsande zutage, deren Überschiebungs- und Pressungsflächen schaufelförmig (revers listrisch) nach Norden einfallen.

Am südlichen Oberhang einsetzender weichselkaltzeitlicher Absetztill verstärkt sich hangabwärts und erreicht in einem E - W streichenden Tälchen eine Mächtigkeit von 4 - 5 m. Dünne Sand- und Kiesstreifen trennen übereinander gestapelte Geschiebemergelkeile. Das NNE - Einregelungsmaximum der Geschiebe (n = 51, 1982) belegt die Parallelität von Gletscherbewegung und Berglängsachse. Der weichselkaltzeitliche Lodgementill zeichnet sich durch lokaltypische Lithologiemerkmale aus. Er ist gelbbraun, sandig - schluffig, wenig verfestigt und kalkig bis sehr kalkig. Ebenso lässt der Kleingeschiebebestand (7- und 13- kg- Probe, 1982 bzw. 2000) eine jungglaziale Datierung zu: 32 bzw. 35 Steine / kg, paläozoischer Tonschiefer 7 % bzw. 6,7 %, Flint 2,6 % bzw. 1,3 %.

Genese (Abb. 5.1-2C)

Tropfenförmiger Grundriss, Längsprofil, Parallelität von Längsachse und ehemaliger Eisbewegungsrichtung sowie gestauchtes Berginnere sprechen für eine durch Aufschlussaufnahmen belegte drumlinoide Genese. Während des Gletscherstillstandes häuften sich supraglaziale Gerölle und Kiese an, die vorstoßendes Gletschereis behinderten. Dabei richtete es zuerst das Grobmaterial steil auf, danach presste anhaltender Eisdruck Geschiebemergel-, Sand- und lokal auch Eisschollen gegen das starre, schurfeste Sohlenhindernis. Auf diese Weise baute sich glazitektonisch und -dynamisch ein der Eisfließrichtung entgegenwachsender, an Höhe zunehmender Akkumulationskörper auf. Später überschritt mächtigeres Inlandeis den aus Kiesen, Sanden und dünnen Geschiebemergelschollen bestehenden Komplex. Es hinterließ weichselkaltzeitlichen Lodgementill, der auch eine Senke am leeseitigen Oberhang nahezu verfüllte. Als lokal eingestauchte Gletschereisplatten tauten, bildeten sich zahlreiche Abschiebungen in glazigen steilgestellten, nach Norden einfallenden Sedimenten.

Mit diesem aufgenommenen Berg liegt im mittleren Brandenburgischen Raum eine durch große Scherfestigkeit von Grobmaterial initiierte glazialdynamische Drumlin-Akkumulation vor, wie sie PIOTROWSKI (1993) in Anlehnung an BOULTON et al. als mögliche Drumlinbildung annahm.

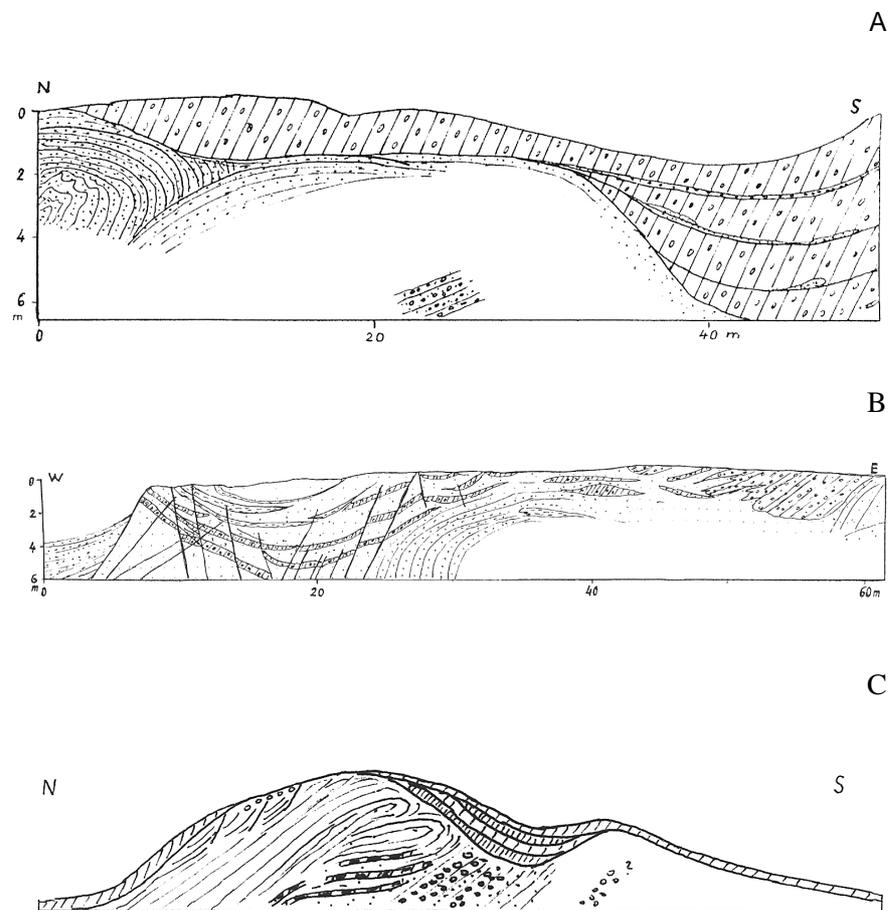


Abb. 5.1-2 Sedimente, Lagerungsweisen und Genese einer Grundmoränenerhebung bei Ketzin

- (A) Schnitt in ehemaliger Eisbewegungsrichtung: gestauchter Kieskern, Sandfalten und weichselkaltzeitliche Geschiebemergeldecke (Aufnahme 1995)
- (B) Schnitt quer zur ehemaligen Eisbewegungsrichtung, 4 - 6 m unter Flur (Aufnahme 1995): 1 Sande, 2 Gepresste Geschiebemergelschollen, vorweichselkaltzeitlich, konsolidiert, rotbraun bis grau (Boudins ?), 3 Gepresste Kiese, 4 Abschiebungen - schräge Striche
- (C) Schema zur Genese der überfahrenen Erhebung: Schrägschraffur - weichselkaltzeitlicher Geschiebemergel; Punkte zwischen Strichen - Sande; dicke Punkte - Kiese; Schwarz-Weiß-Streifen - vorweichselkaltzeitliche Geschiebemergelschollen



Foto 5.1 Vorweichselkaltzeitliche konsolidierte steinige braunrote Geschiebemergellinsen, eingebettet in Sanden und Schluffen. Gestauchte Schichten fallen scheinbar nach Westen (links) ein, in Wahrheit nach Norden. Austauen von eingestauchtem Gletschereis verursachte Abschiebungen im Abstand von 50 - 100 cm, Vertikalversatz 30 - 50 cm. Nordwand einer überfahrenen drumlinoiden Grundmoränen-erhebung, deren Kern gestauch ist. Anschnitt 8 - 10 m unter Flur, Maßstab 1 m (Aufnahme September 2000)



Foto 5.2 Unter 1 - 2 m mächtigem weichselkaltzeitlichem, sandig-schluffigem Lodgementill befindet sich eine dünne vorweichselkaltzeitliche, gestörte, braune Geschiebemergelbank; beide überlagern extrem gestauchte, nach NE einfallende braungraue bis -rote Tone sowie schwarze Geschiebemergelbänder. L - Norden, r - Süden. Maßstab 2 m. Südrand der Eiche-Golmer Grundmoräne (Aufnahme August 2001)

5.2 Grundmoräne Eiche mit weichselkaltzeitlichem Lodgementill über gestauchten älteren Sedimenten, im Süden von kamesbedeckter Stauch(end)moräne Reiherberg umgeben

Das Gebiet unmittelbar westlich von Potsdam liegt nördlich der Havel-Niederung; es wird im Westen von Wublitz-Niederung und im Osten von Düstere-Teiche-Rinne begrenzt (Messtischblatt Ketzin, 3543, Messtischblatt Potsdam-Nord, 3544).

Morphologie

Die zentrale *Grundmoränenebene* der 5 - 6 km² großen Platte Eiche fällt von Osten (45 m NN) nach Westen (32 m NN) ab. Gestauchte *Erhebungen* (45 bzw. 50 bis 71 m NN) mit relativen Höhen von 15 bis 40 m besetzen die Plattenränder. Im Westen befindet sich der Geiselberg mit Nord - Süd - Achse, der mit 45 m NN die Ebene um 10 m überragt. Im Norden treten mehrere WNW - ESE orientierte Rücken auf, die nach NW an Höhe verlieren. Die Berge im Osten verringern ihre Höhe von N nach S von 68 auf 55 m NN. Im Süden schließen West - Ost ausgerichtete Berge an, z. B. der Kerbrücken Altes Rad.

Lithologie und Lagerungsweisen (Abb. 5.2-1, Abb. 5.2-2 & Foto 5.2)

Randerhebungen und Zentralebene waren in den letzten Jahren weithin aufgeschlossen. Interessante glazialdynamische und -tektonische Strukturbilder konnten an 4 - 5 bis 7 m tiefen, 100 bis 140 m langen und 20 - 30 m breiten Baugruben des gesamten Grundmoränenareals aufgenommen werden.

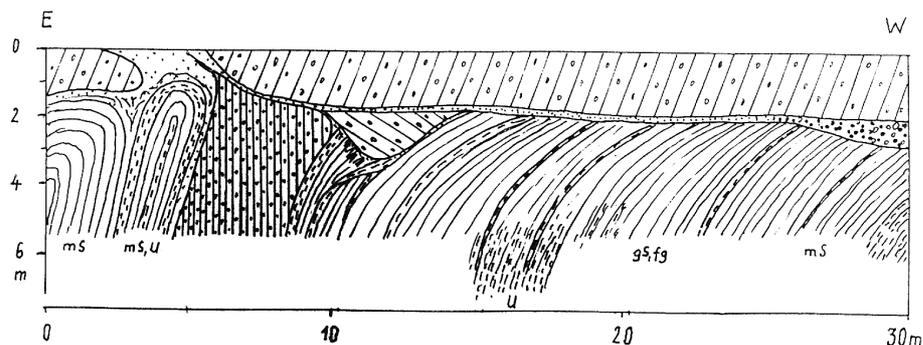


Abb. 5.2-1 Etwa 1 - 2 m weichselkaltzeitlicher Lodgementill über Erosionsdiskordanz und verschiedenen alten intensiv gestauchten Geschiebemergeln sowie Sand-, Kies- und Tonschollen. Schnitt fast senkrecht zum Strukturstreichen. Grundmoräne Eiche (Aufnahme 2001)

Weichselkaltzeitlicher Lodgementill

Flächenmäßig überwiegt in der Plattenebene stroh- bis braungelber feinsandiger, 1,5 - 2 m mächtiger weichselkaltzeitlicher Lodgementill. Längsschnitte - im Streichen der Stauchungsstrukturen - zeigen eine weichselkaltzeitliche Setztilldecke. Einmessungen von Geschiebelängsachsen an 9 Stellen belegen ein NNE - Maximum der mittleren weichselkaltzeitlichen Eisbewegung (10 bis 30 Grad). An Randerhebungen keilt der oberste Setztill allmählich aus oder endet abrupt. Hier führt er z. T. rote Tonmergelklümpchen, rotbraune oder graue Geschiebelehm- bzw. -mergelbänder sowie dünne Sand- und Schluffschmitzen. Gepresste Sandeinschlüsse streichen NE - SW oder NW - SE. Diese lassen sich als gerichtete Schub- und Schlepstrukturen, teils als Auflastfiguren deuten. Parallel zur Geschiebemergelbasis verläuft eine 50 - 80 cm starke Sand - Schluff- oder Kies - Schlepsschicht mit faust- bis kopfgroßen Geröllen. Diese überdecken extrem gestörte liegende Sande, Kiese, Schluffe, Tone und ältere Geschiebemergel.

Die Grundmoräne Eiche, die sich 5 - 10 m über benachbarte Niederungen erhebt, verdeutlicht im Vergleich zur Vietznitzer Platte eine wichtige Regel. Obwohl ihr weichselkaltzeitlicher Lodgementill

geringmächtig ausgebildet wurde, ist dieser auf der Platte noch zusammenhängend erhalten. Im Gegensatz dazu wurde dieser auf Platten mit relativen Höhen von 15 - 30 m durch periglaziale Erosion inselartig aufgelöst, so dass ältere Sedimente (auch Geschiebemergel) zutage treten (Grundmoränen Bornim-Bornstedt, Glindow, Lehnin, nördlich Gr. Seddiner See).

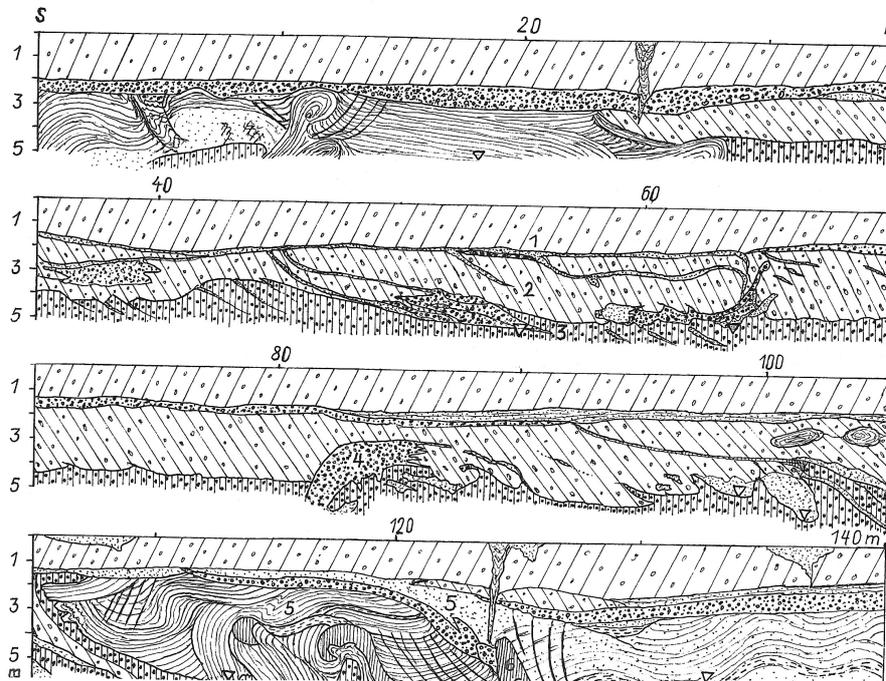


Abb. 5.2-2 Weichselkaltzeitlicher Lodgementill über gestauchten Kies-, Sand-, Schluff- und Geschiebemergelschuppen, Schnitt spitzwinklig zum Strukturstreichen, Grundmoräne Eiche (Aufnahme 2001): 1 Weichselkaltzeitlicher Lodgementill, sandig-schluffig, weich, gelbbraun, 2 Geschiebemergel bis -lehm, fest, braun bis rotbraun, 3 Geschiebemergel, steinig, extrem konsolidiert, braunschwarz bis schwarz, 4 Kiese, z. T. verbacken, grau oder rotbraun, 5 Sande, z. T. schluffig und tonig, mit aufgearbeiteter Braunkohle sowie *Viviparus diluvianus*, eng und weit gefaltet, 6 Ton, fett, dunkelgrau bis schwarz; Dreieck - Schichtenwasseraustritt

Braunroter Geschiebemergel

Aus Abb. 5.2-1 und 5.2-2 ist ersichtlich, dass sich unter der ebenen weichselkaltzeitlichen Geschiebemergelsohle dünne Sand- und / oder Kiesschichten befinden. Es schließen sich einige Meter mächtige *braunrote bis dunkelbraune, tonige saalekaltzeitliche (?) Geschiebemergel-* bzw. -lehm-bänke und -linsen an. Diese sind fest, teils auch klüftig / bröcklig. Uneinheitlich eingeregelt Geschiebe zeigen neben N - S- auch W - E- bis NW - SE- Maxima, ein Hinweis auf glazigene Umlagerungen sowie dachziegelartige Ablagerung von Lodgementillschuppen und -keilen. Sandige und schluffig-tonige Schichten dienen als Gleitflächen, die nach NE oder E (auch W) einfallen. Mächtige Zwischenschichten aus Sanden, Tonen und Braunkohlenschluffen sind hervorragend gefaltet.

Dunkelbrauner / schwarzer Geschiebemergel

Extrem konsolidierter, plattiger oder brekzienartig bzw. unregelmäßig zerklüfteter, steiniger bis steinärmer, *dunkelgrauer bis -brauner* oder *blauschwarzer Geschiebemergel* ist offenbar elsterkaltzeitlichen Alters. Neben Sand- und Kieseinschlüssen führt er Braunkohlenschluffe und -stücke. Seine Oberfläche ist uneben, oft zackig und keilartig auslaufend. Diese südgeneigten Spitzen reichen

in hangende Sand- und Kiesschuppen hinein, aus denen in Anschnitten Schichtenwasser austritt. Eingemessene Geschiebe in einer mehrere 100 m langen und bis 10 m tiefen Geschiebemergeltrasse ergaben undeutliche NNW- und NNE- Maxima. Strukturen und Geschiebeeinregelung sowie eingepresste Tertiärschluffe belegen eine intensive glazialtektonische Beanspruchung. Die Geschiebemergelsohle bildet aufgrund ihrer relativen Niveaubeständigkeit eine Grundwasser-Duckfläche. Gespanntes Grundwasser kann lokal durch sandige und schluffige Fenster ausbrechen und in Baugruben Grundbruch verursachen.

Stauchungsalter

Geschiebelängsachsenmessungen weichselkaltzeitlicher Lodgementille belegen Gletscher-Vorstoßrichtungen aus N bis NNE. Da die Pressungsstrukturen der liegenden älteren Sedimente N - S, NE - SW bis ENE - WSW streichen, müssen diese Lagerungsstörungen auf vorweichselkaltzeitliche Eispressung zurückgeführt werden. Jüngste Gletscher erzeugten eine markante Erosionsdiskordanz, die ältere Stauchungsstrukturen in gleichbleibendem Niveau kappt.

Stauch(end)moräne Reiherberg mit Kamesdecke

Auch im Potsdamer Raum führen manche gepressten Endmoränen Kamesedimente. Das trifft u.a. für den die Eicher Grundmoräne im SW begrenzenden Reiherberg (68,3 m NN) zu. Seinem Stauchungskörper ist eine jungglaziale glaziokarstgeprägte, glazifluviale bis -limnische Etage aufgesetzt und randlich angelagert. Weichselkaltzeitlicher Geschiebemergel tritt luvseitig am steilen Unterhang auf. Am südöstlichen Bergfuß befinden sich großflächig eingeengte, N - S streichende, mit 60 bis 80 Grad nach E einfallende Feinsande und Schluffe. Pressungen entstanden durch aktives Eis, das zwischen Reiher- und Ehrenpfortenberg nach S vorstieß. Im Süden schließen Niedertausande und -kiese an, die durch austauendes Toteis des späteren Luchs gedehnt wurden (W - E Streichen, 60 Grad nach N oder S einfallende Abschiebungen). Nach WNW abgelagerte Sande und Kiese der weichselkaltzeitlichen Niedertauphase befinden sich auf westlichem Reiherberg (vgl. Fotos in SCHOLZ 1957).

Zusammenfassung

In niedrigen Potsdamer Grundmoränen (Eiche) sind vorweichselkaltzeitliche Sedimente unter weichselkaltzeitlichem Lodgementill ebenfalls intensiv gestaucht. Beschrieben wurden diese Lagerungsweisen (vgl. Literaturangaben in WEIBE 2001) ebenso von Grundmoränenplatten mit relativen Höhen von 15 - 30 m: Lehniner, Glindower und Bornstedt - Bornimer Grundmoränenplatte. Gemeinsamkeiten gibt es ferner bei Stauch(end)moränen, die oft aus gestauchtem Sockel mit aufgesetztem, ungespresstem Niedertaukomplex bestehen (Ravensberge, Fercher Berge).

6. Zusammenfassung

Untersuchungsgebiet

Vom Gebiet zwischen Kamern / Friesack und Genthin / Brandenburg werden Sedimente, Baustile, Glazialrelief und -genese ausgewählter weichselkaltzeitlicher Oberflächenformen und Eisrandlagen sowie Schmelzwasserabflusswege und Flussentstehung charakterisiert. Zum Vergleich wird auf Potsdamer Glazialerscheinungen eingegangen, die ebenfalls im äußeren Bereich des Brandenburger Stadiums gebildet wurden.

Vergletscherungsphasen

Genese und Bau einer Glazialbildung entstehen durch die gesetzmäßige Folge von Vorstoß-, Stillstands- / Stagnations-, Niedertau- und Toteisprozessen einer (weichselkaltzeitlichen) Vergletscherung. Da einzelne Prozesse und Phasen in Bezug auf Dauer und Prägekraft verschieden waren, bildeten sich unterschiedliche Sedimente, Strukturen, Oberflächenformen und Eisrandlagen. Anfangs schmolzen die äußeren weichselkaltzeitlichen Eisdecken relativ kontinuierlich zurück. Später wurde das Eisschmelzen wiederholt von lokalen Vorstößen unterbrochen, die isolierte, reliefstarke Erhebungen schufen. Daher nehmen vom tieferen, südwestlichen zum allmählich ansteigenden, nordöstlichen Gelände gestauchte Strukturen, Aufrisshöhe, girlandenartige Grundrisse und morphologischer Zusammenhang der Einzelformen zu. Das Relief wird deutlicher und höher, die Lücken zwischen Einzelformen werden seltener und kleiner, Lithologie und Strukturen werden vielfältiger.

Eisrandlagen

Die verschiedenen Glazialstrukturen sind nicht chaotisch, sondern gesetzmäßig gerichtet. Wenn Baustil (Sediment, Lagerungsweisen), Genese (Art, Zeit, Dauer), Relief und Lage von Einzelformen bis zu einem gewissen Grad übereinstimmen, werden sie als Teil ein und derselben Eisrandlage aufgefasst. Innere und äußere Unterschiede sowohl von Einzelformen als auch von Eisrandlagen ergeben sich aus Mobilität der Gletscher. Klimatisch eingeleitete Gletscherausbrüche wurden vom Vorlandrelief und -gestein sowie vom Porenwasserdruck beeinflusst. In Senken drangen Gletscher ungehindert vor. Höheres Vorland und / oder reibungsintensive, scherfeste, porenwasserarme Sohlengesteine waren Hindernisse, so dass in diesem Falle Eiskörper zurück blieben. Daher schwingen die Eisrandlagen vor und zurück, deren Glieder gestaucht oder ungestaucht bzw. beide Baustile aufweisen können (kombinierte Endmoränen).

Gletschervorstößrichtungen und Eisrandlagen, aus Strukturmessungen rekonstruiert, haben heuristische Bedeutung. Stauchungsaufrisse und Umrissfiguren von Marginalbildungen geben Hinweise zu Lagerungsweisen von Sedimenten benachbarter rückwärtiger Gebiete.

Anzahl und Abstand der Eisrandlagen

Die Eisrandlagen spreizen sich im Elbhavelwinkel zwischen Kamern im NW und Brandenburg im SE auf. Ihre Anzahl erhöht sich gegenüber dem östlich angrenzenden Gebiet auf sieben. Der räumliche Abstand der Eisrandlagen beträgt 4 - 15 km. Die Breite niedertauender Eisrandareale betrug offenbar 6 - 20 km.

Äußerste Eisrandlagen - verdeckte Ablationsmoränen, Endmoränenvertreter

Aufgrund lithologischer (Geschiebeeinregelungen, erbohrte Grobsedimente, kartierte Grande) und morphologischer Befunde (Schmetzdorfer u. Galmer Berge, Wichenberg) wird für den Elbhavelwinkel eine um 2 - 6 km weiter westlich bzw. südwestlich gelegene *äußerste Eisrandlage (1)* des Brandenburger Stadiums der Weichselkaltzeit angenommen. Diese vom Autor bereits 1966 bei Klietz und Scharlibbe vermutete Randlage wird über Wichenberg bis zum mittleren Karower Plateau gezogen. Vermutlich setzt sie sich im Nordwestraum ebenfalls weiter westlich in Richtung Prignitz fort.

Areale Niederschmelzbildungen äußerster Gletscherdecken

Die wenigen strukturellen, lithologischen und morphologischen Marginalbefunde der äußersten Eisrandlagen werden auf die schwache Prägekraft der in die Elbhavelwinkel-Niederung vorgestoßenen, geringmächtigen weichselkaltzeitlichen Eisdecken zurückgeführt. Schwache Reliefhindernisse, Permafrostboden, aufschwimmende Gletscherränder und geringer Eisnachschub während der kurzen maximalen Eisbedeckung verhinderten die Bildung größerer, zusammenhängender Oberflächenformen. Auf flächenhaft niedertauenden Gletscherrändern bildeten sich flache Kames und Ablationsmoränen, selten kleine gravitative, glazifluviale und/oder glazilimnische Aufschüttungshügel bzw. -kegel (Endmoränenvertreter). Später verschütteten glazifluviale Talsande und -kiese diese geringmächtigen Aufschüttungen bis auf wenige Ausnahmen.

Stillstandsbildungen

Nachdem ein 5 - 15 km breiter, bewegungsloser Eissaum niedergeschmolzen war, bildete sich an seiner Ostflanke die Eisrandlage 1c. Eisnachschub führte während dieser Stillstandsphase ständig Sande und Kiese heran, die sich auf wenig toteisbedecktem Vorland glazifluvial abgelagerten. Auf diese Weise entstand durch die prägeschwache Westflanke des Gletschers eine fast 10 km lange *Sanderinnenkante des Kietzer Sanders zwischen Rehberg und Ferchels* (gut sortierte Sedimente). Dagegen bildeten sich südöstlich vom Kietzer Sander zwischen, auf und in großen Toteisblöcken das morphologisch abwechslungsreiche Großwudicker Kamesgebiet mit schwach bis gut sortierten Sedimenten.

Eine Eisrandlage zwischen Mylbergen und Schmetzdorfer Höhen lässt sich nicht belegen

Die Eisrandlage 1c verläuft nach Morphologie, Lithologie und Strukturen von den Mylbergen über Grütz nach Süden (Göttlin). Die Geländestufe zwischen Kietzer Sander und Großwudicker Kamesareal markiert weder eine Endmoräne, noch eine Sanderinnenkante. Dieser NNE - SSW orientierte *Geländesprung zwischen Mylbergen und Schmetzdorf* entstand durch unterschiedlich mächtige Toteisplatten im Vorland der Eisrandlage 1c. Er grenzt den Kietzer Sander im Nordwesten vom sandig - kiesigen Platten-Hügel-Senken-Rinnen-Relief im Südosten ab. Für dieses *Großwudicker Kamesareal* sind zudem Schmelzwasserfließrichtungen nach SE typisch. Von Toteisprozessen beeinflusst sind ferner Areale der Eisrandlage 1c zwischen Göttlin und Pritzerbe. Diese subglazialen Rinnen (Pritzerbe-Plaue), Toteishohlformen (Kunkeln) und Gletscherzungenbecken (Plaue, Pritzerbe) dienten wegen ihrer niedrigen Lage der holozänen Havel als Flussbett.

Kames der Rückschmelzphase werden bei Gletschervorstößen zu Stauch(end)moränen

Gletscherausbrüche unterbrachen areales Rückschmelzen, wodurch zuvor entstandene Kames und Sander zu isolierten, mittelhohen Stauch(end)moränen empor gepresst wurden. Die Grundrisse von Ausgangsformen sind oft noch erkennbar. Glazifluviale Kames - gebildet in langen Toteisspalten - sind unter anderem Vehlensche und Premnitzer Berge, Rathenower Weinberg, Krieler Erhebungen. Kames und Sander, zwischen Gletschern entstanden, liegen eingestaucht in den Kattenbergen und in Erhebungen westlich Böhne vor: Marien-, Pappert-, Wein- und Kossäthenberg. Glazifluviale und -limnische sowie supraglaziale Anhäufungen von Toteissenken behielten nach ihrer Pressung runde bis ovale Grundrisse bei: Kien-, Schlagenthiner und Rütscheberg.

Markante Stauchungsformen, gestauchte Endmoränengirlanden

In späterer Rückschmelzzeit verstärkte sich klima- und reliefbedingt die Mobilität, insbesondere schmaler Gletscherloben und -zungen. Eisrandlagen (3, teils 2) bildeten sich über größere Strecken morphologisch durchgehend aus, teils mit modellhaften Gletscherzungenbecken. Die Abstände zwischen den Einzelformen und Randlagen verringerten sich. Sedimente von Gletscherzungenbecken, Sandern und / oder Kames wurden zu hohen Stauch(end)moränen gepresst. Unruhiges Ausgangsrelief - vorpleistozäne Erhebungen (Salzstock mit Interglazialsedimenten) und / oder zuvor entstandene Glazialvollformen - wurden zur Entstehung und Weiterbildung langer, breiter und hoher Endmoränen herangezogen: Hohes Rott, Großer Berg, Kamernscher Stauchungskomplex und Schwarzer Berg nördlich Brandenburg. Rollige und bindige Sedimente wechseln häufiger, als es für zuvor gebildete,

flache bis mittelhohe Stauchungskörper typisch ist - lokal ein Nachteil bei der Gewinnung von Baustoffen: Bauern- und Rollberge, Rhinower Berge, Großer Berg, Hohes Rott, Endmoränen im östlichen Friesacker Ländchen. Gestauchten Sockeln der Vorstoßphase sind häufig ungespreste glazifluviale oder gravitative Sedimente aufgesetzt oder an Flanken angegliedert.

Geschiebemergel

Im Darstellungsgebiet gibt es genetisch und strukturell verschiedene weichselkaltzeitliche Tille. Geschiebemergel tritt lithologisch und strukturell sowohl relativ homogen, als auch (an Hindernissen) unterschiedlich zusammengesetzt auf (Lodgement- mit Deformationstill), selbst bei geringer Mächtigkeit. In Periglazialdellen von Grundmoränenplatten mit hoher relativer Lage ist der junge geringmächtige Geschiebemergel teilweise oder völlig abgetragen. Vorweichselkaltzeitliche Geschiebemergel können daher flächenhaft an der Plattenoberfläche zutage treten. Vorweichselkaltzeitliche bindige und rollige Sedimente sind unter weichselkaltzeitlichem Lodgementill sowohl auf Grundmoränen mit großer (Vietznitz, Lehnin, Glindow, Bornstedt-Bornim) als auch bei geringer relativer Höhe (Eiche) intensiv gestaucht. In der Regel erfolgte die Sockelstauchung präweichselkaltzeitlich. Jungglaziale Gletscher erodierten diese Strukturen teilweise und erzeugten auf Platten auffallend gerade, niveauhaltende Schnittflächen.

Schmelzwasserabflüsse und Flussentwicklung im äußeren Randlagenbereich

Die Annahme von Fluvialerosion / Durchwaschung eiszeitlicher Platten zwischen Elbe und Havel zur Erklärung lückenhafter äußerster Eisrandformen ist nicht erforderlich. Da Einfallswinkel und -richtung von Hängen und gestauchten Schichten konform verlaufen, werden die meisten Endmoränen und Platten nicht als Erosionsreste einer größeren, ehemals zusammenhängenden Glaziallandschaft aufgefasst.

Niedrige weichselkaltzeitliche Randbildungen begünstigten die Herausbildung des Elbelaufes in 5 Etappen. Schmelz- und südliche Flusswässer strömten anfangs durch Altmarkniederungen nach NW. Später durchtrennten Wässer den Westteil des Kietzer Sanders, ebneten geringmächtige weichselkaltzeitliche Aufschüttungen ein und flossen nach N ab. Diesen Abflussweg behielt die Elbe trotz östlicher Ausbrüche (Alte Elbläufe) bis in die Gegenwart bei. Während der Elbelauf im Arbeitsgebiet lokal erosiv entstand, war der Havellauf durch in niedrigem Niveau eingelassene Toteissenken vorgezeichnet. Durch rückschreitende Erosion der in die Hohlformen hinein fließenden Gewässer wurden diese miteinander verbunden. Geringer Grobfrachttransport der Havel beließ Flussbett und Flussufer jedoch in tiefem Niveau, so dass Elbhochwasser die Havel im Mündungsbereich wiederholt zurückstauen konnte. Weite Niederungsareale der unteren Havel überfluteten auf diese Weise, nicht nur bei Jahrtausend- (1342) und Jahrhundert- (1926 / 27, 2002), sondern auch bei Jahrzehnthochwässern (z. B. 1965, 1988).

Gesetzmäßigkeiten innerer und äußerer Merkmale der einzelnen Eisrandlagen

- | | |
|----------------|---|
| Eisrandlage 1 | Flächenhafte Vorschüttbildungen, Kames und / oder Ablationsmoränen der äußersten Eisbedeckung erstrecken sich offenbar bis an westliche bzw. südliche warthekaltzeitliche Oberflächenformen. Spätglaziale Schmelzwassersedimente verdecken diese weitgehend. Ausnahmen bilden sandige Grande, die Höhen von Schmetzdorf und die Wichenberg - Insel. |
| Eisrandlage 1a | Weitständiges gestauchtes Relief markiert diese Eisrandlage im N und S (Altenklitscher Berg, Schmetzdorfer Höhen; Gollwitzer Berg und Stauchungskuppen auf dem Karower Plateau). Zwischen beiden Eckräumen ragen als flache Sandkieshügel die Galmer Berge und der Groß Demsiner Berg aus Talsandflächen heraus. |
| Eisrandlage 1b | Die Zahl morphologisch gut ausgebildeter, intensiv gestauchter Oberflächenformen mit geradem (Katten-, Böhner und Vehlensche Berge), girlandenförmigem (Milow, Werdershof mit Wein- und Hasselberg, Rückland Karower Platte) und |

schlingenförmigem Grundriss (Schlagenthiner Berge) nimmt in dieser Eisrandlage zu.

- Eisrandlage 1c Die Gletscherdynamik war zu dieser Zeit uneinheitlich. An ihrer NW- und SE-Flanke ist die Eisrandlage morphologisch markant ausgebildet. Das Relief geht auf Stauchungen von Sandern (Kamernsche und Mylberge im NW, Schwarzer und Fohrder Berg im SE) und Kames (Weiße Berge, Göttliner Berge, Rathenower Weinberg, Marienberg) zurück. Neben lokalen Gletscherausbrüchen wird die Eisrandlage 1c auch von Toteis- sowie Niedertausedimenten bzw. – oberflächenformen bestimmt. Toteisformen sind auch im Vor- (Kames bei Großwudicke, Brielow) und Rückland der Eisrandlage 1c ausgebildet (zwischen Rehberg und Schollene). Toteishohlformen zwischen Götlin und Pritzerbe dienten der Havel als Flussbett.
- Eisrandlage 2 Äußerst mobile Gletscher schürften tiefe Gletscherzungebecken aus (z.B. Bamme / Gränigen) und erzeugten hohe Stauchungsmassive, insbesondere an Hindernissen (Roll- und Bauernberge). Als Hindernisse dienten wiederum Sander und Endmoränen (Kamernsche Berge), Kames (Rehberger Stauchungsrücken, Kerbstauchmoränen im südlichen Rhinower Ländchen), Sander und Kames (Lochower Gebiet, Stauchungskomplex Marzahne), saalekaltzeitliche Endmoränen (Hohes Rott, Großer Berg). Die Relieflücken innerhalb der Eisrandlage verringerten sich.
- Eisrandlage 2b Diese Zwischenstaffel bildete sich lokal im Rückland kurz zuvor gestauchter hoher Reliefkomplexe. Nach kurzer Niedertauphase wiederholte sich die Gletscheraktivität, wenn auch abgeschwächt. In Grundmoränen eingebettete Kames lieferten das Ausgangsmaterial, das z. T. zu mittelhohen Stauchungsrücken gepresst wurde: Erhebungen im mittleren Rhinower Ländchen, Krieler Insel und Rütcher Berg östlich vom Hohem Rott, Nordrand Marzahner Stauchungskomplex.
- Eisrandlage 3 Die Gletscher waren erneut außerordentlich aktiv. Vom Vorlandrelief beeinflusst gliederte sich die Eisfront in zwei Bereiche. *Die westliche Eisfront* (Schollener Eisstrom) löste sich in 11 - 13 kleine Gletscherzungen auf, die auf höherem Vorland nur wenige Kilometer vordrangen. Auf nördlichem Rhinower und mittlerem Friesacker Ländchen formten sie jedoch eine nahezu zusammenhängende Eisrandlage mit hohen bis sehr hohen Stirn- und Seitenmoränen, die vielfältige Strukturen und Sedimente aufweisen. Ältere Geschiebemergel der Grundmoräne wurden mit gestaucht (Vietznitz). Im Vorland konnten sich Toteisplatten und Kames erhalten. *Östlich des Friesacker Ländchens* begünstigte niedriges, flaches Plattenrelief die Ausbildung einer fast geschlossenen Front des Brandenburger Eisstroms, die um 25 - 30 km weiter nach Süden vorstoßen konnte. Dabei entstanden an ihrer Westflanke isolierte, N - S streichende Stauch(end)moränen, deren Ausgangstoffe der voran gegangenen Rückschmelzphase entstammten (Möthlower Erhebungen, Heine und Langer Berg). Zwischen Falkenrehde und Ketzin wurden Toteisfelder und zeitweilige Marginalbildungen vom aktiven Gletschereis überfahren (gepresste Durchragungszüge, überfahrene Endmoränen, drumlinoide Erhebungen). Im Süden und SE erlahmte die Aktivität der Gletscherstirn, so dass nur bei Gutenpaaren und Zachow Randbildungen auf einen W - E-Verlauf der Eisrandlage hinweisen. Mit Annäherung an den Potsdamer Raum scharen sich die Eisrandlagen wieder enger, um zwischen Nuthe und Spree erneut zahlenmäßig zurückzugehen.

7. Literaturverzeichnis

- BEHRMANN, W. (1949/50): Die Umgebung Berlins nach morphologischen Formengruppen betrachtet. In: Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin (Hrsg.): Die Erde (Band 1). Walter de Gruyter & Co, Berlin, S. 93-122
- BENN, I. D.; EVANS, D. J. A. (1998): Glaciers und Glaciation. Arnold, London
- BENNETT, M. R.; GLASSER, N. F. (1996): Glacial Geology. Ice Sheets and Landforms. John Wiley & Sons. Chichester, New York, Brisbane, Toronto, Singapore
- BERENDT, G. (1888): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen und benachbarten Staaten. Allgemeines Vorwort. Preußische Geologische Landesanstalt, Berlin
- BESCHOREN, B. (1935): Zur Geschichte des Havellandes und der Havel während des Alluviums. Jahrbuch 1934 der Preußischen Geologischen Landesanstalt, Berlin, S. 305-311
- BEUSHAUSEN, L. (1892): Geologische Spezialkarte 1 : 25 000: Blatt Brandenburg, Blatt Groß Wusterwitz. Preußische Geologische Landesanstalt, Berlin
- CASPERS, G.; MATHEWS, A.; ROWINSKY, V. (1999): Mahlitzer Kultur. In: WANSA, S. et al. (Hrsg.): Tagungsband und Exkursionsführer der 66. Tagung der AG Nordwestdeutscher Geologen (Salzwedel, 25. - 28. Mai 1999). Geologisches Landesamt Sachsen-Anhalt, Halle, S. 136-139
- CEPEK, A. G. (1972): Zum Stand der Stratigraphie der Weichsel-Kaltzeit in der DDR. Wissenschaftliche Zeitschrift der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald. Mathematisch-naturwissenschaftliche Reihe, 21(1): 11-21 (Karte)
- CEPEK, A. G. (1974): Beiträge zum Quartär im mittleren Teil der DDR. Bericht über die Vortrags- und Exkursionstagung (Potsdam, 20. - 22. Juni 1974). Mitteilungen der Gesellschaft für Geologische Wissenschaften der DDR 2(2): 12-17
- CEPEK, A. G. et al. (1973): Geologische Karte der DDR. Karte der quartären Bildungen. 1 : 500 000. Zentrales Geologisches Institut, 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. Zeitschrift Geologischer Wissenschaften der DDR 3(8): 1049-1075
- ELLMANN, H.; RUTTER, S.; TRAPP, W. (1995): Landschaft und Natur der unteren Havelniederung. Der Naturraum. Naturschutz im Land Sachsen-Anhalt 32(Sonderheft): 10-14
- FRANZ, H. - J. (1962): Morphogenese der Jungmoränenlandschaft des westlichen Brandenburger Stadiums. Wissenschaftliche Zeitschrift der Pädagogischen Hochschule Potsdam, Mathematisch-naturwissenschaftliche Reihe, Jahrgang 7, S. 29 - 48 (Teil 1) und S. 49 - 60 (Teil 2)
- FRANZ, H. - J.; WEIßE, R. (1965): Das Brandenburger Stadium. In: GELLERT, J.F. (Hrsg.): Die Weichsel-Eiszeit im Gebiet der DDR. Akademie-Verlag, Berlin, S. 69-81
- FREUND, H. (2000): Die Bohrung Rathenow (Landkreis Havelland, Brandenburg) - eine Abfolge limnischer Sedimente vom Saale - Spätglazial, Eem - Interglazial bis in das Weichsel - Frühglazial. Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge 7(1/2): 151-159
- GAGEL, C. (1913): Die Beweise für eine mehrfache Vereisung Norddeutschlands in diluvialer Zeit. Geologische Rundschau 4: 444-502
- GARITZ, W. (1990): Topographie der Flugstätten Lilienthals. In: Interflug mbH, Berlin (Hrsg.): Technisch-ökonomische Information der zivilen Luftfahrt. Lilienthal-Ehrung 1991 (Otto Lilienthal 1891-1991, Hundert Jahre Menschenflug). S. 31-33
- GELLERT, J.F. (1965): Die Weichsel-Eiszeit im Gebiet der DDR. Akademie-Verlag, Berlin

- GELLERT, J.F. (1977): Exkursionserläuterungen. (Vortrags- und Exkursionstagung „Probleme der regionalen Geologie und Physischen Geographie der Altmark“, Magdeburg, 21. - 22. April 1977). Geographische Gesellschaft (Fachsektion Physische Geographie) & Gesellschaft Geologischer Wissenschaften der DDR (Arbeitskreis Quartär). Leipzig (38 Seiten)
- GRIPP, K. (1975): Hochsander – Satzendmoräne – Endmoränenvertreter. Zeitschrift für Geomorphologie - N.F. 19(4): 490-496
- GRUNER, H. (1889): Geologische Spezialkarte 1 : 25 000: Blatt Jerichow. Preußische Geologische Landesanstalt, Berlin
- HAASE, P. (1994): Die Entwicklung der Landnutzung an der Unteren Havel. Naturschutz und Landschaftspflege in Brandenburg 3(4): 4-11
- HEINZE, M. (1984): Die geomorphographische Charakterisierung des Gebietes westlich von Rathenow: Topographisches Messtischblatt Vieritz und Schollene. Unveröff. Diplomarbeit (Physische Geographie), Pädagogische Hochschule Potsdam
- JUSCHUS, O. (2001): Das Jungmoränenland südlich von Berlin. Untersuchungen zur jungquartären Landschaftsentwicklung zwischen Unterspreewald und Nuthe. Dissertation, Humboldt-Universität zu Berlin (Geographisches Institut)
- KEILHACK, K. (1887): Über alte Elbläufe zwischen Magdeburg und Havelberg. Jahrbuch 1886 der Preußischen Geologischen Landesanstalt (Berlin), S. 236-252
- KEILHACK, K. (1889-1891): Geologische Spezialkarte 1 : 25 000 - Blatt Genthin (1889), Blatt Schlagenthin (1889), Blatt Karow (1891), Blatt Parchen (1891). Preußische Geologische Landesanstalt, Berlin
- KEILHACK, K. (1907): Geologische Beobachtungen während des Baus der Brandenburgischen Städtebahn. Jahrbuch 1903 der Preußischen Geologischen Landesanstalt, Berlin, S. 1-21
- KEILHACK, K. (1917): Die äußerste Endmoräne der jüngsten Vereisung Norddeutschlands. Geologische Rundschau 7: 340-344
- KEILHACK, K. (1921): Geologische Karte der Provinz Brandenburg. Geologische Übersichtskarte von Deutschland im Maßstab 1 : 500 000. Abteilung Preußen und Nachbarstaaten. Preußische Geologische Landesanstalt, Berlin
- KLIEWE, H.; JANKE, W. (1972): Verlauf und System der Marginalzonen der letzten Vereisung auf dem Territorium der DDR. Wissenschaftliche Zeitschrift der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Mathematisch-naturwissenschaftliche Reihe 21(1): 31-37
- KLOCKMANN, F. (1884): Die südliche Verbreitungsgrenze des Oberen Geschiebemergels und deren Beziehung zu dem Vorkommen der Seen und des Lösses in Norddeutschland. Jahrbuch 1883 der Preußischen Geologischen Landesanstalt, Berlin, S. 238-266
- KLOCKMANN, F. (1888): Geologische Spezialkarte 1 : 25 000: Blatt Arneburg, Blatt Friesack, Blatt Rhinow, Blatt Sandau, Blatt Schollene, Blatt Strodehne. Preußische Geologische Landesanstalt, Berlin
- KNOTH, W. (1993): Geologische Übersichtskarte von Sachsen - Anhalt 1 : 400 000. Geologisches Landesamt Sachsen - Anhalt, Halle
- KNOTH, W. (1995): Sachsen - Anhalt. In: BENDA, L. (Hrsg.): Das Quartär Deutschlands. Verlag Gebrüder Borntraeger, Berlin & Stuttgart, S. 148-170
- KNOTH, W., LIPPSTREU, L.; MARTIKLOS, G. (2000): Geologische Übersichtskarte 1 : 200 000, Blatt Magdeburg, CC 3934. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover
- KOZARSKI, S. (1978): Lithologie und Genese der Endmoränen im Gebiet der skandinavischen Vereisungen. Schriftenreihe der Geologischen Wissenschaften (Band 9). Gesellschaft Geologischer Wissenschaften der DDR (GGW), Akademie-Verlag, Berlin, S. 179-200

- KRÜGER, H. (1995): Geologische Streifzüge vom Havelland bis Arendsee. Die Entwicklung des Havellandes und des Elbhavelwinkels im Eiszeitalter und nach der Eiszeit. Naturschutzbund Deutschland (NABU), Kreisverband Havelland e.V., Böhne (Westhavelland)
- KRÜGER, W. (1989): Naturraumausstattung der Talaue der unteren Havelniederung. In: KRAMM, H.J. (Hrsg.): Der Bezirk Potsdam - Geographische Exkursionen (Geographische Bausteine, Neue Reihe, Heft 6). Verlag Hermann Haack, Geographisch-Kartographische Anstalt, Gotha, S. 136-139
- Landesvermessungsamt Brandenburg (2000): Naturpark Westhavelland – Nord & Naturpark Westhavelland – Süd (Topographische Karten 1 : 50 000, erste Auflage). Potsdam
- LEHWALD, W.; POLSFUß, H. (1966): Oberflächengestaltung und Strukturverhältnisse der Endmoränen nördlich Nennhausen. Unveröff. Hausarbeit (Physische Geographie) zum Staatsexamen, Pädagogische Hochschule Potsdam
- LIEDTKE, H. (1981): Die Nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. In: Zentrallausschuss für deutsche Landeskunde (Hrsg.): Forschungen zur deutschen Landeskunde, Band 204 (2. Auflage). Eigenverlag, Trier
- LIPPSTREU, L., HERMSDORF, N.; SONNTAG, A. (1995): Geologische Übersichtskarte von Berlin und Umgebung. Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg & Senatsverwaltung für Stadtentwicklung und Umweltschutz Berlin, Kleinmachnow & Berlin
- LIPPSTREU, L., HERMSDORF, N.; SONNTAG, A. (1997): Geologische Übersichtskarte des Landes Brandenburg 1 : 300 000. Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe & Landesvermessungsamt Brandenburg, Potsdam
- LUDWIG, A. O. (1995): The surface of the holsteinian interglacial sediments as a base level for reconstruction of vertical neotectonic movements in northern Germany. Technika Poszukiwan Geologicznych Geosynoptyka i Geotermia Nr 3, Krakow, S. 31-36
- MARCINEK, J. (1986): Eine Übersicht zum Verlauf von Eisrandlagen im südlichsten Jungmoränengebiet der DDR. Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia XXI, NAUKI Matematyczno-Przyrodnicze., Zeszyt 67, Uniwersytet N. Kopernika w Toruniu, Torun, S. 155-161
- MARCINEK, J.; NITZ, B. (1973): Das Tiefland der Deutschen Demokratischen Republik. Verlag Hermann Haack, Geographisch-Kartographische Anstalt, Gotha & Leipzig
- MATHEWS, A. (1997): Spät- und postglaziale Gewässerentwicklung im Elbe - Havel - Winkel am Beispiel eines palynologisch bearbeiteten Profils aus dem Schollener Land. In: Gesellschaft für Ingenieur-, Hydro- und Umweltgeologie mbH, Stendal (Hrsg.): Untere Havel - Naturkundliche Berichte, Heft 6-7, S. 3-8
- MEHNER, W. et al. (1953): Ergebnisbericht über Erkundungsbohrungen auf Ziegelton. Objekt Kranepuhl bei Plaue. Unveröff. Manuskript im ehemaligen Archiv des VEB Geologische Erkundung Nord, Außenstelle Berlin
- MEINECKE, F. (1919): Über Endmoränenzüge beiderseits der Elbe in der Gegend östlich von Stendal. Beiträge zur Geschichte, Landes- und Volkskunde der Altmark, Band 4, S. 384-394
- MIELECKE, W. (1956a): Bericht der Staatlichen Geologischen Kommission (Abteilung Kartierung), über die Ergebnisse der Arbeiten im Gelände während des Sommers 1955. Unveröff. Manuskript, Berlin
- MIELECKE, W. (1956b): Kreis Rathenow. Naturkundliche Übersicht. Natur und Naturschutz im Bezirk Potsdam. Jahrgang 1956, S. 147-149
- MIELECKE, W. (1957): Die Entstehung der Oberflächenformen des Havellandes nach neueren geologischen Deutungen. Ergebnisse der Standortserkundung im Staatlichen Forstwirtschaftsbetrieb Rathenow. Erläuterungsband zur Standortskarte. Unveröff. Manuskript, Wusterwitz, S. 35-47

- MIELECKE, W. (1958): Über den „Septarienton“ von Nennhausen bei Rathenow. Zeitschrift für angewandte Geologie 4(8): 366-373
- MIELECKE, W. (1960): Von der Geologie des Kreises Rathenow. Rathenower Heimatkalender 1960, S. 56-70
- MIELECKE, W. (1962): Etwas zur Geologie von Rathenow. Rathenower Heimatkalender 1962, S. 50-58
- MIELECKE, W. (1963): Wolzensee und Rodewaldsches Luch geologisch. Rathenower Heimatkalender 1963, S. 11-22
- MIELECKE, W. (1964): Neues vom tieferen Untergrund des Kreises Rathenow. Rathenower Heimatkalender 1964, S. 1-16
- MIELECKE, W. (1965): Über das Alter des Tones von Nennhausen und zur Ingression des Holsteiner Meeres in die Umgebung von Rathenow. Berichte der Geologischen Gesellschaft in der DDR 10(6): 791-798
- MIELECKE, W. (1969): Zur Geologie des Naturschutzgebietes „Gräninger See“ im Kreis Rathenow. Rathenower Heimatkalender 1969, S. 37-43
- MIELECKE, W. (1970): Erdgeschichtliches zum Blähton. Rathenower Heimatkalender 1970, S. 39-46
- MIELECKE, W. (1973): Das Hohe Rott. Rathenower Heimatkalender 1973, S. 80-84
- MÜLLER, O. (1935): Altmark und Elbhavelland. Verlag August Hopfer, Burg bei Magdeburg
- NIEMIAROWSKI, W. (1963): Types of kames occurring within the area of the last glaciation in Poland as compared with kames known from other regions. Report of the VI. International Congress on Quaternary (Warsaw, 1961). Vol. III - Symposium on Marginal Glacial Forms and Deposits. Lodz, S. 475-485
- NIEMIAROWSKI, W. (1965): Conditions of occurrence and distribution of kame landscapes in the peribalticum within the area of the last glaciation. Geographia Polonica 6: 7-18
- PIOTROWSKI, J. A. (1993): Drumlins - Stand der Forschung. In: Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern (Hrsg.): 60. Jahrestagung der AG Nordwestdeutscher Geologen (Klein Labenz, 1.- 4. Juni 1993), Kurzreferate und Exkursionsführer, S. 29-30
- ROWINSKY, V.; RUTTER, S. (1999): Schollener Becken. In: Geologisches Landesamt Sachsen-Anhalt (Hrsg.): 66. Jahrestagung der AG Nordwestdeutscher Geologen (Salzwedel, 25. - 28. Mai 1999), Tagungsband und Exkursionsführer, S. 132-136
- RUTTER, S. (1995): Zum Niedermoorgebiet „Mahlitzer Kultur“. Naturschutz im Land Sachsen-Anhalt, Jahrgang 32, Sonderheft, S. 53-54
- SCHNEIDER, O. (1937): Die Mark zur Eiszeit. In: Landeshauptmann der Provinz Brandenburg (Hrsg.): Denkmale der Eiszeit in der Mark Brandenburg. Brandenburgische Jahrbücher, Heft 8. Verlag U. W. Hayn's Erben, Potsdam & Berlin, S. 3-12
- SCHNEIDER, O. (1941): Lehrausflug nach den diluvialen Aufschlüssen bei Phöben und Glindow am Sonntag, 30. März 1941, nachmittags. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 93: 245-246
- SCHOLZ, E. (1957): Der Reiherberg bei Golm westlich Potsdam. Zeitschrift für Erdkundeunterricht 9(5): 159-160
- SCHOLZ, M. (1889-1892): Geologische Spezialkarte 1 : 25 000: Blatt Vieritz (1889), Blatt Plaue / Havel (1892). Preußische Geologische Landesanstalt, Berlin
- SCHULZ, W. (1970): Über Oser und osähnliche Bildungen in der westlichen Prignitz. In: Zentrales Geologisches Institut Berlin (Hrsg.): Jahrbuch für Geologie 1967. Akademie-Verlag, Berlin, S. 411-420

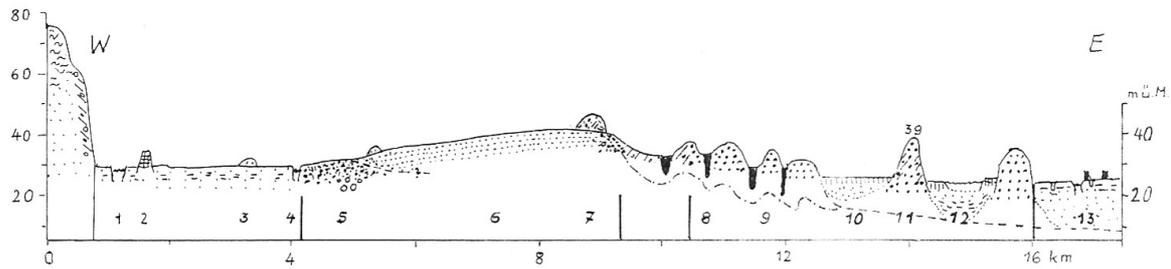
- SCHULZ, W.; WEIßE, R. (1972): Die Strukturen der weichselglazialen Marginalzonen im Bereich der DDR. *Wissenschaftliche Zeitschrift der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Mathematisch-naturwissenschaftliche Reihe*, 21(1): 39-46
- SOLGER, F. (1935): Die Entstehung der nordostdeutschen Bodenformen während der Eiszeit (Deutsche Urzeit, Band 3). Verlag Dietrich Reimer, Berlin
- STACKEBRANDT, W., EHMKE, G.; MANHENKE, V. – Hrsg. (1997): Atlas zur Geologie von Brandenburg im Maßstab 1 : 1 000 000 (1. Auflage). Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Kleinmachnow
- STACKEBRANDT, W.; LUDWIG, A. O. (2002): Hinweise auf neotektonische Aktivitäten im nördlichen Mitteleuropa. In: Geoforschungszentrum Potsdam (Hrsg.): *Klima - Mensch - Umwelt (DEUQUA 2002, Potsdam & Berlin, 26. - 28. 8. 2002)*. Terra nostra (Schriftenreihe der Alfred-Wegener-Stiftung), Heft 6/2002, S. 349-351
- STACKEBRANDT, W.; MANHENKE, V. (2002): Atlas zur Geologie von Brandenburg im Maßstab 1 : 1 000 000 (2. Auflage). Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Kleinmachnow
- STEINER, W.; STEINER, U. (1963): Zur Stratigraphie der quartären Elbeschotter nördlich von Magdeburg. *Geologie* 12(3): 316-327
- STOTTMEISTER, L.; POBLOZKI, B. v. (1999): Die geologische Entwicklung der Altmark - eine Übersicht. *Mitteilungen zur Geologie von Sachsen-Anhalt* (Hrsg. Geologisches Landesamt Sachsen-Anhalt, Halle), Band 5, S. 45-72
- SZUPRYCZYNSKI, J. (1963): Formen und Entstehungstypen der Eisrandlagenzone von Südspitzbergen. Report of the VI. International Congress on Quaternary, Warsaw 1961. Vol. III. Symposium on marginal glacial forms and deposits. Lodz, S. 491-500
- TIETZE, O. (1917): Die äußersten Endmoränen der jüngsten Vereisung Norddeutschlands. *Geologische Rundschau* 7: 110-122
- WAHNSCHAFFE, F. (1885): Die Süßwasser-Fauna und Süßwasser-Diatomeen-Flora im Unteren Diluvium der Umgegend von Rathenow. *Jahrbuch 1884 der Preußischen Geologischen Landesanstalt, Berlin*, S. 260-281
- WAHNSCHAFFE, F. (1886): Mittheilungen über das Alluvium der Rathenower Gegend. *Jahrbuch 1885 der Preußischen Geologischen Landesanstalt, Berlin*, S. 124-132
- WAHNSCHAFFE, F. (1886-1888): Geologische Spezialkarte 1 : 25 000 - Blatt Havelberg (1886), Blatt Bamme (1888), Blatt Garlitz (1888), Blatt Haage (1888), Blatt Rathenow (1888). Preußische Geologische Landesanstalt, Berlin
- WEIßE, R. (1963): Die pleistozäne Formengestaltung des Elbhavelwinkels. Unveröff. Dissertationsschrift (mit umfangreichen Quellenangaben), Pädagogische Hochschule Potsdam
- WEIßE, R. (1965): Entwurf einer Systematik der wichtigsten Endmorärentypen Norddeutschlands. *Geologie* 14(5-6): 610-624
- WEIßE, R. (1966a): Die Entstehung der Großformen des Elbhavelwinkels. *Wissenschaftliche Zeitschrift der Pädagogischen Hochschule Potsdam, Mathematisch-naturwissenschaftliche Reihe*, 10(1): 45-53
- WEIßE, R. (1966b): Die pleistozäne Formengestaltung des Elbhavelwinkels (Die Eisrandlagen). (Beiträge zur Erd- und Landschaftsgeschichte der Mark II). Veröffentlichungen des Bezirksheimatmuseums Potsdam, Heft 11, S. 63-121
- WEIßE, R. (1968): Endmoränen oder Oser östlich von Glöwen ? *Geographische Berichte* (Hrsg. Geographische Gesellschaft der DDR) 49(4): 277-291
- WEIßE, R. (1969a): Die glazialmorphologische Gestaltung im Elbhavelwinkel. In: *Geographische Gesellschaft der DDR* (Hrsg.): Berlin. Die Hauptstadt der DDR und ihr Umland (Exkursionsführer, Exkursion 9). Verlag Hermann Haack, Gotha & Leipzig, S. 67-75

- WEIBE, R. (1969b): Periglaziale Trockentäler auf der weichseleiszeitlichen Endmoräne des Hohen Rotts. *Wissenschaftliche Zeitschrift der Pädagogischen Hochschule Potsdam, Mathematisch-naturwissenschaftliche Reihe* 13(4): 979-986
- WEIBE, R. (1972): Glazialmorphologie des Raumes Brandenburg - Rathenow. *Der Bezirk Potsdam - Geographische Exkursionen*. In: KRAMM, H.J. (Hrsg.): *Geographische Bausteine (Neue Reihe)*, Heft 6, Verlag Hermann Haack, Gotha & Leipzig, S. 118-129
- WEIBE, R. (1974): Warthezeitliche Eisrandlagen und Schmelzwasserbahnen in der Altmark nördlich Gardelegen - Tangerhütte. *Wissenschaftliche Zeitschrift der Pädagogischen Hochschule Potsdam* 18(3): 403-414
- WEIBE, R. (1974): Die warthezeitlichen Oberflächenformen und ihre Genese in der mittleren und nördlichen Altmark. *Geographische Berichte (Hrsg. Geographische Gesellschaft der DDR)* 71(2): 109-120
- WEIBE, R. (1975): Ergebnisse glazialmorphologischer Untersuchungen im weichselglazial geformten Gebiet westlich von Potsdam (mit Bemerkungen zur warthezeitlichen nördlichen Altmark). *Zeitschrift Geologischer Wissenschaften der DDR* 3(9): 1143-1150
- WEIBE, R. (1976): Geomorphologische Detailkarte Rathenow an der Havel / DDR (Farbige Karte im Maßstab 1 : 100 000). Geograficky Ustav CSAV, Brno
- WEIBE, R. (1977a): Struktur und Morphologie von Kames und Endmoränen in den mittleren Bezirken der DDR. *Zeitschrift für Geomorphologie (N.F.)*, Suppl. 27, S. 29-45
- WEIBE, R. (1977b): Genetische Typen glazialer Oberflächenformen in den mittleren Bezirken der DDR. *Potsdamer Forschungen. Wissenschaftliche Schriftenreihe der Pädagogischen Hochschule Potsdam. Naturwissenschaftliche Reihe, Reihe B*, Heft 10
- WEIBE, R. (1978): Die Bedeutung der skandinavischen Vereisungen für die Gestaltung des heutigen Reliefs der Jung- und Altmoränenlandschaft - 100 Jahre Glazialtheorie im Gebiet der skandinavischen Vereisungen. *Schriftenreihe für Geologische Wissenschaften*, Heft 9, S. 291-308
- WEIBE, R. (1980): Untersuchungsergebnisse zum Bau von Grundmoränen. *Potsdamer Forschungen. Wissenschaftliche Schriftenreihe der Pädagogischen Hochschule Potsdam, Naturwissenschaftliche Reihe, Reihe B*, Heft 21
- WEIBE, R. (1987): Die glazialgenetischen Einheiten westlich von Potsdam. *Zeitschrift der Geologischen Wissenschaften* 15(3): 337-353
- WEIBE, R. (1990): *Deutsche Landschaften: Havelland und Randgebiete*. Farbige Karte, M 1 : 100 000 mit Profilen und Text auf Rückseite. Verlag Hermann Haack, Gotha
- WEIBE, R. (1995): Die Glaziallandschaft im Westen Brandenburgs - Quaternary field trips in Central Europe (14. Internationaler Kongress für Quartärforschung, Berlin, 3. - 10. August 1995). Volume 4. - Exkursionen in Berlin und Umland. Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München, S. 1315-1323
- WEIBE, R. (2001): Oberflächennahe Glazialgeologie und Geomorphologie / Exkursionen. In: SCHROEDER, H.-J. (Hrsg.): *Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg*. Nr. 4 - Potsdam und Umgebung (2. Auflage). Geowissenschaftler in Berlin und Brandenburg e.V., Selbstverlag, Berlin, S. 43-79 / S. 108-200
- WEIBE, R. (2002): Glaziale und holozäne Landschaftsentwicklung des Gebietes von unterer Havel und mittlerer Elbe - ein Überblick. In: *Gesellschaft für Ingenieur-, Hydro- und Umweltgeologie mbH, Stendal (Hrsg.): Untere Havel, Naturkundliche Berichte aus Altmark und Prignitz*, Heft 12 (Hochwasser 2002), S. 4-16
- WIEGERS, F. (1928): *Geologische Übersichtskarte von Deutschland*. Blatt 88 (Magdeburg). Preußische Geologische Landesanstalt, Berlin

- WOLDSTEDT, P. (1935): Geologisch - morphologische Übersichtskarte des Norddeutschen Vereisungsgebietes 1 : 1 500 000 mit Erläuterungen. Abhandlungen der Preußischen Geologischen Landesanstalt 46
- ZIERMANN, H. (1974): Ergebnisse quartärgeologischer Untersuchungen im mittleren Teil des Bezirkes Potsdam. – In: Gesellschaft für Geologische Wissenschaften der DDR (Hrsg.): Beiträge zum Quartär im mittleren Teil der DDR (Kurzreferate und Exkursionsführer). Zentrales Geologisches Institut, Berlin, S. 14-37

Anlage 1

Schematisches Landschaftsprofil mit tabellarischem Überblick zu Elbniederung / Kietzer Heide / Havelniederung



	Altmark	Elbniederung	Kietzer Heide		Mahlitz	Schollener Gebiet	Havelniederung
<i>Höhe in m ü. M</i>	77	29 - 35	32 - 40 - 50		30 - 35	39 - 35 26	25
<i>Sedimente</i>		Kiese, Sande, Auelehm, Torf	Kiese, Sande, Steine, Lehm	Sande, Kiese	Geschiebemergel	Sande, Kiese, Mudden, Pelose, Torf	Sande, Kiese, Auelehm, Torf, Mudde
<i>Glaziale Oberflächenformen</i>		Talsandterrasse	Ablationsendmoräne (5)	Sander (6) Satzendmoräne (7)	Grundmoräne	Niedertaulandschaft: Kamesterrassen (9) subglaziale Rinnen (8) Gletscherzungenbecken	Talsandterrasse über Kames und Gletscherzungenbecken
			Schmelzwasserüberlauf Oberheidetal				
<i>Eisrandlagen Nr.</i>			(Äußerste) Randlage 1	Randlage 1c		Randlage 2	
<i>Periglazialformen</i>		Dünen (3)	Dünen, Dellen, Trockentälchen	Trockentälchen, Dellen	Dellen	Dellen, Trockentälchen, Dünen	Dünen
<i>Holozäne Formen</i>		Elbe (1), Flussaue, Alter Elblauf (4)				Torfrinne (2) Torfbecken bzw. Luch (10)	Flussaue Havel
<i>Seen</i>		Kietzer und Schönfelder Flussee	seenfrei		seenfrei	Schollener See (12)	Altwässer der Havel, im N Gülper See
<i>Flusswasser</i>		Überflutung Drängewasser	ohne Fließgewässer		Quell- und Bachwasser	Quellwasser, Grabenwasser	Überflutung, Rückstau, Retentionsareal
<i>Bodenwasser</i>		Stauwasser Sickerwasser Grundwasser	Sickerwasser		Sicker- und Stauwasser	Sickerwasser, Stauwasser	Sickerwasser, Stauwasser, Grundwasser
<i>Böden</i>		Podsol, Auenbraunerde, Gley Pseudo- und Stagnogley, Versumpfungsmoor	Syrosem, Podsol, Braunerde		Braun-, Parabraun-, Fahl-erde, Pseudo- und Stagnogley	Podsol, Braunerde, Anmoor, Verlandungs-, Durchströmungs- und Versumpfungsmoor, degradierte Niedermoore	Versumpfungsmoor, Auenbraunerde, Stagnogley, Gley
<i>Grundwasser</i>		Wasserzehrgebiet	Grundwasserneubildungs- und Abflussgebiet		Grundwasserdurchflussareal, Quellen	Grundwasserneubildungs- und durchflussgebiet, Quellen, Wasserzehrgebiet	Wasserzehrgebiet
<i>Naturschutz</i>		LSG Untere Havel				NSG Schollener See	NSG Untere Havel Nord, LSG Westhavelland
<i>Anthropogene Eingriffe</i>		Gräben, Elbdeich (2), Bühnen, Tongruben			Bäche, Gräben	Bäche, Gräben, Moordammkultur	Gräben, Polder (13), Flusswehre
<i>Siedlungen</i>	Arneburg		Kietz		Mahlitz	Ferchels, Rehberg, Schollene	Parey, Gülpe

Anlage 2

Mögliche
weichselkaltzeitliche
Eisrandlagen zwischen
Kamern und Potsdam

