

Brandenburgische Geowiss. Beitr.	Kleinmachnow	11 (2004), 1/2	S. 123-136	13 Abb., 23 Lit.
----------------------------------	--------------	----------------	------------	------------------

Weichselkaltzeitliche Vorstoß- und Deglaziationsformen der Lehniner Umgebung

Morphologic forms of advance and retreat of Weichselian ice in the region of Lehnin

ROLAND WEISSE

1. Einleitung

Südwestlich von Potsdam befinden sich bei Caputh-Ferch, Petzow und Rieben–Dobbrikow abwechslungsreiche weichselkaltzeitliche Niedertaulandschaften (WEISSE 2001). Auch Lehnin liegt in einem morphologisch extrem differenzierten Niedertagebiet, das SIGGEL (1957) Lehniner Seenland nannte. Dieses engere Senkengebiet ist 10-12 km lang sowie 4 km breit und umfasst eine Fläche von 30-35 km². Typisch ist kleinräumiger Wechsel von sandig-kiesigen Voll- und Hohlformen, Lehmgebiete treten zurück. Bodentrockene und feuchte bis extrem nasse Standorte wechseln einander ab. Das Bodenmosaik wird von Substrat, Wasser, Geländeneigung, Position und Exposition bestimmt. Kiefernforste sind für östliche und südliche, Misch- und Feuchtwälder für mittlere und nördliche Teilareale typisch, wie der so genannte Schmuckwald (Eiche, Buche, Ahorn, Linde) zwischen Gohlitze und Mittelsee, der Sumpfwald am Mühlenteich und Mischwald südlich der Rummelbrücke längs des Emstaler Bruches. Wegen der Naturvielfalt wurde der Mittelsee mit Umrandung bereits 1967 unter Naturschutz gestellt. Ein 25 km² großes Gebiet steht unter Landschaftsschutz, auch wegen der vielen Brut- und Rastvögel. Die Waldgebiete waren Jagdgebiet Brandenburgischer Kurfürsten und Könige (vgl. Reiherheide, Falkonierhaus).

Die geologische Kartierung im 19. Jahrhundert erfasste detailliert oberflächlich anstehende Sedimente u. a. der Blätter Lehnin und Damelang. Diese Unterlagen bildeten die Grundlage späterer geologischer Karten. Auf dem Geologischen Übersichtsblatt Potsdam weist KEILHACK (1921) sandig-kiesige Hochflächenbildungen, Talsandareale und Grundmoräne für die Lehniner Zwischensenke aus. Die Geologische Übersichtskarte 1 : 300 000 (1997) gliedert neben Geschiebemergel- und Urstromtalsedimentarealen Gebiete mit glazifluviatilen Schmelzwassersedimenten der weichselkaltzeitlichen Vorschüttphase aus (w1,,gf, Sand bis Kiessand, z. T. gering lagerungsgestört) sowie glazifluviatile Ablagerungen der Hochfläche. Die Geologische Übersichtskarte 1 : 200 000, Blatt Berlin (CC 3942, Hannover 1998) stellt Grundmoränen-

flächen des Brandenburger Stadiums und bei Rädels W–E streichende Endmoränen dar. Andere Flächen werden von (w1 glazifluviatilen) Vorschüttsedimenten des Brandenburger Stadiums (z. T. saalekaltzeitlich) sowie von Urstromtal- und Holozänsedimenten eingenommen. DIENER (1960) erläuterte die Schichtenfolge einer damals offenen Bändertongrube. Während geologische Spezial- und Übersichtskarten sehr differenziert Sedimente, Fazies und Alter von Ablagerungen ausweisen und Oberflächenformen z. T. etwas zurückstellen, rücken verschiedene Bearbeiter morphologische Inhalte in den Vordergrund. MARCINEK (1961) stellt die zweiphasige Bildung des Baruther Urstromtals sowie einen Endmoränenbogen südlich Rädels dar. FRANZ (1962) weist Stauchmoränen und Eisrandlagen aus und sah in der Lehniner Zwischensenke eine (flachwellige) Grundmoräne und das Rädelsche Tal. Die naturräumliche Gliederung (SCHOLZ 1962) erwähnt im engeren Lehniner Gebiet Talsandfläche und Grundmoräne. Deglaziationsformen werden in der Regel von keinem Bearbeiter erwähnt.

Das Lehniner Gebiet ist dem Autor seit 1961 bekannt. Bei Exkursionen und Geländeuntersuchungen ergaben sich wiederholt Fragen zur Relieftypisierung und Landschaftsgenese. Mit dem Beitrag wird versucht, aus glazialmorphologischer Sicht durch die Betonung von Oberflächenformen eine Antwort zu geben. Vorstoß- und Rückschmelzrandlagen des weichselkaltzeitlichen Inlandeises, glaziale Groß- und Kleinformen der Niedertauphase, Schmelzwasserfließrichtungen, Ursachen der ungleichen Verteilung von Seen und einige Periglazialerscheinungen stehen im Mittelpunkt der Betrachtungen. Auf anthropogene Einflüsse wird kurz hingewiesen. Topographische (1 : 25 000, 1 : 10 000) und geologisch-lithologische Karteninhalte sowie Textveröffentlichungen werden in das Gesamtbild integriert. Räumlich beziehen sich die Ausführungen auf den glazialmorphologischen Formenschatz der Lehniner Zwischensenke, die Ausführungen zu den angrenzenden Rotscherlinder und Beelitzer Hochflächen dienen der Kenntlichmachung von genetischen Zusammenhängen und Unterschieden (Abb. 1 und 2).

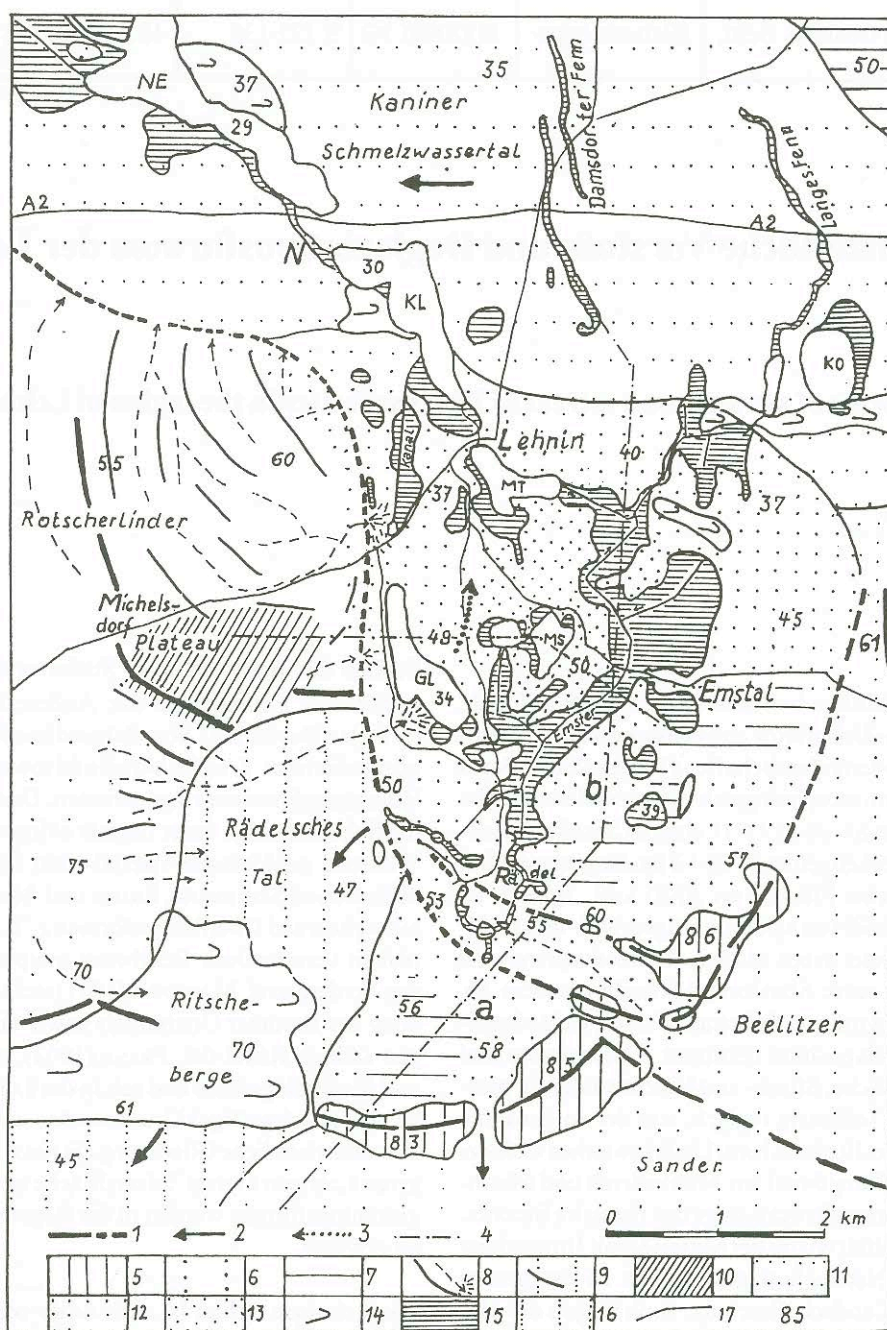


Abb. 1

Weichselkaltzeitliche Oberflächenformen der Lehniner Umgebung

(nach Geländeaufnahmen, Geologischen Spezial- u. Übersichtskarten sowie TK 1 : 25 000, 1 : 10 000)

Legende: a, b Teilareale der Lehniner Niedertaulandschaft, 1 Eisrandlage, 2 Schmelzwasserabfluss nach Süden, 3 Schmelzwasserabfluss über Toteis nach Norden, 4 Topographisches Profil, 5 Endmoräne, 6 Sandur, 7 Grundmoräne/Geschiebemergel bzw. -lehm, 8 Flachrücken, Periglazialtal (teils mit Periglazialkegel) auf nördlichem Rotscherlinder Plateau, 9 Flachrücken auf südlichem Rotscherlinder Plateau, 10 Glindower Bänderton, 11 Kaniner Schmelzwassertal, 12 Plattentyp: Breitberge, niedrige Platten, 13 Rückentyp: steilhängige Schmalrücken, Kuppen, 14 Dünen, Flugsandfeld, 15 Flachmoor, periglaziärer Sand, humos, 16 Rädelsches Tal, 17 Straße, 85 Höhe in m ü. NN, abgerundet. NE Netzener See, KL Klostersee, GL Gohlitzsee, MT Mühlenteich, MS Mittelsee, KO Kölpinsee

Fig. 1

Weichselian glacial forms in Lehnin region

Legend: a, b Deglaciation areas, 1 ice margine, 2 melt-water streams to S, 3 melt-water streams to N, 4 topographic profile, 5 end moraines, 6 sandur, 7 ground moraine, boulder clay, 8 flat rigde (and periglacial valley with fan), 9 flat ridge in S of Rotscherlinder Plateau, 10 laminated clay, type Glindow, 11 glaciofluvial valley Kanin, 12 kames, type Platte: plain flat, broad, softly, undulant, gently sloping, 13 kames type Schmalrücken (sharp ridge, high, scanty), 14 dunes, aeolian sand field, 15 peat, gyttja, periglacial sand, 16 glaciofluvial valley Rädel, 85 height m a.s.l., off rounded

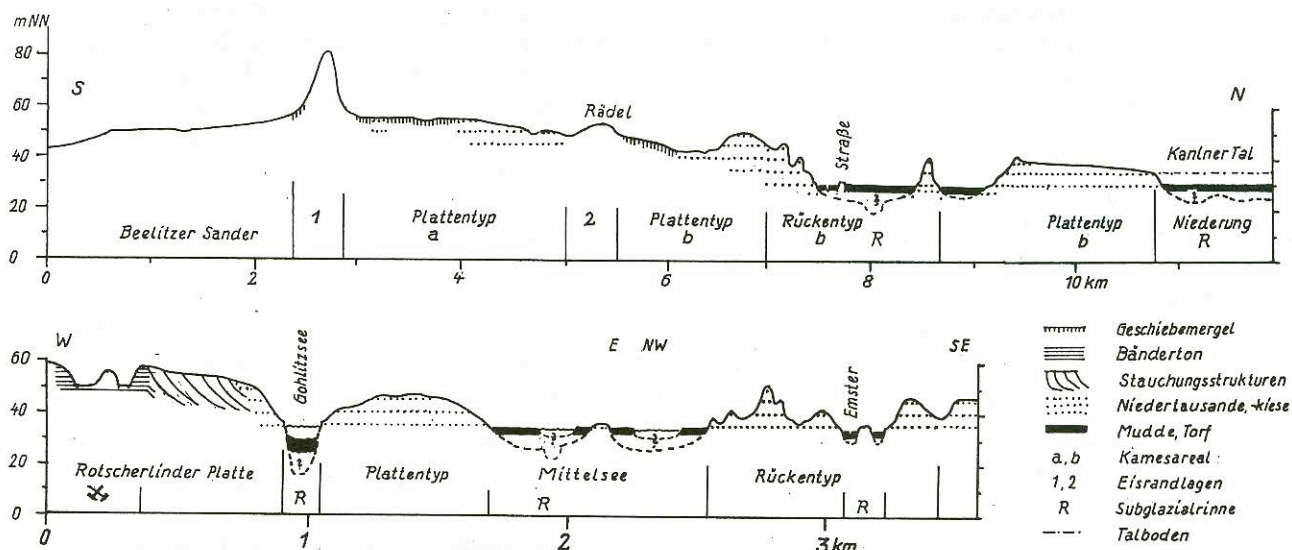


Abb. 2 Vereinfachte topographische Profile der Lehniner Glaziallandschaft (TK 1 : 25 000 u. 1 : 10 000, Geologische Spezialkarten und Geländeaufnahmen, Überhöhung 25 bzw. 10-fach)
 Oberes Profil: Baruther Urstromtal (Süden) - Eisrandlage 1 - Rückschmelzrandlage von Rädel (2) - Damsdorfer Torfrinne (Norden). Unteres Profil: Rotscherlinder Plateau (Westen) - Gohlitzsee - Mittelsee - Emstal (Osten). Gerissene Linie unter Seen und Torfflächen - vermutete Pleistozänsohle

Fig 2 Scheme cross-sections of glacial landscape near Lehnin above - Cross-section from the S (younger Baruth ice marginal valley) to the N (peat-cover over subglacial channel Damsdorf); below - cross-section from the west (Rotscherlinder Plateau) to the E (Mittelsee, Emstal); dotted line under lakes and peat moors - hypothetical glacial foot

Da glaziale Oberflächenformen von der jeweiligen Vergletscherungsphase bestimmt werden, seien dazu einige Überlegungen vorangestellt. In Vorstoßphasen erzeugt Inlandeis Stauchendmoränen, Stauchmoränen, überfahrene Endmoränen und gestauchte Grundmoränen. An der Gletschersohle kann sich basaler Geschiebemergel ansammeln. Im Vorland fließt Schmelzwasser eisrandparallel ab und akkumuliert Vor-schüttsande.

In Stillstandsphasen lagert sich ausgetauter Schutt gravitativ und/oder glazifluvial an der Gletscherstirn ab (Satzendmoränen). Oberflächliche Schmelzwässer stürzen in Gletscherspalten und fließen in, zwischen und unter Eiskörpern zum Gletscherrand. Vorwiegend im Lee von Hindernissen bilden vorstoßende Gletscher an ihrer Basis Rinnen und See-Hohlformen (supercooling-Prozess, vgl. HENNINGSEN 2004). Bei ansteigendem Gelände steilt sich das Inlandeis auf, so dass im Eis zirkulierendes Schmelzwasser wegen geringeren Druckes gefriert. Erosion an der Eisbasis verringert sich, die Bildung großer (langer, breiter) exarativer und glazifluvial-erosiver Hohlformen geht zurück bzw. fehlt. Vom Schmelzwasser transportierte Sedimente lagern sich vor der Gletscherstirn als Sander ab, die in ein Schmelzwasser- bzw. Urstromtal übergehen können. In eisinternen Rinnen und Becken können Sande und Kiese akkumulieren.

Niedertau- und Toteisphase: Bleibt Eisnachschiebung aus und/oder steigt die Lufttemperatur an, so schmelzen verschieden

breite Gletschersäume nieder. Allerdings taut die Eisoberfläche wegen lokal sich bildender Schuttdecken ungleich. In Eisbecken, -senken und -rinnen akkumulieren fließende und stehende Schmelzwässer Grob- und/oder Feinsedimente, die u. a. als Nachschüttsande bezeichnet werden. Dabei wird Toteis konserviert. Glazialmorphologisch handelt es sich um Kames, marginale Kames, Innensander.

In periglazialen Phasen gefrieren Sedimente. Dauerfrostboden verhindert die Wasserversickerung, so dass Regen- und Schneeschmelzwasser oberflächlich abfließen. Abspülung, Erosion, Solifluktion und in begrenztem Umfang wassergesättigte Schneeabrutschungen (Sulzströme) schneiden an Hängen periglaziale Dellen und Tälchen ein. Glazialformen werden dadurch morphologisch und strukturell verändert, weitere Überprägungen erfolgen bei Toteisschmelze. Generell erzeugt Deglaziation ein unruhiges Relief, das aus Kuppen, Schmalrücken, Breitbergen, Platten (glazifluviatile und/oder -limnische Kames), Klein- und Großenken (Seen) sowie Rinnen bestehen kann. An Rändern von Schmelzwassertälern sedimentieren außer glazifluviatilen auch periglazial-fluviatile Sande.

2. Glazialmorphologische Einheiten

Bei Lehnin befindet sich die Typuslokalität einer weichselkaltzeitlichen Niedertaulandschaft (Abb. 1-5). Umgeben wird sie von vier großen, reliefärmeren Landschaften. Im Westen

erstreckt sich das Rotscherlinder und im Osten das Beelitzer Plateau, im Norden liegt die Kaniner (ehemaliger Havellauf nach LAUFER, 1886, Lehniner Tal nach KEILHACK, 1892) und im Süden die Baruther Niederung. Beide Hochflächen überragen das engere Lehniner Areal um 10-30 m.

2.1 Rotscherlinder Plateau

Die flachwellige Rotscherlinder Hochfläche (50-60, teils 70-80 m ü. NN) bildet die Westflanke der Lehniner Niedertau-landschaft. Im Norden dieses Plateaus treten saale- und weichselkaltzeitliche Geschiebemergel auf. Ältere Geschiebemergel sowie Sande und Kiese sind intensiv gestaucht

ne Stauchungsstrukturen an der auch von DIENER (1960) beschriebenen Lagerstättenordwand. Da jedoch manche der im 19. Jh. bis 1965 betriebenen Bändertongruben deutliche Längsachsen aufweisen und über Flachrücken verlaufen, können saalekaltzeitliche Bändertone durchaus weichselkaltzeitlich glazigen eingeeengt sein. Nördlich eines ehemaligen Erholungsheims (Schmettersche Ziegelei, Urmesstischblatt) wurden 1978 etwa W-E streichende Strukturen in flachen Anschnitten beobachtet.

Obwohl weichselkaltzeitliches Gletschereis das gesamte Plateau bedeckte, ist junger Geschiebemergel nicht oder nicht mehr flächendeckend verbreitet. Nördlich und nordöstlich



Abb. 3
Steil aufgerichtete rötliche Geschiebemergel- und Sandschuppen
Bildmitte Periglazialdelle. Blick nach WSW, 55-57 m ü. NN, Rotscherlinder Plateau, bei Lehnin, Aufnahme 1978

Fig. 3
Boulder clay and sand vertical scaled, in centre of picture periglacial depression
View to WSW, height 55-57 m a.s.l., Rotscherlinder Plateau, near Lehnin

(WEISSE 1980, Abb. S. 109 u. 111; 1982, Abb. 2, S. 762 u. 763). Stauchungsachsen streichen im nordöstlichen Areal etwa NW-SE. Junger Till ist selten eisgepresst, u. a. östlich Michelsdorf (WEISSE 1980, S. 102, 1982, Abb. 8, S. 767). Glindower Bändertone sind nicht überall glazigen eingeeengt. Nach FRANZ (1962) sind Bändertone bei Rädels gestaucht. Als Argument führt er den Ost-West-Anstieg ihrer Oberfläche von 51 m ü. NN auf 68 m ü. NN an. Diese Lagerungsweise kann jedoch auch durch Toteisschmelze verursacht sein. Für diese These sprechen m. E. Abschiebungen (vgl. Abb. 5 in FRANZ 1962, S. 35). Auf Exkursionen 1961-65 beobachtete Verf. kei-

Michelsdorf ist er noch fast zusammenhängend entwickelt. Lokale Fehlstellen gehen auf geringe primäre Mächtigkeit und/oder auf periglaziäre Tal- und Dellenbildungsprozesse zurück. Westlich Lehnin und auf der nördlichen Hochflächenhälfte ziehen z. B. periglaziäre Abzugsbahnen (in Abb. 1 schematisch dargestellt) nach Norden, im Westen nach Westen bis Südwesten. KEILHACK (1892, S. 14) bemerkte zutreffend: „... macht wahrscheinlich, dass hier einst eine zusammenhängende Geschiebemergeldecke lag, die unter Zurücklassung des Geschiebesandes als Auswaschungsproduct bis auf die heute noch vorhandenen Reste wieder zerstört wurde.“

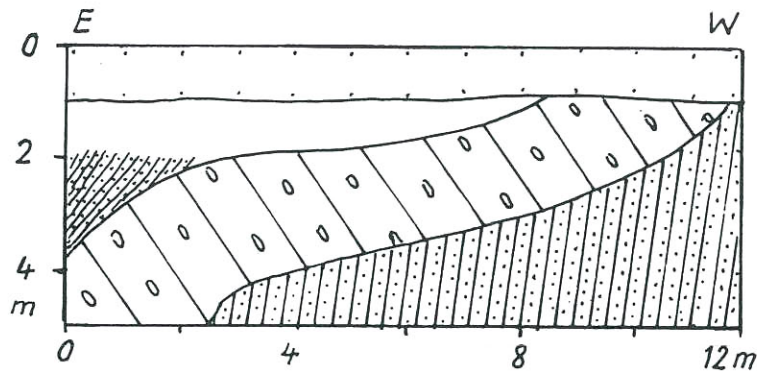


Abb. 4

Lagerungsgestörter tonreicher Geschiebemergel unter periglaziären Sanden; rechts gepresste Sande, 50 ° Einfallen nach Süden. Flachrückennordhang, 57 m ü NN, Rotscherlinder Plateau, Aufnahme 1978.

Legende: 1 Periglazialsand, 2 Geschiebemergel, 3 Schluff, rötlich, 4 Feinsand, 5 Mittelsand, 6 Grobsand, 7 Grobsand und Feinkies

Fig 4

Disturbed sedimentary structures of glacial deposits in an open pit. Glaciotectonically deformed boulder clay and sand (under periglacial sands), 50 ° dip S, Rotscherlinder Plateau, surface 57 m a.s.l.

Legend: 1 periglacial sand, 2 till, 3 reddish silt, 4 fine sand, 5 middle sand, 6 coarse sand, 7 coarse sand and fine gravel

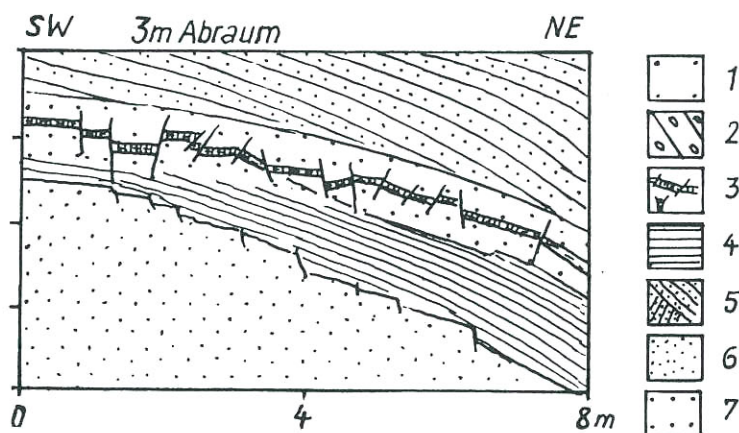


Abb. 5

Abgebogene Niedertausedimente am Rotscherlinder Plateauhange (Kamestrasse)

Durch Toteisschmelze nach Osten einfallende Sande und rötliche Schluffe, von Abschiebungen durchsetzt. Rotscherlinder Plateau, nordwestlich Lehnin, Aufnahme 1978. Legende vgl. Abb. 4

Fig. 5

Kame-sediments of a slope

Downfaults in silt and sand, sediments incident 30-40 ° E

Der Süden des Rotscherlinder Plateaus besitzt wenige Periglazialtäler und -dellen. Es überwiegen rollige Vorschütt- und insbesondere Niedertausedimente. Bei Michelsdorf sind Sande auf Toteis (Abschiebungen) flach nach Süden geschüttet; ein Kleinstwasserspeicher in 67 m ü. NN wurde in horizontalgeschichteten Stillwassersanden angelegt. Geschiebemergel tritt zurück. Mehrere isolierte Berge mit absoluten Höhen von 70-75 oder 85 m ü. NN sind daher vermutlich Kames der weichselkaltzeitlichen Rückschmelzphase.

Östliche und nordöstliche Hänge der Rotscherlinder Hochfläche sind von weichselkaltzeitlichen Niedertausedimenten

bedeckt. Ursprünglich wurden sie zwischen Hochfläche und Toteis als Kamestrasse angelegt, durch Ausschmelzen von Toteis bogen die Schichten ostwärts ab. Aufnahmen von 2-4 m tiefen Trassen nordwestlich vom ehemaligen Lehniner Kleinbahnhof (vgl. Abb. 5 und WEISSE 1980, Abb. 37b, S. 110; 1987, Abb. 4, S. 341) wiesen Abschiebungen in 30-40 ° nach Osten einfallenden rötlichen Schluffen (waterlain till?) und Sanden nach. Gerölle sowie schräg- und diagonalgeschichtete Kiessande belegen kräftige Schmelzwassertätigkeit zu Beginn der Niederschmelzphase, deren Sedimente auf der Hochfläche in etwa 50 m ü. NN ansetzen. Auffallend ist das Fehlen von Seen auf dem Plateau.

2.2 Beelitzer Plateau

Der Beelitzer Sander bildet die Ostflanke des Lehniner Gebiets. Seine Wurzel im NE liegt in 75 m ü. NN, nach SW verringert sich das Sanderniveau auf weniger als 60 m ü. NN. Der an die Lehniner Tiefenzone grenzende Sander liegt in 55-50 m ü. NN. Geschiebemergel und mehr als 50 Kleinsenken im Sandernordteil, faust- und kopfgroße Geschiebe und schräggeschüttete Kiessande in 2-3 m unter Flur einiger Borkheider Baugruben, W-E-streichende Ringbahnberge-Nordflanke (vgl. Punkt 2.3) sowie das SW-Streichen des Westarms der Friedrich-Karl-Höhe (75 m ü. NN) deuten auf eine zweiphasige Entstehung des Beelitzer Sanders hin. Danach entstand die südliche Sanderhälfte zuerst, und zwar vor der Eisrandlage Ringbahnberge-Friedrich-Karl-Höhe. Nachdem der äußere Eissaum teilweise niedergetaut war, nahm die Gletscherstirn den Südrand des späteren Kaniner Tals ein. Nach Schrägschüttungsmessungen an einer mehrere Kilometer langen N-S-Trasse lagerten aus Nordosten und Osten kommende Schmelzwässer Sande über Toteisblöcken ab, die aus Fercher, Lienewitzer (WEISSE 2001, S. 157) und Wilhelmshorst-Michendorfer Subglazialrinnen herausstraten. Neben Kleinsenken belegen große Hohlformen diese Toteisverschüttung: Taubenthal (500 m lang, 200-300 m breit, 10-12 m tief, oberirdisches Einzugsgebiet 3 km²), eine namenlose N-S-Senke südlich Busendorf (0,7 km² oberirdisches Einzugsgebiet, Sohle in 40 m, Rand in 50-60 m ü. NN) und eine runde Senke nördlich Borkwalde (oberirdisches Einzugsgebiet 0,9 km², Sohle in 61 m, Rand in 65 m ü. NN). Da die südliche Sanderhälfte weichselkaltzeitlich nicht eisbedeckt war, sind deren Hohlformen sicher durch Aufeis oder Wind entstanden. Periglaziale Täler haben hier manche Kleinform angeschnitten oder ausgelöscht.

2.3 Das Lehniner Niedertagebiet und seine Areale mit verschiedenen Oberflächenformen

(Lehniner Seenland nach SIGGEL 1957)

Kames und Grundmoränen (a) sowie Endmoränen der Eisrandlage 1

Vorstoßendes weichselkaltzeitliches Inlandeis und Schmelzwässer schürften die präexistente Lehniner Zwischensenke zu einem gegliederten asymmetrischen Gletscherzungenbecken aus (Abb. 1). Offensichtlich wurde das Inlandeis im Süden von eigenen Vorschüttungs-sedimenten behindert, die es zu hohen Endmoränen aufpresste. Folgende schwach asymmetrische Endmoränen der Maximalrandlage des Brandenburger Stadiums begrenzen daher das Gebiet im Süden: Lange Berge (82,7 m ü. NN, Stauchungserscheinungen nach MARCINEK 1961, S. 19), Ringbahnberge 84,8 m ü. NN, Rauhe Berge (85,9 m ü. NN). Dieser Rädeler Endmoränenbogen ist morphologisches Geotop (STACKEBRANDT u. a. 2002). Steile Endmoränen-Innenflanken überragen das Lehniner Kamesgebiet um 20-30 m. Nach Süden und Osten flachen die Endmoränenhänge ab. Diese Eisrandlage verläuft durch die Beelitzer Sandermitte nach Osten (vgl. Punkt 2.2). Nach Westen setzt sie sich jenseits des 2 km breiten Rädelschen Tales in Höhen um 80 m ü. NN fort.

Frontales und areales Rückschmelzen lösten die weichselkaltzeitliche Vorstoßphase ab. Supra-, intra- und subglaziale Schmelzwässer modellierten erosiv und sedimentär das Lehniner Niedertagebiet, das sich in zwei morphologische Areale unterteilt. Ein jedes lässt sich topographisch weiter untergliedern. Im Süden erstreckt sich eine 2,5 km² große Landschaft (a), die aus Kames und Grundmoränen besteht. Ihre mittleren Höhen liegen bei 58-50 m ü. NN. Während der flächigen Deglaziation entstanden im östlichen Endmoränenrückland flachwellige bis ebene Kamesplatten bzw. -terrassen. Rücken und Kuppen treten hier zurück. Oberflächlich geschlossene Kleinsenken sind relativ großsohlig. Sie sind flach und daher bodentrocken. Offenbar war das Toteis während der Sandverschüttung geringmächtig.

Westlich dieser Kamesplatten schließt Grundmoräne an. Die Geologische Spezialkarte Damelang weist auf Bohrungen hin, die Geschiebemergel unter Sanden antrafen. KEILHACK (1892) gibt für eine Rädelsche Ziegeleigrube Geschiebemergel über Bändertonen an. Der Raum zwischen Grundmoränenareal und Rädelschem Tal besitzt wiederum Kames. Neben Platten sind Flachrücken und kleinsohlige Senken ausgebildet. Schmelzwasser floss vermutlich in Rinnen von Toteis nach Südwesten und akkumulierte dabei linear. Große Feuchtsenken und Seen fehlen im gesamten Kamesareal. Die geringe Reliefenergie erschwerte die Bildung langer verzweigter Dellen und Trockentäler. Kurze Tälchen sind im westlichen Kameshang eingeschnitten.

Rückschmelzrandlage bei Rädels (Eisrandlage 2)

Im Norden schließt eine Ost-West streichende, von 700 auf 150 m Breite abnehmende, etwa 1,5 km² große geschiebemergelarme Marginalzone an, deren Rücken und Kuppen sich in zwei Gürteln anordnen (Abb. 6). Im Osten verursachte aktives Inlandeis 60-70 m ü. NN hohe Endmoränen. Nach Westen hin erzeugte stationäres Gletschereis Flachrücken und niedrige Hügel bzw. Platten mit Höhen von 55-50 m ü. NN. Diese Sand-Kies-Erhebungen werden als supraglaziale Marginalkames gedeutet, die durch frontale Gletscherschmelze auf und zwischen Toteis akkumulierten. Abschiebungen in schräggeschichteten Sanden am Südausgang von Rädels lassen diese Deutung zu. 15 Kleinsenken mit relativ großen Sohlen durchsetzen diese Marginalzone, ein Teil ist bodenfeucht, andere sind vertorft. An der Zonenrückseite befinden sich die Emsterquellen. Zwischen den Erhebungen verlaufen verzweigte Trockentäler, die offenbar durch Schmelzwasserabflüsse angelegt wurden. Dieses Areal repräsentiert die erste Rückschmelzfront des Inlandeises. Die Geologische Übersichtskarte 1 : 200 000 (1997) weist hier ebenfalls Endmoränen-Streichen aus. Marginale Kames der Rädelschen Rückschmelzrandlage setzen sich an der Westflanke des Beelitzer Sanders nach Norden fort, ebenso an der Rotscherlinder Plateaustflanke. Auf der Rotscherlinder Hochfläche ist jedoch – wie am östlichen Rädelschen Eisrandbogen – mit aktivem Eis und somit mit Stauchungen in Richtung Michelsdorf zu rechnen (z. B. gestauchter Mühlberg).

Von der Gletscherfront 2 und von sandbedeckten Toteisfeldern flossen Schmelzwasser nach Westen. Sie vereinigten



Abb. 6
Flachhügelige Kames.
Rückschmelzrandlage
bei Rädel (2), vorn Tot-
eis-Kleinsenke, westlich
Rädel, Aufnahme 2004

Fig. 6
Softly marginal kame-
landscape: Remelting
marginal position Rädel
(2). In front a little ket-
tle, near Rädel



Abb. 7
Blick in das Rädelsche
Schmelzwassertal zu den
Endmoränen der äußers-
ten Eisrandlage (1) des
Brandenburger Stadi-
ums. Nordwestlich Rädel.
Aufnahme 2004

Fig. 7
View in the glaciofluvial
valley of Rädel. In the
background end morai-
nes of Brandenburg ice
stage (1). NW from Rä-
del

sich bei Rädel mit den aus subglazialen Rinnen austretenden Schmelzwässern, um ins südwestliche Vorland abzufließen. Zwischen der Rotscherlinder Platte und dem südlichen Toteisareal entstand daher das 1,5-2 km breite und 5 km lange, von 50-48 m auf 45 m ü. NN sich abdachende Rädelsche Schmelzwassertal (Abb. 7), das nach Auffassung des Autors bei Rädel ansetzt. Sandverschüttete Toteisblöcke der voraus gegangenen Rückschmelzphase wurden durch Schmelzwassererosion freigelegt, so dass sie ausschmolzen. Daher fehlen auf der Talsohle Toteissenken, glazifluvial-erosive Subglazialrinnen und exarative Seebecken. Im Bereich der äußersten Eisrandlage nutzte das Schmelzwasser offenbar ein ehemaliges Gletschertor. Nach Süden hin grenzt sich das Tal mit einer 4 km langen Flachstufe gegen den Beelitzer

Sander ab. Im Süden geht der Talboden in die Jüngere Baruther Urstromtalterrasse über (vgl. MARCINEK 1961).

Nördliches Kamesgebiet (b)

Als der Gletschernachschub extrem nachließ, setzte hinter der Rückschmelzrandlage (2) von Rädel großflächig Deglaziation ein (Abb. 1, 2). Während oben genanntes flächenhaftes Niederschmelzen nur etwa 2 km Gletscherbreite (a) erfasste, taute nunmehr ein 10-12 km breiter Gletschersaum nieder. Subglaziales Schmelzwasser eines relativ großen Areals erzeugte markante Subglazialrinnen. Da Isobathenkarten fehlen, lassen sich Rinnenverlauf und Morphologie (Rinnen, Becken, Schwellen) nur grob angeben.

Die 12 km lange Gohlitzsee-Subglazialrinne begann am Rietzer See, berührte den Moorsee, den Streng sowie Netzeher, Kloster- und Gohlitzsee. Am Rinnenende stieg unter Druck stehendes Wasser 20-30 m empor und floss über das Rädelsche Tal nach Süden ab. Die Wassertiefe dieser Seen beträgt heute 4-6 m. Da die Gohlitzsee-Westflanke in 60-75 m ü. NN liegt und der Seewasserkörper von 30-35 m ü. NN reicht, war die eiszeitliche Rinnensohle – bei Berücksichtigung von vermutlich 10-12 m Periglazial- und Holozänsedimenten – in 20 m ü. NN ausgebildet. Die glaziale Seesohle ist somit tief in die Lehniner Erosions- und Akkumulationslandschaft eingeschnitten. Der Höhenunterschied von Rinnensohle und Plateaumgebung beträgt 35-55 m. An der See-Ostflanke erreichen die Reliefunterschiede zwischen Seesohle und Kamesplattenoberkante immerhin noch 20-25 m. Die Reliefverhältnisse sind das Ergebnis von großen Schmelzwassermengen, die von einem langen, breiten Gletschersaum abflossen. Die Gohlitzsee-Rinne beherbergte den bedeutendsten Subglazialfluss der Lehniner Gegend. Extreme Reliefunterschiede auf

kleinem Raum resultieren aus der intensiven periglazialen Zertalung der Seeumgebung.

Die 9 km lange Emstaler Subglazialrinne erfasste Langes und Mückenfenn, ein Areal westlich Kölpinsee (7 m tief), Schwampsee (vertorft), Löcknitzwiesen (einstiger See), Rummelsburg, Emstaler Bruch und Feuchtgebiete bei Rädel. Diese wiederholt bajonettartig versetzte schmale Flachrinne mündete zwischen Mittelsee und Rädel in die (mittlere) Damsdorfer Rinne. Offenbar beträgt die Rinnentiefe nur 4-8 m, worauf großflächige Vertorfungen hindeuten.

Die 8 km lange, vorwiegend breite, flache, mehrfach unterbrochene Damsdorfer Subglazialrinne setzt südlich Damsdorf an, querte das spätere Kaniner Schmelzwassertal beiderseits der Straße nach Lehnin und durchzieht Klostersee, Mühlenteich sowie Mittelsee. Die Rinnentiefe erreicht vermutlich nur 5 m. Die bei Rädel sich vereinigten Subglazialrinnen führten von einem 10 km breiten Gletschersaum über einen längeren Zeitraum Schmelzwasser ab. Diese modellierten das markante Rädelsche Tal (s. o.).

Schmelzwasser-Nordabfluss in fortgeschrittener Niedertauphase

Während das Subglazialwasser vorwiegend erodierte, überwog bei oberflächlich fließendem oder stehendem Schmelzwasser die Akkumulation. Senken und Spalten der Eisoberfläche erwiesen sich als Sedimentfallen. Es entstanden weit verbreit-

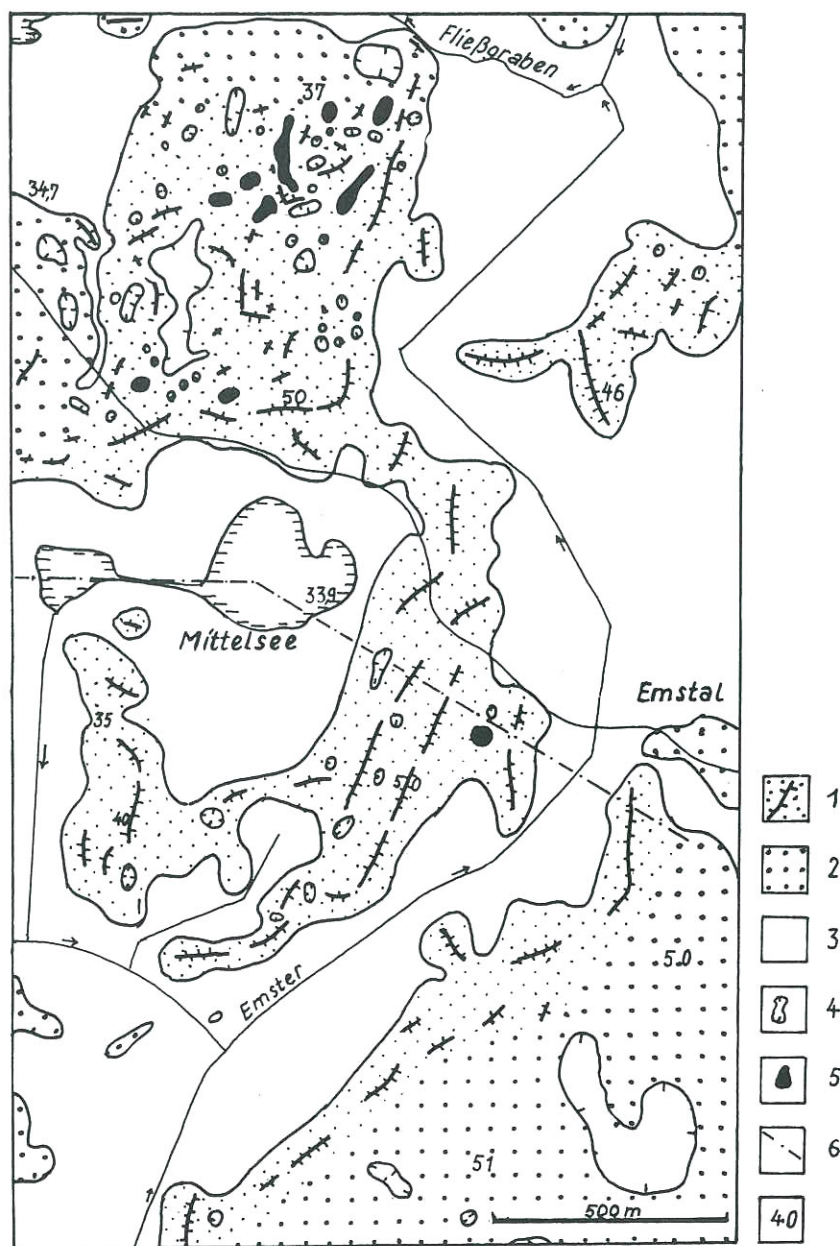


Abb. 8

Steilhängige Rücken am Mittelsee (nach TK 1 : 10 000, Geländeaufnahmen)

Legende: 1 Rückentyp, steilhängige Schmalrücken, Kuppen, 2 Plattentyp, Breitberge, niedrige Platten, 3 Niedermoor; teils Periglazialsand, 4 Trockene (Toteis-) Kleinsenke, 5 Feuchte oder vertorfte (Toteis-) Kleinsenke, 6 Topographisches Profil, Zahl – Höhe in m ü. NN, abgerundet

Fig 8

Steeply ridges near by the Mittelsee

Legend: 1 kame-type Schmalrücken, sharp ridge, 2 kame-type Platte, plain, flat hills, wide hills, 3 wetland, peat moor; 4 little kettles, dry, 5 damp hollows, 6 topographic profile. Nr – height in m a.s.l., off rounded

tete Kamesformen. Als das inaktive Gletschereis bis auf 50 m ü. NN nieder getaut war, stellte sich die oberflächliche Abflussrichtung um, denn Erhebungen bei Rädels behinderten den Schmelzwasserabfluss nach Süden. Oberflächlicher Schmelzwasserdurchfluss aus dem Kaniner Talniveau (35 m ü. NN) über Rädels (mehr 45-50 m ü. NN) zum Baruther Urstromtal war daher weder in dieser noch in einer späteren Phase möglich. Der Schmelzwasserabfluss richtete sich zur Kaniner Niederung aus. Gerichtete Höhenabnahmen der Topflächen (58 auf 50, 40 und 35 m ü. NN) von Kuppen, Rücken und Platten belegen diese Fließrichtung. Da Verbreitung, Mächtigkeit und Gliederung der Toteisfelder sowie Menge und Leistung der sandführenden Schmelzwässer räumlich verschieden waren, entstanden zwei morphologisch sich unterscheidende Kamesgruppen: *Der Rückentyp* (Schmalrücken, Kuppen, Kleinsenken in Nachbarschaft großflächiger Seen und vertorfte Becken) (Abb. 8) und der *Plattentyp* (Abb. 9).

zu tieferen Eisflächen verlagert wurden. Je dünner das unterlagernde Eis war, um so mehr bestand die Möglichkeit der endgültigen Ablagerung in Strecksenken und Rinnen. Nach Schüttungsmessungen westlich Lehnin floss das Schmelzwasser aus höheren Randbereichen in eine bis 1 000 m breite Vertiefung, in deren Gletscherspalten und Langrinnen glazifluviale und -limnische Sande, Kiese und Schluffe akkumulierten.

Nach völliger Eisschmelze bildeten sich aus diesen meist linearen Ablagerungskörpern runde bis ovale Kuppen und steilhängige, oft nur wenige Meter breite, 5-8 m, teils bis 12 m hohe Rücken (Rückentyp). Sie sind auffallend SW-NE oder NW-SE gerichtet und bilden bis 1 km lange, teils parallele Züge. Sie erinnern an Oser, zumal sie lokal bajonettartig versetzt sind. 3-6 m tiefe Schwellen gliedern längere Rücken. Neben schräggeschichteten Sanden und Kiesen treten fast horizontal abgelagerte Feinsande und Schluffe auf, lokal auch



Abb. 9

Kamessedimente mit waterlain bzw. flow till am Hangfuß der Rotscherlinder Hochfläche. Oberkante 43 m ü. NN. Oben 4 ° nach NE einfallende Mittelsande, unter Steinanreicherung und Till in 2 m Tiefe schräggeschichtete Sande (20-25 ° nach ESE). Liegender Sandkomplex ist mit 30-40 ° nach E geschüttet. Aufnahme 1978

Fig. 9

Kame-sands and waterlain/flow till on the slope basis

At the top sands dip 4 ° to NE, stones 2 m and tills under the surface, deeper sands dipping 20-30 ° ESE, subjacent sands dipping 30-40 ° to E, surface in 40 m a.s.l.

Im Gebiet Lehnin, Rummelbrücke, Emstal und Rädels befinden sich große Flachseen und Torfareale: Mühlenteich, Rädelsche Wiesen, Emstaler Bruch, Mittelsee, Emster Schlauch. Ihre Becken gehen auf mehrere große Toteisfelder zurück, deren Topographie sich wiederholt änderte. Zeitgleich mit dem Eisoberflächenwandel verlagerte sich ausgetauter Schutt gravitativ und schmelzwasseraktiv. Die Eistopographie änderte sich wiederholt invers, in dem Sedimente von höheren

Geschiebemergelreste (Straße Lehnin – Emstal). Zwischenräume benachbarter Rücken sind von oberflächlich geschlossenen runden, ovalen oder gestreckten Kleinsenken, Dellen und/oder Tälchen besetzt. Die Verteilung kleinsohligter Senken weist darauf hin, dass unterlagernde Toteisblöcke nach Norden hin mächtiger und zahlreicher waren. Die vielen kleinen Toteissenken sind heute positionsbedingt bodentrocken oder bodenfeucht, 10% sind nass oder vertorft. Am Südufer

des Mühlenteichs, bei Emstal, am grundwassergespeisten Mittelsee sowie zwischen Mittelsee und Emster ist dieses Kleinmosaik an Landschaften ideal ausgebildet. Die Formen-Gruppe Rücken demonstriert auf engem Raum den Einfluß von Relief, Substrat, Position, Exposition und Wasser auf Boden- und Vegetationsgesellschaften.

Flächenmäßig verbreiteter und landschaftlich eintöniger ist die Reliefgemeinschaft Plattentyp, u. a. zwischen Klostersee und südlichem Gohlitzsee. Runde und ovale Breitberge, Flachrücken und niedrige, klein- bis mittelgroße, ebene bis wellige Platten mit z. T. 500 m Seitenlänge und langgestreckte, großsohlige Kleinsenken bilden diese Reliefgruppe. Die flachen Vollformen entstanden sedimentär durch glazilimnische und -fluviale Ablagerungen (lokal mit waterlain und flow till) in ovalen oder runden Intra- und Supraglazialbecken. Typisch sind parallele Horizontal- und Schrägschichten, teils auch flaserige Strukturen, die von Dehnungsstrukturen durchsetzt sind. Lokale Schluff- bzw. Lehmunterlagerungen gleichen die eintönige Oberfläche aus, da nährstoffreichere Böden und Grundwassernähe abwechslungsreichen Laub- und Mischwald ermöglichen.

Etwa 600 m nordwestlich vom Kloster Lehnin wurden Sedimente und Strukturen dieses Relieftyps auf 650 m Trassenlänge zwischen Rotscherlinder Plateaurand und der Pumpstation am Emsterkanal beobachtet (WEISSE 1980, S. 110). Etwa ab 2 m unter Flur traten 10-20 ° schräggeschichtete Sande und Feinkiese auf. Überdeckt waren sie von fast horizontal gelagerten Sanden. Trotz zahlreicher Abschiebungen, beiderseits befanden sich relativ große sohlentrockene Hohlformen, ergaben Schrägschichtungsmessungen an 30 Stellen eine südöstliche bis nordnordöstliche Ablagerungsrichtung.

3. Zur ungleichen Verteilung von Seen

Sand- und Kiesschüttungen auf Toteis bewahrten manche exarative und glazifluvial-erosive Hohlform vor morphologischer Auslöschung. In der nördlichen Niedertaulandschaft sind mehrere auffallend langgestreckte N-S, NW-SE oder NE-SW streichende Seen eingebettet (Gohlitz-, Kloster- u. Nahmitzsee), teils auch als vertorfte Niederungen (Emstaler Bruch, Löcknitzwiesen, Schwampwiesen und namenlose Brüche). Seespiegel und seenahe Sandoberflächen sowie angrenzende Torfflächen nehmen etwa 25% der nördlichen Lehniner Niedertaulandschaft ein. Damit ist das Gebiet auffallend reich an großen Hohlformen, während diese zwischen Rädels und Lange Berge fehlen. Seefrei sind auch die benachbarten Rotscherlinder und Beelitzer Plateaus.

Offensichtlich fand das weichselzeitliche Inlandeis bei Lehnin ein Relief vor, das der heutigen Verteilung von Hochflächen und Niederungen ähnelte. Nachdem das weichselzeitliche Inlandeis die Glindower Hochfläche überwunden hatte, erodierten vorstoßende Gletscher und unter Druck stehendes Schmelzwasser und schufen lange Hohlformen und Rinnen in der damals hindernisarmen Kaniner und Lehniner Tiefenzone. Bei Rädels steilte sich das vorstoßende Inlandeis an

mächtigeren Vorschütt-sedimenten auf und stauchte diese zu 82-86 m ü. NN hohen Endmoränen empor. Dabei erlahmten bereits in ihrem Vorland Exaration und Schmelzwassererosion, die Bildung tiefer Rinnen bzw. Senken stellte sich ab Rädels ein. Auf ähnliche Weise erklärt sich das Fehlen tiefer See-Hohlformen auf Rotscherlinder und Glindower Hochfläche. Der in Kanada beobachtete supercooling-Prozess erklärt plausibel die Verteilung großer Seehohlformen im Lehniner Gebiet.

4. Periglazialerscheinungen

4.1 Trockentäler und Dellen im Lehniner Niedertagebiet und in angrenzenden Platten

Obwohl Rücken und Kleinplatten der Niedertaulandschaft periglaziär überprägt wurden, lassen sich markante Tälchen und Dellen nur lokal nachweisen. Meist sind diese kurz, wenig verzweigt und morphologisch undeutlich. Kurze Dellen bzw. Trockentäler treten in östlicher Niedertaulandschaft auf, diese enden in mittelgroßen vertorften Feuchtsenken. An hohen Endmoränen ansetzende lange Täler durchziehen südöstliche Grundmoränen und marginale Kamesareale.

Auf dem nördlichen Rotscherlinder Plateau widerspiegeln morphologisch deutlich ausgebildete Trockentäler und Dellen glazigen bestimmte Sedimentanordnungen. Hier war die periglaziäre Abtragung selektiv, denn die Ausräumungsformen zeichnen z. T Sandareale nach. Nördlich der Michelsdorfer Straße verlaufen diese bogenförmig von NW nach SE, nördlich einer periglazialen Wasserscheide streichen andere von SE nach NW bzw. von S nach N zur Kaniner Niederung.

Auffallend stark ist die Westflanke des Lehniner Niedertagebietes zertalt und zerdellt. Die Täler beginnen auf der Rotscherlinder Hochfläche und enden an Aufschüttungskegeln nahe Kloster- und Gohlitzsee. Ein etwa ¼ km² großer periglazial-fluvialer Ablagerungskegel, der den Austrag eines 1 km² großen, in 75-50 m ü. NN gelegenen Einzugsgebietes enthält, befindet sich nordwestlich Rädels. Der Kegel liegt in 45 bis 35 m ü. NN, er drängt das südwestliche Gohlitzseeufer nach Osten ab (Abb. 10 u. 11).

Tälchen- und Dellenwasser der nördlichen Lehniner Deglaziationslandschaft floss zur Kaniner Niederung. Zusammen mit sandführenden Schmelzwässern der Fercher Gegend (Mittelbusch) deckten sie als Talsandterrasse niedrige Kames zu. Etwa 1 bis 2 km nördlich Lehnin lassen sich daher keine Deglaziations-Breitberge und -Flachrücken mehr nachweisen. Nur heute vertorfte subglaziale Rinnen (Damsdorfer, Langes und Mückenfenn) und Becken (Kaniner Bruch) weisen auf ehemalige Niedertauprozesse hin. Tiefe Becken erhielten sich als Kölpin- und Netzener See.

4.2 Dünen und Flugsandfelder

Periglazialwässer der südlichen Niedertaulandschaft flossen über das Rädelsche Tal zum Jüngeren Baruther Urstromtal. Relativ zeitig lagerten sich jedoch auf dem 5 km langen und



Abb. 10
Blick aus einem periglazialen Trockental auf den Gohlitzsee. Weststeilhang. Aufnahme 2004

Fig. 10
View from a periglacial valley to Gohlitzsee in the east. Steep slope W of the lake



Abb. 11
Blick aus einem Tal auf südwestliches Gohlitzseeufer, das durch periglaziäre Kegelsedimente und organische Ablagerungen nach Osten abgedrängt ist. Nordwestlich Rädels, Aufnahme 2004

Fig. 11
View to S of the Gohlitzsee. In front are periglacial fan deposits and organic sediments displacing eastwards the lakeshore.

1-2 km breiten Rädelschen Talboden (in 49-45 m ü. NN) und am Süd- und Südostrand der Rotscherlinder Hochfläche Flugsanddecken und ein 4 km langer und der 1 km breite Dünenkomplex Ritscheberge ab. Diese etwa 59-70 m ü. NN hohen Erhebungen bestehen z. T. aus Parabeldünen. Sie riegeln den Talboden morphologisch bis an die Langen Berge (82,7 m ü. NN) ab. West- und Südwestwinde entnahmen Fein- und Mittelsande offenbar den Baruther Urstromalterrassen und Periglazialkegeln am südlichen Rotscherlinder Plateaufuß.

5. Niedertaulandschaft und Mensch

Die Unzugänglichkeit der Lehniner Niedertaulandschaft erschwerte die Ansiedlung von Menschen, die deshalb nur Randbereiche in Besitz nahmen. Erst Zisterzienser Mönche ließen sich 1183 dauerhaft im schwer erschließbaren Feucht-

gebiet nahe Klostersee nieder. Mönche errichteten das Kloster auf einem 150-200 m breiten und 300-400 m langen N-S streichenden flachen Kamesrücken, der die Feuchtniederungen nur 4-6 m überragt. Wegen des ungünstigen Baugrundes sank der Westteil der 1195-1262 erbauten Klosterkirche ab. Ein Neubau erfolgte erst 1869-1877. Seit 1911 nutzt das Luise Henrietten-Stift die Klostergebäude zur Alters- und Krankenpflege. Ein 2000-2002 an der Flachrücken-Nordseite errichteter Krankenhausneubau wurde sicherheitshalber auf mehr als 100 jeweils 14 m langen Pfählen gegründet (Abb. 12 u. 13).

Auf Flachrücken und mittelgroßen niedrigen Platten, die von Flachsenken durchsetzt sind, wurde der Ort Lehnin errichtet, wegen damaliger Relief- und Wegeungunst vermutlich erst im 17. Jh. Sternförmiger bis strahliger Straßenverlauf spiegelt die enge Verzahnung sandiger Flachformen und



*Abb. 12
Torfabbau,
Bildmitte Emster-Bach,
Hintergrund steilhängi-
ger bewaldeter Schmal-
rücken. Südwestlich Ems-
tal. Aufnahme 1982*

*Fig. 12
Subglacial channel, in
front a peat-pit, on the left
the Emster-river, in back-
ground a steeply ridge.
Emster Bruch*



*Abb. 13
Periglazial-fluviale Fein- und Mittelsan-
de, am bewaldeten Plattenrand flach, in
Richtung ehemaligem Kaniner Seerand
intensiv tiefgründig rot gefärbt (Go-Ho-
rizont). Wasserspiegel durch Luchgra-
ben um 1-1,5 m abgesenkt. Kaniner Luch
im Kaniner Schmelzwassertal. Aufnah-
me 1994*

*Fig. 13
Periglacial red sands formed by high wa-
ter table before the lake was drained. S
of Kaniner Bruch*

vertorfte Feuchtsenken wider (vgl. Torfniederung zwischen Belziger Straße und Straße nach Kaltenhausen). Auch der Ort Rädelsche Tal zeigt mit seinem sternartigen Straßenverlauf nach N, NW, SE und S die enge Verzahnung von Flachrücken und Feuchtsenken an.

Wegen überdurchschnittlichem Wassereinfluss in Niederungen, flachen Sandplatten und Flachrücken griffen die Menschen regulierend in landschaftliche Prozesse ein. Zisterzienser Mönche entwässerten in begrenztem Umfang Feuchtgebiete. Diese und spätere Arbeiten leiteten jedoch die Verlandung von Flachseen ein. Das Kaniner Bruch, um 1600 noch ein See, war um 1700 eine sumpfige Niederung und wurde 1722 als morastiger Teich bezeichnet. Der um 1750 ausgehobene, 4,5 km lange Luchgraben verstärkte die Wasserabsenkung (Graben-Schau-Ordnung, 1782), das Kaniner Bruch wurde Wiesenland (SCHMIDT 1992, S. 140). Weitere Meliorationen erfolgten im 19. Jh. Entwässerung (Kellnerfenn 1725), Begradigung, Vertiefung und Kanalisierung des Luchgrabens und mancher Fließe erfolgten nach 1945 und um 1970/80. Kleinsenken mit Erlenbrüchen trockneten aus, manche Hohlformen wurden verfüllt. Torfabbau (Brennstoff, Blumenerde) hinterließ im Emsterbruch einen längeren See. Torfabbau erfolgte auch von 1960-1970 im Kellnerfenn. Umfangreicher Bändertonabbau zur Ziegelherstellung (19. Jh. u. Anfang 20. Jh.) verursachte bei Rädelsche Tal und auf dem Rotscherlinder Plateau mehrere 4-10 m tiefe, wassergefüllte Ziegel-Restgruben. Abbauteiche besiedelten sich mit Vegetation, so dass diese Feuchtbiotope die Rotscherlinder Hochfläche heute ökologisch aufwerten.

Zusammenfassung

Lehnia liegt in einem extrem differenzierten Kamesgebiet, das vermutlich eine vorweichselkaltzeitliche 10-12 km lange N-S-Tiefenzone einnimmt. Die landschaftliche Vielfalt resultiert aus Vorstoß- und Rückschmelzprozessen des weichselkaltzeitlichen Inlandeises. Im Lee des Glindower Plateaus erodierte vorstoßende weichselkaltzeitliche Gletscher und Schmelzwässer lange Hohlformen, Becken und Rinnen (supercooling-Prozess). Da hohe Plateaus aktives Inlandeis behinderten, fehlen auf der Rotscherlinder Hochfläche Seehohlformen. Randareale der Hochfläche sind glazigen gestaucht, der Osthang führt ab 50 m ü. NN Niedertausedimente.

Das Inlandeis bildete zwei Eisrandlagen. Ein äußerer hoher erster Endmoränenbogen begrenzt die Lehniner Landschaft im Süden. Rückschmelzprozesse führten im Rückland zu flachen Kames und Grundmoränen. Das Relief einer weiteren zweiten Eisrandlage lässt auf aktives Eis im Osten (mittelhohe Endmoränen) und bei Michelsdorf im Westen, sowie auf passives Eis bei Rädelsche Tal (niedrige Marginalkames) und am Rotscherlinder Osthang schließen.

Schmelzwasser beider Eisrandlagen und von Subglazialrinnen erodierte das Rädelsche N-S-Tal. Selbst Schmelzwasser des 25-30 km² großen niedertauenden Gletschersaums im Rückland der Eisrandlage 2 bevorzugte anfangs diesen Abflussweg. Später strömte es auf stagnierenden und Toteisfeldern nach Norden. Ab Rädelsche Tal belegen Kames-Topflächen mit ihrem Nordgefälle diese Fließrichtung, die auch von Periglazialwasser bevorzugt wurde. Einen oberflächlichen

Schmelzwasserdurchfluss vom Kaniner Talniveau (35 m ü. NN) über Rädelsche Tal (mehr als 45-50 m ü. NN) zum Baruther Urstromtal (44 m ü. NN) gab es nicht.

In beiden Rückschmelzphasen entstanden neben zahlreichen verschiedenen großen Hohlformen besonders Kames-Vollformen. Weit verbreitet ist der ebene bis wellige Plattentyp, der sanfte Hügel, Flachrücken, Breitberge und niedrige kleine bis mittelgroße Platten umfasst. Diese entstanden in Vertiefungen der niedertauenden Gletscheroberfläche. Totis-Kleinsenken besitzen relativ große Sohlen. Grundmoräne tritt zurück. Begrenzt verbreitet sind 5-12 m hohe steilhängige Schmalrücken, die bis 1 km lang sein können. Schmelzwasser lagerte in Gletscherspalten und Rinnen Sande und Kiese ab, aus denen diese osartigen Reliefformen westlich und südwestlich von Emstal hervorgingen. Zahlreich sind Totis-Kleinsenken und großflächige Seen und Brüche.

Auf Hochflächen entstanden periglaziär Tälchen und Dellen, deren Schneeschmelz- und Regenwasser nach Norden abgeführt wurde. Hohe Dünenzüge verschlossen das Rädelsche Tal. Seeufer und flache Senken vertorfte im Holozän. Die Lehniner Niedertau Landschaft wurde spät besiedelt. Über Jahrhunderte hinweg senkte der Mensch den Wasserspiegel von Seen und Brüchen und des obersten ungeschützten Grundwassers in Kamesedimenten ab, wodurch Flachwasserareale relativ schnell verlandeten und vorhandene Torfe degradierten.

Summary

The relief diversity of Lehnin region results by advance and recession (deglaciation) of the Weichselian ice-sheet. Likely Lehnin area was a pre-existing (saale-glaciation ?) depression with 10-12 km in length. This depression is today surrounded of the Rotscherlinder Plateau in W, of the Beelitzer Plateau in E, of the Baruther valley in S and of the Kanin valley in N.

Under the lee of Glindow Plateau the Weichselian ice and the melt-water eroded in underground deep depressions and subglacial channels (by supercooling-process). At present at this hollow formes are lake and peat moors. The Rotscherlinder Plateau do not have lakes, also Beelitz-sandur, here the ice-lobe was not effective in consequence of their topography. Intraglacial melt-water was frozen, therefore erosional work was absent.

Weichselian glacier lobes leaved two marginal belts. In the south are developed end moraines of the maximum of the last glaciation (Eisrandlage 1). A first kame-landscape northwards succeed the second marginal belt (2, remelting marginal position Rädelsche Tal). The east area of the belt 2 consists of end (push) moraines, in the W the ice was passive, therefore fluvioglacial kames are accumulated. The marginal melt-water streamed southwards, also water from subglacial channels and supraglacial crevasses. The erosional work of this melt-water built up the Rädelsche Tal valley.

In the last deglaciation the ice cover melted effective. In this phase the melt-water from an area of 25-30 square km was drained to the N, because near Rädelsche Tal exists a relief in 45-

50 m a.s.l. Melt-water streamed over stagnant and dead ice and built up kame-Platten (flat hills, smooth plains). The typical morphological figure is a flat surface on the top. Their ground-plane is round, oval or elongated. Also built up kame-Schmalrücken: sharp symmetrical ridges, 5-12 m in height and nearly 1 km in length. Kames consist of gravel, sand and silt. In the centre and the environs of this landscape exist many little kettles and flat depressions, they filled with water and/or peat cover.

The Lehnin kame-landscape is typical for Weichselian deglaciation-forms in the background of maximum Brandenburg ice stage. In periglacial period built up dry valley, Delen and aerobic sands.

Literatur

Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe in Zusammenarbeit mit den Staatl. Geolog. Diensten d. BRD (1998): Geologische Übersichtskarte 1 : 200 000, CC 3942 Berlin, Hannover

DIENER, S. (1960): Pleistozän südlich und südwestlich von Berlin. - Exkursionsführer Brandenburg. 7. Jahrestag. Geol. Gesell. DDR., S. 135-149, Berlin, Akademie-Verlag

FRANZ, H.-J. (1962): Morphogenese der Jungmoränenlandschaft des westlichen Brandenburger Stadiums. - Wiss. Z. Pädag. Hochsch. Potsdam. Math.-Nat. R. 7, S. 29-48 u. 49-60, Potsdam

GASOW, F. (1927): Kloster Lehnin - Ein Führer durch Lehnin und seine Umgebung. - 63 S., Brandenburg (H)

HENNINGSEN, D. (2004): Gletschererosion und zirkulierende Schmelzwässer. - Naturw. Rdsch. 57, 2, S.86-87

HÖNOW (1929): Alte Graben-Schau-Ordnung der Zauche und der nördlich davon gelegenen Havelgend. - Heimatkalender für den Kreis Zauch-Belzig 5, S. 38-44

KEILHACK, K. (1891): Geologische Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten i. M. 1 : 25 000, Blatt Damelang

KEILHACK, K. (1892): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten i. M. 1 : 25 000, Blatt Damelang, Blatt Lehnin

KEILHACK, K. (1921): Geologische Übersichtskarte von Deutschland 1 : 200 000, Blatt Potsdam. - Berlin

Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg. Landesvermessungsamt Brandenburg (1997): Geologische Übersichtskarte des Landes Brandenburg i. M. 1 : 300 000, Potsdam

LAUFER, E. (1886): Bemerkungen über die Fortsetzung des alten Havellaufes vom Schwielow-See und Caniner Luch nach Brandenburg. - Jb. Preuß. Geol. Landesanstalt 7, S. 19-21, Berlin

LAUFER, E. & K. Keilhack (1892): Geologische Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten i. M. 1 : 25 000, Blatt Lehnin

MARCINEK, J. (1961): Über die Entwicklung des Baruther Urstromtales zwischen Neiße und Fiener Bruch. - Wiss. Z. Humboldt-Univ. Berlin, Math.-Nat. R. X, 1. Berliner Geogr. Arbeiten, Beitrag 32. S. 13-46, Berlin

Rat des Bezirkes Potsdam (Hrsg.) (1956): Natur und Naturschutz im Bezirk Potsdam. - Institut für Landesforschung und Naturschutz, Zweigstelle, Potsdam

SCHMIDT, W. (Hrsg.) (1992): Havelland um Werder, Lehnin und Ketzin. - Werte der deutschen Heimat 53, Selbstverlag Inst. f. Länderkunde, Leipzig

SCHOLZ, E. (1962): Die naturräumliche Gliederung Brandenburgs. - 93 S, Potsdam

SIGGEL, H. (1957): Die naturräumliche Gliederung der Zauche (Bez. Potsdam). - Geogr. Berichte - Mitt. Geogr. Gesell. DDR 2, S. 1-12. Berlin, Deutscher Verlag der Wissenschaften

STACKEBRANDT, W. & V. MANHENKE (Hrsg.) (2002): Atlas zur Geologie von Brandenburg im Maßstab 1 : 1 000 000. - LGRB, 2. überarb. Aufl., 142 S., Kleinmachnow

WEISSE, R. (2001): Oberflächennahe Glazialgeologie und Geomorphologie. Exkursionen. - In: H. J. SCHROEDER (Hrsg.): Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg, Nr. 4., Potsdam und Umgebung. - Geowissenschaftler in Berlin und Brandenburg e. V., Selbstverlag, 2. Aufl., S. 43-79, u. S. 108-200, Berlin

WEISSE, R. (1987): Die glazialgenetischen Einheiten westlich von Potsdam. - Z. f. geol. Wiss. 15, 3, S. 337-353, Berlin, Akademie-Verlag der DDR

WEISSE, R. (1982): Bau und Genese lagerungsgestörter Grundmoränenplatten bei Potsdam. - Z. f. geol. Wiss. 10, 6, S. 759-770, Berlin

WEISSE, R. (1980): Untersuchungsergebnisse zum Bau von Grundmoränenplatten bei Potsdam (mit Hinweisen zu Meliorationen). - Potsdamer Forschungen, R. B 21, 121 S., Pädag. Hochsch. Potsdam

Alle Topographische Karten 1 : 25 000, Urmesstischblätter und Topographische Karten 1 : 10 000 des Gebietes.

Anschrift des Autors:
Prof. Roland Weiße
14471 Potsdam
Auf dem Kiewitt 27/41