

Ber. z. dt. Landeskunde	Bd. 69, H. 2, 1995, S. 229—262	Trier
-------------------------	--------------------------------	-------

Peter GÄRTNER, Lothar BEHRENDT, Sixten BUSSEMER,  
 Joachim MARCINEK, Gerhard MARKUSE u. Norbert SCHLAAK, Berlin

## **Quartärmorphologisches Nord-Südprofil durch Brandenburg**

### **1. Einleitung**

Das Bundesland Brandenburg weist eine für das Mitteleuropäische Tiefland einzigartige Abfolge und Verzahnung glaziärer Serien der Saale- und Weichselvereisung auf. Höhenzüge wie die Südbaltische Endmoräne um Joachimsthal und Chorin (BERENDT 1888) oder der Muskauer Faltenbogen (POTONIE 1930) dienen auch heute noch als Typuslokalitäten für das Quartär Norddeutschlands.

Mit diesem Überblick kann naturgemäß nur ein begrenzter Einblick in den aktuellen Forschungsstand entlang eines repräsentativen Nord-Südprofils durch Ostbrandenburg gegeben werden. Dabei sind sowohl bisher nicht publizierte geomorphologische und geologische Kartierungen als auch Geländearbeiten der letzten Jahre und Monate eingeflossen. Günstig war dabei sowohl die teilweise gegenseitige Überschneidung der Untersuchungsgebiete als auch eine Vergleichbarkeit der Methoden, welche vor allem auf die Arbeiten der Berliner Geomorphologischen Schule und die Grundmoränenstratigraphie von Alexander G. CEPEK zurückgreifen.

Im Altmoränenland wird aufgrund ihrer morphologischen Relevanz besonders auf die geologischen Lagerungsverhältnisse der elster- und saalekaltzeitlichen Bildungen eingegangen.

Die Darstellung des Jungmoränenlands konzentriert sich auf die weichselzeitliche glaziäre und periglaziäre Formung, ältere Ablagerungen werden nur bei größerer Reliefwirksamkeit einbezogen (vgl. Abb. 1).

Abb. 1: Haupteisrandlagen Brandenburgs



## 2. Das Altmoränenland der Niederlausitz vom Lausitzer Urstromtal bis südlich des Baruther Urstromtals (L. BERENDT)

### 2.1 Allgemeine geologisch-morphologische Charakteristik

MARCINEK u. NITZ (1973) weisen für die Landschaftsgliederung der Niederlausitz folgende Hauptelemente aus:

1. Das Rückland des Südlichen Landrückens (Drebkauer „Becken“),
2. Die Zone des Südlichen Landrückens (mit dem Niederlausitzer Grenzwall als seinem Kern),
3. Die Zone des Wroclaw-Magdeburger (= Lausitzer) Urstromtals (vgl. Abb. 2).

Regionalgeologisch bildet das hier zu betrachtende Gebiet einen Ausschnitt aus einem den Mittelgebirgen nördlich vorgelagerten, WNW-ESE-orientierten, über 50 km breiten Randstreifen des Norddeutschen Tieflandes. Der Tieflandcharakter wird untergrundstrukturell durch das Auftreten der im gesamten Norddeutsche Tiefland verbreiteten, bis über 100 m eingetieften Rinnen betont. Sie sind überwiegend mit älteren elster- und saaleglazialen Ablagerungen gefüllt. Dieser Raum wird durch an der Oberfläche anstehende Bildungen der Saale-Kaltzeit i. w. S. charakterisiert. Diese werden von einigen Prätertiäraufragungen und zahlreichen Tertiäraustrichen unterbrochen. Im Gebiet Lauchhammer — Senftenberg sind das Relief und der geologische Aufbau durch den Braunkohlebergbau seit fast einem Jahrhundert weitgehend verändert worden.

Das generelle Bild der quartären Ablagerungen ist dadurch geprägt, daß die Elster I- (nur lokal), die Saale I- und -III-Sedimente glazifluviale und untergeordnet glazilimnische Bildungen aufweisen. Der überwiegende Teil der Elster I-Ablagerungen und die Sedimente des Elster II- und Saale II-Glazials sind durch ein Vorherrschen glazilimnischer Ablagerungen charakterisiert.

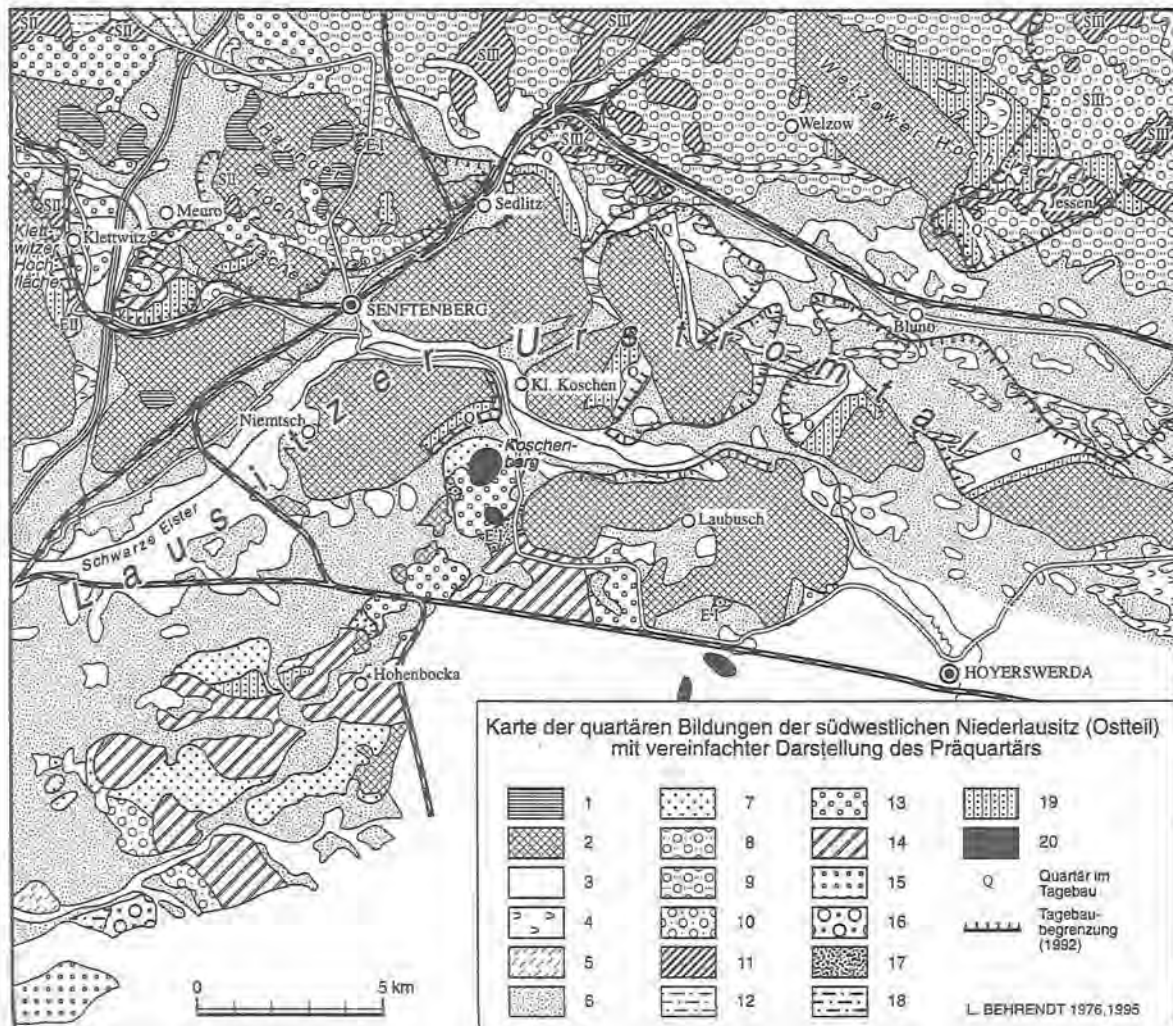
Die allgemeine Gliederung des Saale-Komplexes in diesem Teil des Altmoränengebiets beruht auf dem Vorkommen der Saale I-, Saale II- und Saale III-Moräne mit ihren glazifluvialen und glazilimnischen Begleitfolgen. Zwischen diesen Komplexen lagern weitflächig bis über 10 m mächtige glazifluviale bis fluviale Schotterkomplexe, die beim Zurückweichen des Eises in Richtung Norden abgesetzt wurden.

Da Interglazialablagerungen generell fehlen, muß die stratigraphische Zuordnung der Ablagerungen nicht nur nach den Lagerungsverhältnissen, sondern mittels geschiebestatistischer Untersuchungen (CEPEK 1980) erfolgen. Diese Untersuchungen ergaben eine Übereinstimmung des Geschiebebestandes der Grundmoränen des Elster- und Saale-Komplexes nach Eliminierung südlicher Komponenten (Quarz, Kieselschiefer, Verkieselungen und Gelite, wobei die „sonstigen“ Komponenten auf maximal 10 % reduziert wurden) mit dem Mittel- und Ostbrandenburger Raum. In den nordischen Komponenten (z. B. Feuersteine, paläozoische Kalke und paläozoische Schiefertone) sind dabei keine Überschneidungen in den Werten der Elster- mit den Moränen des Saale-Komplexes zu beobachten. Die durch relativ hohe Dolomitgehalte charakterisierte Saale II-Moräne weist im Arbeitsgebiet gegenüber dem Mittelbrandenburger Raum einen niedrigeren Dolomitgehalt auf.

Nach neueren Erkenntnissen ist anzunehmen, daß das Drenthe — Stadium mit dem Saale I- und II-Glazial zu parallelisieren ist und der Odra-Vereisung (mit zwei Stadien) entspricht. Dementsprechend kann nur das Saale III- Glazial zum Warthe — Stadium gerechnet werden. Die Ablagerungen dieses Stadiums lassen sich nach Osten weiter auf das polnische Gebiet verfolgen (Warta — Stadium mit mehreren Vorstößen).

Das Saale III — Stadium im betrachteten Gebiet kann durch folgende zwei Kriterien charakterisiert werden:

1. Frische Landschaftsformen wie Hohlformen und Seen (z. B. im Drebkauer „Becken“)
2. scharfe, ebene Basisgrenze der Saale-III-Bildungen im Lausitzer Urstromtal mit gut aufgearbeiteten Komponenten.



Paläomorphologisch ist die quartäre Entwicklung durch die Gliederung der Quartärbasis in tiefe Rinnen und randlich reliefarme Hochgebiete, in deren zentralen Bereichen meistens die Hochflächen auftreten, bestimmt.

Die Reliefgestaltung ist charakterisiert durch Formen der fluvialen, zum Teil glazifluvialen Erosion aus der Zeit Prälster bis Elster II, aus dem Holstein-Interglazial bis heute dagegen durch Formen der fluvialen, glazifluvialen und glazigenen Akkumulation. Das Relief wurde nachträglich in wechselndem Ausmaß durch glaziäre und periglaziäre Prozesse nach dem Eisrückzug einer jeweiligen Kaltzeit erodiert. Dieser Reliefausgleich führte im Verlaufe des Quartärs immer mehr zur Verringerung der Reliefenergie im Brandenburger Altmoränenland, das

---

### Legende zur Abbildung 2 (Seite 232):

**Holozän:** 1 — Wasser; 2 — Auffülle; 3 — fluviatile und limnische Bildungen (Auelehm, Sand und Kies, Moorerde, Niedermoortorf, Mudde);

**Weichsel-Kaltzeit bis Holozän:** 4 — ädische Bildungen (Dünensand);

**Weichsel-Kaltzeit:** 5 — deluvial-fluviatile Bildungen (Sand; Schwemmkegelbildungen); 6 — fluviatile Talbildungen (Sand, z. T. kiesig; z. T. Obere Tal-sandfolge im Lausitzer Urstromtal);

**Saale-Kaltzeit** (jüngeres Drenthe- [S II] — sowie Warthe-Stadium [S III], bis auf die Signatur 9 und 12 Hochflächenbildungen):

7 — glazifluviatile Bildungen (Kiessand; S I/S II); 8 und 9 — glazifluviatile Bildungen (Kiessand; Sander; S II bzw. S III); 10 — desgl. (Kiessand; Hochflächen außerhalb der Sanderbereiche; mit Einschreibung S III bzw. ohne als S I — Sander); 11 — glazigene Bildungen (Geschiebemergel und -lehm; mit Einschreibungen S II bzw. S III); 12 — glazilimnische Bildung (Ton, Schluff, Feinsand, z. T. gebändert; S II);

**Saale-Kaltzeit** (älteres Drenthe-Stadium; S I; Hochflächenbildungen): 13 — glazifluviatile Bildungen (Kiessand; außerhalb der Sanderbereiche; S I und S II); 14 — glazigene Bildungen (ungegliederte Endmoränenbildungen; S I, S II, S III); 15 — fluviatile, z. T. glazifluviatile Bildungen (Kiessand; spätes Elsterglazial bis Saale-Frühglazial);

**Elster-Kaltzeit:** 16 — glazifluviatile Bildungen (Kiessand; E I und E II); 17 — glazigene Bildungen (Geschiebemergel- und Lehm; E I bzw. südlich Klettwitz E II mit Diagonalstrichen); 18 — glazilimnische Bildungen (Ton, Schluff, Feinsand; E I und [bis] E II);

19 — **Tertiär**, ungegliedert, z. T. mit geringmächtiger Quartär-Bedeckung;

20 — **Prätertiär**, ungegliedert Proterozoikum.

damit den Übergangsbereich vom stärker denudierten Lausitzer Bergland zum glazigen, glazifluvial und fluvial geprägten Norddeutschen Tiefland bildet.

Südwestlich des herzynisch streichenden Lausitzer Hauptabbruches dient die Lausitzer Grauwacke als Indikator für tektonische Hebungstendenzen der paläozoischen Hochscholle der Lausitzer Masse. Diese tritt erst in den holsteininterglazialen bis saalefrühglazialen fluvialen Bildungen und später auch in den Saale I- und -III-Ablagerungen des Elsterwerdaer Raumes auf.

Unter diesem tektonischen Aspekt sind die Erosions- und Akkumulationsvorgänge zu sehen. Das durch tektonische Hebungen und dadurch ausgelöste Erosionsvorgänge geschaffene Relief wurde in zwei Phasen immer wieder in Richtung zum Ausgleich durch Akkumulation geführt. Dieser Reliefausgleich besteht in der Bildung von fluvial und exarativ ausgeräumten Tälern vor dem Elster I-Glazial und im Holstein-Interglazial und in der Auffüllung dieser Täler in den nachfolgenden Kaltzeiten bis ins Weichsel-Periglazial, zum Teil bis in die Gegenwart. Seit dem Saale III-Anaglazial haben wir ein ausgeglichenes Gefälle vor uns, das sich in einer ebenen Basisfläche der Unteren Talsandfolge im Lausitzer Urstromtal widerspiegelt.

Die Höhenlagen bestimmter Erosionsniveaus sind nicht immer an bestimmte Zeiten gebunden, wie zum Beispiel die im gleichen Niveau liegende Elster I- und Saale I-Basis in der Pößnitz-Rinne belegen. Umgekehrt können unterschiedliche Erosionsniveaus zeitgleich sein. Für den repräsentativen Raum Elsterwerda ergeben sich bezüglich der fluvialen Entwicklung Häufungen verschieden alter fluvialer Terrassen, bei denen die ältesten (Holstein-Interglazial bis Saale I-Glazial) am höchsten (+ 95 - 115 m NN) liegen. Die tiefsten und jüngsten Terrassen sind weichselglazialen Alters (+ 90 m NN).

## 2.2 Regionale Charakteristik

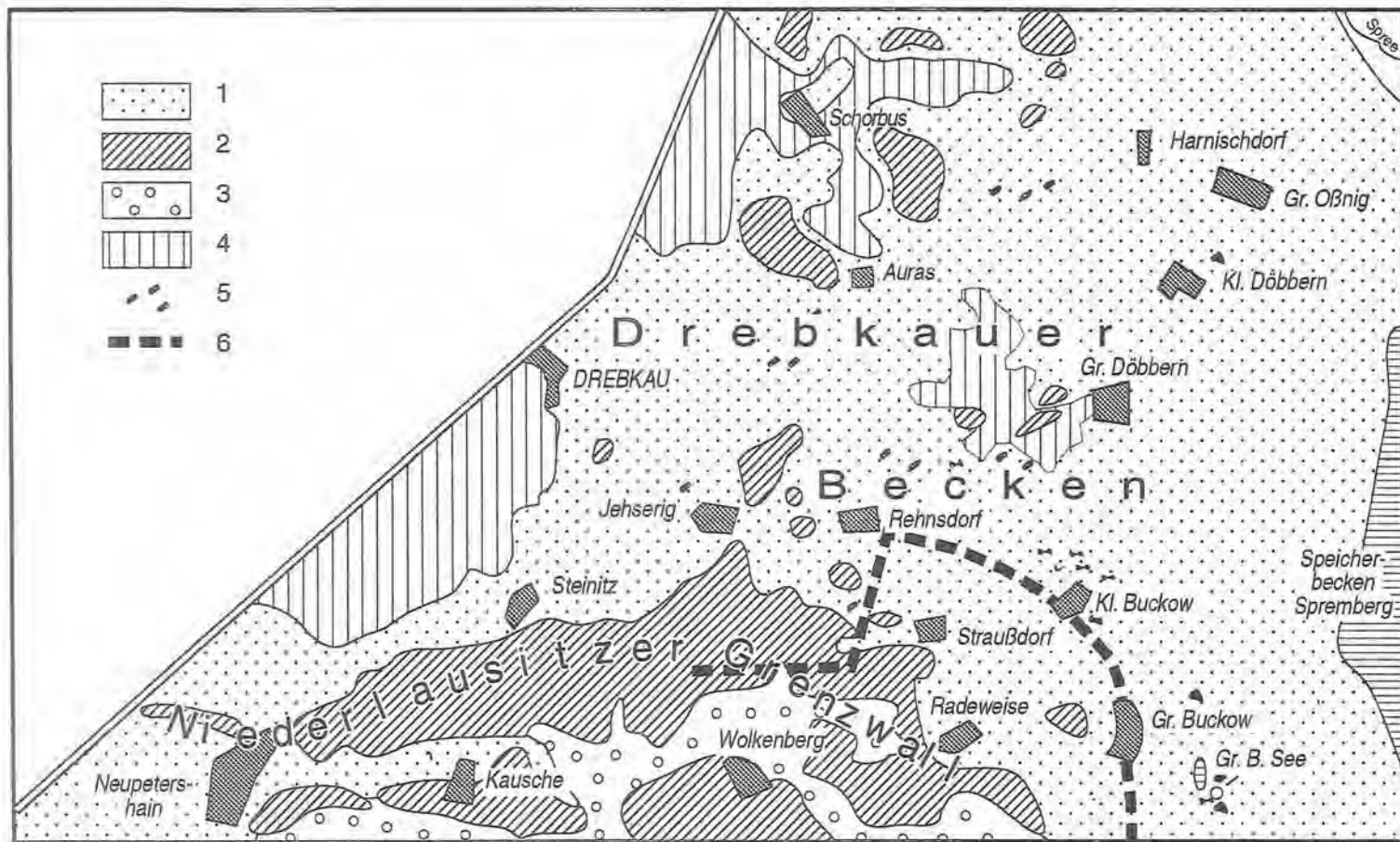
### 2.2.1 Das Rückland des Südlichen Landrückens (Drebkauer „Becken“)

Östlich von Calau bis südlich von Cottbus bildet das Drebkauer „Becken“ eine mehr oder weniger flach gewellte Landschaft, aus der nur die aus miozänen Kiessanden des Senftenberger Elblaufes bestehenden Calauer Höhen (Kuhlingsberg, 150 m NN) herausragen. Im Bereich der Flözausräumungszonen baut sich das Quartär aus über 100 m mächtigen Elster I-, vorwiegend aber aus glazifluvialen und glazilimnischen Elster II-Ablagerungen auf.

Darüber folgen im gesamten Gebiet oft über 50 m mächtige, meist glazigene und glazifluviale Saale I-Ablagerungen. Die S II-Serie ist nur wenige Dekameter mächtig und besteht häufig aus glazilimnischen Schluffen oder Feinsanden, untergeordnet aus glazifluvialen Bildungen. Die besagten Schluffe können selbst mehrere Dekameter mächtig sein und in die S II-Moräne übergehen oder mit dieser wechsellagern.

Die glazifluvialen und glazilimnischen Ablagerungen der Saale III-Serie sind im Raum südlich von Cottbus maximal 5 m mächtig. In tieferen Teilen des Drebkauer „Beckens“ treten jedoch die Saale II-Bildungen an der Oberfläche auf. Die Saale III-Bildungen sind aus diesen Bereichen während des Weichsel-Hoch-

Abb. 3: Geologische Übersichtskarte des Drebkauer Beckens nach BEHRENDT (1976) [1 = Bildungen der Hochflächen (SII, SIII), 2 = Endmoränen (SII), 3 = Sander (SIII), 4 = Beckenbildungen (SII), 5 = Hohlformen, 6 = Tagebau Welzow-Süd]



glazials (CEPEK 1965) bis auf Reste erodiert worden. Beim Drebkauer „Becken“ handelt es sich somit nicht um ein Becken, sondern um ein erodiertes Altmoränen-Hochflächen-Areal. Im E-Teil dieses Gebietes treten als reliktsches Saale III-Glazialrelief Hohlformen und Glazialseen auf. CEPEK (1965) erwähnt den Groß Buckower See, in dessen unmittelbarer Nachbarschaft die „obere Moräne“ als Saale III — Moräne geschiebestatistisch nachgewiesen wurde (nach freundlicher mündlicher Auskunft von D. HELLOWIG, Aug. 94) (vgl. Abb. 3).

Im N-Teil dieser Hochfläche hält NOWEL (1992) eine Saale III-Rückzugsstaffel aus. Diese ist W-E-orientiert auch bei Schorbus (Erpel-Berg) und im Raum W bis SE Lübbenau vertreten. Die Höhenzüge südlich Schorbus gehören wahrscheinlich ebenfalls dieser Rückzugsstaffel an, da eine zum Niederlausitzer Grenzwall zu rechnende Lobenform nur bei Jehserig angedeutet ist. Die Erosionsformen dieses Gebietes ähneln „frischen“ Geländeformen aus dem Verbreitungsgebiet des Weichsel-Glazials.

### 2.2.2 Die Zone des Südlichen Landrückens mit dem Kern Niederlausitzer Grenzwall zwischen Bronkow und Spremberg

Im Raum Altdöbern-Pritzen wird die Basis des Quartärs aus zirka 30 m mächtigen elsterzeitlichen glazigenen und glazifluvialen Bildungen aufgebaut. Wie im Drebkauer „Becken“ folgen darüber glazilimnische Feinsande (E II). Die Saale I-Moräne ist nur im Raum SE Drebkau vorhanden. In diesem Gebiet ist eine unter 10 m mächtige fluviale bis glazifluviale Kiessandserie (S I n — S II v) vorhanden. Die Saale II-Serie tritt hier in der weiter oben beschriebenen Ausbildung auf.

Die Saale III-Serie beginnt im Bereich dieses Höhenzuges mit zirka 10 m mächtigen glazifluvialen Sanden. Die darüber lagernde Folge besteht aus einer wenige Meter bis zirka 10 m mächtigen, oft verlehnten Moräne und aus glazilimnischen Schluffen. In den über 120 m NN reichenden morphologischen Kulminationszonen treten in Abständen von wenigen Kilometern fälschlicherweise als Blockpackungen angesprochene Fließerden auf. Sie sind aus Moränenmaterial, glazilimnischen Schluffen und ungleichkörnigen Sanden hervorgegangen. Sie enthalten nordische Geschiebe mit Durchmessern bis 0,5 m.

Südlich dieses Höhenzuges und zwischen seinen beiden Teilzügen erstreckt sich ein mehrere Kilometer breiter Sander. Im Raum nördlich Sedlitz bis etwa nordwestlich Sabrodt wird dieser zirka 6 m mächtige Sander von einer bis 4 m starken Saale III -Grundmoräne unterlagert. Darunter treten bis 10 m mächtige glazilimnische Bildungen auf. Diese Folge wird im Lausitzer Urstromtal von der 10 bis 15 m mächtigen Unteren Talsandfolge unterlagert. Der gesamte Komplex gehört mit seinen Vor- und Nachschüttsanden zum Saale III-Glazial.

Anzumerken ist, daß der äußere Eisrand des S III-Glazials sich nicht immer an seiner „Randlage“ befand, sondern lokal um einige Kilometer weiter südlich zu finden war.

Südwestlich des Niederlausitzer Grenzwalles treten drei markante Hochflächen auf, die durch den Braunkohlebergbau jedoch nahezu abgetragen sind. Ihr Grundbau wird bestimmt durch das Vorkommen des I. Lausitzer Flöztes und der



miozänen Senftenberger Kiessande mit unterlagernden oder eingeschalteten Fläschenton-Horizonten. Die quartäre Bedeckung weist nur wenige Dekameter auf.

Bei der Welzower Hochfläche handelt es sich ausschließlich um Geschiebemergel, Bänderschuffe und Sandersande des Saale II- und Saale III-Glazials. Die Raunower Hochfläche besaß eine geringmächtige Bedeckung von elsterglazialem Geschiebelehm sowie Saale II-glazialen Sanden und Beckenschuffen. Nördlich Senftenberg erhebt sich eine Stauchmoräne aus Kiessanden und Tertiärmaterial mit einer daran südlich anschließenden Sanderebene. Nach der mit elster- und saaleglazialen Ablagerungen gefüllten Pößnitz-Rinne folgt weiter westlich die Klettwitzer Hochfläche, deren Elster II-glaziale Quartärbedeckung oft lückenhaft ist.

Verbreitet treten auf den Hochflächen Dünen auf. Auf den Ochsenbergen (+ 177,3 m NN) ist der Übergang von der periglaziären Deckserie zu den nach SE einfallenden schräggeschichteten Dünensanden durch das Fehlen der Feinkies-Komponenten in den Dünensanden markiert. Kryogene Deformationen sind nur in den unterlagernden Kiessanden des Senftenberger Elbelaufes zu beobachten.

Das Relief dieser drei Hochflächen ist stark eingeebnet. Lediglich der Süd- und Westrand der Klettwitzer Hochfläche wies eine deutliche sekundäre Zertalung auf. Am Nordrand der Hochfläche kommen mindestens 10 m mächtige, nach NE geschüttete Kiessande in gestauchter Lagerung (z. B. bei Saalhausen) mit zahlreichen südlichen Komponenten (Quarz, Lydit, Eruptiv- und Sedimentmaterial aus dem böhmischen Raum) vor (Elster II bis Saale I). Diese lassen sich bis in den Raum Plessa — Elsterwerda verfolgen.

Im nach W an die Klettwitzer Hochfläche anschließenden Deutsch — Sornoer Becken zeigt sich das Quartär nur in Gestalt der periglaziären Deckserie direkt auf dem Tertiär. Der Westteil dieses Beckens wird großflächig von den letztgenannten Kiessanden eingenommen. Südlich von Schadowitz zeigen diese Verbraunungserscheinungen, die nach unten abnehmen (saaleinterstadiale oder eem-interglaziale Bodenbildung). An eigentlichen Beckenablagerungen treten hier wenige Meter mächtige Saale II-glaziale Schuffe und Feinsande auf.

Ganz im Südwesten des Südlichen Landrückens tritt die Theisa-Hohenleipisch-Plessaer Stauchmoräne mit dem Elsterwerdaer Ast auf. Die Stauchungserscheinungen sind hier überwiegend zweiphasig erfolgt (Saale I und II, vgl. auch VIETE 1960). Die Fortsetzung dieser Stauchungszone liegt am Seeberg und den Tschischeraschen Bergen bis Lauchhammer. Dieses Gebiet ist als ein Zungenbecken ausgebildet. Dieses ist nach Stauchungsstrukturuntersuchungen im Saale I-Glazial angelegt worden (L. BEHRENDT 1976), und zwar ausnahmsweise aus südlichen Richtungen. Die Beckenbasis liegt im Niveau des heutigen Lausitzer Urstromtales. Die Südabdachung ist steil ausgebildet, während in Richtung Norden zum Deutsch-Sornoer Becken hin ein sanfter Abfall zu beobachten ist. Durch diesen Eisvorstoß sind auch das Holstein-Interglazial von Grünwalde einschließlich der Elster I- und -II-Abfolgen sowie die Senftenberger Kiessande gestaucht worden. Später erfolgte über das Deutsch — Sornoer Becken hinweg in südlicher Richtung der Saale II-Vorstoß, dessen Schmelzwässer das oben genannten Zungenbecken nun in N-S Richtung durchflossen.

Die Südwest- bis Westabdachung des genannten Stauchmoränenzuges im Raum Tröbitz über Elsterwerda bis Plessa ist von Sanderbildungen (Saale I

und -II) geprägt. Diese sind jedoch im Verlaufe von Periglazialperioden und im Eem-Interglazial weitestgehend überformt worden.

### 2.2.3 Die Zone des Breslau-Magdeburger (= Lausitzer) Urstromtals zwischen Sabrodt und Bad Liebenwerda

Das Quartär ist im Bereich der Zentrallausitzer Rinne und südöstlich Elsterwerda über 90 m mächtig. Die tiefsten Serien werden an diesen Stellen von elster I- und elster II-glazialen Ablagerungen eingenommen. Im Raum östlich Senftenberg und östlich von Ruhland treten auch Saale I- und Saale II-Bildungen auf. Die glazilimnischen und glazigenen Saale III-Ablagerungen einschließlich des darüber liegenden Saale III-Nachschüttanders sind bereits weiter oben beschrieben worden. Das auffallendste Sediment sind die 10 bis 20 m mächtigen Unteren Talsande der hochglazialen Saale III-Vorschüttbildungen, die bis in den Raum Elsterwerda reichen. Mit Ablagerung dieser Sande ist erstmals im Lausitzer Urstromtal auf einer durchlaufenden ebenen Erosionsbasis ein einheitlicher Sedimentkörper zum Absatz gelangt. Im Raum Elsterwerda ist die Oberkante dieser Sedimente infolge späterer Erosionsvorgänge bei + 82 m NN zu finden, im Gebiet 1 km nördlich Bad Liebenwerda in + 89 bis 91 m NN (höhere Terrasse). Über den Unteren Talsanden treten die weniger als 10 m mächtigen weichselhochglazialen Oberen Talsande mit geringmächtigen interstadialen Schluffen bis Mudden oder Grobschluffen auf. Im Raum Lauchhammer — Elsterwerda sind diese Sande anerodiert oder fehlen zum Teil ganz (Schraden) und werden von bis maximal 8 m mächtigen holozänen Bildungen überlagert (Torf, Schluff, Kalkmudde, Feinsand; Pollenanalyse M. SEIFERT zitiert in L. BERENDT 1976). Die holozäne Talaue ist an dieser Stelle und im östlichen Elbtal zirka 2 m in die Niederterrasse eingesenkt.

Im Elbtal bei Elsterwerda wird die Obere Talsandfolge von jüngeren weichselglazialen Bildungen abgeschnitten, ohne daß dies an der ebenen Oberfläche — wie auch sonst im Lausitzer Urstromtal — zum Ausdruck kommt. Im Raum nördlich Bad Liebenwerda liegt die Oberfläche der weichselzeitlichen Niederterrasse bereits bei + 87 m NN, das heißt zirka 2 m niedriger als die dortige höhere Terrasse (Saale III, siehe oben). Das Gefälle der Niederterrasse ist im Elbtal gegenüber dem unteren (jüngeren) Urstromniveau (das heißt der höheren Terrasse) nach KLAFS (1965) größer durch Tieferlegung der Erosionsbasis im Elbtal nördlich Magdeburg nach Durchbruch der Schmelz- und Flußwässer durch die Letzlinger Rاندlage in Richtung Unterelbe (MARCINEK u. NITZ 1973).

### 3. Das Baruther Urstromtal und die Brandenburger Hauptrandlage (J. MARCINEK)

Das Baruther Urstromtal bildet im südlichen Brandenburg den Grenzbereich zwischen Alt- und Jungmoränenland. Im Abschnitt zwischen Lausitzer Neiße und

Tab. 1: Eisrandlagen und Urstromtalterrassen zwischen Lausitzer und Berliner Urstromtal

Randlage	Zugehöriger Sander	Zugehörige Urstromtalterrasse (m NN/ rel. Auenabstand)			Polnisches Äquivalent
		Lausitzer Tal	Barunther Tal	Berliner Tal	
Wartheglaziale Endmoräne (Spremlberger Randlage)	Wartheglaziale Hauptterrasse	(170/50)			
Bad Muskauer Rückenstaffel	jüngerer Sander	(147/27)			
Brandenburger Hauptendmoräne	Sander von Hollbrunn, Taubendorf, Fehrow, Briesen		älterer Baruther Urstrom (91/10)		Lesznostadium
Reicherskreuzer Staffel	Reicherskreuzer Sander		jüngerer Baruther Urstrom (85/6)		Niveau I und II nach <i>Zynda</i>
Behrendsdorfer Staffel	64-65 m Fläche von Hornow 62-64 m Fläche von Byhlegure Schwanhaeide - Niveau I Müllroser Sander Schwanheide - Niveau II Unterspreewald Potsdamer Urstromtal		(65/4)		Niveau III nach <i>Zynda</i>
				(60/37)	Niveau IV und V nach <i>Zynda</i>
Frankfurter Randlage				(45/31)	Niveau VI nach <i>Zynda</i>
Nicht erhaltene Rückzugsstaffel				(45/22)	Niveau VII nach <i>Zynda</i>

Spree liegt abgesehen von einer kleineren Restfläche Altmoräne bei Drachhausen nur die etwas größere Horno-Grißener Hochfläche als geomorphologisch eindeutiges Altmoränenland nördlich der Baruther Urstromtalung direkt westlich der Neiße.

In diesem Gebiet besitzt die Baruther Urstromtalung eine etwa nur 4,5 km breite Engstelle zwischen der Horno-Grißener und Weißagker Altmoränenhochfläche nördlich und südlich der Urstromtalung.

Dieses nordwärts abfallende Altmoränenland wird im Norden durch die Glogau-Baruther Urstromtalung begrenzt. Westlich der Neiße nimmt die Lieberoser Hochfläche den Raum zwischen Baruther Urstromtalung im Süden und Berliner Urstromtalung im Norden ein. Der Unterspreewald führt über tieferes Gelände in das aus kleinen Hochflächen und weiten Niederungen bestehende Rückland der weichselkaltzeitlichen Maximalausdehnung des Jungmoränenlands (vgl. Abb. 4).

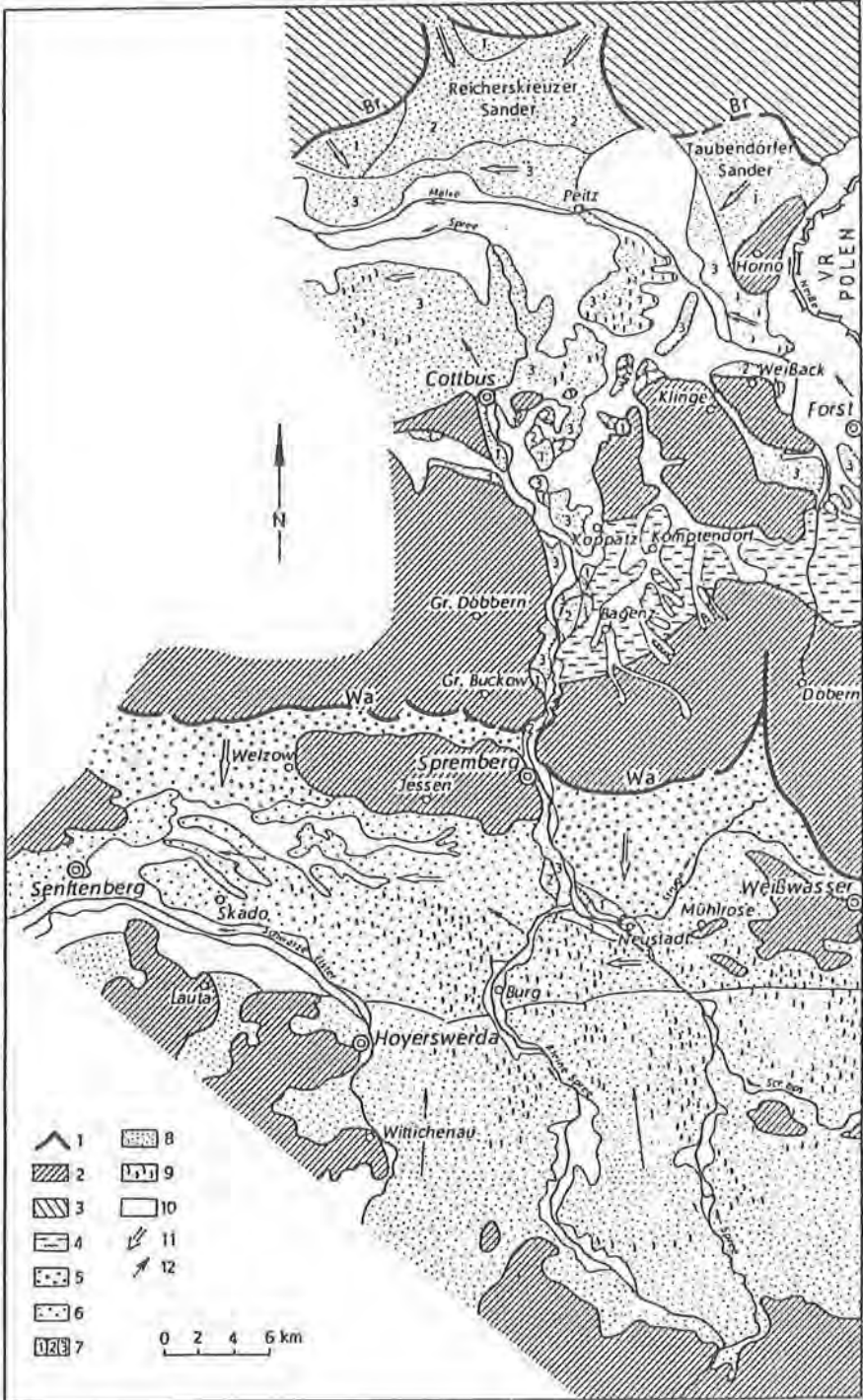
Die Brandenburger Eisrandlage markiert im wesentlichen die maximale Ausbreitung der weichselkaltzeitlichen Inlandvergletscherung. Erstmals wurde die Maximalausdehnung der weichselkaltzeitlichen Inlandeisbedeckung von J. MARCINEK (1961) wegen der Vorkommen von tieferen, moorerfüllten Hohlformen in den Oberspreewaldteil des Baruther Urstromtals vorgezogen. Auch die in der Baruther Urstromtalung gelegene kleine Treppendorfer Altmoränenhochfläche

---

#### Legende zur Abbildung 4 (Seite 241):

- 1 — bedeutende Eisrandlagen
- Wa — Warthe-Stadium
- Br — Brandenburger Stadium
- 2 — Altmoränengebiet
- 3 — Jungmoränengebiet
- 4 — stärker denudiertes Altmoränengebiet z. T. von jüngerem warthezeitlichen Schmelzwasser überschottet
- 5 — Sander am Außenrand der warthezeitlichen Eisrandlage
- 6 — warthezeitliche bis frühweichselzeitliche Talsandfolge im Lausitzer Urstromtal
- 7 — Glazifluviale und fluviale Abflußniveaus z. Z. der Brandenburger Eisrandlage und ihrer Rückschmelzstufen
- (1) — Taubendorfer Sander bzw. 10-m-Terrasse der Spree;
- (2) — Reicherskreuzer Sander bzw. 7-m-Terrasse der Spree;
- (3) — 62... 64-m-Niveau im Baruther Urstromtal bzw. 3-m-Terrasse der Spree;
- 8 — Schwemmkegel der von Süden in das Lausitzer Urstromtal eintretenden Flüsse;
- 9 — Flugsandanwehungen und Dünen;
- 10 — holozäne Auen der Flüsse und Bäche;
- 11 — glazifluviale Abflußrichtungen;
- 12 — fluviale Abflußrichtungen (auch auf Schwemmkegeln)

Abb. 4: Geologische Skizze vom Jungpleistozän der östlichen Niederlausitz (nach CEPEK 1965 aus MARCINEK u. NITZ 1973)



gab in Verbindung mit der Funktion des Urstromtals Veranlassung zu dieser Korrektur (vgl. Tab. 1, auch LIEDTKE 1981 ).

Unterschnittene Sander der Brandenburgischen Eisrandlage und höhere Terrassen im Urstromtal beweisen, daß das Baruther Urstromtal zwischen Lausitzer Neiße und Finer Bruch zweimalig durchflossen wurde (MARCINEK 1961). Im Spreeabschnitt der Baruther Urstromtalung kann ein dreimaliger Durchfluß von Schmelzwässern nachgewiesen werden (vgl. Abb. 5), der nicht nur die Brandenburger, sondern auch die jüngere Saarmund-Reicherskreuzer sowie Behrendorfer (Grunower) Staffel entwässerte. Der dritte Schmelzwasserdurchfluß scherte bereits aus der Baruther Urstromtalung über den heutigen Unterspreewald in das tiefliegende, eisfreie Rückland aus (LEMBKE 1936; MARCINEK 1961) (vgl. Abb. 5).

Während der Maximalausdehnung der weichselkaltzeitlichen Inlandeisvergletscherung durchbrachen Neiße und Spree den Niederlausitzer Grenzwall (10-m-Terrasse der Spree). Das bedeutendste Ereignis dieser Erosionsperiode war aber die Anzapfung des Lausitzer Urstromtals durch eine Erosionsrinne, die dann zum heutigen Spreetal zwischen Spremberg und Cottbus ausgefurcht wurde! Die älteste Terrasse im Spreedurchbruchstal (10-m-Terrasse) durchschneidet nämlich auch das Niveau der weichselfrühglazialen Sande über dem Eem-Vorkommen von Bagenz und ist damit jünger als diese“ (CEPEK 1965, 648). „So ist neben der höhenmäßigen Verbindung der 10-m-Terrasse mit dem „Älteren baruther Urstrom“ (= Abflubniveau während der Maximalausdehnung des Brandenburger Stadiums nach MARCINEK 1961) ein weiteres Argument vorhanden, daß diese 10-m-Terrasse nicht bereits im Warthe-Spätglazial oder in der Eem-Warmzeit existierte (CEPEK 1965, 648). Die Spree schüttete schließlich einen riesigen Schwemmkegel in die Baruther Urstromtalung.

Die sperrende Wirkung der Lieberoser Hochfläche zwang das Schmelzwasser von Rückzugstaffeln östlich der Neiße zur Umfließung bis zur Entwicklung des Berliner Urstromtals. Damit bildete sich infolge der Hochfläche zeitweilig eine geteilte Entwässerung heraus.

In den Abfluß aus dem Spreeabschnitt der Baruther Urstromtalung über den heutigen Unterspreewald mündeten Schmelzwässer aus der Lieberoser Hochfläche ein. Jedoch war auch dieser westwärts gerichtete Schmelzwasserabfluß räumlich differenziert. Zunächst entwickelte sich die Teupitz-Beelitzer Rinne (LEMBKE 1936; MARCINEK 1969), die in den Planeabschnitt des Baruther Urstromtals zurückführte. Schließlich entstand das Potsdamer Urstromtal (MARCINEK 1969), das zuvor als Saalow-Christinendorfer Rinne bezeichnet wurde (LEMBKE 1936). Zu dieser Zeit kann sich bereits das Berliner Urstromtal entwickelt haben, weil allen bisherigen Beobachtungen zufolge Schmelzwasser über die heutige Schwiehllochseerinne südwärts in einen westwärts gerichteten Schmelzwasserzulauf aus der Lieberoser Hochfläche zum Potsdamer Urstromtal übergetreten ist (MARCINEK 1969) (vgl. Tab. 1).

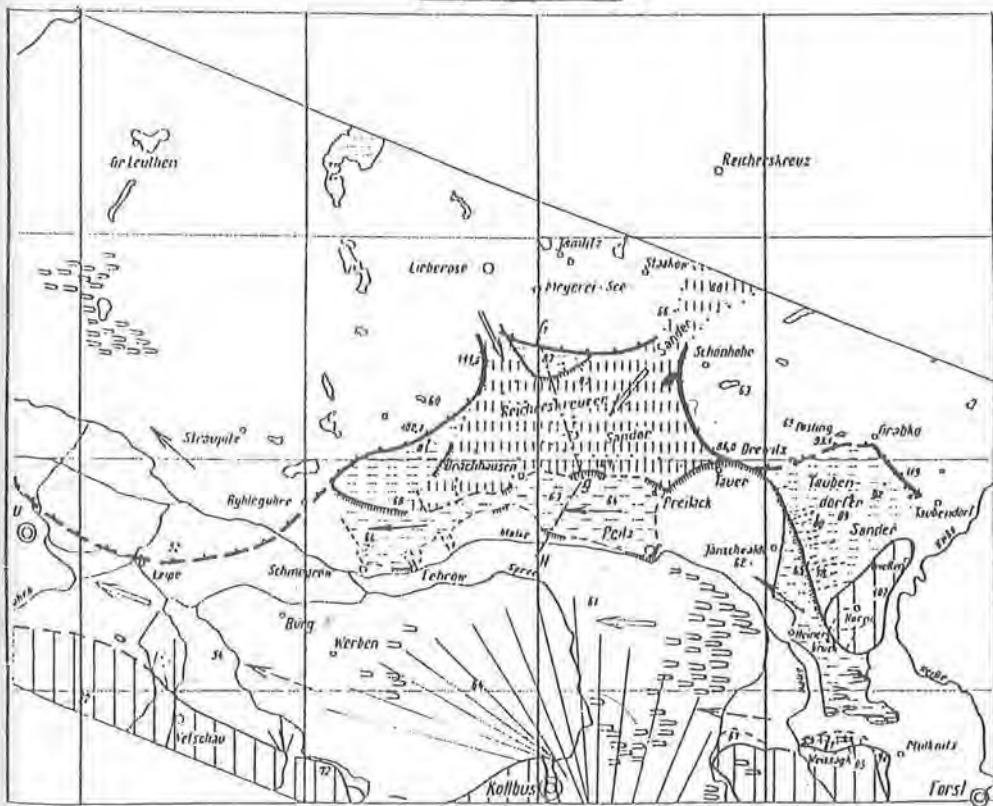
Im Abschluß dieser Entwicklung mündete das vereinigte Spree-Dahme-System in das untere Niveau (Hauptterrasse) der Berliner Urstromtalung im heutigen Südostraum von Berlin. Zu dieser dann im inlandeisfreien Gelände periglazialgeprägten Zeit mit neu gebildeten Dauerfrostboden, Dauerfrostbodenstrukturen, rascher Talentstehung und Dünenaufnehmung sowie Schwinden von

Abb. 5: Das Baruther Urstromtal zwischen Forst und Märkisch Buchholz nach MARCINEK (1961)

*Entwurf einer morphologischen Übersichtskarte  
des Baruther Urstromtales zwischen Neißer und Finer Bruch*



0 2 4 6 8 10 km



Dauerfrostboden und Austauen von verschütteten Toteiskörpern in der endenden Weichselkaltzeit vor rund 10 000 Jahren wandelte sich das ehemals inlandsvergletscherte Gebiet zum Jungmoränenland. In diesem Wandlungsprozeß spielen Laufverlegungen der Flüsse eine große Rolle. Immer, wenn Austauhohlformen von Toteiskörpern innerhalb der warmzeitlichen Grundwasseroberfläche Verbindung miteinander und an die Vorflut besaßen oder erhielten, erfolgten Flußlaufverlegungen (MARCINEK 1986). Neben zahlreichen kleinen Laufverlegungen zeigt sich als bedeutendste in diesem Zeitraum die Spreelauftrennung vom Spree-Dahme-System möglicherweise etwas unterstützt durch Dünenbildung (LEMBKE 1936), über einen ehemaligen westwärts gerichteten Schmelzwasserzulauf zum Potsdamer Urstromtal und die Schwiechlochseerinne nordwärts in die Berliner Urstromtalung, der sie entsprechend dem Gefälle bis heute westwärts bis zur Havel folgt.

#### 4. Der Barnim mit Frankfurter Eisrandlage (S. BUSSEMER)

MARCINEK u. ZAUMSEIL (1993) ordnen den Barnim in das Gebiet der Platten und Niederungen zwischen Eberswalder und Baruther Urstromtalung ein. Die Oberflächengestaltung des Barnims ist fast ausschließlich auf quartäre Prozesse zurückzuführen. Schon zwischen der Basisfläche holsteinwarmzeitlicher Ablagerungen und den heutigen geomorphologischen Großformen Nordostbrandenburgs besteht keine Beziehung mehr (HANNEMANN 1970). Nachgewiesen wurde der dominierende Einfluß der saalekaltzeitlichen Gletscher auf den östlichen Barnim zwischen Prötzel und Tiefensee (HANNEMANN 1970) und auf die Sandergebiete des westlichen Barnims (GÄRTNER 1993).

In die Stauchungsbereiche des östlichen Barnims (Teil des „Bad Freienwalde — Frankfurter Störungszugs“ nach HANNEMANN) sind morphologisch wirksame Schollenschwärme eingeschaltet, deren größter Vertreter die Freienwalder Tertiärscholle ist. KOPP u. KOWALKOWSKI (1990) zeigten am Beispiel der Tertiäraufragung von Sternebeck, daß das Relief in der Abschmelzphase der Weichselvereisung durch differenziert austauendes Toteis nochmals überprägt wurde. In der Hirschfelder Heide stellte BUSSEMER (1994) einen eisrandnahen glaziären Formenschatz fest, welcher offenbar den morphologisch kaum wirksamen stationären Gletscherrand in der Rückschmelzphase des Brandenburger Stadiums auf dem östlichen Barnim markiert (Frankfurter Eisrandlage).

Auf dem westlichen Barnim erfolgte die weichselkaltzeitliche Entwässerung in älteren saalekaltzeitlichen Tiefenlinien bei gleichzeitiger Einebnung des Reliefs bzw. der Auswaschung der älteren Grundmoränen (GÄRTNER 1993). Der hier insgesamt dominierende glazifluviale Formenschatz weist noch interne Differenzierungen auf. Während im Vorland der Frankfurter Eisrandlage weite Sanderebenen vorherrschen, ist das Rückland im Biesenthaler Becken von Kamesfeldern gekennzeichnet (CHROBOK u. NITZ 1987).

Die ebenen bis flachwelligen Moränenplatten, welche im mittleren Barnim zwischen Bernau und Werneuchen sowie im südöstlichen Barnim östlich der Linie Garzin — Rathsdorf überwiegen, werden von einem 2 bis 5 m mächtigen Ge-



schiebemergel des brandenburgischen Stadiums der Weichselvereisung gebildet (GÄRTNER 1993; BUSSEMER 1994). Dieser Geschiebemergel weist vorwiegend ein Laminargefüge auf und ist dem Substrattyp sandiger Lehm bzw. lehmiger Sand zuzuordnen. Seine söhlig Lagerung und relativ gleichbleibende Mächtigkeit weist auf ähnliche Sedimentationsbedingungen im gesamten Verbreitungsgebiet hin. Die Karbonatgehalte betragen gewöhnlich 5 bis 10 Prozent. Die sandigen Decksedimente im Hangenden der Grundmoräne stellen teilweise glazifluviale Nachschüttbildungen dar (nach DIEMANN 1976), müssen jedoch meist als periglaziäre Sedimente angesehen werden (BLUME et al. 1979; BUSSEMER 1994).

Auf der Moränenplatte und in den Stauchungsbereichen müssen die glazialen Rinnen als flächenhaft untergeordnetes, geomorphologisch aber hervorstechendes glazifluviales Formenelement gelten. Neben dem ausgeprägten Becken-Schwellencharakter weisen die größeren Rinnen auch bis zu Dekametern breite Terrassenreste auf (Wukenfurche, Gamengrund). Mit den Rinnen sind vor allem im südlichen Teil des Barnims Oser verbunden (u.a. bei Ahrensfelde, Strausberg, Friedrichshagen). Kames und Oser spielen jedoch außer im Biesenthaler Becken, dessen innere Struktur von Kames geprägt wird (CHROBOK u. NITZ 1987), keine reliefbestimmende Rolle.

Toteisaustauen und Periglazialprozesse formten vor allem die Oberflächen-gestalt der Flußtäler, Becken und Rinnen (CHROBOK u. NITZ 1987; GÄRTNER 1993; SCHLAAK 1993; BUSSEMER 1993). Mehrphasige Austau-prozesse mit entsprechend schwierigem Bau der glaziären und periglaziären Sedimente sind in den größeren Niederungsbereichen (Biesenthaler Becken, Pan-ketal) nachgewiesen worden.

Auswirkungen der frühweichselkaltzeitlichen Periglazialprozesse (Ablation, Gelisolifluktion) konnten bisher nicht großflächig nachgewiesen werden. Nach GÄRTNER (1993) begann die Verfüllung von kleineren Becken auf dem westlichen Barnim in diesem Zeitraum.

Die in den umgebenden Urstromtälern weit verbreiteten Dünenkomplexe (SCHLAAK 1993) reichen stellenweise in schwächerer Ausprägung auf die Ränder des Barnims und streichen dort aus. Parabeldünen sind von GÄRTNER (1993) und TESCHNER-STEINHARDT u. MÜLLER (1994) auf dem westlichen Barnim sowie von LIEDTKE (1957/58) auf dem mittleren Barnim nachgewiesen worden. Auf dem westlichen Barnim erreichen sie relative Höhen von bis zu 30 m (Ehrenpfortenberg). Die Flugsanddecken in den zentralen Bereichen des Barnims erreichen maximale Mächtigkeiten von einem Meter, haben jedoch offenbar besonders auf der Moränenplatte zur Nivellierung des in der Nieder-tauphase geschaffenen Reliefs beigetragen. Hauptbildungsphase der Altdünen des westlichen Barnims scheint nach GÄRTNER (1993) und TESCHNER-STEINHARDT u. MÜLLER (1994) übereinstimmend die Älteste Tundrenzeit zu sein.

Die Verbreitung der Periglazialtäler ist im Gegensatz zu den Dünen an die Bereiche mit der höchsten Reliefenergie des ursprünglichen Glazialreliefs gebunden. Neben den klassischen Trockentälern am Nordostrand des Barnims (LEMBKE 1954) sind weitere Periglazialtäler auf die Entwässerungsniveaus von glazialen Rinnen eingestellt (WINIARSKI 1965; GÄRTNER 1993). GÄRT-

NER (1993) vertritt dabei die Ansicht, daß auf dem westlichen Barnim (Bogenseerinne) nur periglaziäre Überformungen glaziärer Abflußbahnen stattgefunden haben. Durch spätere Vermoorung wurden hier die Kastentalformen eindrucksvoll konserviert. Die Pollenanalysen von Schoknecht in GÄRTNER (1993) an limnischen Sedimenten des Bogensees weisen nach, daß die Talformung spätestens in der Ältesten Tundrenzeit abgeschlossen wurde.

In den glazialen Rinnen erreichen die Periglazialablagerungen ihre größten Mächtigkeiten. So konnte BUSSEMER (1993) in den Teufelsgründen 4 m mächtige periglaziär verlagerte Sedimente oder durch Frostbodenprozesse beeinflusste glaziäre Ablagerungen feststellen. Die Betrachtung dieser faziell vielfältigen Schichtenfolgen weist gleichzeitig auf die Mehrphasigkeit des weichelspätglazialen Periglazials im Jungmoränengebiet hin.

Weniger mächtige, aber weiter verbreitete Periglazialsedimente wurden von CHROBOK u. NITZ (1987) im Biesenthaler Becken auf einer Fläche von 8 km<sup>2</sup> nachgewiesen. Ihre limnische Fazies ist offenbar als Initialstadium der von GÄRTNER (1993) und SCHLAAK (1993) auf dem gesamten westlichen Barnim nachgewiesenen alleröd- bis jungtundrenzeitlichen Seeablagerungen anzusehen, welche in enger Verbindung mit durch Toteistieftauen verursachten Seespiegelschwankungen stehen.

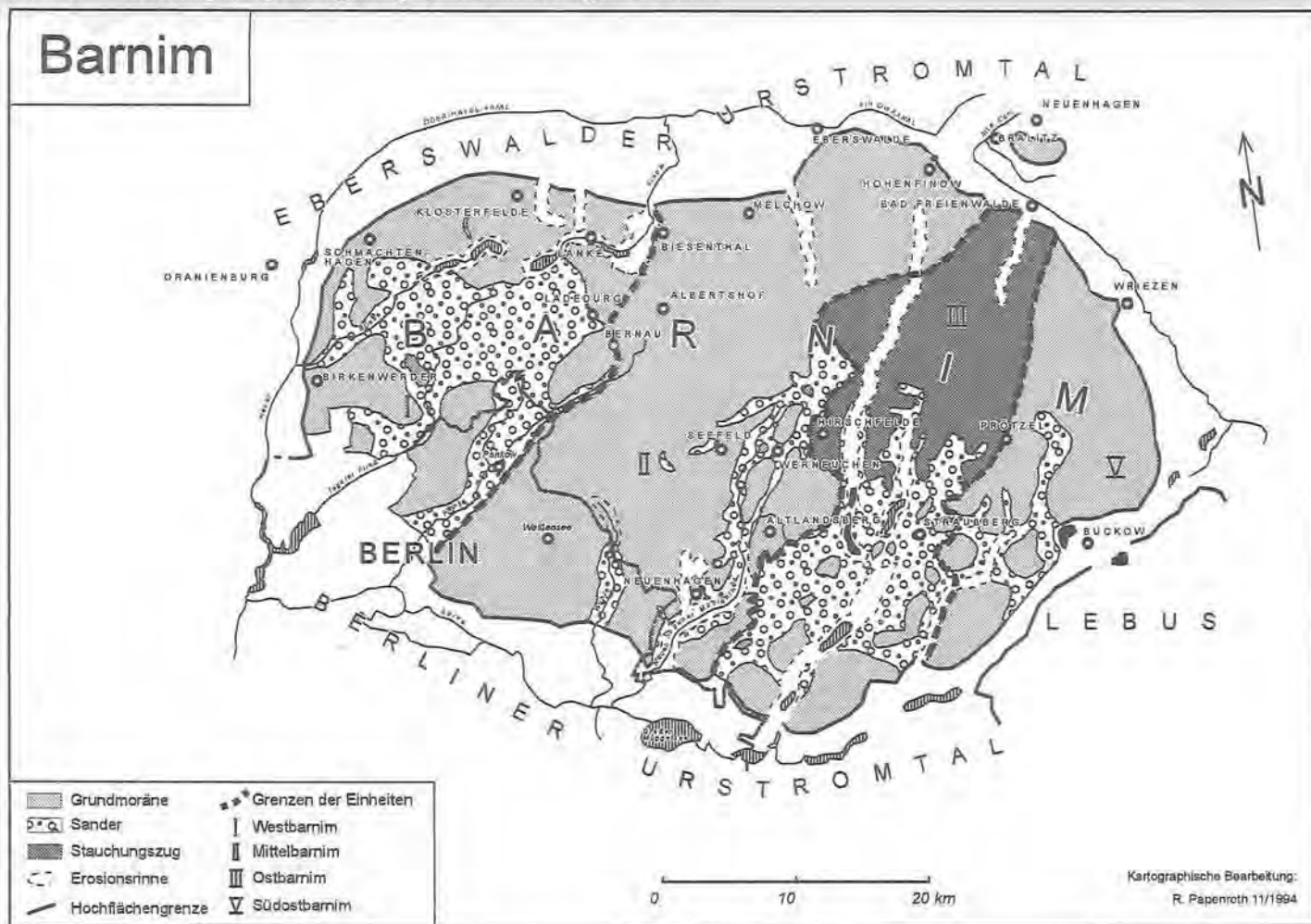
Auf den Ebenen der Grundmoränen und Sander wird die periglaziäre Fazies von relativ gleichförmigen periglaziären Deckserien (Umlagerungs- und Perstruktionsserien nach BUSSEMER 1994) vertreten. Der Geschiebedecksand als oberstes Glied der periglaziären Deckserien weist Mächtigkeiten bis zu einem Meter auf. Über Korngrößenparameter läßt er sich auf allen Reliefelementen nachweisen (BUSSEMER 1994). Die Geschiebedecksande von periglaziären Deckserien auf lehmigen Grund- und Ablationsmoränen unterscheiden sich nach diesen Parametern deutlich von den Geschiebedecksanden auf sandigen glazifluvialen und äolischen Ablagerungen.

Die im ausgehenden Spätglazial der Weichselkaltzeit beginnende, aus geomorphologischer Sicht jedoch vor allem im Holozän wirksame Vermoorung erreicht auf dem Barnim Mächtigkeiten bis zu 15 m (SCHLAAK 1993). In den Tälern hat GÄRTNER (1993) vor allem Durchströmungs- und Verlandungsmoore kartiert, während die Becken der Barnimplatte vor allem durch den Grundwasseranstieg hervorgerufene flache Versumpfungsmoore beinhalten.

Die äolischen Prozesse wurden auf dem Barnim warmzeitlich wiederholt reaktiviert, wobei wiederum die sandigen flachen Gebiete des westlichen Barnims betroffen waren. DE BOER (1992) konnte die bis zu 6 m hohe Düne bei Basdorf in die historische Zeit datieren, auch die deutlichen Überhöhungen der Altdünen (TESCHNER-STEINHARDT u. MÜLLER 1994) und Flugsanddecken (GÄRTNER 1993) gehören in diese Phase.

#### 4.1 Die Frankfurter Eisrandlage

Der Verlauf der Frankfurter Eisrandlage wird in Ostbrandenburg traditionell recht geschlossen dargestellt, obwohl schon BESCHOREN (1934) einen „mehr



episodenhaften Charakter des Frankfurter Stadiums zwischen Havel und Oder“ betont. Die vereinzelt markanten Stauchmoränen in ihrem Verlauf wurden von HANNEMANN (1970) als ältere Formen identifiziert (Booßener, Heinersdorfer und Freienwalder Höhen). Morphologisch sind so der Frankfurter Eisrandlage lediglich die Ansätze einiger Schlauchsander und eine auf dem Mittleren Barnim bis zu 10 km breite Zone von Binnenentwässerungsgebieten (BUSSEMER 1992) zuzuordnen. Die Materialakkumulation im unmittelbaren Endmoränenbereich ist auf Lebus und Barnim nach übereinstimmenden Beobachtungen von BROSE (1995), GÄRTNER (1993) und BUSSEMER (1994) gering. Die Ansicht einer verstärkten Toteisabspaltung vom brandenburgischen Gletscher in diesem Raum (erstmals v. BÜLOW 1927) erhält damit weitere Unterstützung.

#### 4.2 Geomorphologische Gliederung des Barnims

1. **Westlicher Barnim** — Es dominieren ausgedehnte weichselkaltzeitliche Sanderflächen, welche sich älteren, wahrscheinlich saalekaltzeitlich angelegten Großformen anpassen (GÄRTNER 1993). Im Norden sind Stauchungszonen mit glazialen Rinnen vergesellschaftet, für deren ältere Anlage es ebenfalls Hinweise gibt (SCHLAAK 1993). Das Gebiet wird im Osten von der Panketalung und dem nördlich daran anschließenden Biesenthaler Becken abgeschlossen.
2. **Mittlerer Barnim** — Der geomorphologisch homogenste Teil des Barnims ist eine kompakte weichselzeitliche Grundmoränenplatte mit schwach ausgebildeten Rinnen und schmalen Schlauchsandern. Im südlichen Teil wird er von den Sandern im Panketal und bei Wegendorf begrenzt, im nördlichen Teil dagegen von den Stauchungszügen zwischen Tiefensee und Falkenberg im Osten bzw. zwischen Lobetal und Biesenthal im Westen.
3. **Östlicher Barnim** — Der östliche Barnim weist die größten absoluten Höhen wie auch Reliefenergien auf. Die präweichselzeitlich angelegte Stauchungszone wird von einem toteis- und eisrandgeprägten Formenschatz ergänzt. Hier läßt sich die deutlichste Ausbildung der Rinnen auf dem Barnim beobachten. Im südlichen Teil sind Flächensander vorgelagert.
4. **Südöstlicher Barnim** — Grundmoränenplatte östlich der Linie Garzin-Rathsdorf. (vgl. Abb. 6).

#### 5. Das Eberswalder Urstromtal (N. SCHLAAK)

Das Eberswalder Urstromtal besitzt als Teilstück des Thorn-Eberswalder Urstromtales zwischen dem Steilabfall zum Niederoderbruch bei Niederfinow im Osten und Liebenwalde im Westen eine Breite von 3 bis 8 Kilometer. Nördlich

grenzen die Kleinlandschaften der Grundmoränen und Sander im Vorland der Pommerschen Eisrandlage und im Süden die Kleinlandschaften des nördlichen Barnim an die Talung.

Die Höhenlage der Quartärbasis variiert im Zuge des Urstromtales außerordentlich stark. Westlich von Eberswalde liegt diese zum Beispiel durchschnittlich zwischen 20 und 60 m unter NN.

Eine über lange Zeit strittige Frage war der Gedanke eines einheitlichen Thorns — Eberswalder Urstromtales, dessen Gültigkeit von LIEDTKE (1956/57) für die Zeit nach dem Abschmelzen des Inlandeises von der Pommerschen Eisrandlage bekräftigt wurde. In neueren Arbeiten werden drei Abflußniveaus im Finowabschnitt unterschieden (BROSE *zul.* 1994). Mit dem 47-m- und 40-m-Niveau (Abfluß der Pommerschen bzw. Parsteiner Eisrandlagen) wurden Terrassenreste nördlich von Biesenthal verknüpft. Der untere Urstromtalboden (Hauptterrasse) in 36 m NN wurde von Schmelzwässern aus dem Warthebruch und von der Angermünder Staffel über Moränendurchlässe bei Chorin und im Odertal geschaffen.

Die im Bereich des Hauptniveaus oberflächlich anzutreffenden Sedimente werden häufig von 3 — 5 m mächtigen nach Westen geschütteten Sanden und Kiesen gebildet. In dieser Tiefenlage ist oftmals eine Blocksohle ausgebildet, die als Erosionsrest einer (oder mehrerer) Grundmoränen angesehen wird. Der liegende Geschiebemergel, der zuweilen auch direkt unter geringmächtiger Sandbedeckung fast das Hauptniveau von 36 m NN erreicht, konnte mittels geschiebestatistischer Untersuchungen an zahlreichen Proben als saalezeitliche Grundmoräne eingestuft werden. Weichselzeitliche Grundmoränenreste, wie sie nördlich und südlich der Talung im Gebiet der Grundmoränenplatten oberflächennah anstehen, konnten bisher im Eberswalder Tal nicht gefunden werden. Sie fielen offenbar vollständig der starken Schmelzwassererosion zum Opfer.

BESCHOREN (1934) kartierte zwischen Eberswalde und Zerpenschleuse das Vorkommen von grauen Warventonen/-schluffen. Auch über diesen bis zu 9 m mächtigen Staubeckenablagerungen, deren Oberkante bei Eberswalde um 29 m NN liegt, konnten verbreitet Reste von Geschiebemergel des Saale-Komplexes analysiert werden und belegen damit das bereits saalezeitliche Vorhandensein einer langgestreckten Depression im Zuge des heutigen Eberswalder Urstromtales bei zirka 20 m NN (SCHLAAK 1984).

Im Bereich aller Urstromtalniveaus existiert eine Vielzahl von Hohlformen, deren Erhaltung mit verschüttetem Toteis erklärt werden muß. Der Beginn der weichselspätglazialen organogenen Sedimentation in den heute meist wassergefüllten bzw. vermoorten Becken und Rinnen konnte durch Pollenanalysen und 14 C-Datierungen (11 400 +/- 200 BP) für das Alleröd belegt werden (SCHLAAK 1993) (vgl. Abb. 7).

Die zahlreichen ausgedehnten Dünenfelder am Südrand der Talung zeigen eine mehrphasige Entstehung. Den Kern bilden jeweils Sande aus dem frühen Spätglazial, welche durch eine allerödzeitliche Braunerde (Finowboden) bedeckt werden (SCHLAAK 1993). Darüber lagern Flugsande der jüngeren Dryas. Für das folgende Holozän konnten weitere drei Überwehungsphasen datiert werden, bei der eine nicht unbeträchtliche Aufhöhung der Dünenkörper erfolgte.

Damit stehen im Zuge des Eberswalder Tales neben den bekannten einförmigen

gen Geländeabschnitten einer Urstromtalung solche Gebiete mit einer ausgesprochenen Mannigfaltigkeit der Formenwelt gegenüber.

## **6. Das Gebiet zwischen Pommerscher Haupteisrandlage und Angermünder Staffel (P. GÄRTNER)**

Die Pommersche Haupteisrandlage ist der morphologisch markanteste Endmoränenzug des Nordostdeutschen Tieflandes. Die großartige Ausprägung der Moränenrondelle des Pommerschen Stadiums wird im betrachteten Brandenburgischen Raum durch den Parsteiner Bogen im Osten und den Joachimsthaler Bogen im Westen markiert. Dieses Gebiet wurde zum Ausgangspunkt der klassischen norddeutschen Glazialforschung (G. BERENDT 1888).

Die wesentliche Reliefformung geht auf den hier am weitesten nach Süden vorstoßenden Odergletscher des Pommerschen Stadiums der Weichselvereisung zurück, der in diesem Raum eine große Kraftwirkung und Sedimentführung erreichte (vgl. Abb. 8).

Während eines längeren quasistabilen Eisrandes wurden die markanten Satz- und Stauchendmoränen der Pommerschen Haupteisrandlage ausgebildet. Sie sind entlang der Kammlinie lithologisch durch die charakteristische Blockpackung markiert.

Die Endmoränenkörper sind hauptsächlich auf Staplungs- und Staucheffekte der Gletscher des Pommerschen Stadiums zurückzuführen. Das für einzelne Abschnitte aber auch eine Anlehnung an ältere, präweichselzeitliche Formen angenommen werden kann, belegen die Lagerungsverhältnisse im Endmoränenkern bei Schiffmühle (BUSSEMER, GÄRTNER, SCHLAAK 1993). Sie stehen vermutlich im Zusammenhang mit großflächigen Lagerungsstörungen in diesem Raum (vgl. Abb. 9).

Die mittelpleistozäne Aufragung bei Schiffmühle bestimmte während des weichselzeitlichen Deglaziationsprozesses die kleinräumig wechselnden Sedimentationsverhältnisse im Vor- und Rückland der Endmoräne.

Die bedeutende Sedimentführung des Odergletschers spiegelt sich in der Ausbildung mächtiger Sander am Eisrand wieder. Der geomorphologischen Struktur des Vorlands entsprechend bzw. durch den Eisrandverlauf gesteuert kam es dabei zur Ausbildung von Flächensandern (Schorfheide), Rinnensandern (Bugsinsee, Werbelinsee) und Kegelsandern (Althüttendorf), die mit dem 47 m Niveau des Eberswalder Urstromtals verbunden sind. Ausgedehnte Sanderflächen wurden über Toteis geschüttet (z. B. Mönchsheidesander, LIEDTKE 1956/57) und sanken nach Toteisaustau ab. Im Zuge der Deglaziation wurden dann die Abflüßbahnen mehrfach durch die Schmelzwässer jüngerer Eisrandlagen wiederbenutzt und dabei unterschritten.

Als solche jüngeren Eisrandlagen gliedert BROSE (zul. 1994) im Rückland der Pommerschen Haupteisrandlage 3 Rückzugshalte (Parstein 1—3) aus, die südlich des Parsteiner Sees entwickelt waren. Stauchungserscheinungen in diesen Endmoränenablagerungen (Parstein 1 und z. T. 2) werden als eine kurzzeitige

Abb.7: Schematische Darstellung der Paläoböden in der Postdüne

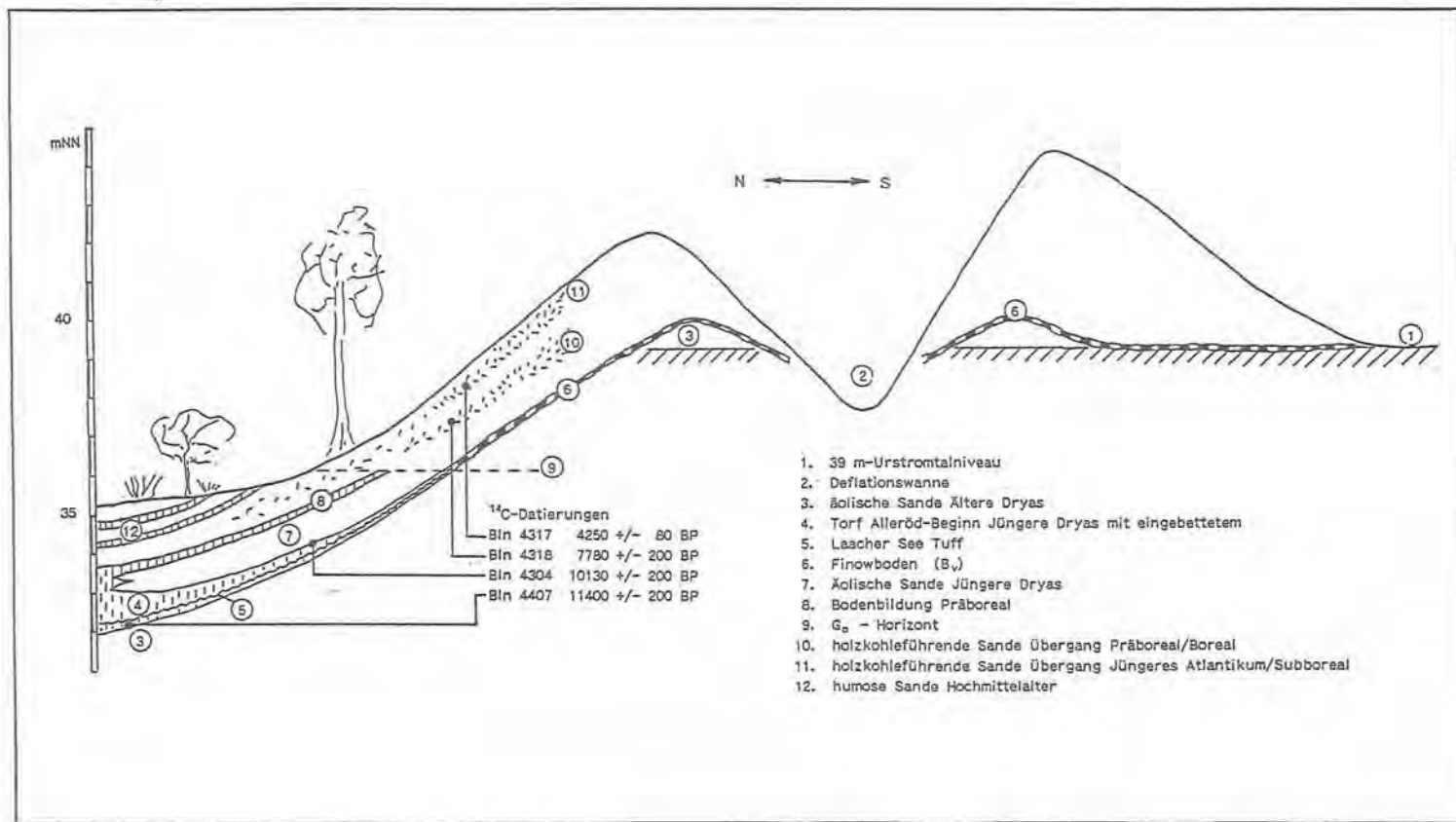


Abb. 8: Höhengschichtenkarte des Pommerschen Stadiums zwischen Pommerscher Haupteisrandlage und Angermünder Staffel

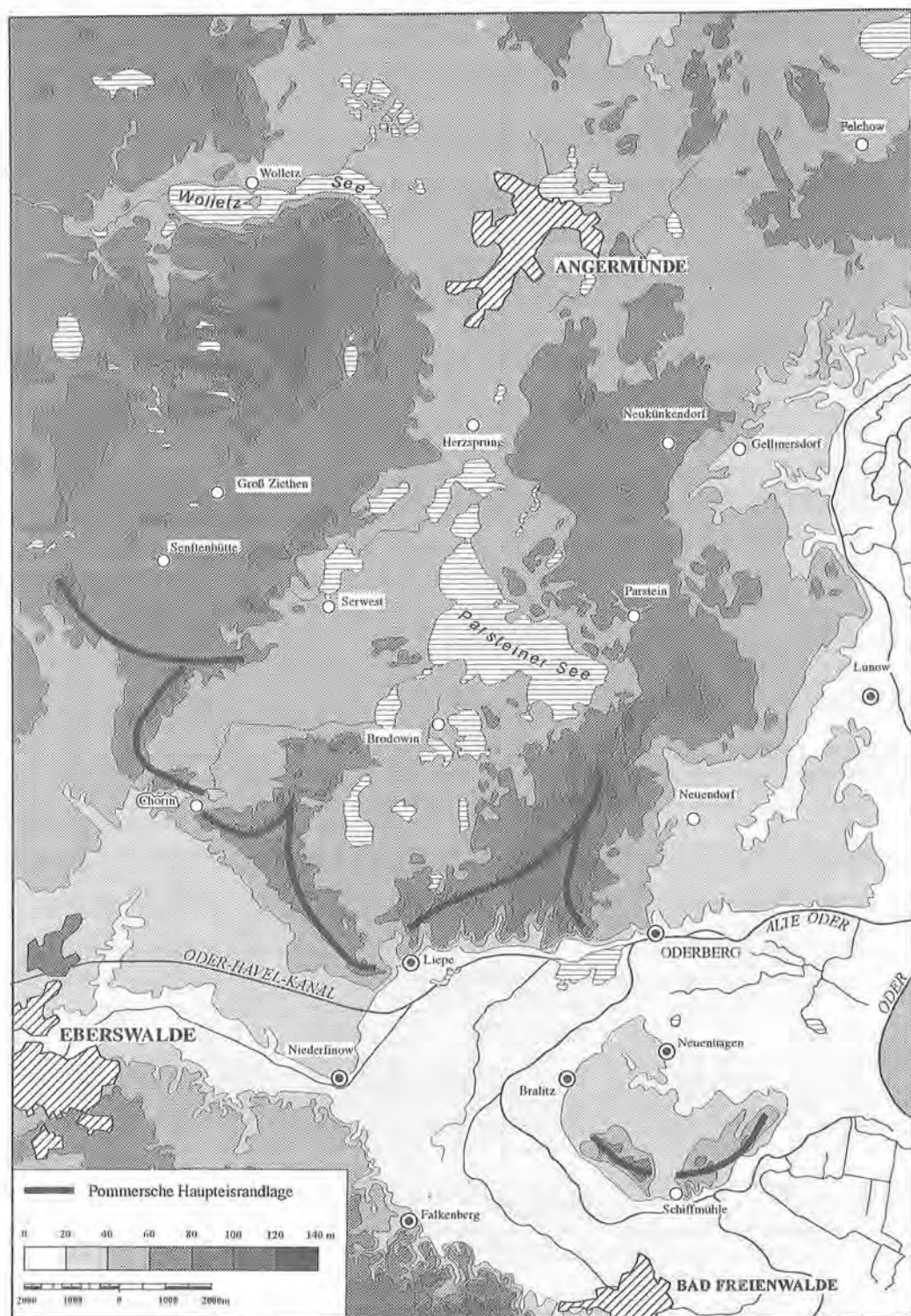
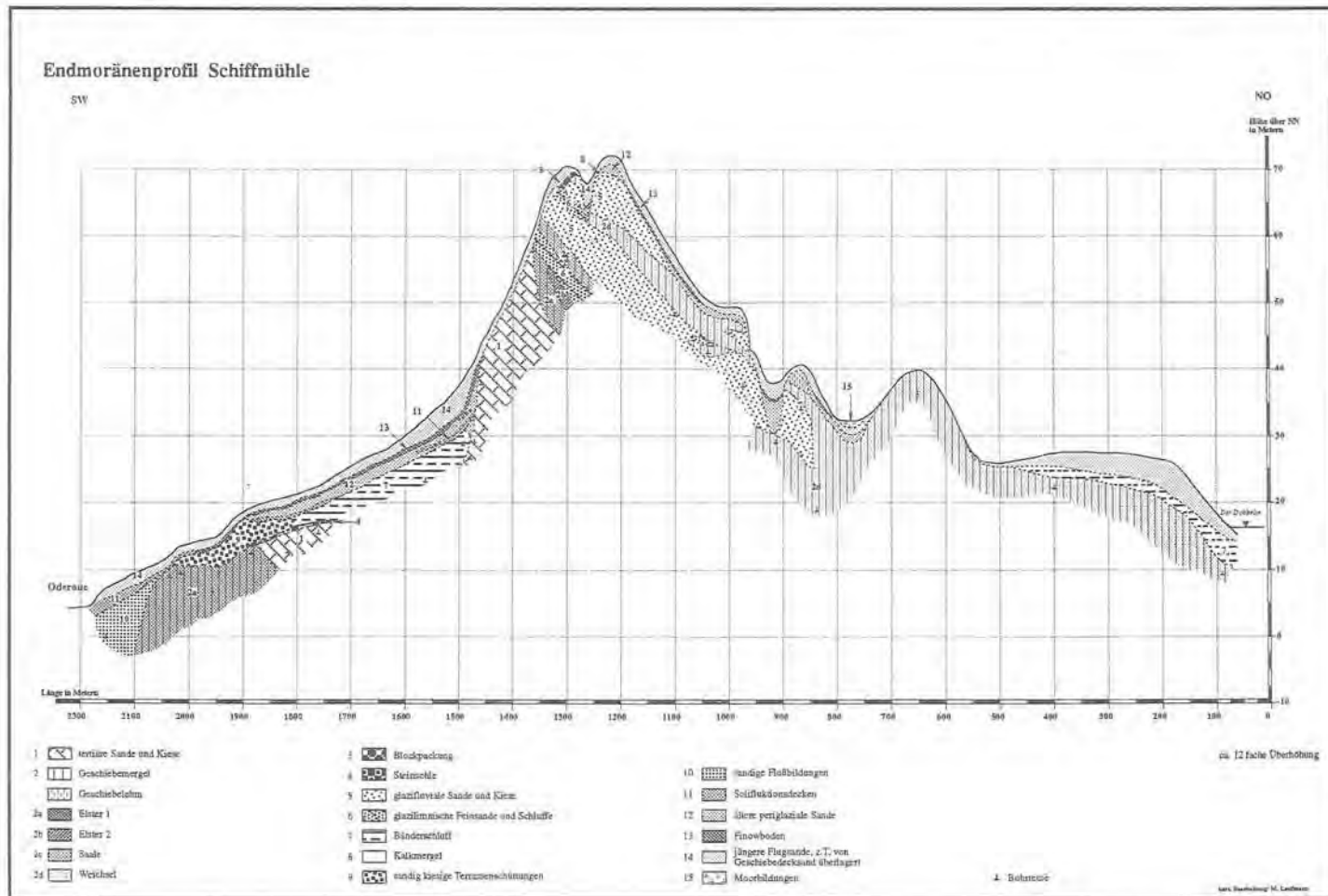




Abb. 9: Querprofil durch die Eisrandlage bei Schiffmühle (aus BUSSEMER, GÄRTNER u. SCHLAAK 1993 sowie MARCINEK et al. 1994)



Aktivierung des Gletscherrandes während des Rückschmelzens gedeutet (BROSE 1994). Ihre Schmelzwässer entwässerten über Moränenüberläufe zum Eberswalder Urstromtal (40 m Niveau).

Im Vorland der Angermünder Staffel anstehende mächtige glazilimnische Feinsande und Schluffe mit antithetischen Störungen (MARCINEK et al. 1994) deuten auf die Existenz eines glazialen Staubereiches über Toteis. Die Überlagerung der glazilimnischen Sedimente durch einen Geschiebemergel und glazigene Dislokationen bis südlich Herzsprung belegen eine nochmalige Aktivierung des Odergletschers in einem weiten Toteisfeld (LIEDTKE 1956/57).

Die damit verbundene Eisrandlage der Angermünder Staffel ist in ihrem Relief gegenüber der Pommerschen Haupeisrandlage deutlich schwächer ausgebildet. Zum einen geht dieser Umstand auf die Überföhrung von Toteisfeldern zurück, deren Austau das ursprüngliche glaziale Relief weitestgehend zerstörte, zum anderen deuten die geringmächtigen und episodisch auftretenden Blockpakungen auf einen unregelmäßigen stark zerlappten Eisrand (MARCINEK et al. 1994).

Die Angermünder Staffel schüttete ihre Schmelzwassersedimente über das Toteis (LIEDTKE 1956/57) des Parsteiner Beckens und den Moränenüberlauf bei Chorin in das Eberswalder Urstromtal und brachte dort die Sande der 36 m Terrasse (Hauptterrasse) zur Ablagerung.

Untersuchungen auf der Neuenhagener Oderinsel und im Vorland der Angermünder Staffel (BUSSEMER, GÄRTNER, SCHLAAK 1993; MARCINEK et al. 1994) zeigen einen starken Einfluß periglazialer Prozeßfolgen und Sedimente auf die Reliefentwicklung im Pommerschen Gürtel der Weichselvereisung.

Im Übergang vom Hoch- zum Spätglazial wurden sowohl im Bereich der Pommerschen Haupteisrandlage als auch im Vorland der Angermünder Staffel unter dem Einfluß niedertauenden Toteises in kleinräumig abgedämmten Becken spätglaziale Kalkmergel abgelagert. Das genetische Modell ihrer Ausbildung ist mit ähnlichen Bildungen im Biesenthaler Becken (CHROBOK u. NITZ 1987) sowie auf dem Westlichen Barnim (GÄRTNER 1993) vergleichbar.

Am Hangfuß der Endmoräne von Schiffmühle bilden Solifluktuionsdecken in Verzahnung mit abturalen Sanden das Liegende der Periglazialfolge. Vermutlich fällt in diesen Abschnitt auch die Einschneidung der Periglazialtäler, deren morphologische Entwicklung oftmals in glazialen Abflußbahnen ihren Ansatz fand.

Im Vorland der Angermünder Staffel verursachten die ausgeprägten periglazialen Klimaverhältnisse im Randbereich des Inlandeises die Entstehung von Frostkeilnetzen auf kiesigen Schmelzwasserablagerungen (MARCINEK et al. 1994).

Die Flugsande der Älteren Dryas führten zu einem ersten flächenhaften Ausgleich des Glazialreliefs ohne dabei selbst reliefbildend zu sein. Zumeist sind diese Flugsande deutlich geschichtet. Sie schließen über den fluvialen Füllungen der Periglazialtäler an. Da spätere fluviale Bildungen in diesen Tälern fehlen, kann angenommen werden, daß die periglaziale Talbildung bis dahin abgeschlossen war, ähnlich wie das zum Beispiel Untersuchungen im westlichen Barnim zeigen (GÄRTNER 1993).

Im Alleröd dokumentiert sich eine Ruhephase der periglazialen Prozesse in der Ausbildung einer spätglazialen Braunerde (Finowboden). Dieser Leithorizont

ist flächenhaft in den äolischen Ablagerungen des Vor- und Rücklandes der Endmoräne von Schiffmühle verbreitet.

Es folgen äolische Sande der Jüngeren Dryas. Sie sind teils ungeschichtet und zumeist mächtiger als die Bildungen der Älteren Dryas. Am Kamm der Endmoräne von Schiffmühle bilden sie mehrere kleine Dünen. Vereinzelt werden diese Flugsande von einer zweiten Braunerde überlagert (Präboreal?).

Für das Holozän können drei Flugsandphasen ausgewiesen werden. Sie erstrecken sich auf die Zeiträume des Übergangs Präboreal/Boreal, das ausgehende Atlantikum — beginnendes Subboreal sowie das Subatlantikum und koinzidieren mit Flugsandphasen im Eberswalder Urstromtal (SCHLAAK 1993) und auf dem Barnim (GÄRTNER 1993; BUSSEMER 1994; TESCHNER-STEINHARDT u. MÜLLER 1994). Die holzänen Materialumlagerungen auf der Neuenhagener Oderinsel erreichen dabei Mächtigkeiten bis zu 6m (MARCINEK et al. 1994).

Die limnische Sedimentation in den ehemals toteisplombierten Seebecken setzte mindestens mit dem Alleröd ein (MARCINEK et al. 1994).

## **7. Das uckermärkische Rückland der Angermünder Staffel (G. MARKUSE)**

Im Nordosten des Landes Brandenburg bilden große und kleine Seen, trockene Hohlformen, weite und enge Talungen, die zum Teil vermoort sind, neben linearen und arealen sandigen Abschnitten zusammen mit welligen, hügeligen und gestreckten Reliefelementen ein buntes Mosaik von Oberflächenformen. Sie konstituieren in wechselnder Größe und unterschiedlichen Flächenanteilen das heutige Relief der Uckermark.

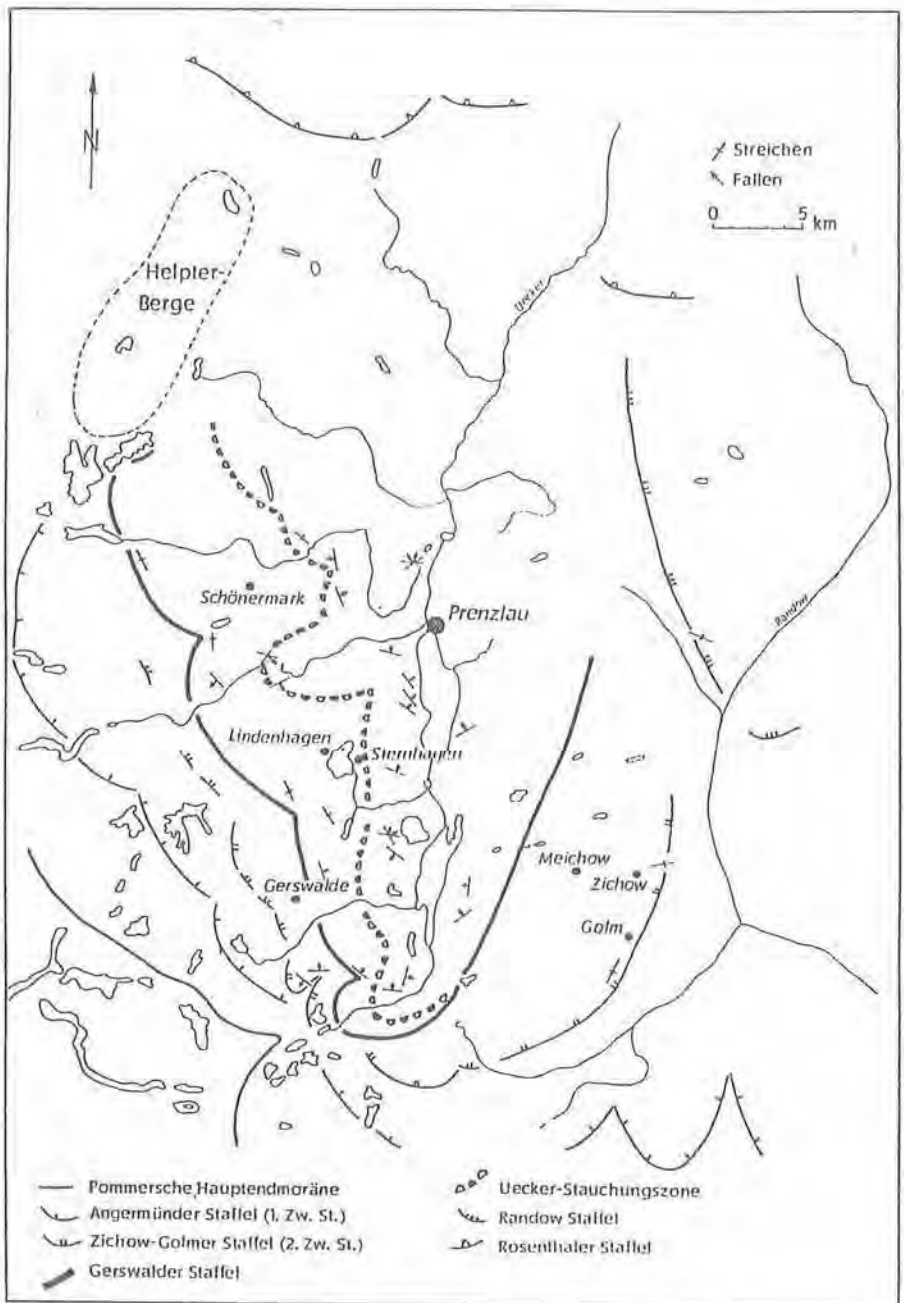
Die Reliefgenese ist gekennzeichnet durch komplizierte Prozesse von überwiegend weichselzeitlichen Gletschern, dem mehrmaligen Eiszerfall mit großen und kleinen Toteisfeldern, periglazialen Vorgängen und Bildungen eines sich aufbauenden und wieder abtauenden Dauerfrostes sowie natürlichen und anthropogen bedingten Hangprozessen.

Alle Prozesse und Prozeßfolgen vollzogen sich im und/oder unmittelbar vor dem sogenannten Stammbecken des Odergletschers, genauer seines „... Sonderbogens des eigentlichen Oderlobus zwischen Feldberg und Nörenberg ... Das nördlich der Hauptendmoräne gelegene Gebiet ist das Rückland, vorwiegend ausgebildet als flachwellige Grundmoränenlandschaft ...“ (WOLDSTEDT 1955, 213) (vgl. Abb. 10).

Diese Darstellung WOLDSTEDTs ist zum überwiegenden Teil durch Geländebefunde in den letzten 40 Jahren durch Arbeiten der Berliner und Greifwalder Geomorphologenschule stark modifiziert worden.

Wenn am durchgehenden Endmoränenverlauf, der im Pommerschen Stadium gebildeten Eisrandlage, seit mehr als 100 Jahren keine Veränderungen in der Kartierung vorzunehmen waren (G. BERENDT 1888), gilt dies nicht für alle Rückzugstaffeln und Eishalte. Im Gelände unterbrochene Endmoränenbildungen wurden oftmals unterschiedlichen Eisrandlagen zugeordnet. So wurde

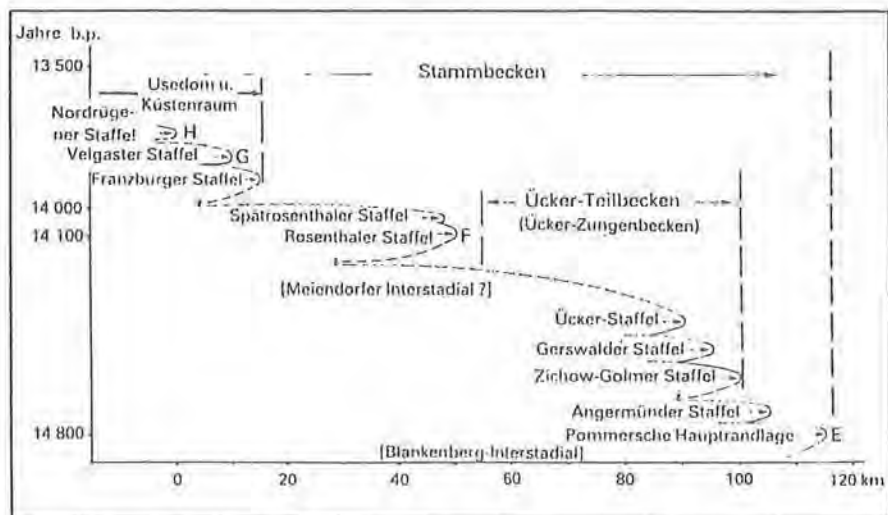
Abb. 10: Die Uckermärkischen Endmoränen (vereinfacht nach MARKUSE 1966 aus MARCINEK u. NITZ 1973)



zum Beispiel die Gerswalder Staffel bei WOLDSTEDT (1955) einer älteren (Angermünder Staffel) und bei REINHARD (1965) einer jüngeren Staffel (Ücker-Staffel) zugeordnet.

Nachfolgende Untersuchungen und Darstellungen gehen von der Annahme aus, daß die Rückzugsstaffeln einem großklimatischen Zyklus entsprechen mit einem langsam nordwärts wandernden Eisrand, der von kleinzyklischen Klimaschwankungen unterbrochen wird, die einzelne Gletscherzungen kurzfristig und kräftig oszillierend aus dem geschlossenen Eisrand lappenartig heraustreten sowie tiefe Zungenbecken ausschürfen und modellartige Stauchmoränen, in denen Interglazialablagerungen vorkommen, deren Alter unterschiedlich angegeben wird (MARKUSE 1966; CEPEK, DIEBEL u. ERD 1975) und die eine Vielzahl verschiedenartiger Seebecken entstehen ließen (MÜLLER u. MARKUSE 1992). Diese Auffassung, gestützt durch Beobachtungen in der Arktis, gestatten für den mittelluckermärkischen Raum folgende Glazialgenese skizzenhaft zu umreißen: Im Rückland der Pommerschen Haupteisrandlage entwickelte sich in einem großen Toteisfeld der abermalige Vorstoß des Oder-Großlobus und schuf die Angermünder Staffel (LIEDTKE 1956/57). Danach vollzieht sich das Geschehen nicht mehr im gesamten Stammbecken des Oderlobus, sondern ist eindeutig auf einzelne Teilbecken orientiert. Die Bildung von drei gut erkennbaren Eisrandlagen sind von MARKUSE (1966) ausgeschieden worden (Zichow-Golmer Staffel, Gerswalder Staffel und Ücker-Staffel). Die Rosenthaler bzw. die Spätrosenthaler Staffel ergeben im Norden eine räumliche Begrenzung der Uckermark. Die geomorphologische Verzahnung verschiedener glazialer Serien spielte bei der Formung und Überformung vorgefundenen Geländes durch Schmelzwasserab-

Abb. 11: Gletscherandlagen im Stammbecken des Odergletschers aus CHROBOK, MARKUSE u. NITZ (1982)



flüsse eine große Rolle. Während die Abflußbahnen bis zur Gerswalder Staffel in der Regel ihren Abflußweg durch die vorher angelegten Staffeln fanden und in Einzelfällen die Havel und somit das Eberswalder Urstromtal erreichten, strömten die Schmelzwässer der Ücker-Staffel in weite Beckenlandschaften. Sie bildeten dabei zahlreiche Kames, je nach den Strömungsverhältnissen mit sandigen oder tonigen Ablagerungen (vgl. Abb. 11).

Im Norden der Uckermark, das heißt im Bereich des stagnierenden Eises, entstanden kilometerlange Osbildungen, die in bestehende Becken oder in sich entwickelnde Talungen entwässerten (BRAMER 1959). Im zentralen Teil des Ückerbeckens, das längere Zeit durch Eis plombiert war, floß (Schnee)Schmelzwasser nach Norden zum nächstjüngeren Netze-Randow — Urstromtal über Eis unter Bildung ausgeprägter Niedertauniveaus in unterschiedlichen Höhenlagen. Terrassen und Reste derselben belegen die verschiedenen Abflußbahnen der zentripetalen Entwässerung, die zum Teil durch letztes Ausschmelzen des Eises, aber überwiegend durch Schneeschmelzwasser repräsentiert wurden. Im randlich gelegenen Tal der Randow existieren mehrere Terrassenniveaus. In ihnen floß das Gletscherschmelzwasser aus den polnischen Gebieten nach W und NW, die durch ihre kontinentalere Lage verzögert in den Deglaziationsprozeß einbezogen wurden (GALON 1961).

Periglaziale Prozesse überformten das Gebiet durch Solifluktionsvorgänge oder durch ein sich schnell veränderndes Talnetz (MARKUSE 1966). Im Holozän kam es — verstärkt seit dem Subboreal (5 000 BP) — zu weitflächigen Entwaldungen durch den neolithischen Ackerbau und damit zu erstaunlichen Verlagerungen von Bodenmaterial. Diese Prozesse der Hangverflachung erfolgten weiter in slawischer Zeit (5. bis 11. Jahrhundert) sowie verstärkt während des mittelalterlichen Landausbaus (ab dem 13. Jh.).

## Literatur

- BERENDT, G. 1888: Die südliche baltische Endmoräne in der Gegend von Joachimsthal. Sep. aus dem Jb. d. Königlich-preuss. geol. L. A. für 1887, Berlin.
- BEHRENDT, L. 1976: Das Quartär in der südwestlichen Niederlausitz (Raum Senftenberg — Finsterwalde — Torgau). — Unveröff. Diss. Humboldt-Univ. zu Berlin.
- BESCHOREN, B. 1934: Über jungdiluviale Staubeckentone zwischen Havel und Oder, Sonderdruck a. d. Jb. d. Preußischen Geologischen Landesanstalt, Bd. 55.
- BLUME, H.-P., HOFFMANN, R. u. H.-J. PACHUR 1979: Periglaziäre Steinring- und Frostkeilbildungen norddeutscher Parabraunerden. — Ztschr. Geomorph., N. F., Suppl.-Bd. 33, S. 265—272, Berlin/Stuttgart.
- BOER, W. M. de 1992: Äolische Prozesse und Landschaftsformen im mittleren Baruther Urstromtal seit dem Hochglazial der Weichselkaltzeit. Unveröff. Diss. Humboldt-Univ. zu Berlin.
- BRAMER, H. 1959: Untersuchungen an Osern Mecklenburgs. Unveröffentl. Diss. Universität Greifswald.
- BROSE, F. 1994: Eisrückzug im Parsteiner Becken. — In: Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg No. 2 Bad Freienwalde — Parsteiner See, S. 95—104, Hrsg. J. H. Schroeder.
- BROSE, F. 1995: Stop 1: Endmoräne der Frankfurter Randlage. Exkursionsführer XIV Internationaler INQUA-Kongreß. Exkursion C 21 (im Druck).
- BROSE, F., MARCINEK, J. u. F. PRÄGER 1987: Neuere Ergebnisse zur Urstromtalforschung und Entwicklung des Gewässernetzes im mitteleuropäischen Einflußbereich des nordischen Inlandeises. — Peterm. Geogr. Mitt. 131, S. 113—124, Gotha/Leipzig.
- BÜLOW, K. von 1927: Die Rolle der Toteisbildung beim letzten Eisrückzug in Norddeutschland. — Z. deutsch. geol. Ges. 79, S. 273—283, Berlin.
- BUSSEMER, S. 1992: Genese, Verteilungsmuster und Stoffbestand periglaziärer Deckserien auf dem Barnim. — Unveröff. Diss. Humboldt-Universität zu Berlin.
- BUSSEMER, S. 1993: Besonderheiten der Substrat- und Pedogenese in glazialen Rinnen auf dem Barnim — eine Fallstudie am Beispiel der Teufelsgründe. — Berliner Geogr. Arb. 78, S. 54—67, Berlin.
- BUSSEMER, S. 1994: Geomorphologische und bodenkundliche Untersuchungen an periglaziären Deckserien des mittleren und östlichen Barnim. — Berliner Geogr. Arb. 80, S. 1—145, Berlin.
- BUSSEMER, S., GÄRTNER, P. u. N. SCHLAAK 1993: Neue Erkenntnisse zur Beziehung von Relief und geologischem Bau der südlichen baltischen Endmoräne nach Untersuchungen auf der Neuenhagener Oderinsel. — Peterm. Geogr. Mitt. 137, S. 227—239, Gotha/Leipzig.
- BUSSEMER, S., GÄRTNER, P. u. N. SCHLAAK 1994: In: Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg No.2: Bad Freienwalde — Parsteiner See, Neuenhagener Insel, S. 76—82, Hrsg. J. H. Schroeder, Berlin.

- CEPEK, A. G. 1965: Geologische Ergebnisse der ersten Radiokarbondatierungen von Interstadialen im Lausitzer Urstromtal. — *Geologie*, 14, 5/6, S. 625—657, Berlin.
- CEPEK, A. G. 1967: Stand und Probleme der Quartärstratigraphie im Nordteil der DDR. — *Ber. dt. Ges. geol. Wiss.*, A, 12, S. 375—404, Berlin.
- CEPEK, A. G. 1968: Abschnitt Quartär. — In: *Grundriß der Geologie der DDR*, 1, Geologische Entw. des Gesamtgebietes, Akademie-Verl., Berlin.
- CEPEK, A. G. 1980: TGL 25232/01-05+6 : Fachbereichstandard Geologie, Analyse des Geschiebestandes quartärer Grundmoränen, ZGI, 2. Fassung, B 1.01—05, Berlin.
- CEPEK, A. G., DIEBEL, K. u. K. ERD 1975: Zur Stratigraphie der warmzeitlichen Schichten von Röpersdorf bei Prenzlau (Vorl. Mitteilung. *Wiss. Z. E.-M.-Arndt-Universität Greifswald*. Jg. XXIV, Math.-Nat.-Reihe Nr. 3/4, S. 199—200, Greifswald.
- CHROBOK, S. M., MARKUSE, G. u. B. NITZ 1982: Abschmelz- und Sedimentationsprozesse im Rückland weichselhoch- bis spätglazialer Marginalzonen des Barnim und der Uckermark (mittlere DDR). — *Peterm. Geogr. Mitt.* 126, S. 95—102, Gotha/Leipzig.
- CHROBOK, S. u. B. NITZ 1987: Die Entwicklung des Gewässernetzes der Oberen Finow vom Blankenberg-Interstadial bis heute. — *Wiss. Ztschr. Ernst-Moritz-Arndt-Univ. Greifswald, math.-nat. Reihe* 36, S. 20—27, Greifswald.
- DIEMANN, R. 1977: Genese und Ausbildung periglaziärer Decken im Jungmoränengebiet der DDR. — *Wiss. Ztschr. Martin-Luther-Univ. Halle-Wittenberg, math.-nat. Reihe* 26, S. 105—114, Halle.
- GALON, R. 1961: Morphology of the Notec-Warta (or Torún-Eberswalde) Ice marginal streamway. In: *Polish Academy of Sciences, Inst. of Geogr. Warszawa*, 29.
- GÄRTNER, P. 1993: Beiträge zur Landschaftsgeschichte des Westlichen Barnim.— *Berliner Geographische Arbeiten*, Heft 77, S. 1—120, Berlin.
- GÄRTNER, P. 1993: Zur Tal- und Flußentwicklung der Panke im Jungpleistozän. — *Berliner Geographische Arbeiten*, Heft 78, S. 117—136, Berlin.
- HANNEMANN, M. 1970: Grundzüge der Reliefentwicklung und der Entstehung von Großformen in den Jungmoränengebieten Brandenburgs. — *Peterm. Geogr. Mitt.* 114, S. 103—116, Gotha/Leipzig .
- KLAFS, G. 1965: Flußterrassen im Mittelbegebiet. — *Archiv für Naturschutz und Landschaftsforsch.*, 5, 3, S. 141—158, Berlin.
- KOOP; D. u. A. KOWALKOWSKI 1990: Cryogenic and pedogenic perstruction in tertiary and quaternary deposits as exemplified in the outcrop of Stenebeck.— *Quaternary studies in Poland*, 9, S. 51—71.
- LEMBKE, H. 1936: Von der „Urspre“ zum heutigen Spreelauf. In: *Länderkundliche Forschung. Festschrift zur Vollendung des 60. Lebensjahres. Norbert Krebs dargebracht*. Stuttgart, S. 140—145.
- LIEDTKE, H. 1956/57 Beiträge zur geomorphologischen Entwicklung des Thorn-Eberswalder Urstromtales zwischen Oder und Havel, *Wiss. Zeitschr. HU Berlin, Mat.-nat. Reihe*, Jg. VI, H. 1, S. 3—49.
- LIEDTKE, H. 1981: Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa, (Erläuterungen zu einer farbigen Übersichtskarte im Maßstab 1:1 Mio). 1. Aufl. Bonn/Bad



- Godesberg 1975. 2. Aufl. 1981 Trier. = Forschungen zur deutschen Landeskunde, 204.
- MARCINEK, J. 1961: Über die Entwicklung des Baruther Urstromtales zwischen Neiße und Fiener Bruch. *Wissenschaftliche Zeitschrift der Humboldt-Universität. Math.-Nat. Reihe.* 10, Berlin, S. 13—46.
- MARCINEK, J. 1969: Das Havel-Spree-Einzugsgebiet zwischen dem Nördlichen und Südlichen Landrücken. In: Richter, H. (Hrsg.): Berlin. Die Hauptstadt der DDR und ihr Umland. Gotha/Leipzig 1969, S. 85—112. = *Wissenschaftliche Abhandlungen der Geographischen Gesellschaft der DDR*, 10.
- MARCINEK, J. 1986: Zur Bedeutung von austauendem Toteis für die spätquartäre Entwicklung des Gewässernetzes im Jungmoränenland des nördlichen Mitteleuropa. *Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geographia*, XXI, Torun, S. 77—79.
- MARCINEK, J., GÄRTNER, P., BUSSEMER, S. u. N. SCHLAAK 1994: DFG Abschlußbericht „Modell glaziale Serie“. — Humboldt-Universität zu Berlin.
- MARCINEK, J. u. B. NITZ 1973: Das Tiefland der DDR. — Leitlinien seiner Oberflächengestaltung. — VEB H. Haack, Gotha/Leipzig.
- MARCINEK, J. u. L. ZAUMSEIL 1993: Brandenburg und Berlin im physisch-geographischen Überblick. In: *Geogr. Rundschau*, 45, S. 556—563.
- MARKUSE, G. 1966: Geomorphologische Untersuchungen im Bereich des Uecker-Zungenbeckens und seiner Umrandung. Unveröffentl. Diss. Math.-Nat.-Fak. der Humboldt-Universität zu Berlin.
- MÜLLER, B. u. G. MARKUSE 1992: Seenmorphometrische Untersuchungen im weichselhoch- und -spätglazialen Raum des östlichen Brandenburg. In: *Jungquartäre Landschaftsräume. Aktuelle Forschungen zwischen Atlantik und Tienschan*, S. 304—311. Hrsg. K. Billwitz, K.-D. Jäger, W. Janke. Berlin, Heidelberg, New York.
- NITZ, B. u. G. MARKUSE 1987: Die Periglazialforschung am Berliner Geographischen Institut. *Wiss. Z. Humboldt-Universität zu Berlin*, 36. Jg. Math.-Nat.-Reihe, Heft 3, S. 230 — 236, Berlin.
- NOWEL, W. 1992: Geologische Übersichtskarte des Niederlausitzer Braunkohlenreviers. — M 1:200 000. — Hrsg. LAUBAG Senftenberg, H. Haack Verlagsgesellschaft m.b.H., Gotha.
- POTONIE, R. 1930: Über den Muskauer Faltenbogen, seine Oberflächenformen und deren Abhängigkeit von der Beschaffenheit und Tektonik der Braunkohle. — *Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt*. 51, S. 392—416, Berlin.
- REINHARD, H. 1965: Das Pommersche Stadium südlich des Mecklenburgischen Grenztales. In: *Die Weichsel-Eiszeit im Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik*. Akademie-Verlag, S. 89—96, Berlin.
- SCHLAAK, N. 1984: Untersuchungen der pleistozänen Ablagerungen im Bereich des Eberswalder Urstromtales am ausgewählten Beispiel der Tongrube Schüßler Nr. 4, Diplomarbeit, Sektion Geographie der Humboldt-Universität zu Berlin.
- SCHLAAK, N. 1993: Studie zur Landschaftsgenese im Raum Nordbarnim und Eberswalder Urstromtal, *Berl. Geogr. Arb.*, Heft 76, S. 1—160.

- SCHULZ, W. 1975: Die Marginalzone der Rosenthaler Staffel. *Wiss. Z. E.-M.-Arndt-Universität Greifswald*. Jg. XXIV. Math.-Nat.-Reihe, Heft 3/4, S. 175—178, Greifswald.
- TESCHNER-STEINHARDT, R. u. M. MÜLLER 1994: Zur Genese und dem Alter der Dünen im Bereich der Havel-Niederung, Berlin-Tegeler Forst. In: *Die Erde*, 125, S. 123—138, Berlin.
- VIETE, G. 1960: Zur Entstehung glazigener Lagerungsstörungen unter besonderer Berücksichtigung der Flözdeformationen im mitteldeutschen Raum. — *Freiberger Forsch.* — H., C 78, 257 S., Berlin.
- WOLDSTEDT, P. 1955.: *Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter*. 2. Aufl., Stuttgart.